

ESTUDIO PALEOLIMNOLÓGICO
DE LAGUNAS DE ROCHA, CASTILLOS Y BLANCA,
SUDESTE DEL URUGUAY

Felipe García-Rodríguez

Tesis de Doctorado en Biología, Opción Ecología
Programa de Desarrollo de las Ciencias Básicas
(PEDECIBA)

Facultad de Ciencias
Universidad de la República
Montevideo, Uruguay

2002

Aprobación de la Tesis

Estudio Paleolimnológico de Lagunas de Rocha,
Castillos y Blanca, sudeste del Uruguay

Orientador: _____

Dr. Peter Sprechmann

Facultad de Ciencias

Co-orientador: _____

Dr. Burkhard Scharf

Umweltforschungszentrum Leipzig-Halle GmbH, Alemania

Aprobada por: _____

(Dr. Enrique Lessa)

(Dr. Néstor Mazzeo)

(Prof. Dr. Dr. h.c. Horst Lange-Bertalot)

(Prof. Dr. Andrzej Witkowski)

(Prof. Dr. Wolfgang Volkheimer)

Facultad de Ciencias, Montevideo, Uruguay

INDICE

	pág.
INDICE	i
LISTA DE FIGURAS	iii
LISTA DE TABLAS.....	viii
RESUMEN.....	ix
ABSTRACT	x
LISTA DE ABREVIATURAS	xii
AGRADECIMIENTOS	xiii
INTRODUCCION	1
Paleolimnología: definición, importancia y alcances	1
Las variaciones del nivel del mar durante el Holoceno	6
AREA DE ESTUDIO	10
Laguna de Rocha	10
Laguna Castillos.....	11
Laguna Blanca	12
MATERIALES Y METODOS	14
Muestreo	14
Dataciones	14
Granulometría y litología	16
Lámina delgada	16
Geoquímica	16
Diatomeas	17
Variables meteorológicas	18
Análisis estadísticos	18
RESULTADOS	19
Laguna de Rocha	19
Testigo LRO3	19
Testigo BOL1	22
Testigo LRO10	26
Testigo LRO14	30
Laguna Castillos	35
Testigo LCA10	35
Testigo LCA11	38
Laguna Blanca	42
Testigo LBL1	42

Evolución paleolimnológica durante el Holoceno	43
Evaluación de impactos culturales por medio de técnicas paleolimnológicas	50
DISCUSION	56
Laguna de Rocha	56
Testigo LRO3	56
Testigo BOL1	58
Testigo LRO10	60
Testigo LRO14	63
Laguna Castillos	65
Testigo LCA10	65
Testigo LCA11	67
Laguna Blanca.....	69
Testigo LBL1	69
Evolución paleolimnológica durante el Holoceno	69
Evaluación de impactos culturales por medio de técnicas paleolimnológicas	73
CONCLUSIONES	78
LITERATURA CITADA	80
APENDICE I.....	91
Lista de especies diatomeas	91
APENDICE II	93
Material publicado	95

LISTA DE FIGURAS

pág

Fig. 1. Representación esquemática del proceso de sedimentación en sistemas acuáticos.	1
Fig. 2. Modelos de las variaciones del nivel del mar para el hemisferio sur durante el Holoceno. Fuentes: Isla (1989), Martin & Suguio (1992), Ramsay (1995) y Angulo & Lessa (1997).	7
Fig. 3. Modelos de variaciones del nivel del mar para la costa sudeste de América del Sur. Fuentes: Isla (1989), Martin & Suguio (1992) y Angulo & Lessa (1997).....	8
Fig. 4. Lagunas de la costa sudeste del Uruguay consideradas en este estudio. Los círculos negros indican las estaciones de muestreo en cada cuerpo de agua.	10
Fig. 5. Mapa de la Laguna de Rocha. Los círculos negros indican las estaciones de muestreo.	11
Fig. 6. Mapa de la Laguna Castillos. Los círculos negros indican las estaciones de muestreo.	12
Fig. 7. Mapa de la Laguna Blanca. Se esquematiza la evolución del uso del suelo en la cuenca del cuerpo de agua para 1944, 1967 y 1998 (Fuente: fotos aéreas). PPA = Planta de Potabilización de Agua.....	13
Fig. 8. Desarrollo del testigo LRO3, edades de las secciones datadas y distribución vertical de las diferentes fracciones de sedimento. Las unidades litológicas se indican con números romanos.	19
Fig. 9. Distribución vertical de materia orgánica y nitrógeno total en el testigo LRO3.	20
Fig. 10. Abundancia relativa de las diatomeas en el testigo LRO3. ZAD = Zonas de Asociaciones de Diatomeas.	21
Fig. 11. ACP de la composición florística de diatomeas en el testigo LRO3. Se indican las especies más representativas para las diferentes secciones de profundidad.....	22

Fig. 12. Desarrollo del testigo BOL1, edades de las secciones datadas y distribución vertical de las diferentes fracciones de sedimento. Las unidades litológicas se indican con números romanos.	23
Fig. 13. Distribución vertical de materia orgánica, nitrógeno total y fósforo total en el testigo BOL1.	23
Fig. 14. Abundancia relativa de las diatomeas en el testigo BOL1. ZAD = Zonas de Asociaciones de Diatomeas.	25
Fig. 15. ACP de la composición florística de diatomeas en el testigo BOL1. Se indican las especies más representativas para las diferentes secciones de profundidad.....	26
Fig. 16. Desarrollo del testigo LRO10, edades de las secciones datadas y distribución vertical de las diferentes fracciones de sedimento. Las unidades litológicas se indican con números romanos.	27
Fig. 17. Distribución vertical de materia orgánica, carbonato, pigmentos derivados de clorofila, carbono total, nitrógeno total, fósforo total y proporción carbono : nitrógeno en el testigo LRO10.	28
Fig. 18. Abundancia relativa de las diatomeas en el testigo LRO10. ZAD = Zonas de Asociaciones de Diatomeas.	29
Fig. 19. ACP de la composición florística de diatomeas en el testigo LRO10. Se indican las especies más representativas para las diferentes secciones de profundidad.	30
Fig. 20. Desarrollo del testigo LRO14, edades de las secciones datadas y distribución vertical de las diferentes fracciones de sedimento. Las unidades litológicas se indican con números romanos.	31
Fig. 21. Distribución vertical del materia orgánica, carbonato y pigmentos derivados de clorofila en el testigo LRO14.	32
Fig. 22. Abundancia relativa de las diatomeas en el testigo LRO14. ZAD = Zonas de Asociaciones de Diatomeas.	33

Fig. 23. ACP de la composición florística de diatomeas en el testigo LRO14. Se indican las especies más representativas para las diferentes secciones de profundidad.	34
Fig. 24. Desarrollo del testigo LCA10, edades de las secciones datadas y distribución vertical de las diferentes fracciones de sedimento. Las unidades litológicas se indican con números romanos.	35
Fig. 25. Distribución vertical del materia orgánica, carbonato y pigmentos derivados de clorofila en el testigo LCA10.	36
Fig. 26. Abundancia relativa de las diatomeas en el testigo LCA10. ZAD = Zonas de Asociaciones de Diatomeas.	37
Fig. 27. ACP de la composición florística de diatomeas en el testigo LCA10. Se indican las especies más representativas para las diferentes secciones de profundidad.	38
Fig. 28. Desarrollo del testigo LCA11, edades de las secciones datadas y distribución vertical de las diferentes fracciones de sedimento. Las unidades litológicas se indican con números romanos.	39
Fig. 29. Distribución vertical del materia orgánica, carbonato y pigmentos derivados de clorofila en el testigo LCA11.	40
Fig. 30. Abundancia relativa de las diatomeas en el testigo LCA11. ZAD = Zonas de Asociaciones de Diatomeas.	41
Fig. 31. ACP de la composición florística de diatomeas en el testigo LCA11. Se indican las especies más representativas para las diferentes secciones de profundidad.	42
Fig. 32. Desarrollo del testigo LBL1, edades de las secciones datadas y distribución vertical de las diferentes fracciones de sedimento. Las unidades litológicas se indican con números romanos.	44
Fig. 33. Foto de la sección 400-500 cm del testigo LBL1. Preparados lámina delgada hechos para la sección 400-490 cm. Las barras negras sobre los preparados de lámina delgada indican microlaminaciones dominadas por sedimentos arenosos.	45

Fig. 34. Distribución vertical de materia orgánica, carbonato, pigmentos derivados de clorofila, carbono total, nitrógeno total, fósforo total y proporción carbono : nitrógeno en el testigo LBL1.	47
Fig. 35. Abundancia relativa de las diatomeas en el testigo LBL1. ZAD = Zonas de Asociaciones de Diatomeas.	48
Fig. 36. ACP de la composición florística de diatomeas en el testigo LBL1. Se indican las especies más representativas para las diferentes secciones de profundidad.	49
Fig. 37. Distribución de seaxantina y luteína en el testigo LBL1. El número romano indica la unidad litológica XII.	50
Fig. 38. Distribución vertical de la actividad de ^{210}Pb , ^{226}Ra , ^{137}Cs y tasa de sedimentación calculada a partir de las edades ^{210}Pb . Se indican los impactos culturales en la cuenca de la laguna.	51
Fig. 39. Distribución vertical de materia orgánica, carbonato, fracción inorgánica no carbonatada, carbono total, nitrógeno total, fósforo total y pigmentos derivados de clorofila.	52
Fig. 40. Abundancia relativa de las especies de diatomeas en las épocas recientes del testigo LBL1. Las unidades litológicas se indican con números romanos.	54
Fig. 41. Precipitación total mensual y anual durante los últimos 70 años para la estación Rocha. La línea punteada indica la media histórica. Datos proporcionados por la Dirección Nacional de Meteorología.	55
Fig. 42. Comparación entre el desarrollo de los testigos tomados en la Laguna de Rocha. Se indican las variaciones del nivel del mar inferidas en este estudio, y las variaciones del nivel del mar inferidas por Martin & Suguio (1992).	57
Fig. 43. Foto de la sección 0-100 cm del testigo LRO10. Se indican las diferentes fases transgresivas y regresivas durante el Holoceno.	63
Fig. 44. Comparación entre el desarrollo de los testigos tomados en la Laguna Castillos.	

Se indican las variaciones del nivel del mar inferidas en este estudio, y las variaciones
del nivel del mar inferidas por Martin & Suguio (1992).66

Fig. 45. Desarrollo del testigo LBL1. Se indican las variaciones del nivel del mar
inferidas en este estudio, y las variaciones del nivel del mar inferidas por
Martin & Suguio (1992).70

LISTA DE TABLAS

Tabla I. Especificidad taxonómica de pigmentos fotosintéticos fósiles. Fuentes: Leavitt (1993), Lami <i>et al.</i> (1994), Hodgson <i>et al.</i> (1997), Lami <i>et al.</i> (1997).	4
Tabla II. Lista de testigos de sedimento tomados.	14
Tabla III. Escala de tamaño de sedimento. Fuente: Balsille & Tanner (1999).	16
Tabla IV. Tasas de sedimentación para los intervalos datados en Laguna Blanca.	43

RESUMEN

Se realizó un estudio paleolimnológico de Lagunas de Rocha, Castillos y Blanca. Se tomaron testigos de sedimentos que abarcan el Pleistoceno superior y Holoceno. Análisis granulométricos, de materia orgánica y carbonato, carbono, nitrógeno y fósforo totales, pigmentos fósiles, diatomeas, preparados de lámina delgada y dataciones (^{137}Cs , ^{210}Pb , ^{14}C convencional y AMS ^{14}C), permitieron inferir la evolución del estado trófico y salinidad de los cuerpos de agua. Los modelos de variaciones del nivel del mar inferidos de las secuencias sedimentarias de Lagunas de Rocha, Castillos y Blanca, mostraron una buena correlación con los modelos regionales hechos para Brasil, aunque se observaron diferencias en la fase final de la primera emersión (en Laguna Blanca) y en la última fase regresiva del Holoceno (en Laguna de Rocha). Esto es, durante la fase final de la primera emersión del Holoceno (~3900 aAP), el modelo regional (Martin & Suguio 1992), propone una fase de ~300 años en la cual el nivel del se situó -0,7 m por debajo del nivel actual. Sin embargo, evidencias obtenidas de los cortes de lámina delgada, sugieren que esta fase, para Laguna Blanca, habría sido una serie de 19 oscilaciones de alta frecuencia del nivel del mar y/o tempestitas. Para la última fase regresiva del Holoceno (a partir de los ~2000 aAP), el modelo regional postula una regresión constante. Los testigos continuos tomados en Laguna de Rocha indican, sin embargo, que en épocas recientes (~500 aAP), habría ocurrido una transgresión la cual fue sucedida por una nueva regresión.

Se observaron mayores estados de trofía durante las regresiones, debido a los procesos de escorrentía y erosión causados por la retirada del mar, que coincidieron con disminuciones de salinidad. Las unidades litológicas correspondientes a períodos transgresivos estuvieron dominadas por sedimentos arenosos, bajos porcentajes de materia orgánica y nutrientes, mientras que aquellas unidades correspondientes a períodos regresivos mostraron aumentos de los porcentajes relativos de los sedimentos limo/arcillosos, materia orgánica y concentración de nutrientes.

Se descubrió una nueva especie de diatomea epibentónica [*Staurosira fernandae* sp. nov. (García-Rodríguez, Lange-Bertalot & Metzeltin)], en la sección correspondiente a Holoceno medio-superior del testigo tomado en Laguna Blanca. La nueva especie es indicadora de condiciones meso/oligohalinas. Asimismo, se presenta el segundo registro mundial de la especie *Pseudopodosira kosugii* (Tanimura & Sato 1997), la cual es de alto valor paleoecológico debido a que es una confiable indicadora de procesos transgresivos y cambios del nivel del mar. Se identificaron Zonas de Asociaciones de Diatomeas (ZAD) que correspondieron a procesos regresivos (co-dominadas por especies salobres y dulceacuícolas) y transgresivos (co-dominadas por diatomeas marino/salobres).

Se utilizaron técnicas paleolimnológicas para hacer una evaluación de impactos culturales en Laguna Blanca, la cual es el recurso de agua potable de ~80.000 habitantes. El análisis paleolimnológico permitió establecer las condiciones limnológicas antes y después del impacto humano. La remoción de suelos (1880-1960), junto con ganadería intensiva (1943-1966), condujeron a la formación de superficies de erosión en la sección norte de la cuenca de drenaje y aumento de la tasa neta de sedimentación. El sistema acuático exhibió condiciones mesotróficas con dominancia de diatomeas epibentónicas hasta 1966, cuando ocurrieron episodios de eutrofización como consecuencia de actividades de forestación. Se registraron incrementos en la concentración de nutrientes y floraciones de diatomeas planctónicas. Durante la última década, el desarrollo urbano y turístico, la alta demanda de agua potable, altas tasas de evaporación y bajas tasas de pluviosidad, condujeron a la reducción del área de la laguna en un 30%. Luego de fuertes aumentos de la pluviosidad, la laguna recuperó su área normal, y se observaron floraciones de fitoplancton y proliferación litoral de macrófitas.

ABSTRACT

A paleolimnological study was carried out in Rocha, Castillos and Blanca Lagoons. Sediment cores that extend to upper Pleistocene and Holocene, were retrieved. Analyses of grain size, organic matter, carbonate, total carbon, total nitrogen, total phosphorus, fossil pigments, diatoms, thin sections and datings (^{137}Cs , ^{210}Pb , conventional ^{14}C and AMS ^{14}C), were used to infer changes in both trophic state and salinity, of all three water bodies. Sea level change inferred from the sediment sequences of Rocha, Castillos and Blanca Lagoons, showed a close agreement with regional model of Brazil, but some differences were observed for the first Holocene emergence/submergence (in Blanca Lagoon), and the last Holocene regressive phase (in Rocha Lagoon). That is, during the first emergence/submergence (~3900-3600 yr BP), the regional model (Martin & Suguio 1992), proposes that level was -0.7 m lower than present level. However, thin layer proxies suggest that for Blanca Lagoon, this stage might have been composed for 19 high/low sea level stands and/or tempestites. For the last Holocene regression (after ~2500 yr BP), the regional models postulates a constant regression episode. However, sediment cores retrieved from Rocha Lagoon indicate that in recent times (~500 yr BP), a further transgression followed by a regression might have taken place.

Higher trophic states were observed during regressions than transgressions, because of erosion and runoff processes as the sea retired from the shore. In addition, decreases in salinity levels were inferred. Those lithological units corresponding to transgressions showed dominance of sandy sediments, low organic matter percentages and nutrient concentrations, while those units

corresponding to regressions, were dominated by silt/clay sediments, high organic percentages and nutrient concentrations.

A new epibenthic diatom species was described [*Staurosira fernandae* sp. nov. (García-Rodríguez, Lange-Bertalot & Metzeltin)]. The new species was retrieved from the middle section of the core taken in Blanca Lagoon (mid/upper Holocene), which was shown to be an indicator of meso/oligohaline conditions. The second world-record of *Pseudopodosira kosugii* (Tanimura & Sato 1997) is also presented. This species was first described as “a new Holocene diatom found to be a useful indicator to identify former sea-levels”, and the findings of Tanimura & Sato (1997), seem to hold for SE Uruguay as well. The identified Diatom Association Zones (DAZ), showed a good relationship between sea level and species co-dominance, being transgression episodes dominated by marine/brackish species, while regression events, were co-dominated by brackish/freshwater species.

Paleolimnological techniques were used to assess human impacts on Laguna Blanca, which is a drinking water source for ~80,000 local residents. Limnological conditions before and after cultural impacts were established. Soil removal (1880-1960) and intensive cattle and sheep grazing (1943-1966), led to gully formation in the catchment. This watershed erosion resulted in increased sedimentation rates. The aquatic system showed mesotrophic conditions with dominance of epibenthic diatoms until ~ 1966, at which time eutrophication episodes were observed because of forestry activities. Increases in nutrients as well as blooms of planktonic diatoms were observed. During the last decade, tourist/urban development as well as high drinking water demand conducted to a reduction in lake area, which after sharp increases in rainfall, led to further phytoplankton blooms and macrophyte proliferation.

LISTA DE ABREVIATURAS

aAP: Años Antes del Presente (edades ^{14}C referidas a 1950)

ACP: Análisis de Componentes Principales

AD: Años Domini (Después de Cristo, para edades ^{210}Pb)

AMS: *Accelrated Mass Spectrometry* (Espectrometría de Masa Acelerada)

C/N: Proporción carbono/nitrógeno (atómica)

Criso:diato: proporción crisofitas/diatomeas

^{14}C : Carbono 14

^{137}Cs : Cesio 137

HPLC: *High Performance/Pressure Liquid Chromatography* (cromatografía líquida)

M.O.: Materia orgánica

P.F.: Peso Fresco

P.S.: Peso Seco

^{210}Pb : Plomo 210

Z (cm): Profundidad

ZAD: Zonas de Asociaciones de Diatomeas

λ : Valores propios (*eigenvalues*)

ϕ : Unidades phi de tamaño de sedimento [$\log 2$ (tamaño de grano, mm)] (Tabla III)

AGRADECIMIENTOS

Quiero extender mi mayor agradecimiento y gratitud a las siguientes personas e instituciones:

A Peter Sprechmann por su paciente supervisión y apoyo de siempre para que las cosas salieran adelante. Burkhard Scharf, por su interés en hacer investigaciones paleolimnológicas en Uruguay.

A mi esposa Fernanda, porque siempre estuvo ahí desde el principio y me dio las manos que fueran necesarias. Fernanda aguantó jornadas intensivas de trabajo experimental sin pausa hasta altas horas de la noche, y sin poner ni un pero. Gracias por tirarme la mejor especialmente en los momentos más difíciles.

A mis padres y hermanos, por darme el apoyo moral de siempre y hacer esfuerzos que a veces no estaban ni a su alcance para ayudarme como fuera. Por todo lo que siempre hicieron para que llegara hasta aquí. Abuela Lina también.

A toda mi familia y familiares que me dieron para adelante. Especialmente quiero agradecer a Mario Tarabal por su ayuda para entrar el equipamiento de muestreo en admisión temporaria al país, apoyo logístico durante los muestreos, y el envío de las muestras y equipamiento a Alemania. A Soledad Gago por su apoyo logístico y económico cuando a veces las papas quemaron. Jorge Pita por facilitarnos la logística para construir una plataforma de perforación después que el temporal del 5 de mayo del 2000, destruyó la plataforma original.

A todos los compañeros de la Sección Limnología que me apoyaron para hacer este trabajo. Especialmente a Flavio Scasso y Néstor Mazzeo con quienes discutimos desde el principio si valía la pena o no realizar esta investigación y por alentarme a incluir la Laguna Blanca en el área de estudio. Javier Clemente, Javier Gorga y Daniel Conde, me ayudaron con los muestreos y geoquímica. Sylvia Bonilla y María del Carmen Pérez otorgaron permiso para publicar una foto SEM de *Pseudopodosira kosugii*.

A los compañeros de la UNCIEP Carola Castiñeira, Laura del Puerto y Hugo Inda por el trabajo conjunto que realizamos, y a Roberto Bracco por datar los testigos BOL1 y LRO3.

A todos los pobladores locales de Puerto de los Botes y La Riviera por su solidaridad y ayuda permanente durante la estadía en la estación de Limnología. Especialmente a Rudi y Javier Serra Honthou por estar siempre ahí dispuestos a dar las manos que fueran necesarias. Gonzalo Sosa y Michael Herzog también me ayudaron con el trabajo de muestreo.

A todos los investigadores del UFZ-Magdeburg, Sektion Gewässerforschung (Alemania). Especialmente a Götz Günther, Bernard Karrasch, Markus Winkler, Maren Mehrens, Katrin Wendt-Potthoff, Frau Degner, Frau Renate, Marlies Wengler, Ines Locker y Wolf von Tümpling. Gracias al Prof. Walter Geller por aceptarme como investigador visitante.

A nuestros mejores amigos de Magdeburg, Götz, Bea, Jasper, Temmo, Knut, Markus y Takma.

A Horst Lange-Bertalot del Botanisches Institut der Universität Frankfurt por recibirme como investigador visitante y compartir conmigo su enorme conocimiento sobre taxonomía de diatomeas. Manfred Ruppel por estar siempre dispuesto a trabajar conmigo en el microscopio electrónico.

A Ditmar y Moni Metzeltin por toda la ayuda brindada en aspectos profesionales y humanos durante la estadía en Frankfurt. Ditmar Metzeltin me regaló un microscopio óptico LEITZ-ORTHOLUX y la colección *Iconographia Diatomologica* para que pueda continuar con el trabajo de diatomeas de regreso a Uruguay. También compartió conmigo su enorme conocimiento sobre taxonomía de diatomeas.

A Luigi por darnos terribles manos para lo que fuera necesario durante la mudanza Magdeburg-Frankfurt, y adaptación en Frankfurt. También un agradecimiento especial al Tito Grassi, Pati, al Porteño Jorge y Gargaglione.

A Andrzej Witkowski, Margoschata y Gienia por recibirme con enorme cordialidad en el Department of Paleooceanography (University of Szczecin, Polonia), y ayudarme en la identificación taxonómica de diatomeas marinas. Andrzej también me regaló el vol. 7 de *Iconographia Diatomologica*.

A los amigos de Angol 21 interior, Chile: Resa, Christopher, Jared, Danilo, Laura, Gabriela, Javier, Flavio, Curro. También a la barra del 30 y tantos: Horacio, Mariana, Pablo, El Viejo Bruno por alegrar la vida y por todas las vueltas que me mandaron. A los compañeros del Centro-EULA, Prof. Chuecas, Pachuco, Coca, Lorena y Leo. Especialmente a Luis Felipe Beltrán por su sincera amistad, publicar trabajos conjuntos y por ayudar al Tate en México.

Al Nono de la “Herrería El Aguante” por brindar las instalaciones y herramientas necesarias para construir la plataforma de muestreo. Al Peje, Gugu, Cabeza, Leo, Carpincho, Guchi, Flavo, Pelado, Dubi, Gonchi, por su amistad y compartir cacerías nocturnas. A Marcelito por darme una mano cuando estuve en el pozo. También al Tato, Mula, Juanito, Mada, Sofi y muchos otros personajes que dan gusto. A los perros Toto y El Chanco. A Julio y Magdalena por facilitarme análisis médicos para postular al DAAD. A Marito (Imprenta Mastegraf).

A los integrantes de la comisión evaluadora.

Al Programa de Desarrollo de las Ciencias Básicas (PEDECIBA) por otorgarme una beca de Doctorado, y a Isolina Plata por su buena disposición para solucionar problemas. Al *Deutscher Akademischer Austauschdienst* (DAAD) por otorgarme una beca Sandwich para poder investigar en Alemania. A la escuela de Lenguas S + W Speak and Write, por los 6 meses de curso de Alemán intensivo.

Esta investigación se realizó con financiamiento del PEDECIBA, DAAD, UFZ-Gewässerforschung Magdeburg y Aguas de la Costa S.A., y es una contribución al proyecto CSIC N° C-32. Apoyo logístico de Facultad de Ciencias, UFZ-Gewässerforschung Magdeburg, Universität Frankfurt y University of Szczecin.

Este trabajo está dedicado a la memoria de Marcelo Pisano † (1967-2001).

INTRODUCCIÓN

Paleolimnología: definición, importancia y alcances

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 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), 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 pueden generar tales series de datos (observaciones indirectas o datos “*proxy*”), que de otra manera no serían obtenibles. Lo anterior es posible gracias al proceso de sedimentación. Este consiste en el depósito de componentes físicos, químicos y biológicos (tanto del cuerpo de agua como de la cuenca de drenaje), sobre la superficie del sedimento (Fig. 1). Con el paso del tiempo, se depositan capas cronológicamente, que contienen información sobre los eventos ocurridos en el pasado, por lo que los cuerpos acuáticos disminuyen su profundidad (Margalef 1983, Callender 2000). Por lo tanto, si se toman testigos de sedimento y se analiza la composición vertical de las variables físicas, químicas y biológicas, es posible reconstruir las condiciones paleolimnológicas de sistemas acuáticos y paleoambientales de sus cuencas de drenaje.

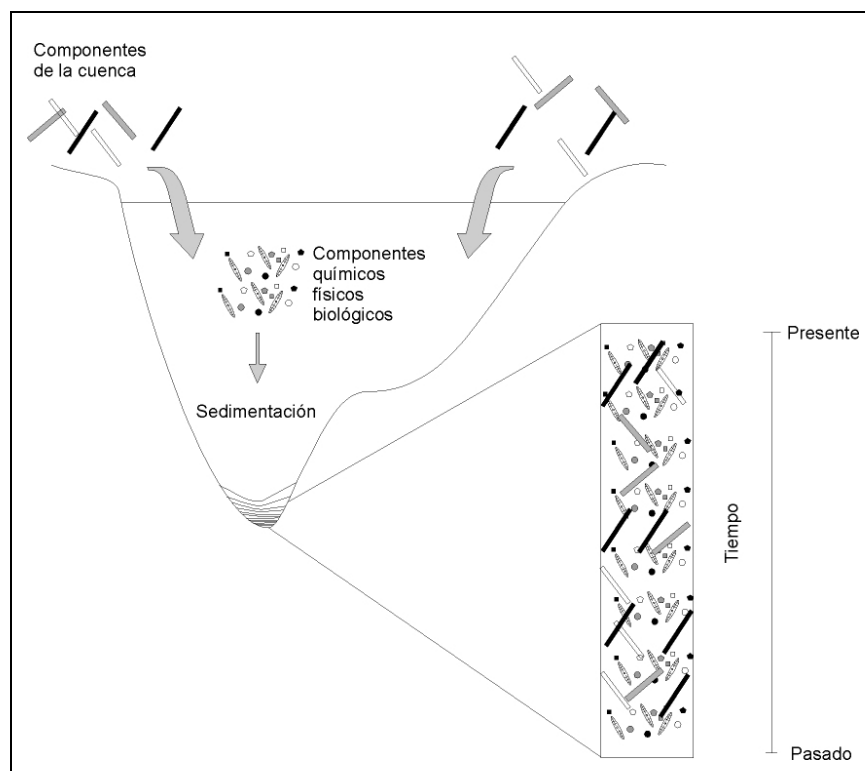


Fig. 1. Representación esquemática del proceso de sedimentación en sistemas acuáticos.

Para obtener un buen modelo cronológico de evolución paleoambiental, es necesario datar el sedimento. La geocronología determina cuantitativamente la distribución vertical de radioisótopos en el perfil sedimentario. Debido a la desintegración natural, las capas sedimentarias más profundas contienen proporciones menores de radioisótopos (Crickmore *et al.* 1990, Appleby *et al.* 1998, Appleby 2000). Existen muchas técnicas de datación. La elección radica en la escala de tiempo con que se pretenda trabajar. El método de datación con ^{14}C (vida media de desintegración 5730 años), lo hace apropiado para datar edades de miles de años. Por el contrario, los radioisótopos con vidas medias de desintegración 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 por lo tanto establecer la cantidad de material depositado por unidad de tiempo. Esto hace posible establecer la dinámica histórica de la sedimentación y el uso del suelo, los cuales influyen directamente sobre el funcionamiento general del sistema. Bajas tasas de sedimentación indican bajo de transporte de sedimentos en la cuenca. Altas tasas de sedimentación expresan alta erosión en la cuenca, y por lo tanto, entrada de material alóctono (Walling 1999).

El balance entre aporte autóctono y alóctono es un buen indicador de las condiciones paleolimnológicas del sistema, ya que posibilita inferir los posibles ambientes de depósito. En este sentido, el contenido de materia orgánica en un perfil sedimentario indica los episodios de enriquecimiento o empobrecimiento biótico de un sistema (Lami *et al.* 1994). La materia orgánica se origina de los lípidos, carbohidratos, proteínas y otros compuestos bioquímicos de los organismos vivos (Meyers & Lallier-Vergès 1999). Debido a su barata y fácil determinación se ha convertido en un parámetro de uso rutinario en paleolimnología (Dean 1999, Wilkes *et al.* 1999, Heiri *et al.* 2001) para describir la evolución trófica de sistemas acuáticos. Para optimizar la información que este parámetro ofrece, es necesario identificar si la materia orgánica sedimentaria proviene del sistema mismo (fitoplancton, zooplancton, bacterias, macrófitas) o de la cuenca (plantas terrestres). En sistemas de alta productividad la mayor parte de la materia orgánica sedimentaria es autóctona, puesto que presentan alta biomasa de productores primarios y secundarios. Por el contrario, en perfiles sedimentarios de sistemas de baja productividad, la mayor parte de la materia orgánica sedimentaria es de origen alóctono (Heinz *et al.* 1999, Lami *et al.* 2000).

Existen varios parámetros establecer la fracción autóctona y alóctona de la materia orgánica sedimentaria total. Los valores $\delta^{13}\text{C}$ en sedimentos pueden ser utilizados para diferenciar si la materia orgánica proviene de la cuenca de drenaje (especialmente la flora terrestre) o del cuerpo de agua mismo (Kamaleldin *et al.* 1997, Brenner *et al.* 1999). Las plantas terrestres obtienen carbono del CO_2 acuoso y atmosférico. Aquellas que siguen la vía fotosintética del ciclo de Calvin (C_3), fijan el carbono a través de la ribulosa-difosfato-carboxilasa y presentan valores medios bajos de $\delta^{13}\text{C}$ (-27‰). Las plantas C_4 siguen el ciclo de Hatch-Slack, fijan carbono a través del fosfoenolpiruvato y presentan valores medios de $\delta^{13}\text{C}$ (-14‰). Los valores promedio de $\delta^{13}\text{C}$ para el fitoplancton son de -17‰, mientras que para las macrófitas sumergidas -12‰. Las plantas C_3 presentan valores más bajos de $\delta^{13}\text{C}$ que las C_4 , porque utilizan el fosfoenolpiruvato (vía C_4) que tiene mayor afinidad por

en $^{13}\text{CO}_2$ que las plantas vía C_3 . Similarmente, la proporción carbono/nitrógeno (C/N) puede ser utilizada para determinar los cambios históricos de la composición de la materia orgánica sedimentaria (Kaushal & Binford 1999, Itkonen *et al.* 1999, Brenner *et al.* 1999). Las poblaciones acuáticas presentan proporciones C/N de entre 4 y 10 (Müller & Mathesius, 1999), mientras que las comunidades terrestres exhiben valores mayores 15. La variabilidad del cociente C/N en la columna de sedimento, indica entonces los cambios históricos en la composición de la materia orgánica del perfil sedimentario.

El nitrógeno y fósforo son asimismo importantes en el control de los productores primarios y por lo tanto del proceso de eutrofización (Margalef 1983). La eutrofización es el enriquecimiento orgánico natural o cultural de un cuerpo de agua. Conocer los niveles de estos nutrientes es entonces útil para poder explicar episodios de enriquecimiento o empobrecimiento acuático. El desarrollo de los productores primarios depende de la disponibilidad de N y P, ya que estos son fijados durante la actividad fotosintética (Harper 1992). La abundancia/pobreza de estos nutrientes limita la producción primaria dando lugar a aumentos/disminuciones de la biomasa microalgal. Por lo tanto, la distribución vertical de nutrientes a lo largo del perfil sedimentario proporciona información valiosa para entender los estados de productividad.

Información sobre C/N es particularmente útil cuando se utiliza en forma combinada con pigmentos fósiles. Debido a que la concentración de pigmentos fósiles es proporcional a la de la columna de agua al tiempo de depósito, pueden ser utilizados para inferir los niveles de paleoproduktividad primaria (Leavitt 1993, Lami *et al.* 2000). Asimismo, permite inferir la posible composición taxonómica de la flora acuática (*i.e.* fitoplancton, microfitorbentos, bacterias o macrófitas) que no se preservan como restos fósiles (Leavitt & Carpenter 1989, Leavitt & Carpenter 1990, Lami & Guilizzoni 1991, Pienitz 1992, Leavitt 1993, Leavitt & Findlay 1994, Lami *et al.* 1994, Lami *et al.* 1996, Leavitt *et al.* 1997, Hodgson *et al.* 1997, Hodgson *et al.* 1998, Lami *et al.* 2000). Esto se debe que diferentes grupos taxonómicos de flora acuática presentan pigmentos fotosintéticos característicos (Tabla I), que al ser separados y cuantificados permiten inferir la composición de poblaciones que no se conservan como restos fósiles. Esto es muy importante para reconstruir paleoproduktividades primarias de sistemas acuáticos, puesto que no siempre las microalgas silíceas son los principales productores primarios.

Lo anterior, se cumple siempre y cuando existan buenas condiciones de preservación de pigmentos. Los sistemas más apropiados para estudios de diversidad taxonómica de pigmentos, son aquellos que exhiben condiciones de estratificación térmica y bajas concentraciones de oxígeno en las capas más profundas. Asimismo es necesario que existan condiciones afóticas en el sedimento para que los pigmentos no se degraden por la acción de luz solar. Lo anterior (Leavitt 1993) posibilita asimismo establecer las condiciones sobre las cuales se depositan los componentes autóctonos y alóctonos (anoxia, estratificación, etc.), lo que permite inferir los rangos de profundidad de los sistemas acuáticos.

Tabla I. Especificidad taxonómica de pigmentos fotosintéticos fósiles. Fuentes: Leavitt (1993), Lami *et al.* (1994), Hodgson *et al.* (1997) Lami *et al.* (2000).

Pigmento	Grupo taxonómico
Aloxantina	Crisofitas
x-caroteno	Crisofitas, clorofitas
Astaxantina	Pelotas fecales (zooplancton)
β -caroteno	Todos las plantas
Cantaxantina	Pelotas fecales (zooplancton)
Fucoxantina	Algas silíceas
Isoreniratonina	Bacterias sulfúricas verdes
Luteína	Clorofitas, euglenofitas
Mixoxantofila	Cianobacterias filamentosas coloniales
Okenona	Bacterias sulfúricas púrpuras
Oscilaxantina	Oscillatoriales
Peredinina	Pirrofitas
Seaxantina, Equinona	Cianobacterias
clorofila-a (Chl-a)	Todas las plantas
Clorofila-b (Chl-b)	Clorofitas, Euglenofitas
clorofila-c (Chl-c)	Crisofitas, Pirrofitas
Feofórbido-a (Pha-a)	Derivados de Chl-a (pastoreo por zooplancton)
Feofitina-a (Pha-a)	Derivados de Chl-a
Feofitina-b (Pha-b)	Derivados de Chl-b
Feofitina-c (Pha-c)	Derivados de Chl-c

Los estados de trofia pueden establecerse mediante el estudio de la composición taxonómica de las diatomeas. Las diatomeas son organismos fotosintéticos unicelulares que presentan un esqueleto de sílice llamado frústulo. Este les permite conservarse como microfósiles en perfiles sedimentarios, por lo que pueden ser identificados hasta nivel de especie (Krammer & Lange-Bertalot 1986, 1988, Witkowski *et al.* 2000). La diversidad y abundancia relativa de diatomeas a lo largo de un perfil sedimentario, indican cambios en las condiciones ambientales de sistemas acuáticos, tales como pH (Siver 1999, Cameron *et al.* 1999, Rosén *et al.* 2000), temperatura (Rosén *et al.* 2000), salinidad (Wilson *et al.* 1994, Wilson *et al.* 1997, Sylvestre *et al.* 2001), conductividad (Dixit & Smol 1995, Reed 1998, Sai & King 1999), profundidad de la columna de agua (Brugam *et al.* 1998), nutrientes (Anderson 1998, Cooper *et al.* 1999, Saros & Fritz 2000), carbono orgánico total (Rosén *et al.* 2000), contaminación (Lange-Bertalot 1979), o estado trófico (Zeeb *et al.* 1994, Dixit & Smol 1995, Wessels *et al.* 1999, Alefs & Müller 1999). Excepto algunas especies tropicales de América del Sur (Metzeltin & Lange-Bertalot 1998), las diatomeas son organismos cosmopolitas. Esto representa una ventaja para los estudios paleolimnológicos, a la hora de traducir la composición específica de diatomeas, a

condiciones paleoambientales de cuerpos de agua. De esta forma, las diatomeas fósiles se han convertido en excelentes indicadores de condiciones ambientales y paleoambientales.

Al igual que las diatomeas, los silicofitolitos son también cuerpos silíceos que se forman en la pared epidérmica de las hojas de la vegetación terrestre (especialmente gramíneas, Twiss 1992). Debido a su conspicua pared silícea se depositan como microfósiles en los perfiles sedimentarios de sistemas acuáticos. Los tres tipos más importantes de silicofitolitos son los pooides, panicoides y cloridoides. Los pooides ocurren principalmente en las plantas C_3 , las cuales están concentradas en altas elevaciones o altas latitudes (clima frío). Los panicoides ocurren en plantas C_4 y son típicos de regiones tropicales y subtropicales. Los cloridoides predominan en regiones áridas y semiáridas. Los silicofitolitos permiten inferir paleoclimas y hacer reconstrucciones de la flora terrestre, y son particularmente poderosos cuando existe un análisis paralelo de polen (Stager & Johnson 2000).

Los estudios sobre tamaño, forma, color, textura y madurez mineralógica del sedimento son importantes para establecer los fenómenos de transporte de sedimentos e inferir los posibles escenarios de erosión y depósito (Wang & Ke 1997, Kjær 1999). La forma de las partículas sedimentarias refleja las condiciones ambientales a las cuales estuvieron sometidas (Kench & McLean 1997, Stewart *et al.* 2000). Por ejemplo, partículas de sedimento de forma redondeada, indican que han sido transportadas durante largo tiempo en ambientes de alta energía (Siron & Segall 1997, Berseizo *et al.* 1999). Por el contrario partículas con formas angulares reflejan que han sido poco transportadas y están depositadas cerca de su lugar de formación. La composición de clase de tamaño de partículas se utiliza para clasificar el sedimento por escalas granulométricas discretas creadas por la imposición subdivisiones de arbitrarias dentro un continuo natural (Wang & Ke 1997, Balsillie & Tanner 1999, Molinaroli 2000). El resultado conjunto del análisis de las variables cualitativas y cuantitativas arriba mencionadas, es el que determina diferenciación de unidades litológicas.

Las unidades litológicas son cuerpos sedimentarios con un mismo color, textura, granulometría y estado de conservación del material biogénico (Uddin & Lunberg 1999). En el caso de sistemas acuáticos costeros, cambios en las unidades litológicas reflejan cambios en las variaciones del nivel del mar (Sprechmann 1978, Isla 1989, Ramsay 1995, Oschmann *et al.* 1999, Lessa *et al.* 2000) que influyen directamente sobre los fenómenos bioestratinómicos. La bioestratinomía estudia el estado de conservación, articulación, posición, abrasión y fragmentación del material biogénico fósil, ya que las características tafonómicas de los fósiles están relacionadas con las características físicas de los sistemas acuáticos. Por ejemplo, sedimentos donde el material biogénico fósil presenta un alto grado de desarticulación y fragmentación, reflejan ambientes de alta energía (*i.e.* con oleaje, corrientes, alta turbulencia). Por el contrario, sedimentos con material biogénico con alto estado de conservación, reflejan sistemas de baja energía donde la sedimentación es mayor a la resuspensión, baja turbulencia, ausencia de oleaje. En este tipo de sistemas es común encontrar un alto grado de laminación de las estructuras sedimentarias e incluso varves (Grimm *et al.* 1997).

El análisis microscópico del sedimento ha tomado un gran impulso en los últimos años gracias al avance tecnológico y el desarrollo de técnicas de lámina delgada (Lami *et al.* 1994, Cooper 1997, Dean *et al.* 1999, Patterson *et al.* 1999). Las laminaciones representan microeventos en la historia de los cuerpos acuáticos, que revelan diferentes condiciones de sedimentación y estados de trofia. Mediante el análisis microscópico de láminas delgadas, es posible establecer secuencias de microeventos limnológicos en la historia de un cuerpo acuático. Incluso en aquellos casos donde se encuentren varves, es posible trabajar con una resolución estacional. Las varves son microlaminaciones que exhiben alternancias claro/oscuras en la secuencia sedimentaria, debido a las condiciones de sedimentación. Las varves son observables en ambientes de baja energía cinética, donde existen períodos estacionales de anoxia y alta oxigenación del hipolimnion. De este modo, cuando los sedimentos exhiben anoxia, el material depositado es de color oscuro (gris o negro). Por el contrario, cuando el hipolimnion está bien oxigenado, el material depositado es color claro (marrón o beige, Lami *et al.* 1994, Dean *et al.* 1999). Así, el conteo de las varves es una de las herramientas más precisas para datar a escala intra anual.

Las variaciones del nivel del mar durante el Holoceno

En el hemisferio sur, ocurrieron como consecuencia de la disolución de grandes cantidades de hielo de las regiones polares, cambios geoidales y cambios tectónicos (Isla 1989, Martin *et al.* 1987). Durante el Holoceno, el nivel del mar del hemisferio sur se situó por encima del presente (Isla 1989, Martin & Suguio 1992). Las curvas de cambios del nivel del mar para el Holoceno en el hemisferio sur se muestran en la figura 2.

Durante el Holoceno temprano el nivel del mar superó al presente, observándose algunas diferencias de elevación y cronología para diferentes áreas geográficas (Fig. 2). Los valores mínimos del nivel alto del mar fueron propuestos para Nueva Zelanda (+0,5 m) y los máximos para la costa de Brasil (+5 m), y la mayoría de las curvas muestran que el nivel estaba entre +2 y 4 m (Fig. 2). El fechado más antiguo de la primera transgresión del Holoceno corresponde a Tierra del Fuego (~9000 aAP) y el más reciente a Angola (~6500 aAP), lo cual indica una diacronía.

Para América del Sur, la primera transgresión del Holoceno está datada para Tierra del Fuego en ~9000 aAP, para Buenos Aires en ~8000 a AP y para Brasil en ~7000 a AP (Isla 1989, Martin & Suguio 1992). El modelo de variaciones de nivel del mar para el Atlántico sudoccidental (Isla 1989, Martin & Suguio 1992, Angulo & Lessa 1997, Angulo *et al.* 1999, Lessa *et al.* 2000), se muestra en la figura 3.

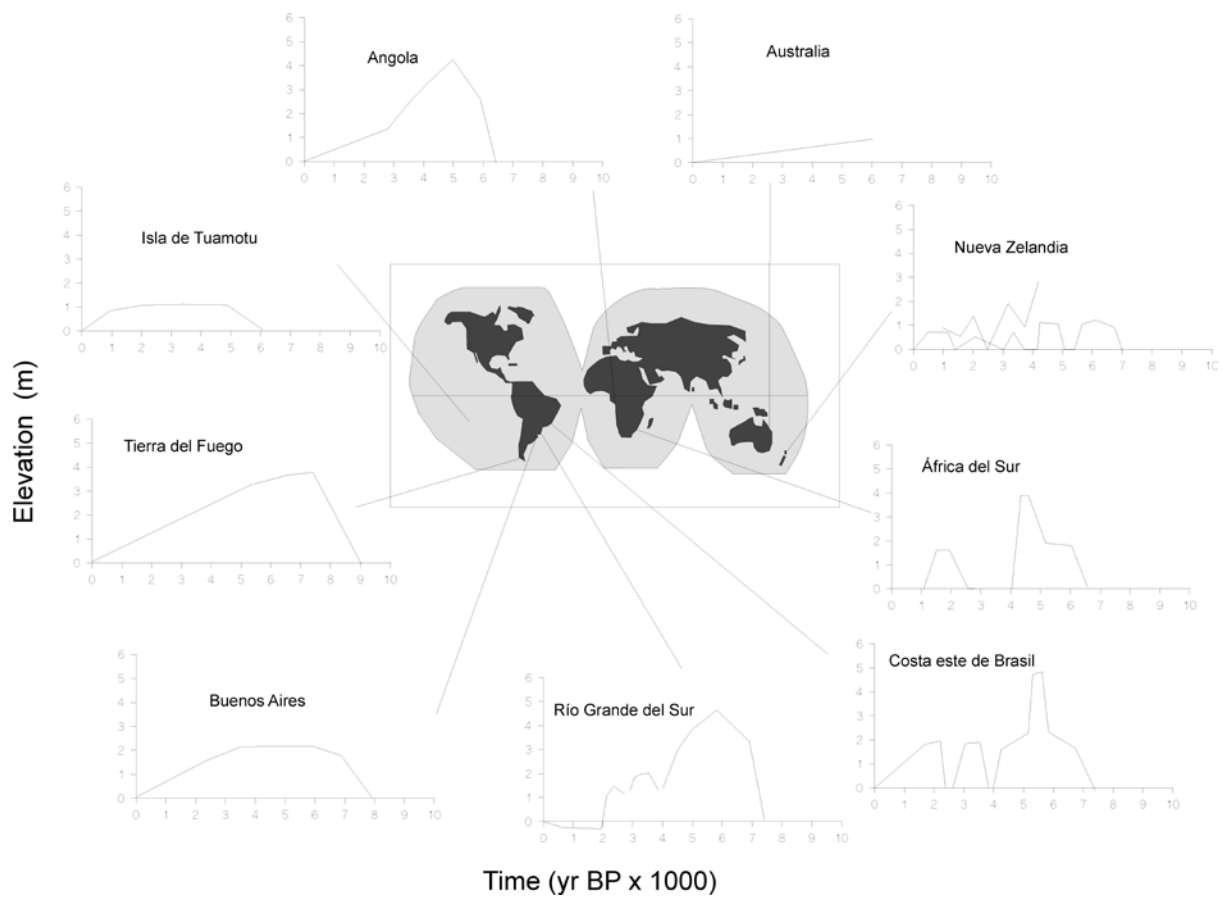


Fig. 2. Modelos de las variaciones del nivel del mar para el hemisferio sur durante el Holoceno.
Fuentes: Isla (1989), Martín & Suguio (1992), Ramsay (1995) y Angulo & Lessa (1997).

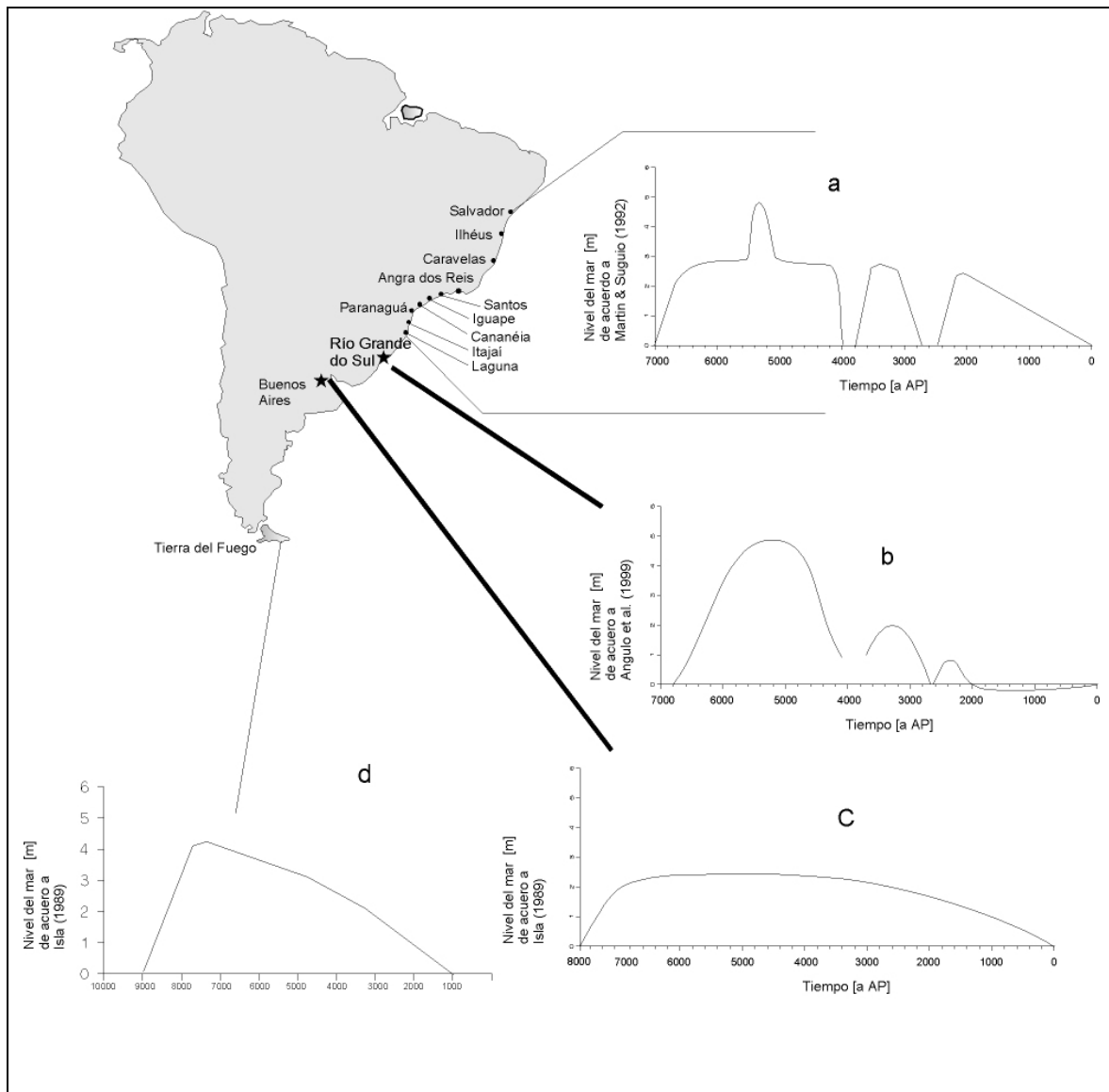


Fig. 3. Modelos de variaciones del nivel del mar para la costa sudeste de América del Sur. Fuentes: c y d: Isla (1989), a: Martín & Suguio (1992) y b: Angulo & Lessa (1997).

En Brasil, luego de la primera transgresión, se alcanzó el máximo nivel del mar durante el 5100 aAP (Fig. 3a, b). Durante el Holoceno, el nivel del mar estuvo siempre sobre el actual, excepto en la fase final de las dos primeras emersiones (3900 aAP y 2700 aAP), en los cuales el nivel del mar se situó un poco más bajo del actual (Martín & Suguio 1992, Fig. 3a). Este modelo es válido para la región de la costa comprendida entre Salvador y Laguna (Fig. 3). Para Río Grande del Sur, el modelo de variaciones del nivel mar tiene dos diferencias. La primera transgresión del Holoceno comenzó ~6800 aAP, y luego de los ~2000 aAP ocurrió una emersión en que el nivel del mar se situó un poco por debajo del actual (Angulo & Lessa 1997). En épocas recientes (*i.e.* en los últimos siglos) el nivel del mar ascendió hasta alcanzar el actual (Fig. 3b).

En Argentina, para Buenos Aires la transgresión del Holoceno comenzó ~8000 aAP, el nivel del mar se situó +2 m sobre al actual y no existen evidencias de los dos eventos de sumersión/emersión (3900 y 2700 aAP) propuestos para Brasil (Fig. 2a). Para Tierra del Fuego, la primera transgresión

ocurrió 9000 aAP, alcanzándose el nivel máximo ~7800 aAP (Isla 1989, Fig. 2), y tampoco existen evidencias de los eventos de sumersión/emersión arriba mencionados.

Bracco & Ures (1998) realizaron un estudio sobre la relación entre las variaciones del nivel del mar y el establecimiento de culturas prehistóricas del Uruguay. Investigaron muestras de albardones y cordones de playa de la costa uruguaya desde Río Negro (Nuevo Berlín), hasta la Laguna Merín y encontraron una muy buena relación con la curva de variaciones del nivel del mar propuesta por Martin & Suguio (1992). La curva presentada para Río Grande del Sur por Angulo *et al.* (1997, 1999) y Angulo & Lessa (2000), muestra ciertas inconsistencias con los demás estudios regionales. Esto es, después de los 2000 aAP tanto Martin & Suguio (1992) como Bracco y Ures (1998), encontraron que el nivel del mar estaba ca. +1,8 m sobre el nivel actual, mientras que la curva para Río Grande del Sur indica que el nivel del mar estaba ca. -0,7 m por debajo del actual. Asimismo, Angulo *et al.* (1997), refuta la ocurrencia de oscilaciones del nivel del mar de alta frecuencia (*i.e.* la sumersión/emersión de 3900 y 2700 aAP). Sin embargo Martin *et al.* (1998), presentaron nuevas evidencias que confirman tales oscilaciones y los dos eventos de sumersión/emersión del Holoceno. Desde el punto de vista paleolimnológico, información sobre las variaciones del nivel del mar es importante porque estas influyen sobre la formación, estructura, evolución y funcionamiento de las lagunas costeras.

El objetivo de este trabajo fue reconstruir las condiciones paleolimnológicas de Lagunas de Rocha, Castillos y Blanca desde su formación hasta las épocas actuales. Para ello se tomaron testigos continuos de sedimento de entre 50 y 600 cm de longitud, se analizaron sus parámetros físicos, químicos, biológicos, y se determinó la edad del sedimento. Se respondió a las siguientes preguntas:

- ¿Cuándo se formaron las lagunas costeras del sudeste del país?
- ¿Cuáles fueron las condiciones limnológicas históricas?
- ¿Qué factores condicionaron los cambios en los estados de trofia?
- ¿Cuál fue la influencia de las actividades culturales sobre los cuerpos de agua?

Las hipótesis de trabajo fueron:

- 1) Durante el Holoceno, las variaciones del nivel del mar moderaron el estado trófico de las lagunas costeras del sudeste del país, observándose estados tróficos más altos durante las regresiones
- 2) En los últimos 150 años las lagunas costeras no sufrieron impactos culturales dramáticos, con excepción de los últimos 30.

AREA DE ESTUDIO

Se tomaron siete testigos continuos de sedimento en Lagunas de Rocha, Castillos y Blanca. La figura 4 muestra la localización geográfica de los tres cuerpos de agua y las estaciones de muestreo.



Fig. 4. Lagunas de la costa sudeste del Uruguay consideradas en este estudio. Los círculos negros indican las estaciones de muestreo en cada cuerpo de agua.

Información exhaustiva sobre las características geomorfológicas, tipo y uso del suelo, vegetación del área de estudio puede ser consultada del el Plan Director Reserva de la Biosfera de los Bañados del Este (PROBIDES 1999).

Laguna de Rocha

La Laguna de Rocha ($34^{\circ}15' S$, $54^{\circ}17' W$) tiene un área de 72 km^2 , la profundidad media es $0,58 \text{ m}$; profundidad máxima $1,4 \text{ m}$ y el área de la cuenca es 1312 km^2 (Fig. 5). La salinidad varía entre $0,5$ y 33% . Los sedimentos son principalmente arenosos, aunque hacia el norte de la laguna los sedimentos aumentan su contenido de limo y arcilla (Sommaruga & Conde 1990). La boca de la laguna se separa del océano Atlántico por una barra arenosa que se abre periódicamente durante el año. El principal tributario es el arroyo Rocha (flujo promedio = $13,4 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$), que actualmente recibe desechos domésticos e industriales de la ciudad de Rocha (20.000 hábs.). La vegetación circundante esta dominada por extensas praderas donde se realizan actividades agrícola/ganaderas y bañados, mientras que al sur existe un cordón dunar. Se realizan actividades de pesca artesanal en los pueblos de La Riviera y Puertos de los Botes. Información adicional sobre la laguna de Rocha en las

siguientes publicaciones: Corbellini (1983), Ayup (1983a, b), Pintos *et al.* (1988), Cardezo (1989), Jorcín (1989), Pintos *et al.* (1991), ILEC (1992), Arocena *et al.* (1996), Bonilla (1998), Conde *et al.* (1999).



Fig. 5. Mapa de la Laguna de Rocha. Los círculos negros indican las estaciones de muestreo.

Laguna Castillos

La Laguna Castillos (34°15' S; 53°41' W) tiene un área de 81,5 km², profundidad máxima 3 m y el área de la cuenca es de 1453 km². Esta situada a 10 km de la costa atlántica y se conecta con el océano por medio del Arroyo Valizas, presentando un rango de salinidades entre 0 y 20‰. Los sedimentos recientes están dominados por limo y arcilla. El principal tributario es el Arroyo Chafalote situado al oeste del cuerpo de agua (Fig. 6). La laguna se encuentra rodeada por extensas praderas y por bañados al norte, noroeste, sudoeste y sur (Jorcín 1999). En la región sudeste se desarrolla un cordón litoral de monte de ombúes (*Phytolaca dioica*) el cual es de gran valor ecológico y turístico. Se realizan actividades de pesca artesanal por los pobladores del pueblo que se sitúa en las cercanías del puente del Arroyo Valizas (ruta 10), y actividades agrícola/ganaderas en las extensas praderas circundantes.

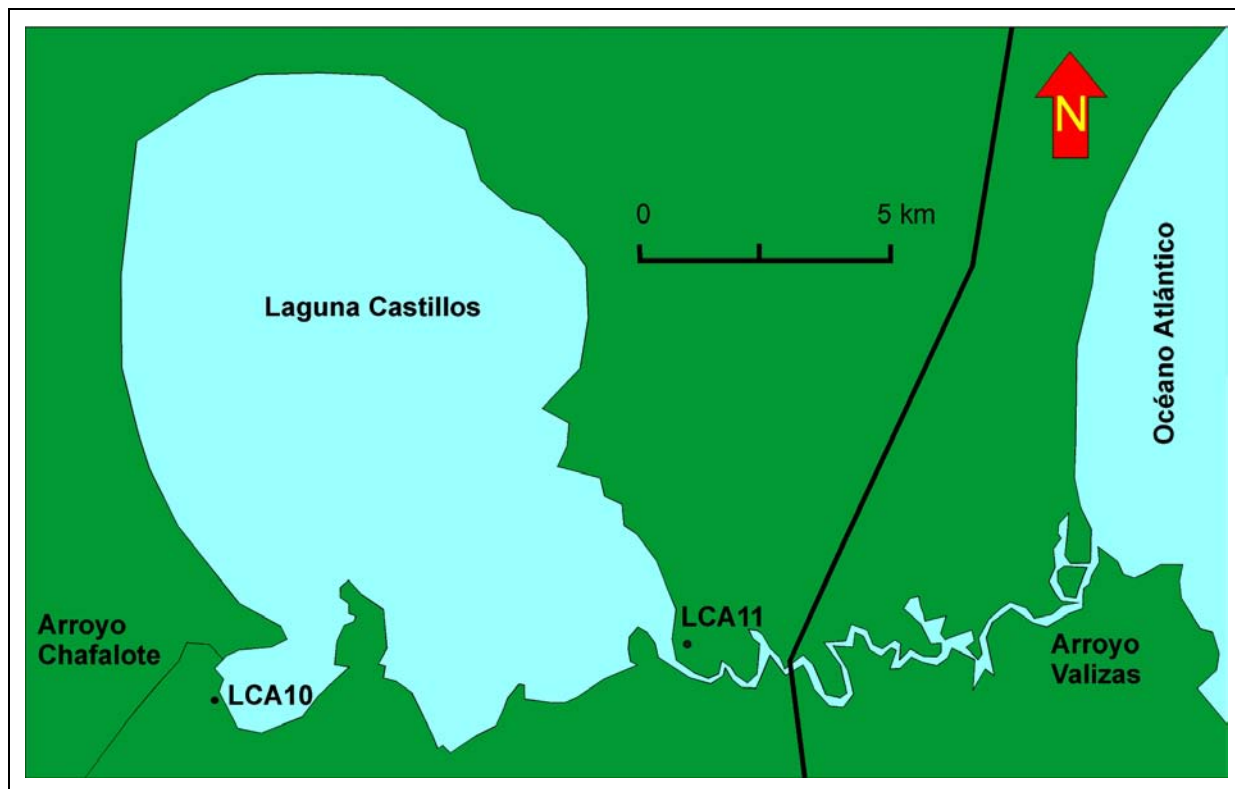


Fig. 6. Mapa de la Laguna Castillos. Los círculos negros indican las estaciones de muestreo.

Laguna Blanca

La Laguna Blanca (34° 53' S; 54° 50' W, Fig. 7), desde el punto de vista limnológico no es una laguna sino un lago. Las lagunas presentan variaciones de salinidad y este cuerpo de agua es totalmente dulceacuícola. Sin embargo, en presente estudio se hará referencia a Laguna Blanca para mantener su nombre geográfico.

Se encuentra ubicada en una cuenca muy pequeña (0,54 km²) y recibe el aporte intermitente de dos pequeñas cañadas sin nombre, una al norte y otra al noreste. Estas cañadas se encuentran fundamentalmente rodeadas de vegetación típica de suelos temporalmente saturados de agua (donde se destacan los caraguatales). Al sur se presenta una pequeña cañada que conduce el exceso de agua de la laguna hacia el Océano Atlántico. El margen norte de la laguna coincide con una paleocosta marina, indicando el antiguo límite del mar. El margen sur estaba influenciado por un sistema dunar móvil (previo a la plantación de *Pinus pinaster*) que terminaba directamente en la laguna.

El sistema presenta una importante zona litoral (ca. 30% de su área total). La vegetación acuática se presenta como un mosaico de parches compuestos por especies de diversos hábitos ecológicos. Entre las formaciones vegetales de mayor importancia se destacan, la vegetación litoral emergente, las islas flotantes y los bancos de plantas sumergidas. Información exhaustiva sobre las características limnológicas actuales fue publicada por Mazzeo *et al.* (2001a, b).

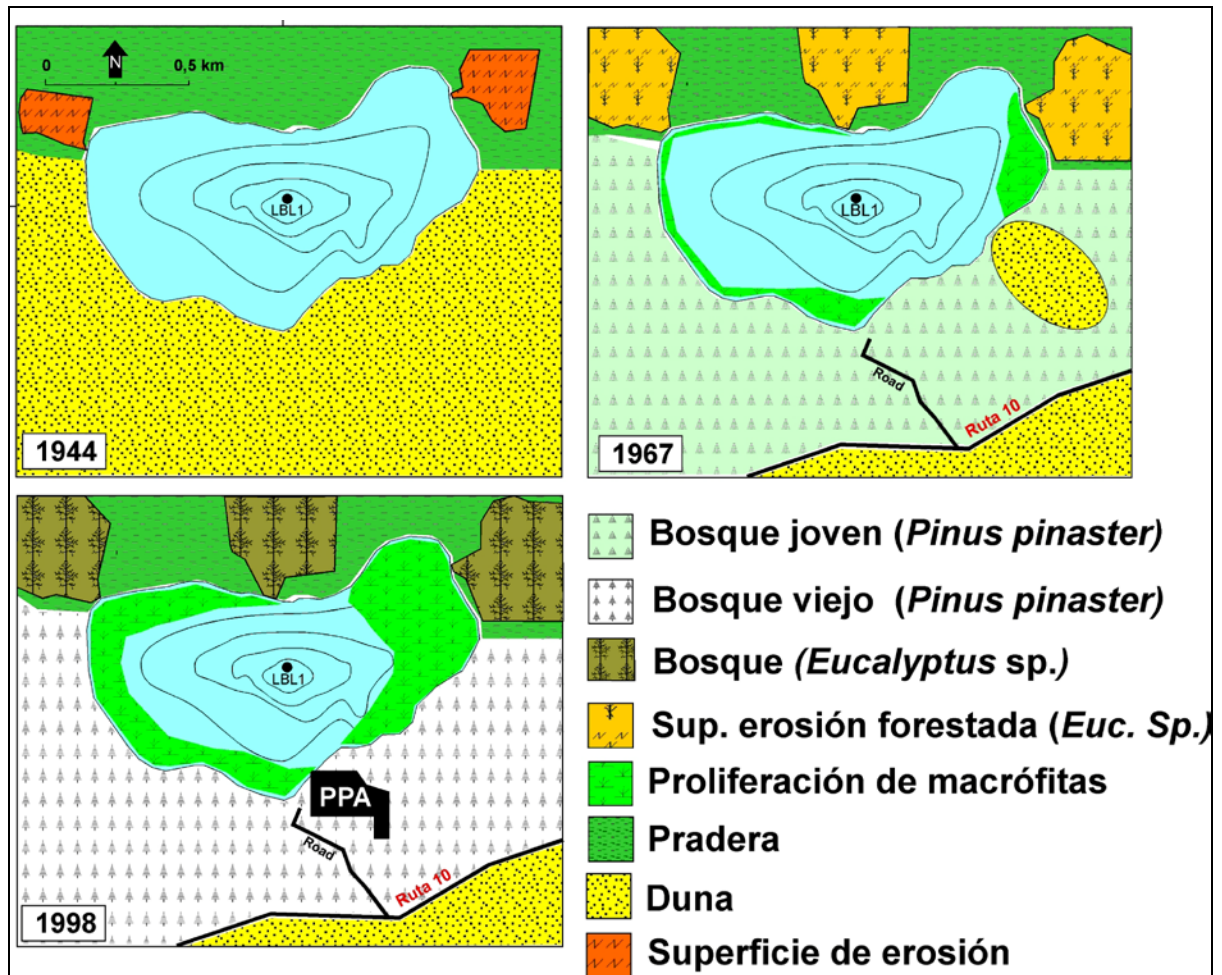


Fig. 7. Mapa de la Laguna Blanca. Se esquematiza la evolución del uso del suelo en la cuenca del cuerpo de agua para 1944, 1967 y 1998 (Fuente: fotos aéreas). El círculo negro en la parte central del cuerpo de agua indica la estación de muestreo. PPA = Planta de Potabilización de Agua.

Las actividades antrópicas en la cuenca del cuerpo de agua empezaron durante las últimas dos décadas del siglo XIX, con la remoción de suelos para la construcción de viviendas y carreteras. A principios de la década del 40, comenzaron actividades de ganadería intensiva de vacuno y ovino conduciendo a la formación de grandes cárcavas de erosión en el litoral norte del cuerpo de agua (fuente: foto aérea de 1944). Dichas cárcavas mostraron una mucho mayor superficie en 1967 (fuente: foto aérea de 1967), cuando fueron plantadas con *Eucalyptus* sp. Desde 1969/70 el sistema es usado para la producción de agua potable, pero está sujeto a otros impactos culturales tales como recreación y desarrollo urbano ya que es la zona del país con mayor actividad turística durante la época estival. En 1998 se observó proliferación litoral de la macrófita *Egeria densa* (Planchon), la cual invadió el 30 % del cuerpo de agua (fuente: foto aérea de 1998).

MATERIALES Y METODOS

Muestreo

Se tomaron siete testigos continuos de sedimento, dos de los cuales (BOL1 y LRO3) fueron extraídos a mano en marzo de 1999, para estudio piloto y puesta a punto de los métodos. El resto de los testigos se tomaron durante abril/ mayo del 2000 utilizando un *piston-corer* (Tabla II). Para la operación de muestro con el *piston-corer* se construyó una plataforma de perforación *ad hoc* de 4 x 6 m. Las columnas de sedimento fueron extraídas en secciones de un metro y tratadas de forma tal que nunca recibieran luz solar directa y siempre estuvieran dispuestas horizontalmente para evitar la compactación y movimiento de agua intersticial.

Tabla II. Lista de testigos de sedimento tomados.

Testigo	Laguna	Longitud (cm)	Coordenadas
BOL1	Rocha	47	no registrada
LRO3	Rocha	155	no registrada
LRO10	Rocha	266	34°34' S; 54°17' W
LRO14	Rocha	330	34°39' S; 54°14' W
LCA10	Castillos	360	34°20' S; 53°57' W
LCA11	Castillos	590	34°21' S; 53°52' W
LBL1	Blanca	550	34°53' S; 54°50' W

En la Laguna Castillos solo se tomaron testigos en el litoral, debido a que luego del fuerte temporal del 5 de mayo del 2000 (debieron ser evacuados todos los habitantes de Puerto de los Botes y la Estación de Limnología de La Riviera se inundó), la plataforma de perforación (indispensable para la toma de muestras en el espejo de agua), quedó totalmente destruída.

Inmediatamente después de la extracción, las muestras fueron depositadas en tubos de plástico blanco (100 x 5,7 cm), envueltas en cinta pato, codificadas y transportadas a la estación de La Riviera, donde fueron almacenadas a temperatura ambiente para luego ser transportadas por avión a Magdeburg (Alemania), donde fueron almacenadas en cámaras oscuras a 4 °C.

En el laboratorio, los testigos fueron sagitalmente cortados, fotografiados y descriptos litológicamente. Se tomaron submuestras de sedimento para dataciones, granulometría, cortes de lámina delgada, geoquímica e identificación de microfósiles.

Dataciones

Muestras de sedimentos fueron datadas por ^{137}Cs , ^{210}Pb , ^{14}C convencional sobre valvas de *Erodona mactroides* (Daudin), materia orgánica sedimentaria y ^{14}C AMS (Espectrometría de Masa Acelerada).

Para dataciones por ^{137}Cs y ^{210}Pb (solamente en Laguna Blanca), las muestras se enviaron al Centro UFZ-Halle, Alemania. Se tomaron muestras cada 5 cm, desde superficie a 30 cm. Por debajo de 30 cm se dataron las secciones 56-60 cm, 91-95 cm y 108-112 cm. Las muestras fueron secadas a 60 °C por 48 horas. La actividad de ^{210}Pb fue medida con un espectrómetro gamma de alta pureza de germanio (HPGe) con un detector coaxial tipo-n de baja energía utilizando una cápsula cilíndrica de 39 cm³ y una ventana de 0,5 mm. El detector coaxial fue calibrado con material de referencia de la Agencia Internacional de Energía Atómica (IAEA) y Material Canadiense de Referencia Certificada (referencia *britholite ore OKA-2*). Se trató de datar el sedimento por ^{137}Cs para identificar el período de máximo decaimiento como consecuencia de las pruebas de armas nucleares, para corroborar las edades obtenidas por ^{210}Pb . Las edades del sedimento calculadas a partir de ^{210}Pb fueron comparadas con información histórica sobre impactos antrópicos en la cuenca de la laguna, para corroborar la confiabilidad de las medidas de actividad de ^{210}Pb . Información histórica fue obtenida de la Dirección Nacional de Minería y Geología (DINAMIGE), Ministerio de Transporte y Obras Públicas (MTOP), Aguas de la Costa S.A. y conversaciones con gente local. Las tasas de sedimentación fueron calculadas a partir de las edades de ^{210}Pb .

Las dataciones de ^{14}C sobre material biogénico fueron hechas en el Laboratorio de Radioquímica de la Facultad Química, Universidad de la República. Las dataciones se realizaron sobre CO_3 biogénicos de muestras monoespecíficas de *Erodona mactroides* (Daudin), habiéndose seleccionado los individuos que presentaban mayor estado de conservación. Las muestras fueron tratadas con ácido para eliminar CO_3 y el material resultante fue convertido a benceno. La actividad se determinó en un contador de centelleo líquido Packard 1600 TL.

Las muestras para dataciones sobre materia orgánica sedimentaria se enviaron al Laboratorio de Hidroquímica, UFZ-Halle, Alemania. Las muestras fueron sometidas a un tratamiento ácido con HCl diluido para la eliminación de CO_3 . El material resultante fue convertido a benceno y las actividades radioactivas fueron medidas con un contador de centelleo Packard Tri-Carb 2560 TR/XL. Se corrigió el fraccionamiento isotópico normalizando los valores de $\delta^{13}\text{C}$ a -25‰.

Las dataciones de ^{14}C AMS fueron hechas en el Laboratorio de Análisis Isotópicos de la Universidad de Kiel, Alemania. Las muestras fueron tratadas HCl 1 %, NaOH 1 % y HCl 1 % a 60 °C y luego sometidas a combustión de CO_2 en un tubo cerrado de cuarzo a 900 °C. El CO_2 fue reducido a grafito a 600 °C utilizando H_2 y catalizadores de hierro. La resultante mezcla de hierro/carbono fue prensada en forma de pelota para ser medida en el detector de espectrometría de masa acelerada (AMS). La concentración de ^{14}C fue medida comparando simultáneamente el contenido de ^{12}C , ^{13}C y ^{14}C con estándares de ácido oxálico. Las edades convencionales de ^{14}C fueron calculadas corrigiendo los valores de $\delta^{13}\text{C}$ de fraccionamiento isotópico basándose en las proporciones $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ y $^{14}\text{C}/^{12}\text{C}$, medidas por el sistema AMS.

Granulometría y litología

Las unidades litológicas fueron identificadas de acuerdo al color, textura y conservación del material biogénico visible a simple vista. En cada unidad litológica, alícuotas de 50 g fueron tratadas con H_2O_2 al 30% y HCl 2N para eliminar materia orgánica y CO_3 . El sedimento fue secado a 60 °C durante 48 horas, macerado y separado en clases de tamaño con un tamiz eléctrico de mallas de diferente apertura. Las clases de tamaño fueron pesadas y expresadas en porcentaje relativo de unidades- ϕ (Tabla III), cuya escala arbitraria se computa por medio de la ecuación: $\phi = \log 2$ [tamaño de sedimento (mm)].

Tabla III. Escala de tamaño de granos de sedimento.

Fuente: Balsillie & Tanner (1999).

Unidades ϕ	Rango de Tamaño (mm)	Tipo de sedimento
-2	> 4	Guijarros
-1	4 - 2	Gránulos
0	2 - 1	Arena muy gruesa
1	1 - 0.5	Arena gruesa
2	0.5 - 0.25	Arena media
3	0.25 - 0.13	Arena fina
4	0.13 - 0.063	Arena muy fina
5	0.063 - 0.032	Limo
6	0.032 - 0.016	Arcilla

Lámina delgada

Se tomaron submuestras de 11 x 1,5 cm en placas de papel de aluminio de 1 cm de espesor. Las muestras fueron sumergidas en cajas de plástico de cierre hermético con acetona 96% para eliminar el agua intersticial. Este proceso se repitió 3 veces para asegurar eliminación total del agua. Posteriormente se agregaron 1000 ml de resina [Palatal P80-02 (BASF) Polyesterharz] con catalizadores de secado [2 ml de Peróxido de Ciclohexanona (CHP) y 1 ml Oldopal de Cobalto], para reemplazar el acetona por el palatal en los poros de las muestras de sedimento y así evitar la compactación de las mismas. El palatal fue secado a temperatura ambiente por una semana y luego en la estufa a 60 °C por 24 horas. Finalmente las muestras fueron cortadas longitudinalmente con un micrótopo específico y se hicieron preparados permanentes para el análisis microscópico de la composición del sedimento. Solo se hicieron cortes de lámina delgada en el testigo LBL1 (Fig. 7) de 400 a 490 cm.

Geoquímica

La materia orgánica fue determinada mediante pérdida de peso ignición a 550 °C y a continuación se determinó el porcentaje de CO_2 derivado del $CaCO_3$ por ignición a 880 °C. El contenido de $CaCO_3$ se determinó multiplicando el porcentaje de CO_2 por 1,36 (Heiri *et al.* 2001). La fracción inorgánica

no carbonatada fue calculada como el residuo sobrante luego de la sustracción de materia orgánica y CO_3 .

Nitrógeno, carbono y fósforo totales fueron medidos de acuerdo a los métodos del Instituto Alemán de Estándares (DIN: *Deutsches Institut fuer Normung*) y la Organización Internacional de Estándares (ISO).

Para fósforo total (DIN 38414, 1986), las muestras fueron incineradas a 550°C , tratadas con 3 gotas de NH_4NO_3 0,01N y 25 ml de HCl 1N, y titulado hasta color amarillo con NaOH. A continuación se trataron con H_2SO_4 , KMnO_4 y ácido ascórbico. Las absorbancias fueron medidas a 880 nm con un espectrofotómetro UV/VIS.

Nitrógeno y carbono totales (ISO 25663, 1984) fueron simultáneamente medidos con un autoanalizador CNS Vario-EL. Las muestras fueron sometidas a incineración oxidativa (1150°C) en una atmósfera cerrada de He y CuO. Las concentraciones de nitrógeno y carbono totales fueron medidas a 110°C .

Los pigmentos fotosintéticos fueron extraídos con etanol 96% por 24 horas. Primero se hizo un análisis exploratorio utilizando el método espectrofotométrico de Nusch (1980), modificado para sedimentos (García-Rodríguez 1993). Aquellos sedimentos que mostraron concentraciones suficientemente altas (testigo LBL1, Fig. 7), fueron seleccionados para el estudio de diversidad de pigmentos por técnicas de cromatografía líquida (HPLC). Para ello los sedimentos fueron macerados con técnicas de ultrasonido y se realizó triple extracción con 10 ml de etanol absoluto. El extracto resultante fue evaporado por burbujeo con N_2 hasta reducirlo a 1 ml para obtener concentraciones de pigmentos detectables, y se filtraron con filtros de celulosa ($45\ \mu\text{m}$). Un volumen 100 μl del mencionado extracto fue inyectado a 4°C con un automuestreador (Hewlett-Packard/Waters WISP 417) dentro del sistema HPLC. Se utilizó una solución gradiente que consistió en etanol:acetona (60% : 40%), y una columna de fase reversa (3C30 YMC) de 15 cm de largo para la separación de pigmentos, que fueron leídos por métodos espectrofotométricos.

Diatomeas

Las muestras fueron tratadas con $\text{Na}_2\text{P}_2\text{O}_7$ para deflocular el sedimento y se atacaron con H_2O_2 y HCl concentrado para eliminar materia orgánica y CO_3 . Se hicieron preparados permanentes con Naphrax (índice de refracción 1,7) para conteo e identificación a 1250x. Se contaron entre 250 y 400 valvas por preparado y se calculó la abundancia relativa de cada especie. Las especies fueron identificadas de acuerdo a Lange-Bertalot (2001), Metzeltin & Lange-Bertalot (1998), Witkowski *et al.* (2000), Witkowski (1994), Rumrich *et al.* (2000), Krammer (2000), Round *et al.* (1992), Krammer & Lange-Bertalot (1986, 1988, 1991a, b), Cheng *et al.* (1996) y Frenguelli (1924, 1928, 1930, 1935, 1938, 1939, 1945). Información complementaria sobre la distribución ambiental de las especies fue

obtenida de: Lange-Bertalot (1976, 1979, 1980a, b, c), Lange-Bertalot & Simonsen (1978), Ligowski (1988), Maidana (1994), Martínez Macchiavello (1997), Stoermer & Smol (1999), Witkowski (1993, 1994), Witkowski & Lange-Bertalot (1993) y Witkowski *et al.* (1996, 1998).

El trabajo de diatomeas fue realizado en el Departamento de Paleooceanología de la Universidad de Szczecin (Polonia), y en el Instituto de Botánica de la Universidad de Frankfurt (Alemania).

Variables meteorológicas

La serie temporal (1931-2000) de precipitación total de la estación Rocha fue proporcionada por la Dirección Nacional de Meteorología (DNM).

Análisis estadísticos

Análisis de Componentes Principales (ACP) fueron hechos con el programa CANOCO ver. 4 (ter Braak & Smilauer, 1998), cuyas representaciones gráficas fueron hechas con el programa CANODRAW ver. 3 (Smilauer 1992). Los ACP se hicieron sobre matrices de correlación, a partir de las abundancias relativas de las especies que mostraron valores > 2% en por lo menos tres intervalos (Karst & Smol 2000).

El ACP permite establecer patrones de distribución entre especies biológicas y gradientes espaciales/temporales. Son especialmente relevantes cuando el número de especies/muestras es alto, y cuando se trata de analizar presencia y ausencia de taxones (ter Braak 1986). Por ello, este tipo de herramientas estadísticas son comúnmente utilizadas en paleolimnología (Birks 1998, 2001). El resultado de estos análisis, produce gráficos con forma de cruz donde a cada eje de variación se le asignan valores propios (λ), los cuales explican el porcentaje de varianza de dicho diagrama. Las especies y los sitios de muestreo se ordenan en los diagramas de ordenación de acuerdo a sus puntajes, que se calculan a partir de la abundancia relativa de las diferentes especies. Así, especies y sitios con puntajes similares, toman posiciones cercanas en los diagramas de ordenación, permitiendo identificar zonas con composiciones biológicas similares, que son de gran utilidad para la zonación de perfiles sedimentarios.

RESULTADOS

Laguna de Rocha

Testigo LRO3

Las dataciones ^{14}C del testigo LRO3 (Fig. 5), para las secciones 60-63 cm (2970 ± 120 aAP) y 142-146 cm (4220 ± 220 aAP), revelaron que se extiende hasta el Holoceno medio. Asumiendo sedimentación constante, las tasas de depósito fueron de 0,2 mm/año para la sección 0-63 cm y 0.66 mm/año para 142-146 cm. Se identificaron nueve unidades litológicas de acuerdo a los cambios de color, textura y conservación del material biogénico (Fig. 8). La composición porcentual del tamaño de sedimento (Fig. 8), mostró que ϕ 3; 4 y 5 representaron entre 5 y 45%, ϕ 1; 2 y 6 entre 0 y 9%, y ϕ 0 constituyeron entre 0 y 3%. Se observó abundante material biogénico de *Erodona mactroides* en buen estado de conservación en las unidades litológicas IX, VII y IV, y solamente algunas valvas de enteras y desarticuladas en la unidad VIII (Fig. 8). Por otra parte la unidad III exhibió solo unas pocas valvas rotas y enteras de *Erodona mactroides*.

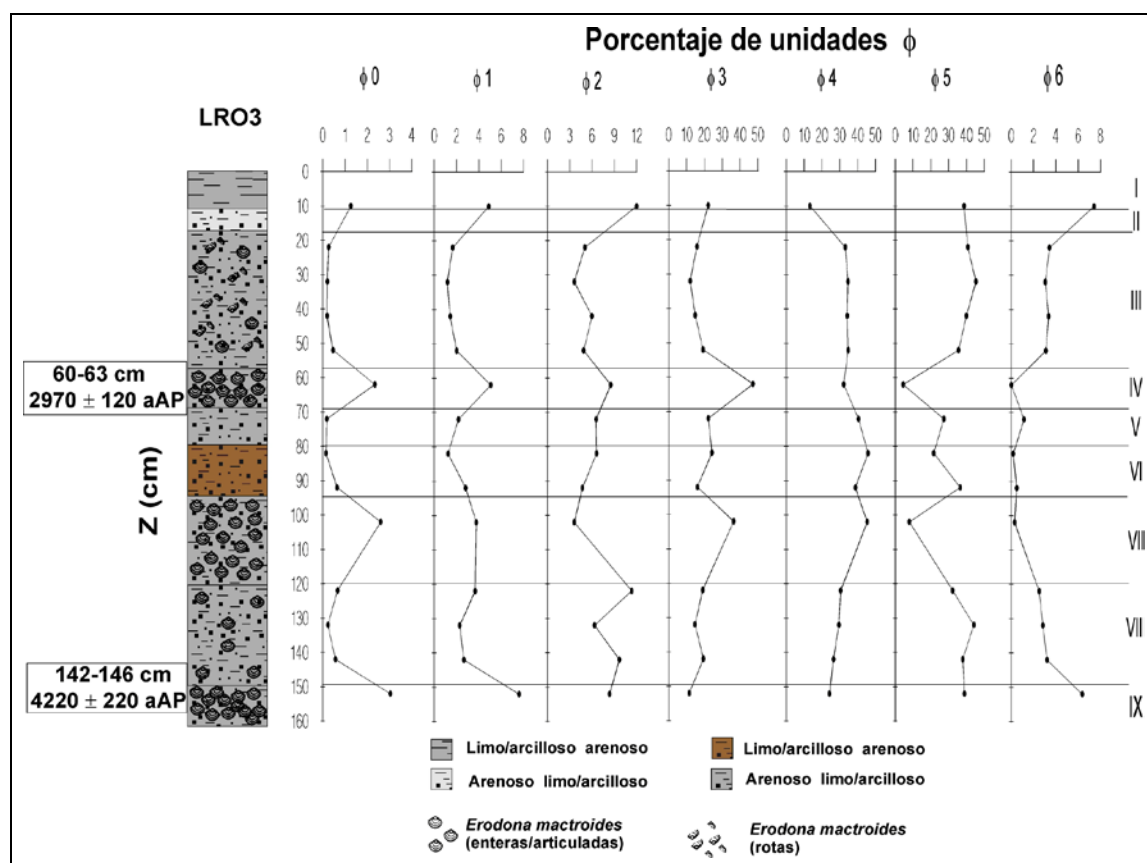


Fig. 8. Desarrollo del testigo LRO3, edades de las secciones datadas y distribución vertical de las diferentes fracciones de sedimento. Las unidades litológicas se indican con números romanos.

La mayoría de los valores de materia orgánica fueron cercanos al 4,5%, con máximos en los 100 cm (7,7%) y mínimos entre 1,5 y 20 cm (2,5%). La concentración de nitrógeno total no mostró grandes variaciones (Fig. 9), excepto por el valor máximo registrado en la capa superficial ($75 \mu\text{g g}^{-1}$).

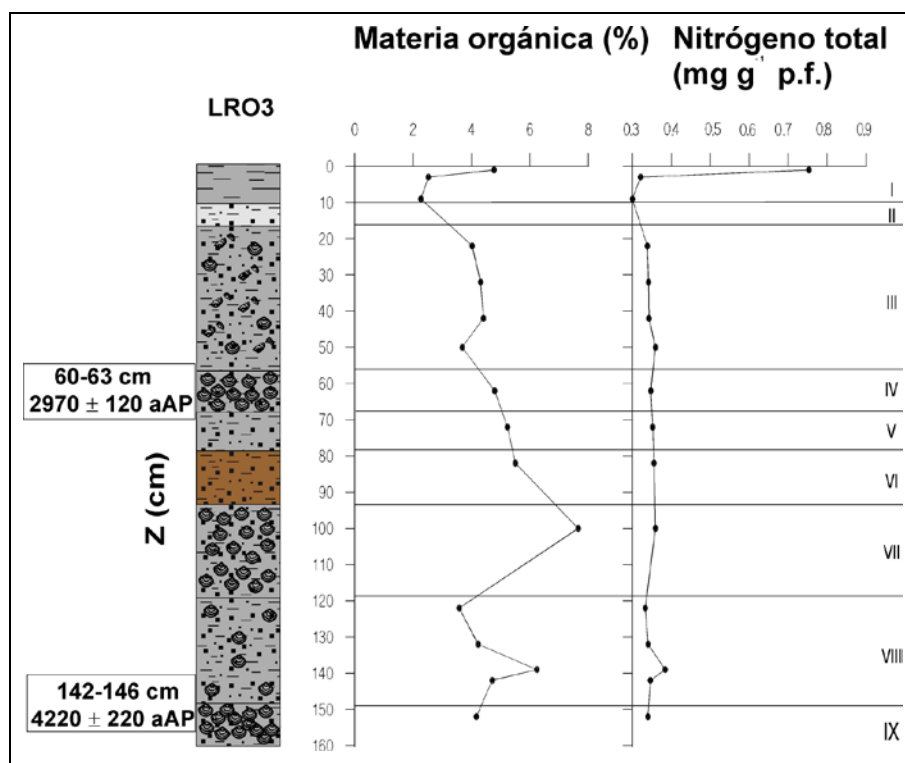


Fig. 9. Distribución vertical de materia orgánica y nitrógeno total en el testigo LRO3.

La abundancia relativa de diatomeas (Fig. 10) indica que todas las especies más abundantes (con abundancias $>2\%$ en por lo menos tres intervalos), son características de ambientes marino/salobres, excepto por *Aulacoseira granulata* y *Pinnularia borealis* que son especies de agua dulce y condiciones meso/eutróficas. Es destacable que otras especies menos abundantes (*i.e.* con abundancia relativa $<2\%$) fueron también típicas de ambientes marino/salobres (*Fragilaria tabulata*, *Petroneis marina*, *Campylodiscus clypeus*, *Opephora mutabilis*, *Cocconeis scutellum*, *Anaulus balticus*, *Grammatophora oceanica*). Asimismo, merece especial atención la presencia de *Pseudopodosira kosugii*, especie descrita por primera vez para las áreas costeras de Japón por Tanimura & Sato (1997), y el presente registro constituye el segundo del mundo. La importancia de *P. kosugii* está en que sus abundancias relativas permiten inferir eventos de transgresión (Tanimura & Sato 1997).

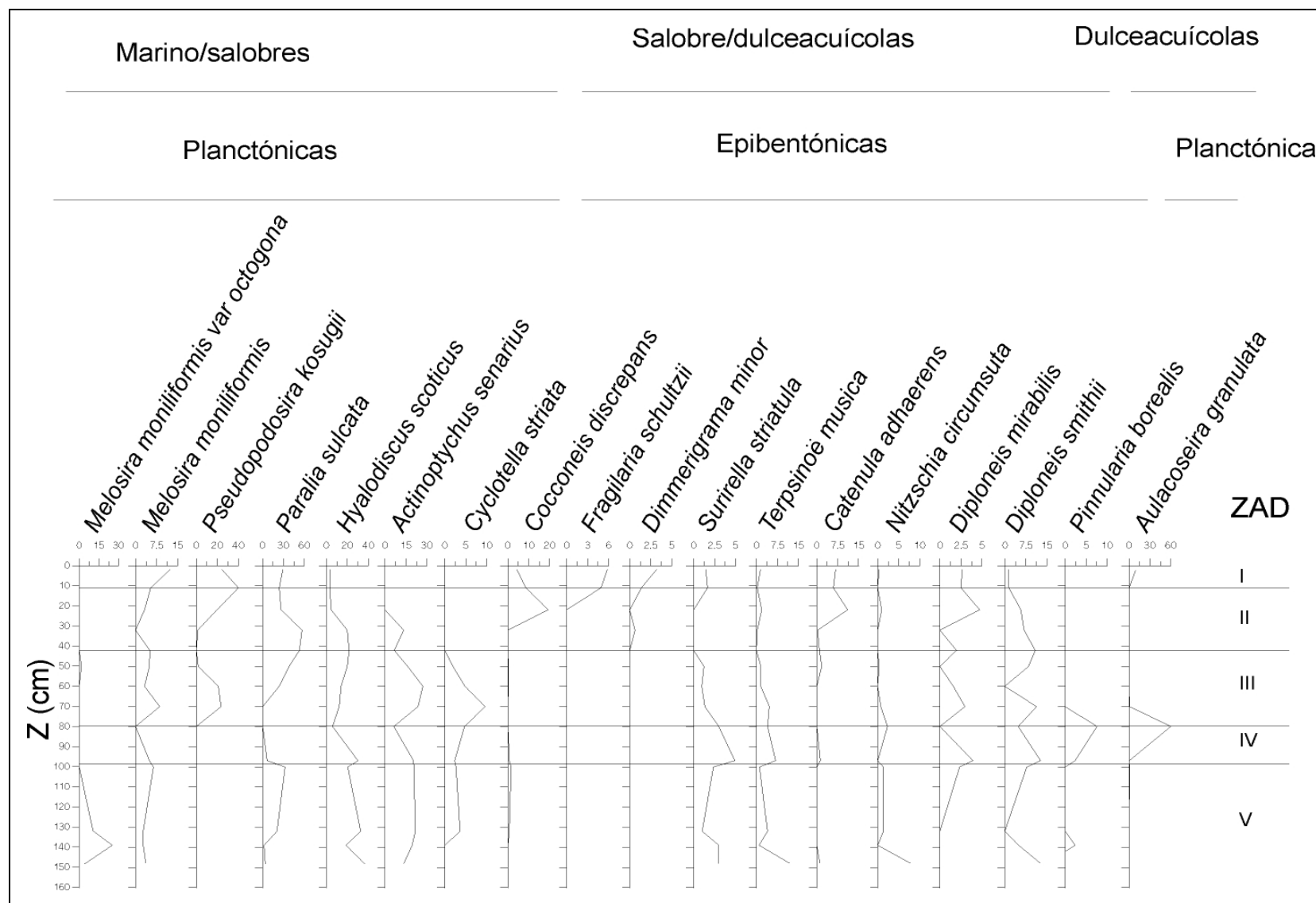
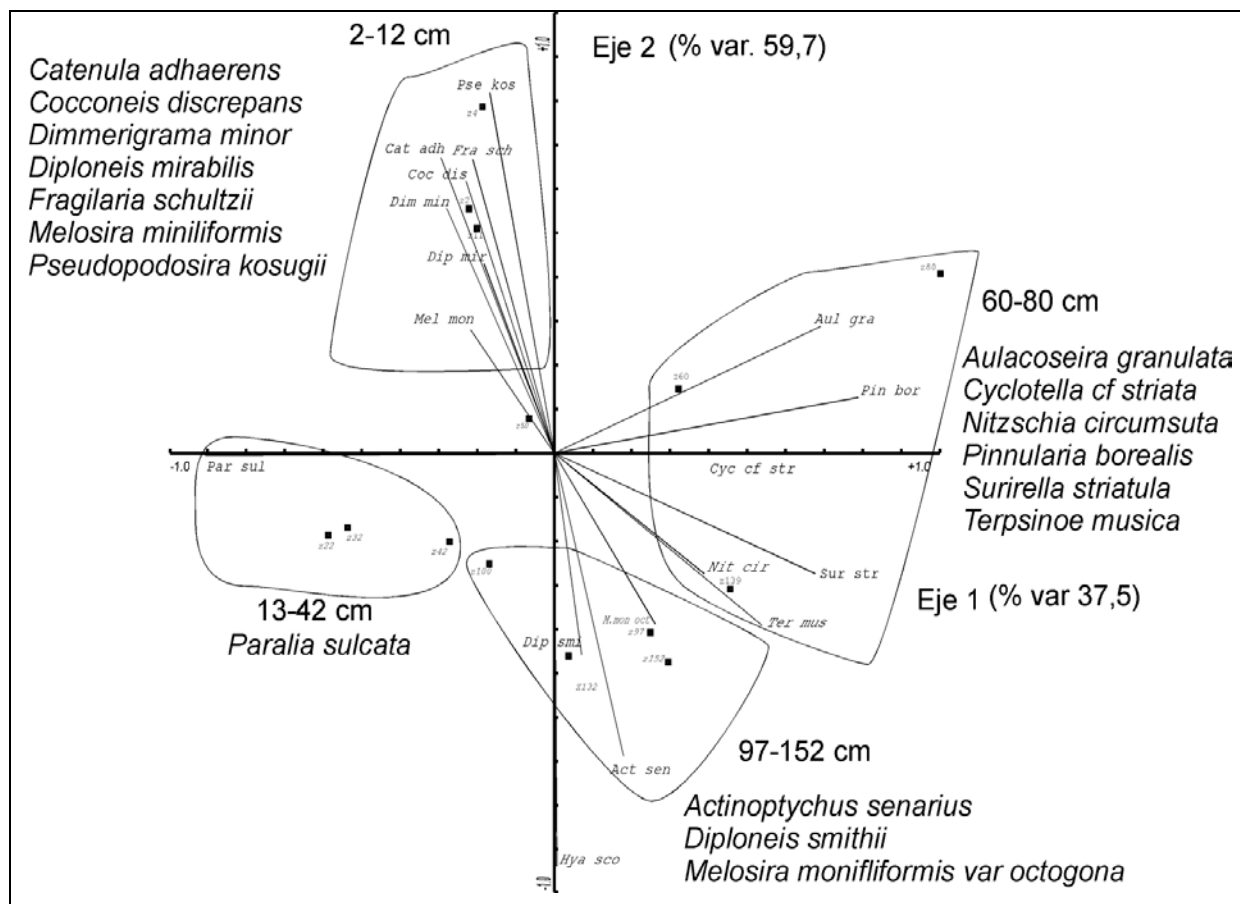


Fig. 10. Abundancia relativa de las diatomeas en el testigo LRO3. ZAD = Zonas de Asociaciones de Diatomeas.

El análisis de componentes principales (ACP) permitió identificar cuatro zonas de asociaciones de diatomeas (ZAD) en el testigo LRO3. La composición florística con los intervalos de profundidad de cada ZAD, los porcentajes de la varianza explicados, se muestran en la figura 11. Los intervalos 2-12, 22-42 y 97-152 cm, estuvieron dominados por especies típicas de ambientes marino/salobres mientras que el intervalo 60-80 cm presentó co-dominancia de especies dulceacuícolas (*Aulacoseira granulata* y *Pinnularia borealis*). En esta sección también se observaron bajos porcentajes relativos (< 2%) de especies dulceacuícolas: *Eunotia trigibba*, *Nitzschia scalaris* y *Pinnularia latevittata*.



Testigo BOL1

La datación ^{14}C del testigo BOL1 (Fig. 5), para la sección 23-28 cm (2250 ± 80 aAP), indica que a sedimentación constante, la tasa de depósito fue de 0,1 mm/año, por lo que es probable que la base de este testigo se extienda hasta ca. 3500 aAP. Se identificaron cinco unidades litológicas de acuerdo a los cambios de color textura y estado de conservación del material biogénico (Fig. 12). Se observó material biogénico de *Erodona mactroides* en buen estado de conservación en la unidad IV, y valvas rotas de la misma especie en la unidad III. El porcentaje relativo de unidades ϕ (Fig. 12), indica que ϕ 2 y 3 dominaron la composición granulométrica con valores entre 15 y 55%, mientras que ϕ 4 y 5 mostraron valores entre 5 y 20%. Las ϕ 1 y 6 representaron entre el 1 y 5%, y ϕ 0 < 0,5%.

El contenido de materia orgánica (Fig. 13) exhibió valores <3% para la sección 27-47 cm (excepto a 33 cm que mostró valores de 5%). La sección 0-28 cm mostró siempre porcentajes >3%, registrándose máximos a los 20 y 12 cm (6,5%). La concentración de N y P total se muestra en la figura 13. Máximos de nitrógeno total se observaron a los 10 cm y superficie, mientras que fósforo total mostró valores máximos entre los 6 y 10 cm.

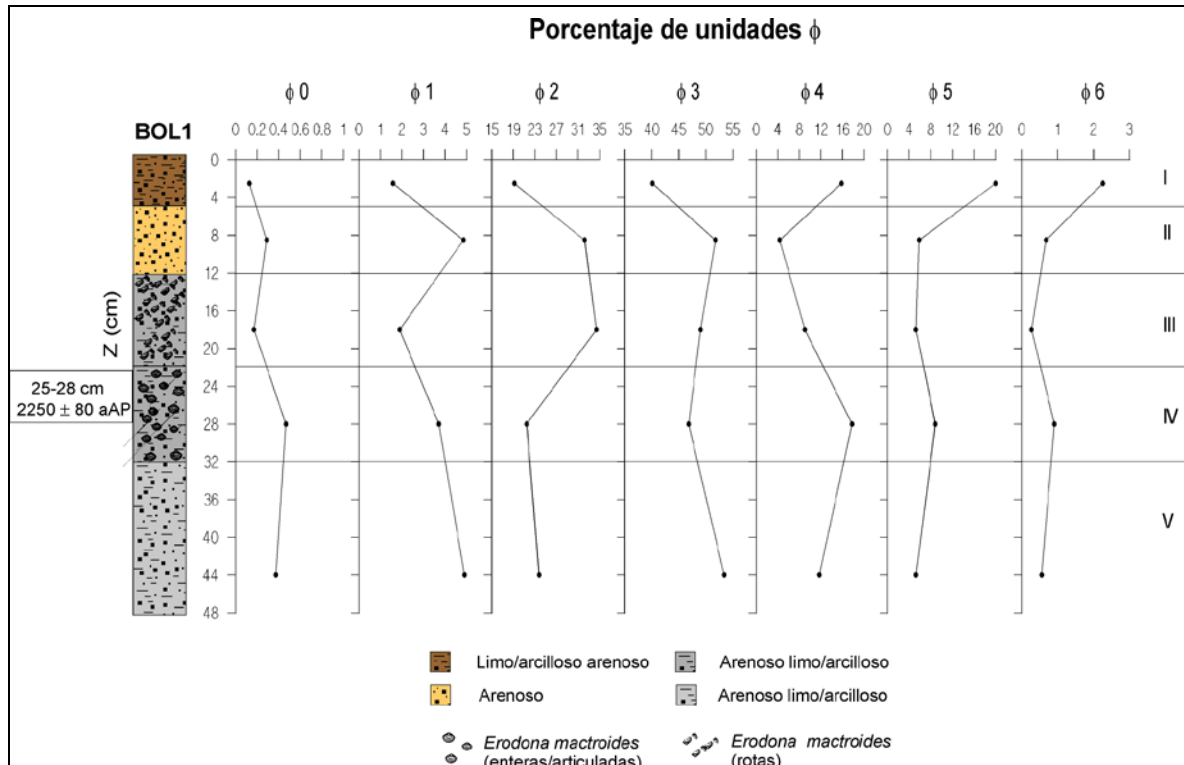


Fig. 12. Desarrollo del testigo BOL1, edades de las secciones datadas y distribución vertical de las diferentes fracciones de sedimento. Las unidades litológicas se indican con números romanos.

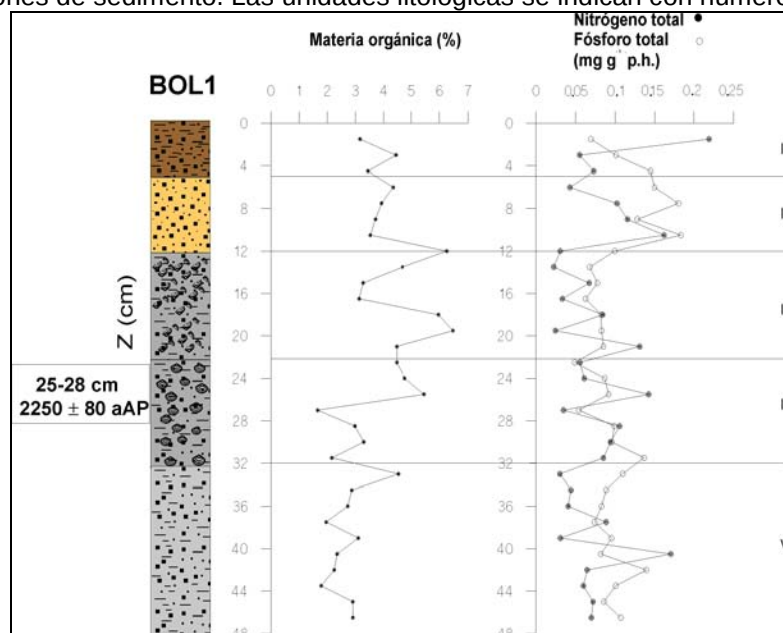


Fig. 13. Distribución vertical de materia orgánica, nitrógeno total y fósforo total en el testigo BOL1.

La comunidad diatomeas (Fig. 14) estuvo dominada especies marino/salobres, excepto en la ZAD II donde *Epithemia adnata* representó ~50%, y *Rhopalodia acuminata* mostró valores cercanos al 10%. Dichas especies son indicadoras de ambientes dulceacuícolas [aunque pueden ser encontradas en sistemas oligohalinos de alto contenido electrolítico (Witkowski *et al.* 2000)].

Asimismo, se observó la presencia de *Aulacoseira granulata* en las ZAD III y I, pero sus valores nunca fueron mayores al 3%. La composición de diatomeas del testigo BOL1 fue similar a la observada en el testigo LRO3 (Fig. 10). Otras especies menos abundantes (<2%) fueron también indicadoras de condiciones marino/salobres (*i.e.* *Fragilaria tabulata*, *Petronella marina*, *Campylodiscus clypeus*, *Opephora mutabilis*, *Cocconeis discrepans*, *Cocconeis scutellum*, *Anaulus balticus*, *Grammatophora oceanica*). Merece especial atención la presencia de *Pseudopodosira kosugii* (ZAD III y II), especie descrita por primera vez para las áreas costeras de Japón por Tanimura & Sato (1997), y el presente registro constituye el segundo del mundo. La importancia de *P. kosugii* está en que sus abundancias relativas permiten inferir eventos de transgresión (Tanimura & Sato 1997).

El análisis de componentes principales (ACP) permitió establecer cinco ZAD en el testigo BOL1. La composición florística con los intervalos de profundidad de cada ZAD, y los porcentajes de la varianza explicados, se muestran en la figura 15.

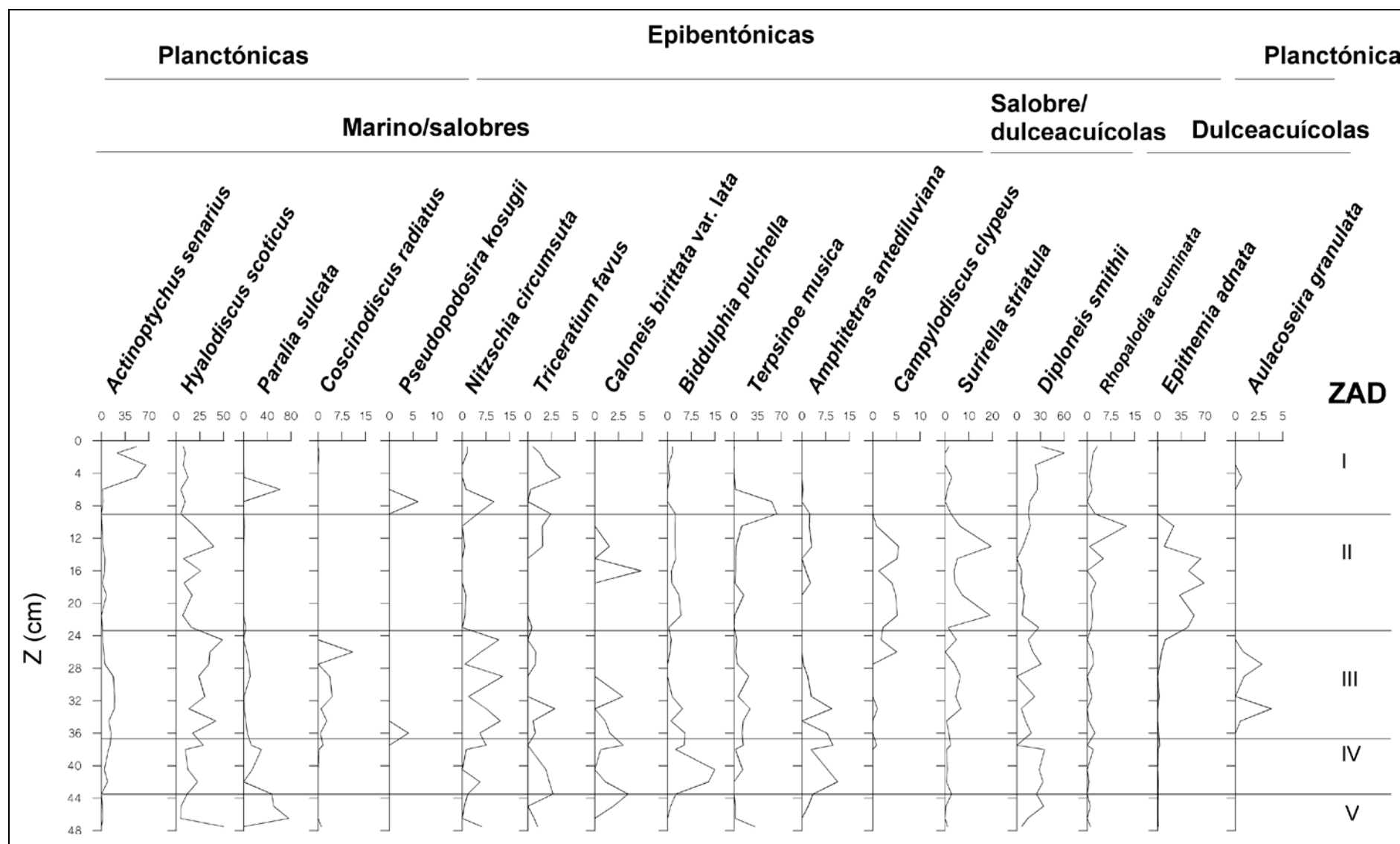


Fig. 14. Abundancia relativa de las diatomeas en el testigo BOL1. ZAD = Zonas de Asociaciones de Diatomeas.

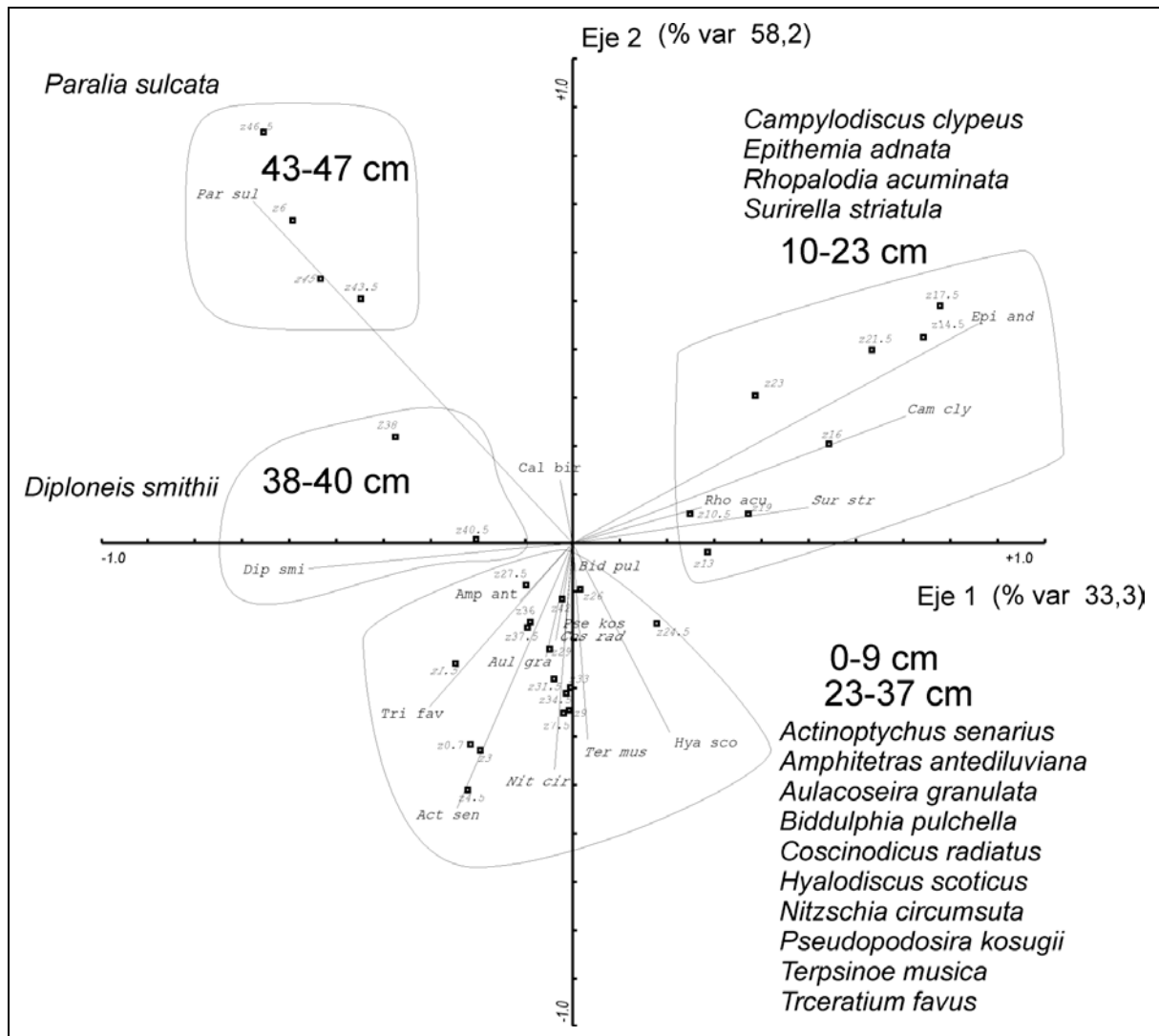


Fig. 15. ACP de la composición florística de diatomeas en el testigo BOL1. Se indican las especies más representativas para las diferentes secciones de profundidad.

Testigo LRO10

Se hizo una datación AMS ^{14}C cerca de la parte basal (235-250 cm) del testigo LRO10 (Fig. 5) y se constató una edad de 8860 ± 310 aAP. La sección 135-145 cm fue datada en 4606 ± 177 aAP. La base de este testigo corresponde entonces al Holoceno inferior. Se identificaron 11 unidades litológicas de acuerdo a cambios de color, textura y conservación del material biogénico (Fig. 16). Se observó material biogénico de *Erodona mactroides* completamente fragmentado en la unidad litológica VIII.

Asimismo en las unidades VII y VI se registraron restos de la misma especie de los cuales un 80% presentó buen estado de conservación. La sección basal (260-150 cm) estuvo dominada por sedimentos arenosos gruesos (ϕ -1; 0 y 1 constituyeron el 80%), excepto por la sección 184-190 cm, que estuvo dominada por sedimentos finos (unidades ϕ no medidas, observación visual) de tipo limo/arcilloso. Desde los 150 cm a la superficie las unidades litológicas mostraron porcentajes relativamente altos de arena fina y limo/arcilla (ϕ 3; 4; 5 y 6 representaron cerca del 75%). Sin

embargo se observaron dos secciones (unidades litológicas II y IV), donde los porcentajes de sedimentos arenosos fueron dominantes (ϕ 1; 2 y 3 representaron $\sim 80\%$). La unidad litológica II, constituyó una sección arenosa de ~ 6 cm (Fig. 16) interrumpida por una capa limo/arcillosa de 0,8 cm (Fig. 43).

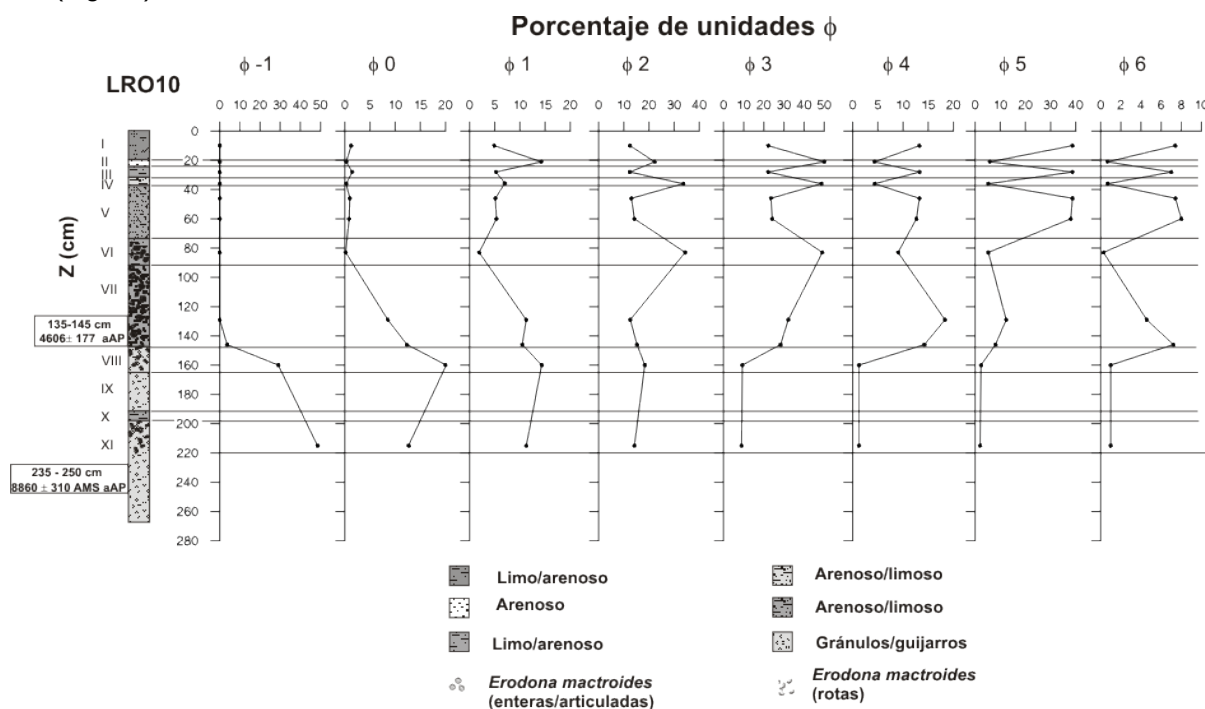


Fig. 16. Desarrollo del testigo LRO10, edades de las secciones datadas y distribución vertical de las diferentes fracciones de sedimento. Las unidades litológicas se indican con números romanos.

Las unidades dominadas por sedimento arenoso grueso y ausencia de material biogénico (XI y X) no exhibieron mayor variabilidad de en la distribución de las variables químicas, observándose los valores más bajos de todas las variables (Fig. 17). En la transición de la unidad IX a X todas las variables químicas aumentaron, para volver a disminuir hacia la unidad IX. En la unidad VIII, donde comienza a aparecer material biogénico (*Erodona mactroides*), incrementaron todas las variables excepto por materia orgánica que permaneció constante. La unidad VII constituyó un marcado cambio de litología, hallándose asimismo valvas de *Erodona mactroides* en alto estado de conservación (Fig. 16). Materia orgánica, CO_3 , carbono, nitrógeno y fósforo total incrementaron. La concentración de pigmentos derivados de clorofila se mantuvo más o menos constante en valores cercanos $5 \mu\text{g g}^{-1}$ M.O., mientras que la relación C/N, disminuyó a ~ 7 (Fig. 17). Las variables químicas en las unidades VI y V no exhibieron mayores cambios con respecto a la unidad VII, salvo por el pico de materia orgánica de los ~ 90 y 60 cm, y el pico de CO_3 y nitrógeno total de los 60 cm (Fig. 17). Solamente en las capas superiores de la unidad V se constató una disminución de materia orgánica y CO_3 . Tal disminución se continuó en la unidad IV para materia orgánica, CO_3 y pigmentos, pero por el contrario, los valores de carbono, nitrógeno y fósforo total aumentaron. En la unidad III la composición granulométrica fue dominada por sedimento limo/arcilloso, y se apreciaron nuevamente incrementos de todas las variables (excepto por la relación C/N). La unidad II constituyó una capa arenosa interrumpida por una sección limo/arcillosa. Valores más altos de todas las variables fueron

encontrados en la capa limo/arcillosa de esta unidad. Asimismo se observó un incremento en la proporción C/N. La unidad I mostró valores similares a aquellos de la unidad III, excepto por pigmentos que mostraron valores más bajos (Fig. 17).

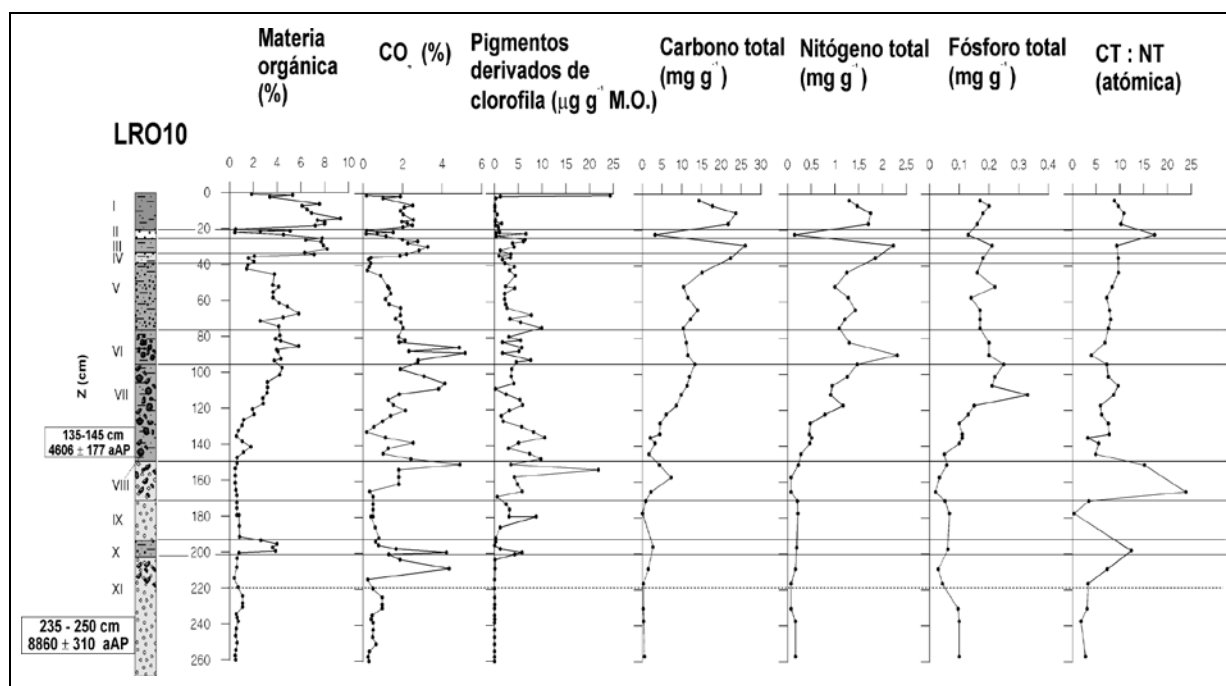


Fig. 17. Distribución vertical de materia orgánica, CO₃, pigmentos derivados de clorofila, carbono total, nitrógeno total, fósforo total y proporción carbono : nitrógeno en el testigo LRO10.

La composición específica de las especies más abundantes de diatomeas reveló que el 90% especies más representativas fueron típicas de ambientes marino/salobres (Fig. 18). En la sección basal (200-260 cm, unidad XII), no se pudieron contar suficientes valvas ($n = 200$, Tanimura & Sato 1997), como para hacer cálculos de abundancia relativa, por lo que solo se indica con asteriscos la presencia de las especies registradas (Fig. 18), las cuales fueron típicas de ambientes marino/salobres.

En la unidad litológica X no se tomaron muestras para análisis de diatomeas. Las unidades XII a VIII estuvieron dominadas por especies típicas de sistemas marinos. A partir de la unidad VII hacia la superficie, las especies dulceacuícolas comenzaron a incrementar sus porcentajes relativos. Asimismo, a partir de la unidad VII aparecieron crisofitas aunque sus abundancias (respecto a las diatomeas) nunca fueron mayores al 3%.

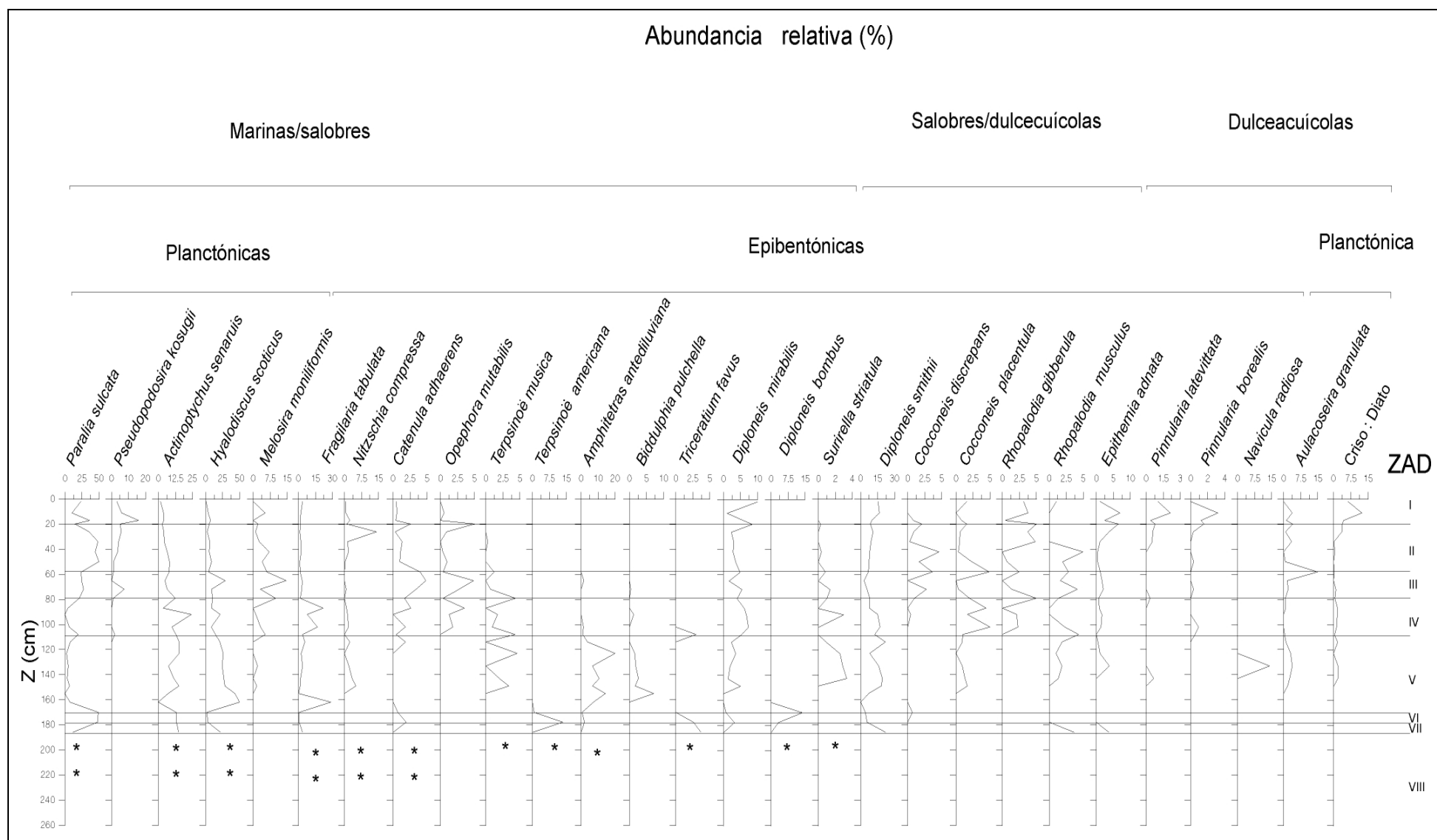


Fig. 18. Abundancia relativa de las diatomeas en el testigo LRO10. ZAD = Zonas de Asociaciones de Diatomeas.

El ACP identificó seis ZAD, cuyos porcentajes de varianza explicados por cada uno se muestran en la figura 19. La sección 200-260 cm fue excluida del ACP puesto que se contaron muy pocas valvas para realizar análisis de ordenación. La sección 114-186 cm (subdividida en las secciones 114-170, 170-178 y 178-186 cm) presentó co-dominancia de especies marino/salobres (Fig. 19). En la sección 2-20 y 58-79 cm se observó co-dominancia de especies dulceacuícolas, y la sección 87-108 cm mostró co-dominancia de especies salobre/dulceacuícolas. Por último, la sección 26-50 cm se caracterizó por la co-dominancia de especies marino/salobres. En esta última sección, cabe destacar la presencia de *Pseudopodosira kosugii* (Tanimura & Sato 1997), especie que había sido solamente encontrada en las áreas costeras de Japón, y el presente registro es el segundo del mundo. Esta especie fue descrita por Tanimura & Sato (1997), como una nueva especie del Holoceno, que mostró ser un confiable indicador de transgresiones.

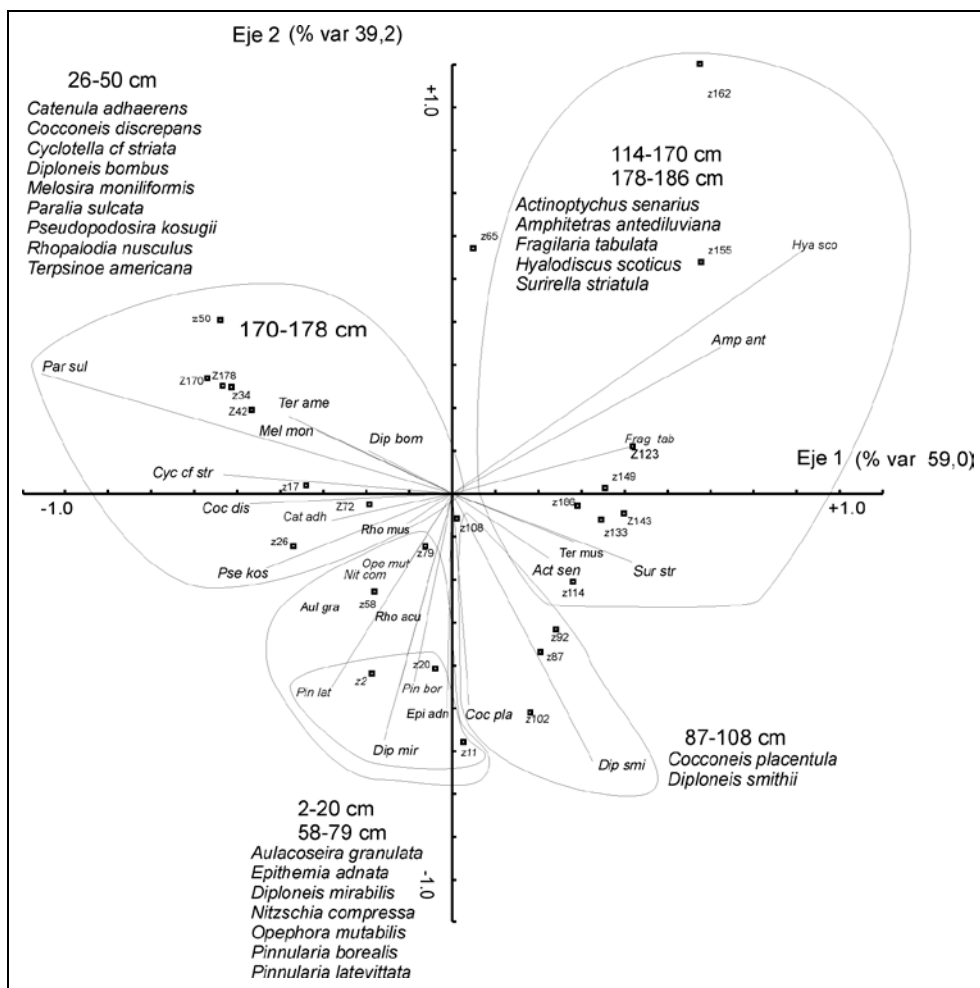


Fig. 19. ACP de la composición florística de diatomeas en el testigo LRO10. Se indican las especies más representativas para las diferentes secciones de profundidad.

Testigo LRO14

Se hizo una AMS ^{14}C en la parte basal (272-280 cm) del testigo LRO14 (Fig. 5) y se constató una edad de 19030 ± 770 aAP (Fig. 20). La base de este testigo corresponde entonces al Pleistoceno superior. La sección 116-126 cm fue datada en 15187 ± 376 aAP, correspondiendo también al Pleistoceno superior. Se identificaron siete unidades litológicas, de acuerdo al color textura (material

biogénico ausente en este testigo, Fig. 20). La unidad VII estuvo constituida por sedimentos muy finos (ϕ 4; 5 y 6 ~60%) con valores de materia orgánica y CO_3 muy bajos, y ausencia de pigmentos (Fig. 21). En la unidad VI (similar en composición granulométrica a la unidad VII, observación visual y táctil), se observaron incrementos de materia orgánica y CO_3 y ausencia de pigmentos. Tales niveles de materia orgánica, CO_3 y pigmentos se mantuvieron constantes hasta la unidad III (Fig. 21), observándose solo cambios en la litología (Fig. 20). La unidad V estuvo dominada por ϕ 1; 2 y 3 (~80%) y se registró disminución de las ϕ 4; 5 y 6. Hacia la unidad IV las ϕ 3; 4; 5 y 6 redujeron más aún sus porcentajes relativos, y se constató un incremento en ϕ 0 permaneciendo más o menos constantes los porcentajes de ϕ 1 y 2 (Fig. 20). En la unidad III se observó un leve incremento en porcentajes de ϕ 1 y 2, y disminución de ϕ 5. La unidad II exhibió un marcado aumento de las ϕ 4; 5 y 6 y disminución de ϕ 0; 1; 2 y 3. El contenido de materia orgánica, CO_3 y pigmentos derivados de clorofila aumentaron sus concentraciones, siendo esta la única unidad litológica donde los pigmentos fueron detectables (Fig. 21). En la unidad I volvieron a disminuir la materia orgánica, CO_3 y pigmentos, estando dominada por gránulos y arena gruesa (ϕ -1 y 0 representaron más del 60%).

Fig. 20. Desarrollo del testigo LRO14, edades de las secciones datadas y distribución vertical de las diferentes fracciones de sedimento. Las unidades litológicas se indican con números romanos.

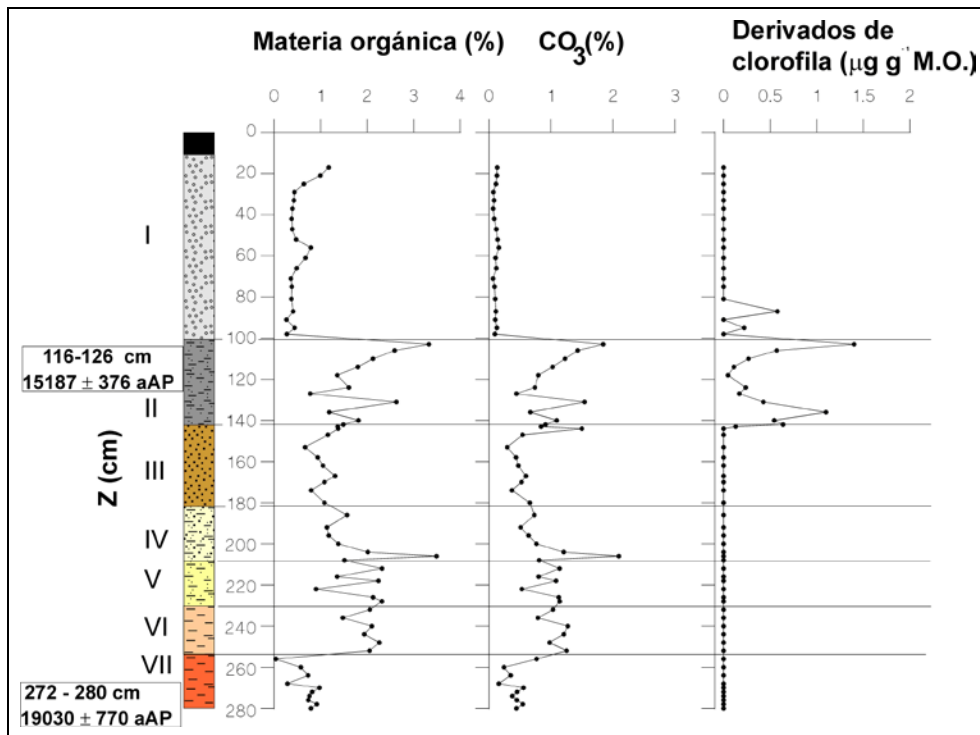


Fig. 21. Distribución vertical de la materia orgánica, CO_3 y pigmentos derivados de clorofila en el testigo LRO14.

La composición florística de las diatomeas mostró un 28% de especies dulceacuícolas, y un 72% de especies marino/salobres (Fig. 22). En la sección basal (280-180 cm, unidades VII a IV) hubo ausencia total de valvas de diatomeas. En la sección basal de la unidad III se observó co-dominancia de especies planctónicas las cuales fueron reemplazadas por especies marinas y salobre/dulceacuícolas epibentónicas en la unidad II (Fig. 22). En la sección basal de la unidad II incrementaron los porcentajes relativos de especies salobre/dulceacuícolas hasta los ~70 cm, donde las especies marinas volvieron a ser co-dominantes. Esta sección se caracterizó por los altos porcentajes relativos de *Diploneis smithii* (salobre/dulceacuícola, Fig. 22). De 18 a 6 cm, *Diploneis smithii* fue la especie más abundante, y las especies co-dominantes fueron epibentónicas dulceacuícolas.

El ACP con los intervalos de profundidad y porcentajes de varianza explicados por cada eje se muestran en la figura 23. Se identificaron cinco ZAD. La sección 6-34 cm se caracterizó por la dominancia de especies dulceacuícolas epibentónicas, cuya especie más abundante fue *Diploneis smithii* (salobre/dulceacuícola). La sección 44-74 cm presentó co-dominancia de especies marino/salobres (*Actinopterychus senarius*, *Caloneis birittata* var. *lata* y *Hyalodiscus scoticus*), pero también se observaron especies dulceacuícolas (*Aulacoseira granulata*) y salobre/dulceacuícolas (*Navicula radiosa*). La sección 84-142 cm se caracterizó por dominancia de especies marinas, excepto por *Nitzschia denticula* (dulceacuícola). Las profundidades 128 y 156 mostraron una composición florística similar siendo las especies típicas de ambientes marino/salobres (Fig. 23). Por debajo de 156 cm no se observaron diatomeas.

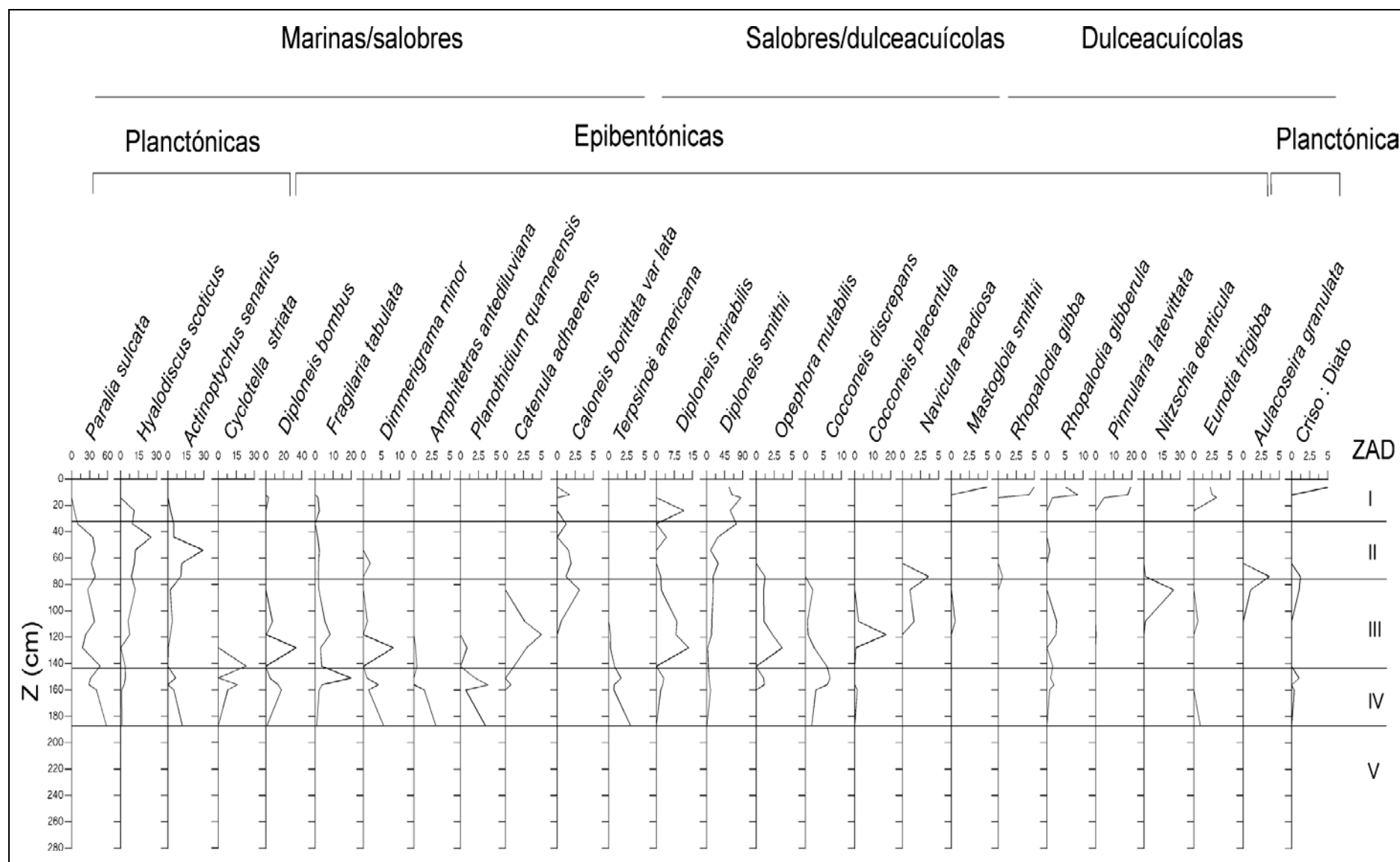


Fig. 22. Abundancia relativa de las diatomeas en el testigo LRO14. ZAD = Zonas de Asociaciones de Diatomeas.

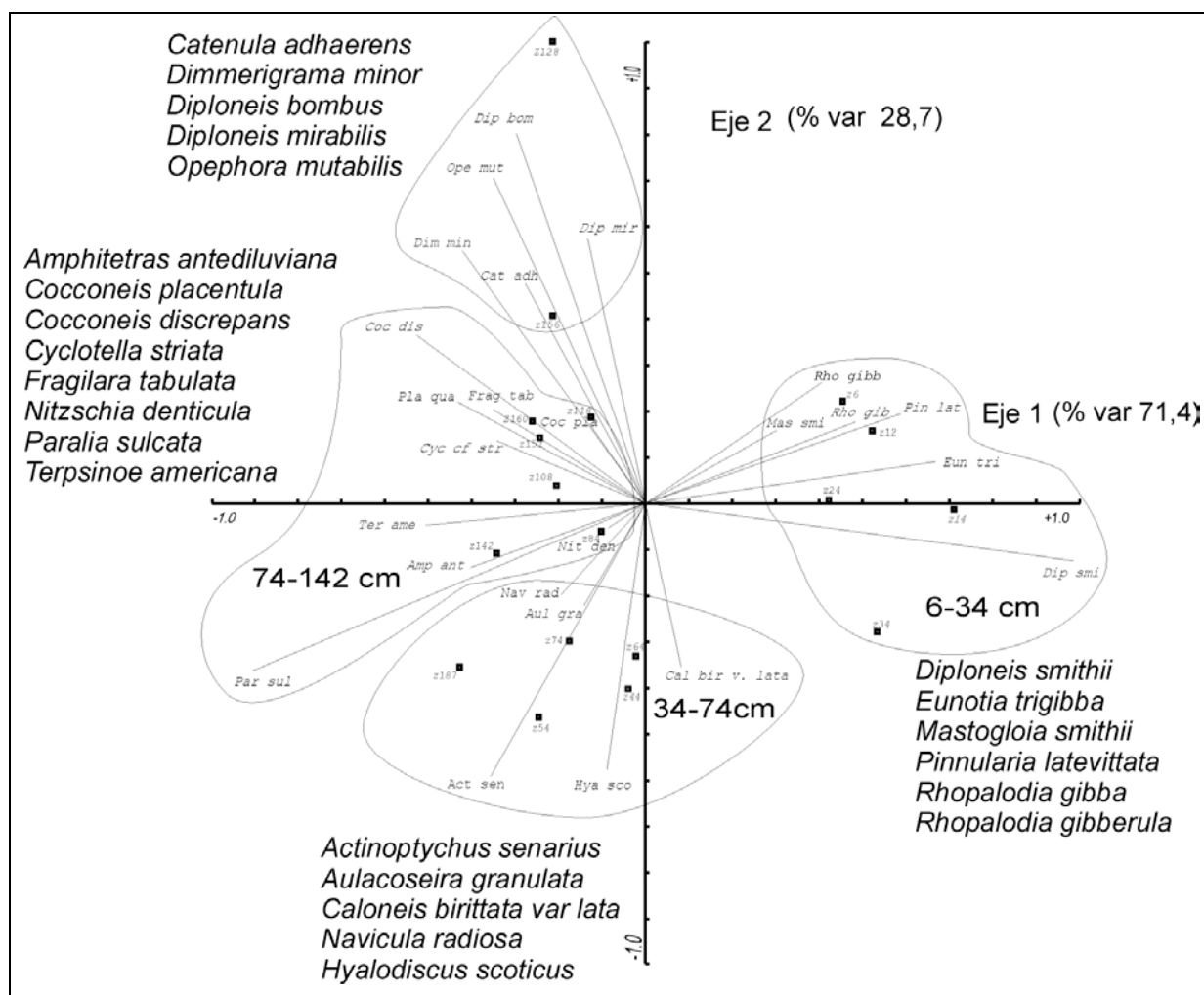


Fig. 23. ACP de la composición florística de diatomeas en el testigo LRO14. Se indican las especies más representativas para las diferentes secciones de profundidad.

LAGUNA CASTILLOS

Testigo LCA10

El testigo LCA10 (Fig. 6), se dató por AMS ^{14}C en la sección basal (352-262 cm) y se obtuvo una edad de 27.160 ± 1370 aAP (Fig. 24) correspondiendo Pleistoceno superior. La sección 250-266 cm se dató en 13.475 ± 720 aAP, por lo que la transición entre las unidades litológicas IV y III, representa probablemente la transición Pleistoceno-Holoceno. Se identificaron cinco unidades litológicas de acuerdo a cambios en color y textura del sedimento (material biogénico ausente en este testigo, Fig. 24). La unidad V se compuso de sedimentos finos (ϕ 4; 5 y 6 ~80%), los cuales disminuyeron hacia la unidad IV y la base de la unidad III, para pasar a estar dominada por ϕ 2; 3 y 4 (~65%). La parte media y superior de la unidad III estuvo nuevamente dominada por sedimentos finos (ϕ 4; 5 y 6 ~65%). La unidad II mostró incrementos en los porcentajes de sedimentos arenosos, los cuales volvieron a disminuir en la unidad I (Fig. 24). Las unidades V y III mostraron valores de materia orgánica (~ 4%) y CO_3 (~2%, Fig. 25). La unidad IV mostró valores más bajos de materia orgánica y CO_3 . Los pigmentos derivados de clorofila fueron siempre indetectables excepto por la transición entre las unidades IV y III (Fig. 25). La unidad II se caracterizó por una disminución de materia orgánica (~ 2%) y CO_3 (> 1%), con pigmentos derivados de clorofila indetectables. Sin embargo a los 30 cm (unidad I) los valores de materia orgánica mostraron una tendencia incrementante para situarse nuevamente en el rango del 4% (Fig. 25). El contenido de CO_3 sin embargo, se mantuvo constante en ~1%.

Fig. 24. Desarrollo del testigo LCA10, edades de las secciones datadas y distribución vertical de las diferentes fracciones de sedimento. Las unidades litológicas se indican con números romanos.

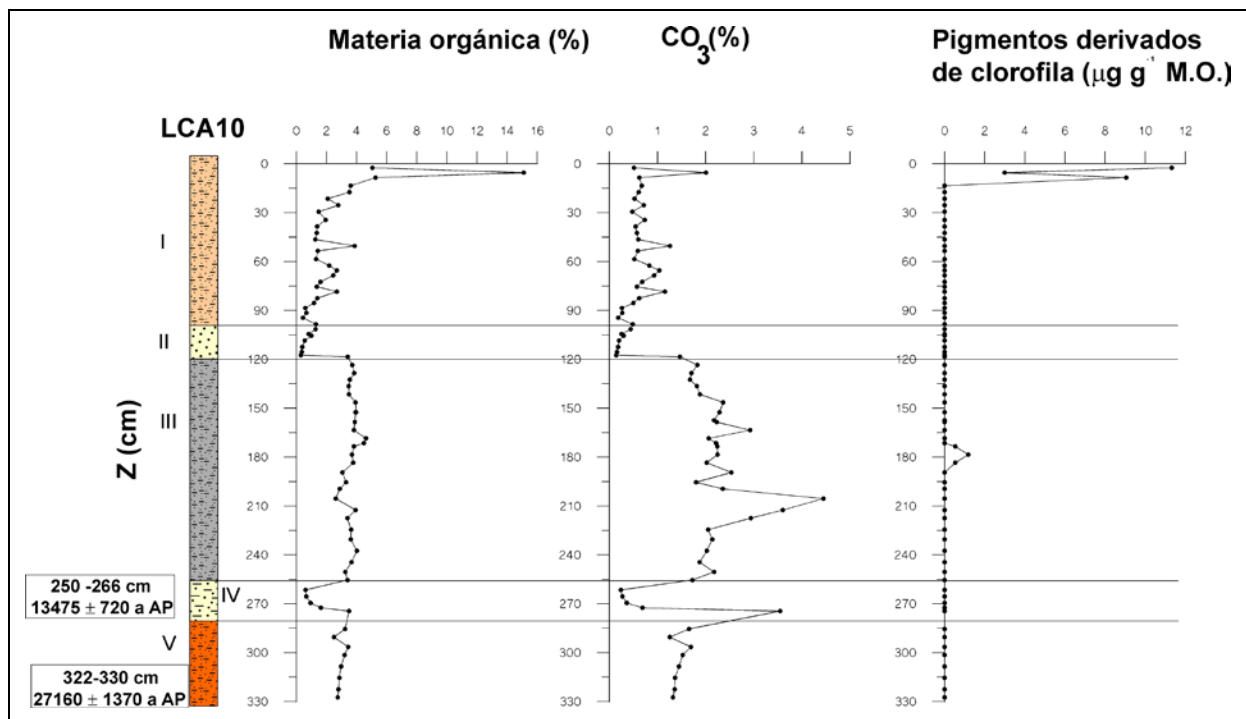


Fig. 25. Distribución vertical de la materia orgánica, CO_3 y pigmentos derivados de clorofila en el testigo LCA10.

La composición florística de diatomeas (Fig. 26), reveló que las diatomeas marino/salobres representaron un 49%, las salobre/dulceacuícolas un 18% y las dulceacuícolas un 33%. El ACP permitió identificar siete ZAD (Fig. 27). Por debajo de 230 cm se observó una muy baja concentración de diatomeas (Fig. 26), por esta razón la sección 230-330 cm fue excluida del ACP. La sección 330-272 (ZAD VII) cm presentó ausencia total de diatomeas, mientras que en la sección 272-230 cm (ZAD VI) se observaron solo unos pocos ejemplares marino/salobres y dulceacuícolas (indicados con asteriscos en la Fig. 26). Las demás ZAD, con los valores propios y los porcentajes de varianza explicados por cada eje se muestran en la figura 27. Las secciones 91-171 y 210-225 cm, se caracterizaron por co-dominancia de especies marinas (Fig. 26). La sección 61-91 cm mostró co-dominancia de especies marino/salobres, salobre dulceacuícolas y dulceacuícolas (Fig. 26). La sección 11-61 cm y los 191 cm mostraron co-dominancia de especies de sistemas dulceacuícolas (Fig. 26).

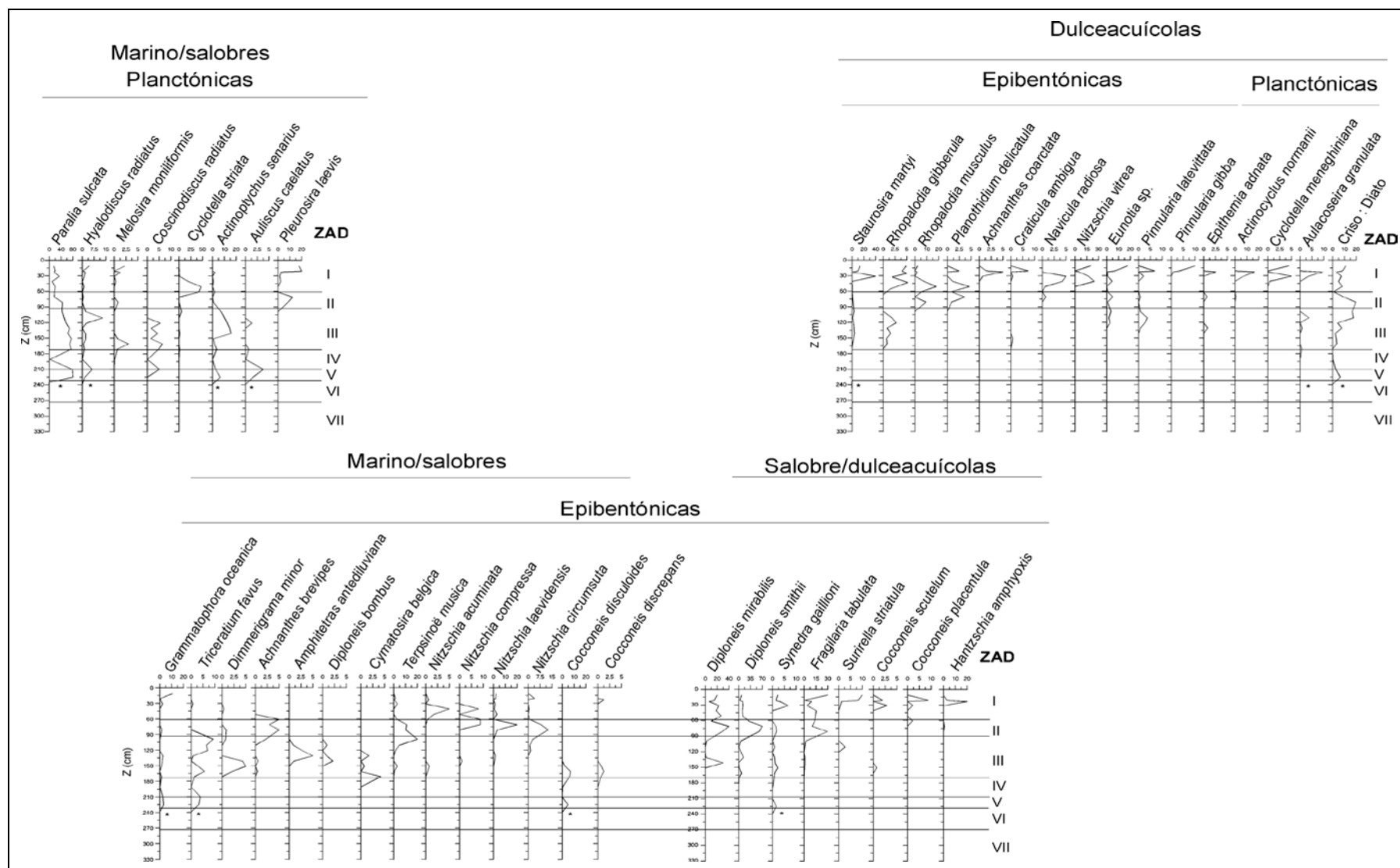


Fig. 26. Abundancia relativa de las diatomeas en el testigo LCA10. ZAD = Zonas de Asociaciones de Diatomeas.

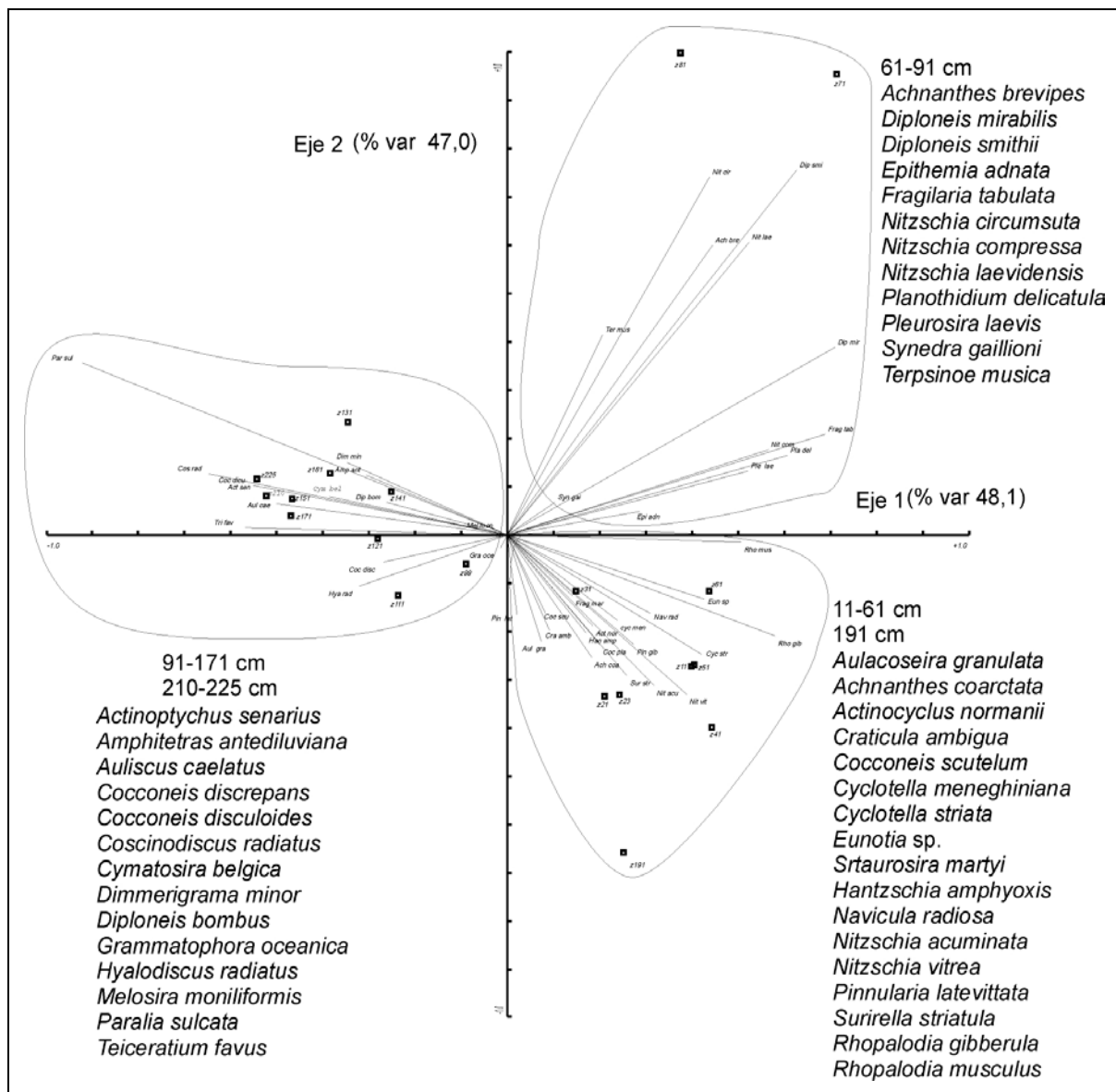


Fig. 27. ACP de la composición florística de diatomeas en el testigo LCA10. Se indican las especies más representativas para las diferentes secciones de profundidad

Testigo LCA11

El testigo LCA11 (Fig. 6) se dató por AMS ^{14}C en la parte basal (535-545 cm) y se obtuvo una edad de 7430 ± 170 aAP (Fig. 28). Se dató asimismo la parte superior en 3263 ± 284 aAP. La base de este testigo corresponde entonces a Holoceno inferior. Se identificaron cuatro unidades litológicas de acuerdo a cambios en color y textura del sedimento. La unidad litológica IV estuvo dominada por ϕ 4; 5 y 6 (~60%), y ϕ 2 y 3 (~25%), y ausencia de material biogénico visible a simple vista (Fig. 28). La unidad III presentó aumentos de ϕ 2 y 3 mientras que ϕ 4; 5 y 6 disminuyeron. Hacia las capas superiores se observaron valvas fragmentadas y enteras de *E. mactroides*. La unidad II presentó valvas fragmentadas y enteras de *Erodona mactroides* en toda su extensión (Fig. 28), estando dominada por ϕ 2 y 3 (~70%). En la parte basal unidad I se observaron valvas fragmentadas y enteras de *Erodona mactroides*, estando dominada por ϕ 2; 3; 4 y 5 (~85%, Fig. 28). Las unidades IV

y III presentaron valores de materia orgánica de ~2% (salvo por el pico de ~7% a los 500 cm), y valores de CO₃ en el orden de 1% (salvo por las capas basales ~2%, Fig. 29). En la unidad litológica II, tanto los valores de materia orgánica como los de CO₃ fueron siempre >1%. Desde e los 50 cm a las capas superficiales del testigo LCA11, se observó un incremento de materia orgánica (desde valores de 1% a 8%) y de CO₃ (de 0,5 a 1,5%). Los pigmentos derivados de clorofila presentaron una distribución vertical con una sucesión de picos oscilando entre 0 y 17 µg g⁻¹ M.O. para la unidad I. La unidad II presentó valores de pigmentos casi indetectables, excepto por la sección 340-400 cm donde los valores observaron valores de ~3 µg g⁻¹ M.O. Las unidades III y IV presentaron valores de pigmentos similares a los registrados para la sección 340-400 cm (Fig. 29).

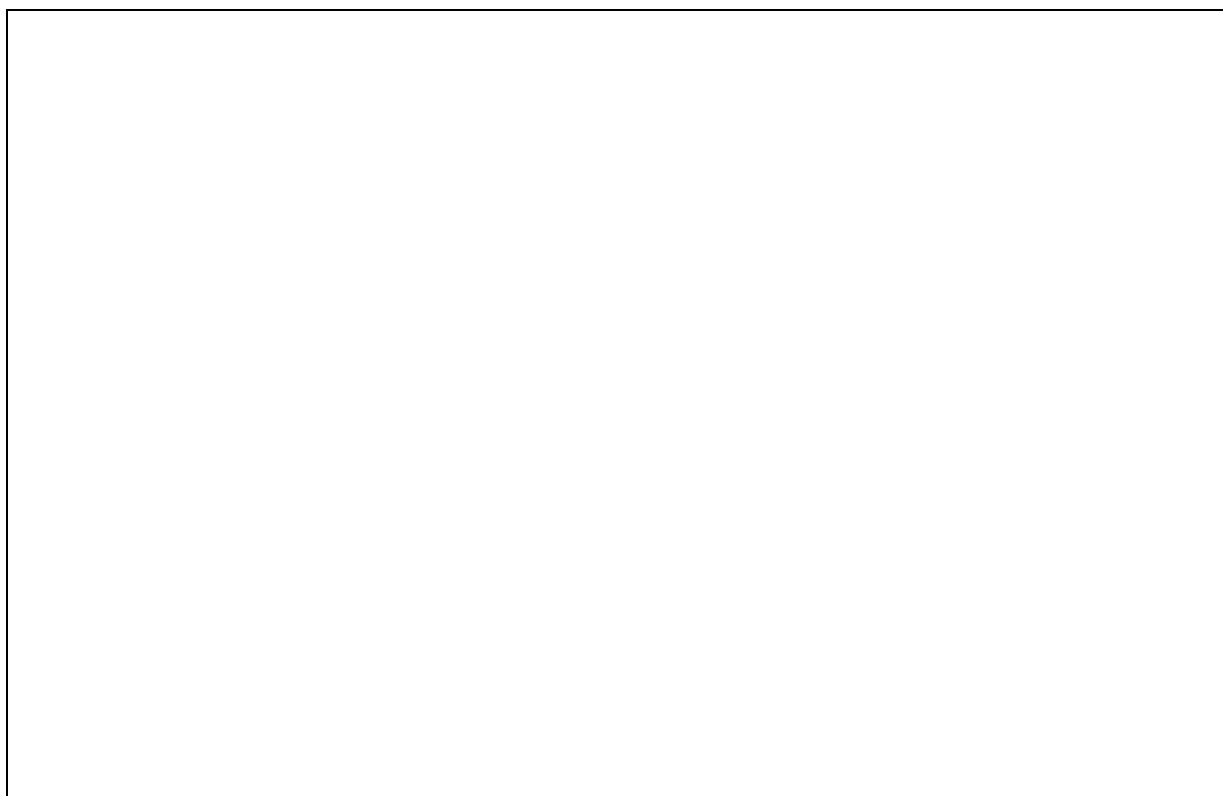


Fig. 28. Desarrollo del testigo LCA11, edades de las secciones datadas y distribución vertical de las diferentes fracciones de sedimento. Las unidades litológicas se indican con números romanos.

La distribución vertical de diatomeas se muestra en la figura 30. En la sección 70-340 cm, solo fue posible identificar unas pocas valvas de diatomeas, por eso, las especies presentes se representan con asteriscos. Esta sección fue excluida de los análisis estadísticos por no haberse podido contar un número mínimo necesario de valvas ($n = 200$, Tanimura & Sato, 1997) como para correr análisis de ordenación. El ACP con sus valores propios, porcentajes de la varianza explicados por cada eje, y las especies representativas de los grupos obtenidos, se muestran en la figura 31. Se identificaron dos ZAD. La sección superior del testigo (5-53 cm) estuvo dominada por diatomeas salobre/dulceacuícolas y dulceacuícolas, mientras que le sección 353-587 cm estuvo dominada por especies marino/salobres, y también se observó la presencia de *Dychtyocha* sp. (dinoflagelado, característico de sistemas marinos). Este fue el único testigo de todos los analizados en este estudio,

donde se encontraron restos de dinoflagelados. La sección 70-340 cm fue presentó muy baja concentración de diatomeas. Asimismo se observaron picos de abundancias relativas de especies dulceacuícolas (*Mastogloia smithii*, *Actinocyclus normanii* y *Aulacoseira granulata*) en la sección 340-400 cm (marcada con línea punteada en la figura 30). Si bien esta zona no se diferenció como una ZAD más, está marcada en la figura 30, debido a que esta es la única sección (excluyendo la ZAD I) del testigo, en donde se registraron picos de diatomeas salobre/dulceacuícolas y dulceacuícolas.

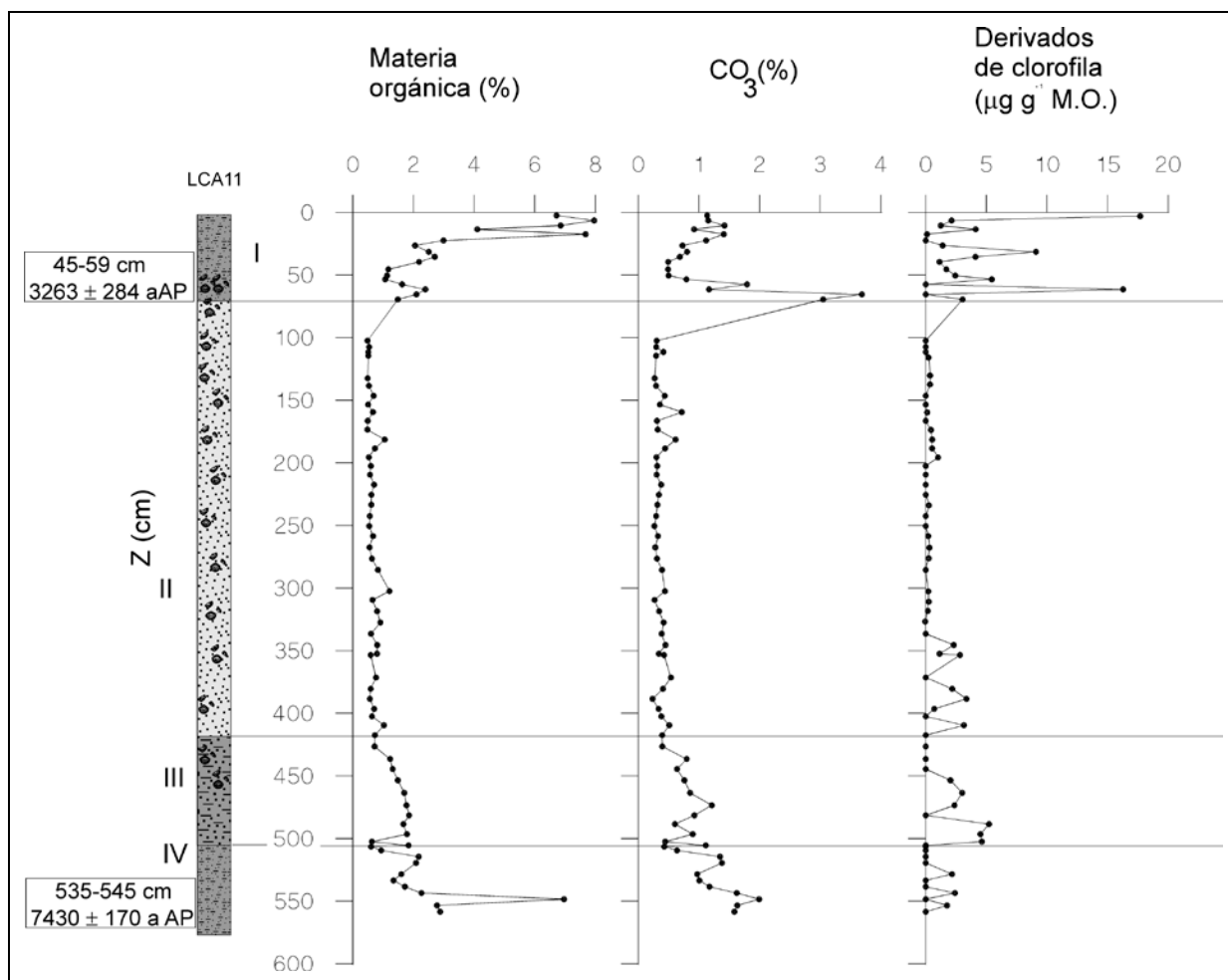


Fig. 29. Distribución vertical de la materia orgánica, CO₃ y pigmentos derivados de clorofila en el testigo LCA11.

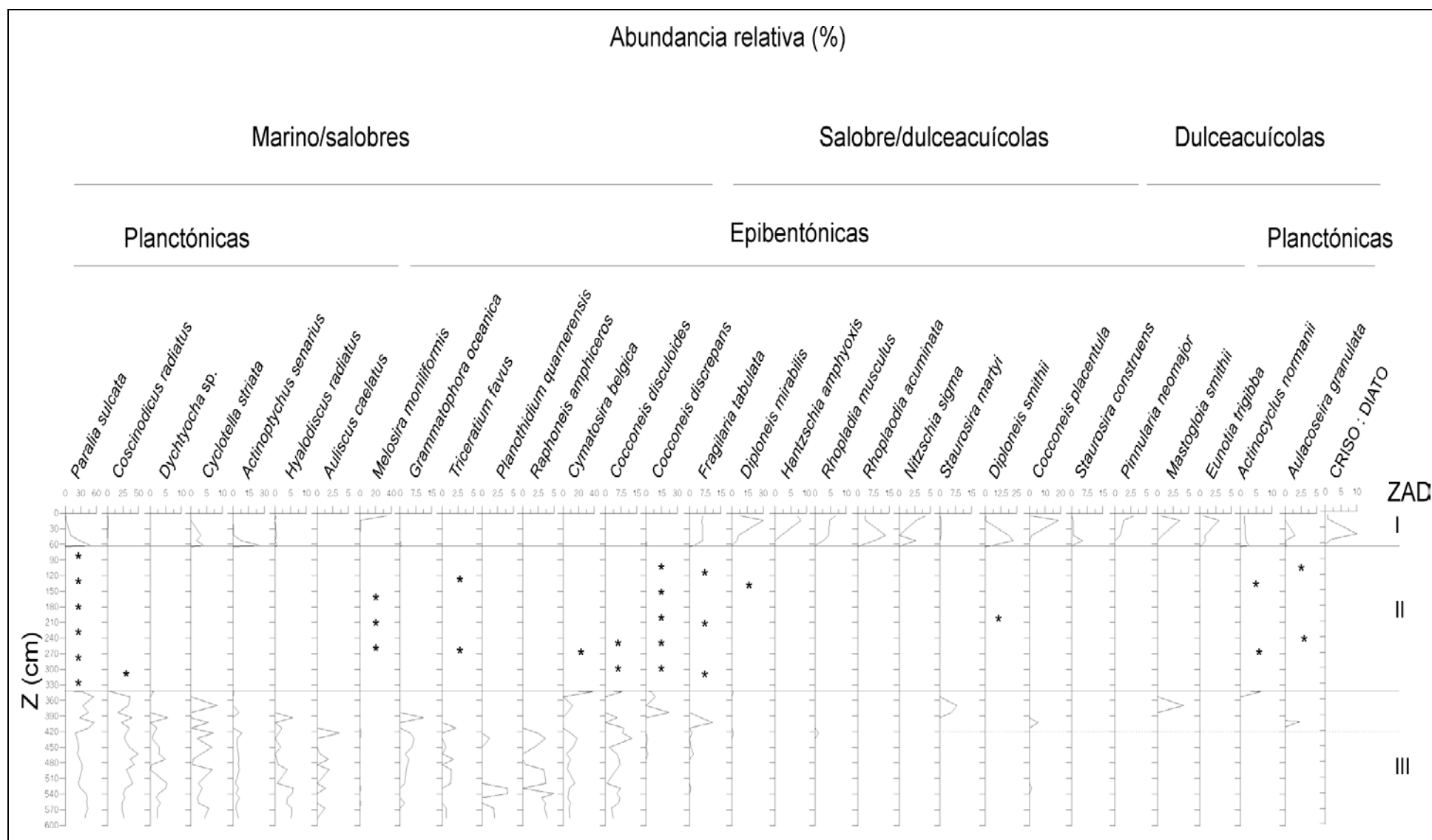


Fig. 30. Abundancia relativa de las diatomeas en el testigo LCA11. ZAD = Zonas de Asociaciones de Diatomeas.

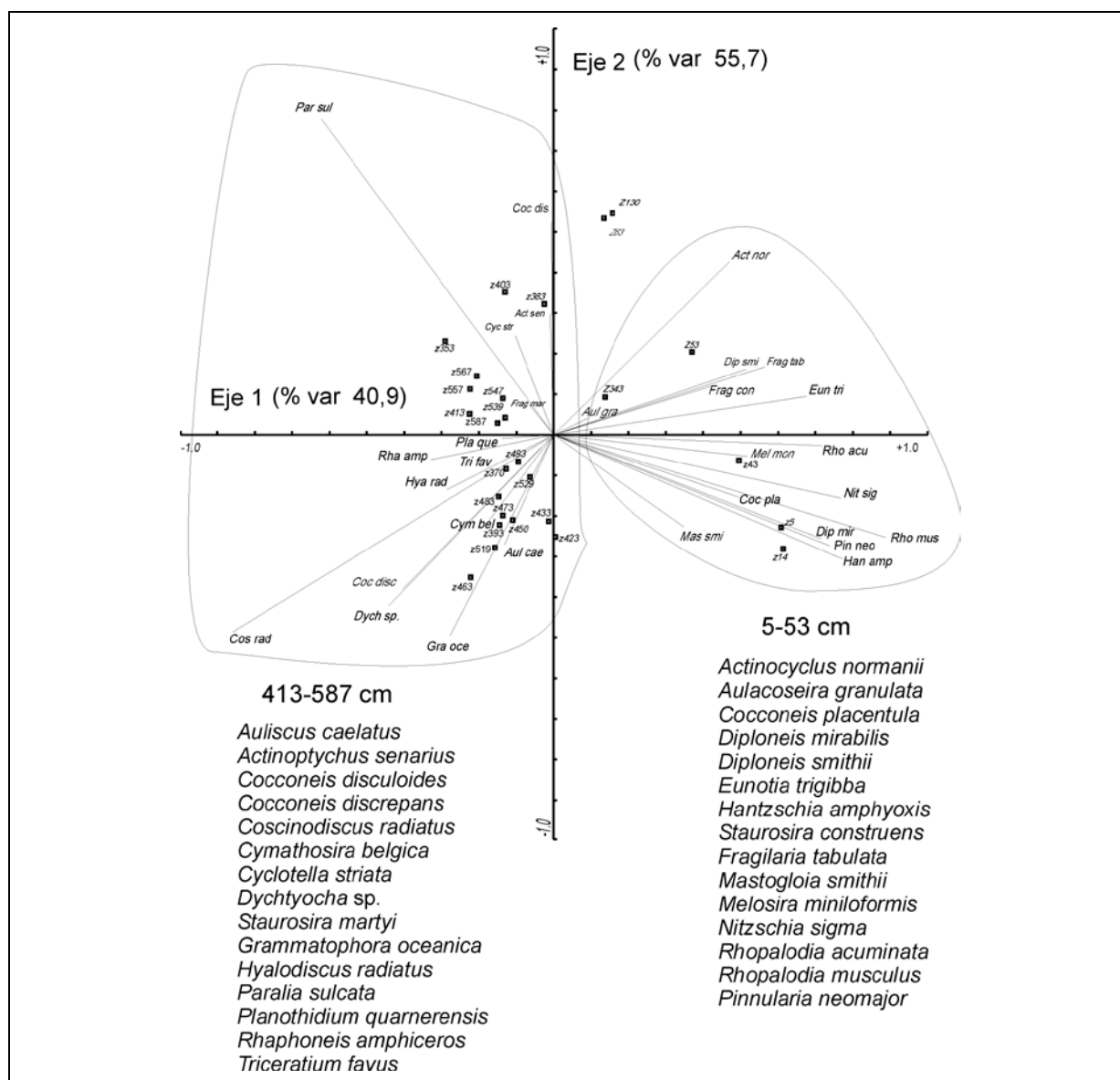


Fig. 31. ACP de la composición florística de diatomeas en el testigo LCA11. Se indican las especies más representativas para las diferentes secciones de profundidad.

LAGUNA BLANCA

Testigo LBL1

El testigo LBL1 (Fig. 7) representó el mejor registro desde el punto de vista paleolimnológico. Esto se debe a que es un sistema con una cuenca pequeña y de alta pendiente, donde existe gran enfocamiento de la sedimentación. Así, en este tipo de sistemas es posible obtener testigos que ofrecen mucha información (Smol 1990, 1992). Asimismo representa un caso muy interesante para la aplicación de técnicas paleolimnológicas, ya que durante las últimas diez décadas sufrió fuertes impactos culturales (Mazzeo et al. 2001b). También se registraron concentraciones de pigmentos suficientemente altas como para hacer mediciones por cromatografía líquida (HPLC). Por último (y a diferencia de las Lagunas de Rocha y Castillos), se observaron microlaminaciones muy claras para

hacer estudios microscópicos de lámina delgada, y los sedimentos recientes pudieron ser confiablemente datados por ^{210}Pb para la evaluación de impactos culturales durante el siglo XX. Por estas razones, la sección resultados (y discusión) del testigo LBL1 se dividirán en: i) Evolución paleolimnológica durante el Holoceno, y ii) Evaluación de impactos culturales por medio de técnicas paleolimnológicas.

Evolución paleolimnológica durante el Holoceno

Se realizó una datación AMS ^{14}C en la región basal (536-545 cm = 7310 ± 230 aAP, Holoceno inferior), tres dataciones ^{14}C convencional a los 350-355 cm (3710 ± 75 aAP), 250-255 cm (2200 ± 60 aAP) y 140-145 cm (1020 ± 60 aAP, Fig. 32). Asimismo las dataciones ^{210}Pb mostraron que los 54-58 cm correspondieron 1890 AD, mientras que los 30 cm superficiales de este testigo correspondieron a las últimas cuatro décadas del siglo XX. La tabla IV muestra las tasas de sedimentación calculadas a partir de las dataciones mencionadas arriba.

Tabla IV. Tasas de sedimentación para los intervalos datados en Laguna Blanca.

Z (cm)	Método	Sedimentación neta (mm/año)
25-0	^{210}Pb	6,5
56-25	^{210}Pb	4,43
56-142	$^{210}\text{Pb} - ^{14}\text{C}$	0,98
143-252	^{14}C	0,93
253-352	^{14}C	0,66
353-540 -	$^{14}\text{C} - \text{AMS } ^{14}\text{C}$	0,52

Se identificaron 14 unidades litológicas de acuerdo a cambios de color, textura, granulometría y conservación del material biogénico (Fig. 32). La unidad XIV estuvo dominada por ϕ 3 (~40%), ϕ 4; 5 y 6 (~40%) y ϕ 1 y 2 (15%). En la unidad XIII ϕ 1 y 2 representaron ~30% y se observó el máximo valor de ϕ 0 (~8%) del testigo. Asimismo las ϕ 4; 5 y 6 decrecieron sus porcentajes relativos (Fig. 32). La unidad XII estuvo dominada por ϕ 4; 5 y 6 (~65%), ϕ 3 (~25%) y ϕ 0; 1 y 2 fueron nulas. La unidad XI se constituyó de microlaminaciones alternadas de sedimento tipo arenoso (dominados por ϕ 2 y 3) y limo/arcilloso (ϕ 4; 5 y 6). La unidad X también presentó laminaciones pero en este caso los sedimentos arenosos mostraron bajos porcentajes (ϕ 0 a 3) estando dominada en casi su totalidad por ϕ 4; 5 y 6 (Fig. 32).

La unidad IX mostró un 30% de sedimentos arenosos (ϕ 2 y 3) y 70% de sedimentos limo/arcillosos (ϕ 4; 5 y 6). Esta unidad se caracterizó asimismo por la presencia de abundante material biogénico de *Erodona mactroides* (enteras y fragmentadas), *Pitar rostratus* (Koch), *Helobia australis* (Davis) y *Tagelus plebeius* (Gray). No fueron realizadas determinaciones cuantitativas de granulometría en la unidad VIII, pero predominaron los sedimentos limo/arcillosos (observación visual y táctil). La unidad

VII, presentó un 15% de ϕ 3, correspondiendo el resto de la muestra a ϕ 4; 5 y 6. En esta unidad se observó también abundante material biogénico de *Helobia australis* (Fig. 32). Desde los 300 cm a las capas superiores (unidades VI a I), se observó ausencia de material biogénico y los sedimentos estuvieron dominados por ϕ 4; 5 y 6. La unidad VI fue dividida en secciones a y b (Fig. 32). Esto se debe a que en la parte superior de la misma, se observaron microlaminaciones (de 125 a 90 cm, Fig. 32).

Fig. 32. Desarrollo del testigo LBL1, edades de las secciones datadas y distribución vertical de las diferentes fracciones de sedimento. Las unidades litológicas se indican con números romanos.

Debido a la alternancia de láminas dominadas por sedimentos arenosos y limo/arcillosos en las unidades XIII, XII, XI y X (490-400 cm), se realizaron cortes de lámina delgada (Fig. 33). El análisis microscópico reveló que la sección 490-479,4 cm estuvo dominada por sedimento arenoso y muy poco material biogénico. De 479,4 a 477,3 cm se constató la presencia de abundante material biogénico de origen terrestre (trozos de tejidos vegetales y fitolitos) y dominancia de sedimentos limo-arcillosos.

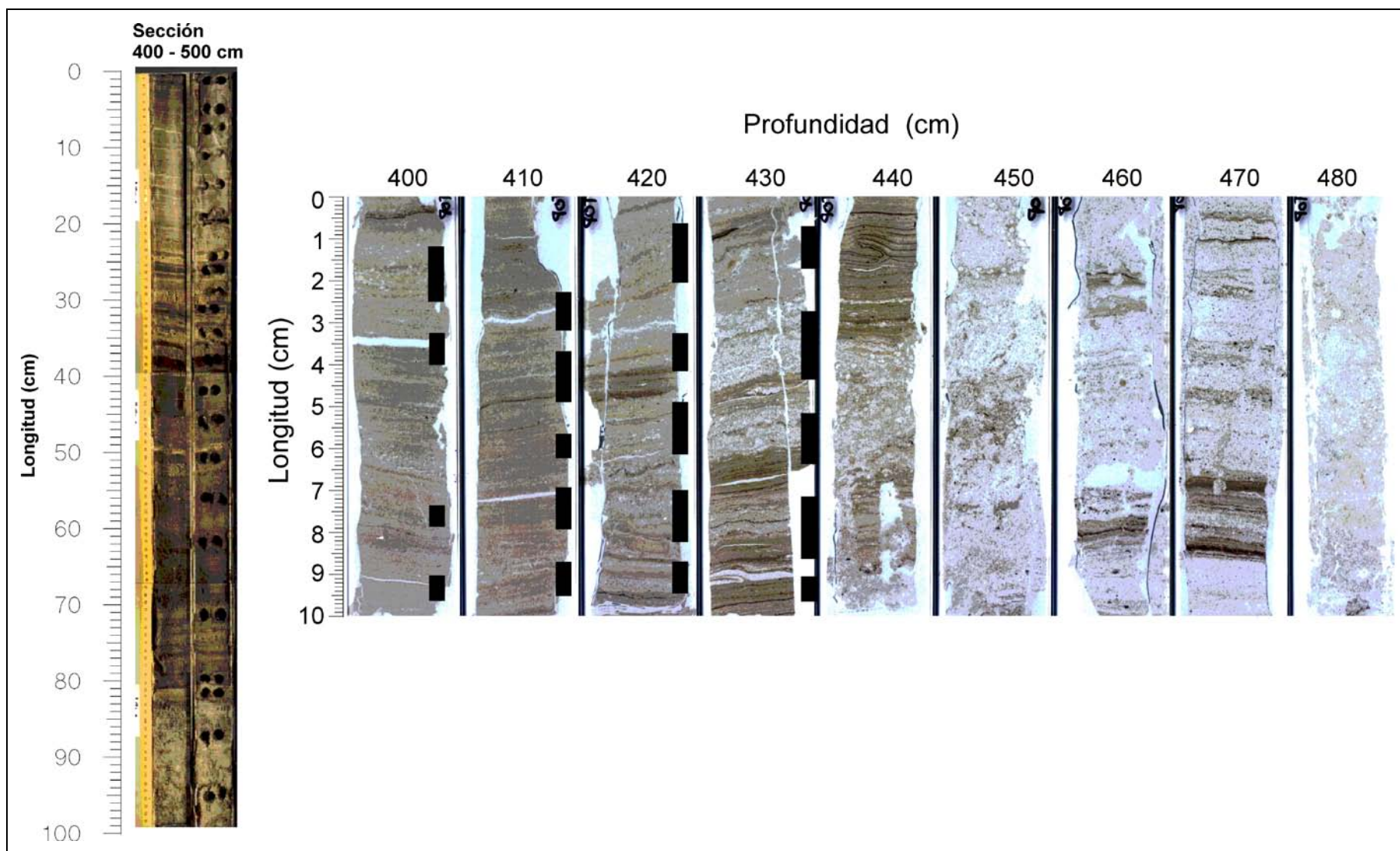


Fig. 33. Foto de la sección 400-500 cm del testigo LBL1. Preparados lámina delgada hechos para la sección 400-490 cm. Las barras negras sobre los preparados de lámina delgada indican microlaminaciones dominadas por sedimentos arenosos.

Con excepción de las secciones 469-468,3, 463-462 y 449,5-447 cm (dominadas por sedimentos limo/arcillosos y presencia de material biogénico terrestre), la sección 477-444 cm presentó dominancia de sedimentos arenosos. Se observaron tecas de *Helobia australis* en las secciones 462-450 y 447-444 cm. De 444 a 439 cm predominaron los sedimentos limo/arcillosos dispuestos en microlaminaciones claro/oscuras con alta cantidad de material biogénico de origen terrestre. De 440 a 400 cm, el sedimento se presentó como una serie de laminaciones de sedimento arenoso (n = 19) y limo-arcilloso (n = 20). Las láminas dominadas por sedimento arenoso se indican con barras verticales negras en la figura 33.

La distribución de las variables químicas del testigo LBL1 se muestra en la figura 34. Las unidades litológicas XIV y XIII mostraron bajos valores de materia orgánica, CO₃, carbono total, nutrientes. Los pigmentos fueron indetectables en la unidad XIV, pero en la unidad XIII aumentaron. La relación C/N mostró valores entre 15 y 20 en la unidad litológica XIV, y en la sección basal de la unidad XIII, los valores aumentaron para situarse entre 20 y 25. En la sección superior de la unidad XIII, los valores C/N disminuyeron a ~10 y los pigmentos derivados de clorofila aumentaron a ~15 µg g⁻¹ M.O. (Fig. 34). La unidad XII exhibió aumentos de materia orgánica, fósforo total y C/N, mientras que las demás variables se mantuvieron en valores similares a los de la unidad XIII. Alta variabilidad del contenido de CO₃ y pigmentos fue registrada en la unidad XI, mientras que el contenido de materia orgánica disminuyó y las demás variables incrementaron. El contenido de CO₃ y pigmentos volvieron a exhibir gran variabilidad en la unidad X y los valores de materia orgánica se mantuvieron constantes. Carbono y fósforo total y C/N disminuyeron, mientras que nitrógeno total aumentó.

En la unidad IX, excepto por el contenido de materia orgánica que se mantuvo constante, todas las demás variables incrementaron. La unidad VIII presentó variabilidad materia orgánica, CO₃, nitrógeno total, C/N y pigmentos, mientras que fósforo y carbono total aumentaron. Todas las variables disminuyeron en la unidad VII, a excepción de nitrógeno total que aumentó (Fig. 34). En la unidad VI los valores de pigmentos y CO₃ fueron similares a los observados en la unidad VIII. Materia orgánica, carbono total y nitrógeno total mostraron una leve tendencia incrementante hasta los ~140 cm donde volvieron a disminuir. La concentración de fósforo total se mantuvo cercana a 0,3 mg g⁻¹ (excepto por los picos observados a 330 y 190 cm) y C/N mostró valores cercanos a 7.

Las unidades V y IV exhibieron valores similares de materia orgánica y CO₃ (excepto por el mínimo de 45 cm), pigmentos, nitrógeno total y carbono total. Los valores de C/N se mantuvieron entre 5 y 6, mientras que el fósforo total mostró una leve tendencia decreciente. En las unidades III, II y I se observaron aumentos de todas las variables, excepto por C/N que mantuvieron valores similares a aquellos de las unidades V y IV. La distribución de las variables químicas de las unidades VIa y b, V, IV, III, II y I se describen en detalle en la sección: "Evaluación de impactos culturales por medio de técnicas paleolimnológicas".

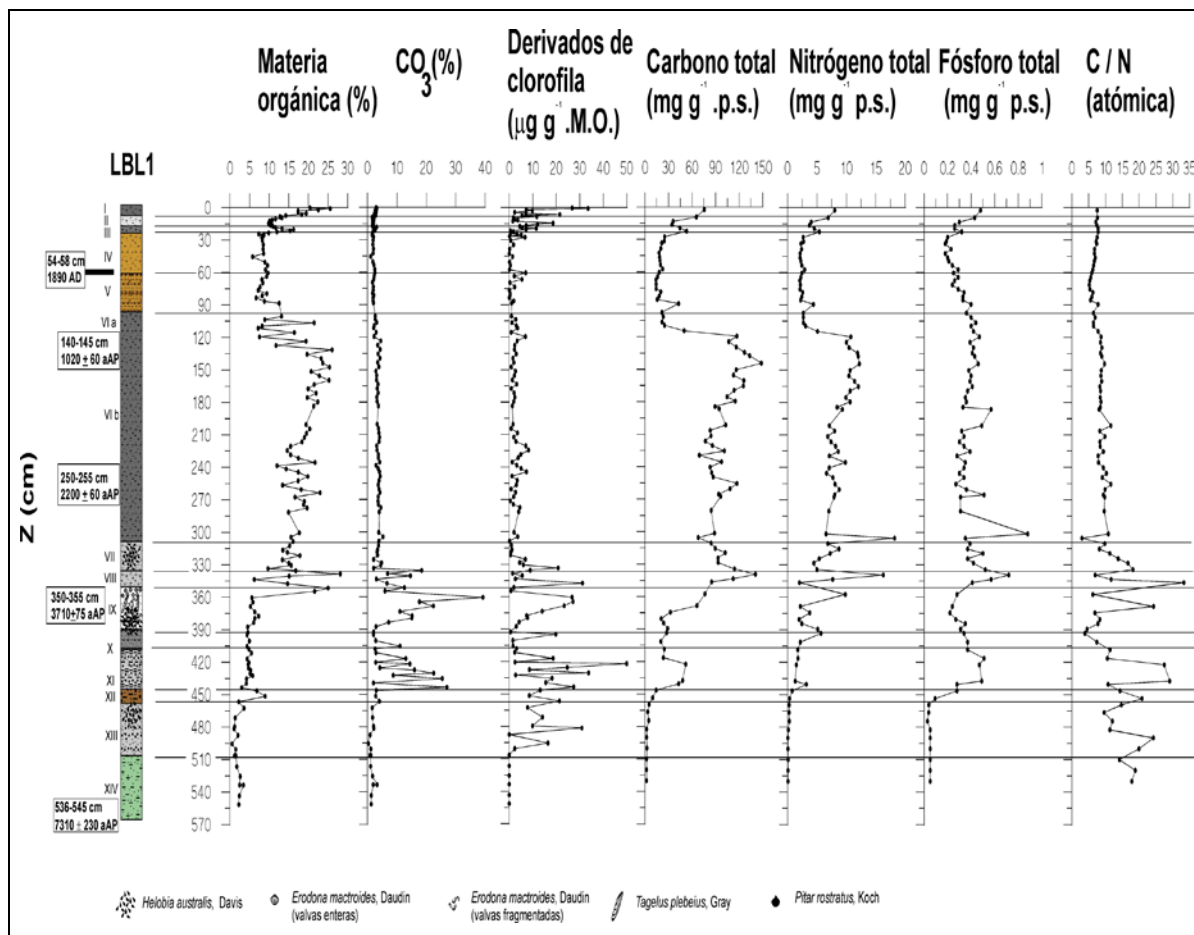


Fig. 34. Distribución vertical de materia orgánica, CO_3 , pigmentos derivados de clorofila, carbono total, nitrógeno total, fósforo total y proporción carbono : nitrógeno en el testigo LBL1.

La distribución de diatomeas a lo largo testigo LBL1 (Fig. 35) permitió reconocer secciones con diferente composición florística. De 550 a 510 cm el sedimento mostró ausencia de diatomeas. De 510 a 450 cm las especies co-dominantes correspondieron a especies planctónicas típicas de zonas costeras marinas, aunque en los 410 cm se observaron altas abundancias relativas de especies de agua dulce.

De 450 a 430 cm se constató una alta proporción de componentes terrestres (silicofitolitos) y así como también crisofitas. La sección 430-380 cm volvió a estar dominada por diatomeas típicas de ambientes marinos, pero en este caso las especies fueron típicas de ambientes bentónicos. Las sección 380-250 cm mostró altas abundancias relativas de especies marino/salobres [*Campylodiscus clypeus*, *Surirella striatula*, *Amphitetras antediluviana* y *Staurosira fernandae* (García-Rodríguez, Lange-Bertalot & Metzeltin) sp. nov., Apéndice II]. Desde los 250 cm a superficie, las diatomeas dulceacuícolas epibentónicas fueron dominantes, excepto en las secciones 240, 210, 125, 68 y 48 cm donde las especies planctónicas representaron altas abundancias relativas.

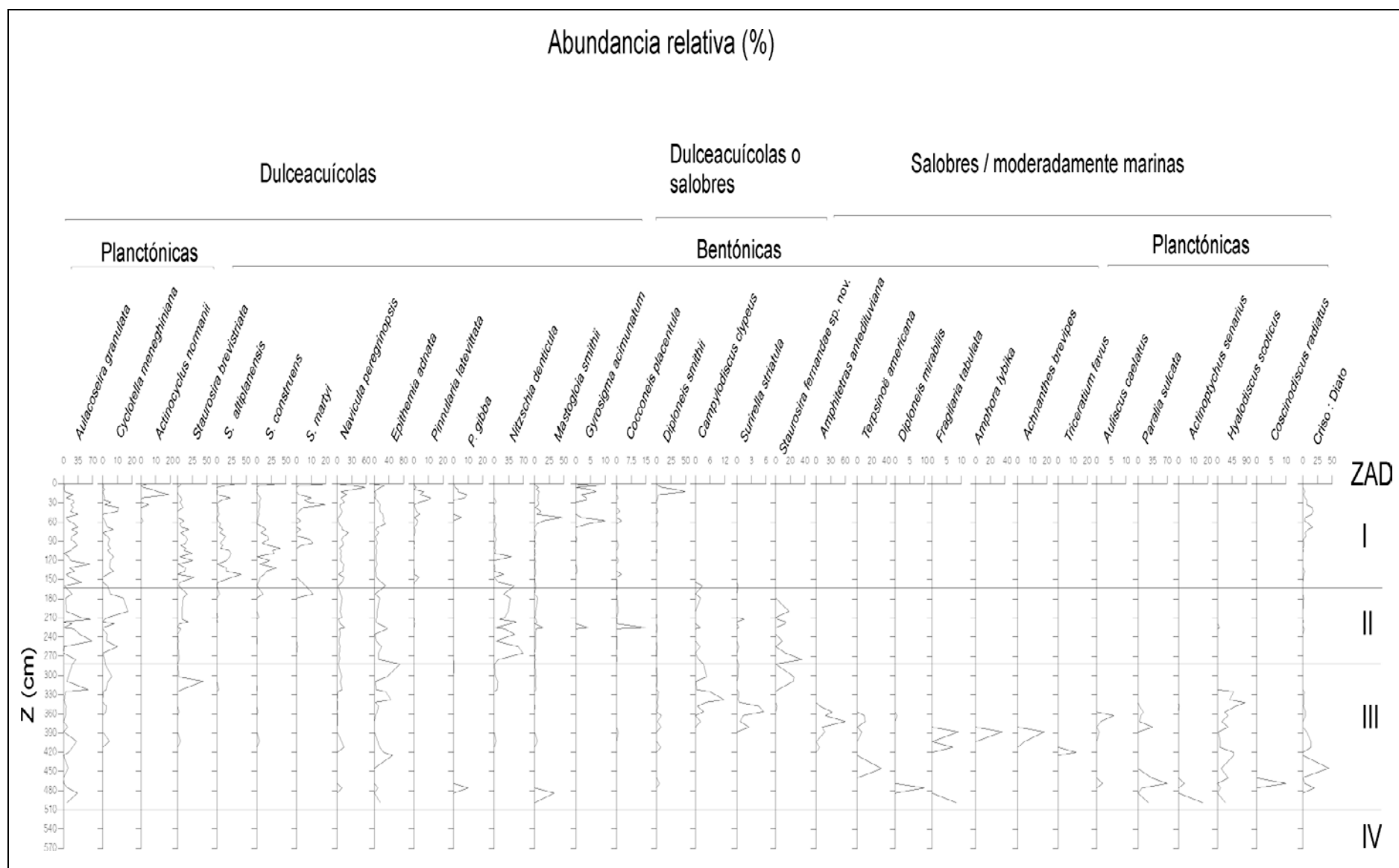


Fig. 35. Abundancia relativa de las diatomeas en el testigo LBL1. ZAD = Zonas de Asociaciones de Diatomeas.

El ACP con intervalos de profundidad y porcentajes de varianza explicados por cada eje se muestran en la figura 36. La unidad litológica XIV se excluyó del ACP debido a la ausencia de diatomeas. Se identificaron tres ZAD. La sección 10-160 cm presentó dominancia de especies dulceacuícolas epibentónicas, excepto por *Actinocyclus normanii* y *Aulacoseira granulata* (dulceacuícolas planctónicas). La sección 160-280 cm se caracterizó por dominancia de especies epibentónicas dulceacuícolas a moderadamente salobres (excepto por *Cyclotella meneghiniana*, planctónica dulceacuícola). Por último la sección basal (480-282 cm), exhibió co-dominancia de especies epibentónicas típicas ambientes marino/salobres, excepto por *Actinoptychus senarius*, *Auliscus caelatus* y *Paralia sulcata* (planctónicas de ambientes marino/salobres).

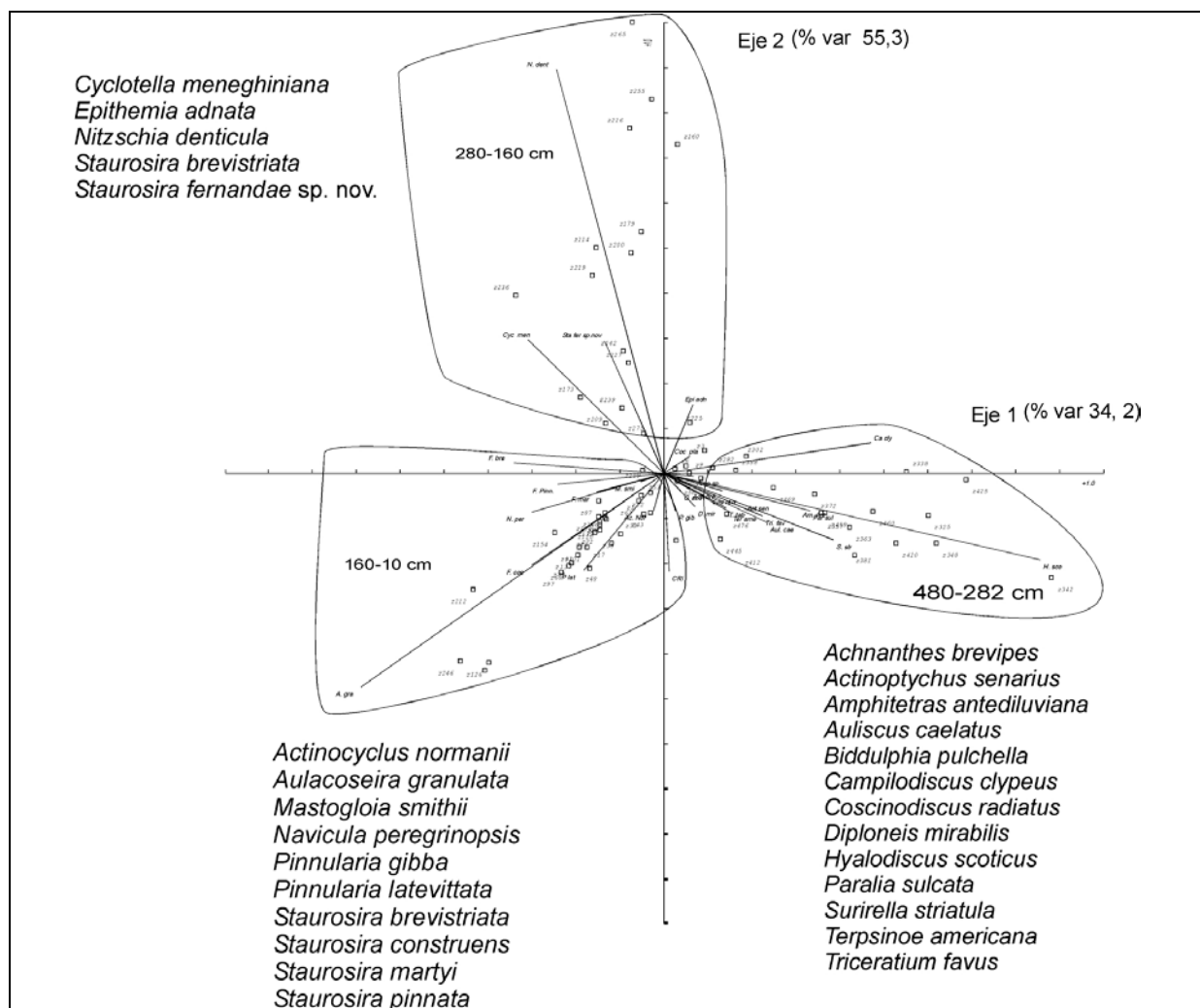


Fig. 36. ACP de la composición florística de diatomeas en el testigo LBL1. Se indican las especies más representativas para las diferentes secciones de profundidad.

El análisis de diversidad de pigmentos por cromatografía líquida (HPLC, Fig. 37), permitió identificar solamente luteína (típico de clorofitas y euglenofitas) y seaxantina (típico de cianobacterias, Tabla I). Se observó ausencia total de estos pigmentos por debajo de 480 cm y por encima de 140 cm. Se constató máxima concentración de luteína en la sección 450-440 cm, que coincidió con el máximo número de crisofitas por preparado (unidad litológica XII). Asimismo, la seaxantina mostró su valor máximo en la misma sección. Es destacable que el color de las extracciones de pigmentos en estas

muestras fue color rojo sangre. Desde 420 a 140 cm se observó variabilidad en las concentraciones de estos dos pigmentos, cuyos máximos se observaron a 180 cm para luteína ($\sim 5 \mu\text{g g}^{-1}$ M.O.), y a 330 cm para seaxantina ($\sim 75 \mu\text{g g}^{-1}$ M.O.).

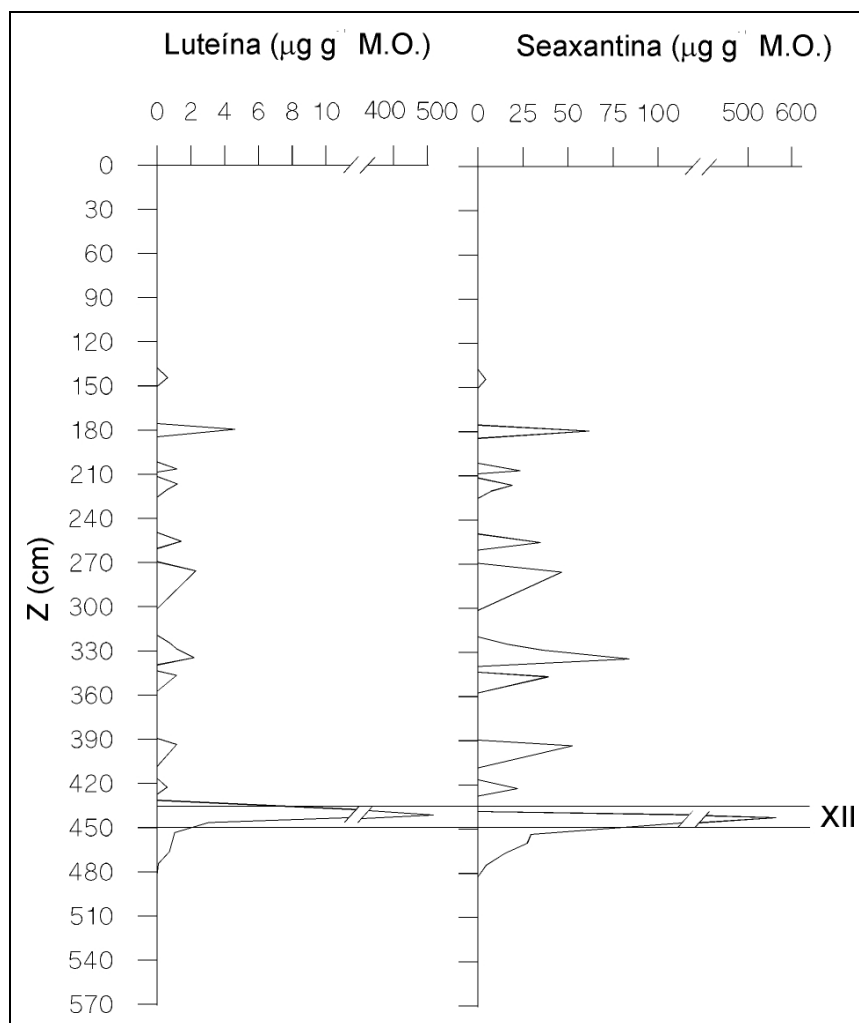


Fig. 37. Distribución de seaxantina y luteína en el testigo LBL1. El número romano indica la unidad litológica XII.

Evaluación de impactos culturales por medio de técnicas paleolimnológicas

Las primeras cinco unidades litológicas mostraron variaciones en la composición química, física y biológica como consecuencia de impactos antrópicos ocurridos en la cuenca de la Laguna Blanca a partir de las últimas dos décadas del siglo XIX. Se observaron cambios en la coloración del sedimento pero no en la composición granulométrica (Fig. 32), estando el sedimento dominado por ϕ -4 ($\sim 20\%$), ϕ 5 ($\sim 40\%$) y ϕ -6 ($\sim 40\%$).

La figura 38 muestra las actividades de ^{210}Pb , ^{226}Ra y ^{137}Cs , las edades correspondientes y las tasas de sedimentación calculadas a partir de las edades ^{210}Pb . Para determinar edades por ^{210}Pb , se asume que este está en equilibrio con el ^{226}Ra (Appleby & Oldfield 1992). Cuando las actividades del ^{226}Ra y el ^{210}Pb son similares, se alcanzan las 5 vidas y media de decaimiento del ^{210}Pb , es decir, $\sim$

110 años (~1890 AD). Los valores de ^{226}Ra oscilaron entre 25 y 46 Bq kg⁻¹ alcanzándose valores similares de ^{226}Ra y ^{210}Pb a los ~55 cm de profundidad. La actividad del ^{210}Pb disminuyó significativamente de 0-5 cm (156 Bq kg⁻¹) a 5-10 cm (71 Bq kg⁻¹). De los 5-10 cm a los 15-20 cm no se observaron diferencias significativas en actividad (Fig. 38).

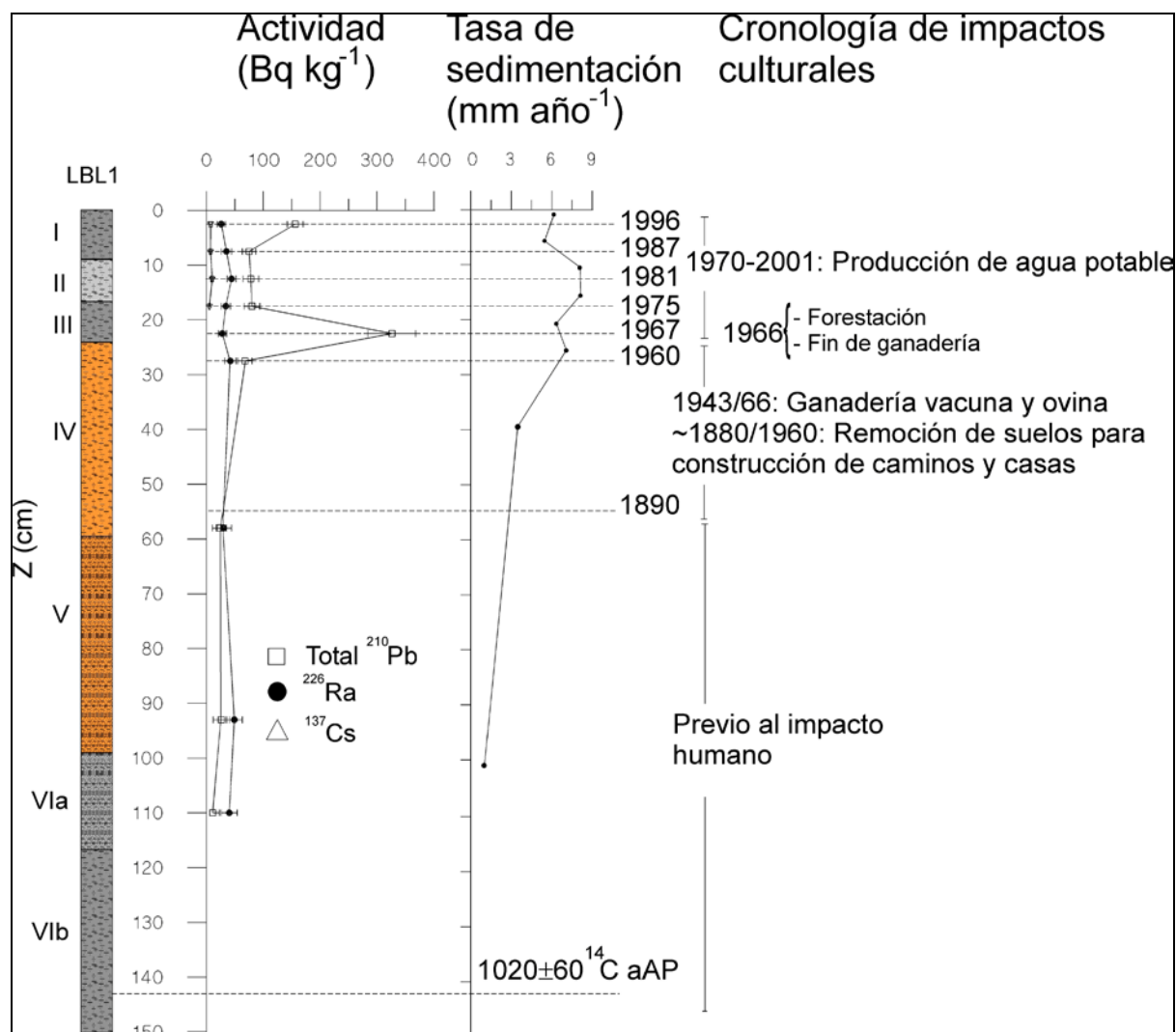


Fig. 38. Distribución vertical de la actividad de ^{210}Pb , ^{226}Ra , ^{137}Cs y tasa de sedimentación calculada a partir de las edades ^{210}Pb . Se indican los impactos culturales en la cuenca de la laguna.

Se observó un pico máximo de actividad de ^{210}Pb en la sección 20-25 cm (326 Bq kg⁻¹); el cual disminuyó abruptamente hacia los 25-30 cm. Debajo de esta última capa, la actividad decreció para alcanzar valores de ~20 Bq kg⁻¹. No fue posible hacer cálculos de edad del sedimento por ^{137}Cs debido a que se obtuvieron actividades casi indetectables (Fig. 38). La tasa de sedimentación para las unidades litológicas VIa, VIb y V (0,98 mm/año), fue calculada a partir de la edad obtenida por ^{14}C a 140-145 cm y la edad ^{210}Pb a 55 cm. En la unidad IV se observó un aumento de la tasa de

sedimentación IV (3,51 mm/año), los cual fue aún mayor (entre 5,55 mm/año y 8,23 mm/año, Fig. 38) hacia las unidades III, II y I.

La distribución de las variables químicas se muestra en la figura 39. En la unidad litológica VIa, concentraciones relativamente altas de materia orgánica (25%), CO_3 (4%), carbono total (120 mg g^{-1}) y nitrógeno total ($\sim 11 \text{ mg g}^{-1}$) fueron observadas. Se registraron valores de fósforo total de $\sim 0.4 \text{ mg g}^{-1}$, pigmentos derivados de clorofila $\sim 2 \mu\text{g g}^{-1}$ M.O. mientras que la relación C/N fue ~ 9 . La fracción inorgánica no carbonatada representó $\sim 75\%$. La unidad VIb exhibió gran variabilidad de materia orgánica y CO_3 , mientras que carbono total y nitrógeno total disminuyeron (Fig. 39).

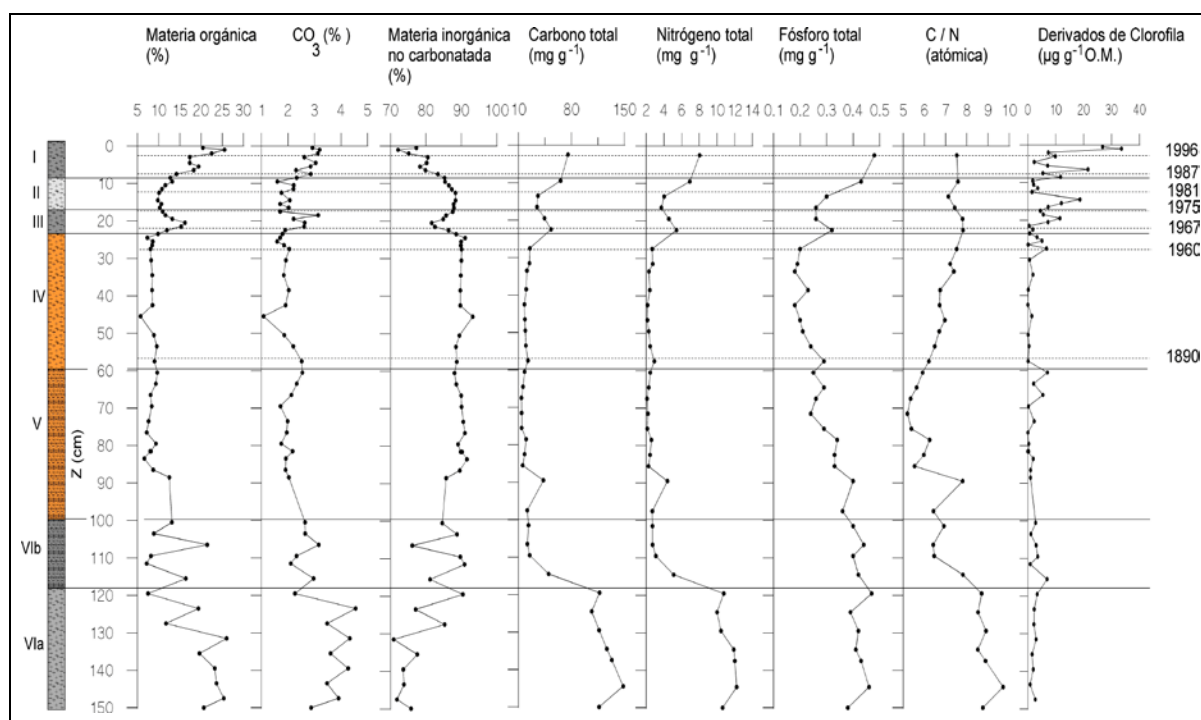


Fig. 39. Distribución vertical de materia orgánica, CO_3 , fracción inorgánica no carbonatada, carbono total, nitrógeno total, fósforo total y pigmentos derivados de clorofila, en los 150 cm superficiales del testigo LBL1.

Fósforo total y pigmentos fósiles mantuvieron valores similares a aquellos de la unidad VIa, los valores de C/N se redujeron a 7 y la fracción inorgánica no carbonatada representó $\sim 85\%$ (Fig. 39). Las unidades V y IV mostraron poca variabilidad en sus variables químicas registrándose los máximos valores (excepto por pigmentos y CO_3) a los 90 cm. El contenido de materia orgánica se mantuvo cerca del 8%, a parte del mínimo de los 47 cm, mientras que el contenido de CO_3 desplegó valores del 2% excluyendo el pico de los 47 cm. Los pigmentos mostraron concentraciones de $\sim 2 \mu\text{g g}^{-1}$ M.O. excepto en las profundidades de 60, 27 y 25 cm donde alcanzaron valores de $\sim 5 \mu\text{g g}^{-1}$ M.O. Nitrógeno total no exhibió mayores cambios con concentraciones de $\sim 2.5 \text{ mg g}^{-1}$, mientras que el fósforo total mostró una suave tendencia decreciente.

La relación C/N decreció hacia los 60 cm (~6) para luego aumentar hacia las capas superiores de la unidad IV y alcanzar valores de ~7,5 (Fig. 39). La fracción inorgánica no carbonatada alcanzó valores del 90%. De la unidad IV a la III todas las variables aumentaron, excepto por C/N que mantuvo valores similares a los de la unidad IV. Picos de contenidos de materia orgánica, carbono orgánico y pigmentos fueron registrados en la mitad de la unidad III, mientras que el CO₃ desplegó su máximo a 17 cm (Fig. 39). Carbono total y nutrientes mostraron valores máximos en la región basal de la unidad III.

De la unidad III a la II, materia orgánica, CO₃ y la fracción inorgánica no carbonatada disminuyeron para volver a incrementar hacia las capas superiores de la unidad II. Los pigmentos fósiles mostraron máximas concentraciones a los 14 cm. Hacia la unidad I todas las variables incrementaron con excepción de los valores de C/N que se mantuvieron constantes y los de la fracción inorgánica no carbonatada que disminuyeron (Fig. 39).

La figura 40 muestra especies de diatomeas más representativas de la sección superior del testigo LBL1 [i.e. aquellas que mostraron abundancias relativas >2% en por lo menos tres intervalos (Karst & Smol 2000)]. La comunidad de diatomeas estuvo dominada por especies epibentónicas (*Staurosira* spp. *Navicula peregrinopsis*, *Epithemia adnata*, *Mastogloia smithii* var. *smithii* y *Pinnularia* spp.), las cuales representaron ~70%. Las especies planctónicas representaron ~27%. Solamente a los 125, 68 y 48 cm especies planctónicas (*Aulacoseira granulata* y *Cyclotella meneghiniana*) representaron ~65%, 44% y 48% respectivamente. Asimismo, en la sección 17-14 cm las especies planctónicas *Aulacoseira granulata* y *Actinocyclus normanii* representaron ~45%.

La pluviosidad total (por año y por mes), de la estación Rocha para las últimas siete décadas se muestra en la figura 41. Los valores máximos de pluviosidad total anual (~ 1800 mm/año) fueron registrados en 1940, 1986 y 2000. Por el contrario, los valores mínimos (~ 650 mm/año) se observaron en 1931, 1962 y 1965. El promedio histórico de pluviosidad total para los últimos 70 años fue 1100 mm/año. La pluviosidad total mensual varió entre 10 y 400 mm/mes, con una media histórica de 118 mm/mes.

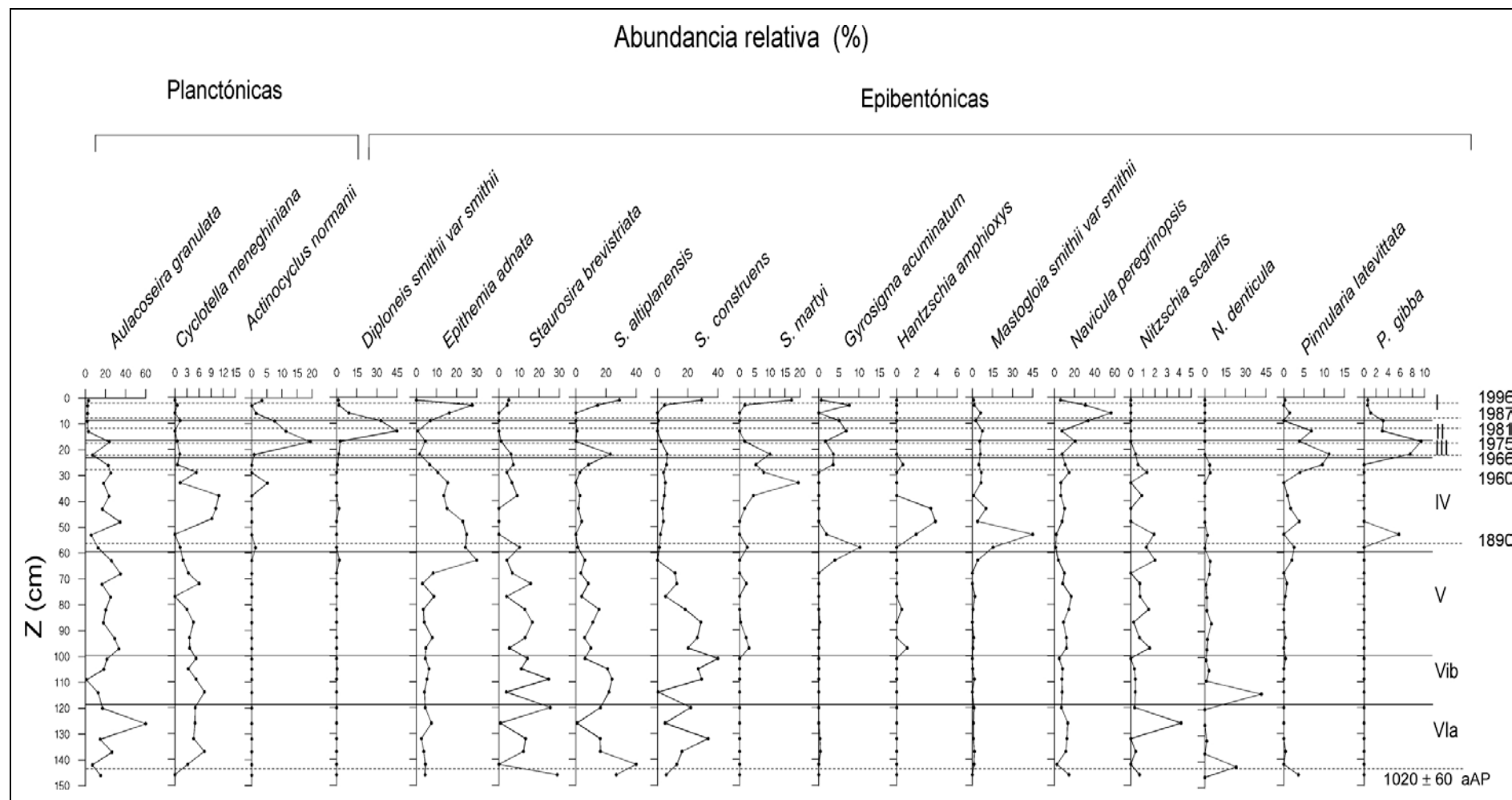


Fig. 40. Abundancia relativa de las especies de diatomeas en las épocas recientes del testigo LBL1. Las unidades litológicas se indican con números romanos.

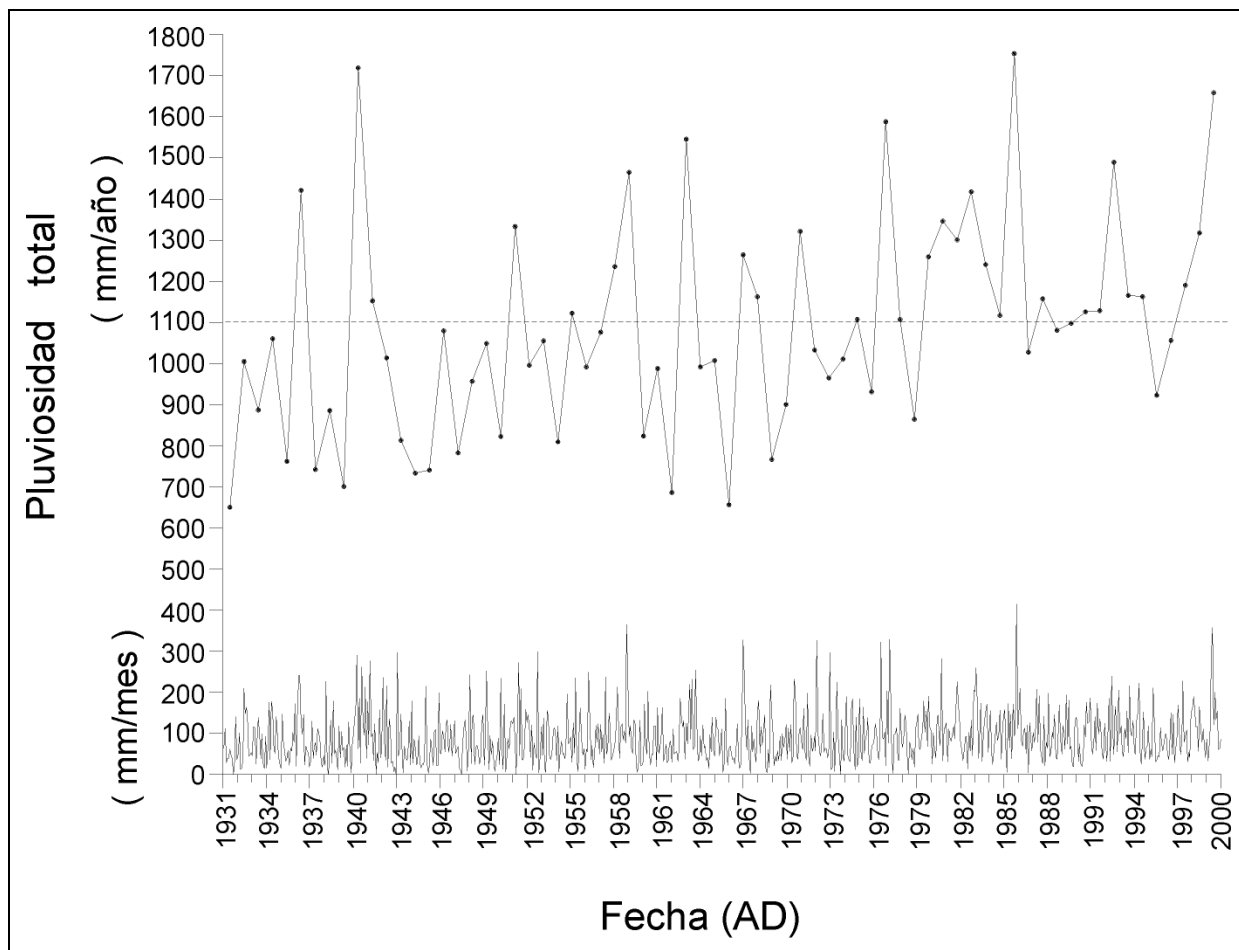


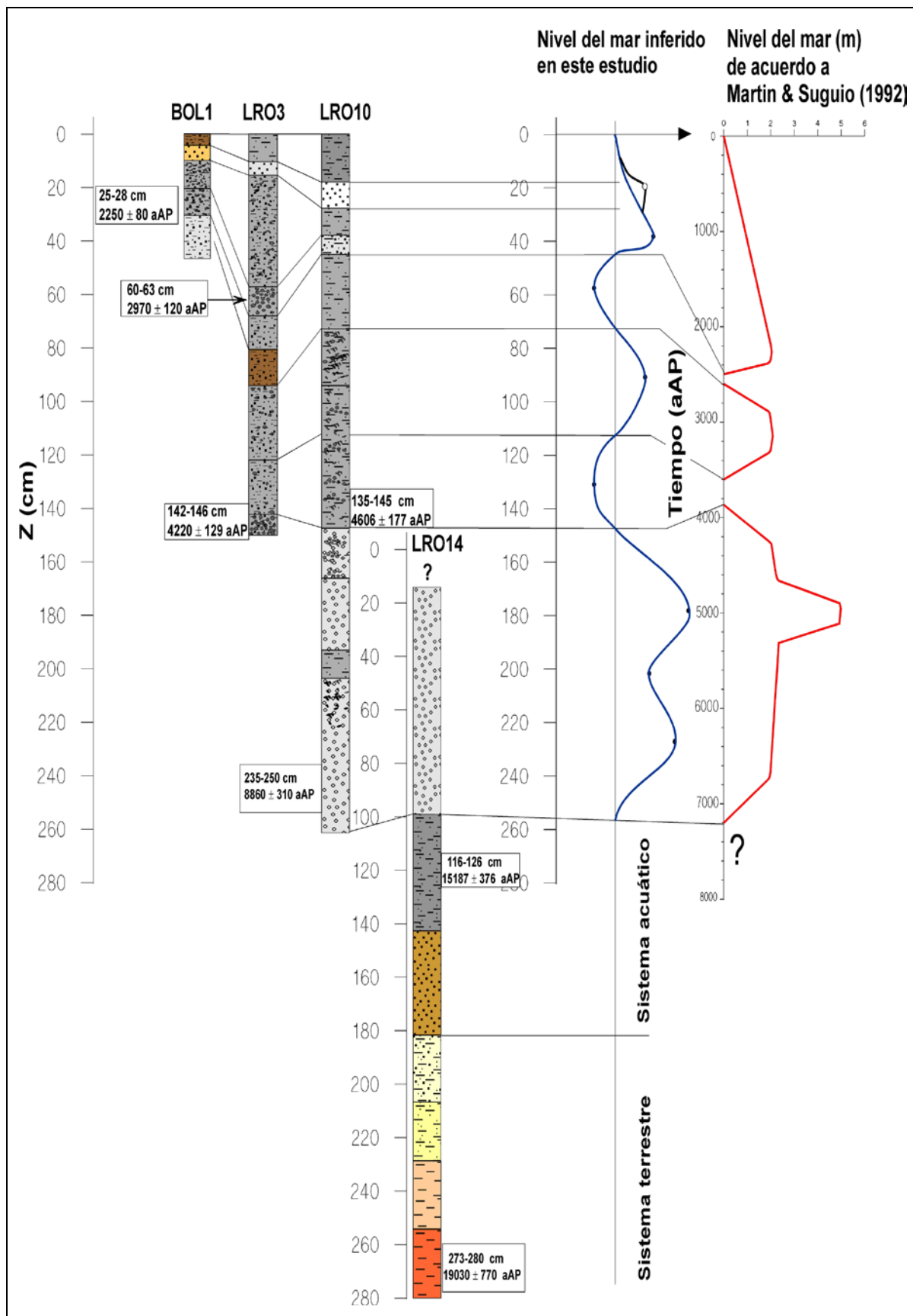
Fig. 41. Precipitación total mensual y anual durante los últimos 70 años para la estación Rocha. La línea punteada indica la media histórica. Datos proporcionados por la Dirección Nacional de Meteorología.

DISCUSIÓN

LAGUNA DE ROCHA

Testigo LRO3

El desarrollo del testigo LRO3 (Fig. 5) y su relación con el modelo de variaciones del nivel del mar para la costa de Brasil (Martin & Suguio 1992) se muestra en la figura 42. La unidad litológica IX (155-148 cm) mostró altos porcentajes relativos de arena los cuales son característicos de sistemas costeros. Bajos valores de materia orgánica y material biogénico (*Erodona mactroides*) en buen estado de conservación (Fig. 9) sugieren que durante la formación de esta unidad, el nivel del mar estaba por encima del nivel presente. La datación ^{14}C para esta sección (4220 ± 220 aAP) indica que esta unidad corresponde a las fases finales de la primera emersión del Holoceno, en la cual nivel del mar estaba +2m sobre el nivel actual (Martin & Suguio 1992). En la unidad VIII, se observaron restos de *Erodona mactroides* mayormente fragmentados, mientras que los porcentajes relativos de sedimentos arenosos disminuyeron, y los sedimentos limo/arcillosos aumentaron. Esto indica que habría ocurrido un evento de regresión, que coincide con las etapas finales de la primera emersión del Holoceno (~3900 aAP Martin & Suguio 1992). El incremento en los valores de materia orgánica indica que los procesos de escorrentía y erosión en la cuenca habrían ocasionando un aumento del estado trófico durante la fase regresiva. La composición florística de diatomeas exhibió co-dominancia de especies marino/salobres y salobre/dulceacuícolas (Fig. 10), por lo que el cuerpo de agua nunca habría alcanzado niveles dulceacuícolas. Sin embargo la ocurrencia de microflora típica de diferentes rangos de salinidad sugiere condiciones de mixohalinidad tal como existen en el presente (Conde *et al.* 1999). En la unidad VII la composición granulométrica (Fig. 8) mostró un incremento de sedimentos arenosos y se observaron ejemplares de *Erodona mactroides* en buen estado de completitud. Esta unidad correspondería a la segunda transgresión del Holoceno (Fig. 42). La composición florística de diatomeas en esta sección fue similar a la de la unidad VIII (Fig. 10). En la unidad VI y V, los sedimentos arenosos volvieron a disminuir sus porcentajes relativos y se observaron especies de diatomeas dulceacuícolas (*Aulacoseira granulata* y *Pinnularia borealis*). Asimismo las especies de diatomeas marinas y salobres (Fig. 10) mostraron menores abundancias relativas en esta sección. Lo anterior sugiere el establecimiento de una fase de agua dulce o moderadamente salobre, que se corresponde con la fase final de la segunda emersión del Holoceno (Martin & Suguio 1992, Fig. 42), en la cual el nivel del mar fue similar al presente. Esta fue la única sección del testigo LRO3 en que las diatomeas de agua dulce representaron ~60% de la composición florística (Fig. 10). En la unidad litológica IV se observaron disminuciones de los sedimentos limo/arcillosos (ϕ 4, 5 y 6) e incrementos de sedimentos arenosos (Fig. 8) y ejemplares de *Erodona mactroides* en buen estado de conservación. La datación ^{14}C (2970 ± 120 aAP) indica que esta sección corresponde a la tercera transgresión del Holoceno.



Las diatomeas de agua dulce observadas en las unidades VI y V, fueron reemplazadas por especies marinas y salobre/dulceacuícolas (Fig. 10). Asimismo en la unidad IV se observaron altos porcentajes relativos (20%) de la especie *Pseudopodosira kosugii*. Que sugieren que esta sección del testigo LRO3 se corresponde con la tercera transgresión del Holoceno (Figs. 10 y 42). La unidad III exhibió disminuciones de sedimentos arenosos y aumentos de sedimentos limo/arcillosos con ejemplares rotos y enteros de *Erodona mactroides*. Esto se corresponde al comienzo de la fase regresiva posterior al 2500 aAP (Martin & Suguio 1992). En esta sección se constataron disminuciones de los porcentajes *Pseudopodosira kosugii* lo cual sugiere una disminución del nivel del mar (Tanimura & Sato 1997).

El modelo regional de variaciones del nivel del mar (Martin & Suguio 1992) postula que este último evento de regresión fue constante hasta alcanzar en nivel actual (Fig. 3). Sin embargo, en la secuencia del testigo LRO3 se encontraron evidencias para proponer que en La Laguna de Rocha, esta regresión no habría sido constante hasta alcanzar el nivel actual, sino que en épocas recientes (i.e. durante los últimos 5 siglos), habría ocurrido un cuarto evento de transgresión. En primer lugar, en la unidad II se observaron incrementos en los porcentajes de sedimento arenosos (Fig. 8). En segundo lugar, los porcentajes relativos de *Pseudopodosira kosugii* (Fig. 10), indican un evento transgresivo. Esta transgresión se continuó con una nueva regresión, donde los porcentajes de *Pseudopodosira kosugii* y los sedimentos arenosos (observación táctil) disminuyeron. Este evento de transgresión/regresión [no considerado en el modelo regional Martin & Suguio (1992)] se muestra en la figura 42 con un círculo blanco (i.e. a 20 cm).

El ACP de la composición florística de diatomeas (Fig. 11), indica que las diatomeas son confiables indicadores para establecer los cambios y tendencias de las paleosalinidades. Se identificaron cinco ZAD, de las cuales la sección 60-80 cm, fue la única que se caracterizó por presentar especies de agua dulce (*Aulacoseira granulata* y *Pinnularia borealis*). Esta sección se corresponde a la fase final de la segunda emersión del Holoceno, en la cual la Laguna de Rocha habría exhibido características dulceacuícolas a moderadamente salobres. En las demás secciones identificadas por el ACP (Fig. 11), las diatomeas co-dominantes fueron características de sistemas marino/salobres. Esto significa que la laguna, habría sido siempre salobre a moderadamente marina, con excepción de la fase final de la segunda emersión del Holoceno (~2700 aAP).

Testigo BOL1

El desarrollo del testigo BOL1 (Fig. 5) y su comparación con el modelo regional de variaciones del nivel (Martin & Suguio 1992) se muestran en la figura 42. La unidad V se caracterizó por sedimentos tipo arena fina y limo/arcilla (Fig. 12), con bajos valores de materia orgánica (Fig. 13). Esta unidad se compuso de las ZAD V (dominada por *Paralia sulcata*, marino/salobre) y la ZAD IV (dominada por *Diploneis smithii*, salobre/dulceacuícola). Es probable que la sección basal de la unidad V corresponda a épocas anteriores a la regresión de los 3000 aAP (Martin & Suguio 1992), mientras que la sección superior corresponde al segundo evento en el cual el nivel del mar se situó por debajo

del actual en el Holoceno (~2700 a AP, Fig. 42). La transición entre las ZAD IV y III (36 cm), está marcada por disminuciones de las abundancias relativas de *Diploneis smithii* y aumentos de *Hyalodiscus scoticus* (marino/salobre, Fig.14). Asimismo, la transición entre las unidades V y IV (32 cm) está marcada por la aparición de valvas enteras y articuladas de *Erodona mactroides* (rango óptimo de salinidad 10-18‰, Fig. 12). La sección 25-28 cm de esta unidad se dató en 2250±80 aAP. Lo anterior implica un aumento de salinidad como para que se establecieran especies típicas de ambientes salobres, por lo que la formación de la unidad IV correspondería a la transgresión de los 2500 aAP (Martin & Suguio 1992). La presencia de *Pseudopodosira kosugii* (Fig. 14), sugiere también la ocurrencia de un evento de transgresión, puesto que esta especie fue descrita para las áreas costeras de Japón como un confiable indicador de procesos transgresivos (Tanimura & Sato 1997). El presente registro, confirma que esta especie es un confiable indicador para el sudeste del Uruguay. La presencia de *Aulacoseira granulata* en esta ZAD (dulceacuícola de ambientes meso/eutróficos, Fig. 14), sugeriría condiciones de mixohalinidad. Asimismo, todas las valvas de esta especie en esta sección del testigo BOL1 presentaron un alto grado de fragmentación, lo cual indica que fueron transportadas. En la unidad III se observaron ejemplares de *Erodona mactroides* con alto grado de fragmentación (Fig. 12), e incrementos en las abundancias relativas de *Epithemia adnata* (típica de ambientes dulceacuícolas), y desaparición de *Pseudopodosira kosugii* (Fig. 14), que indican una disminución de la salinidad, y por lo tanto la ocurrencia de un evento de regresión. Esta unidad correspondería entonces a épocas posteriores a la tercera transgresión del Holoceno (Fig. 42). La unidad II se caracterizó por incrementos de los porcentajes de sedimentos arenosos (Fig. 12), desaparición de diatomeas dulceacuícolas y la segunda aparición de *Pseudopodosira kosugii* en el testigo (Fig.14), indicando que una nueva transgresión habría ocurrido durante el Holoceno tardío. Asimismo se observaron incrementos de las abundancias relativas de *Actinoptychus senarius* y *Paralia sulcata* (especies marinas). Este último evento no está considerado en el modelo regional de variaciones del nivel del mar (Martin & Suguio 1992), y se representa con un círculo blanco en la figura 42 (i.e. a los 20 cm). La desaparición de *Pseudopodosira kosugii* (Fig. 14), y la disminución de los porcentajes de sedimentos arenosos (y aumento de los limo/arcillosos, Fig.11), indican que esta última transgresión fue sucedida por una nueva regresión hasta alcanzarse el nivel actual del mar (Fig. 42).

Los niveles de materia orgánica del testigo BOL1, muestran que los porcentajes más altos de materia orgánica fueron encontrados durante las fases regresivas del mar. Esto es, la sección basal del testigo (47-43 cm), cuando el nivel del mar estaba +2 m sobre el actual, mostró bajos valores de materia orgánica (Fig. 13). La sección superior de esta unidad (43-32 cm) se observó una tendencia incrementante del contenido de materia orgánica correspondiendo a la regresión de los 3000 aAP (Martin & Suguio 1992). La sección basal de la unidad IV (tercera transgresión), mostró nuevamente una tendencia decreciente de los valores de materia orgánica, los cuales volvieron a incrementar de los 27 a los 12 cm luego del comienzo de la regresión de los 2500 aAP (Martin & Suguio 1992). Los valores de materia orgánica, comenzaron a disminuir luego de los 12 cm (Fig. 13), que coincide con la última transgresión del Holoceno (Fig. 42).

Testigo LRO10

El testigo LRO10 (Fig. 5) se extiende hasta los 8860 ± 310 aAP (Fig. 17). De acuerdo al modelo de variaciones del nivel del mar de Brasil y de Argentina, la base de este testigo correspondería a épocas anteriores a la primera transgresión del Holoceno (Isla 1989, Martin & Suguio 1992). Esta sección del testigo se caracterizó por bajos valores (y hasta nulos), de las variables químicas (Fig. 17), y gránulos (ϕ -1 y 0, Fig. 16). Los valores de C/N (~ 4 , Fig. 17) se sitúan en el rango de los organismos bentónicos y las bacterias (Müller & Mathesius 1999). Por debajo de 220 cm (Fig. 18), no se observaron diatomeas. De 220 a 190 cm se pudieron contar solo entre 20 y 30 valvas, siendo todas indicadoras de ambientes marino/salobres, y la relación C/N se situó en el rango microalgas fotosintéticas. La capa de 220 cm está marcada por la presencia de valvas de *Erodona mactroides* en alto estado de fragmentación (Fig. 16). A pesar que no hubieron diferencias granulométricas entre las secciones 260-220 y 220-200 cm (transición marcada con una línea punteada, Fig. 16), la presencia de *Erodona mactroides*, la aparición de diatomeas y los valores de C/N, sugieren que esta sección correspondería con la primera transgresión del Holoceno (Fig. 42). El sistema habría presentado condiciones oligotróficas y salinidades meso/eurihalinas, estando la producción primaria dominada por microalgas fotosintéticas.

La transición entre las unidades XI y X, está marcada por el cambio de sedimentos tipo gránulos a limo/arcillosos (Fig. 16), y aumentos de materia orgánica, CO_3 , nutrientes y pigmentos fotosintéticos (Fig. 17), marcando un aumento del estado trófico. Los valores de C/N (~ 10), indican que la producción primaria habría estado dominada por macrófitas (Müller & Mathesius 1999). La presencia de pigmentos fotosintéticos (Fig. 17) indica buenas condiciones de conservación de los mismos (*i.e.* sedimento superficial anóxico y afótico, Leavitt 1993). Es probable que el sistema haya exhibido condiciones meso a moderadamente eutróficas, con alta entrada de energía desde la cuenca de drenaje. Lo anterior indica que hubieron procesos de escorrentía y erosión, porque habría ocurrido una fase regresiva del nivel del mar. Esto quiere decir que para la costa sudeste del Uruguay, la primera transgresión del Holoceno (Isla 1989, Martin & Suguio 1992), habría estado interrumpida por un proceso regresivo del nivel del mar (Fig. 42), acompañado por un aumento de estado trófico. Este proceso regresivo, se continuó por una nueva fase transgresiva como lo indica la dominancia de diatomeas marino/salobres (Fig. 18) que causó una disminución del estado trófico, ya que todas las variables químicas disminuyeron (Fig. 17). Es probable que se hayan alcanzado los niveles de oligotrofia, ya que no se detectaron pigmentos fotosintéticos en esta sección del testigo (Fig. 17). Por lo tanto, la luz solar habría alcanzado la superficie del sedimento conduciendo a altas concentraciones de oxígeno en el hipolimnion que impidieron la preservación de pigmentos fotosintéticos (Leavitt 1993).

En la unidad litológica VIII se observaron fragmentos de *Erodona mactroides*, aumentos de la concentración de carbono total, pigmentos, CO_3 y nutrientes (Fig. 17). Las diatomeas co-dominantes

(sección basal de la ZAD V, Fig. 18), fueron indicadoras de sistemas marino/salobres, lo cual sugiere que los niveles de salinidad (en la sección basal de esta ZAD), habrían sido similares a aquellos de la unidad IX, pero habrían habido altas entradas de energía desde la cuenca de drenaje, ya que los valores de C/N se situaron en el rango de los organismos terrestres (~20, Müller & Mathesius 1999). En la parte superior de la ZAD V (140-110 cm), se observaron disminuciones de C/N (entre 5 y 7, Fig.17), lo cual indica que las microalgas fotosintéticas fueron la fuente principal de la materia orgánica sedimentaria. Los incrementos de las abundancias relativas de especies de agua dulce (*Aulacoseira granulata*, *Navicula radiosa*, *Rhopalodia musculus*, *Epithemia adnata*, y crisofitas, Fig. 18), sugieren una disminución de la salinidad, y por lo tanto el avance de un proceso regresivo. Por otra parte los incrementos de materia orgánica y nutrientes indican un aumento del estado trófico del sistema. Los valores de pigmentos indican niveles de trofia suficientes como para la conservación de los mismos (meso a eutrofia, Leavitt 1993). Lo anterior, sumado a que esta sección data de 4606 ± 177 aAP, indica que esta sección del testigo LRO10 corresponde a la fase regresiva de los 4000 aAP (Martin & Suguio 1992, Fig. 42).

Las variables químicas de la unidad litológica VII mostraron un progresivo aumento desde la base a la parte superior (Fig. 17), pero se observaron también disminuciones progresivas de las abundancias relativas de las diatomeas marinas planctónicas y aumentos de las diatomeas marinas epibentónicas (parte basal de la ZAD V, Fig. 18). Asimismo las diatomeas salobre/dulceacuícolas mostraron incrementos de sus abundancias relativas (Fig. 18). El cambio de dominancia de diatomeas planctónicas por bentónicas, y la aparición de especies salobre/dulceacuícolas, sugieren una disminución de la salinidad y por lo tanto la ocurrencia de un evento regresivo, con altas entradas de materia orgánica de origen terrestre (C/N ~ 20, Müller & Mathesius 1999, Fig. 17). En la parte superior de la ZAD V (unidad litológica VII), se observaron incrementos en los porcentajes relativos de especies de agua dulce (*Aulacoseira granulata*, *Navicula radiosa*, *Rhopalodia musculus*, *Epithemia adnata*, *Pinnularia latevittata* y crisofitas, Fig. 18), por lo que esta sección del testigo, correspondería al primer evento en el cual el nivel del mar se situó por debajo del actual en el Holoceno (Martin & Suguio, 1992, Fig. 42). Se observó un progresivo aumento de las variables químicas (Fig. 17), que implica un aumento del estado trófico del sistema, llegando a niveles meso a moderadamente eutróficos. Las concentraciones de pigmentos fósiles (Fig. 17), indican condiciones suficientes de conservación (eutrofia y anoxia) antes de ser permanente sepultados (Leavitt 1993).

En la ZAD IV, las diatomeas dulceacuícolas disminuyeron y las especies marino/salobres aumentaron (Fig. 18). La ZAD IV se corresponde con la parte superior de la unidad VII y la unidad VI (Figs. 16 y 18). Esto quiere decir la composición florística de diatomeas en la parte superior de la unidad VII, es la que marcaría el final de la primera regresión del Holoceno y el comienzo de la segunda transgresión (Fig. 42). Esta fase transcurrió hasta los 70 cm de profundidad (parte basal de la unidad V), la cual está marcada por el pico de la abundancia relativa de *Pseudopodosira kosugii* (Fig. 18). Esta especie mostró ser un confiable indicador de eventos transgresivos para las regiones costeras de Japón (Tanimura & Sato 1997), y el presente registro indica que lo es también para la

costa sudeste del Uruguay. A los 60 cm (unidad V), se observaron picos especies de agua dulce (*Aulacoseira granulata*, *Rhopalodia musculus* y *Rhopalodia gibberula*), y disminuciones de las abundancias de especies marinas (Fig. 18), que sugiere que esta sección del testigo, corresponde a la fase final de la segunda emersión del Holoceno (Fig. 42).

La unidad IV se presentó como una capa de ~5 cm de espesor, en la cual los sedimentos arenosos aumentaron sus porcentajes (Fig. 16). En la parte basal de esta unidad se constató una disminución de las diatomeas de agua dulce (Fig. 18), estando esta sección dominada por especies marino/salobres y salobre/dulceacuícolas. Se observó un progresivo aumento de la especie *Pseudopodosira kosugii*, que indica que esta sección del testigo corresponde a la tercera transgresión del Holoceno (Martin & Suguio 1992, Fig. 42). Para Brasil, esta tercera transgresión fue descrita proceso regresivo constante hasta nuestros días (Martin & Suguio 1992). Para el sudeste del Uruguay, este proceso regresivo no habría sido constante, sino que habría habido una cuarta transgresión en épocas recientes (Fig. 42). Esto se explica por la aparición de una capa de sedimentos arenosos (Fig. 16), y un abrupto incremento de *Pseudopodosira kosugii* a los 20 cm (Fig. 18), indicando así un cuarto evento de transgresión (Fig. 42). La figura 43 muestra la foto del los 100 cm superficiales del testigo LRO10, indicándose a su derecha los cambios del nivel del mar de acuerdo a la secuencia estratigráfica y composición florística de diatomeas. Esta cuarta transgresión del Holoceno, que habría sido un evento local para el sudeste del Uruguay, habría estado interrumpida por un pequeño proceso regresivo como lo indica capa de sedimentos limo/arcillosos de la mitad inferior de la unidad litológica II (Fig. 43). Esta sección mostró variabilidad en el contenido de materia orgánica y CO₃, observándose los valores más altos en le sección limo/arcillosa (Fig. 17). Los altos valores de C/N (~17), indican altas entradas de componentes alóctonos, como consecuencia de procesos de escorrentía y erosión causados por las oscilaciones del nivel del mar. Luego de esta transgresión ocurrió una nueva regresión como lo indican las disminuciones las abundancias relativas de *Pseudopodosira kosugii* (Fig. 18), y los sedimentos limo/arcillosos de la unidad I (Figs. 16 y 43). Esta regresión causó un incremento del estado trófico, como lo indican los aumentos del contenido de materia orgánica (Fig. 17), e incrementos de los porcentajes de diatomeas dulceacuícolas, debido a procesos de escorrentía y erosión. Los bajos valores de pigmentos indican pobres condiciones de conservación de pigmentos, quizás debido a que el hipolimnion exhibió altas concentraciones de oxígeno y a la luz solar alcanzando la superficie del sedimento. El incremento de pigmentos en superficie corresponderían al microfitobentos fotosintéticamente activo (Fig. 17).

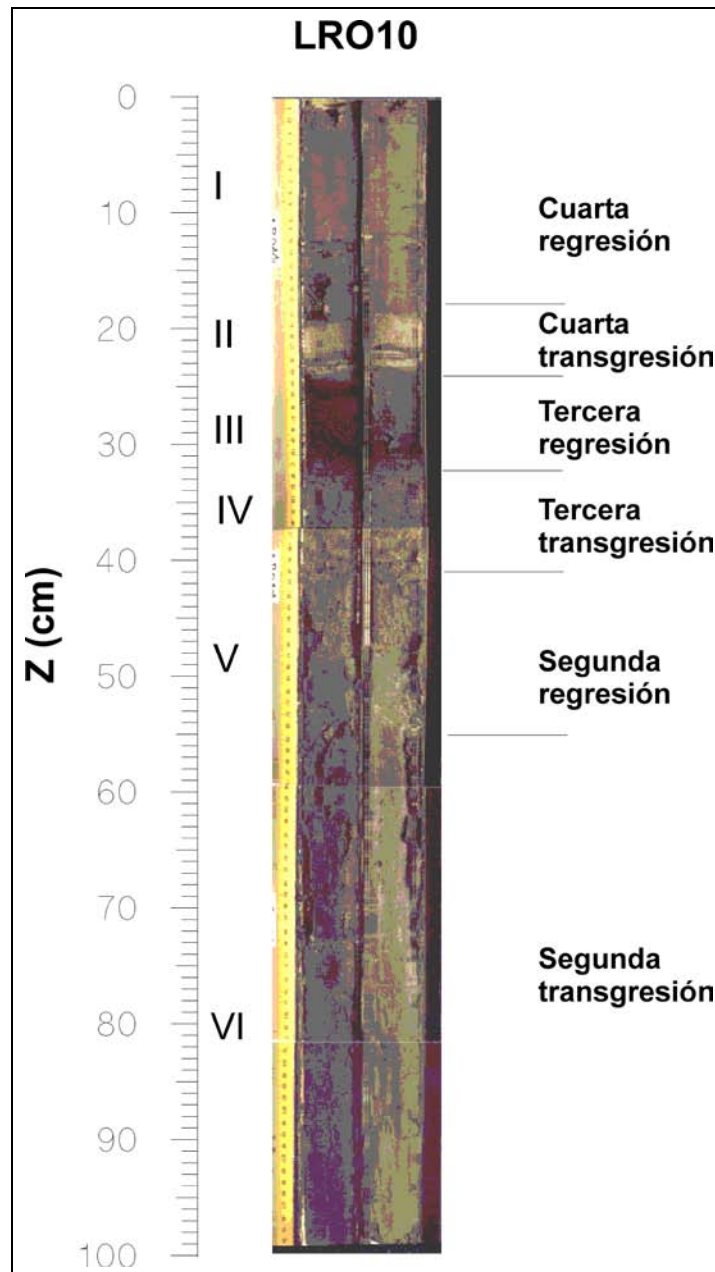


Fig. 43. Foto de la sección 0-100 cm del testigo LRO10. Se indican las diferentes fases transgresivas y regresivas durante el Holoceno.

Testigo LRO14

La sección basal del testigo LRO14 (Fig. 5), data de Pleistoceno superior (19.030 ± 770 aAP), la cual se caracterizó por sedimentos limo/arcillosos (Fig. 20), ausencia de pigmentos fósiles y bajos valores de materia orgánica y CO_3 (Fig. 21). Se observó ausencia de diatomeas hasta los 190 cm de profundidad (sección media de la unidad IV, Fig. 22) sugiriendo que desde la unidad VIII a la sección media de la unidad IV, el sistema habría presentado características terrestres. Los modelos regionales de evolución paleoclimática para la región geográfica (Iriondo & García 1993, Behling 1998), postulan que el período 35.000 – 17.000 aAP, se caracterizó por un clima marcadamente más frío y seco que el presente. A partir del 17.000 aAP (Behling 1998, Prieto 2000) se habría establecido

un clima más húmedo, que en la secuencia del testigo LRO14 está marcado por la transición entre las unidades litológicas VIII y VII. Esto es, la unidad VIII presentó contenidos de agua intersticial del 15%, mientras que la unidad VII mostró porcentajes 30%. Asimismo se constataron aumentos de materia orgánica y CO_3 (Fig. 21), que indican un enriquecimiento orgánico durante la transición de un clima seco a otro de mayor humedad.

En la sección media de la unidad IV (ZAD IV, Figs. 21 y 22), aparecen por primera vez las diatomeas en el registro del testigo LRO14, que indican el pasaje de un sistema terrestre a otro acuático. La sección 116-126 cm se dató en 15.187 ± 376 aAP, por lo que el establecimiento del sistema acuático corresponde a Pleistoceno superior. Las diatomeas más abundantes fueron indicadoras de sistemas marino/salobres. (Fig. 22). Las especies co-dominantes (*Paralia sulcata*, *Actinopterychus senarius*, planctónicas) indican valores de salinidad mayores a 20‰ (Witkowski *et al.* 2000). La ausencia de pigmentos fotosintéticos, indica pobres condiciones de preservación de pigmentos antes de ser permanente sepultados. Esto es, el sistema habría sido relativamente somero por lo que la radiación solar habría alcanzado al sedimento. Asimismo, condiciones de mezcla de la columna de agua, habrían generado altas concentraciones de oxígeno en el hipolimnion, favoreciendo procesos de foto oxidación (Leavitt 1993).

En la base de la unidad III (ZAD IV), las diatomeas marinas planctónicas disminuyeron sus porcentajes relativos, observándose incrementos de las especies epibentónicas (Fig. 22). Este cambio en la composición de diatomeas, indica que el sistema habría disminuido su profundidad para favorecer la colonización del microfitorbentos. A los 140 cm [límite entre unidades III y II (Fig. 21), y las ZAD VI y III (Fig. 22)] aparecen especies bentónicas salobre/dulceacuícolas y los valores de materia orgánica aumentaron al orden del 3%, por lo que el estado trófico habría aumentado, acompañado de una disminución de la salinidad. La ocurrencia de especies de agua dulce, e incluso de crisofitas hacia la parte superior de la ZAD III (Fig. 22), indican que la salinidad disminuyó aún más en esta sección. Tal tendencia decreciente de la salinidad, se revirtió en la ZAD II (unidad litológica I) como lo indica el incremento de los porcentajes relativos de especies marinas planctónicas (*Actinopterychus senarius* y *Hyalodiscus scoticus*, Fig. 22). Se observó un descenso de los porcentajes de materia orgánica y CO_3 (Fig. 21), y los sedimentos pasaron a estar dominados por gránulos y guijarros (Fig. 20). El límite entre las unidades II y I coincidiría con la transición Holoceno/Pleistoceno y la primera gran transgresión del Holoceno (Martin & Suguio 1992, Fig. 42). Se observaron disminuciones del contenido de materia orgánica y CO_3 (Fig. 21), que indican disminuciones del estado trófico. Las diatomeas dominantes fueron típicas de ambientes marinos, pero a los 30 cm, aparecen las diatomeas dulceacuícolas (Fig. 22), lo cual indica disminuciones de la salinidad del agua. Esto se debe a que hasta fines de la década de los 30, la desembocadura de la Laguna de Rocha (J. Serra Honthou, poblador local, com. pers.), estaba localizada cerca de la estación LRO14. Por lo tanto la sección superior del registro del testigo LRO14, no es representativa las condiciones paleoambientales originales, debido a los procesos de erosión y escorrentía causados por las corrientes de desagüe de la laguna al océano. Lo anterior se justifica por la

presencia de diatomeas bentónicas dulceacuícolas en la sección superior del testigo. A principios de la década de los 40, se cerró artificialmente la desembocadura natural de la laguna, comenzando la laguna a desembocar sus aguas a través de su boca actual (Fig. 5). Luego del cierre de la boca natural de la laguna, se estableció un sistema dunar que fue colonizado por pastizales.

Las ZAD definidas por el ACP para el testigo LRO14 (Fig. 23), permitió identificar solamente una sección (transición entre ZAD III y II, Fig. 22) donde el Laguna de Rocha habría exhibido características moderadamente salobres a dulceacuícolas. El resto de las ZAD, indica que la laguna ha sido siempre un cuerpo marino/salobre. Asimismo la proporción criso:diato (Karst & Smol 2000), indica que en la sección superior de la ZAD IV, la transición entre las ZAD III y II, y la parte superior de la ZAD I, la laguna habría presentado las productividades primarias más bajas de su historia.

LAGUNA CASTILLOS

Testigo LCA10

La base del testigo LCA10 (unidad V) se extiende hasta los ~27.000 aAP, correspondiendo a Pleistoceno superior. La unidad litológica V presentó sedimentos limo/arcillosos (Fig. 24), con contenidos de materia orgánica y CO₃ del ~2 % (Fig. 25) y ausencia de diatomeas (Fig. 26). Esta unidad es similar (en edad, composición granulométrica, contenido de materia orgánica, CO₃ y ausencia diatomeas) a la sección basal del testigo LRO14 (Figs. 20, 21 y 22). La ausencia de diatomeas (Fig. 26) indica que durante Pleistoceno superior el sistema habría exhibido condiciones terrestres (Fig. 44). Los modelos regionales de evolución paleoclimática para la región geográfica (Iriando & García 1993, Behling 1998), postulan que el período 35.000 – 17.000 aAP, se caracterizó por un clima marcadamente más frío y seco que el presente, y a partir del 17.000 aAP (Behling 1998, Prieto 2000) se habría establecido un clima más húmedo. La sección superior de la unidad litológica IV (250-266 cm) fue datada en ~13.000 aAP (Fig. 24). Así, la transición entre las unidades V y IV, marcaría la transición climática de los 17.000 a AP, que en el caso del testigo LCA10 se manifestó por la aparición de sedimentos arenosos (Fig. 25), con bajos valores de materia orgánica y CO₃ (Fig. 25).

La transición entre las unidades IV y III, corresponde al límite Holoceno-Pleistoceno (datado en ~11000 aAP para la región, Sprechmann 1978, Martin & Suguio 1992, Prieto 2000). Lo anterior se debe a que los sedimentos limo/arcillosos del Holoceno se caracterizan por color gris oscuro y contenidos más altos de materia orgánica que los sedimentos correspondientes a Pleistoceno (Martin & Suguio 1992). La aparición de diatomeas indica asimismo el pasaje de un sistema de características terrestres, a otro de características acuáticas dominado por diatomeas marino/salobres (Fig. 27). Por esta razón, la sección de los 230 cm correspondería a la primera transgresión del Holoceno (Martin & Suguio 1992).

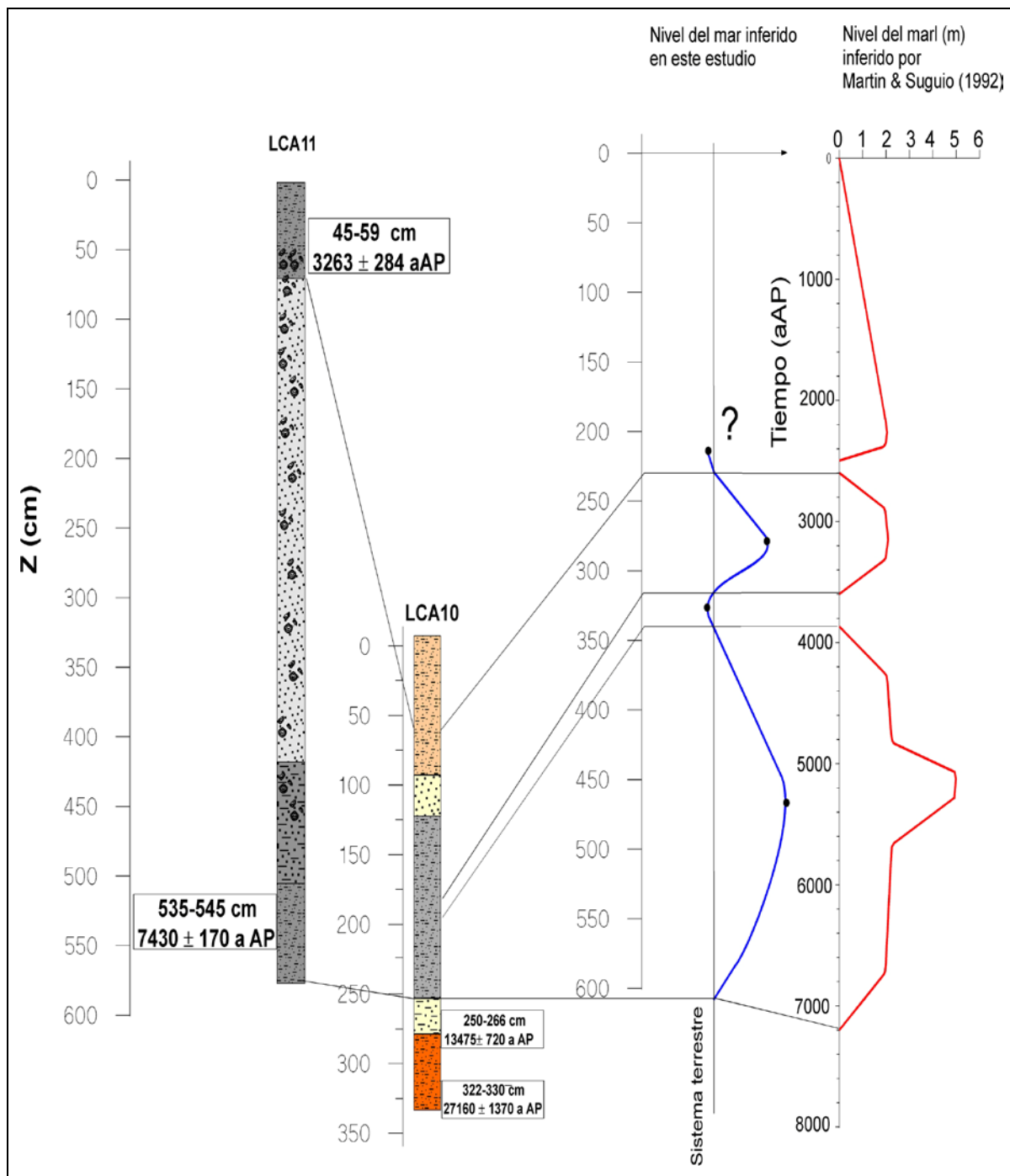


Fig. 44. Comparación entre el desarrollo de los testigos tomados en la Laguna Castillos. Se indican las variaciones del nivel del mar inferidas en este estudio, y las variaciones del nivel del mar inferidas por Martin & Suguio (1992).

Este evento transgresivo habría estado interrumpido por una fase regresiva a los 180 cm que correspondería a la fase final de la primera emersión de Holoceno, datada en 3900 aAP (Martin & Suguio 1992, Fig. 44). Esto se explica porque en esta sección las diatomeas marinas desaparecen del registro de este testigo. Sin embargo, otros grupos de microalgas fotosintéticas habrían colonizado el sistema, ya que esta fue la única sección del testigo LCA10 (con excepción de las capas superficiales) donde se detectaron pigmentos fotosintéticos (Fig. 25). Es por lo tanto probable

que grupos microalgales tales como clorofitas o cianofitas (las cuales no se preservan como microfósiles) hayan sido los principales contribuyentes a la producción primaria. La presencia de pigmentos fotosintéticos (Fig. 25), indica asimismo que la columna de agua habría exhibido alta turbidez, con hipolimnion anóxico como propiciar la preservación de pigmentos fósiles antes del sepultamiento permanente (Leavitt 1993).

En la unidad litológica III (ZAD III), el sistema fue colonizado nuevamente por diatomeas marino/salobres (Fig. 26) y los pigmentos fotosintéticos se hicieron nuevamente indetectables (Fig. 25). Lo anterior indica que esta sección corresponde a la segunda transgresión del Holoceno (Fig. 44). La dominancia de diatomeas marino/salobres sugiere niveles altos de salinidad. Sin embargo la co-ocurrencia de especies salobre/dulceacuícolas y dulceacuícolas (en bajos porcentajes), indican procesos de mixohalinidad (Fig. 26). Las diatomeas marino/salobres mostraron una disminución progresiva en la ZAD II (parte basal de la unidad I), mientras que las diatomeas salobres y dulceacuícolas mostraron incrementos en sus porcentajes relativos. El incremento de la proporción criso:diato en la ZAD II indica disminuciones de la productividad primaria (Karst & Smol 2000).

En la parte superior de la unidad I se observaron incrementos de materia orgánica y CO_3 (Fig. 25) y un progresivo aumento de diatomeas dulceacuícolas (Fig. 26), que indican la ocurrencia de una nueva fase regresiva (fase final de la primera emersión del Holoceno, datada en ~4000 aAP, Martin & Suguio 1992). Asimismo la disminución de la proporción criso:diato indican aumentos de la productividad primaria (Fig. 26) y por consiguiente del estado trófico (Karst & Smol 2000).

Las variaciones del nivel del mar inferidas para la costa este de América del Sur (Martin & Suguio 1992) y las variaciones del nivel del mar inferidas para el testigo LCA10, se muestran en la Fig. 44. La transición Holoceno/Pleistoceno se caracterizó por el pasaje de un clima semiárido a otro más húmedo (Behling 1998, Prieto 2000) en la cual nivel del mar se encontraba en una fase transgresiva. La aparición de diatomeas marinas indica que el sistema acuático presentó en su origen condiciones marino/salobres, que se mantuvieron hasta los 180 cm donde el sistema habría disminuido su salinidad, aunque nunca se alcanzaron condiciones dulceacuícolas totales. Desde los 180 a los 60 cm, la dominancia de diatomeas marino salobres sugiere que esta sección del testigo corresponde a la segunda transgresión del Holoceno. La parte superior de testigo LCA10 dominada por especies dulceacuícolas y salobre/dulceacuícolas indican disminuciones de los niveles de salinidad, correspondiendo a la fase regresiva del Holoceno de los 3000 aAP (Fig. 44). Las ZAD identificadas por el ACP (Fig. 27), indican que las diatomeas son confiables indicadores para reconstruir paleosalinidades y por lo tanto para establecer la ocurrencia de fases transgresivas y regresivas.

Testigo LCA11

El testigo LCA11 se extiende desde los 7500 hasta los 3200 aAP. La base del testigo coincide con la primera transgresión del Holoceno (Isla 1989, Martin & Suguio 1992), mientras que la parte superior

a la segunda regresión (Fig. 44). La unidad IV estuvo dominada por sedimentos tipo limo/arcilla y arena fina (Fig. 28). Los valores de materia orgánica y CO₃ mostraron una tendencia decreciente desde la base de esta unidad hacia la parte superior de la unidad III (Fig. 29), lo cual sugiere una disminución del estado trófico. En la unidad III se observó un aumento de los sedimentos de arena fina y disminución de los limo/arcillosos (Fig. 28). Esto se debe a que mientras la primera transgresión del Holoceno progresaba, los sedimentos arenosos habrían sido transportados y depositados. El incremento de pigmentos fósiles hacia la unidad III (Fig. 29), implica un aumento de la profundidad como para impedir que la luz solar alcanzara la superficie del sedimento y propiciar condiciones suficientes para la preservación de pigmentos antes del sepultamiento permanente (Leavitt 1993). La comunidad de diatomeas en las unidades IV, III y la parte basal de la unidad II (ZAD III), estuvo dominada por especies marinas (Fig. 30). Asimismo el dinoflagelado marino *Dyctyocha* sp. representó entre el 5 y 10%. Esto indica que la salinidad del agua habría estado dentro de niveles meso/eurihalinos (Witkowski 1994). A los 390 cm se observaron marcadas disminuciones de *Dyctyocha* sp. y algunas especies de diatomeas marinas (*Actinopterychus senarius*, *Auliscus caelatus*, *Cocconeis disculoides*, *Grammatophora oceanica*, *Hyalodiscus radiatus*, *Planothidium quarnerensis* y *Raphoneis amphiceros*). Asimismo, especies dulceacuícolas (*Actinocyclus normanii*, *Aulacoseira granulata*, *Mastogloia smithii*) y salobre/dulceacuícolas (*Cocconeis placentula* y *Staurosira martyi*), mostraron picos de entre 2,5 y 5% (Fig. 30). Esto significa que la salinidad habría disminuido (Witkowski 1994, Witkowski *et al.* 1996), por lo que habría ocurrido un progreso regresivo. Esto sugiere que esta sección del testigo LCA11 correspondería a la primera emersión del Holoceno (Martin & Suguio 1992, Fig. 44). Sin embargo el ACP, no identificó esta sección como una ZAD (Fig. 31) debido a los muy bajos porcentajes relativos de las especies dulceacuícolas. Por esta razón esta sección del testigo se representa con una línea punteada en la Fig. 30.

La sección 340-70 cm, presentó valores bajos de materia orgánica y CO₃, los pigmentos fósiles fueron casi indetectables (Fig. 29) y se registró dominancia de sedimentos arenosos (Fig. 28), indicando así una disminución del estado trófico. En esta sección presentó asimismo muy baja concentración de diatomeas, siendo imposible contar un número mínimo de frústulos (n = 200, Tanimura & Sato 1997) como para realizar análisis estadísticos. Se registraron siete especies marino/salobres, tres salobre/dulceacuícolas y dos dulceacuícolas, por lo que es probable que el sistema haya exhibido salinidades menores a las de la ZAD III (Fig. 30). La ausencia de diatomeas junto con la presencia de tecas de moluscos con alto grado de fragmentación, indican condiciones de alta energía (turbulencia, oleaje), como para impedir la colonización por productores primarios.

En la unidad litológica I (y ZAD I), las diatomeas volvieron a colonizar el sistema (Fig. 30). La parte basal de estas unidades estuvo co-dominada por *Paralia sulcata* y *Actinopterychus senarius* (especies marino/salobres), mientras que la parte superior presentó dominancia de especies salobre/dulceacuícolas y dulceacuícolas siendo *Melosira moniliformis* (marino/salobre), la especie más abundante (Fig. 30). Lo anterior indica una disminución de la energía del sistema (turbulencia y

oleaje), y el establecimiento de un sistema con salinidades más bajas a aquellas de la unidad litológica II, como consecuencia de una fase regresiva. Asimismo, los incrementos de materia orgánica y CO₃ indican un incremento del estado trófico (Fig. 29), debido a procesos de escorrentía que habrían causado la entrada de sedimentos limo/arcillosos al sistema (Fig. 28), y la colonización de diatomeas salobre/dulceacuícolas y dulceacuícolas (Fig. 30). Lo anterior indica que esta sección del testigo corresponde a la segunda emersión del Holoceno (3000 aAP, Martin & Suguio 1992, Fig. 44).

LAGUNA BLANCA

TESTIGO LB L1

Evolución paleolimnológica durante el Holoceno

El testigo LBL1 (Fig. 7) se extiende hasta los 7300 aAP (Figs. 32 y 34). La base de este testigo (unidad XIV) presentó color verde oliva con un 75% de sedimentos tipo limo/arcillosos. Se observaron bajos valores de todas las variables químicas (Fig. 34) y ausencia de diatomeas (Fig. 35). Los valores de C/N (~20), y $\delta^{13}\text{C}$ (-26,35‰, datación AMS) indican que la materia orgánica es de origen terrestre (Müller & Mathesius 1999). Este tipo de sedimentos (con bajos valores de materia orgánica y consistencia dura), corresponden a épocas anteriores a la primera transgresión del Holoceno (Martin & Suguio 1992, Fig. 45).

Los incrementos de sedimentos arenosos hacia la unidad XIII, indican que la transición entre las unidades XIV y XIII, corresponde al comienzo de la primera transgresión del Holoceno (Fig. 44). La sección basal de la unidad XIII presentó valores C/N que indican que la materia orgánica es en su mayoría de origen terrestre (Müller & Mathesius 1999). Esto se debe a que los procesos de escorrentía y erosión causados por la transgresión, habrían causado la entrada de componentes terrestres. Asimismo se constataron altas abundancias relativas de diatomeas de agua dulce (*Aulacoseira granulata*, *Epithemia adnata*, *Pinnularia latevittata*, *Mastogloia smithii*), y especies salobres o marinas (*Fragilaria tabulata*, *Diploneis smithii*, *Paralia sulcata*, Fig. 35), lo cual indica que la salinidad del sistema estaba en los rangos oligo/mesohalinos.

En la parte superior de la unidad XIII, los valores de C/N se situaron en el rango de las macrófitas (Müller & Mathesius 1999). Las diatomeas dulceacuícolas disminuyeron sus porcentajes, siendo las diatomeas de mayor abundancia planctónicas típicas de ambientes salobre/marinos (*Paralia sulcata*, *Actinopterychus senarius*, *Auliscus caelatus*, *Hyalodiscus scoticus*, Fig. 35). En esta sección se observaron abundantes tecas del bivalvo *Helobia australis* (observación microscópica de preparados de lámina delgada, Fig. 33), lo que sugiere condiciones marino/salobres. El incremento de los valores de pigmentos fotosintéticos (Fig. 34) sugiere asimismo la proliferación de productores primarios y del estado trófico.

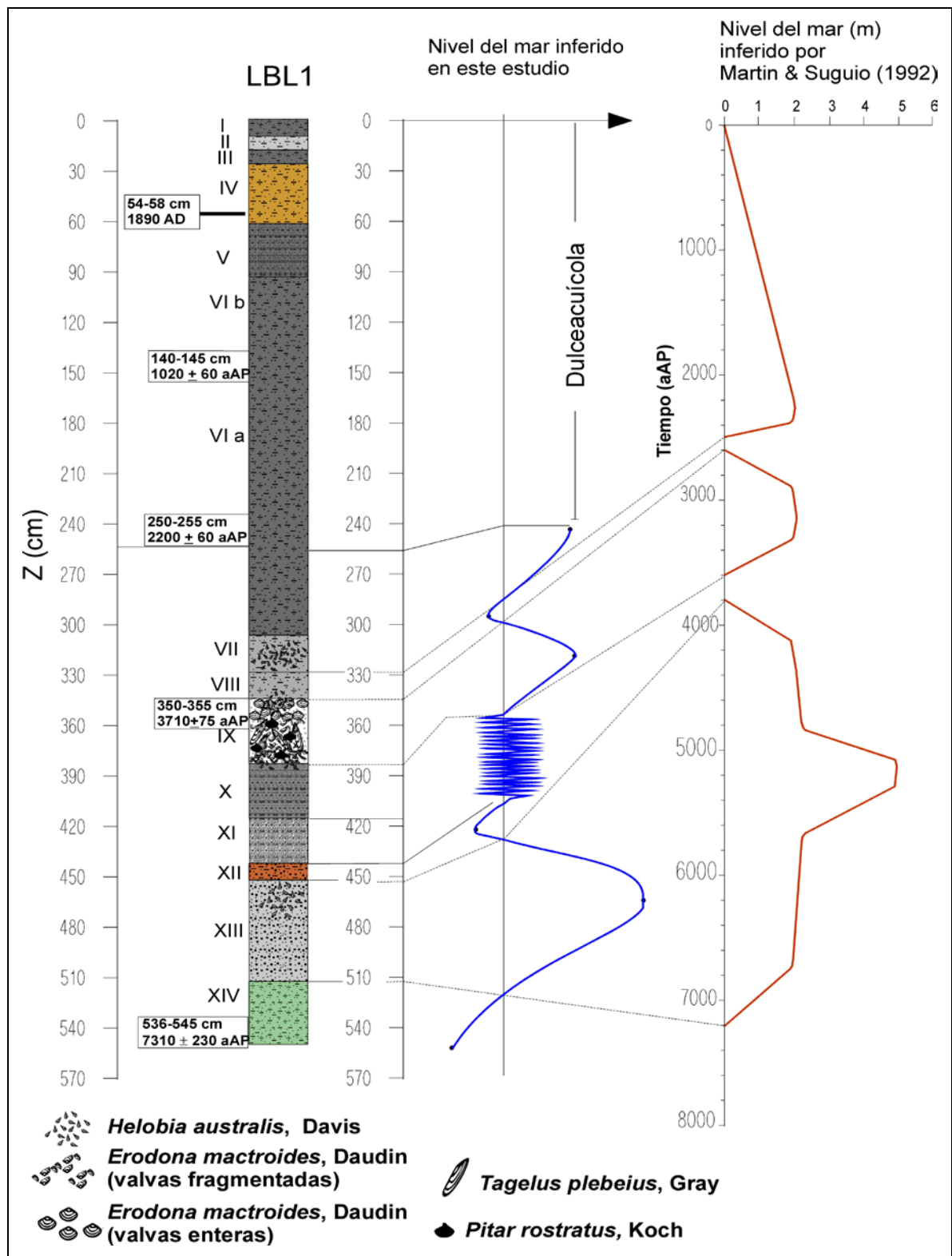


Fig. 45. Desarrollo del testigo LBL1. Se indican las variaciones del nivel del mar inferidas en este estudio, y las variaciones del nivel del mar inferidas por Martin & Suguio (1992).

La unidad XII se caracterizó por incrementos de los porcentajes de materia orgánica y fósforo total (Fig. 34), indicando el aumento del estado trófico. Los porcentajes de sedimentos arenosos disminuyeron y los de sedimentos limo/arcillosos aumentaron. Los pigmentos fotosintéticos más abundantes fueron luteína y seaxantina (Fig. 37). Las altas concentraciones de luteína (pigmento

típico de crisofitas y euglenofitas) y seaxantina [pigmento típico de cianobacterias, Leavitt (1993)] en esta unidad, sugiere una disminución de los niveles de salinidad. La diatomea más abundante fue *Terpsinoë americana* (especie típica de zonas costeras tropicales, especialmente bocas de ríos, Witkowski et al. 2000), y crisofitas (expresadas como proporción criso:diato, Fig. 35). Por lo tanto en esta sección, el nivel mar se habría situado un poco por debajo del actual (Fig. 45). La observación microscópica de los preparados en lámina delgada, reveló la presencia de muchos componentes alóctonos (i.e. pedazos de tejidos vegetales y silicofitolitos). Por esta razón los valores C/N se situaron en el rango de las plantas terrestres, Müller & Mathesius 1999) implicando que esta sección de registro sedimentario, corresponde a la fase final de la primera emersión del Holoceno (Martin & Suguio 1992, Fig. 45), donde el nivel del mar se situó un poco por debajo del actual.

La sección 445-415 cm (unidad XI), se constituyó de una serie de microlaminaciones de sedimentos arenosos (n = 19) y limo/arcillosos (n = 19). La Fig. 33 muestra los preparados de lámina delgada para esta sección. La observación microscópica de los mismos, permitió establecer que las zonas con sedimentos limo/arcillosos presentaron restos de flora terrestre (i.e. fitolitos y tejidos epidérmicos vegetales de células en empalizada). Asimismo, las laminas con sedimentos arenosos exhibieron ausencia de componentes terrestres. Esto indica la ocurrencia de oscilaciones de alta frecuencia del nivel del mar, las cuales fueron postuladas por Martin & Suguio (1992) y Martin et al. (1998). La ocurrencia de tempestitas es asimismo probable. La alta variabilidad de CO₃ y pigmentos fósiles (Fig. 34), indican alta dinámica paleoambiental, lo cual está de acuerdo con la ocurrencia de oscilaciones el nivel del mar y/o tempestitas. Los valores C/N en el rango de plantas terrestres indican alta entrada de componentes desde la cuenca. En la unidad X (415-392 cm), se observó una reducción de las laminaciones de sedimentos arenosos (n = 4) y limo/arcillosos (n = 4), y de la variabilidad de CO₃ y pigmentos, que sugiere una mayor estabilidad de las condiciones paleolimnológicas. La disminución de los valores de C/N al rango del fitoplancton y microfitobentos), e incrementos de nitrógeno y fósforo total, indica que productores primarios habrán jugado un importante rol en la transferencia de energía de la trama trófica. Las especies más abundantes en esta sección fueron *Aulacoseira granulata* (dulceacuícola, meso/eutrófica), y *Hyalodiscus scoticus* (salobre a modernamente marina), que indican condiciones meso/eutróficas salobres y dulceacuícolas alternadas, lo cual implica condiciones de mixohalinidad. Las evidencias arriba mencionadas, indican que durante las unidades litológicas XI y X existió una alta variabilidad de procesos limnológicos como consecuencia de las 19 oscilaciones de alta frecuencia del nivel del mar (o bien tempestitas, Fig. 45).

La unidad litológica IX (390-350 cm) presentó alta riqueza de material biogénico macroscópico (moluscos) en buen estado de conservación. Las especies constituyentes con sus rangos óptimos de salinidad (Sprechmann 1978) fueron: *Erodona mactroides* (10-18‰), *Helobia australis* (0,5-6‰), *Tagelus plebeius* (0,5-29‰) y *Pitar rostratus* (18-30‰). La sección 350-355 cm data de 3710±70 aAP, y coincide con la segunda transgresión del Holoceno (Fig. 45). Los sedimentos de arena fina aumentaron y los limo/arcillosos disminuyeron (Fig. 32), probablemente debido al transporte de los

misimos durante la transgresión. Se observaron incrementos de carbono, nitrógeno y fósforo totales, CO₃ y pigmentos fósiles (Fig. 34). Las diatomeas estuvieron co-dominadas por especies epibentónicas marino/salobres (*Amphitetras antediluviana*, *Fragilaria tabulata*, *Achnanthes brevipes*, *Amphora lybika*, Fig. 35), lo por lo que el microfítobentos habría contribuido a la mayor parte de la productividad primaria. Los valores de C/N (~6, en el rango del fitoplancton y microfítobentos, Müller & Mathesius 1999) sugieren altas abundancias de diatomeas epibentónicas (Fig. 35.) La alta abundancia de las especies epibentónicas, es la que habría posibilitado la proliferación de los moluscos ya que estas representan su fuente de alimentación.

La unidad VIII presentó ausencia de subfósiles de moluscos (Fig. 32). Se observaron incrementos de materia orgánica, pigmentos fósiles, carbono, nitrógeno y fósforo totales (Fig. 34), marcando que el estadio trófico del sistema habría aumentado. La especies de diatomeas epibentónicas marino/salobres de la unidad IX fueron reemplazadas por especies salobre/dulceacuícolas (*Campylodiscus clypeus* y *Surirella striatula*), y dulceacuícolas (*Epithemia adnata*). La única especie marino/salobre fue *Hyalodiscus scoticus* (~15%). Esto quiere decir que el sistema pasó de un estado marino/salobre a moderadamente salobre. Esta disminución de salinidad, coincide con la fase final de la segunda emersión del Holoceno (Fig. 45) datada en 2700 aAP (Martin & Suguio 1992). Asimismo, la sección basal de la unidad VIII, presentó valores C/N de ~35 (en el rango de los organismos terrestres, Müller & Mathesius 1999), por lo que organismos terrestres fueron los principales contribuyentes a la materia orgánica sedimentaria, lo cual indica una alta entrada de componentes alóctonos.

En la unidad VII (Fig. 32) se observaron abundantes ejemplares de *Helobia australis*. Asimismo, *Hyalodiscus scoticus* (marino/salobre y planctónica, Fig. 35), presentó abundancias de casi un 80%, lo cual indica que el sistema incrementó su salinidad (tercera transgresión del Holoceno, Fig. 45). Los mayores valores de las variables químicas se observaron en la transición entre las unidades VIII y VII (Fig. 35). Esto se debería a que durante las etapas iniciales de la transgresión, las tasas de erosión y escorrentía, habrían sido máximas. Una vez que la transgresión había progresado, los procesos de escorrentía y erosión disminuyeron, y las variables químicas mostraron valores más bajos. La disminución de los valores de C/N desde ~20 (organismos terrestres), a ~6 (en el rango de fitoplancton), indica que durante las fases iniciales de la transgresión, aumentaron los procesos de escorrentía y erosión, por lo que la entrada de material alóctono (*i.e.* componentes terrestres), fue máxima. Al disminuir los procesos de escorrentía, los valores de C/N se situaron en el rango del fitoplancton y microfítobentos por lo que la entrada de material alóctono habría disminuido.

En la unidad litológica VIb no se observaron ejemplares de *Helobia australis* y las diatomeas marino/salobres se reemplazaron por especies dulceacuícolas (*Aulacoseira granulata*, *Staurosira brevistriata*, *Epithemia adnata*) y salobre/dulceacuícolas (*Campylodiscus clypeus*). Esto sugiere una disminución de la salinidad debido al comienzo de la tercera regresión del Holoceno (ca. 2400 aAP, Martin & Suguio 1992). En esta sección (y hasta los ~250 cm, Fig. 35) se observaron altos

porcentajes de *Staurosira fernandae* nov. spec. (García-Rodríguez, Lange-Bertalot & Metzeltin, Apéndice II). Por encima de los 250 cm, se observaron diatomeas dulceacuícolas y muy bajos porcentajes (<3%) de *Campylodiscus clypeus* y *Surirella striatula* (Fig. 35). Esto lo cual sugiere que a partir de los 250 cm (~2200 aAP, Fig. 45), el sistema habría presentado características dulceacuícolas que se mantuvieron hasta el presente (Fig. 45). Las diatomeas co-dominantes de esta sección fueron *Aulacoseira granulata*, *Cyclotella meneghiniana*, *Nitzschia denticula* (hasta los 120 cm). Luego del establecimiento de la fase dulceacuícola, se observaron porcentajes de materia orgánica, carbono total y nutrientes similares a los de la unidad VII, indican que estado trófico de las unidades VII y VI fue similar. Sin embargo, los pigmentos fósiles disminuyeron (Fig. 34) evidenciando pobres condiciones de preservación de los mismos. Esto se debe a que, primero, Laguna Blanca es un sistema costero somero influenciado por el viento, y por lo tanto la columna de agua habría presentado condiciones de mezcla, generando así altas concentraciones de oxígeno en las capas de agua más profundas. Segundo, la radiación solar habría alcanzado la superficie del sedimento impidiendo la conservación de pigmentos antes de ser permanentemente sepultados (Leavitt 1993). Por lo tanto es probable que la columna de agua haya exhibido condiciones mesotróficas. La producción primaria estuvo dominada por el microfitorbentos, excepto por las profundidades de 245, 212 y 125 cm donde *Aulacoseira granulata* y *Cyclotella meneghiniana* representaron ~65% de las diatomeas fósiles (Fig. 35). Los resultados del testigo LBL1 de 120 cm a superficie (unidades VIb a I), se discuten en la siguiente sección (Evaluación de impactos culturales por medio de técnicas paleolimnológicas).

Las ZAD definidas por el ACP (Fig. 36), indican que la composición florística de las diatomeas es un confiable indicador para inferir los cambios de paleosalinidades. De 480 a 282 cm, las diatomeas co-dominantes fueron típicas de ambientes marino/salobres (Figs. 35 y 36). Esta sección del testigo LBL1 se correspondió con las dos primeras transgresiones del Holoceno (Martin & Suguio 1992, Fig. 45), en la cual las variaciones del nivel del mar moderaron la salinidad y el estado trófico de Laguna Blanca. La sección 280-160 cm (Figs. 35 y 36) correspondió a la tercera transgresión del Holoceno (Fig. 45) en la cual la salinidad de la laguna habría disminuido (moderadamente salobre a dulceacuícola) y las diatomeas presentaron co-dominancia de especies dulceacuícolas y salobre/dulceacuícolas. La sección 160-10 cm se caracterizó por el establecimiento de la fase completamente dulceacuícola donde las especies co-dominantes fueron todas dulceacuícolas (Figs. 35 y 36). La proporción criso:diato (Fig. 35), indica que las fases donde el sistema habría presentado los valores más bajos de productividad primaria, habrían sido en las profundidades de 40, 70, 420, 450 y 480 cm, ya que se observaron los valores más altos de dicha proporción (Karst & Smol 2000).

Evaluación de impactos culturales por medio de técnicas paleolimnológicas

Los 160 cm superiores de del testigo LBL1 se extienden hasta ~1100 aAP (Fig. 38). Los 33 cm basales (150-117 cm, unidad VIa) consistieron en sedimentos de color gris oscuro con bajos valores de pigmentos, altos valores de materia orgánica, carbono total, nitrógeno total y fósforo total (Fig.

39). Los valores de C/N fueron ~9, lo cual indica que los organismos acuáticos fueron la fuente principal de la materia orgánica, especialmente macrófitas (Müller & Mathesius 1999). La comunidad de diatomeas (Fig. 40) estuvo dominada por especies epibentónicas (i.e. *Staurosira* spp. y *Nitzschia denticula*), excepto por los 125 cm donde *Aulacoseira granulata* fue la especie más abundante. Por lo tanto (excepto por los 125 cm), las macrófitas y el microfitobentos habrían sido los principales contribuyentes de la producción primaria. Los bajos valores de pigmentos fósiles indican pobres condiciones de preservación de pigmentos (Fig. 39). Esto se debe a que, primero, Laguna Blanca es un sistema costero somero influenciado por el viento, y por lo tanto la columna de agua habría presentado condiciones de mezcla, generando así altas concentraciones de oxígeno en el hipolimnion. Segundo, la radiación solar habría alcanzado la superficie del sedimento impidiendo la conservación de pigmentos antes de ser permanentemente sepultados (Leavitt 1993). Por lo tanto es probable que la columna de agua haya exhibido condiciones mesotróficas.

El cambio de litología hacia la unidad VIb, se refleja en los incrementos de la fracción inorgánica no carbonatada del sedimento (Fig. 39). Las variables químicas disminuyeron (excepto por pigmentos) y los valores de C/N se situaron entre 5 y 7 (en el rango de fitoplancton y microfitobentos, Müller & Mathesius 1999). Es probable que la producción primaria haya sido aún más baja que aquella de la unidad litológica VIa, debido a disminuciones en la entrada de nitrógeno. El cociente C/N indica que la biomasa de macrófitas habría disminuido, estando los productores primarios dominados por especies epibentónicas, ya que estas representaron ~80% de las diatomeas fósiles. Las bajas concentraciones de pigmentos (Fig. 39) indican pobres condiciones de conservación de los mismos. Condiciones de mezcla de la columna de agua y la radiación solar alcanzando la superficie del sedimento, habrían provocado altas concentraciones de oxígeno en las capas de agua profundas, evitando la preservación de pigmentos antes de ser permanentemente sepultados (Leavitt 1993).

Las unidades V y IV no mostraron grandes cambios en las condiciones paleolimnológicas (Fig. 39), ya que las variables químicas permanecieron constantes, excepto por el fósforo total que mostró una pequeña disminución. La composición de diatomeas de la unidad V fue similar a la de la unidad VIa y VIb (Fig. 40). Sin embargo la transición de la unidad V a la IV (a los 60 cm), mostró un cambio significativo en la composición de diatomeas. Esto es, *Staurosira brevistriata*, *S. altiplanensis* y *S. construens* (que fueron las especies más abundantes) disminuyeron, mientras que *Epithemia adnata*, *Mastogloia smithii* var. *smithii* y *Gyrosigma acuminatum* aumentaron (Fig. 40). También se observó en esta sección un aumento en la tasa de sedimentación (Fig. 38). La capa 52-58 cm presentó una edad de 1890 AD, y corresponde a un cambio en el uso del suelo de la cuenca de la laguna. Durante las últimas dos décadas del siglo XIX, comenzaron actividades de remoción de suelos para la construcción de caminos y casas. Esto explicaría el cambio en litología (Fig. 38) y composición de diatomeas (Fig. 40). Los altos porcentajes de la fracción inorgánica no carbonatada del sedimento en esta sección del sedimento, indican asimismo incrementos en las tasas de erosión en la cuenca. A principios de la década de los 40 comenzaron también actividades de ganadería intensiva de vacuno y ovino, que junto con la remoción de suelos habrían conducido a la formación de superficies de

erosión (Fig. 7), que habrían provocado un incremento de la tasa de sedimentación. Sin embargo, la ganadería y remoción de suelos no habrían provocado mayores cambios en la química del agua, ya que dichas variables se mantuvieron constantes en las unidades V y IV (Fig. 39).

A los 25 cm (transición de unidades IV y III), se observó un nuevo cambio de litología y tasa de sedimentación (Fig. 38) donde la fracción inorgánica no carbonatada del sedimento mostró un fuerte descenso. Los 27 cm correspondieron al 1960 AD, mientras que los 22 cm al 1967 AD (Fig. 38). Alrededor de 1966 hubo un cambio significativo en el uso del suelo de la cuenca. Las actividades ganaderas finalizaron, el cordón de dunas que separa la laguna del océano Atlántico fue forestado con *Pinus pinaster* y las superficies de erosión al norte de la laguna fueron forestadas con *Eucalyptus* sp. Asimismo, aumentaron las actividades de recreación y turismo en la cuenca y se construyeron casas sin pozos sépticos. La forestación provocó dos cambios mayores en las condiciones limnológicas. Primero, los bosques de *Pinus pinaster* fijaron la duna costera, constituyendo una barrera que cambió los patrones de circulación del viento y movimiento dunar. Es posible que el sistema haya comenzado a exhibir condiciones de estratificación térmica. Expansión litoral y proliferación de macrófitas fueron observadas en la fotografía aérea de 1967 (Fig. 7). En segundo lugar, las plantaciones de *Eucalyptus* sp. en la sección norte de la cuenca requirieron la fertilización con fosforita. La fosforita presenta una concentración promedio de ^{238}U de 120 ppm, la cual es 30 veces más alta que de los suelos limo/arcillosos y arenosos (3,5 ppm Krauskopf 1982), que son los suelos predominantes en la sección norte de la cuenca de la Laguna Blanca. El ^{210}Pb es el isótopo hijo del ^{238}U . Por lo tanto, el pico de ^{210}Pb observado en la sección 20-25 cm (Fig. 38), corresponde a la entrada de ^{238}U como consecuencia del uso de fosforita. Asimismo en 1967/68, luego de la forestación en la sección norte de la cuenca, se observaron altos valores de pluviosidad total [por año (~1200 mm) y por mes (~350 mm), Fig. 41], que habrían provocado un aumento de las tasas de esorrentía. En esta sección se observaron también picos de materia orgánica, nutrientes y pigmentos (Fig. 39), y altos porcentajes relativos de diatomeas epibentónicas (*Pinnularia latevittata*, *Pinnularia gibba* y *Staurosira altilanensis*, Fig. 40), que indican entradas desde la cuenca. Los valores de C/N (cerca de 8) justifican la proliferación de macrófitas en el litoral de la cuenca (Müller & Mathesius 1999).

El pico de las variables químicas de los 20-22 cm, fue seguido por disminuciones de las variables químicas (unidad litológica II, Fig. 39). Esto se debe a que, una vez que los *Eucalyptus* ya habían crecido, y los suelos fueron fijados al ser colonizados por pastos, las entradas desde la cuenca disminuyeron. Los bajos valores de pluviosidad total observados en 1969/70 (Fig. 41) habrían también contribuido a disminuir las tasas de esorrentía. Los pigmentos (Fig. 39) y los porcentajes relativos de *Aulacoseira granulata* y *Actinocyclus normanii* (Fig. 40) mostraron un pico máximo a los 17 cm, lo cual sugiere la ocurrencia de floraciones de diatomeas planctónicas. Desde los 17 cm hacia la superficie, las diatomeas planctónicas representaron ~15%, estando el sistema nuevamente dominado por diatomeas epibentónicas (Fig. 40).

Desde la mitad de la unidad II hacia la superficie (después de ca 1985), corresponde al período de desarrollo urbano y turístico. Durante los últimos 15 años, muchas fincas y centros vacacionales fueron construidos en las proximidades de la laguna. Es probable que hayan ocurrido impactos humanos tales como efluentes domésticos o vertidos clandestinos de basura, ya que las variables químicas incrementaron (Fig. 39). En 1986/87 fue detectado un fuerte evento de eutrofización el cual se refleja en los picos máximos de materia orgánica y nutrientes (Fig. 39). Esto podría deberse a los incrementos de pluviosidad total (Fig. 41), ya que los valores máximos de pluviosidad por mes (400 mm), y por año (1700 mm) fueron observados en 1986. Las máximas tasas de sedimentación fueron observadas en la unidad II (después de 1975 y antes de 1987). Los altos porcentajes de la fracción inorgánica no carbonatada (Fig. 39), también indican incrementos de erosión y escorrentía en la cuenca de la laguna. Esto podría explicarse por los altos valores de pluviosidad (Fig. 41), ya que excepto por 1979, se observaron siempre valores más altos que la media histórica. Después de 1987, la pluviosidad total disminuyó, conduciendo a tasas de sedimentación más bajas (Fig. 38).

El último fuerte evento de eutrofización en la historia de la laguna ocurrió en 1997/98. Una severa sequía (Fig. 41), sumado al alto consumo de agua, provocaron la reducción del área de la laguna en un 30%, impidiéndose la producción de agua potable. Cabe destacar que la sequía de 1997 correspondió al evento de El Niño. A partir de 1998 la pluviosidad aumentó y la laguna se llenó nuevamente de agua. Luego del llenado, habrían ocurrido floraciones de fitoplancton las cuales se explican por los picos de pigmentos observados justo debajo de la superficie del sedimento (Fig. 39), aunque los altos valores de pigmentos podrían también deberse a un artefacto diagenético. Las floraciones de fitoplancton fueron seguidas por una rápida proliferación de *Egeria densa* (ca. 30% del área de la laguna, Fig. 7), lo cual explica los picos de materia orgánica y pigmentos debajo de la superficie del sedimento.

A pesar que la información paleolimnológica no puede explicar todas las causas de la evolución ambiental reciente de la laguna, es posible identificar cambios en las variables químicas y biológicas que coinciden con cambios en el uso del suelo y pluviosidad. Se identificaron tres estados principales en la historia del cuerpo de agua. El primero (150-117 cm, unidad VIa), se caracterizó por altos valores de materia orgánica, carbono total y nutrientes, pero bajas concentraciones de pigmentos. Las macrófitas y las diatomeas epibentónicas fueron los principales contribuyentes a la producción primaria del sistema. La columna de agua habría presentado altos valores de transparencia (i.e. mesotrófica), que condicionó pobres condiciones de preservación de pigmentos fotosintéticos fósiles. Durante el segundo estado (unidades VIb, V y IV), las variables químicas mostraron bajos valores y la fracción inorgánica no carbonatada del sedimento representó el 90%. La tasa de sedimentación incrementó como consecuencia de la remoción de suelos y la ganadería vacuna y ovina. La transparencia del agua fue suficientemente alta como para impedir la preservación de pigmentos fósiles. El estado más reciente (unidades III, II y I) comenzó a mediados de 1960 con el fin de las actividades ganaderas y comienzo de la forestación, durante el cual el sistema comenzó a incrementar el estado trófico. Esta situación se empeoró entre 1998 y 2000, cuando no se produjo

más agua potable. Estudios recientes (Mazzeo *et al.* 2001a, b), determinaron que la biomasa de *Egeria densa* no debe extraerse de la laguna, porque el fitoplancton y las macrófitas compiten por nutrientes, y la extracción de macrófitas podría provocar floraciones de fitoplancton (Carpenter & Pace, 1997; Scheffer, 1998; Scasso *et al.*, 2001), que podrían impedir la producción de agua potable.

CONCLUSIONES

Los sedimentos de los testigos corridos poseen su correlato cronoestratigráfico con varias unidades litofacies del Pleistoceno superior y Holoceno del Uruguay (Formación Chuy, Formación Vizcaíno, Formación Villa Soriano, Sprechmann 1980, Bossi *et al.* 1998). Resulta imposible hacer una correlación formal por no existir en la literatura trabajos con una resolución espacial comparable a la realizada en este estudio.

Los registros de sedimento aquí analizados, indican que el modelo regional de variaciones del nivel del mar para la costa de Brasil sería, en términos generales, válido para la costa sudeste del Uruguay. Lo anterior ya fue constatado por Bracco & Ures (1998). Se identificaron los mismos procesos transgresivos y regresivos postulados para Brasil, que proponen que el actual nivel del mar, fue superado por primera vez durante Holoceno inferior. Si bien las lagunas costeras se formaron luego de la primera transgresión del Holoceno, durante el Pleistoceno superior ya existían sistemas acuáticos con características salobres (registros LRO14 y LCA10).

Se observaron estados tróficos más altos en las fases regresivas que en las transgresivas. Esto se debe a que durante las regresiones, los procesos de escorrentía y erosión causados por la retirada del mar provocan incrementos del estado trófico. Asimismo, las entradas de agua desde el océano, provocan disminuciones del estado trófico, ya que los sistemas marinos presentan comúnmente niveles de trofia más bajos que los sistemas dulceacuícolas y salobres (Margalef 1983, Hilmer & Bate 1990). En este sentido, Hilmer & Bate (1990), hicieron un estudio sobre la relación estado trófico y movimientos mareales en el estuario *Sundays* (Sudáfrica), y establecieron que los valores más altos de clorofila-a y producción primaria, fueron observados durante las entradas de agua dulce desde la cabeza hacia la boca del estuario. Asimismo, valores mínimos fueron registrados durante las intrusiones marinas.

Las Zonas de Asociaciones de Diatomeas (ZAD) identificadas, permitieron establecer secciones con dominancia de especies marinas (indicadoras de transgresiones), que asimismo se correspondieron con las litofacies de altos porcentajes de sedimentos arenosos. Por el contrario, ZAD con dominancia de especies de agua dulce correspondieron a procesos regresivos y litofacies dominadas por sedimentos limo/arcillosos.

Fue descubierta una nueva especie de diatomea epibentónica [*Staurosira fernandae*, (García-Rodríguez, Lange-Bertalot & Metzeltin) Apéndice II] observada solamente durante Holoceno medio/superior en Laguna Blanca. Asimismo, se presenta el segundo registro mundial la especie de *Pseudopodosira kosugii*, la cual mostró ser un confiable indicador de transgresiones.

El uso de técnicas paleolimnológicas (combinado con estudios limnológicos paralelos), representó una excelente herramienta para hacer evaluaciones de impactos culturales en cuerpos acuáticos y

elaborar planes de manejo, como es el caso de la Laguna Blanca. Hasta 1966 la laguna exhibió condiciones mesotróficas con dominancia de diatomeas epibentónicas, cuando actividades forestales condujeron a episodios de eutrofización. Incrementos del estado trófico y floraciones de diatomeas planctónicas fueron registrados. Durante la última década, el desarrollo urbano y turístico, la alta demanda de agua potable, altas tasas de evaporación y bajas tasas de pluviosidad, llevaron a la reducción del área de la laguna en un 30%. Luego de fuertes aumentos de la pluviosidad, la laguna recuperó su área normal, cuando ocurrieron floraciones de fitoplancton y proliferación litoral de macrófitas. La biomasa de macrófitas debería removerse para evitar mayor invasión, y así mantener la actual fase de agua clara que permita producir agua potable.

LITERATURA CITADA

- Alefs J. & J. Müller, 1999. Differences in the eutrophication dynamics of Ammersee and Starnberger See (Southern Germany), reflected by the diatom succession in varve-dated sediments. *J. Paleolimnol.* 21: 395–407.
- Anderson N.J., 1998. Variability of diatom-inferred phosphorus profiles in a small lake basin and its implications for histories of lake eutrophication. *J. Paleolimnol.* 20: 47–55.
- Angulo R.J. & G.C. Lessa, 1997. The Brazilian sea-level curves: a critical review with emphasis on the curves from Paranaguá and Cananéia regions. *Mar. Geol.* 140: 161-166.
- Angulo R.J., P.C.F. Giannini, K. Suguio & L.C.R. Pessenda, 1999. Relative sea-level changes in the last 5500 years in southern Brazil (Laguna-Imbituba region, Santa Catarina State) based on vermetid ¹⁴C ages. *Mar. Geol.* 159: 323-339.
- Appleby, P.G., 2000. Radiometric dating of sediment records in European mountain lakes. *J. Limnol.* 59: 1-14.
- Appleby, P.G. & F. Oldfield, 1992. Application of ²¹⁰Pb to sedimentation studies. In: M. Ivanovich & R.S. Harnos (eds), Uranium-series Disequilibrium: Application to Earth, Marine and Environmental Sciences, Oxford University Press, Oxford, 731-738.
- Appleby, P.G., R.J. Flower, A.W. Mackay. & N.L. Rose, 1998. Paleolimnological assessment of recent environmental change in Lake Baikal: sediment chronology. *J. Paleolimnol.* 20: 119-133.
- Arocena, R., D. Conde, D. Fabián, J. Gorga & J. Clemente, 1996. Calidad del agua en la Laguna de Rocha: rol de sus principales afluentes. *PROBIDES/GEF. Serie: Documentos de Trabajo No. 13*, Rocha: 53 pp.
- Ayup R., 1983a. Investigaciones biológicas en la costa uruguaya. Esquema geológico e hidrológico de la Laguna de Rocha, Uruguay. *Inf. Reun. de Trab. Mar del Plata, Argentina. UNESCO*, 3 pp.
- Ayup R., 1983b. Aspectos deposicionales y sedimentación de la Laguna de Rocha. *Res. Com. Jorn. C. Nat.*, Montevideo, Uruguay, 3:16.
- Balsille J.H. & W.F. Tanner, 1999. Suite versus composite statistics. *Sediment. Geol.* 125: 225-234.
- Behling H., 1998. Late Quaternary vegetational and climatic changes in Brazil. *Rev. Paleobot. Palynol.* 99:143-156.

- Bersezio R., A. Bini & M. Giudici, 1999. Effects of sedimentary heterogeneity on groundwater flow in a Quaternary pro-glacial delta environment: joining facies and numerical modelling. *Sediment. Geol.* 129: 327-344.
- Birks H.J.B., 2001. Maximum likelihood environmental calibration and the computer program WACALIB – a correction. *J. Paleolimnol.* 25: 111–115
- Birks, 1998. Numerical methods in paleolimnology – Progress, potentialities and problems. *J. Paleolimnol.* 20: 307-332.
- Bonilla S., 1998. Estructura y dinámica de la comunidad epifítica algal en un sistema costero mixohalino. *Tesis de Maestría PEDECIBA-Biología, Facultad de Ciencias*, Montevideo, 106 pp.
- Bossi J., L.A. Ferrando, J. Montaña, N. Campal, H. Morales, F. Ganciio, A. Schipilov, D. Piñeiro & P. Sprechmann, 1998. Carta geológica del Uruguay. Escala 1/500.000. Memoria explicativa 145 pp. Montevideo (Geoeditores).
- Bracco Boksar R. & Ures M.C., 1998. Las variaciones del nivel del mar y el desarrollo de las culturas prehistóricas del Uruguay. *Revista Do Museu de Arqueología e Etnología*, 8:109-115. São Paulo.
- Brenner M., T.J. Whitmore, J.H. Curtis, D.A. Hodell & C.L. Schelske, 1999. Stable isotope ($\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{15}\text{N}$) signatures of sedimented organic matter as indicators of historic lake trophic state. *J. Paleolimnol.* 22: 205–221.
- Brenner M., T.J. Whitmore, M.A. Lasi, J.E. Cable & P.H. Cable, 1999. A multi-proxy trophic state reconstruction for shallow Orange Lake, Florida, USA: possible influence of macrophytes on limnetic nutrient concentrations. *J. Paleolimnol.* 21: 215-233.
- Brugam R.B., K. McKeever & L. Kolesa, 1998. A diatom-inferred water depth reconstruction for an Upper Peninsula, Michigan, lake. *J. Paleolimnol.* 20: 267–276.
- Callender E., 2000. Geochemical effects of rapid sedimentation in aquatic systems: minimal diagenesis and preservation of historical metal signatures. *J. Paleolimnol.* 23: 243-260.
- Cameron N.G., H. J. B. Birks, V. J. Jones, F. Berge, J. Catalan, R. J. Flower, J. García, B. Kawecka, K. Koinig, A. Marchetto, P. Sánchez-Castillo, R. Schmidt, M. Aëiçko, N. Solovieva, E. ætefková & M. Toro, 1999. Surface-sediment and epilithic diatom pH calibration sets for

- remote European mountain lakes (ALPE Project) and their comparison with the Surface Waters Acidification Programme (SWAP) calibration set. *J. Paleolimnol.* 22: 291–317.
- Cardezo M., 1989. Caracterización de la fauna macrobentónica de la Laguna de Rocha (Uruguay). *Tesis de Licenciatura, Facultad de Humanidades y Ciencias*, Montevideo, 95 pp.
- Cheng Z., Y. Gao & M. Dickman, 1996. Colour plates of diatoms. *China Ocean Press, Beijing*. 120 pp.
- Conde D. & Sommaruga R., 1999. A review of the state of Limnology in Uruguay. In Wetzel R.G. & Gopal B. (Eds.). *Limnology in developing countries*. 2:1-31. *International Association for Limnology (SIL)*. New Delhi.
- Conde D., S. Bonilla, L. Aubriot & W. Pintos, 1999. Comparison of the areal amount of chlorophyll a of planktonic and attached microalgae in a shallow coastal lagoon *Hydrobiologia* 408/409: 285–291
- Cooper M.C., 1997. The use of digital image analysis in the study of laminated sediments. *J. Paleolimnol.* 19: 33–40
- Cooper S.R., J. Huvane, P. Vaithyanathan & C.J. Richardson, 1999. Calibration of diatoms along a nutrient gradient in Florida Everglades Water Conservation Area-2A, USA. *J. Paleolimnol.* 22: 413–437.
- Corbellini L., 1983. Contribución al conocimiento de la fauna bentónica de la Laguna de Rocha (Uruguay). *Tesis de Licenciatura, Facultad Humanidades y Ciencias*, Montevideo, 111 pp.
- Crickmore M.J., P.G. Tazioli, P.G. Appleby & A. Merilainen, 1990. The use of nuclear techniques in sediment transport and sedimentation problems. *Technical Documents in Hydrology. International Programme IHP-III-5*, UNESCO, Paris. 170 pp.
- Dean W.E., 1999. The carbon cycle and biogeochemical dynamics in lake sediments. *J. Paleolimnol.* 21: 375-393.
- Dean J. M, A. E.S. Kemp, D. Bull, J. Pike, G. Patterson & B. Zolitschka, 1999. Taking varves to bits: Scanning electron microscopy in the study of laminated sediments and varves. *J. Paleolimnol.* 22: 121–136.
- DIN 38414, T. 12, 1986. Bestimmung von Gesamt-Phosphor in Schlaemmen und Sedimente. *Deutsches Institut fuer Normung*, Berlin, 1986, 12S.

- Dixit S.S. & Smol J.P., 1995. Diatom evidence of past water quality changes in Adirondack lakes (New York USA). *Diatom Res.* (10)1:113-129.
- Eakins J.D., 1983. The ^{210}Pb technique for dating sediments: some applications. United Kingdom Atomic Energy Agency. *AERE (R10821)*, Harwell, Oxfordshire, England. 22 pp.
- Frenguelli J., 1924. Diatomeas de Tierra del Fuego. *Anales de la Sociedad Científica Argentina*. Tomo XCVII: 1-14.
- Frenguelli J., 1928. Diatomeas del Océano Atlántico, frente a Mar del Plata (República Argentina). *Anales del Museo Nacional de Historia Natural*. Tomo XXXIV:1-29.
- Frenguelli J., 1930. Apuntes de Geología uruguaya. *Instituto de Geología y Perforaciones*. Boletín N° 11: 1-47. Montevideo.
- Frenguelli J., 1935. Diatomeas de la Mar Chiquita, al norte de Mar del Plata. *Notas del Museo de la Plata*. Tomo I: 129-140.
- Frenguelli J., 1938. Diatomeas del Querandínense estuarino. *Revista del Museo de la Plata*. Tomo I: 20-41.
- Frenguelli J., 1939. Diatomeas del Golfo de San Matías. Frenguelli J., Tomo II: 14-18.
- Frenguelli J., 1945, Las diatomeas del Platense. Frenguelli J., Tomo III: 77-221.
- García-Rodríguez F., 1993. The determination and distribution of microbenthic chlorophyll-a in selected south Cape estuaries. *M.Sc. Thesis, University of Port Elizabeth*. Republic of South Africa, 134 pp.
- Grim K.A., C.B. Lange & A.S. Gill, 1997. Self-sedimentation of phytoplankton blooms in the geologic record. *Sediment. Geol.* 110: 151-161.
- Harper D., 1992. Eutrophication of freshwaters. *Chapman & Hall*, London. 327 pp.
- Heiri O., A.F. Lotter & G. Lemcke, 2001. Loss on ignition as a method for estimating organic and carbonate content in sediments: reproducibility and compatibility of results. *J. Paleolimnol.* 25: 101-110.
- Hilmer T. & G.C. Bate, 1990. Covariance analysis of chlorophyll distribution in the Sundays river estuary. *Sth. Afr. J. Aquat. Sci.* 16(1/2): 37-59.

- Hodgson D.A.; S.W. Wright & N. Davies, 1997. Mass Spectrometry and reverse phase HPLC techniques for the identification of degraded fossil pigments in lake sediments and their application in paleolimnology. *J. Paleolimnol.* 18: 335–350.
- Hodgson D.A., S.W. Wright, P.A. Tyler & N. Davies, 1998. Analysis of fossil pigments from algae and bacteria in meromictic Lake Fidler, Tasmania, and its application to lake management. *J. Paleolimnol.* 19: 1–22.
- ILEC, 1992. Data Book of World Lake Environments-A survey of the state of world lakes (Laguna de Rocha). Kira, T. (Ed.). *LBR1/ILEC. ILEC/UNEP*, Otsu, Japan, SAM-9: 1-7.
- Iriondo M.H. & García N.O., 1993. Climatic variations in the Argentine plains during the last 18,000 years. *Paleogeogr. Paleoclimatol. Paleoecol.* 101:209-220.
- Isla F.I., 1989. Holocene sea-level fluctuations in the southern hemisphere. *Quat. Sci. Rev.* 8:359-368.
- ISO 25663, 1984. Bestimmung des Kohlenstoffs-Stickstoffs. *International Standard Organization (Europäische Norm EN 25663)*. Brussels, 1993, 10S.
- Itkonen A., V. Marttila, J.J. Meriläinen & V.P. Salonen, 1999. 8000-year history of palaeoproductivity in a large boreal lake. *J. Paleolimnol.* 21: 271-294.
- Jorcín A., 1989. Aspectos ecológicos de *Erodona mactroides* (Mollusca, Bivalvia) en la Laguna de Rocha. *Tesis de Licenciatura. Facultad de Humanidades y Ciencias.*, Montevideo, 101 pp.
- Jorcín A., 1999. Temporal and spatial variability in the macrozoobenthic community along a salinity gradient in the Castillos Lagoon (Uruguay). *Arch. Hydrobiol.* 146: 369-384.
- Kamaleldin M.H., J.B. Swinehart & R.F. Spalding, 1997. Evidence for Holocene environmental change from C/N ratios, and $\delta^{13}\text{C}$ $\delta^{15}\text{N}$ values in Swan lake sediments, western Sand Hills Nebraska. *J. Paleolimnol.* 18:121-130.
- Karst, T.L. & J.P. Smol, 2000. Paleolimnological evidence of limnetic nutrient concentration equilibrium in a shallow, macrophyte-dominated lake. *Aquat. Sci.* 62: 20-38.
- Kaushal S. & M.W. Binford, 1999. Relationship between C:N ratios of lake sediments, organic matter sources and historical deforestation in lake Pleasant, Massachusetts, USA *J. Paleolimnol.* 22:439-442.

- Kench P.S. & R.F. McLean, 1997. A comparison of settling and sieve techniques for routine analysis of bioclastic sediments. *Sediment. Geol.* 109: 111-119.
- Kjær K.H., 1999. Mode of subglacial transport deduced from till properties, Mýsdalsjökull, Island. *Sediment. Geol.* 128: 271-282.
- Krammer K., 2000. The genus *Pinnularia*. In: Lange-Bertalot (Ed), *Diatoms of Europe Vol. 1. Koeltz Scientific Books*, Königstein, 703 pp.
- Krammer, K. & H. Lange-Bertalot, 1986. Bacillariophyceae. 1.Teil: *Naviculaceae*. In Ettl, H., J. Gerloff, H. Heynig & D. Mollenhauer (eds), *Süßwasser flora von Mitteleuropa, Band 2/1. Gustav Fischer Verlag*, Jena, 876 pp.
- Krammer, K. & H. Lange-Bertalot, 1988. Bacillariophyceae. 2.Teil: *Bacillariaceae, Epithemiaceae, Surirellaceae*. In Ettl, H., J. Gerloff, H. Heynig & D. Mollenhauer (eds), *Süßwasserflora von Mitteleuropa, Band 2/2. VEB Gustav Fischer Verlag*, Jena, 596 pp.
- Krammer, K. & H. Lange-Bertalot, 1991a. Bacillariophyceae. 3. Teil: Centrales, *Fragilariaceae, Eunotiaceae*. In Ettl, H., J. Gerloff, H. Heynig & D. Mollenhauer (eds), *Süßwasserflora von Mitteleuropa, Band 2/3. Gustav Fischer Verlag*, Jena, 598 pp.
- Krammer, K. & H. Lange-Bertalot, 1991b. Bacillariophyceae. 4. Teil: *Achnanthaceae, Kritische Ergänzungen zu Navicula (Lineolatae) und Gomphonema*, Gesamtliteraturverzeichnis Teil 1-4. In Ettl, H., G. Gantner, J. Gerloff, H. Heynig & D. Mollenhauer (eds) *Süßwasserflora von Mitteleuropa, Band 2/ 4. Gustav Fischer Verlag*, Jena, 437 pp.
- Krauskopf K.B., 1982. Introduction to geochemistry. McGraw-Hill, London, 617 pp.
- Lami A. & P. Guilizzoni, 1991. I batteri fotosintetici sulfurei e loro importanza nello studio dell'evoluzione trofica di ambienti lacustri. *Acqua Aria* 9: 845-851.
- Lami A., F. Niessen, P. Guilizzoni, J. Masaferrò & C.A. Belis, 1994. Paleolimnological studies of the eutrophication of volcanic Lake Albano (Central Italy). *J. Paleolimnol.* 10: 181-197.
- Lami A., Guilizzoni P., Bettinetti R., Belis C.A., Manca M., Comoli P., Marchetto A., Aríztegui D. & Chondrogiani C., 1996. Biological records of late Pleistocene and Holocene environmental changes from two Italian crater sediments: results from a European interdisciplinary research project (PALICLAS). *Ital. J. Quat. Sci.* 9(2)711-720.

- Lami A., A. Marchetto, R. Lo Bianco, P.G. Appleby & P. Guilizzoni, 2000, The last ca. 2000 years paleolimnology of Lake Candia (N. Italy): inorganic geochemistry, fossil pigments and temperature time-series. *J. Limnol.* 59(1) 31-46.
- Lange-Bertalot H., 2001. *Navicula* sensu stricto, 10 genera separated from *Navicula* sensu lato *Frustulia*. In: Lange-Bertalot (Ed), *Diatoms of Europe Vol. 2. Koeltz Scientific Books*, Koenigstein, 526 pp.
- Lange-Bertalot H., 1996. Rote Liste der limnischen Kieselalgen (Bacillariophyceae) Deutschlands. *Schr.-R. f. Vegetationskde.* 28: 633-677.
- Lange-Bertalot H., 1980a. Zur taxonomischen Revision einiger ökologischer wichtiger *Naviculae lineolatae* (Cleve). Die Formenkreise und *Navicula laneolata*, *N. viridula*, *N. cari*. *Cryptogamie Algol.* 1: 29-50.
- Lange-Bertalot H., 1980b. New species, combinations and synonyms in the genus *Nitzschia*. *Bacillaria.* 3: 41-77.
- Lange-Bertalot H., 1980c. Ein Beitrag zur Revision der Gattungen *Rhoicosphenia* (Grun.), *Gomphonema* (C.Ag.), *Gomphoneis* (Cl.). *Bot. Notiser.* 133: 585-594.
- Lange-Bertalot H., 1979. Pollution tolerance of diatoms as a criterion for water quality estimation. *Nova Hedwigia.* 64: 285-303.
- Lange Bertalot H., 1978. Taxonomic revision of *Nitzschiae lanceolatae* Grunow. *Bacillaria.* 1: 11-111.
- Lange-Bertalot H., 1976. Eine Revision zur Taxonomie der *Nitzschiae lanceolatae* (Grunow). *Nova Hedwigia.* 28: 253-307.
- Leavitt P.R. & Carpenter S.R., 1989. Whole lake experiments: the annual record of fossil pigments and zooplankton. *Limnol. Oceanogr.* 43(4):700-717.
- Leavitt P.R. & Carpenter S.R., 1990. Aphotic pigments degradation in the hypolimnion: implications for sedimentation studies and paleolimnology. *Limnol. Oceanogr.* 35(2):520-534
- Leavitt P.R., 1993. A review of the factors that regulate carotenoid and chlorophyll deposition and fossil pigment abundance. *J. Paleolimnol.* 9: 109-127.

- Leavitt P.R. & D.L. Findlay, 1994. Comparison of fossil pigment with 20 years of phytoplankton data from eutrophic Lake 227, Experimental Lakes Area, Ontario. *Can. J. Fish. Aquat. Sci.* 51: 2286-2299.
- Leavitt P.R., R.D. Vinebrooke, D.B. Donald, J.P. Smol & D.V. Schindler, 1997. Past ultraviolet radiation in lakes derived from fossil pigments. *Nature*. 388: 457-459.
- Lessa G.C., R.J. Angulo, P.C. Giannini & A.D. Araújo, 2000. Stratigraphy and Holocene evolution of a regressive barrier in south Brazil. *Mar. Geol.* 165: 87-108.
- Ligowski R., 1988. Distribution of sessile algae species in the river Boborowka and some ponds situated along its course (Central-Poland). *Acta. Hydrobiol.* 30: 191-208.
- Line J.M. & H.J.B. Birks, 1990. WACALIB version 2.1 – a computer program to reconstruct environmental variables from fossil assemblages by weighted averaging. *J. Paleolimnol.* 3: 170-173.
- Maidana N.I., 1994. Fossil diatoms from Salinas del Bebedero (San Luis, Argentina). *Diatom Research*. 9: 99-119.
- Mancini M.V., 1994. Recent pollen sedimentation in Los Padres pond, Buenos Aires Province, Argentina. *J. Paleolimnol.* 10: 25-34.
- Margalef R., 1983. Limnología. *Ediciones Omega*, Barcelona. 1010 pp.
- Martin L., A.C. da Silva Pinto Bittencourt, J.M. Landim Domínguez, J.M. Flexor & K. Suguio, 1998. Oscillations or not oscillations, that is the question: Comment on Angulo, R.J. & Lessa, G.C. "The Brazilian sea-level curves: a critical review with emphasis on the curves from Paranaguá and Cananéia regions" [*Mar. Geol.* 140, 141-166]. *Mar. Geol.* 150: 179-187.
- Martin, L. & K. Suguio, 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.
- Martin L., K. Suguio, K. Flexor, J.M.L. Domínguez & A.C.S.P. Bittencourt, 1987. Quaternary evolution of the central part of the Brazilian coast. The role of relative sea level variation and of shoreline drift. In: Quaternary coastal geology of West Africa and South America. *UNESCO Rep. Mar. Sci.* 43: 97-145.

- Martínez Macchiavello J.C., 1997. Introducción a las diatomeas fósiles. *Edición del Autor*. ISBN 950-43-7818-8, Argentina. 675 pp.
- Mazzeo N., F. García-Rodríguez, J. Gorga, C. Kruk, G. Lacerot, D. Larrea, M. Loureiro, M. Meerhoff, F. Quintans & L. Rodríguez, 2001a. Is the infestation by *Egeria densa* detrimental for water quality? *Proceedings of 9th International Conference on the Conservation and Management of Lakes*. 4:171-174.
- Mazzeo N., C. Kruk M. Meerhoff F. Quintans G. Lacerot, J. Gorga, L. Rodríguez Gallego, M. Loureiro, F. García-Rodríguez, B. Scharf & D. Larrea, 2001b. Evaluación de la calidad del agua de la Laguna Blanca: sus causas y respuestas. *Informe Final Aguas de la Costa S.A. Facultad de Ciencias*, Montevideo. 66 pp.
- Meyers P.A. & El Lallier-Vergès, 1999. Lacustrine sedimentary organic matter records of late Quaternary paleoclimates. *J. Paleolimnol.* 21:345-372.
- Metzeltin D. & H. Lange-Bertalot, 1998. Tropical Diatoms from South America I. In: Lange-Bertalot (Ed), *Iconographia Diatomologica vol 5*. Koeltz Scientific Books. Koenigstein, 695 pp.
- Molinaroli E., G. De Falco, S. Rabitti & R.A. Portaro, 2000. Stream-scanning laser system, electric sensing counter and settling grain size analysis: a comparison using reference materials and marine sediments. *Sed. Geol.* 130: 269-281.
- Müller, A & U. Mathesius, 1999. The palaeoenvironments of coastal lagoons in the southern Baltic Sea, I. The application of sedimentary C_{org}/N ratios as source indicators of organic matter. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 145: 1–16
- Oschmann, W., K. Reichert & S. Dillenburg, 1999. Holozäne Ökosystementwicklung in der Küstenebene von Rio Grande do Sul (Südbrasilien) in Bereich der Lagoa de Tramandai. *Zbl. Geol. Paläont.* Teil I (7-9):1077-1091.
- Peterson G, B.V. Odgaard & I. Renberg, 1999. Image analysis as a method to quantify sediment components. *J. Paleolimnol.* 22: 443–455.
- Pienitz R., I.R. Walker, B.A. Zeeb, J.P. Smol & P.R. Leavitt, 1992. Biomonitoring past salinity changes in an athalassic subarctic lake. *J. Salt Lake Res.* 1(2): 91-123.
- Pintos W., R. Sommaruga, R. de León, G. Chalar & D. Conde, 1988. Antecedentes y nuevos aportes al conocimiento de la Laguna de Rocha. *Avances de investigación, F.H.C.*, Montevideo, 12 pp.

- Pintos W., D. Conde, R. de León, M. J. Cardezo, A. Jorcín & R. Sommaruga, 1991. Some limnological characteristics of Laguna de Rocha (Uruguay). *Rev. Brasil. Biol.* 51(1): 79-8
- Prieto A.R., 2000. Vegetational history of late glacial-Holocene transition in grasslands of eastern Argentina. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 157: 176-188.
- PROBIDES, 1999. Plan Director de la Reserva de Biosfera Bañados del Este. 159 pp.
- Ramsay P.J., 1995. 9000 years of sea-level change along the Southern Africa coastline. *Quaternary International.* 31:71-75.
- Reed J. M., 1998. A diatom-conductivity transfer function for Spanish salt lakes. *J. Paleolimnol.* 19: 399–416.
- Rosén P., R. Hall, T. Korsman & I. Renberg, 2000. Diatom transfer-functions for quantifying past air temperature, pH and total organic carbon concentration from lakes in northern Sweden. *J. Paleolimnol.* 24: 109–123.
- Round F.E., R.M. Crawford & D. Mann, 1992. The diatoms. Biology and morphology of the genera. Cambridge. 997 pp.
- Rumrich U., H. Lange-Bertalot & M. Rumrich, 2000. Diatoms of the Andes. In: Lange-Bertalot Ed, *Iconographia Diatomologica vol 9. Koeltz Scientific Books*. Koenigstein. 673 pp.
- Sai L Ng & R. H. King, 1999. Development of a diatom-based specific conductivity model for the glacio-isostatic lakes of Truelove Lowland: implications for paleoconductivity and paleoenvironmental reconstructions in Devon Island lakes, N.W.T., Canada. *J. Paleolimnol.* 22: 367–382.
- Sanger J.E. & E Gorham, 1972. Stratigraphy of fossil pigments as a guide to the postglacial history of Kirchner March, Minnesota. *Limnol. Oceanogr.* 17(6): 840-854.
- Saros J.E. & S.C. Fritz, 2000. Nutrients as a link between ionic concentration/composition and diatom distributions in saline lakes. *J. Paleolimnol.* 23: 449–453.
- Siron D.L. & M.P. Segall, 1997. Influences of depositional environment and diagenesis on geophysical log response in the South Carolina coastal plain: effects on sedimentary fabric and mineralogy. *Sediment. Geol.* 108: 163-180.

- Siver P. A., 1999. Development of paleolimnological inference models for pH, total nitrogen and specific conductivity based on planktonic diatoms. *J. Paleolimnol.* 21: 45–59.
- Smilauer P., 1992. CANODRAW 3.0 user's guide. Microcomputer Power, Ithaca, NY, USA, 118 pp.
- Smol J.P., 1990. Paleolimnology: recent advances and future challenges. *Mem. Ist. Ital. Idrobiol.*, 47:253-276.
- Smol J.P., 1992. Paleolimnology: an important tool for effective ecosystem management. *J. Aquat. Eco. Health.* 1:49-58.
- Smol J.P., B.F. Cumming, M.S.V. Douglas & R. Pienitz, 1995. Inferring past climatic trends using paleolimnological techniques. *Geos. Can.* 21: 113-118.
- Sommaruga R. & D. Conde, 1990. Distribución de materia orgánica en los sedimentos recientes de la Laguna de Rocha. *Atlántica* 12(1):35-44.
- Sprechmann P., 1978. The paleoecology and paleogeography of the Uruguayan coastal area during the Neogene and Quaternary. *Zitteliana.* 4:3-72.
- Sprechmann P., 1980. Paleoeología, paleogeografía y estratigrafía de la región costera del Uruguay durante Neógeno y Cuaternario. *Actas I Cong. Latinoam. Paleont., III.* Pp. 237-256. Buenos Aires.
- Stager J.C. & T.C. Johnson, 2000. A 12,400 ¹⁴C yr offshore diatom record from east central Lake Victoria, East Africa. *J. Paleolimnol.* 23: 373–383.
- Stewart L.K. A.D. Heap & K.J. Woolfe, 2000. Evaluating the influence of tidal currents on the distribution of silt in Nara Inlet, central Great Barrier Reef, Australia. *Sediment. Geol.* 136: 59-69.
- Stoermer E.F. & J.P. Smol, 1999. The diatoms: applications for the environmental and earth sciences. Chapter 1 to 6. *Cambridge University Press* 1999. 469 pp.
- Sylvestre F., S. Servant-Vildary & M. Roux, 2001. Diatom-based ionic concentration and salinity models from the Bolivian Altiplano. *J. Paleolimnol.* 25: 279-295.
- Tanimura, Y. & Sato, H., 1997. *Pseudopodosira kosugii*: a new Holocene diatom found to be a useful indicator to identify former sea-levels. *Diatom Res.* 12(2): 357-368.

- ter Braak C.J.F., 1985. Correspondence analysis of incidence and abundance data: properties in terms of unimodal response model. *Biometrics* 41:859-873.
- ter Braak C.J.F., 1986. Canonical correspondence analysis: a new eigenvector technique for multivariate analysis. *Ecology* 67(5): 1167-1179.
- ter Braak C.J.F. & L.G. Barendregt, 1986. Weighted averaging of species indicator values: its efficiency in environmental calibration. *Mathematical Biosciences* 78: 57-72.
- ter Braak C.J.F., W.N. Caspar & W.N. Looman, 1986. Weighted averaging, logistic regression and Gaussian response model. *Vegetatio* 65: 3-11.
- ter Braak C.J.F., 1987. The analysis vegetation-environment relationships by canonical correspondence analysis. *Vegetatio* 69:69-77.
- ter Braak C.J.F., 1994. Canonical community ordination. Part I: basic theory and linear methods. *Ecoscience* 1(2): 127-140.
- ter Braak C.J.F. & F.M. Verdonschot, 1995. Canonical correspondence analysis and related multivariate methods in aquatic ecology. *Aquat. Sci.* 57: 255-289.
- ter Braak, C.F.J. & P. Smilauer, 1998. CANOCO Reference Manual and User's Guide to CANOCO for Windows: *Software for Canonical Community Ordination (version 4)*. Microcomputer Power (Ithaca, NY, USA), 352 pp.
- Twiss P.C., 1992. Predicted world distribution of C₃ and C₄ grass phytoliths. In G. Rapp Jr. & Mullholland (Eds). *Phytoliths systematics*, Plenum Press, New York. pp. 113-127.
- Udding A. & Lundberg N., 1999. A paleo-Brahmaputra? Subsurface lithofacies analysis of Miocene deltaic sediments in the Himalayan-Bengal system, Bangladesh. *Sediment. Geol.* 123: 271-292.
- Walling D.E., 1999. Linking land use, erosion and sediment yields in river basins. *Hydrobiologia* 410: 223–240.
- Wang X. & X. Ke, 1997. Grain size characteristics of the extant tidal flat sediments along the Jiangsu coast, China. *Sediment. Geol.* 112: 105-122.
- Wessels M., K. Mohaupt, R. Kümmerlin & A. Lenhard, 1999. Reconstructing past eutrophication trends from diatoms and biogenic silica in the sediment and the pelagic zone of Lake Constance, Germany. *J. Paleolimnol.* 21: 171–192.

- Wilkes H., A. Ramrath & J.F. W. Negendank, 1999. Organic geochemical evidence for environmental changes since 34,000 yrs BP from Lago di Mezzano, central Italy. *J. Paleolimnol.* 22: 349–365.
- Wilson S.E., B.F. Cumming & J.P. Smol., 1994. Diatom-salinity relationships in 111 lakes from the interior plateau of British Columbia, Canada: the development of diatom-based model for paleosalinity reconstruction. *J. Paleolimnol.* 12:197-221.
- Wilson S.E., J.P. Smol & D.J. Sauchyn, 1997. A Holocene paleosalinity diatom record from south-western Saskatchewan, Canada: Harris Lake revisited. *J. Paleolimnol.* 17: 23–31.
- Witkowski A., 1993. *Fragilaria gedanensis* sp. nov. (Bacillariophyceae), a new episammic diatom species from the Baltic Sea. *Nova Hedwigia.* 56: 497-503.
- Witkowski A., 1994. Recent and fossil diatom flora of the gulf Gdańsk, Southern Baltic Sea. Origin, composition and changes of diatom assemblages during Holocene. In Lange-Bertalot (Ed): *Bibliotheca Diatomologica, Band 28.. J. Cramer. Berlin, Stuttgart.* 313 pp.
- Witkowski A., H. Lange-Bertalot & K. Stachura, 1998. New and confused species in the genus *Navicula* (Bacillariophyceae) and the consequences of restrictive generic circumscription. *Cryptogamie Algal.* 19: 83-108.
- Witkowski A., H. Lange-Bertalot & D. Metzeltin, 1996. The diatom species *Fragilaria martyi* (Heribaut) Lange-Bertalot, identity and ecology. *Arch. Protistenkd.* 146: 281-292.
- Witkowski A. & H. Lange-Bertalot, 1993. Established and new diatom taxa related to *Fragilaria schultzei* (Brockmann). *Limnologica* 23: 59-70.
- Witkowski A., H. Lange Bertalot & D. Metzeltin, 2000. Diatom Flora of Marine Coasts I. In Lange-Bertalot (ed), *Iconographia Diatomologica* vol 7. Koeltz Scientific Books. Koenigstein. 925 pp.
- Zeeb B.A., Christie C.E., Smol J.P., Findlay D.L., Kling H.J. & Bricks H.J.B., 1994. Responses of diatom and chrysophyte assemblages in lake 227 sediments to experimental eutrophication. *Can. J. Fish. Aquat. Sci.* 51:2300-2311.

APENDICE I

Lista de especies de diatomeas identificadas.

Especie	Descriptor	Fuente
<i>Achnantes brevipes</i>	Agardh	Witkowski <i>et al.</i> (2000)
<i>Achnantes coarctata</i>	(Brébisson) Grunow	Krammer & Lange-Bertalot (1988)
<i>Actinoptychus senarius</i>	(Ehrenberg) Ehrenberg	Witkowski <i>et al.</i> (2000)
<i>Actinocyclus normanii</i>	(Gregory) Hustedt	Witkowski <i>et al.</i> (2000)
<i>Amphitetras antediluviana</i>	Ehrenberg	Round <i>et al.</i> (1992)
<i>Amphora lybika</i>	Ehrenberg	Krammer & Lange-Bertalot (1988)
<i>Aulacoseira granulata</i>	Ehrenberg	Krammer & Lange-Bertalot (1988)
<i>Auliscus caelatus</i>	Bailey	Frenguelli (1939)
<i>Biddulphia pulchella</i>	Gray	Witkowski <i>et al.</i> (2000)
<i>Caloneis birittata</i> v. <i>lata</i>	Heid	Frenguelli (1935)
<i>Campilodiscus clypeus</i>	Ehrenberg	Witkowski <i>et al.</i> (2000)
<i>Catenula adhaerens</i>	Mereschkowsky	Witkowski <i>et al.</i> (2000)
<i>Cocconeis discrepans</i>	Schmidt	Witkowski <i>et al.</i> (2000)
<i>Cocconeis disculoides</i>	Hustedt	Witkowski <i>et al.</i> (2000)
<i>Cocconeis placentula</i>	Ehrenberg	Rumrich <i>et al.</i> (2000)
<i>Cocconeis scutellum</i>	Ehrenberg	Witkowski <i>et al.</i> (2000)
<i>Coscinodiscus radiatus</i>	Ehrenberg	Frenguelli (1928)
<i>Cyclotella meneghiniana</i>	Kützing	Krammer & Lange-Bertalot (1988)
<i>Cyclotella stelligera</i>	Cleve & Grunow	Krammer & Lange-Bertalot (1988)
<i>Cyclotella striata</i>	(Kützing) Grunow	Witkowski <i>et al.</i> (2000)
<i>Cymatosira belgica</i>	Grunow	Witkowski <i>et al.</i> (2000)
<i>Dimerigrama minor</i>	(Gregory) Ralphs	Witkowski <i>et al.</i> (2000)
<i>Diploneis bombus</i>	Ehrenberg	Witkowski <i>et al.</i> (2000)
<i>Diploneis mirabilis</i>	König	Witkowski <i>et al.</i> (2000)
<i>Diploneis smithii</i>	(Brébisson) Cleve	Witkowski <i>et al.</i> (2000)
<i>Epithemia adnata</i>	(Kützing) Brébisson	Krammer & Lange-Bertalot (1988)
<i>Eunotia trigibba</i>	Hustedt	Metzeltin & Lange-Bertalot (1998)
<i>Grammatophora oceanica</i>	Ehrenberg	Witkowski <i>et al.</i> (2000)
<i>Gyrosigma acuminatum</i>	(Kützing) Rabenhorst	Krammer & Lange-Bertalot (1988)
<i>Hantzschia amphioxys</i>	(Ehrenberg) Grunow	Rumrich <i>et al.</i> (2000)
<i>Hyalodiscus radiatus</i>	(O'meara) Grunow	Frenguelli (1924)
<i>Hyalodiscus scoticus</i>	(Kützing) Grunow	Witkowski <i>et al.</i> (2000)
<i>Lyrella lyra</i>	Ehrenberg	Witkowski <i>et al.</i> (2000)
<i>Mastogloia smithii</i>	Thwaites	Krammer & Lange-Bertalot (1988)
<i>Melosira miniliformis</i> v. <i>octogona</i>	(Müller) Agardh	Witkowski <i>et al.</i> (2000)
<i>Melosira moniliformis</i>	(Grunow) Hustedt	Witkowski <i>et al.</i> (2000)
<i>Naicula peregrinopsis</i>	Lange-Bertalot & Witkowski	Witkowski <i>et al.</i> (2000)
<i>Navicula radiosa</i>	Kützing	Lange-Bertalot (2001)
<i>Nitzschia acuminata</i>	(Smith) Grunow	Krammer & Lange-Bertalot (1988)
<i>Nitzschia denticula</i>	Grunow	Krammer & Lange-Bertalot (1988)
<i>Nitzschia amphibia</i>	Grunow	Krammer & Lange-Bertalot (1988)
<i>Nitzschia circumsuta</i>	(Bailey) Grunow	Krammer & Lange-Bertalot (1988)
<i>Nitzschia compressa</i>	(Bailey) Boyer	Krammer & Lange-Bertalot (1988)
<i>Nitzschia laevidensis</i>	(Smith) Grunow	Witkowski <i>et al.</i> (2000)
<i>Nitzschia scalaris</i>	(Ehrenberg) Schmidt	Metzeltin & Lange-Bertalot (1998)
<i>Opephora mutabilis</i>	(Grunow) Sabbe & Vyverman	Witkowski <i>et al.</i> (2000)
<i>Paralia sulcata</i>	(Ehrenberg) Cleve	Witkowski <i>et al.</i> (2000)
<i>Pleurosira laevis</i>	(Ehrenberg) Compere	Witkowski <i>et al.</i> (2000)

<i>Petroneis marina</i>	(Ralphs) Mann	Witkowski <i>et al.</i> (2000)
<i>Pinnularia borealis</i>	(Ehrenberg) Rabenhorst	Metzeltin & Lange-Bertalot (1998)
<i>Pinnularia gibba</i>	Ehrenberg	Metzeltin & Lange-Bertalot (1998)
<i>Pinnularia latevittata</i>	Cleve	Metzeltin & Lange-Bertalot (1998)
<i>Pinnularia neomajor</i>	Krammer	Krammer (2000)
<i>Planothidium delicatula</i>	Kützing	Krammer & Lange-Bertalot (1988)
<i>Planothidium quarnerensis</i>	Grunow	Franguelli (1945)
<i>Pseudopodosira kosugii</i>	Tanimura & Sato	Tanimura & Sato (1997)
<i>Rhaphoneis amphiceros</i>	Ehrenberg	Witkowski <i>et al.</i> (2000)
<i>Rhopalodia acuminata</i>	Krammer	Witkowski <i>et al.</i> (2000)
<i>Rhopalodia gibba</i>	(Ehrenberg) Kützing	Krammer & Lange-Bertalot (1988)
<i>Rhopalodia gibberula</i>	Volkensis (Muller)	Krammer & Lange-Bertalot (1988)
<i>Rhopalodia musculus</i>	(Kützing) Muller	Krammer & Lange-Bertalot (1988)
<i>Staurosira altiplanensis</i>	Lange-Bertalot & Rumrich	Rumrich <i>et al.</i> 2000
<i>Staurosira brevistriata</i>	Grunow	Rumrich <i>et al.</i> 2000
<i>Staurosira construens</i>	(Ehrenberg) Grunow	Krammer & Lange-Bertalot (1988)
<i>Staurosira fernandae</i>	García-Rodríguez, Lange-Bertalot & Metzeltin	Apéndice II (este estudio)
<i>Staurosira martyii</i>	(Heribaud) Lange-Bertalot	Witkowski <i>et al.</i> (2000)
<i>Staurosira investiens</i>	(Smith) Cleve & Euler	Witkowski <i>et al.</i> (2000)
<i>Staurosira schultzei</i>	Brockmann	Witkowski <i>et al.</i> (2000)
<i>Surirella striatula</i>	Turpin	Witkowski <i>et al.</i> (2000)
<i>Synedra gaillonii</i>	(Bory) Ehrenberg	Witkowski <i>et al.</i> (2000)
<i>Terpsinoë americana</i>	(Bailey) Ralphs	Witkowski <i>et al.</i> (2000)
<i>Terpsinoë musica</i>	Ehrenberg	Franguelli (1945)
<i>Triceratium favus</i>	Ehrenberg	Franguelli (1924)

APENDICE II

Material publicado.



Paleolimnological assessment of human impacts in Lake Blanca, SE Uruguay

F. García-Rodríguez^{1,*}, N. Mazzeo¹, P. Sprechmann², D. Metzeltin³, F. Sosa¹, H.C. Treutler⁴, M. Renom⁵, B. Scharf⁶ and C. Gaucher³

¹Sección Limnología, Facultad de Ciencias, Iguá 4225, Montevideo 11400, Uruguay; ²Departamento de Paleontología, Facultad de Ciencias, Iguá 4225, Montevideo 11400, Uruguay; ³Botanisches Institut der Universität, Siesmayerstr. 77, 60323 Frankfurt (Main), Germany; ⁴Sektion Analytik, UFZ

Umweltforschungszentrum Leipzig-Halle GmbH, Permoserstrasse 15, 04318 Leipzig, Germany;

⁵Departamento de Meteorología, Facultad de Ciencias, Instituto de Física, Iguá 4225, Montevideo 11400, Uruguay; ⁶Gewässerforschung Magdeburg, UFZ Umweltforschungszentrum Leipzig-Halle GmbH, Brückstr. 3a, D-39114 Magdeburg, Germany; *Author for correspondence (e-mail: felipegr@fcien.edu.uy)

Received 27 May 2001; revised 8 January 2002; accepted in revised form 19 June 2002

Key words: Diatoms, Erosion, Eutrophication, Human impacts, Paleolimnology, Rainfall, Uruguay

Abstract

Paleolimnological techniques were used to assess human impacts on Lake Blanca, a small (0.6 km²), coastal fresh waterbody in southern Uruguay, which is the drinking water source for ~100,000 local residents. We retrieved a core that extends to about 1100 ¹⁴C yr BP. ²¹⁰Pb ages, organic mater, CO₃, total carbon, nutrients, fossil pigments and diatoms allowed us to establish limnological conditions before and after cultural impacts. Soil removal (1880–1960) and intensive cattle and sheep grazing (1943–1966) led to gully formation in the catchment. This watershed erosion resulted in increased sedimentation rates. The aquatic system appeared to be mesotrophic with dominance of epibenthic diatoms until ~1966, at which time eutrophication intensified with forestry activities. Increases in nutrients, as well as blooms of planktonic diatoms, were observed. During the last decade, tourist/urban development as well as high drinking water demand caused a reduction in lake area. Subsequent marked increases in rainfall led to further phytoplankton blooms and macrophyte proliferation.

Introduction

Lake Blanca is a coastal fresh waterbody in SE Uruguay that is a drinking water source for local residents. Several recent eutrophication episodes and a reduction in lake area led to a decrease in drinking water production. This situation became particularly problematic in 1998/99, when the agency in charge of producing drinking water could no longer supply the local population. As a consequence, local authorities sought a remedy for the situation. To assist managers we started this research program to: 1) establish when the system started to experience strong eutrophication events, 2) determine how frequently they occurred, 3)

assess the magnitude of eutrophication episodes, and 4) establish the possible causes of eutrophication. Because long-term limnological data are unavailable for Lake Blanca, paleolimnological methods were used to infer past trophic state (Smol 1990, 1992), and assess the effect of human impacts on the lake (Hodgson et al. 1996; Pan and Brugam 1997; Kamaleldin et al. 1997; Kaushal and Binford 1999; Kaupplia et al. 2002; Miettinen et al. 2002). We reconstructed paleolimnological conditions in Lake Blanca to evaluate predisturbance conditions, document the changes that have occurred, and try to correlate those limnological changes with human activities in the watershed.

Study area

Lake Blanca lies at 34° 53' S; 54° 50' W, on the southern coast of Uruguay (Figure 1). The lake forms part of a series of coastal aquatic systems that originated about 6000 yr BP, after the first large Holocene marine transgression (Martin and Suguio 1992; Angulo and Lessa 1997). The lake area is 0.6 km², maximum depth is 4 m and the catchment area is 7.5 km². The lake is freshwater and is separated from the ocean by a 1.5-km-wide sand bar, on which a holiday resort was built. Recent sediments consist mainly of clay and silt. Surrounding vegetation is dominated by extensive meadows and both *Eucalyptus* sp. and *Pinus pinaster* forests. By ~1880, soil removal in the catchment for road building and home construction, had begun. Soil removal lasted until about 1960. In 1943 intensive cattle and sheep grazing activities were undertaken in the north section of the catchment. Grazing led to gully formation (Figure 1A). These gullies were even bigger by 1967 (Figure 1B) as a consequence of erosion. After intensive grazing activities ended in 1966/67, gullies were forested with *Eucalyptus* sp. Since 1969/70 the lake has been a source of drinking water, during which time it has been subjected to human impacts including farming, urban development, and tourism. Recently, the littoral zone has been invaded by *Egeria densa* Planchon (Figure 1C).

Materials and methods

A 150-cm-long core (LBL1, Figure 1) was taken in Lake Blanca in May 2000 with the aid of a 5-cm-diameter piston corer. The sampling station was located at the maximum depth in the lake. After retrieval, the core was immediately sealed and kept in the dark at 4°C, prior to laboratory analyses.

Lithological units were described based on colour, grain size and texture. Aliquots of ~50 g were dried at 80°C for 48 hours and then treated with 30% H₂O₂ and HCl to remove organic matter and CO₃ respectively. Dry samples were sieved with an electrical sieve. Sediment size was expressed as percentage of ϕ -units [i.e., $\phi = \log_2$ (grain size, mm)].

Sediment age at 140–145 cm was determined by conventional ¹⁴C on bulk sedimentary organic matter. Samples were treated with dilute HCl to remove CO₃. Bulk organic material was converted to benzene and

its ¹⁴C activity was measured with a Packard Tri-Carb 2560 TR/XL liquid scintillation spectrometer. Age is expressed in conventional ¹⁴C yr BP, corrected for isotopic fractionation by normalising $\delta^{13}\text{C}$ values to –25‰. Quoted error ($\pm 1\sigma$) includes uncertainties in counting statistics.

Sediments were also dated by ²¹⁰Pb (excess) technique (Appleby and Oldfield 1992). The core was cut in 5-cm sections from the surface to 30 cm depth. Below 30 cm, only three samples (i.e., 56–60 cm, 91–95 cm, and 108–112 cm) were measured. Samples were dried for 48 hr at 60°C. Radioactivity was measured with a gamma spectrometer of a high-purity germanium (HPGe) coaxial low energy n-type detector, using a 39 cm³ cylindrical capsule and a Be-window of 0.5 mm. The detector was calibrated with certified reference material of the International Atomic Energy Agency (IAEA), and the Canadian Certified Reference Materials Project (reference britholite ore OKA-2). Dates were calculated using the CRS model (Appleby and Oldfield 1992). The ²¹⁰Pb ages were related to historical information on the chronology of human impacts in the catchment. Historical information was obtained from the National Direction for Mining and Geology, and conversations with local people. ¹³⁷Cs was also measured in an effort to identify the period of maximum fallout from atmospheric nuclear weapons testing and to corroborate ²¹⁰Pb dates.

Total carbon, total nitrogen and total phosphorus were determined according to standard methods of the German Institute for Standardisation (DIN: *Deutsches Institut fuer Normung*) and the International Standard Organisation (ISO). For total phosphorus (DIN 38414, 1986), samples were treated with NH₄NO₃, HCl and allowed to stand for 15 min. Then, 100 ml of this solution were treated with p-nitrophenol, NaOH, H₂SO₄, KMnO₄ and allowed to stand for 15 min. Finally, the samples were treated with ascorbic acid, molybdate reagent and absorbances were read with a UV/VIS spectrophotometer at 880 nm. For total carbon and nitrogen (International Standards Organisation 1984), samples were measured with a vario-EL-CNS elemental analyzer (*Elementar Analysensysteme GmbH*, Jena, Germany). Organic matter was determined by weight loss on ignition (LOI) at 550°C for two hours. Subsequently the CO₂ mass evolved from carbonate was determined by LOI at 880°C for two hours, and the CO₃ content was calculated by multiplying the weight loss by 1.36 (Heiri et al. 2001). The non-carbonate inorganic fraction of the

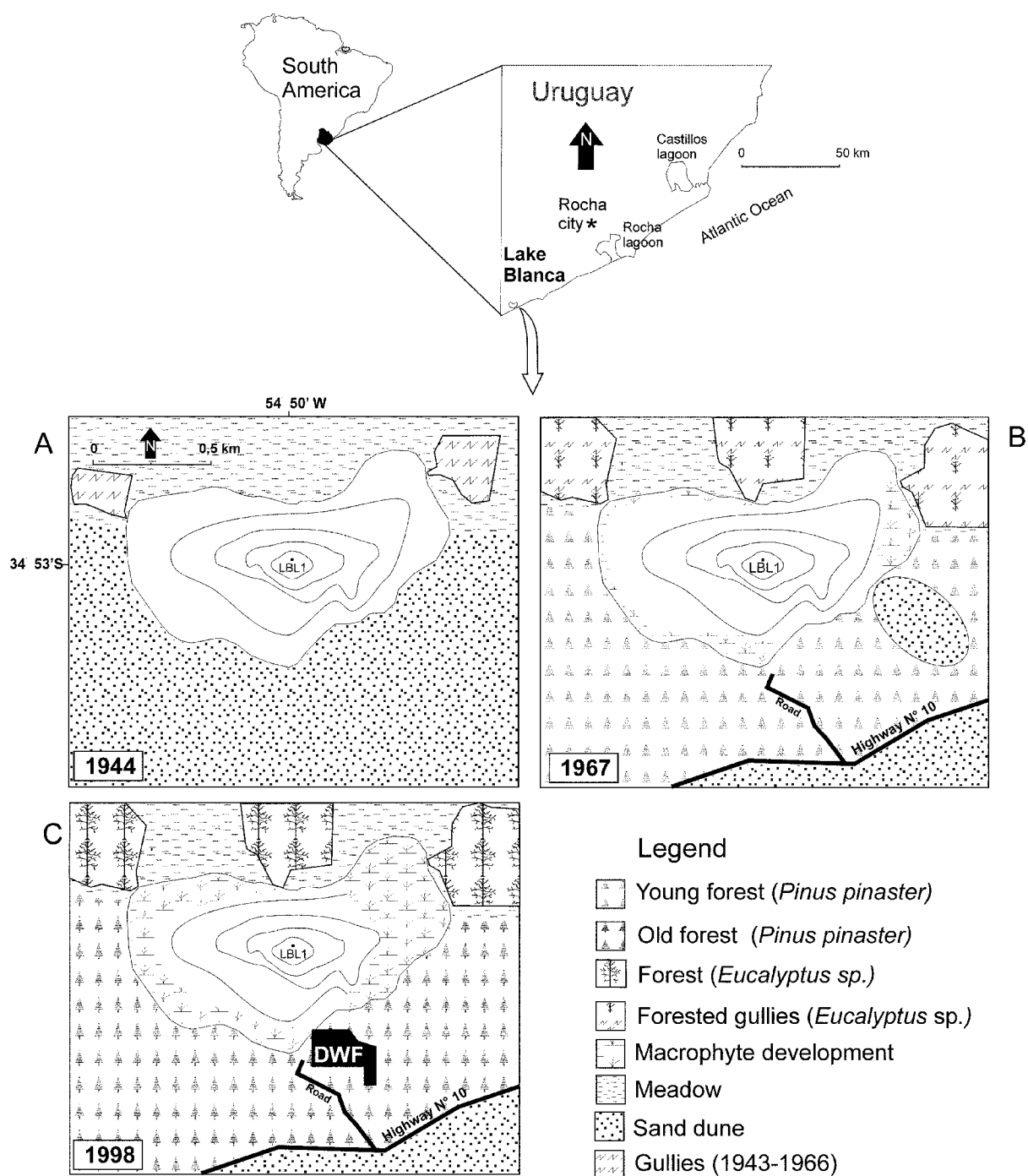


Figure 1. The Lake Blanca study area. Black dot in the center of the lake indicates coring station (LBL1). Depth contours 1 m. Land use in the catchment area is illustrated for 1944 (A), 1967 (B) and 1998 (C). DWF = Drinking Water Facility.

sediment was figured as the residue after subtraction of present organic matter and carbonate (as CaCO_3).

Chlorophyll derivatives were extracted with 96% ethanol for 24 hours according to Nusch (1980). After

extracting pigments, samples were centrifuged at 1000 g for 10 min and the supernatant was filtered with glass-fibre filters. Absorbances were read with a UV/Vis spectrophotometer at 665 nm for pigments

and 750 nm to correct for turbidity. The method of Nusch (1980) was developed to measure chlorophyll-*a* in water samples, but García-Rodríguez (1993) showed that this method may be also useful to estimate chlorophyll derivatives in sediment samples.

Samples for diatom counting and identification were treated with 35% HCl for 24 hours to eliminate carbonates, and then rinsed four times with distilled water. Next, 10 ml of 30% H₂O₂ were added to eliminate organic matter, and then the samples were boiled for four hours and rinsed five times with distilled water. Permanent slides were mounted in Naphrax[®] for counting and identification. A minimum of 400 valves was counted at 1250x magnification in each sample. Species were identified according to Lange-Bertalot (2001), Witkowski et al. (2000), Rumrich et al. (2000), Metzeltin and Lange-Bertalot (1998), Krammer (2000), Krammer and Lange-Bertalot (1991a, 1991b, 1988).

Rainfall data for the Rocha station located in Rocha city (Figure 1), were obtained from the National Institute of Meteorology. Aerial photographs from 1944, 1967, and 1998 were purchased from the Uruguayan army to establish the history of land use in the lake catchment.

Results

Seven lithological units were identified according to sediment colour (Figure 2). Grain size composition showed no major changes throughout the core, being dominated by silt/clay grains (ϕ -4 ~20%, ϕ -5 ~40% and ϕ -6 ~40%).

Figure 2 shows ²¹⁰Pb activities and corresponding ages. Supported ²¹⁰Pb in each sample was assumed to be in equilibrium with the in situ ²²⁶Ra, and unsupported ²¹⁰Pb was calculated by subtracting ²²⁶Ra activity from total ²¹⁰Pb. ²²⁶Ra values ranged between 25 and 46 Bq kg⁻¹, and the supported/unsupported boundary was reached at 56–60 cm (i.e., five half lives ago) corresponding to the end of the 19th century (~1890 AD). Total ²¹⁰Pb activity declined significantly between the section 0–5 cm (156 Bq kg⁻¹) and 5–10 cm (71 Bq kg⁻¹). From 5–10 cm to 15–20 cm, no significant difference in ²¹⁰Pb-activity was detected. The peak of ²¹⁰Pb activity, observed at 20–25 cm (326 Bq kg⁻¹), was followed by a new decline in activity below. A significant difference between activity at 20–25 cm and 25–30 cm depths was ob-

served. From 25–30 cm to 56–60 cm, ²¹⁰Pb activity decreased. ¹³⁷Cs did not display a maximum bomb peak and activity values did not allow reliable age calculations. Sediment age at 140–145 cm was 1020 ± 60 ¹⁴C yr BP.

Sedimentation rates are shown in Figure 2. The lowest sedimentation rate was observed in units VII, VI and V (0.98 mm yr⁻¹). Sedimentation rate increased in unit IV (3.51 mm yr⁻¹), and even higher values were observed for the top 25 cm (upper section of units IV, III, II and I), with values ranging from 5.55 mm yr⁻¹ to 9 mm yr⁻¹.

Chemical variables display fluctuations over the length of the core (Figure 3). At the base of the core, in lithological unit VII, relatively high concentrations of organic matter (~25%), CO₃ (~4%), total carbon (~120 mg g⁻¹), and total nitrogen (~11 mg g⁻¹) were observed. Total phosphorus concentrations were about 0.4 mg g⁻¹, pigment values were always close to 2 µg g⁻¹ O.M., while ratios C/N were ~9. The non-carbonate inorganic fraction of the sediment accounted for ~75%. In unit VI, there was high variability in organic matter and CO₃, and both total carbon and nitrogen decreased. Total phosphorus and pigment concentrations remained similar to those values of unit VII, and ratios C/N decreased to ~7. The non-carbonate inorganic fraction of the sediment increased to 85%.

Lithological units V and IV exhibited little change in all variables, with highest values of total carbon, total nitrogen and total phosphorus at 90 cm. Organic matter percentages were always close to 8%, apart from the minimum recorded at 47 cm. CO₃ content displayed values of ~2%, excluding the maximum peak observed at the boundary of units V and IV, and the minimum at 47 cm. The non-carbonate inorganic fraction of the sediment reached values of ~90%. Fossil pigment concentrations were ~2 µg g⁻¹ O.M., except at 60, 27 and 25 cm depths, where concentrations were ~5 µg g⁻¹ O.M. Total nitrogen in zones V and IV showed no major changes, with concentrations close to 2.5 mg g⁻¹. Total phosphorus exhibited a slight decrease from the bottom of unit V to the top of unit IV. C/N ratios decreased to ~6 at 60 cm depth and then increased to about 7.5 at the top of unit IV.

From unit IV to III, all variables increased, which were associated with a decline in the non-carbonate inorganic fraction of the sediment. C/N ratios remained close to 7.5. Peaks of organic matter, CO₃, total carbon and pigments were observed in the mid-

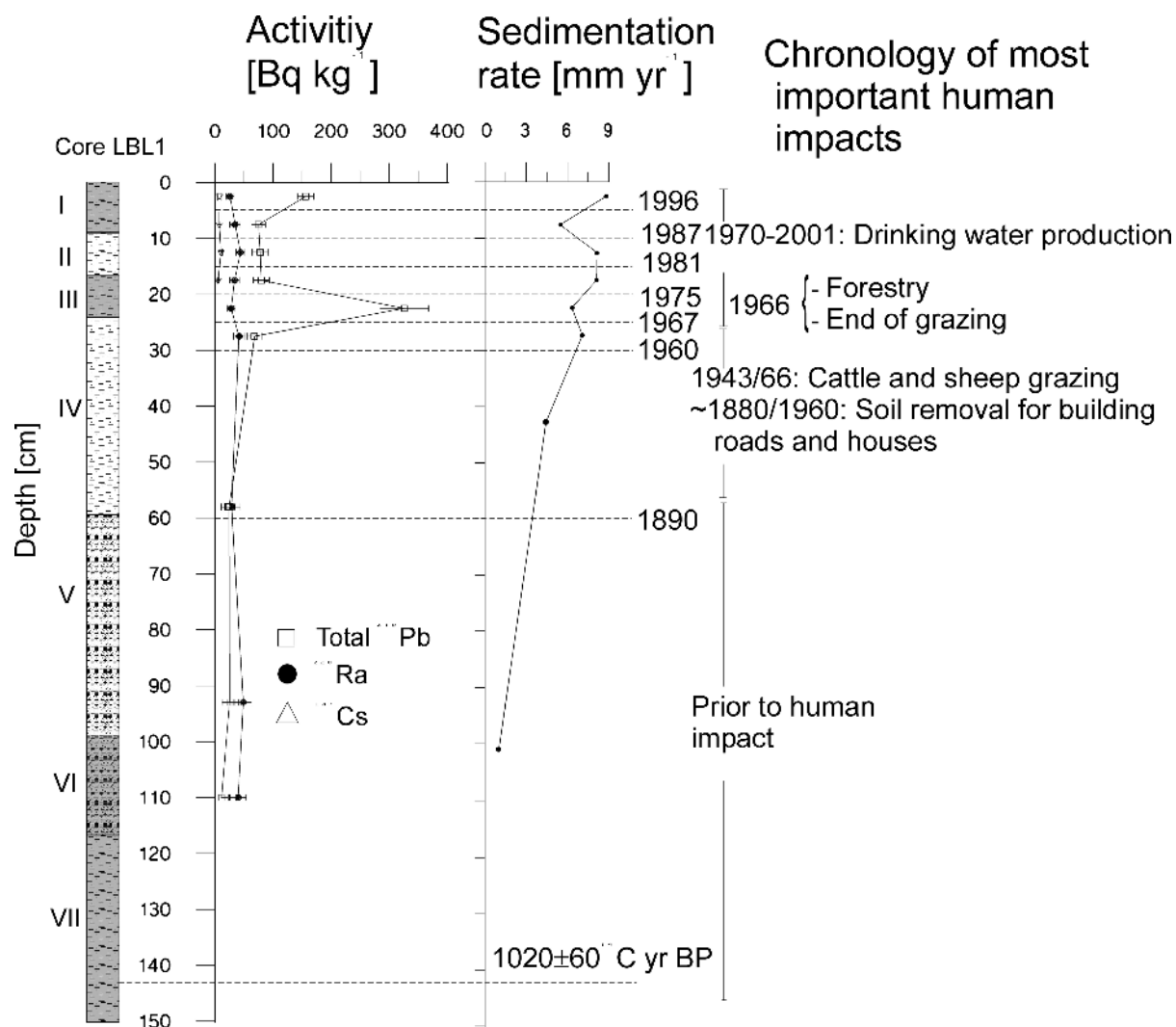


Figure 2. Vertical distribution of total ^{210}Pb activity, ^{226}Ra , ^{137}Cs , calculated bulk sedimentation, and chronology of human impacts in the catchment.

dle of unit III. CO_3 content, however, continued to increase until the 17 cm depth. Total carbon, total nitrogen and total phosphorus showed a maximum peak at the bottom of unit III, and then decreased towards the top of the unit.

From unit III to the middle of unit II, organic matter and CO_3 decreased, and then showed an increasing trend above. The non-carbonate inorganic fraction increased to reach values close to 90%. Pigment concentration exhibited a maximum value at 14 cm and then decreased. Total nitrogen and phosphorus values increased from the bottom to the top of unit II.

From unit II to I, all variables increased except for the non-carbonate inorganic fraction that decreased.

One hundred and twenty-nine diatom taxa were identified, and the relative abundance of the 17 most common taxa [$>2\%$ in at least three sediment intervals (Karst and Smol 2000)], are shown in Figure 4. The core was co-dominated by epibenthic species (i.e., *Fragilaria* spp., *Navicula peregrinopsis*, *Epithemia adnata*, *Mastogloia smithii* var. *smithii*, *Nitzschia denticula* and *Pinnularia* spp.), which accounted for $\sim 70\%$. Planktonic species represented about 27% of diatoms. Only at 125, 68 and 48 cm;

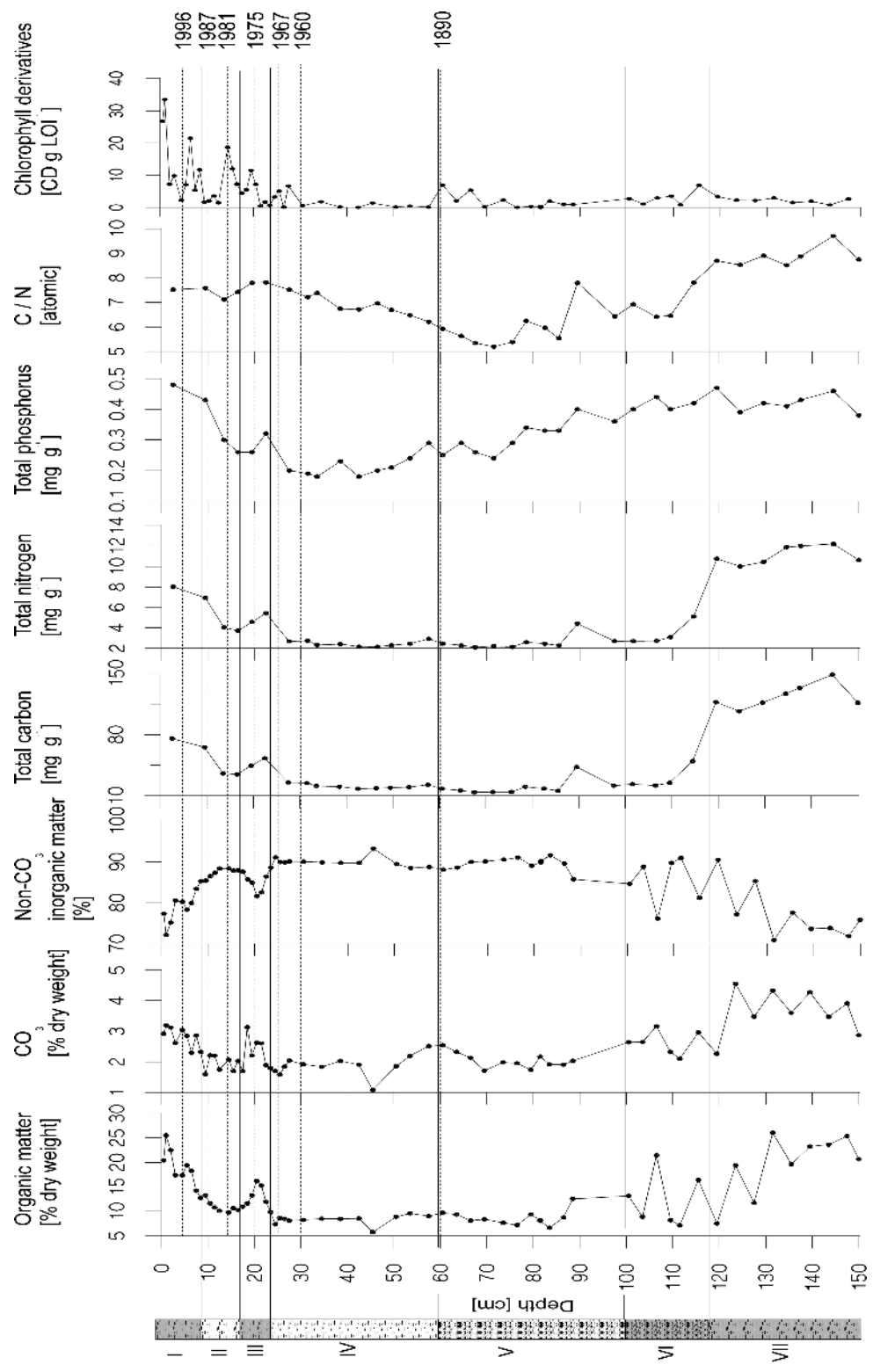


Figure 3. Vertical distribution of chemical variables. Lithological units are indicated with Roman numerals. ²¹⁰Pb dates are presented to the right of the plot.

however, planktonic species *Aulacoseira granulata* and *Cyclotella meneghiniana* combined to account for ~65%, 44% and 48% respectively. In addition, in the section 17–14 cm *Aulacoseira granulata* and *Actinocyclus normanii* accounted for 45%.

Total rainfall for the last 70 years is expressed on an annual and monthly basis (Figure 5). Maximum total annual rainfall values (~1800 mm yr⁻¹) were observed in 1940, 1986, and 2000. Minimum values (~650 mm yr⁻¹) were recorded in 1931, 1962, and 1965. Mean total rainfall for the last 70 yr was 1100 mm yr⁻¹. Total rainfall per month ranged from 10 to 400 mm, with an average value of 118 mm.

Discussion

The core retrieved from Lake Blanca extends to about 1100 ¹⁴C yr BP (Figure 2), which corresponds to the time of regional transition from a semiarid to a temperate/subtropical climate (García-Rodríguez et al. 2001). The basal 33 cm (i.e., 150–117 cm, unit VII) consisted of dark-grey sediments with low concentrations of pigments, high values of organic matter, total carbon, total nitrogen and phosphorus. C/N ratios were ~9, which suggests that aquatic organisms, especially macrophytes, were the main source of sedimentary organic matter (Müller and Mathesius 1999). The diatom community (Figure 4) was dominated by epibenthic *Fragilaria* spp. and *Nitzschia denticula* (Figure 4), except at 125 cm where *Aulacoseira granulata* was the most abundant species. Therefore (except for 125 cm depth), microbenthic primary producers and macrophytes have probably accounted for most of the primary productivity. The relatively low values of fossil pigments indicate poor conditions for pigment conservation. This may be because, first, Lake Blanca is a coastal shallow system influenced by wind, and therefore the water column might have exhibited mixing conditions. Second, solar radiation probably reached the sediment surface, where photosynthesis maintained oxygen in deep waters, inhibiting fossil pigment preservation before permanent burial (Leavitt 1993). Hence, it is likely that the water column exhibited mesotrophic conditions.

The change in lithology in VI is reflected in the increases in the non-carbonate inorganic fraction of the sediment (Figure 3). A decrease in total C, total N and carbonates was also observed. C/N ratios reached values between 5 and 7, in the range of benthic

microalgae and phytoplankton (Müller and Mathesius 1999). It is likely that primary productivity was even lower than that of unit VII, due to a decrease in nutrient input. C/N ratios indicate that the macrophyte biomass decreased, and primary productivity was dominated by epibenthic species, which accounted for about 80% of fossil diatoms (Figure 4). Low concentrations of chlorophyll derivatives (Figure 3) indicate poor conditions for fossil pigment preservation before permanent burial. Mixing of the water column (by strong winds), and solar radiation reaching the sediment surface probably maintained oxygen concentrations in deepwater (Leavitt 1993).

Lithological unit V and IV showed no major changes and chemical variables remained fairly constant (Figure 3), except for total phosphorus that showed a slight decrease. Diatom community composition in unit V was similar to that of units VII and VI (i.e., dominated by epibenthic diatoms) (Figure 4). There was, however, a significant change in diatom composition from unit V to IV (at 60 cm depth). There was a sharp decrease in the relative percentages of *Fragilaria brevistriata*, *F. pinnata* and *F. construens* (which were the most abundant species), and a concomitant increase in relative percentages of *Epithemia adnata*, *Mastogloia smithii* var. *smithii* and *Gyrosigma acuminatum*. In addition an increase in sedimentation rate was also recorded from unit V to IV (Figure 2).

The layer 56–60 cm was estimated to have an age of 1890 AD (Figure 2), and corresponds to a change in land use within the lake catchment. During the last two decades of the 19th century, soil removal began in the north section of the catchment. It was used for constructing roads and houses. This could explain the changes in lithology (Figure 2) and in diatom composition (Figure 4) observed by 60 cm depth. In addition, the high percentages of the non-carbonate inorganic fraction of the sediment in these zones (Figure 3) also indicate an increase in watershed erosion. By 1943 intensive cattle and sheep grazing had begun, which, together with soil removal, might have led to gully formation in the north section of the watershed (Figure 1A), thus increasing sedimentation rate (Figure 2). However, no evidence of major changes in chemical variables related to grazing and soil removal were observed within units V and IV (Figure 3).

A further change in lithology (Figure 3) and sedimentation rates (Figure 2) were observed by 25 cm (transition between units IV and III). The non-carbon-

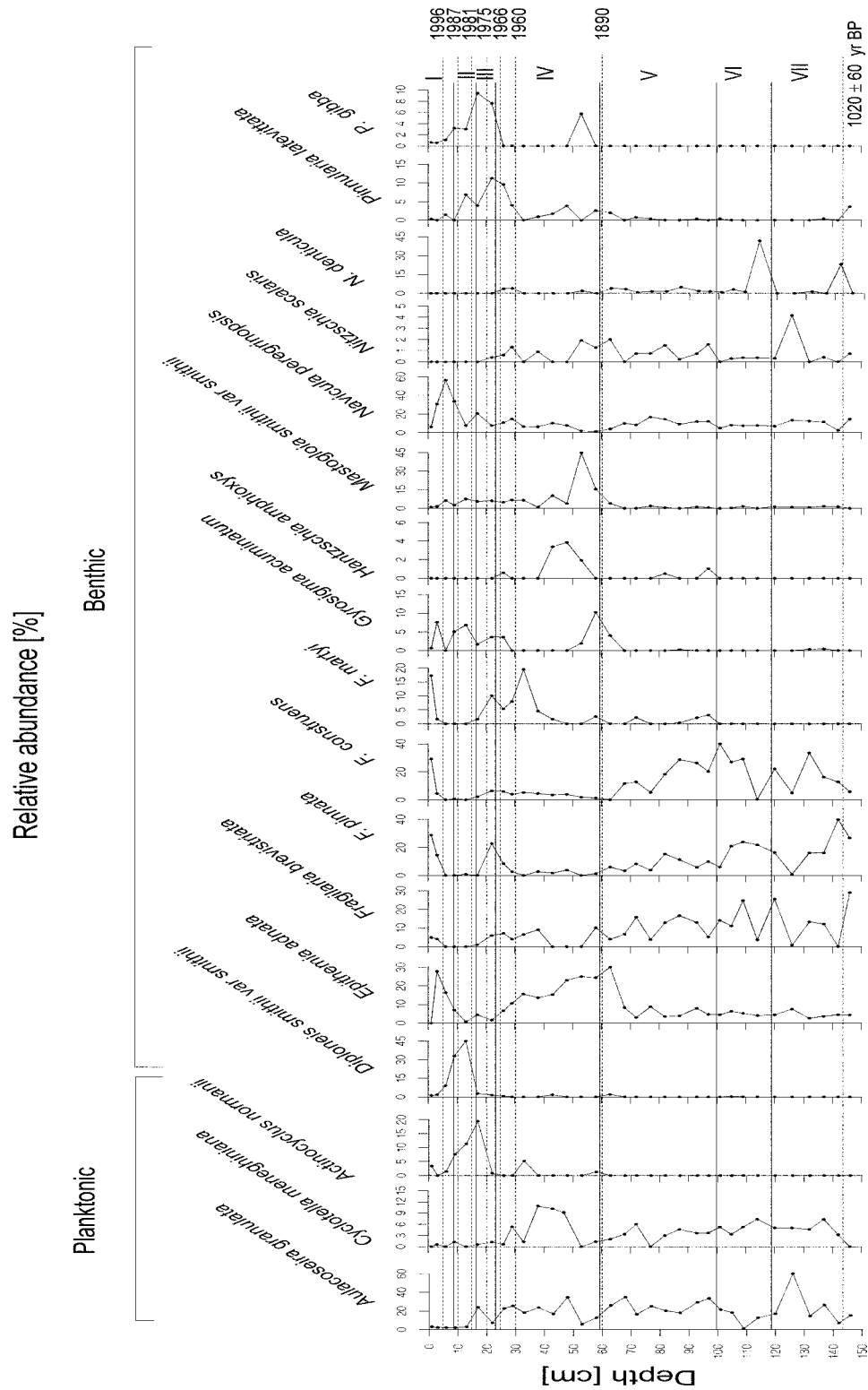


Figure 4. Relative abundances of the most common diatom taxa versus depth. Lithological units are indicated with Roman numerals. ²¹⁰Pb dates are presented to the right of the plot.

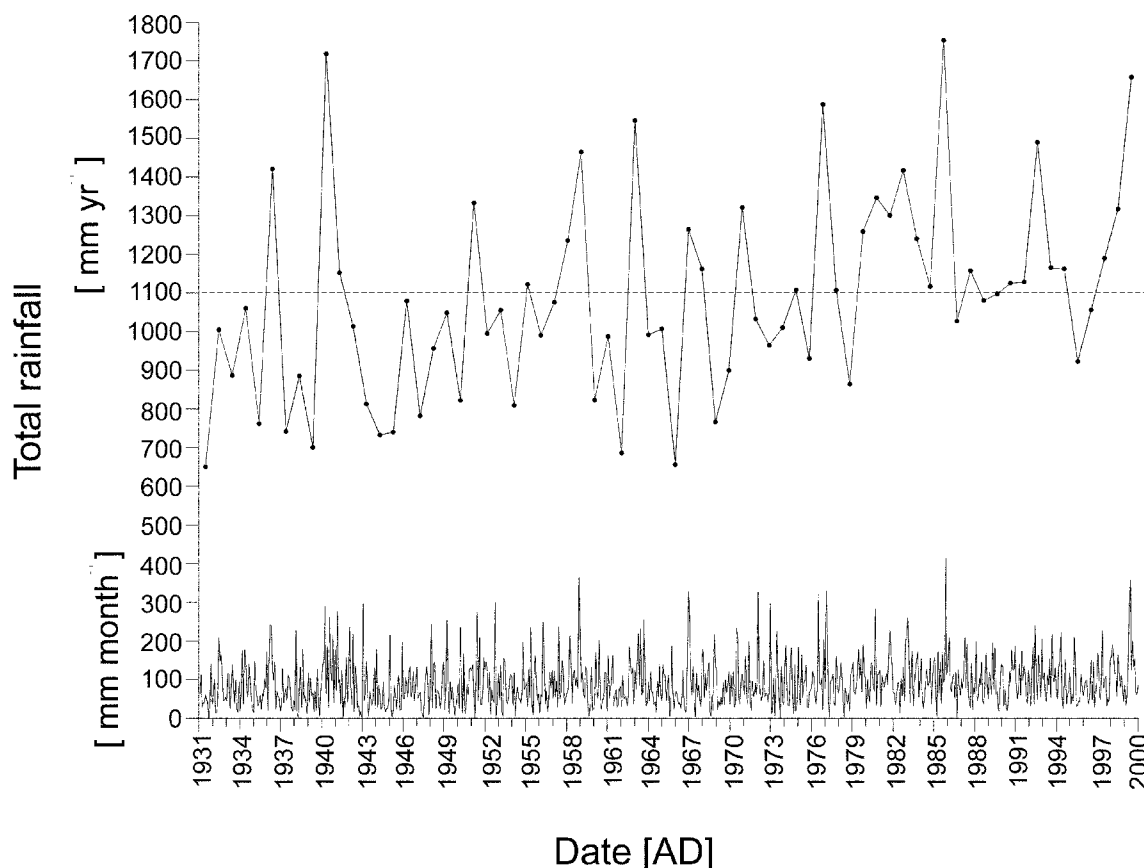


Figure 5. Monthly and annual rainfall (mm) for the Rocha station over the last 70 years. Broken line indicates long-term mean historical annual rainfall. For location of Rocha station, see Figure 1.

ate inorganic fraction of the sediment also showed a sharp decrease (Figure 3). The 27 cm depth yielded a date of 1960 AD, while the 22 cm depth was 1967 AD (Figure 2). By 1966, there was a significant change in land use within the watershed. Cattle and sheep grazing ended, the sand dune was forested with *Pinus pinaster* (Figure 1A), the gullies of the north section of the watershed were forested with *Eucalyptus* sp.

Forestry led to two major changes in limnological conditions. First, *P. pinaster* forests stabilised the sand dune which separates the lake from the Atlantic Ocean, and therefore it constituted a barrier that changed wind pattern circulation and dune movement. Consequently, the lake may have begun to stratify thermally. Littoral expansion and macrophyte invasion were observed in the aerial photograph from 1967 (Figure 1B). Second, *Eucalyptus* forestry north of the lake required fertilisation with phosphorite (National Geological Survey, pers. commun.). A standard amount of 250 kg per hectare is commonly used

for such plantations in Uruguay. The permeable sandy-silty and organic-poor nature of the soils of the watershed, would have promoted phosphate leaching and transport into the lake. Furthermore, just after forestry activities began, high values of total rainfall in 1967/68 [both per year (~ 1200 mm) and month (~ 350 mm), Figure 5], contributed to phosphorite-leaching and runoff processes. This would also explain the peak of ^{210}Pb activity observed by the 22 cm depth (Figure 2), because ^{210}Pb is a daughter isotope of ^{238}U (average value in shales and sand-stones 3.5‰, Krauskopf (1982): 482), which are the predominant soils within the watershed. Therefore, the peak of ^{210}Pb would correspond to an input of ^{238}U into the lake, as natural phosphorite has average U-concentration of 120 ppm, which is 35 times higher than that of shales and sand-stones. Sedimentation rates remained fairly constant within this section (i.e., about 6 mm yr^{-1} , Figure 2), thus allowing us to use the CRS model (Appleby and Oldfield 1992). Peaks

of organic matter, CO_3 , total carbon, pigments and nutrients (Figure 3) were also detected in the section 20–22 cm. The increases in relative percentages of epibenthic diatoms (i.e., *Pinnularia latevittata*, *Pinnularia gibba* and *Fragilaria pinnata*, Figure 4) also indicate inputs from the catchment. Macrophyte proliferation along the lake's littoral zone is also supported by the increase in C/N ratios (close to 8, Müller and Mathesius (1999)).

The peak observed by 20–22 cm was followed by a decrease in organic matter, nutrients (Figure 3) and ^{210}Pb (Figure 2). The latter may be because once the *Eucalyptus* forests matured and grasses colonised the soils, phosphorite-rich soils were fixed, and inputs from the watershed may have decreased. In addition, low values of total rainfall were recorded in 1969/70 (Figure 5). Both CO_3 and pigment content (Figure 3), as well as the relative percentages of *Aulacoseira granulata* and *Actinocyclus normanii* (Figure 4), displayed a further peak by 17–18 cm, which may suggest phytoplankton blooms. From 18 cm to surface, planktonic diatoms accounted for <14% (Figure 4), and the lake was dominated by epibenthic diatoms.

From the middle of unit II to the surface (after ca 1985) corresponds to the period of tourist and urban development. During the past 15 years, many houses and holiday resorts were built close to the shore of the lake. Human impacts such as sewage and garbage disposal probably occurred, as reflected by changes in chemical variables (Figure 3). By ~1986/87 a strong eutrophication event was detected (Figure 3), as reflected in maximum peaks of organic matter and pigments. This could have been a consequence of increased total rainfall (Figure 5), as the maximum value, both per month (~400 mm) and per year (~1700 mm), was observed in 1986. Increases in sedimentation rates were observed in unit II (after 1975 and before 1987, Figure 2). The high values of the non-carbonate inorganic fraction of the sediment (Figure 3) also indicate erosion in the watershed. This could be explained by the high values of total rainfall (Figure 5), because, except for 1979, higher values than the historical average were observed. Furthermore, in 1986 the highest total precipitation [per month (~400 mm) and per year (~1700 mm)] were observed. After 1987, rainfall decreased (Figure 5) and a lower sedimentation rate (Figure 2) was observed.

The last eutrophication episode in the lake's history was in 1997/98. Severe drought and high water consumption reduced lake area by about 30%, so

drinking water could no longer be withdrawn. In addition, low values of total rainfall registered in 1996/97 (Figure 5) contributed to a decline in lake surface area. Since 1998, total rainfall values increased contributing to lake refilling. The high sedimentation rate observed in this section (~9 mm yr⁻¹), may be due to increases in total rainfall since 1998 (Figure 5), and lake refilling. After the lake re-filled, phytoplankton blooms occurred, as indicated by the peak in pigments just below the sediment surface (Figure 3). Authorities in charge of producing drinking water observed that the water had very low transparency. However, the high pigment values below surface may be due to a diagenetic artefact. Low percentages of planktonic diatoms below the sediment surface indicate that these diatoms probably did not bloom. Instead, blooms of other microalgae probably occurred. Phytoplankton blooms were followed by explosive proliferation of *Egeria densa* (ca 30% of the lake surface, Figure 1C). This macrophyte may explain peaks of organic matter just below the sediment surface.

Summary

Although our paleolimnological data cannot identify all possible causes for environmental changes, we note shifts in chemical variables and diatom composition that coincide with changes in land use within the watershed and rainfall data. Three main stages in Lake Blanca's history were identified. The first, from 150 to 117 cm (lithological unit VII), was characterised by high values of organic matter, total carbon and nutrients, but low concentrations of pigments. The system may have had high transparency (i.e., mesotrophic conditions) and well oxygenated bottom waters, thus leading to poor fossil pigment conservation (Leavitt 1993). Both macrophytes and epibenthic diatoms were the most important contributors to primary production. During the second stage (lithological units VI, V and IV), all measured variables showed low values, and the non-carbonate inorganic fraction of the sediment accounted for more than 90% of the sediment mass. Sedimentation rates increased from unit V to IV because of soil removal and grazing in the watershed. Water transparency should have been high enough to impede fossil pigment preservation before permanent burial. The most recent stage (lithological units III, II and I) began by the middle 1960s with the end of cattle grazing, beginning of forestry, and drinking water withdrawal,

at which time the system started to increase in trophic state. This situation worsened between 1998 and 2000, because of lake area reduction. Drinking water could no longer be removed, because of phytoplankton blooms and the proliferation of *Egeria densa* along the shoreline. A recent study (Mazzeo et al. 2001) determined that *Egeria densa* should not be removed from the lake, because phytoplankton and macrophytes compete for nutrients, and macrophyte removal may lead to further phytoplankton blooms (Carpenter and Pace 1997; Scheffer 1998; Scasso et al. 2001).

Acknowledgements

We thank Michael Herzog for field assistance, Jorge Pita and Mario Tarabal for helping us build a coring platform. Prof. H. Lange-Bertalot helped us with diatom identification. Marlies Wengler and Ines Locker are thanked for TC, TN, TP analyses. Mark Brenner, Andrea Lami and John Smol provided helpful comments improving this paper. Thanks to *Agua de la Costa S.A., Programa para el Desarrollo de las Ciencias Básicas (PEDECIBA)*, and the *Deutscher Akademischer Austauschdienst (DAAD)* for financial support. The National Institute of Meteorology provided us with rainfall data.

References

- Angulo R.J. and Lessa G.C. 1997. The Brazilian sea-level curves: a critical review with emphasis on the curves from Paranaguá and Cananéia regions. *Mar. Geol.* 140: 161–166.
- Appleby P.G. and Oldfield F. 1992. Application of ^{210}Pb to sedimentation studies. In: Ivanovich M. and Harnos R.S. (eds), *Uranium-series Disequilibrium: Application to Earth, Marine and Environmental Sciences*. Oxford University Press, Oxford, pp. 731–738.
- Carpenter S.R. and Pace M.L. 1997. Dystrophy and eutrophy in lake ecosystems: implications of fluctuating inputs. *Oikos* 78: 3–14.
- Deutsches Institut fuer Normung 1986. Bestimmung von Gesamt-Phosphor in Schlaemmen und Sedimente. DIN 38414, T. 12. Berlin, 1986, 12S.
- García-Rodríguez F. 1993. The determination and distribution of microbenthic algal chlorophyll-a in selected south Cape estuaries, msc, University of Port Elizabeth, Botany Department, Republic of South Africa 134 pp.
- García-Rodríguez F., del Puerto L., Inda H., Castiñeira C., Bracco R., Sprechmann P. et al. 2001. Preliminary paleolimnological study of Rocha lagoon, SE Uruguay. *Limnologia* 31: 221–228.
- Heiri O., Lotter A.F. and Lemcke G. 2001. Loss on ignition as a method for estimating organic and carbonate content: reproducibility and comparability of the results. *J. Paleolim.* 25: 101–110.
- Hodgson D., Tyler P. and Vyverman W. 1996. The palaeolimnology of Lake Fidler, a meromictic lake in south-west Tasmania and the significance of recent human impacts. *J. Paleolim.* 18: 313–333.
- International Standards Organisation 1984. Bestimmung des Kohlenstoff-Stickstoffs (Europäische Norm EN 25663). ISO 25663. Brussels 1993, 10S.
- Kamaleldin M.H., Swinehart J.B. and Spalding R.F. 1997. Evidence for Holocene environmental change from C/N ratios, and $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{15}\text{N}$ values in Swan lake sediments, western Sand Hills Nebraska. *J. Paleolim.* 18: 121–130.
- Karst T.L. and Smol J.P. 2000. Paleolimnological evidence of limnetic nutrient concentration equilibrium in a shallow, macrophyte-dominated lake. *Aquat. Sci.* 62: 20–38.
- Kaushal S. and Binford M.W. 1999. Relationship between C:N ratios of lake sediments, organic matter sources and historical deforestation in lake Pleasant, Massachusetts, U.S.A. *J. Paleolim.* 22: 439–442.
- Kaupplia T., Moisisio T. and Salonen T.P. 2002. A diatom-based inference model for autumn epilimnetic total phosphorus concentration and its application to a presently eutrophic boreal lake. *J. Paleolim.* 27: 261–273.
- Krammer K. 2000. The genus *Pinnularia*. In: Lange-Bertalot (ed.), *Diatoms of Europe Vol. 1*. A.R.G. Gantner Verlag, Ruggell 703 pp.
- Krammer K. and Lange-Bertalot H. 1991a. Bacillariophyceae. 3. Teil: Centrales, Fragilariaceae, Eunotiaceae. In: Ettl H., Gerloff J., Heynig H. and Mollenhauer D. (eds), *Süßwasserflora von Mitteleuropa, Band 2/3*. Gustav Fischer Verlag, Stuttgart, Jena 598 pp.
- Krammer K. and Lange-Bertalot H. 1991b. Bacillariophyceae. 4. Teil: Achnanthaceae, Kritische Ergänzungen zu *Navicula* (Lineolatae) und *Gomphonema*, Gesamtliteraturverzeichnis Teil 1–4. In: Ettl H., Gärtner G., Gerloff J., Heynig H. and Mollenhauer D. (eds), *Süßwasserflora von Mitteleuropa, Band 2/4*. Gustav Fischer Verlag, Stuttgart, Jena 437 pp.
- Krammer K. and Lange-Bertalot H. 1988. Bacillariophyceae. 2. Teil: Bacillariophyceae, Epithemiaceae, Surirellaceae. In: Ettl H., Gerloff J., Heynig H. and Mollenhauer D. (eds), *Süßwasserflora von Mitteleuropa, Band 2/2*. Gustav Fischer Verlag, Jena 596 pp.
- Krauskopf K.B. 1982. *Introduction to Geochemistry*. McGraw-Hill, London, 617 pp.
- Lange-Bertalot H. 2001. *Navicula sensu stricto*, 10 genera separated from *Navicula sensu lato Frustulia*. In: Lange-Bertalot (ed.), *Diatoms of Europe Vol. 2*. A.R.G. Gantner Verlag, Ruggell 526 pp.
- Leavitt P.R. 1993. A review of factors that regulate carotenoid and chlorophyll deposition and fossil pigment abundance. *J. Paleolim.* 9: 109–127.
- Martin L. and 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.
- Mazzeo N., García-Rodríguez F., Gorga J., Kruk C., Lacerot G., Larrea D. et al. 2001. Is the infestation by *Egeria densa* detrimental for water quality? Proceedings of the 9th International Conference on the Conservation and Management of Lakes, Japan. 4., pp. 171–174.

- Metzeltin D. and Lange-Bertalot H. 1998. Tropical Diatoms of South America I. In: Lange-Bertalot (ed.), *Iconographia Diatomologica* Vol. 5. Koeltz Scientific Books, Königstein 695 pp.
- Miettinen J., Groelund E., Simola H. and Huttunen P. 2002. Paleolimnology of lake Peine-Kuppalanlampi-Kurkijoki, Karelian Republic of Russia: isolation history, lake ecosystem development and long-term agricultural impact. *J. Paleolim.* 27: 29–44.
- Müller A. and Mathesius U. 1999. The palaeoenvironments of coastal lagoons in the southern Baltic Sea, I. The application of sedimentary C_{org}/N ratios as source indicators of organic matter. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 145: 1–16.
- Nusch E.A. 1980. Comparison of different methods for chlorophyll and phaeopigment determinations. *Arch. Hydrobiol. Beih. Ergebn. Limnol.* 14: 14–36.
- Pan Y. and Brugam R. 1997. Human disturbance and trophic status changes in Crystal Lake, McHenry County, Illinois, USA. *J. Paleolim.* 17: 369–376.
- Rumrich U., Lange-Bertalot H. and Rumrich M. 2000. Diatomeen der Anden. In: Lange-Bertalot (ed.), *Iconographia Diatomologica* Vol. 9. Koeltz Scientific Books, Königstein 673 pp.
- Scheffer M. 1998. *Ecology of Shallow Lakes, Population and Community Biology*. Serie 22. Chapman and Hall, London, 357 pp.
- Scasso F., Mazzeo N., Gorga J., Kruk C., Lacerot G., Clemente J. et al. 2001. Limnological changes in a sub-tropical shallow hypertrophic lake during its restoration: two years of a whole-lake experiment. *Aquatic Conserv. Mar. Freshw. Ecosyst* 11: 31–44.
- Smol J.P. 1990. Paleolimnology: recent advances and future challenges. *Mem. Ist. Ital. Idrobiol.* 47: 253–276.
- Smol J.P. 1992. Paleolimnology: an important tool for effective ecosystem management. *J. Aquat. Eco. Health.* 1: 49–58.
- Witkowski A., Lange-Bertalot H. and Metzeltin D. 2000. Diatom flora of marine coasts I. In: Lange-Bertalot (ed.), *Iconographia Diatomologica* Vol. 7. Königstein 925 pp.



Holocene trophic state changes in relation to sea level variation in Lake Blanca, SE Uruguay

F. García-Rodríguez^{1,*}, P. Sprechmann², D. Metzeltin³, L. Scafati⁴, D.L. Melendi⁴, W. Volkheimer⁵, N. Mazzeo¹, A. Hiller⁶, W. von Tümpling Jr.⁷ and F. Scasso¹

¹Sección Limnología, Facultad de Ciencias, Iguá 4225, Montevideo (11400), Uruguay; ²Departamento de Paleontología, Facultad de Ciencias, Iguá 4225, Montevideo (11400), Uruguay; ³Botanisches Institut der Universität Frankfurt, Siesmayerstr. 77, Frankfurt, D-60323, Frankfurt (Main), Germany; ⁴Sección Paleopalinología, Museo Arg. de Ciencias Naturales 'B. Rivadavia' e Inst. Nac. de Investigación en Cs. Nat./CONICET, Av. A. Gallardo 470, (C1405 DJR) Buenos Aires, Argentina; ⁵Instituto Argentino de Nivología, Glaciología y Ciencias Ambientales (IANIGLA)/CRICYT/CONICET, Ruiz Leal sln. Parque Gral. San Martín – C.C.330, 5500 Mendoza, Argentina; ⁶UFZ Umweltforschungszentrum Leipzig-Halle GmbH, Theodor-Lieserstr. 4, 06120 Halle (Saale), Germany; ⁷UFZ Umweltforschungszentrum Leipzig-Halle GmbH, Gewässerforschung Magdeburg, Brückstr. 3a, D-39114, Magdeburg, Germany; *Author for correspondence (e-mail: felipegr@fcien.edu.uy)

Received 16 November 2002; accepted in revised form 27 July 2003

Keywords: Diatoms, Holocene, Paleolimnology, Palynology, Sea level change, Trophic state, Uruguay

Abstract

Paleolimnological data are presented relating trophic development to sea level variation in Lake Blanca, a small (0.6 km²), coastal fresh waterbody in southern Uruguay. Using a sediment core that extended to 7300 years BP, analyses of grain size, thin sections, organic matter, carbonate, total carbon, nutrients, diatoms and palynomorphs, allowed us to infer changes in trophic state and paleosalinities, which were closely related to Holocene sea level variation. Higher trophic states were observed during regressive events, most probably due to increases in runoff and erosion as regression progressed. Four diatom association zones (DAZ) were identified in the sediment core. The basal core section pre-dated the first Holocene marine transgression, contained no diatoms, chrysophyte cysts or non-siliceous microalgae, and showed C/N ratios values higher than 20. Thus, it is likely that the system exhibited terrestrial characteristics. In the second section (~6500–2200 years BP, following the first Holocene transgression), there was dominance of marine/brackish diatom species. The lowest trophic states of the core were observed in this section. The third section (2200–1100 years BP), represented the system as it became separate from the Atlantic Ocean, and showed a dominance of brackish/freshwater species and increases in trophic state were observed. In the last section (after 1100 years BP), the system became fully freshwater as no marine or brackish diatom species were found, but a trend to oligotrophication was observed, probably due to nutrient depletion. However, after ~1967 AD, eutrophication intensified because of forestry and soil fertilization in the catchment. Pollen association zones (PAZ) allowed us to identify four sections. Below 250 cm (2200 years BP), the core contained no pollen grains as redox potential and pH values were not conducive for pollen preservation. After 2200 years BP (when the system started to separate from the ocean), xerophilic taxa typical of coastal dunes colonized the catchment. Only after ~1100 years BP (after fully freshwater conditions established) pollen grains of trees were observed.

Introduction

The east coast of South America experienced considerable relative sea level changes during the Holocene. Particularly along the Brazilian coast (Martin and Suguio 1992; Angulo and Lessa 1997; Angulo et al. 1999; Lessa et al. 2000), a large number of surveys were undertaken to establish relative sea level variations, and a regional model was developed. Such a model postulates that: (a) present mean sea level was first overtaken approximately 7000 years BP; (b) by about 5100 years BP, sea level had risen to 4–5 m above present mean sea level; (c) between 4000 and 3900 years BP, there was a lowering of sea level to slightly below the present; (d) by about 3600 years BP, sea level rose to 3 m above present mean sea level; (e) between 2800 and 2700 years BP, sea level fell again to slightly below the present one; and (f) at approximately 2500 years BP, a third high sea level occurred (2.5 m above the present one). After 2500 years BP, there was a constant regressive phase. Isla (1998) also developed a curve of sea level changes for southern Argentina, similar to that for the Brazilian coast (i.e., present mean sea level was first overtaken approximately 7000 years BP, maximum sea level was achieved by about 5000 years BP, followed by a regressive phase). However, no evidence of the two emergence/submergence events (i.e., for 4000–3900 and 2800–2700 years BP), was observed in Argentina (Isla 1998; Espinosa et al. 2003).

Transgressions and regressions cause runoff and erosion that may lead to the disturbance/loss of sedimentary records in coastal water bodies such as lagoons. Thus, sea level changes may lead to gaps of information in coastal deposits which would not permit continuous paleoenvironmental reconstructions. However, coastal lagoons are still appropriate systems to determine how sea level changes influence their trophic development. In southern Uruguay, there are many coastal water bodies (such as Lake Blanca), originated following the first Holocene marine transgression. Therefore, both structure and functioning of these systems must have been strongly influenced by sea level changes. The hypothesis being tested was that Holocene sea level changes moderated the trophic state of Lake Blanca, the trophic state being higher during regression than transgression events. To test this hypothesis, paleolimnological conditions of

Lake Blanca were tracked using physical sediment characteristics, organic matter content, nutrient concentrations, diatoms and palynomorphs.

Study area

Lake Blanca lies at 34° 53' S; 54° 50' W, on the southern coast of Uruguay (Figure 1), which is a temperate/subtropical region with a mean historical annual rainfall of 1100 mm per year. The lake forms part of a series of coastal aquatic systems that originated about 7000 years BP, after the first large Holocene marine transgression (Martin and Suguio 1992; Angulo and Lessa 1997; Isla 1998). This transgression was a consequence of glacioeustatic processes, and there were no significant changes in tectonic/seismic activity in the eastern coast of South America during the Holocene (Martin and Suguio 1992; Espinosa et al. 2003).

The lake area is 0.6 km², maximum depth is 4 m, elevation above sea level is 3 m, and the catchment area is 7.5 km². The lake is freshwater and dominated by submerged plants. It is separated from the ocean by a 1.5-km wide sand bar, on which a holiday resort was built. Recent sediments consist mainly of clay and silt. Surrounding vegetation is dominated by extensive meadows and both *Eucalyptus* sp. and *Pinus pinaster* forests. Since 1969/70 the lake has been a source of drinking water. Further information on Lake Blanca has been published elsewhere (Mazzeo et al. 2001; García-Rodríguez et al. 2002c).

Materials and methods

Sampling

A 545-cm long core (LBL1, Figure 1) was taken in Lake Blanca in May 2000 with the aid of a 5-cm diameter piston corer. The sampling station was located at the maximum depth in the lake. After retrieval, the core was immediately sealed and kept in the dark at 4 °C, prior to laboratory analyses.

Dating

Sediment age was determined in four intervals on bulk sedimentary organic matter. The basal section

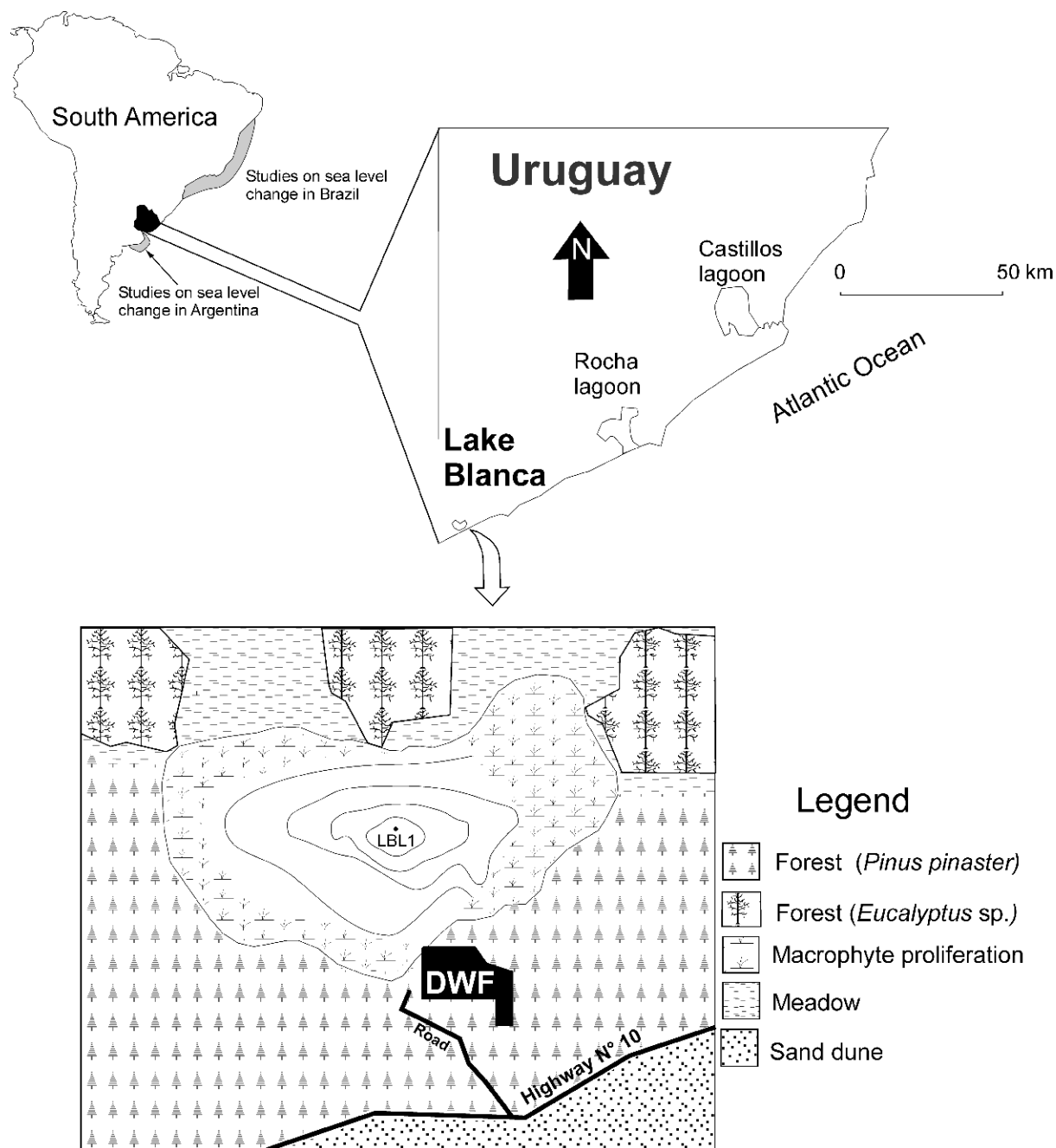


Figure 1. The Lake Blanca study area. Black dot in the center of the lake indicates the coring station (LBL1). Depth contours 1 m. Land use in the catchment area is illustrated. DWF – drinking water facility. The location of studies on sea level change in Argentina and Brazil (Martin and Suguio 1992; Isla 1998) are indicated on the South American map.

(536–545 cm) was dated by accelerated mass spectrometry (AMS), while the other three sections (Figure 2), were dated using conventional radio-carbon techniques. For AMS ^{14}C , the sample was

treated with 1% HCl, 1% NaOH and again with 1% HCl at 60 °C. Combustion to CO_2 was performed in a quartz tube with CuO and silver wool at 900 °C. The CO_2 was reduced to graphite with H_2 at 600 °C

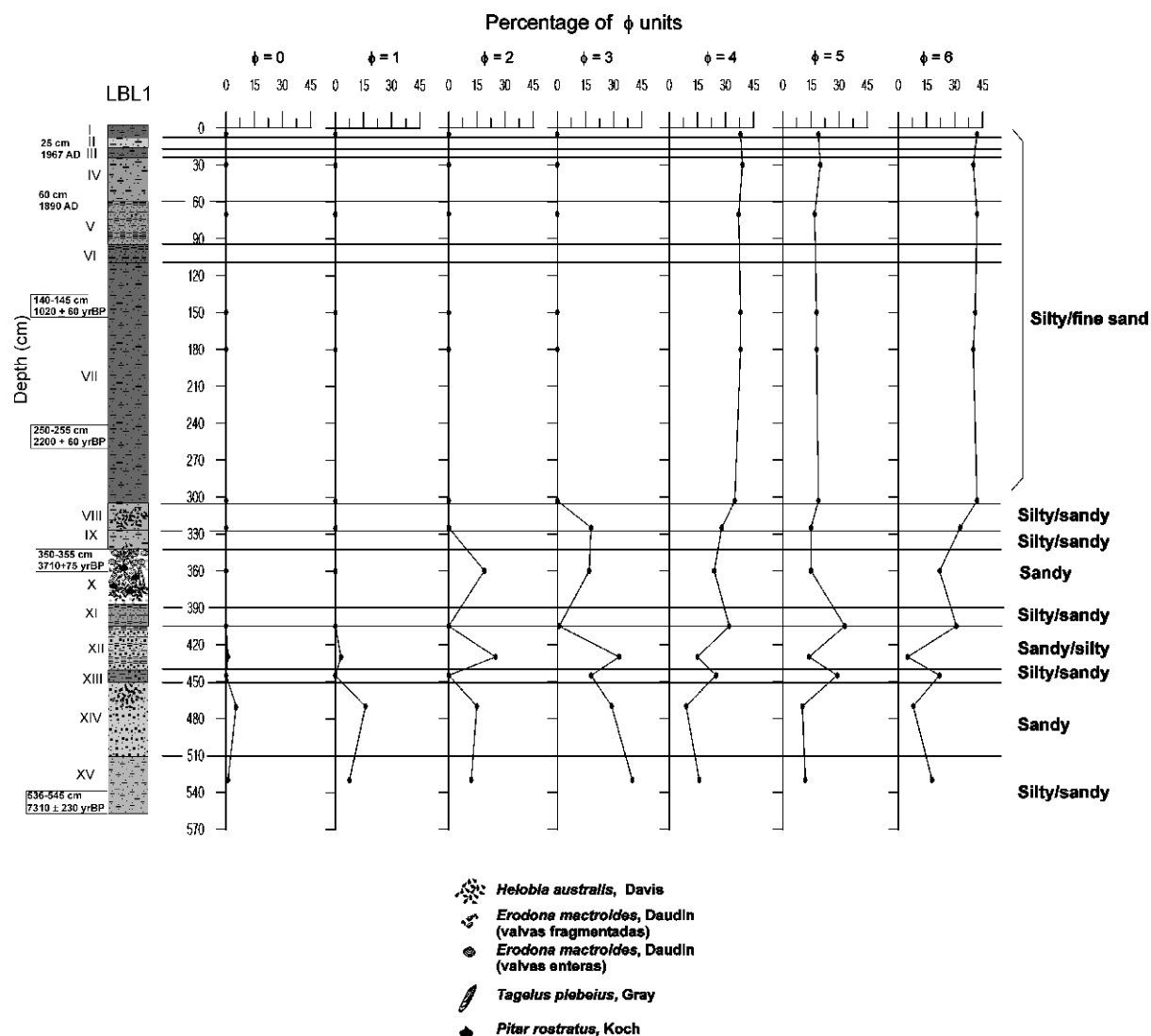


Figure 2. Sediment composition of core LBL1. Lithological units are indicated with Roman numerals. ^{210}Pb and ^{14}C dates are presented to the left of the plot.

over 2 mg of an iron catalyst. The iron/carbon mixture was pressed as a pellet into a target holder for the AMS measurement. The ^{14}C concentration was measured by comparing the simultaneously collected ^{14}C , ^{13}C and ^{12}C beams, with oxalic acid standard CO_2 . Sediment age was calculated with a $\delta^{13}\text{C}$ correction for isotopic fractionation based on the $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ ratio simultaneously with the $^{14}\text{C}/^{12}\text{C}$ ratio.

For conventional ^{14}C , the samples were treated with dilute HCl to remove CO_3 . Bulk organic material was converted to benzene and its ^{14}C activity

was measured with a Packard Tri-Carb 2560 TR/XL liquid scintillation spectrometer. Age was expressed in conventional ^{14}C years BP, corrected for isotopic fractionation by normalizing $\delta^{13}\text{C}$ values to -25‰ . Quoted error ($\pm 1\sigma$) included uncertainties in counting statistics.

Recent sediments were dated by ^{210}Pb (excess) technique (Appleby and Oldfield 1992). The core was sampled in 5-cm sections from the surface to 30 cm depth. Below 30 cm, only three samples (i.e., 56–60, 91–95, and 108–112 cm) were measured. Samples were dried for 48 h at 60 $^{\circ}\text{C}$.

Radioactivity was measured with a gamma spectrometer of a high-purity germanium (HPGe) coaxial low energy n-type detector, using a 39-cm³ cylindrical capsule and a Be-window of 0.5 mm. The detector was calibrated with certified reference material of the International Atomic Energy Agency (IAEA), and the Canadian Certified Reference Materials Project (reference britholite ore OKA-2). Dates were calculated using the CRS model (Appleby and Oldfield 1992).

Lithology and thin sections

Lithological units were described based on changes in sediment color/texture, conservation of biogenic material and grain size. Aliquots of ~50 g were dried at 80 °C for 48 h and then treated with 30% H₂O₂ and HCl to remove organic matter and carbonate, respectively. Dry samples were sieved with an electrical sieve. Sediment size was expressed as percentage of ϕ -units, which is a term used to group sediments into different types according to the size of the particles (Balsille and Tanner 1999; Wang and Ke 1997). The ϕ -units scale ranges from -12 (representing the biggest particles i.e., boulder), to 14 (representing the smallest particles i.e., very fine clay). Such a scale is computed with the equation $\phi = \log_2$ (grain size, mm).

Thin sections were prepared for the sediment layer 400–440 cm. After splitting the core into two parts, sediment samples were taken in aluminum plates (11 × 1.5 × 1 cm, length × width × thickness), and were placed into hermetic plastic boxes. The samples were then treated with 96% acetone to remove interstitial water. This procedure was repeated three times to ensure total removal of interstitial water. The samples were then embedded with epoxy resin [Palatal P80-02 (BASF) Polyesterharz]. Embedding the samples required over a week, as Palatal has to be added in several steps, to avoid sediment disturbance when epoxy resin replaces acetone. The samples were then dried at room temperature for 1 week, and then placed in the oven at 60 °C for 48 h. Slides were mounted for optical microscope analyses.

Geochemistry

Total carbon, total nitrogen and total phosphorus were determined according to standard methods of

the German Institute for Standardization (DIN: Deutsches Institut fuer Normung) and the International Standard Organization (ISO). For total carbon and nitrogen (ISO 25663 1984), samples were measured with a vario-EL-CNS elemental analyzer (Elementar Analysensysteme GmbH, Jena, Germany). Total phosphorus was measured according to DIN 38414-S12 (1986), by which different phosphorous compounds present in the samples are decomposed by oxidation, so that they are available in soluble forms as phosphate, which allows their total concentration to be determined by spectrophotometric readings. The samples were dried at 105 °C for 2 h and then moistened with 2 ml distilled water. Next, the samples were treated with HCl and HNO₃, allowed to stand for 2 h, and then boiled for 1 h. After cooling, 10 ml of this solution were treated with H₂SO₄ and boiled for 3 min. After cooling, the samples were treated with HNO₃, boiled again and 40 ml distilled water were added. Then the samples were treated with NaOH, ascorbic acid and molybdate reagent, allowed to stand for 30 min, and absorbances were read with a UV/VIS spectrophotometer at 880 nm.

Organic matter was determined by weight loss on ignition (LOI) at 550 °C for 2 h. Subsequently the CO₂ mass evolved from carbonate was determined by heating at 880 °C for 2 h, and the carbonate content was calculated by multiplying the weight loss by 1.36 (Heiri et al. 2001).

Diatoms and chrysophyte cysts

Samples for diatom counting and identification were treated with 35% HCl for 24 h to eliminate carbonates, and then rinsed four times with distilled water. Next, 10 ml of 30% H₂O₂ were added to eliminate organic matter, and then the samples were boiled for 4 h and rinsed five times with distilled water. Permanent slides were mounted in Naphrax[®] for counting and identification. A minimum of 250 valves (usually between 300 and 400) was counted at ×1250 magnification in each sample. Species were identified according to Lange-Bertalot (2001), Witkowski et al. (2000), Rumrich et al. (2000), Metzeltin and García-Rodríguez (2003), Metzeltin and Lange-Bertalot (1998), Krammer (2000), Krammer and Lange-Bertalot (1988, 1991a, b), and Frenguelli (1941, 1945).

Chrysophyte cysts were also counted and expressed as the percentage ratio of their abundance to the total number of diatoms valves and chrysophyte cysts (Smol 1985; Karst and Smol 2000; Forrest et al. 2002).

Pollen

Samples for the palynological study were treated with 10% HCl, 70% HF and 36% HCl (80 °C) to eliminate carbonate, silicate and colloidal siliceous material. Cellulose was removed by acetolysis (Faegri and Iversen 1966). Samples were stained with safranin and slides were mounted with glycerin jelly. Palynological taxa were identified by comparison with reference material of the Argentinian Museum for Natural Sciences 'B.Rivadavia'. A minimum of 400 pollen grains per slide was counted. Specimens were identified according to Markgraf and D'antoni (1978), Heuser (1971), Jarsen and Elsik (1986), Bourrelly (1988), Jancovská and Komárek (1982, 2000), Komárek and Fott (1983), Van Geel (1976a, b, 1986), Fernández (1993) and Romero and Fernández (1981).

Statistics

Ordination analyses were performed for diatom and pollen assemblages using the computer program CANOCO for Windows (Ter Braak and Šmilauer 1998). Taxa that did not constitute >2% in at least three sediment intervals were excluded. Both diatom and pollen data were entered into the ordination analyses as relative percentages. We performed principal coordinates analysis (PCO), also known as classical or metric scaling. PCO is a method for multidimensional data analysis which utilization is advisable when sample similarities and dissimilarities are to be compared (Ter Braak and Šmilauer 1998). PCO establishes similarities/dissimilarities between samples by centering percentage data by both samples and species, and utilizes symmetric scaling of non-post-transformed ordination scores. Sample-points that are arranged close together in the ordination diagram, correspond to samples with similar species composition, while those samples that are far apart, are dissimilar.

Results

Chronology

Core LBL1 extends from lower Holocene to the end of the 20th century. The basal section (536–545 cm) yielded an age of 7310 ± 230 years BP (lithological unit XV). The layer 350–355 cm was dated at 3710 ± 75 years BP (unit X), the layer 250–255 cm at 2200 ± 60 years BP (middle section of unit VII), while sediment age at 140–145 cm (upper section of unit VII), was 1020 ± 60 ^{14}C years BP. Recent sediments were ^{210}Pb dated. The estimated age at 60 cm was ~1890 AD, while at 25 cm the estimated age was ~1967 AD, and sediment age at 5 cm was estimated to be ~1996 AD (Figure 2). Further information on ^{210}Pb chronology has been published elsewhere (García-Rodríguez et al. 2002c).

Lithology and thin sections

Core LBL1 was subdivided into 15 lithological units (Figure 2). The basal unit consisted of olive grey sediments dominated by silt (ϕ -units 4, 5 and 6), and sand (ϕ 1, 2 and 3). Sand content increased relative percentages in unit XIV, with a concomitant decrease in silty sediments. In unit XIII only fine sand (ϕ 3) was observed, and silty sediments represented about 80%. Unit XII and XI were composed for a series of sediment laminae, for this reason thin sections were prepared for 400–440 cm (Figure 3). Microscopic analyses of thin sections revealed the occurrence of sand-dominated laminae ($n = 19$, indicated with arrows in Figure 3), interbedded with silt-dominated laminae ($n = 20$).

Unit X contained a diversity of mollusks (Figure 2). The present species, with their optimum salinity ranges (Sprechmann 1978) included: *Helobia australis* (0.5–6‰), *Erodona mactroides* (10–18‰), *Tagelus plebeius* (0.5–29‰) and *Pitar rostratus* (18–30‰). These mollusk species disappeared in unit IX, but *Helobia australis* recolonized in unit VIII. From unit VII to the sediment surface (after ~2500 years BP, Figure 2), no mollusk shells were recorded; the upper section of the core was dominated by silt sediments, and only changes in sediment color were observed.

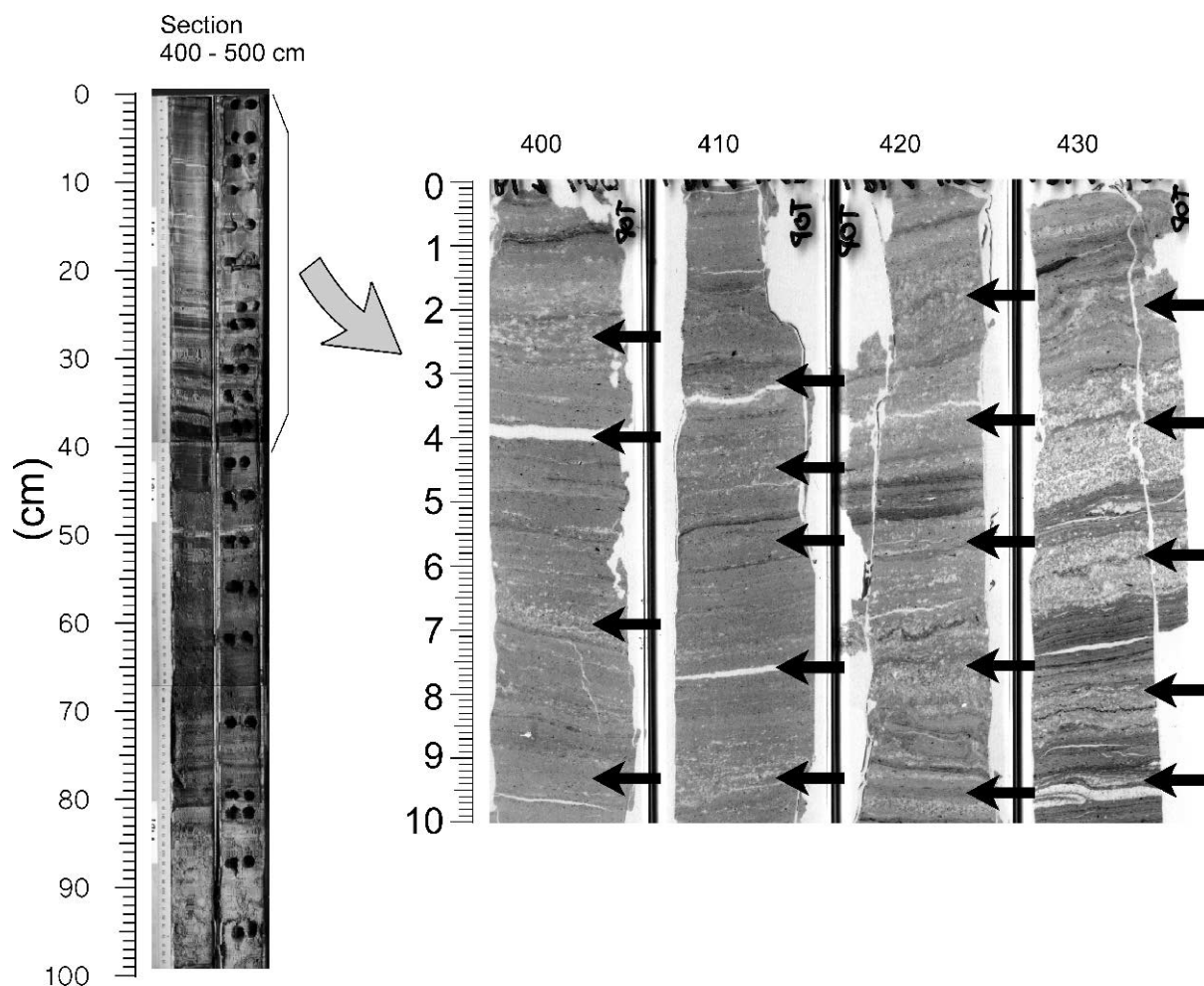


Figure 3. Thin sections slides showing the series of laminae for the section 440–440 cm. Black arrows indicate laminae dominated by sandy sediments.

Geochemistry

The basal section of the core (545–470 cm, units XV and XIV) exhibited very low concentration of all chemical variables (Figure 4), except for C/N ratios that showed relatively high values (between 15 and 20). Towards the upper section of unit XIV, C/N ratios decreased to 10. In unit XIII, organic matter values, total phosphorus concentrations and C/N ratios increased but the other chemical variables showed no major changes.

In units XII and XI, the striking characteristic was the high variability in both carbonate percentages and C/N ratios (Figure 4). This section of the

core also exhibited a succession of sandy and silty laminae (Figure 3), with higher carbonate values observed in sandy than silty laminae. Organic matter values and total nitrogen concentrations remained fairly constant and total phosphorus increased (Figure 4).

In Unit X (where a high diversity of mollusk shells was observed, Figures 2 and 4), carbonate, total carbon, total nitrogen, total phosphorus and C/N ratios increased. Organic matter values remained close to 5%, but at 360 cm there was a sharp increase (from 5 to about 20%), with a concomitant decrease in C/N ratios. Mollusk shells disappeared in unit IX, total phosphorus, total

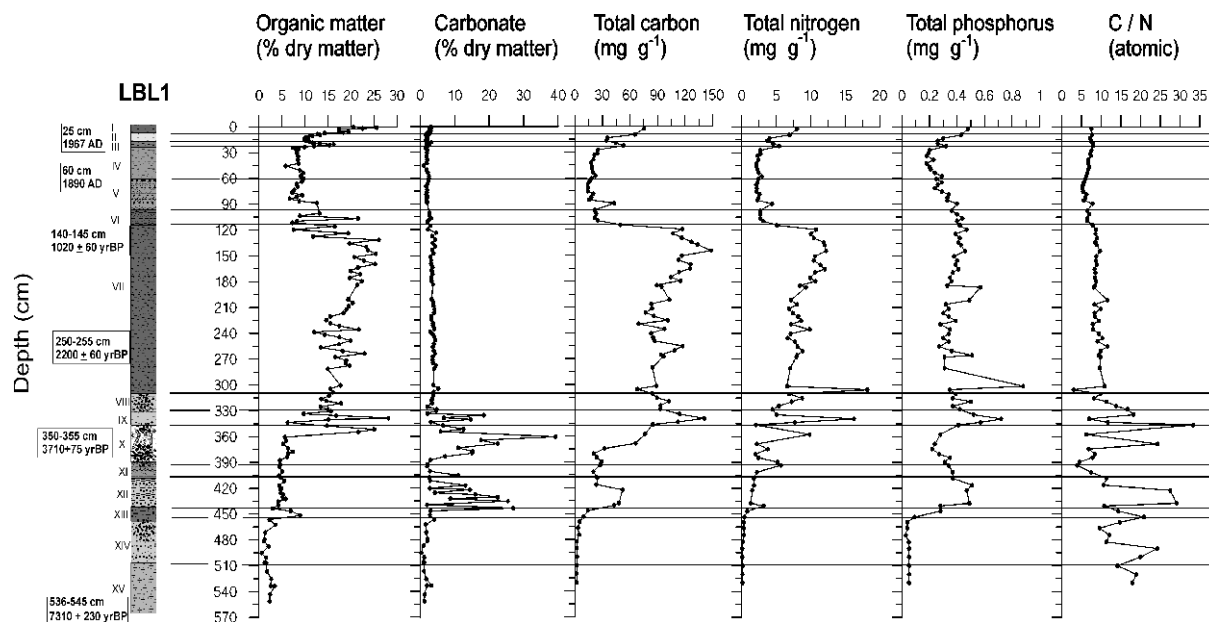


Figure 4. Vertical distribution of chemical variables. Lithological units are indicated with Roman numerals. ^{210}Pb and ^{14}C dates are presented to the left of the plot.

nitrogen and total carbon increased (Figure 4), and there was variability in C/N ratios, organic matter and carbonate values.

In unit VIII, *Helobia australis* (optimum salinity range 0.5–6‰, Sprechmann 1978) re-colonized the system, and there was a decrease in carbonate, total carbon, total phosphorous and C/N ratios. Organic matter values remained close to 15% (Figure 4). In unit VII, carbonate percentages displayed similar values to those of unit VIII, and C/N ratios remained close to 8. Organic matter values ranged between 10 and 20% and then increased to the top of this unit. Total phosphorous showed values of $\sim 0.3 \text{ mg g}^{-1}$, except at the bottom of unit VII and the section 200–180 cm (Figure 4), while both total carbon and nitrogen increased from bottom to top of unit VII.

Total carbon and total nitrogen concentrations showed a sharp decrease in unit VI, but organic matter displayed a high variability with percentages values ranging from 5 to 25% (Figure 4). C/N ratios and carbonate showed slight decrease, and total phosphorous concentrations exhibited similar values to those of unit VII.

Lithological units V and IV exhibited little change in all variables (Figure 4). Organic matter percentages were always close to 8%, apart from

the minimum recorded at 47 cm. Carbonate content displayed values of $\sim 2\%$, and total nitrogen showed no major changes, with concentrations close to 2.5 mg g^{-1} , except for the peak observed at 90 cm depth. Total phosphorous exhibited a slight decrease from the bottom of unit V to the top of unit IV. C/N ratios decreased to ~ 6 at 75 cm depth, and then increased to about 7.5 at the top of unit IV.

From 25 cm to the sediment surface (unit III), a sudden increase in all chemical variables was observed (Figure 4), except for the ratio C/N which showed major changes. The section 25 cm was dated at $\sim 1967 \text{ AD}$, and corresponds to the beginning of forestry activities in the catchment, at which time the system started to increase in trophic state. Detailed information on the paleolimnological development of Lake Blanca in this section of the core can be found in García-Rodríguez et al. (2002c).

Diatoms

One hundred and fifty-seven diatom taxa were identified, and the relative abundance of the 31 most common taxa [$>2\%$ in at least three sediment intervals (Karst and Smol 2000)], are shown in

Figure 5. PCO allowed us to identify three DAZ. Below 510 cm (DAZ IV), no diatoms were observed, for this reason, samples below 510 cm were excluded from PCO (Figure 5).

In DAZ III diatoms colonized the system (Figure 5). Dominant diatom species in the basal section DAZ III were *Paralia sulcata*, *Hyalodiscus schmidtii*, *Coscinodiscus radiatus*, *Actinopteryx senarius*, *Diploneis mirabilis* and *Terpsinoë americana* (Figure 5). Between 450 and 420 cm the ratio chrysophyte cysts : diatoms showed values of about 30%. In addition, *Epithemia adnata* (a species commonly found in freshwater), showed relative abundances of 50% in this section (Figure 5). *Hyalodiscus schmidtii* was still the most abundant species in the upper section of DAZ III, but co-dominant species were *Amphitetras antediluviana*, *Staurosira fernandae* sp. nov., *Campylodiscus clypeus*, *Surirella striatula* and *Paralia sulcata* (Figure 5), and the ratio chrysophyte cysts : diatoms decreased.

In DAZ II, marine/brackish diatom species disappeared, and so this section of the core was dominated by brackish/freshwater and freshwater diatoms (Figure 5). The most abundant species in this section were *Nitzschia denticula*, *Epithemia adnata*, and *Navicula peregrinopsis*, but also peaks of planktonic freshwater species (*Aulacoseira granulata* and *Actinocyclus normanii*) were observed in this section. The ratio chrysophyte cysts : diatoms (Figure 5) displayed very low values.

DAZ I was dominated by freshwater epibenthic species (i.e., *Staurosira* spp. *Navicula peregrinopsis*, *Epithemia adnata*, *Mastogloia smithii*, *Nitzschia denticula* and *Pinnularia* spp.), which accounted for ~70%. Planktonic species represented about 27% of diatoms. Only at 125, 68 and 48 cm, however, planktonic species *Aulacoseira granulata* and *Cyclotella meneghiniana* combined to account for ~65, 44 and 48%, respectively. In addition, in the section 17–14 cm *Aulacoseira granulata* and *Actinocyclus normanii* accounted for 45%. Detailed information on the diatom composition from 150 cm to the sediment surface has been published elsewhere (García-Rodríguez et al. 2002c).

Pollen

The relative abundances of pollen taxa are shown in Figure 6. Selected sample intervals are marked

to the left of the plot. PCO allowed us to identify four PAZ. Below 250 cm (before 2200 years BP, PAZ IV), no pollen grains were recorded. Therefore, samples below 250 cm were excluded from the PCO (Figure 6).

PAZ III was dominated by microalgae (about 80%), which were represented by *Pediastrum* spp., *Botryococcus braunii* and Prasinophyceae (*Leiosphaeridia* sp. and *Tasmanites*-type). Aquatic plants were dominated by Cyperaceae (*Scirpus*-type), *Typha angustifolia* and *Zannichellia* sp., but relative abundance values were ~2%. Terrestrial groups were dominated by Chenopodiaceae/*Gomphrena* and *Peperomia*-type, which are xerophilic taxa typical of sandy soils (Markgraf and D'antoni 1978).

In PAZ II, *Botryococcus braunii* and *Pediastrum* spp. accounted together for 95% of relative abundances and no terrestrial pollen was observed. However, terrestrial palynomorphs colonized the catchment in PAZ I (Figure 6). Taxa were represented by similar flora to that of PAZ III (Chenopodiaceae/*Gomphrena*, Poaceae and *Peperomia*-type), but pollen grains *Asteraceae* sp. were also observed. PAZ I represents an environment with grown trees in the watershed (*Ephedracea* sp. and *Fabaceae* sp., Figure 6). In this section, Pteridophytes/Bryophytes, *Tasmanites*-type and fungal remains also reached the highest relative percentages of the core, but *Botryococcus braunii* and *Pediastrum* spp. decreased their relative abundances from PAZ II to PAZ I (Figure 6).

Discussion

Unit XV (Figure 2), corresponds to Villa Soriano Formation which was deposited during early Holocene (Sprechmann 1978). The basal section of this unit yielded an age of 7310 ± 230 years BP. According to the regional models of sea level change (Martin and Suguio 1992; Isla 1998), it was likely deposited prior to the first Holocene marine transgression. Therefore, the system may have exhibited terrestrial conditions. This is supported by the lack of diatoms, chrysophyte cysts and other freshwater microalgae such as *Botryococcus* spp. and *Pediastrum* spp. (Figures 5 and 6). This unit contained no terrestrial palynomorphs (Figure 6),

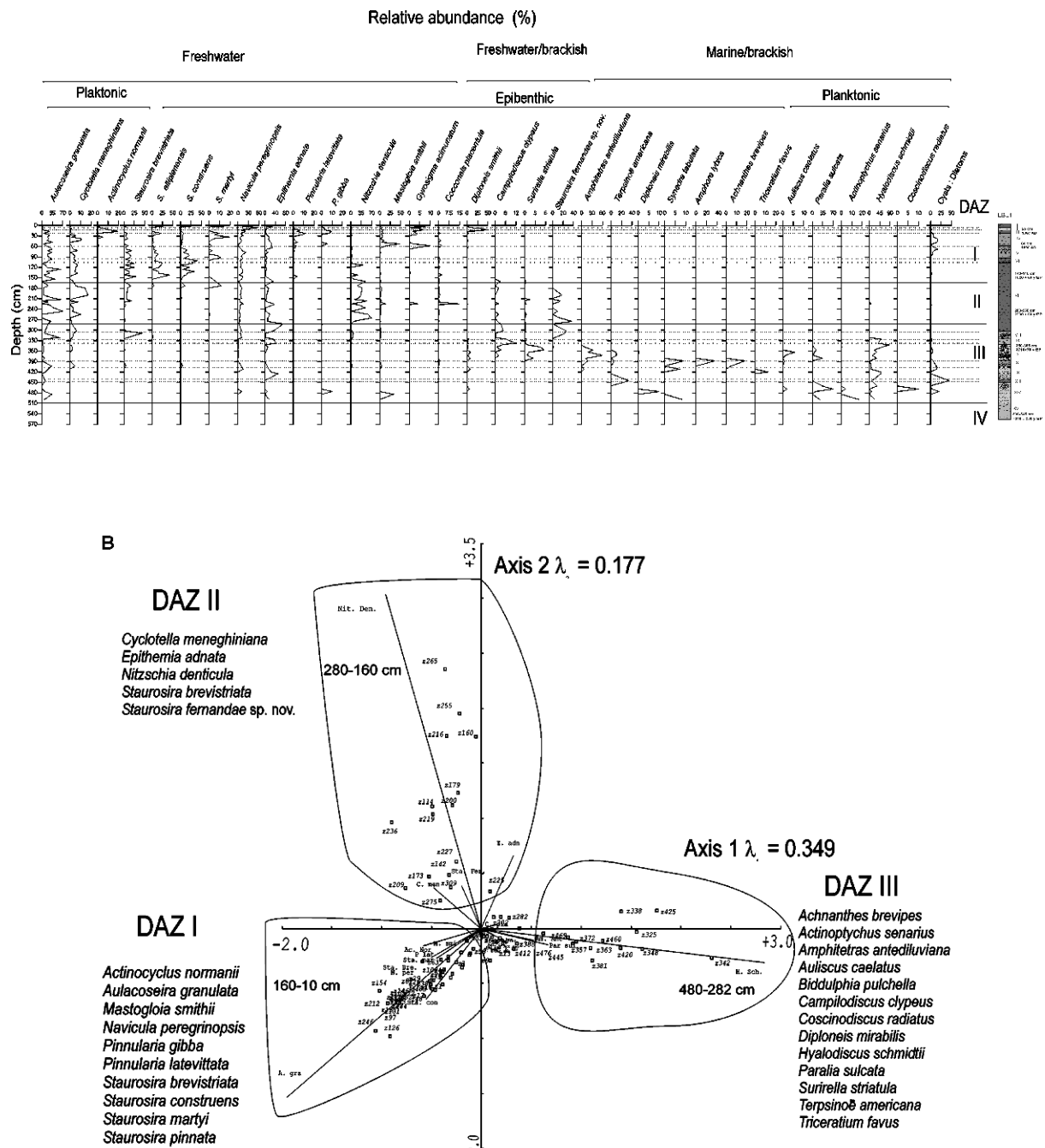


Figure 5. Relative abundances of the most common diatom taxa versus depth (top). Principal Coordinates Analysis ordination diagram (bottom). DAZ – diatom association zones. X-axis scales vary between species. Lithological units are depicted to the left of the plot. The diagnostics of *Stauroneis fernandae* (García-Rodríguez, Lange-Bertalot and Metzeltin) sp. nov., can be found in García-Rodríguez et al. (2002b), Metzeltin and García-Rodríguez (2003) and Metzeltin and Lange-Bertalot (in press).

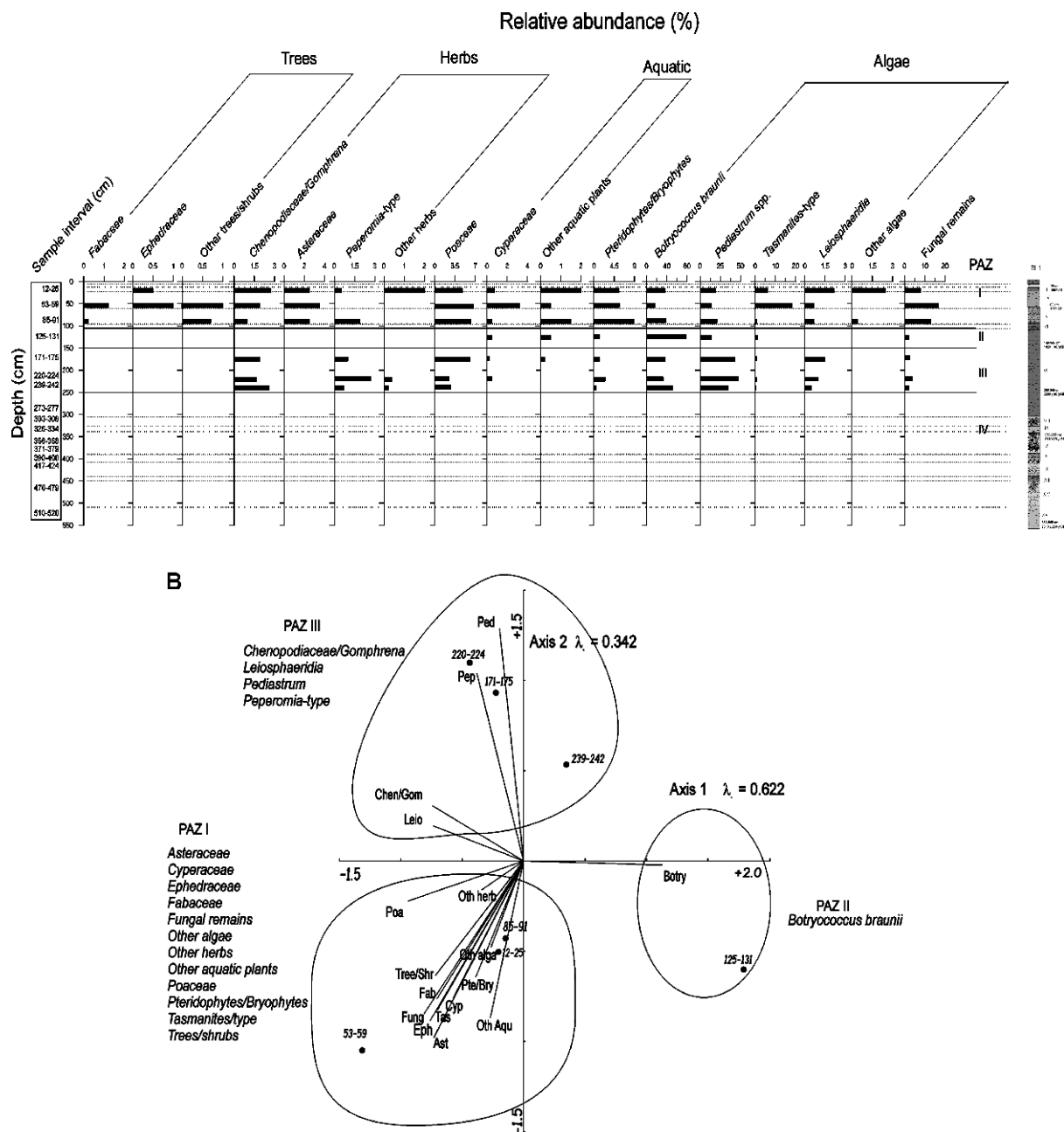


Figure 6. Relative abundances of the most common pollen taxa versus depth (top). Principal Coordinates Analysis ordination diagram (bottom). PAZ – pollen association zones. X-axis scales vary between species. Lithological units are depicted to the right of the plot.

which suggests absence of vegetation, and therefore an arid/semiarid climate.

The boundary between lithological units XV and XIV (boundary between DAZ IV and DAZ III), is thought to correspond to the first Holocene marine

transgression. The dominance of sandy sediments (Figure 2), together with diatom colonization (Figure 5), suggests that at 510 cm the system started to exhibit aquatic conditions. Dominant diatom species in DAZ III (*Paralia sulcata*,

Hyalodiscus schmidtii, *Coscinodiscus radiatus*, *Actinopteryx senarius*, Figure 5), indicate salinities higher than 20‰ (Witkowski et al. 2000). The lack of both pollen and freshwater microalgae other than diatoms (Figure 6), may be due to a high energy coastal environment connected to the open sea. Hence, chemical factors such as post depositional changes in redox potential and pH values were not probably conducive for pollen preservation. The relatively low values of organic matter and nutrients suggest an oligotrophic system. C/N ratios values (between 10 and 20, Figure 4), indicate that littoral macrophytes, peat/shore vegetation and/or terrestrial vegetation were probably the most important contributors to the sedimentary organic matter (Hassan et al. 1997; Müller and Mathesius 1999; Kaushal and Binford 1999; Meyers and Lallier-Vergès 1999).

Between 450 and 420 cm (unit XIII and lower section of unit XII), chrysophyte cysts (expressed as ratio chrysophyte cysts: diatoms), showed values of about 30% and *Epithemia adnata* (an epibenthic species commonly found in freshwater), increased relative abundances to ~50% (Figure 5). It is therefore likely that there was a decrease in salinity between 450 and 420 cm, which may have been a consequence of the first Holocene regressive phase (Martin and Suguio 1992). Trophic state probably increased as both organic matter and total phosphorus increased as well (Figure 4). However, the ratio chrysophyte cysts: diatoms ratio may indicate relatively low levels of primary productivity in the water column (Figure 5, Smol 1985; Karst and Smol 2000). Therefore, the most important contributors to the primary production may have been the littoral communities such as macrophytes. This is supported by the C/N ratios (between 10 and 30) in the range of macrophytes, peat/shore vegetation and terrestrial plants (Hassan et al. 1997; Müller and Mathesius 1999; Meyers and Lallier-Vergès 1999; Kaushal and Binford 1999). The system would have been shallow, mesotrophic and macrophyte-dominated under a clear water phase, which supports the alternative equilibria hypothesis of Scheffer (1998), which has been verified in other paleolimnological studies (Brenner et al. 1999; Karst and Smol 2000; Forrest et al. 2002). However, above 420 cm depth *Aulacoseira granulata* showed a relative abundance peak with a concomitant decrease in the ratio chrysophyte cysts:

diatoms (Figure 5), and an increase in total phosphorus (Figure 4), which may indicate increases in primary production in the water column. Even though phosphorus can move in sediments, and the data must be interpreted with caution, it was still possible to identify a good relationship between phosphorus concentrations and organic matter contents throughout the core.

The decrease in relative percentages of *Aulacoseira granulata* from 400 to 330 cm, but also increases in abundances of marine/brackish species (*Amphitetras antediluviana*, *Hyalodiscus schmidtii*, *Amphora lybika*, *Paralia sulcata*, *Achnanthes brevipes*, Figure 5), suggest the occurrence of the second Holocene marine transgression (Martin and Suguio 1992). The striking characteristic in this section (units XII and XI, 440–390 cm, Figure 4) was the high variability in carbonate content (Figure 4), and the occurrence of sediment laminae (Figure 3). Microscopic analyses of thin sections (Figure 3) revealed the occurrence of sand-dominated laminae, interbedded with silt-dominated laminae. Sandy laminae showed an absence of terrestrial biogenic material (i.e., opal phytoliths, plant tissues, and exhibited high carbonate values, Figure 4), while silt-dominated laminae were rich in terrestrial biogenic remains, but exhibited low carbonate values. Therefore, the lamination observed between 440 and 400 cm is thought to be a consequence of high frequency sea level oscillations, because of the occurrence storms that conducted to tempestite deposition. The latter probably caused alternative states where the aquatic system may have shown marine/brackish to moderately freshwater conditions. C/N ratios also showed a high variability in this section with values ranging between 10 and 30, thus implying runoff and erosion processes, and therefore, inputs from the catchment.

Unit X characterized by the high diversity of mollusk species and increase in sandy sediments (Figures 2 and 4). This is probably because as the second Holocene transgression progressed, marine/brackish mollusk species colonized the system. Trophic state should have been similar to that of units XII and XI, as organic matter showed similar values (Figure 4). Most C/N ratios values were ~6 in this section (in the range of lacustrine microalgae, Hassan et al. 1997; Meyers and Lallier-Vergès 1999), thus indicating that diatoms may have

dominated microalgal primary productivity and represented the energy source of mollusk species. This is supported by the dominance of marine/brackish diatoms in this section (*Amphitetras antediluviana*, *Staurosira fernandae* sp. nov., *Campylodiscus clypeus*, *Surirella striatula* and *Paralia sulcata*, Figure 5).

In the upper section of unit X, organic matter, total carbon and nutrients increased, thus suggesting that trophic state may have also increased towards unit IX (Figure 4). The absence of marine/brackish shells in unit IX (Figure 2), implies a decrease in salinity values and therefore a regression event. Increases in trophic state were probably a consequence of the regressive phase, which would have caused inputs from the catchment as indicated by the C/N value of ~ 30 (Figure 4). The relatively high abundances of *Aulacoseira granulata*, *Staurosira brevistriata* and *Epithemia adnata* also suggest decreases in salinity values because of the regressive phase.

The occurrence of *Helobia australis* in unit VIII (Figure 4) indicates that after the former regression took place, there was a sea level rise (Martin and Suguio 1992), during which time Lake Blanca may have exhibited oligohaline conditions, as freshwater/brackish species became dominant in this unit. The decrease in organic matter and nutrients from unit IX to VIII (Figure 4) indicates that trophic state decreased as a consequence of the sea level rise.

The disappearance of *Helobia australis* in unit VII indicates the beginning of the last Holocene regression (Figure 4). Concomitant increases in organic matter and nutrients indicate that trophic state increased as a consequence of the regressive phase, probably due to inputs from the catchment as sea level decreased. Unit VII characterized by the stability of limnological conditions as C/N ratios were always close to 8 [in the range of aquatic organisms (microalgae and macrophytes) Hassan et al. 1997; Meyers and Lallier-Vergès 1999; Kaushal and Binford 1999]. Trophic state probably increased from bottom to top of this unit as organic matter and nutrients also increased (Figure 4). The lower section of unit VIII corresponds to the boundary of DAZ III and DAZ II (Figure 5). Increases in relative percentages of freshwater diatoms (*Aulacoseira granulata*, *Cyclotella meneghiniana* and *Nitzschia denticula*,

Figure 5) also support that salinity decreased, but the system never reached freshwater levels as indicated by the co-occurrence of brackish/freshwater taxa (*Campylodiscus clypeus*, *Surirella striatula* and *Staurosira fernandae* nov. spec., Figure 5).

The lower section of unit VIII also corresponds to the boundary of PAZ IV and PAZ III (Figure 6). Below this lithological unit, core LBL1 had contained no pollen grains. The pollen record in this section may have been a consequence of the establishment of a freshwater phase, which led to appropriate post-depositional conditions for pollen preservation. Hence, the boundary between PAZ IV and III is thought to represent the transition from a coastal marine/brackish to a moderately brackish to freshwater system. PAZ III was dominated by aquatic microalgae (about 80%), which were represented by *Pediastrum* spp., *Botryococcus braunii* and Prasinophyceae (*Leiosphaeridia* sp. and *Tasmanites*-type). Aquatic plants were dominated by Cyperaceae (*Scirpus*-type), *Typha angustifolia* and *Zannichellia* sp., but relative abundance values were $\sim 2\%$. Terrestrial groups were dominated by Chenopodiaceae/*Gomphrena* and *Peperomia*-type, which are xerophilic taxa typical of sandy soils (Markgraf and D'antoni 1978). The presence of Poaceae may also indicate a coastal dune environment. Freshwater green microalgae (*Pediastrum* spp., *Leiosphaeridia* sp., and *Botryococcus braunii*, Figure 6), combined with marine/brackish diatoms (Figure 5), suggest a moderately brackish to freshwater system with mesotrophic conditions.

Above 150 cm depth (boundary of PAZ III and PAZ II, Figure 6), no pollen grains of terrestrial flora were observed and microalgae (*Botryococcus braunii* and *Pediastrum* spp., Figure 6) accounted for $\sim 95\%$ of the relative abundances. The boundary between PAZ III and PAZ II, matches with the boundary between DAZ II and DAZ I (~ 160 cm depth, Figure 5). The diatom community became fully dominated by freshwater taxa, which suggests that the system became separate from the Atlantic Ocean and achieved full freshwater conditions. From 150 to 90 cm (transition of unit VII to unit VI, and basal section of PAZ I, Figures 5 and 6), a decrease in organic matter (and therefore trophic state) was observed, which may have been a consequence of nutrient depletion (Figure 4), as the system separated from the sea.

PAZ I represents a fully freshwater environment with trees in the watershed (*Ephedracea* sp. and *Fabaceae* sp., Figure 6), a similar flora to that of PAZ III (*Chenopodiaceae/Gomphrena*, *Poaceae* and *Peperomia*-type), but also *Asteraceae* sp. Pteridophytes/Bryophytes and fungal remains reached the highest relative percentages of the core, which may be due to the development of restricted environments with high humidity and adequate substrata. *Botryococcus braunii* and *Pediastrum* spp. decreased in relative abundances from PAZ II to PAZ I (Figure 6), possibly indicating a trend to oligotrophication (Jancovská and Komárek 1982), which may be a consequence of nutrient depletion at about 110 cm depth (Figure 4). Increases in abundances of both *Tasmanites*-type and the ratio chrysophyte cysts: diatoms (Smol 1985; Karst and Smol 2000) suggest a decrease in trophic state and production levels as well. However, in PAZ I (i.e., the top 25 cm, Figure 6), eutrophication intensified as a consequence of forestry activities and soil fertilization in the catchment by ~1967 AD (García-Rodríguez et al. 2002c). That is, the north section of the catchment was forested with *Eucalyptus* sp., while *Pinus pinaster* forestry was undertaken south the lake. However, *Eucalyptus* sp. pollen was not found, while *Pinus pinaster* pollen accounted for ~1% in the sample 12–25 cm (Figure 6).

Conclusions: sea level variation, changes in trophic state and salinity

The development of core LBL1 was compared to surveys on sea level change in coastal Argentina and Brazil (Figures 1 and 7). Unit XV did not contain diatoms, chrysophytes cysts (DAZ IV), or non-siliceous microalgae (lower section of PAZ IV). The age of the bottom of the core unit predated the first Holocene transgression. Therefore, unit XV is likely to represent a terrestrial system (Figure 7).

The boundary between units XV and XIV (boundary between DAZ IV and DAZ III) is thought to correspond to the first Holocene marine transgression (Figure 7), as diatoms colonized the system and sandy sediments increased. The system was probably oligotrophic as low values of organic matter and nutrients were observed. Dominant

marine/brackish diatoms, together with lack of pollen grains, indicate marine/brackish conditions until ~2200 years BP (boundary of PAZ IV and III, and DAZ III and II, basal section of unit VII). Increases in trophic state in units XII and VIII (mesotrophic levels), would have been a consequence of the Holocene regressions (Figure 7), which were followed by transgression, with concomitant decreases in trophic state.

After ~2200 years BP, the system became brackish/freshwater as indicated by dominance of brackish/freshwater diatom taxa and the occurrence of pollen grains. The regional models of sea level change postulate a sea level fall after ~2000 years BP (Figure 7), which was accompanied by increases in trophic state as organic matter and nutrients increased (Figures 4 and 7). The system was brackish/freshwater until after ~1000 years BP, when full freshwater conditions established. Decreases in trophic state (Figure 7), were probably a consequence of nutrient depletion (Figure 4). As the system became fully separate from the Atlantic Ocean, mesotrophic conditions were observed until 25 cm when a series of eutrophication episodes were observed (García-Rodríguez et al. 2002c).

The relationship between trophic state and sea level change was also examined in Rocha Lagoon (SE Uruguay) by García-Rodríguez et al. (2001 2002a) and García-Rodríguez and Witkowski (2003), which is located about 100 km east of Lake Blanca (Figure 1). Increases in trophic state were also inferred for regression events because of increased runoff and erosion processes in the catchment, while transgression events led to decreases in trophic state. Our data on changes in paleosalinity levels are also in close agreement with regional studies (Oschmann et al. 1999; Espinosa et al. 2003), who inferred similar Holocene paleoenvironments (i.e., similar diatom flora and mollusk species), to those observed in this study.

Acknowledgements

We thank Burkhard Scharf for field assistance and comments on this paper. Jorge Pita and Mario Tarabal for helping us build a coring platform. Horst Lange-Bertalot and Andrzej Witkowski helped us with diatom identification. Marlies Wengler and Ines Locker are thanked for TC, TN, TP analyses. John Smol and two anonymous

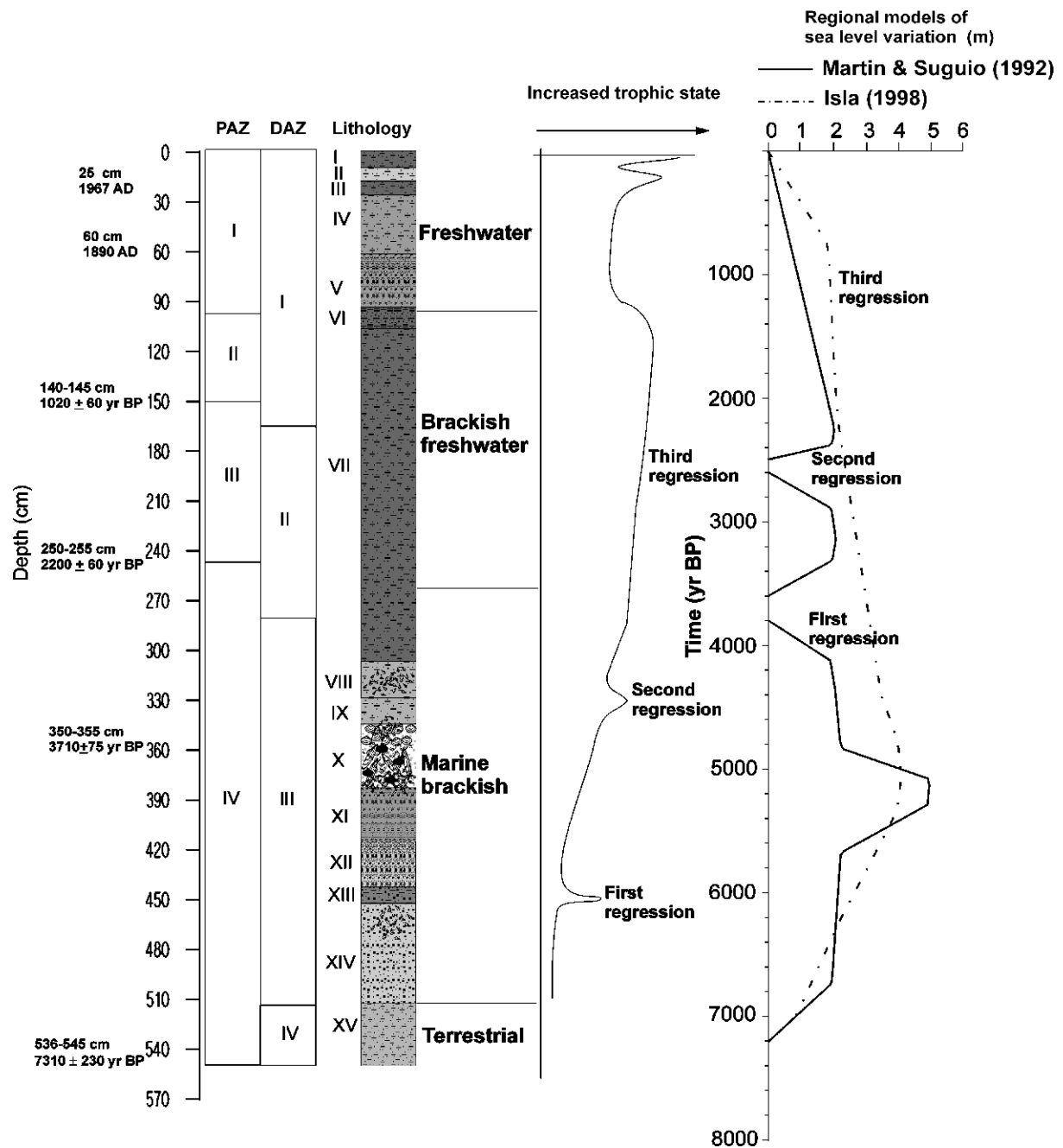


Figure 7. The relationship between trophic state changes, diatom/pollen zones, lithology of core LBL1, and the regional models of sea level change.

reviewers provided helpful comments improving this paper. Thanks to Aguas de la Costa S.A., Programa para el Desarrollo del las Ciencias Básicas (PEDECIBA), and the Deutscher

Akademischer Austauschdienst (DAAD) for financial support. This work was carried out in the labs of UFZ-Magdeburg, Germany, and it is a contribution to project CSIC C-32, Uruguay.

References

- Angulo R.J. and Lessa G.C. 1997. The Brazilian sea-level curves: a critical review with emphasis on the curves from Paranaguá and Cananéia regions. *Mar. Geol.* 140: 161–166.
- Angulo R.J., Giannini P.C.F., Suguio K. and 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. *Mar. Geol.* 159: 323–339.
- Appleby P.G. and Oldfield F. 1992. Application of ^{210}Pb to sedimentation studies. In: Ivanovich M. and Harnos R.S. (eds), *Uranium-series Disequilibrium: Application to Earth, Marine and Environmental Sciences*, Oxford University Press, Oxford, pp. 731–738.
- Balsille J.H. and Tanner W.F. 1999. Suite *versus* composite statistics. *Sediment. Geol.* 125: 225–234.
- Brenner M., Whitmore T.J., Lasi M.A., Cable J.E. and Cable P.H. 1999. A multi-proxy trophic state reconstruction for shallow Orange Lake, Florida, USA: possible influence of macrophytes on limnetic nutrient concentrations. *J. Paleolim.* 21: 215–233.
- Bourrelly P. 1988. Les algues d'eau douce. Compléments Tome I: Les Algues Vertes. Collection 'Faunes et Flores actuelles'. Société Nouvelles des Éditions Boubée, Paris.
- Deutsches Institut fuer Normung, DIN 38414, T. 12, 1986. Bestimmung von Gesamt-Phosphor in Schlämmen und Sedimente. Berlin, 12 pp.
- Espinosa M., De Francesco C. and Isla F. 2003. Paleoenvironmental reconstruction of Holocene coastal deposits from the Southeastern Buenos Aires Province, Argentina. *J. Paleolim.* 29: 49–60.
- Fægri K. and Iversen J. 1966. Textbook of Pollen Analysis. Munksgaard – 2nd revised edn. Copenhagen, Denmark, 237 pp.
- Fernández C.A. 1993. Fungal palynomorphs and algae from Holocene bottom sediments of Chascomús Lake, Buenos Aires, Argentina. *Palynology* 17: 187–200.
- Forrest F., Reavie E.D. and Smol J.P. 2002. Comparing limnological changes associated with 19th century canal construction and other catchment disturbances in four lakes within Rideau Canal system, Ontario, Canada. *J. Limnol.* 61: 183–197.
- Frenguelli J. 1941. Diatomeas del Río de la Plata. *Rev. Mus. Nac. La Plata* Tomo III: 213–334.
- Frenguelli J. 1945. Las diatomeas del Platense. *Rev. Mus. Nac. La Plata* Tomo III: 77–221.
- García-Rodríguez F. and Witkowski A. 2003. Inferring sea level variation from relative percentages of *Pseudopodosira kosugii* in Rocha lagoon, SE Uruguay. *Diatom Res.* 18: 49–59.
- García-Rodríguez F., Castiñeira C., Scharf B. and Sprechmann P. 2002a. The relationship between sea level variation and trophic state in the Rocha lagoon, Uruguay. *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.* 2002(1): 27–47.
- García-Rodríguez F., Sprechmann P., Mazzeo N., Metzeltin D., Lange-Bertalot H. and Ruppel M. 2002b. Nueva especie de diatomea bentónica del Holoceno superior del Uruguay. *Rev. Geol. Uruguay* 1(2): 40–42.
- García-Rodríguez F., Mazzeo N., Sprechmann P., Metzeltin D., Sosa F., Treutler H.C., Renom M., Scharf B. and Gaucher C. 2002c. Paleolimnological assessment of human impacts in Lake Blanca, SE Uruguay. *J. Paleolim.* 28: 457–468.
- García-Rodríguez F., del Puerto L., Inda H., Castiñeira C., Bracco R., Sprechmann P. and Scharf B. 2001. Preliminary paleolimnological study of Rocha lagoon, SE Uruguay. *Limnologia* 31: 221–228.
- Hassan K.M., Swinehart J.B. and Spalding R.F. 1997. Evidence for Holocene environmental change from C/N ratios, and $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{15}\text{N}$ values in Swan lake sediments, western Sand Hills Nebraska. *J. Paleolim.* 18: 121–130.
- Heiri O., Lotter A.F. and Lemcke G. 2001. Loss on ignition as a method for estimating organic and carbonate content: reproducibility and comparability of the results. *J. Paleolim.* 25: 101–110.
- Heuser C.J. 1971. Pollen and spores of Chile. Modern types of the Pteridophyta, Gymnospermae and Angiospermae. The University of Arizona Press, Tucson, AZ, 167 pp.
- International Standards Organisation, ISO 25663, 1984. Bestimmung des Kohlenstoff-Stickstoffs (Europäische Norm EN 25663). Brussels, 1993, 10 pp.
- Isla F. 1998. Holocene coastal evolution of Buenos Aires. *Quat. S. Am. Ant. Pen.* 11: 297–321.
- Jancovská V. and Komárek J. 1982. Das Vorkommen einiger Chlorokkalkalgen im böhmischen Spätglazial und Postglazial. *Folia Geobot. Phytotax.* 17: 165–195.
- Jancovská V. and Komárek J. 2000. Indicative Value of *Pediastrum* and other Coccal Green Algae in Palaeoecology. *Folia Geobot.* 35: 59–82.
- Jarsen D.M. and Elsik W.C. 1986. Fungal palynomorphs from recent river deposits, Luangwa Valley, Zambia. *Palynology* 10: 35–60.
- Karst T.L. and Smol J.P. 2000. Paleolimnological evidence of limnetic nutrient concentration equilibrium in a shallow, macrophyte-dominated lake. *Aquat. Sci.* 62: 20–38.
- Kaushal S. and Binford M.W. 1999. Relationship between C:N ratios of lake sediments, organic matter sources and historical deforestation in lake Pleasant, Massachusetts, USA. *J. Paleolim.* 22: 439–442.
- Komárek J. and Fott B. 1983. Chlorophyceae (Grünalgen). Ordnung: Chlorococcales. In: Huber-Pestalozzi, Das Phytoplankton des Süßwassers. Systematik und Biologie, 7 Teil. 1. Hälfte, Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart.
- Krammer K. 2000. The genus *Pinnularia*. In: Lange-Bertalot H. (ed), *Diatoms of Europe*, Vol. 1, A.R.G. Gantner, Ruggell, 703 pp.
- Krammer K. and Lange-Bertalot H. 1988. Bacillariophyceae. 2. Teil: Bacillariophyceae, Epithemiaceae, Surirellaceae. In: Ettl H., Gerloff J., Heynig H. and Mollenhauer D. (eds), *Süßwasserflora von Mitteleuropa*, Band 2/2, VEB Gustav Fischer, Jena, 596 pp.
- Krammer K. and Lange-Bertalot H. 1991a. Bacillariophyceae. 3. Teil: Centrales, Fragilariaceae, Eunotiaceae. In: Ettl H., Gerloff J., Heynig H. and Mollenhauer D. (eds), *Süßwasserflora von Mitteleuropa*, Band 2/3, Gustav Fischer, Stuttgart, Jena, 598 pp.
- Krammer K. and Lange-Bertalot H. 1991b. Bacillariophyceae. 4. Teil: Achnanthaceae, Kritische Ergänzungen zu *Navicula* (Lineolatae) und *Gomphonema*, Gesamtliteraturverzeichnis Teil 1-4. In: Ettl H., Gärtner G., Gerloff J., Heynig H. and

- Mollenhauer D. (eds), Süßwasserflora von Mitteleuropa, Band 2/4, Gustav Fischer, Stuttgart, Jena, 437 pp.
- Lange-Bertalot H. 2001. *Navicula sensu stricto*, 10 genera separated from *Navicula sensu lato Frustulia*. In: Lange-Bertalot H. (ed.), Diatoms of Europe, Vol. 2, A.R.G. Gantner, Ruggell, 526 pp.
- Lessa G.C., Angulo R.J., Giannini P.C. and Araújo A.D. 2000. Stratigraphy and Holocene evolution of a regressive barrier in south Brazil. *Mar. Geol.* 165: 87–108.
- Markgraf V. and D'antoni H.L. 1978. Pollen Flora of Argentina. Modern Spore and Pollen Types of Pteridophyta, Gymnospermae and Angiospermae. The University of Arizona Press, Tucson, AZ, 208 pp.
- Martin L. and 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.
- Mazzeo N., García-Rodríguez F., Gorga J., Kruk C., Lacerot G., Larrea D., Loureiro M., Meerhoff M., Quintans F. and Rodríguez L. 2001. Is the infestation by *Egeria densa* detrimental for water quality?. Proceedings of the 9th International Conference on the Conservation and Management of Lakes, Japan. Vol. 4, pp. 171–174.
- Metzeltin D. and Lange-Bertalot H. 1998. Tropical Diatoms of South America I. In: Lange-Bertalot H. (ed.), *Iconographia Diatomologica*, Vol. 5, Koeltz Scientific Books, Königstein, 695 pp.
- Metzeltin D. and Lange-Bertalot H. (in-press). Tropical Diatoms of South America II. In: Lange-Bertalot H. (ed.), *Iconographia Diatomologica*, Koeltz Scientific Books, Königstein.
- Metzeltin D. and García-Rodríguez F. 2003. Las Diatomeas Uruguayas. Ediciones DIRAC, Universidad de la República, Facultad de Ciencias, Montevideo, Uruguay, 210 pp.
- Meyers P.A. and Lallier-Vergès H. 1999. Lacustrine sedimentary organic matter records of late Quaternary paleoclimates. *J. Paleolim.* 21: 345–372.
- Müller A. and Mathesius U. 1999. The palaeoenvironments of coastal lagoons in the southern Baltic Sea. I. The application of sedimentary C_{org}/N ratios as source indicators of organic matter. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 145: 1–16.
- Oschmann W., Reichart K. and Dillenburg S. 1999. Holozäne Ökosystementwicklung in der Küstenebene von Rio Grande do Sul (Südbrasilien) in Bereich der Lagoa de Tramandai. *Zbl. Geol. Paläont. Teil I* 7–9: 1077–1091.
- Romero E.J. and Fernández C.A. 1981. Palinología de paleosuelos del Cuaternario de los alrededores de Lobería (pcia. de Bs. As., Rep. Argentina). *Ameghiniana* 18(3–4): 273–285.
- Rumrich U., Lange-Bertalot H. and Rumrich M. 2000. Diatomeen der Anden. In: Lange-Bertalot H. (ed.), *Iconographia Diatomologica*, Vol. 9, Koeltz Scientific Books, Königstein, 673 pp.
- Scheffer M. 1998. Ecology of Shallow Lakes. Population and Community Biology. Serie 22, Chapman and Hall, London, 357 pp.
- Smol J.P. 1985. The ratio of diatom frustules to chrysophycean statospores: a useful paleolimnological index. *Hydrobiologia* 123: 199–208.
- Sprechmann P. 1978. The paleoecology and paleogeography of the Uruguayan coastal area during the Neogene and Quaternary. *Zitteliana* 4: 3–72.
- Ter Braak C.F.J. and Šmilauer P. 1998. CANOCO Reference Manual and User's Guide to CANOCO for Windows: Software for Canonical Community Ordination (version 4). Microcomputer Power. Ithaca, NY, 352 pp.
- Van Geel B. 1976. A paleoecological study of Holocene peat bog sections, based on the analysis of pollen, spores and macro- and microscopic remains of fungi, algae, cormophytes and animals. Thesis – Hugo de Vries Laboratorium, Universiteit van Amsterdam, 75 pp.
- Van Geel B. 1976b. Fossil spores of Zygnemataceae in ditches of a prehistoric settlement in Hoogkarspel (The Netherlands). *Rev. Palaeobot. Palynol.* (Amsterdam) 22: 337–344.
- Van Geel B. 1986. Application of fungal and algal remains and other microfossils in palynological analyses. In: Berglund B.E. (ed.), *Handbook of Holocene Palaeoecology and Palaeohydrology*, Vol. 24, pp. 497–505.
- Wang X. and Ke X. 1997. Grain size characteristics in the extant tidal flat sediments along the Jiangsu coast, China. *Sediment. Geol.* 112: 105–122.
- Witkowski A., Lange-Bertalot H. and Metzeltin D. 2000. Diatom flora of marine coasts I. In: Lange-Bertalot H. (ed.), *Iconographia Diatomologica*, Vol. 7, Koeltz Scientific Books, Königstein, 925 pp.

Inferring paleosalinity trends using the chrysophyte cyst to diatom ratio in coastal shallow temperate/subtropical lagoons influenced by sea level changes

Felipe García-Rodríguez

Received: 19 November 2005 / Accepted: 17 February 2006 / Published online: 24 August 2006
© Springer Science+Business Media B.V. 2006

Abstract Data on chrysophyte cyst to diatom ratios as an index to track Holocene paleosalinity changes are presented. Six sediment cores taken in four coastal systems influenced by Holocene sea level changes indicate that during the transition from marine/brackish to brackish/freshwater and freshwater conditions, increases in the cyst to diatom ratio were recorded. These data suggest that Holocene changes in paleosalinities in coastal aquatic systems may be tracked by using this simple index, however other factors (such as changes in nutrient levels) may complicate some interpretations. Nevertheless, data required to calculate this simple index are easy to obtain, and so relatively little effort is required to obtain some paleolimnological information on these two important algal groups.

Keywords Chrysophyte cysts · Diatoms · Salinity · Sea level change · Uruguay

Introduction

Since the publication of the chrysophyte cyst to diatom ratio (Smol 1985), researchers have used this

simple index to track paleolimnological changes in trophic status in temperate lakes (e.g. Lotter et al. 1997, 1998; Karst and Smol 2000; Forrest et al. 2002; Paterson et al. 2004). Most of the papers dealing with this ratio report data from freshwater systems, as chrysophytes occur predominantly in freshwater oligotrophic poorly mineralized lakes (Smol 1985; Duff et al. 1995). For this reason, Smol (1985) proposed that in oligotrophic systems, cyst to diatom ratios often display relatively high values, whereas in meso-eutrophic systems ratios are often lower. In addition, chrysophytes are rarely found in marine environments (Duff et al. 1995). Because of this, taxonomic diversity in marine systems is thought to be low due to salinity stress (Rull and Vegas-Vilarrúbia 2000). Chrysophyte cysts have been investigated in marine/brackish and athalassic environments (Cumming et al. 1993; Rull and Vegas-Vilarrúbia 2000) on only a few occasions. Cumming et al. (1993) have already pointed out the paleolimnological potential of chrysophyte cysts as indicators of changes in inland lake salinity in cold north temperate regions. In temperate/subtropical regions, however, the paleolimnological use of chrysophytes as indicators of salinity changes has not yet been studied.

This paper presents paleolimnological data on the cyst to diatom ratio in four coastal water bodies from which six sediment cores were taken. The cores extend from 27,000 year BP to contemporary times, and encompass paleosalinity changes from

F. García-Rodríguez (✉)
Botany Department, Nelson Mandela Metropolitan
University, P.O. Box 77000, Port Elizabeth 6031,
Republic of South Africa
e-mail: felipegr@fcien.edu.uy

marine/brackish to freshwater levels (García-Rodríguez et al. 2001, 2002a, b; 2004a, b, c; García-Rodríguez and Witkowski 2003; Bracco et al. 2005). In this paper it is shown that the ratio of chrysophyte cysts to diatoms provides interesting data on trends in this ratio that appear to be related to salinity.

The study area

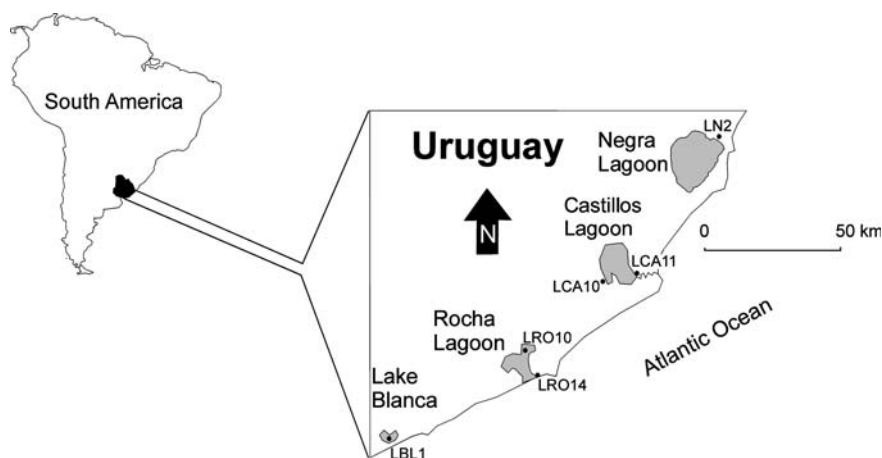
The southern coast of Uruguay lies in a temperate/subtropical and humid region with a mean historical annual rainfall of 1,100 mm per year (García-Rodríguez et al. 2002b). The area contains a series of coastal shallow aquatic systems (Fig. 1) that originated about 7,000 year BP, after the first large Holocene marine transgression (Martin and Suguio 1992; Angulo and Lessa 1997; Angulo et al. 1999; Isla 1998). This transgression was a consequence of glacioeustatic processes, and there were no significant changes in tectonic/seismic activity in the eastern coast of South America during the late Pleistocene/Holocene (Martin and Suguio 1992; Espinosa et al. 2003). The coastal zone is dominated by grasslands, sand dunes and rocky shores. Detailed information on the limnology and paleolimnology of these coastal water bodies can be found in Conde et al. (1999, 2000, 2002), Conde and Sommaruga (1999), Jorcín (1999), Mazzeo et al. (2003), García-Rodríguez et al. (2001, 2002a, b, 2004a, b, c), García-Rodríguez and Witkowski (2003) and Bracco et al. (2005).

Materials and methods

Six piston cores were taken, one from Lake Blanca, two from Rocha Lagoon, two from Castillos Lagoon and one from Negra Lagoon (Fig. 1) in April/May 2000 with the aid of a 5-cm diameter piston corer. The length of the core ranged from almost 600 to 190 cm. After retrieval, the cores were immediately sealed and kept in the dark at 4°C, prior to laboratory analyses. Samples from each core were selected for both conventional and AMS radiocarbon dating. The conventional dating was performed on bulk sedimentary organic matter and on shells of *Heleobia australis* d'Orbigny and *Erodona mactroides* Daudin. The AMS ^{14}C was performed on bulk sedimentary organic matter. The samples were treated with 1% HCl, 1% NaOH and combustion to CO_2 was performed in a quartz tube with CuO and silver wool at 900°C. The CO_2 was reduced to graphite and the ^{14}C concentration was measured by comparing the simultaneously collected ^{14}C , ^{13}C and ^{12}C beams, with oxalic acid standard CO_2 . Sediment age was calculated with a $\delta^{13}\text{C}$ correction for isotopic fractionation based on the $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ ratio simultaneously with the $^{14}\text{C}/^{12}\text{C}$ ratio.

Sediment type was expressed as percentage of ϕ -units, which is a term used to group sediments into different types according to the size of the particles (Balsille and Tanner 1999; Wang and Ke 1997). The ϕ -units scale ranges from -12 (representing the biggest particles i.e. boulder), to 14 (representing the smallest particles i.e. very fine clay). Such a

Fig. 1 The study area. Black dots indicate coring stations



scale is computed with the equation $\phi = -\log_2$ (grain size, mm).

Total carbon (TC), total nitrogen (TN) and total phosphorus (TP) were determined according to the standard methods of the German Institute for Standardization (DIN: Deutsches Institut fuer Normung) and the International Standard Organization (ISO). TC and TN were measured with a vario-EL-CNS elemental analyzer (Elementar Analysensysteme GmbH, Jena, Germany). TP was measured according to DIN 38414 – S12 (1986). Organic matter and carbonate were determined by loss on ignition (Heiri et al. 2001).

About 230 slides were mounted in Naphrax[®] for diatom valves counting and identification at 1,250× magnification. A minimum of 250 valves was counted. Diatoms were identified and classified according to Metzeltin et al. (2005), Metzeltin and García-Rodríguez (2003), Lange-Bertalot (2001), Witkowski et al. (2000), Rumrich et al. (2000), Krammer (2000), Metzeltin and Lange-Bertalot (1998), and Frenguelli (1941, 1945). Chrysophyte cysts were simultaneously counted and expressed as the percentage ratio of their abundance to the total number of diatom valves and chrysophyte cysts (Smol 1985). A maximum of 421 chrysophyte cysts per slide was counted while some slides exhibited no cysts. Good preservation of both diatoms and chrysophyte cysts was observed.

Results and discussion

Castillos Lagoon

Core LCA10

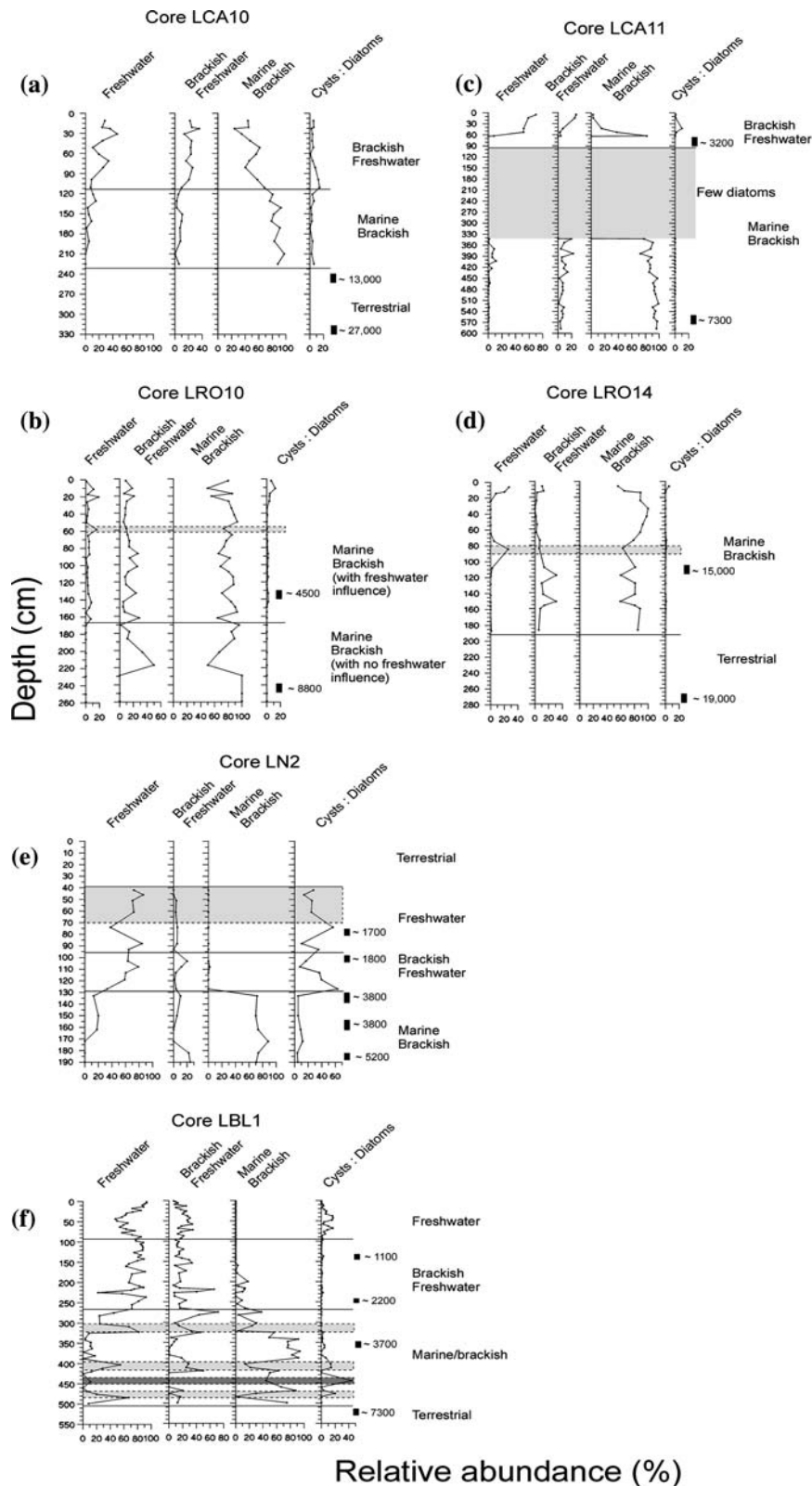
This lagoon is separated from the Atlantic Ocean by a 10-km wide sand dune, but it connects to the sea via Valizas River. Salinity therefore ranges from 0 ‰ to 20 ‰ (Jorcín 1999). The system was characterized by terrestrial conditions until before 13,400 year BP (García-Rodríguez et al. 2004c). Once an aquatic system was established, marine/brackish conditions were inferred during the early Holocene until ~3000 year BP, when a brackish/freshwater stage was established. Since the lagoon presently connects to the ocean, it has never reached a full freshwater stage (Jorcín 1999).

The basal section of core LCA10 contained neither diatoms nor chrysophyte cysts. Between 190 cm and 110 cm, marine/brackish diatoms accounted for ~80% and brackish/freshwater and freshwater taxa accounted together for 20% (Fig. 2a). The cyst to diatom ratio exhibited a value close to 3%. Such a marine/brackish stage was established because the sea level was 5 m to 2 m above the present mean sea level (Martin and Suguio 1992; Angulo and Lessa 1997; Isla 1998; Angulo et al. 1999; García-Rodríguez et al. 2004c). During this stage, low relative abundances of freshwater diatoms, together with either lack of chrysophyte cysts (core LCA11) or a very low cyst to diatom ratios (core LCA10), were observed. This indicates salinity-stress conditions for the proliferation of freshwater microalgae (Rull and Vegas-Vilarrúbia 2000). Above 110 cm, marine/brackish diatoms decreased in abundance to values of ~40%, whereas brackish/freshwater and freshwater diatoms accounted together for ~50%. Maximum values for the cyst: diatom ratio were observed between 120 cm and 80 cm depth (Fig. 2a). This matches with the sea level fall inferred for ~5,000 year BP (Martin and Suguio 1992; Angulo and Lessa 1997; Angulo et al. 1999; García-Rodríguez et al. 2004c), which led to a decrease in salinity levels of the lagoon. As the salinity levels decreased from marine/brackish to brackish/freshwater levels, increases in cysts to diatoms ratios were recorded (Fig. 2a).

Core LCA11

From the basal section of core LCA11 to 330 cm, marine/brackish diatoms accounted for ~85% (Fig. 2b) and brackish/freshwater species displayed abundance values of ~8%, except for the peaks observed at 530, 430, 390 and 340 cm. Freshwater diatoms were only observed between 420 cm and 360 cm, but abundances values never exceeded 9%, and chrysophyte cysts were not observed (Fig. 2b). Such a marine/brackish stage was established because the sea level was 5 to 2 m higher than the present mean sea level (Martin and Suguio 1992; Angulo and Lessa 1997; Isla 1998; Angulo et al. 1999). This indicates salinity-stress conditions for the proliferation of freshwater microalgae (Rull and Vegas-Vilarrúbia 2000).

Fig. 2 Relative abundances of freshwater, brackish/freshwater and marine/brackish diatoms as well as cysts to diatoms ratios versus depth. Black boxes to the right of all six plots indicate sediment age



In the section 330–60 cm (depicted with grey in Fig. 2b), only about 50 diatom valves could be counted but most of the observed species were all marine/brackish indicators (García-Rodríguez et al. 2004c) and no chrysophyte cysts were observed. The upper 60 cm of the core were dominated by brackish/freshwater and freshwater taxa (Fig. 2b). Thus, only after the sea level fall observed after ~4,000 year BP (Martin and Suguio 1992; Angulo and Lessa 1997; Angulo et al. 1999) both brackish/freshwater and freshwater diatoms were recorded. Marine/brackish diatoms showed a peak at 60 cm but then decreased towards the core surface. Only above 55 cm depth were high abundances of freshwater diatoms together with chrysophyte cysts observed (Fig. 2b), which again indicates that the ratio of chrysophyte cysts to diatoms may be a sensitive tool for inferring shifts in salinity.

Rocha Lagoon

Core LRO10

This lagoon is separated from the sea by a sand bar that opens naturally through a single mouth when the water level increases above ~1.3 m, when wave action on the seaward side of the sandbar occurs (e.g. during storms), or a combination of both. Inter-communication with the ocean may occur several times per year. In addition, after freshwater discharges, marine intrusions take place (Conde and Sommaruga 1999). Thus, this water body is classified as a marine/brackish system, although freshwater pulses occur during the winter. Moreover, the water body never achieved a full brackish/freshwater stage during the Holocene (García-Rodríguez et al. 2004a). However, as indicated by diatoms, two major Holocene stages can be recognized (core LRO10, Fig. 2c). The first is a marine/brackish without freshwater influence, and the second, a marine/brackish but with freshwater influence. The boundary between the two stages can be set prior to 4,500 year BP (i.e. at 170 cm, Fig. 2c). Below 170 cm depth, marine brackish/diatoms accounted for ~90% and brackish/freshwater taxa for ~10% (Fig. 2c), except at 220 cm where brackish/freshwater species increased to about 40%. Even though at 220 cm there might have been a decrease in salinity, the system was not influenced by freshwater as no freshwater diatoms were detected (Fig. 2c).

Above 170 cm, marine/brackish diatoms accounted for 70%–80%, brackish/freshwater taxa accounted for 10%–20%, whereas freshwater diatoms accounted for 5% (Fig. 2c). In addition, the cyst to diatom ratio showed a slight increase to 2%. After the system began to experience freshwater inputs, the ratio of cysts to diatoms was sensitive to such changes. At 58 cm depth (indicated with grey in Fig. 2c), freshwater diatoms (with dominance of *Aulacoseira granulata*; García-Rodríguez et al. 2004a) increased in relative abundance values to ~15%, but a concomitant increase in cyst to diatom ratio was not observed (Fig. 2c). Dominance of *A. granulata* suggests meso to eutrophic conditions (Krammer and Lange-Bertalot 1991; van Dam et al. 1994) which are not suitable for the proliferation or chrysophyte cysts (Smol 1985). In the top 20 cm of the sediment core, freshwater diatoms increased in relative abundances (Fig. 2c), and concomitant increases in the cyst to diatom ratios were recorded. The increase in freshwater diatoms and chrysophyte cysts within this section implies a decrease in salinity due to a decrease in sea level (Martin and Suguio 1992; Isla 1998).

Core LRO14

Core LRO14 extends from the late Pleistocene to the early Holocene (Fig. 2d, García-Rodríguez et al. 2004a). The basal section corresponds to the Chuy formation which was deposited during late Pleistocene (Sprechmann 1978). The lack of diatoms or chrysophyte cysts indicates a terrestrial system. After the establishment of an aquatic system, marine brackish/diatoms accounted for ~90% and brackish/freshwater species accounted for 10% in most samples (Fig. 2d). At 151 cm and 118 cm, increases in abundances of brackish/freshwater species and decreases in marine/brackish taxa were observed. Both freshwater diatoms and chrysophyte cysts accounted for less than 1% in this section. Although shifts in marine and marine/brackish taxa were registered at the above depths, changes in salinity might not have been significant as increases in freshwater diatom taxa were not observed.

Freshwater diatoms were not observed in the middle and the upper section of the core. In the middle section, freshwater diatoms accounted for 25%. Dominance of both *Aulacoseira granulata* and

Nitzschia denticula were observed. Since these two taxa are indicators of high trophic state (meso to eutrophic, Krammer and Lange-Bertalot 1991; van Dam et al. 1994), and since chrysophyte cysts often dominate in oligotrophic systems (Smol 1985), concomitant increases in cysts to diatoms ratios were not observed. In the upper section of the core (Fig. 2d), freshwater diatoms accounted for ~27% of the relative abundances, and cyst to diatom ratio increased to ~5%. In this case, increases in mesotrophic to eutrophic diatoms were not observed (García-Rodríguez et al. 2004a), and instead *Pinnularia latevittata* was the dominant diatom (a species commonly found in systems under a clear water phase in Uruguay; Metzeltin et al. 2005). This freshwater stage, within the upper 25 cm of core LRO14, which belongs to the early Holocene, is not representative of past environmental conditions (see García-Rodríguez et al. 2004a). However, the changes recorded in this interval indicate that the cyst to diatom ratio is still a sensitive tool to track changes in salinity in coastal systems.

Negra Lagoon

Core LN2

This lagoon is elevated 8 m above mean sea level. It is separated from the ocean by a 4-km wide sand bar and has no direct connection to the sea. Although it exhibits very small changes in salinity levels because of the marine spray influence, it is mostly a freshwater body (Conde and Sommaruga 1999). The lagoon showed marine conditions in the early Holocene, marine/brackish in the mid Holocene, and freshwater conditions were established during late Holocene. However, prior to the above stages (i.e. before 5,200 year BP, Fig. 2e), the system exhibited terrestrial conditions (Bracco et al. 2005). Once an aquatic system was established, marine/brackish diatoms accounted for at least ~75% of the relative abundances (i.e. below 130 cm depth Fig. 2e). Brackish/freshwater species showed maximum percentages of ~23% within the section 180–190 cm, and then decreased. Freshwater diatoms only occurred above 170 cm (Fig. 2e), and accounted for at most ~20%. Cyst to diatoms ratios were always close to 5% below 130 cm, except for the 172 cm sample, where they reached a value of 10%. Only

after a brackish/freshwater system was established (after ~3,800 year BP, just above 130 cm depth), because of a sea level fall (Martin and Suguio 1992; Angulo and Lessa 1997; Angulo et al. 1999; Bracco et al. 2005), sharp increases in both freshwater diatoms and chrysophyte cysts were observed (Fig. 2e).

Above 130 cm, marine brackish diatoms were almost absent, brackish/freshwater taxa accounted for ~5%, and freshwater species showed a sharp increase (to ~70%, Fig. 2e). Concomitant sharp increases (to ~60%) in cyst to diatom ratios were recorded. At 108 cm depth, brackish/freshwater diatoms increased relative abundances to ~20% and a concomitant decrease in cysts to diatoms ratio was observed (Fig. 2e). This suggests that changes in the ratios of chrysophyte cysts to diatoms are sensitive to salinity stress, as already indicated by Rull and Vegas-Vilarrúbia (2000).

A freshwater system was established above 95 cm depth. It is important to point out that Bracco et al. (2005) had set such a transition boundary at ~65 cm depth in this core. However, the data shown in Fig. 2e indicate that this boundary could be set at 95 cm, as brackish/freshwater diatoms always accounted for 5%, and no marine/brackish taxa were observed above the 95 cm depth. During this stage, the cyst to diatom ratio reached a value of ~60% at 75 cm, but then decreased to ~30% in the sediment interval comprised between 70 cm and 40 cm (indicated with grey in Fig. 2e). Concomitant increases in the relative abundances of both *Aulacoseira granulata* and *Aulacoseira ambigua* were observed. Both *Aulacoseira* spp. are indicators of high trophic state (mesotrophic to eutrophic, Krammer and Lange-Bertalot 1991; van Dam et al. 1994). Since chrysophyte cysts are often dominant in oligotrophic systems (Smol 1985), they did not display a peak in this interval.

Lake Blanca

Core LBL1

Lake Blanca is elevated 4 m above mean sea level. It is a fresh waterbody from which drinking water is produced. The system showed several recent eutrophication episodes since the 1960s (García-Rodríguez et al. 2002b). The system exhibited marine/brackish conditions during the early Holocene, brackish/

freshwater during the mid Holocene and a full freshwater system was only established after ~1,000 year BP. However, prior to these aquatic stages, the system exhibited terrestrial conditions (García-Rodríguez et al. 2004b).

Below the 260 cm depth, the sediment core was dominated by marine/brackish and brackish/freshwater diatoms (Fig. 2f). However, during the marine/brackish stage, there were four episodes in which decreases in salinity were observed as increases in freshwater diatoms were recorded (one of them indicated with dark grey, and the other three with light grey; Fig. 2f). In the episode indicated with dark grey, a sharp increase in chrysophyte cysts (to ~45%) was observed. In this section, *Aulacoseira granulata*, an indicator of high trophic state (meso to eutrophic, Krammer and Lange-Bertalot 1991; van Dam et al. 1994) showed relative abundances of ~10% (García-Rodríguez et al. 2004b). The low percentages of *A. granulata*, together with high percentages of chrysophyte cysts, suggest a moderate trophic state. In contrast, in the other three episodes (those indicated with light grey in Fig. 2f), *A. granulata* accounted for 30%–60% of the relative abundances (García-Rodríguez et al. 2004b). Thus the system showed meso to eutrophic conditions. Since chrysophyte cysts are often dominant in oligotrophic systems (Smol 1985), they did not display sharp increases in relative abundances, as observed at 450 cm depth (depicted with dark grey in Fig. 2f). Nevertheless, the increases in the cyst to diatom ratio in all four sections depicted with grey indicate that such a ratio is sensitive to changes in paleosalinities.

In sediment the section from 260 cm to 93 cm, marine/brackish diatoms decreased in relative abundances (Fig. 2f), and brackish/freshwater species showed relative abundances of about 20%. Freshwater species increased and accounted for ~60% (Fig. 2f). The most abundant freshwater species in this section were *Aulacoseira granulata* and *Nitzschia denticula* (García-Rodríguez et al. 2004b), which are indicators of meso to eutrophic conditions (Krammer and Lange-Bertalot 1988; van Dam et al. 1994). During this stage, the cyst to diatom ratio was very low (Fig. 2f). García-Rodríguez et al. (2004b) inferred trophic states comparable to those observed during the past 30 years, during which time the lake was shown to be eutrophic. Such eutrophic conditions might have inhibited the proliferation of chrysophyte

cysts, as eutrophic conditions are not suitable for chrysophyte populations (Smol 1985).

After a freshwater body was established at 90 cm depth (García-Rodríguez et al. 2004b), concomitant increases in the cyst to diatom ratio were observed. However, there were two episodes where cysts to diatoms decreased (between 50 cm and 60 cm, and from 25 cm to the sediment surface; Fig. 2f). In the interval 50–60 cm, even though small increases in organic matter, TN and TP were observed (García-Rodríguez et al. 2004a), which might imply no major changes in trophic state, and chrysophyte cysts decreased. From 25 cm towards the core surface, sharp increases in organic matter, TN and TP were recorded (García-Rodríguez et al. 2004b). During this stage the lake was shown to be eutrophic. Since chrysophyte cysts are often dominant in oligotrophic systems (Smol 1985), they decreased in abundance.

Conclusions

The behaviour of chrysophyte cysts in relation to trophic state (expressed as cyst to diatom ratio) proposed by Smol (1985) for Canadian lakes, seems to hold for coastal shallow temperate/subtropical freshwater systems as well. That is, for the Holocene freshwater stages, the ratio of cysts to diatoms displayed maximum values during oligotrophic stages and minima during meso to eutrophic stages. In coastal systems influenced by Holocene sea level changes, as those reported in this paper, the ratio of cysts to diatoms might also be useful to track trends in paleosalinities. During the transition from marine/brackish to brackish/freshwater and freshwater conditions, increases in cyst to diatom ratio were recorded in all six sediment cores. Therefore, information on changes in paleosalinities can be obtained by using this simple ratio. As pointed out by Smol (1985), an operational advantage is that both diatoms and chrysophyte cysts can be identified and counted from the same microscope slide. Since both chrysophyte cysts and diatoms are very easy to identify as a group, researchers without expertise in taxonomy might be able to use such an index without any time consuming training on taxonomy.

Acknowledgement John Smol and two anonymous reviewers provided helpful comments that improved this paper.

References

- Angulo RJ, Lessa GC (1997) The Brazilian sea-level curves: a critical review with emphasis on the curves from Paranáguá and Cananéia regions. *Mar Geol* 140:161–166
- Angulo RJ, Giannini PCF, Suguio K, Pessenda LCR (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. *Mar Geol* 159:323–339
- Balsille JH, Tanner WF (1999) Suite versus composite statistics. *Sediment Geol* 125:225–234
- Bracco R, Inda H, del Puerto L, Castiñeira C, Sprechmann P, García-Rodríguez F (2005) Relationships between Holocene sea-level variation, trophic development and climate change in Negra Lagoon, southern Uruguay. *J Paleolimnol* 33:252–262
- Cumming BF, Wilson SE, Smol JP (1993) Paleolimnological potential of chrysophyte cysts and scales and sponge spicules as indicators of lake salinity. *Int J Salt Lake Res* 2:87–92
- Conde D, Bonilla S, Aubriot L, Pintos W (1999). Comparison of the areal amount of chlorophyll a of planktonic and attached microalgae in a shallow coastal lagoon. *Hydrobiologia* 408–409: 285–291
- Conde D, Sommaruga R (1999) A review of the state of limnology in Uruguay. In: Wetzel RG, Gopal B (eds) *Limnology in developing countries*, 2: International Association for Limnology (SIL), New Delhi, pp 1–31
- Conde D, Aubriot L, Sommaruga R (2000) Changes in UV penetration associated with marine intrusions and freshwater discharge in a shallow coastal lagoon of the Southern Atlantic Ocean. *Mar Ecol Prog Ser* 207:19–31
- Conde D, Aubriot L, Bonilla S, Sommaruga R (2002) Marine intrusions in a coastal lagoon enhance the negative effect of solar UV radiation on phytoplankton photosynthetic rates. *Mar Ecol Prog Ser* 240:57–70
- Deutsches Institut fuer Normung, DIN 38414, T. 12 (1986) Bestimmung von Gesamt-Phosphor in Schlämmen und Sedimente. Berlin, 1986, 12S
- Duff KE, Zeeb BA, Smol JP (1995) *Atlas of chrysophytean cysts*. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, The Netherlands, 189 pp
- Espinosa M, De Francesco C, Isla F (2003) Paleoenvironmental reconstruction of Holocene coastal deposits from the Southeastern Buenos Aires Province, Argentina. *J Paleolimnol* 29:49–60
- Forrest F, Reavie ED, Smol JP (2002) Comparing limnological changes associated with 19th century canal construction and other catchment disturbances in four lakes within Rideau Canal system, Ontario, Canada. *J Limnol* 61:183–197
- Frenguelli J (1941) Diatomeas del Río de la Plata. *Rev Mus Nac La Plata* Tomo III:213–334
- Frenguelli J (1945) Las diatomeas del Platense. *Rev Mus Nac La Plata* Tomo III:77–221
- García-Rodríguez F, Witkowski A (2003) Inferring sea level variation from relative percentages of *Pseudopodosira kosugii* in Rocha lagoon, SE Uruguay. *Diatom Res* 18:49–59
- García-Rodríguez F, del Puerto L, Inda H, Castiñeira C, Bracco R, Sprechmann P, Scharf B (2001) Preliminary paleolimnological study of Rocha lagoon, SE Uruguay. *Limnologia* 31:221–228
- García-Rodríguez F, Castiñeira C, Scharf B, Sprechmann P (2002a) The relationship between sea level variation and trophic state in the Rocha lagoon, Uruguay. *N Jb Geol Paläont Mh* 2002:27–47
- García-Rodríguez F, Mazzeo N, Sprechmann P, Metzeltin D, Sosa F, Treutler HC, Renom M, Scharf B, Gaucher C (2002b) Paleolimnological assessment of human impacts in Lake Blanca, SE Uruguay. *J Paleolimnol* 28:457–468
- García-Rodríguez F, Metzeltin D, Sprechmann P, Trettin R, Stams G, Beltrán-Morales LF (2004a) Upper Pleistocene and Holocene paleosalinity and trophic state changes in relation to sea level variation in Rocha Lagoon, southern Uruguay. *J Paleolimnol* 32:117–135
- García-Rodríguez F, Sprechmann P, Metzeltin D, Scafati L, Melendi DL, Volkheimer W, Mazzeo N, Hiller A, von Tümpling Jr W, Scasso F (2004b) Holocene trophic state changes in relation to sea level variation in Lake Blanca, SE Uruguay. *J Paleolimnol* 31:99–115
- García-Rodríguez F, Metzeltin D, Sprechmann P, Beltrán-Morales LF (2004c) Upper Pleistocene and Holocene development of Castillos Lagoon in relation to sea level variation, SE Uruguay. *N Jb Geol Paläont Mh* 2004:641–661
- Heiri O, Lotter AF, Lemcke G (2001) Loss on ignition as a method for estimating organic and carbonate content: reproducibility and comparability of the results. *J Paleolimnol* 25:101–110
- Isla F (1998) Holocene coastal evolution of Buenos Aires. *Quat S Am Ant Pen* 11:297–321
- Jorcín A (1999) Temporal and spatial variability in the macrozoobenthic community along a salinity gradient in the Castillos Lagoon (Uruguay). *Arch Hydrobiol* 146:369–384
- Karst TL, Smol JP (2000) Paleolimnological evidence of limnetic nutrient concentration equilibrium in a shallow, macrophyte-dominated lake. *Aquat Sci* 62:20–38
- Krammer K (2000) The genus *Pinnularia*. In: Lange-Bertalot H (ed) *Diatoms of Europe*, vol 1. A.R.G. Gantner Verlag, Ruggell, 703pp
- Krammer K, Lange-Bertalot H (1991) Bacillariophyceae 3 Teil: Centrales, Fragilariaceae, Eunotiaceae. In: Ettl H, Gerloff J, Heynig H, Mollenhauer D (eds) *Süßwasserflora von Mitteleuropa*, Band 2/3. Gustav Fischer Verlag, Stuttgart Jena, 598 pp
- Lange-Bertalot H (2001) *Navicula sensu stricto*, 10 genera separated from *Navicula sensu lato Frustulia*. In: Lange-Bertalot H (ed) *Diatoms of Europe*, vol 2. A.R.G. Gantner Verlag, Ruggell, 526 pp
- Lotter AF, Birks HJB, Hofmann W, Marchetto A (1997) Modern diatom, cladocera, chironomid, and chrysophyte cyst assemblages as quantitative indicators for the reconstruction of past environmental conditions in the Alps. I. Climate. *J Paleolimnol* 18:395–420
- Lotter AF, Birks HJB, Hofmann W, Marchetto A (1998) Modern diatom, cladocera, chironomid, and chrysophyte cyst assemblages as quantitative indicators for the reconstruction of past environmental conditions in the Alps. II. Nutrients. *J Paleolimnol* 19:443–463

- 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* 99:119–140
- Mazzeo N, Rodríguez-Gallego L, Kruk C, Meerhoff M, Gorga J, Lacerot G, Quinats F, Lourerio M, Larrea D, García-Rodríguez F (2003) Effects of *Egeria densa* Planch. on a shallow lake without piscivorous fish. *Hydrobiologia* 506–509:591–602
- Metzeltin D, García Rodríguez F (2003) Las Diatomeas Uruguayas. DIRAC Ediciones Facultad de Ciencias Montevideo, Uruguay, 208 pp
- Metzeltin D, Lange-Bertalot H (1998) Tropical diatoms of South America I. In: Lange-Bertalot H (ed) *Iconographia diatomologica*, vol 5. Koeltz Scientific Books, Königstein, 695 pp
- Metzeltin D, Lange-Bertalot H, García-Rodríguez F (2005) Diatoms of Uruguay. In: Lange-Bertalot H (ed) *Iconographia diatomologica*, vol 15. A.R.G. Gantner Verlag distributed by Koeltz Scientific Books, Königstein, 737 pp
- Paterson AM, Cumming BF, Smol JP, Hall RI (2004) Marked recent increases of colonial scaled chrysophytes in boreal lakes: implications for the management of taste and odour events. *Freshwater Biol* 49:199–207
- Rull V, Vegas-Vilarrúbia T (2000) Chrysophycean stomatocysts in a Caribbean mangrove. *Hydrobiologia* 428:145–150
- Rumrich U, Lange-Bertalot H, Rumrich M (2000) Diatomeen der Anden. In: Lange-Bertalot H (ed) *Iconographia diatomologica*, vol 9. Koeltz Scientific Books, Königstein, 673 pp
- Smol JP (1985) The ratio of diatom frustules to chrysophycean statospores: a useful paleolimnological index. *Hydrobiologia* 123:199–208
- Sprechmann P (1978) The paleoecology and paleogeography of the Uruguayan coastal area during the Neogene and Quaternary. *Zitteliana* 4:3–72
- van Dam H, Mertens A, Sinkeldam J (1994) A coded checklist and ecological indicator values of freshwater diatoms from the Netherlands. *Neth J Aquat Ecol* 28:117–133
- Wang X, Ke X (1997) Grain size characteristics in the extant tidal flat sediments along the Jiangsu coast, China. *Sediment Geol* 112:105–122
- Witkowski A, Lange-Bertalot H, Metzeltin D (2000) Diatom flora of marine coasts I. In: Lange-Bertalot H (ed) *Iconographia diatomologica*, vol. 7, A.R.G. Gantner Verlag distributed by Koeltz Scientific Books, Königstein, 925 pp



Upper Pleistocene and Holocene paleosalinity and trophic state changes in relation to sea level variation in Rocha Lagoon, southern Uruguay

F. García-Rodríguez^{1,*}, D. Metzeltin³, P. Sprechmann², R. Trettin⁴, G. Stams⁴ and L.F. Beltrán-Morales⁵

¹Sección Limnología; ²Departamento de Paleontología, Facultad de Ciencias, Iguá 4225, Montevideo (11400), Uruguay; ³Botanisches Institut der Universität Frankfurt, Siesmayerstr. 77, Frankfurt, D-60323, Frankfurt (Main), Germany; ⁴UFZ Umweltforschungszentrum Leipzig-Halle GmbH, Theodor-Lieserstr. 4, 06120 Halle (Saale), Germany; ⁵Centro de Investigaciones Biológicas del Noroeste, Apartado Postal N. 128, La Paz 23000 BCS Mexico; *Author for correspondence (e-mail: felipegr@fcien.edu.uy)

Received 2 September 2003; accepted in revised form 24 January 2004

Key words: Diatoms, Holocene, Paleolimnology, Salinity, Sea level change, Trophic state, Upper Pleistocene, Uruguay

Abstract

Paleolimnological data are presented on trophic development in relation to sea level variation in Rocha Lagoon, a 72 km² coastal lagoon in southern Uruguay. Using sediment cores that extended to ~20,000 yr BP, analyses of grain size, organic matter, carbonate, total carbon, nutrients, and diatoms allowed us to infer changes in trophic state and paleosalinities, which were closely related to Holocene relative sea level variation. Higher trophic states were observed during regressive events, most probably due to increases in runoff and erosion as regressions progressed. Diatom Association Zones (DAZ) were identified in both cores. Those DAZ corresponding to transgressive events were dominated by marine/brackish taxa and relatively low organic matter and nutrient values, while those DAZ corresponding to regressive events showed increases in brackish/freshwater diatoms and both organic matter and nutrients. Although the lagoon formed after the first Holocene marine transgression, our data indicate the existence of a marine/brackish aquatic system during upper Pleistocene (i.e., before 15,000 yr BP), but by ~20,000 yr BP, the system was still likely to be a semi-arid terrestrial system.

Introduction

The east coast of South America experienced considerable relative sea level changes during the Holocene. Particularly along the Brazilian coast (Martin and Suguio 1992; Angulo and Lessa 1997; Angulo et al. 1999; Lessa et al. 2000), a large number of surveys were undertaken to establish relative sea level variation, and a regional model was developed. Such a model postulates that: (a) present mean sea level was first overtaken ~7000 yr BP; (b) by about 5100 yr BP, sea level had

risen to 4–5 m above present mean sea level; (c) between 4000 and 3900 yr BP, there was a lowering of sea level to slightly below the present; (d) by about 3600 yr BP, sea level rose to 3 m above present mean sea level; (e) between 2800 and 2700 yr BP, sea level fell again to slightly below the present one; and (f) at ~2500 yr BP, a third high sea level occurred (2.5 m above the present one). After 2500 yr BP, there was a constant regressive phase. Although Angulo and Lessa (1997) have criticized such a model, their sea level curves are similar to those of Martin and Suguio (1992)

(García-Rodríguez and Witkowski 2003). Isla (1998) also developed a curve of sea level changes for eastern Argentina, which is similar to that for the Brazilian coast (i.e., present mean sea level was first overtaken ~ 7000 yr BP, maximum sea level was achieved by about 5000 yr BP, and then there was a regressive phase). However, no evidence of the two emergence/submergence events (i.e., for 4000–3900 and 2800–2700 yr BP) was observed in Argentina (Isla 1998; Espinosa et al. 2003).

Although the above mentioned studies presented detailed Holocene sea level change curves, no attention was paid to the relationship between trophic state and relative sea level. Transgressions and regressions cause runoff and erosion, which may lead to the sediment record disturbance/loss in coastal water bodies such as lagoons. Thus, sea level changes may cause gaps of information in coastal deposits which would not permit continuous paleoenvironmental reconstructions. However, coastal lagoons are still appropriate systems to determine how sea level changes influence their trophic development. In southern Uruguay, there are many coastal water bodies (such as Rocha Lagoon) that originated after the first Holocene marine transgression. Therefore, both structure and functioning of these systems must have been strongly influenced by sea level changes. The hypothesis being tested was that Holocene sea level changes moderated the trophic state of Rocha Lagoon, with the trophic state being higher during regressions than transgressions events. To test this hypothesis, upper Pleistocene/Holocene paleolimnological conditions of Rocha Lagoon were tracked using physical sediment characteristics, organic matter content, nutrient concentrations and diatoms.

The study area

Rocha Lagoon lies at $34^{\circ}34'S$, $54^{\circ}10'W$, on the southern coast of Uruguay (Figure 1), which is a temperate/subtropical region with a mean historical annual rainfall of 1100 mm per year (García-Rodríguez et al. 2002b). The lagoon forms part of a series of coastal aquatic systems that originated about 7000 yr BP, after the first large Holocene marine transgression (Martin and Suguio 1992; Angulo and Lessa 1997; Isla 1998). This transgression was a consequence of a glacioeustatic process,

and there were no significant changes in tectonic/seismic activity in the eastern coast of South America during upper Pleistocene and Holocene (Martin and Suguio 1992; Espinosa et al. 2003). Tidal range is about 40 cm (Conde et al. 1999).

The lagoon is 72 km^2 , with a maximum depth of 1.4 m and a catchment area of 1312 km^2 . The lagoon is separated from the Atlantic Ocean by a sand bar. Salinity values range from 0.5‰ to 33‰ (sometimes daily, Conde et al. 1999), due to the effects of wind direction and human influence (e.g., artificial opening of the mouth). The mouth also opens naturally to the Atlantic Ocean during heavy winter rain. Sediments are mainly sandy but silt and clay content increases toward the north section. The main tributary, the Rocha River (mean flow $13.4 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$), receives domestic and industrial waste. Vegetation in the catchment area is dominated by extensive meadows used for raising cattle and sheep. The development of the macrophyte *Schoenoplectus californicus* (C. Meyer) Steudel was observed along the north and west coastlines of the system (Figure 1).

Materials and methods

Sampling

Two sediment cores were taken (Figure 1, LRO10 = 265 cm, LRO14 = 275 cm) in April 2000 in Rocha Lagoon with the aid of a 5-cm-diameter piston corer. After retrieval, the cores were sealed immediately and kept in the dark at 4°C , prior to laboratory analyses.

Dating

Sediment age was determined in four intervals on bulk sedimentary organic matter. The basal section of both cores (Figures 2 and 5) were dated by the AMS ^{14}C , while the other sediment intervals were dated by the conventional radiocarbon technique. For AMS ^{14}C , the samples were treated with 1% HCl, 1% NaOH and again 1% HCl at 60°C . Combustion to CO_2 was performed in a quartz tube with CuO and silver wool at 900°C . The CO_2 was reduced to graphite with H_2 at 600°C over 2 mg of an iron catalyst. The iron/carbon mixture was pressed as a pellet into a target holder for the AMS measurement. The ^{14}C concentration

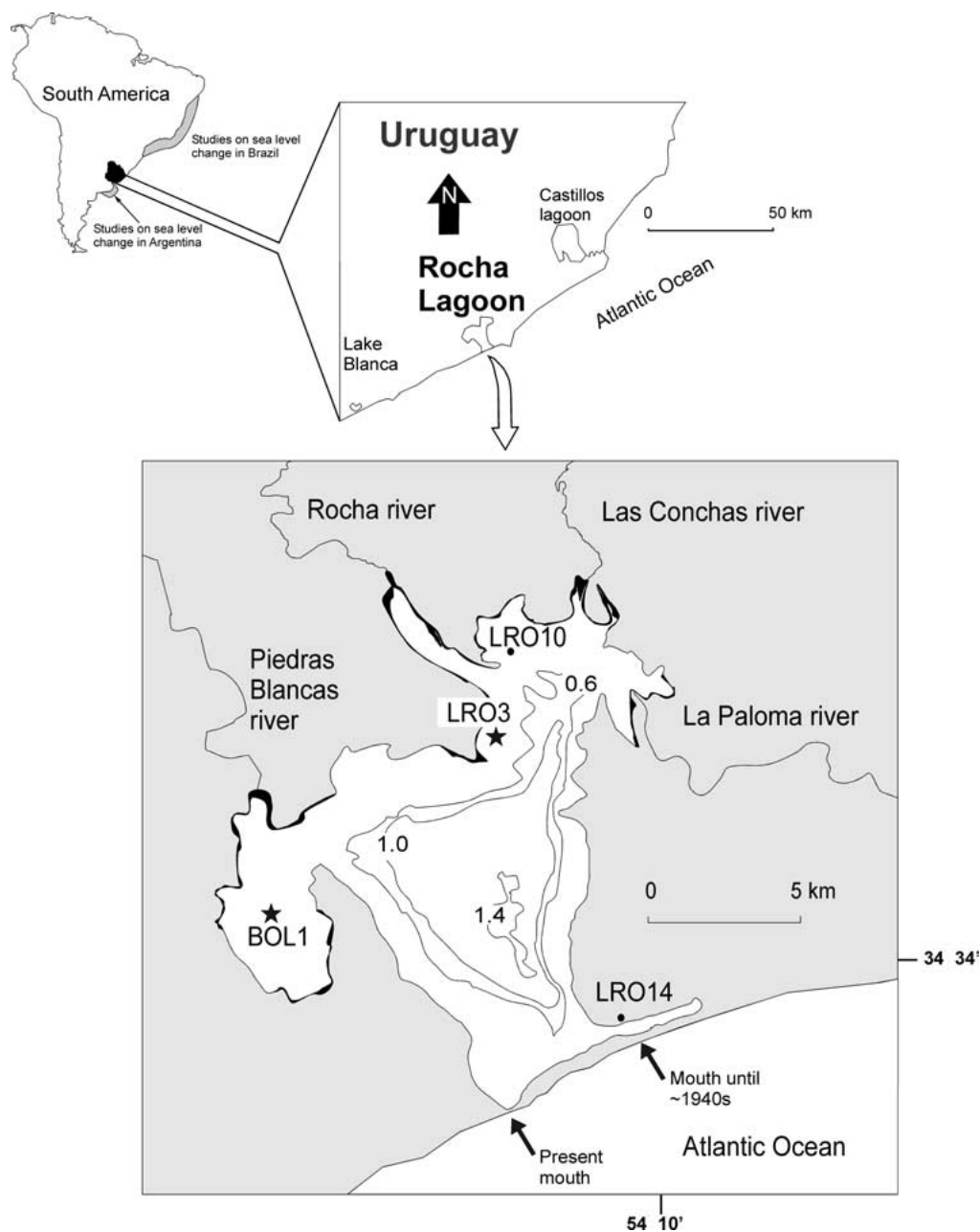


Figure 1. The Rocha Lagoon study area. Black dots indicate coring stations (LRO10, LRO14). Stars indicate coring stations of preliminary paleolimnological studies (BOL1, LRO3) (García-Rodríguez et al. 2001, 2002a; García-Rodríguez and Witkowski 2003). The location of studies on sea level change in Argentina and Brazil (Martin and Suguio 1992; Isla 1998) are indicated on the South American map. Thick lines on the coastline represent macrophyte development of *S. californicus* (C. Meyer) Steudel.

was measured by comparing the simultaneously collected ^{14}C , ^{13}C and ^{12}C beams, with oxalic acid standard CO_2 . Sediment age was calculated with a $\delta^{13}\text{C}$ correction for isotopic fractionation based on

the $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ ratio simultaneously with the $^{14}\text{C}/^{12}\text{C}$ ratio.

For conventional ^{14}C dating, the samples were treated with dilute HCl to remove CO_3 . Bulk

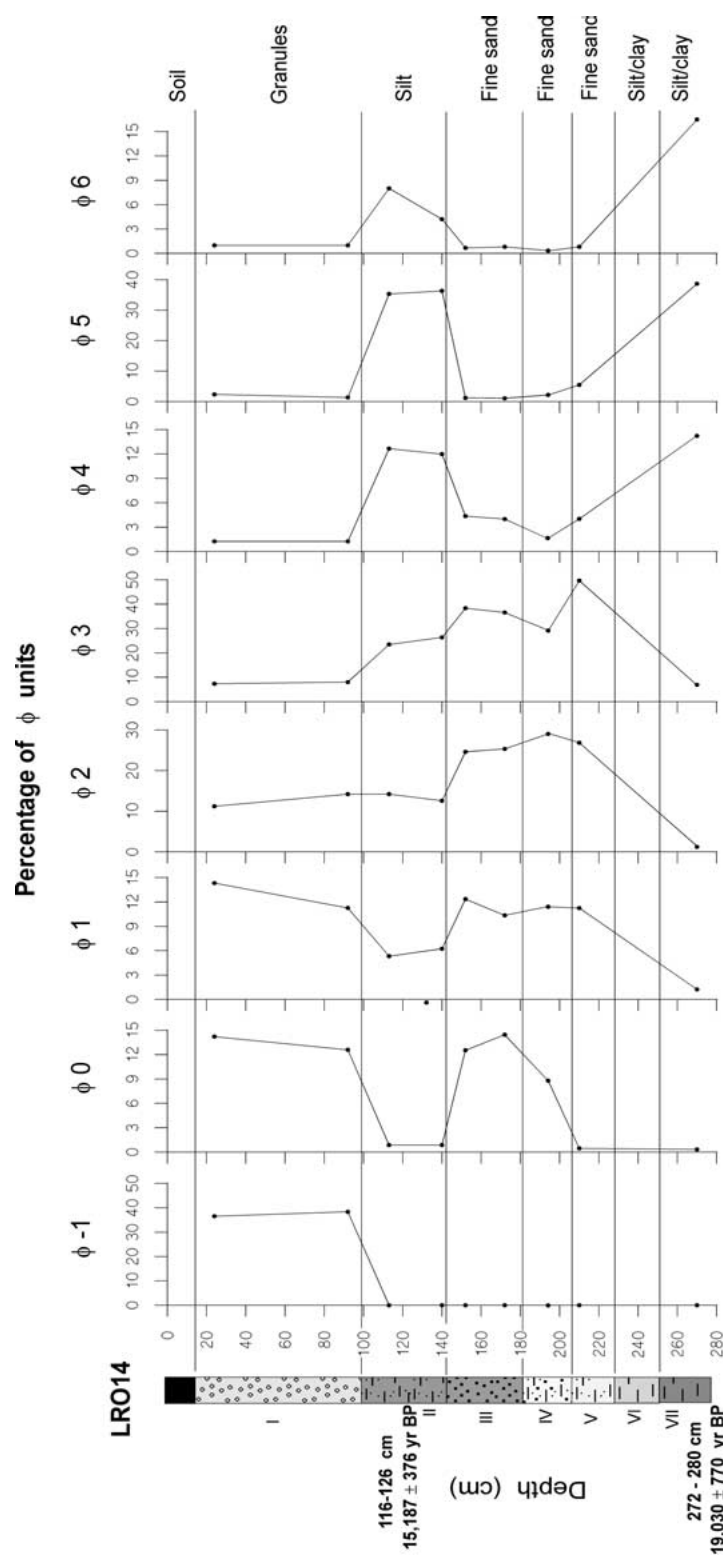


Figure 2. Sediment composition of core LRO14. Lithological units are indicated with Roman numerals. ¹⁴C dates are presented to the left of the plot.

organic material was converted to benzene and its ^{14}C activity was measured with a Packard Tri-Carb 2560 TR/XL liquid scintillation spectrometer. Age is expressed in uncalibrated conventional ^{14}C yr BP, corrected for isotopic fractionation by normalizing $\delta^{13}\text{C}$ values to -25‰ . Quoted error ($\pm 1\sigma$) includes uncertainties in counting statistics.

Lithology

Lithological units were described based on changes in sediment color/texture, conservation of biogenic material and grain size. Aliquots of ~ 20 g were dried at 80°C for 48 h and then treated with 30% H_2O_2 and HCl to remove organic matter and carbonate, respectively. Dry samples were sieved with an electrical sieve. Sediment size was expressed as percentage of ϕ -units, which is a term used to group sediments into different types according to the size of the particles (Balsille and Tanner 1999; Wang and Ke 1997). The ϕ -units scale ranges from -12 (which represent the biggest particles i.e., boulder) to 14 (which represent the smallest particles i.e., very fine clay). Such a scale is computed with the equation $\phi = \log_2$ (grain size, mm).

Geochemistry

Total carbon, nitrogen and phosphorus were determined according to standard methods of the German Institute for Standardization (DIN: Deutsches Institut für Normung) and the International Standard Organization (ISO). For total carbon and nitrogen (ISO 25663, 1984), samples were measured with a vario-EL-CNS elemental analyzer (Elementar Analysensysteme GmbH, Jena, Germany). Total phosphorus was measured according to DIN 38414 – S12 (1986), by which different phosphorus compounds present in the samples are decomposed by oxidation, so that they are available in soluble forms as phosphate, which allows their total concentration to be determined by spectrophotometric readings. The samples were dried at 105°C for 2 h and then moistened with 2 ml distilled water. Next, the samples were treated with HCl and HNO_3 , allowed to stand for 2 h, and then boiled for 1 h. After cooling, 10 ml of this solution were treated with H_2SO_4 and boiled for 3 min. After cooling, the samples were treated with HNO_3 , boiled again

and 40 ml distilled water were added. The samples were then treated with NaOH, ascorbic acid and molybdate reagent, allowed to stand for 30 min, and absorbances were read with a UV/VIS spectrophotometer at 880 nm.

Organic matter was determined by weight loss on ignition (LOI) at 550°C for 2 h. Subsequently the CO_2 mass evolved from carbonate was determined by LOI at 880°C for 2 h, and the carbonate content was calculated by multiplying the weight loss by 1.36 (Heiri et al. 2001).

Diatoms and chrysophyte cysts

Samples for diatom counting and identification were treated with 35% HCl for 24 h to remove carbonates, and then rinsed four times with distilled water. Next, 10 ml of 30% H_2O_2 were added to eliminate organic matter, and then the samples were boiled for 4 h and rinsed five times with distilled water. Permanent slides were mounted in Naphrax[®] for counting and identification. A minimum of 250 valves was counted at $1250\times$ magnification in each sample. Species were identified according to Lange-Bertalot (2001), Witkowski et al. (2000), Rumrich et al. (2000), Metzeltin and Lange-Bertalot (1998), Metzeltin and García-Rodríguez (2003), Krammer (2000, 2002), Krammer and Lange-Bertalot (1988, 1991a, b) and Frenguelli (1941, 1945). Chrysophyte cysts were also counted and expressed as the percentage ratio of their abundance to the total number of diatoms valves and chrysophyte cysts (Smol 1985; Karst and Smol 2000; Forrest et al. 2002).

Statistics

Ordination analyses were performed for diatom assemblages using the computer program CANOCO for Windows (Ter Braak and Šmilauer 1998). Taxa that did not constitute $>2\%$ in at least three sediment intervals were excluded. Both diatom and pollen data entered ordination analyses as relative percentages. We performed principal coordinates analysis (PCO) also known as classical or metric scaling. PCO is a method for multidimensional data analysis, and its utilization is advisable when sample similarities and dissimilarities are to be compared (Ter Braak and Šmilauer 1998). PCO

establishes similarities/dissimilarities between samples by centering percentage data by both samples and species, and utilizes symmetric scaling ordination scores that are not post-transformed. Sample-points that are arranged close together in the ordination diagram correspond to samples with similar species composition, whereas those samples that are far apart, are dissimilar.

Results

Core LRO14

Chronology and lithology

Table 1 shows the sediment age at dated intervals and corresponding lab numbers. The basal section of core LRO14 (272–280 cm, lithological unit VII, Figure 2) yielded an age of $19,030 \pm 770$ yr BP, which corresponds to the upper Pleistocene. The section 116–126 cm also corresponded to upper Pleistocene (lithological unit II) and was dated at $15,187 \pm 376$ yr BP.

Core LRO14 was subdivided into seven lithological units (Figure 2). The basal unit consisted of dark red/brown clay sediments dominated by ϕ 4, 5 and 6. Unit VI was similar in sediment composition to unit VII, but a light red/brown sediment color was observed. In unit V, ϕ 1, 2 and 3 increased while ϕ 4, 5 and 6 decreased (Figure 2). Unit IV was brown in color, and showed similar ϕ values to those observed for unit V, except for ϕ 0 that increased to $\sim 10\%$. In unit III, ϕ 0 and 1 accounted for 30%, and sediments exhibited a beige color. Unit II consisted of dark grey sediments, and an increase in ϕ 4, 5 and 6 together with a decrease in sandy sediments (ϕ 1, 2 and 3), were observed (Figure 2). Unit I was dominated by granules (ϕ -1), and sandy sediments (Figure 5).

Geochemistry

Only organic matter and carbonate were measured in core LRO14 (Figure 3). Unit VII showed very low values of organic matter and carbonate, but they increased at the boundary of units VII and VI. From units VI–III organic matter displayed values ranging between 1% and 2% except for the peak observed at 205 cm (basal section of unit IV, Figure 3). Carbonate content ranged between 0.5% and 1.5% but a peak was observed at 205 cm. In unit II, both organic matter and carbonate

Table 1. Sediment age and lab numbers at dated intervals.

Core	Depth interval (cm)	Radiocarbon date (yr BP)	Lab number
LRO10	135–145	4606 ± 177	Pr. Nr. 299 (UFZ-Halle)
LRO10	235–250	8860 ± 310	KIA13430 (University of Kiel)
LRO14	116–126	$15,187 \pm 376$	Pr. Nr. 304 (UFZ-Halle)
LRO14	273–280	$19,030 \pm 770$	KIA13429 (University of Kiel)

increased, and the maximum values of both variables were recorded at the top of this unit (Figure 6). In unit I, there was a decrease in both variables (Figure 3), organic matter values were always close to 0.5% while carbonate content was about 0.1%.

Diatoms and chrysophyte cysts

Ninety-six diatom taxa were identified, and the relative abundance of the 25 most common taxa ($>2\%$ in at least three sediment intervals (Karst and Smol 2000)) are shown in Figure 4. PCO allowed us to identify seven Diatom Association Zones (DAZ). Below 190 cm (DAZ VII), no diatoms were observed, and for this reason, samples below 190 cm were excluded from PCO (Figure 4).

In DAZ VI diatoms colonized the system. The community was dominated by marine/brackish diatom species (e.g., *Paralia sulcata* and *Actinopterychus senarius*). *P. sulcata* was still the dominant species in DAZ V, but co-dominant taxa were *Cyclotella striata*, *Synedra tabulata* and *Cocconeis discrepans* (Figure 4). In DAZ IV, the relative abundance of *P. sulcata* decreased to $\sim 30\%$, and co-dominant species were *Diploneis bomboides*, *Diploneis mirabilis*, *Hyalodiscus schmidtii*, *Dimmerigrama minor* and *Cocconeis placentula* (Figure 4). Dominant taxa of DAZ III were *Diploneis smithii* and *H. schmidtii* (together accounting for $\sim 35\%$), but an increase in relative percentages of freshwater species *Nitzschia denticula* were also observed (Figure 4). The basal section of DAZ II was co-dominated by *Aulacoseira granulata*, *Navicula radiosa*, *N. denticula* and *D. smithii* (Figure 4), and abundance values of *P. sulcata* remained close to 30%. From the bottom to the top of DAZ II, *H. schmidtii*, *A. senarius* and

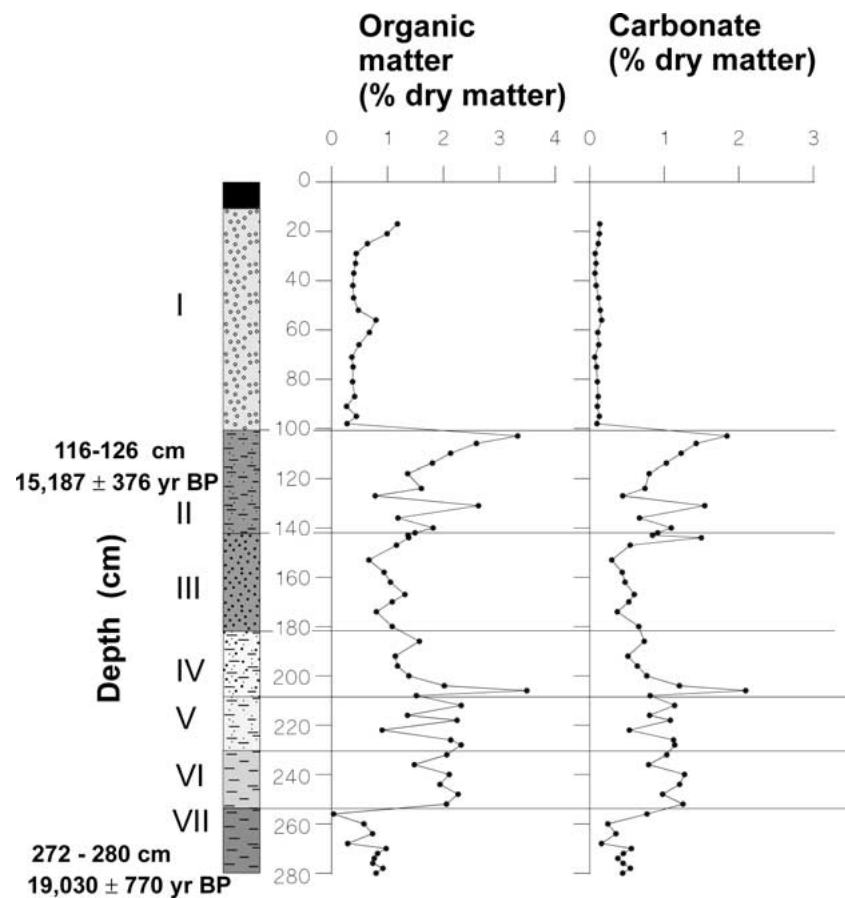


Figure 3. Vertical distribution of chemical variables of core LRO14. Lithological units are indicated with Roman numerals. ^{14}C dates are presented to the left of the plot.

D. smithii increased. However, in the upper section of this DAZ, *H. schmidtii*, *A. senarius*, and also *P. sulcata* showed a further decrease (Figure 4), with the upper section of DAZ II dominated by *D. smithii*. In DAZ I, *D. smithii* showed abundance values close to 80%, and co-dominant species were *D. mirabilis* and *H. schmidtii* (in the basal section), and *Pinnularia latevittata* and *Rhopalodia gibberula* (in the upper section). The highest cysts: diatoms ratio of the sediment core was observed at the top of DAZ I.

Core LRO10

Chronology and lithology

Table 1 shows the sediment age at dated intervals and corresponding lab numbers. The basal section

of core LRO10 (235–250 cm, lithological unit XII, Figure 5) yielded an age of 8860 ± 310 yr BP, which corresponds to lower Holocene. The section 135–145 cm, lithological unit VII, was dated at 4606 ± 177 yr BP and corresponds to the middle Holocene.

Core LRO10 was subdivided into 12 lithological units (Figure 5). The basal unit consisted of granules and sand ($\phi -1, 0$ and 1). Unit XI was similar in sediment composition to unit XII, but broken shells of *Erodona mactroides* Daudin were observed. No granules were observed in unit X, and sediment composition was dominated by silt and fine sand (tact observation). Both granules and sand dominated the sediment composition in unit IX (Figure 5). Unit VIII was similar in sediment composition to unit IX, but broken

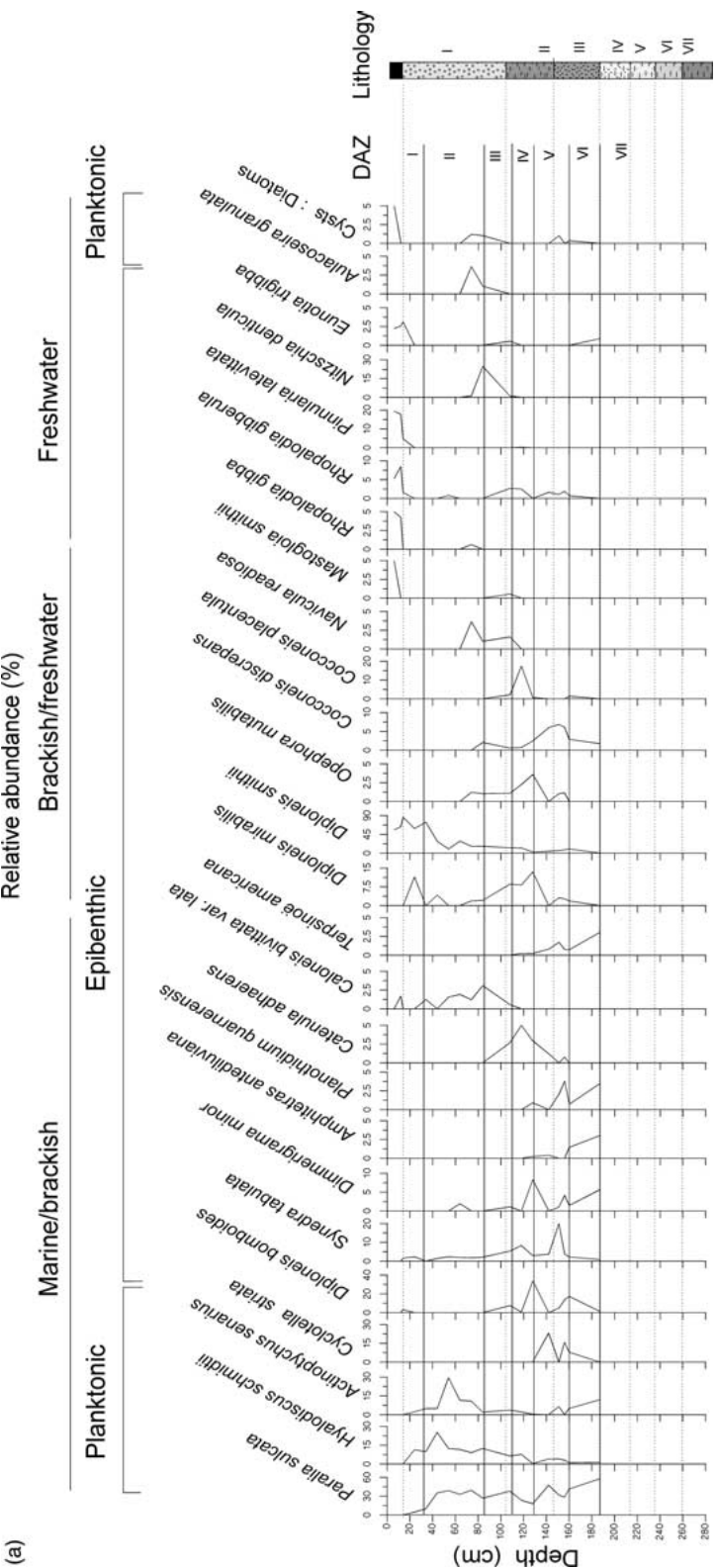


Figure 4. Relative abundances of the most common diatom taxa versus depth of core LRO14 (a). Principal Coordinates Analysis ordination diagram (b). DAZ = Diatom Association Zones. X-axis scales vary between species. Lithological units are depicted to the left of the plot.

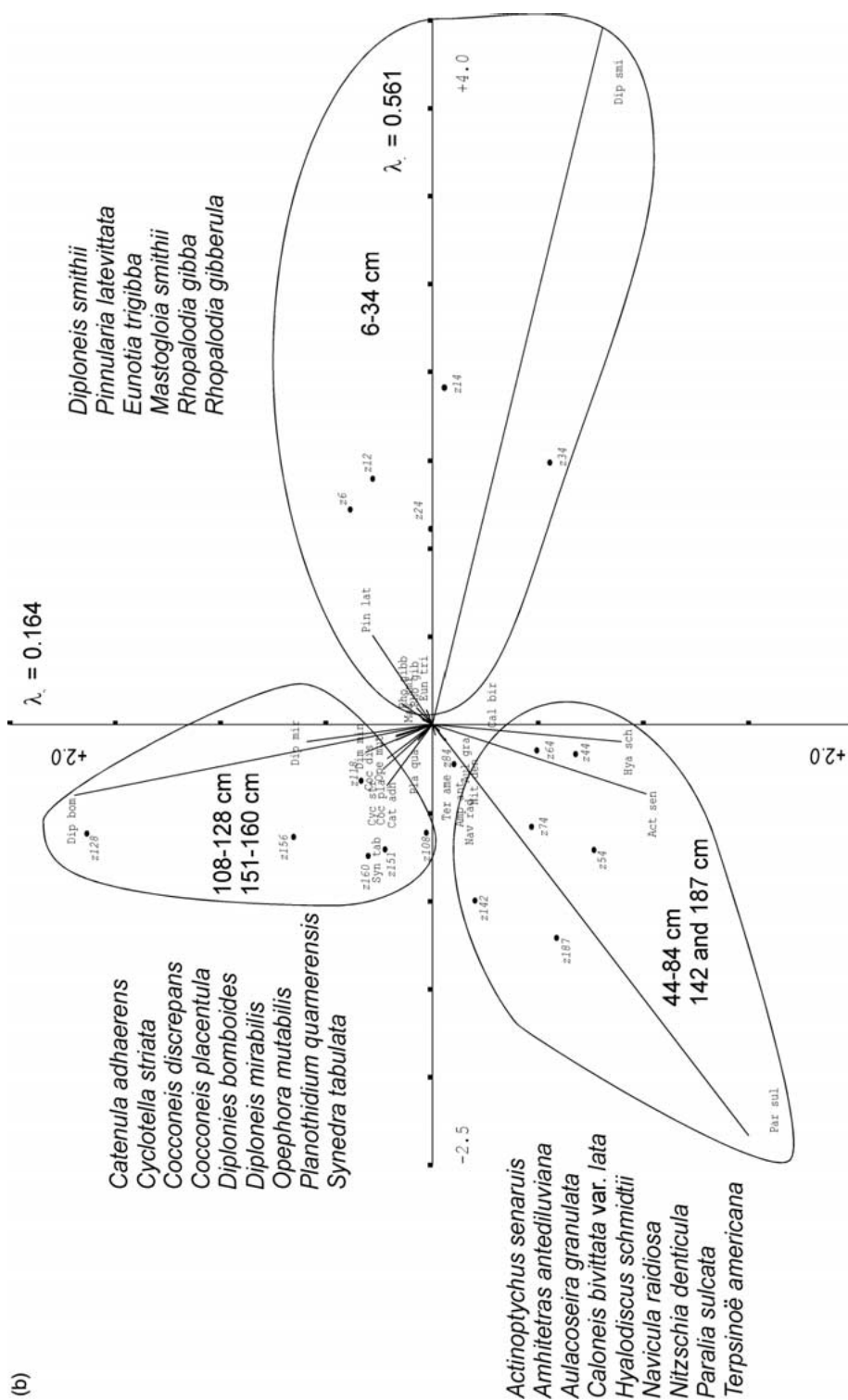


Figure 4. Continued.

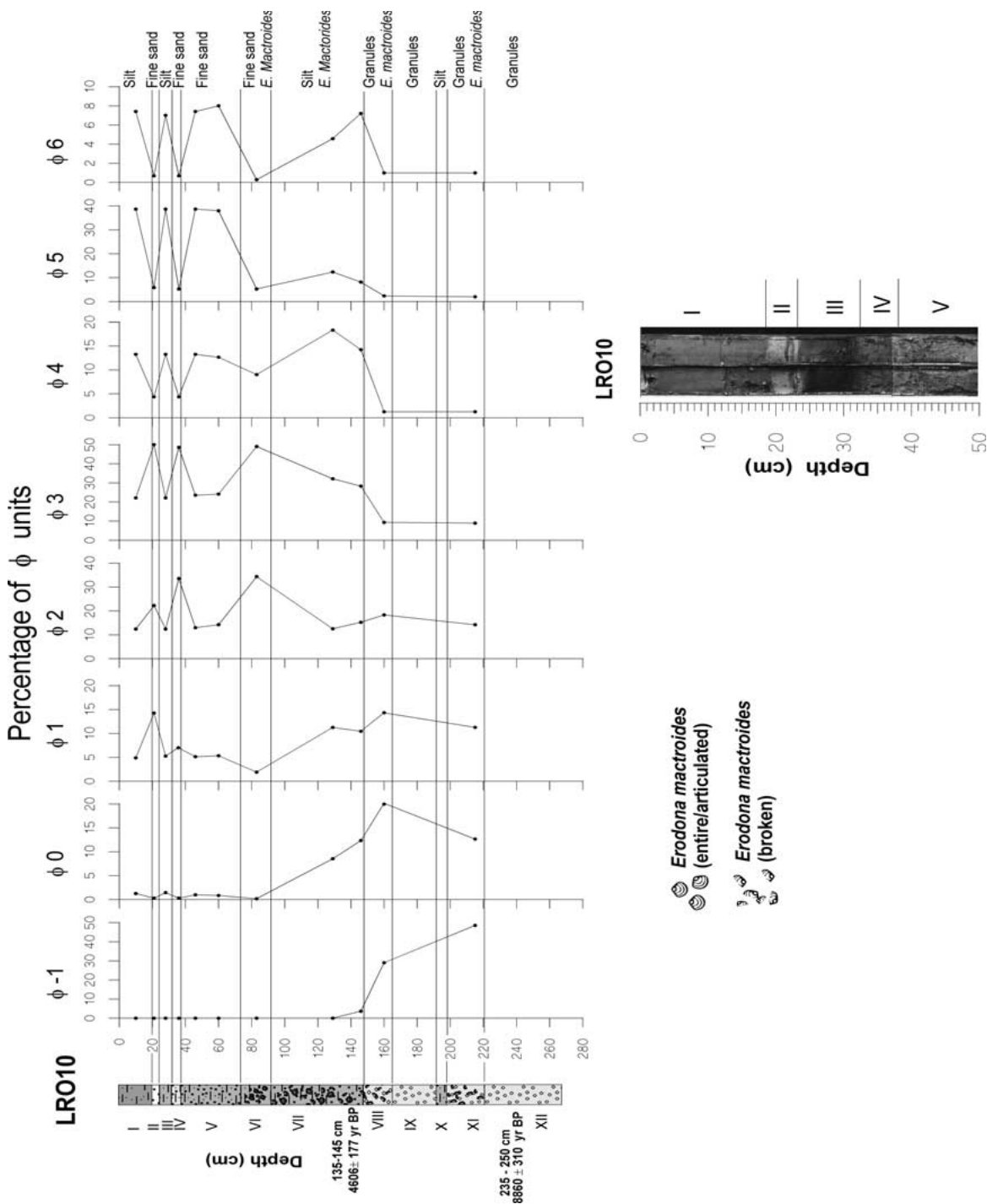


Figure 5. Sediment composition of core LRO10. Lithological units are indicated with Roman numerals. ¹⁴C dates are presented to the left of the plot.

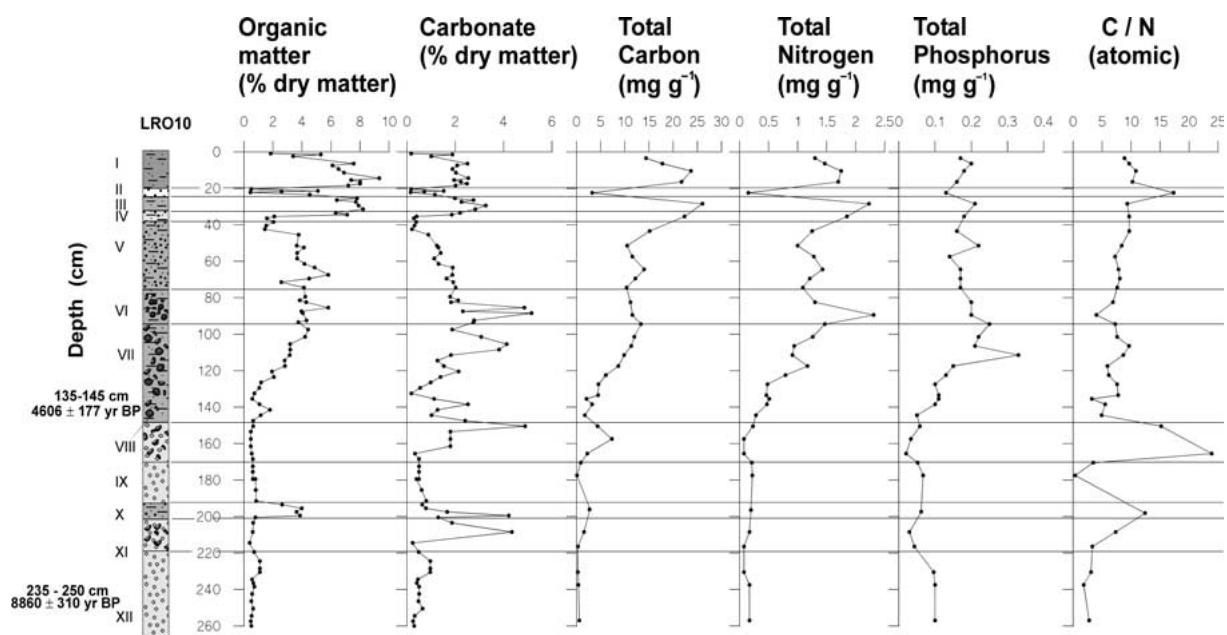


Figure 6. Vertical distribution of chemical variables of core LRO10. Lithological units are indicated with Roman numerals. ¹⁴C dates are presented to the left of the plot.

shells of *E. mactroides* were observed. The boundary between units VIII and VII, was characterized by the disappearance of granules, entire/articulated shells of *E. mactroides* and dominance of sandy/silty sediments (Figure 5). In unit VI, entire/articulated shells of *E. mactroides* were still present, but ϕ -units 0 and 1 decreased in relative percentages, and ϕ 2, 3 and 4 accounted for 80%. In unit V, no shells of *E. mactroides* were observed and ϕ 5 and 6 dominated the sediment composition. An increase in sandy sediments (ϕ 2 and 3), together with a decrease in ϕ -units 4, 5 and 6, were observed in unit IV. Unit III showed similar sediment composition to that of unit V, but sandy sediments increased toward unit II (Figure 5). Although unit II was dominated by sand, the middle section of this unit showed a silt layer (see core photograph, Figure 5). Unit I was similar in sediment composition to unit III (i.e., dominated by ϕ -units 4, 5 and 6).

Geochemistry

The basal section of core LRO10 showed low values of all chemical variables (Figure 6), but in unit X all variables increased, except for total nitrogen and phosphorus that showed similar

values to those of the basal section. Chemical variables decreased in unit IX (Figure 3), but in unit VIII they showed a further increase, except for organic matter, total nitrogen and phosphorus, which showed values similar to those recorded for unit XI. Chemical variables continued to increase in unit VII (Figure 6), except for C/N ratios which decreased from 25 to 10. In unit VI, carbonate and total nitrogen exhibited even higher values, while the other chemical variables (Figure 6) showed no major changes. In unit V, total carbon, phosphorus, nitrogen, organic matter and C/N ratios showed values similar to those of the upper section of unit VI, but carbonate percentages decreased. Total carbon, nitrogen and phosphorus increased in unit IV (Figure 6), while organic matter and carbonate decreased in the basal section of this unit. Organic matter and carbonate then increased toward the top of this unit. In unit III, all variables increased, except for C/N ratios, which remained constant. A further decrease in all variables was observed in unit II (Figure 6), except for C/N ratios which exhibited a sharp increase. In unit I (Figure 6), all variables increased except for the C/N ratios which decreased.

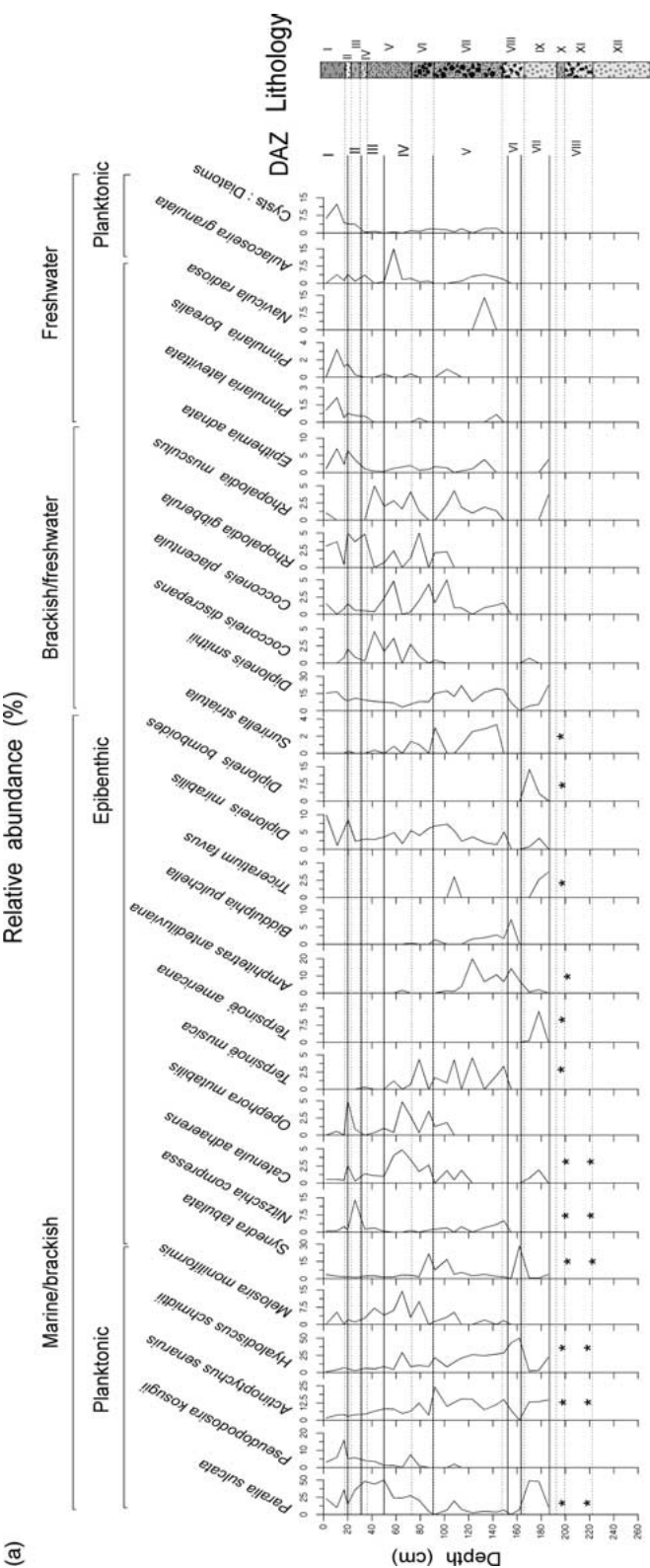


Figure 7. Relative abundances of the most common diatom taxa versus depth of core LRO10 (a). PCO ordination diagram (b). DAZ = Diatom Association Zones. X-axis scales vary between species. Lithological units are depicted to the left of the plot.

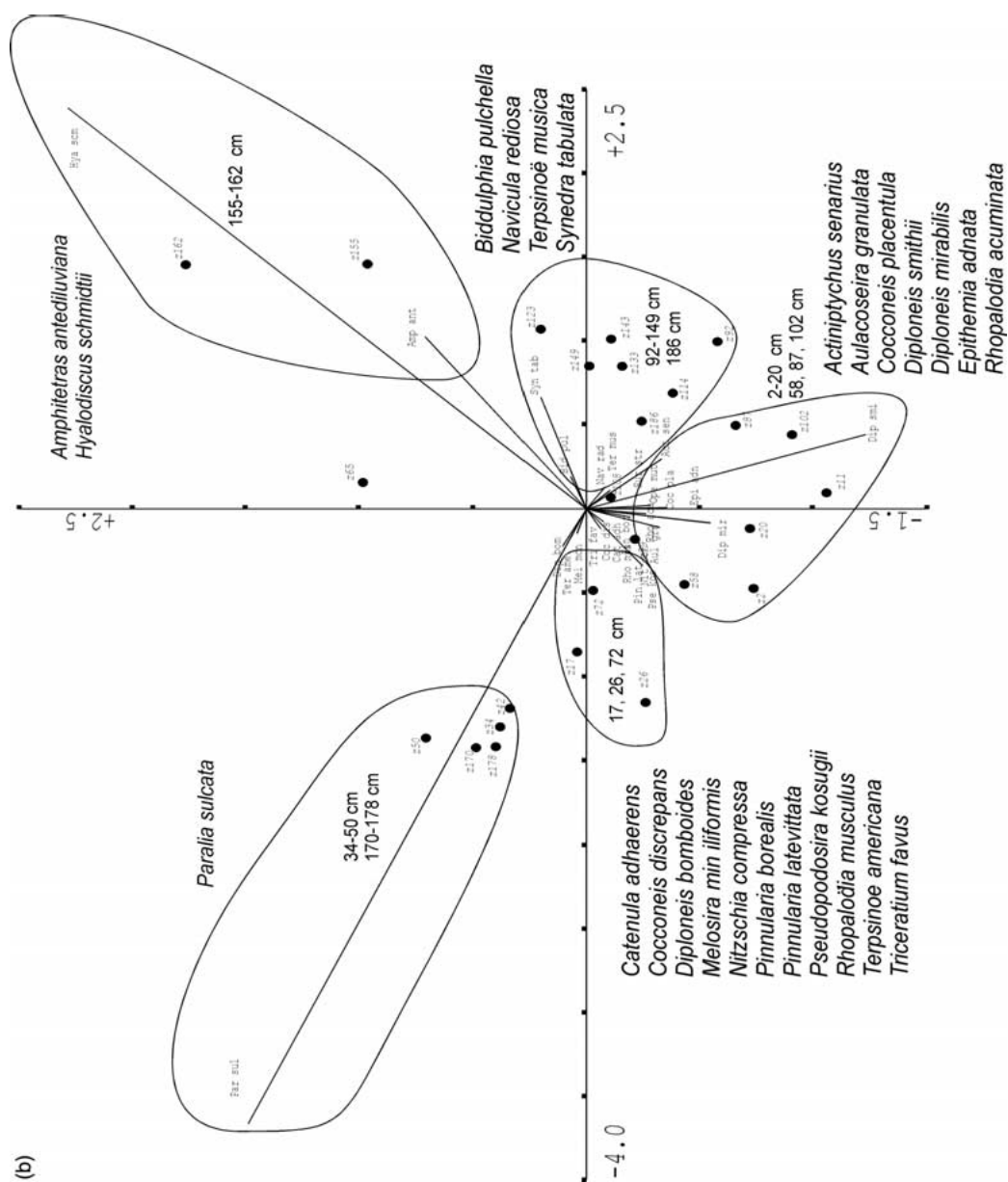


Figure 7. Continued.

Diatoms and chrysophyte cysts

One hundred and twenty-seven diatom taxa were identified. The relative abundance of the 27 most common taxa (>2% in at least three sediment intervals (Karst and Smol 2000)) are shown in Figure 7. PCO allowed us to identify eight DAZ. Below 185 cm (DAZ VIII), just a few diatoms were observed (indicated with asterisks in Figure 7). For this reason, samples below 185 cm were excluded from PCO.

In DAZ VII, diatoms colonized the system (Figure 7). *P. sulcata* accounted for 50% of the relative abundance and co-dominant species were *Terpsinoë americana*, *A. senarius* and *D. smithii*. DAZ VI was dominated by *H. schmidtii*, *S. tabulata* and *Amphitetras antediluviana*, which accounted together for almost 90% of the assemblage, while relative abundances of *P. sulcata* decreased to about 5%. In the lower section of DAZ V, freshwater species *Pinnularia borealis*, *N. radiosa* and *A. granulata* were observed (Figure 7), and chrysophytes also colonized the system (cysts:diatoms ratio ~2%, Figure 7). The lower middle section of this DAZ was dominated by *D. smithii*, *H. schmidtii*, *A. senarius* and *A. antediluviana*. The sections 55–85 cm (DAZ IV) showed no clear ordination of samples according to diatom composition (see ordination diagram Figure 7). However, this section was characterized by increases in relative abundances of *P. sulcata* and *Melosira moniliformis*, decreases of *H. schmidtii* and *A. senarius*, and also the occurrence of halophile/freshwater species (*Rhopalodia* spp). In addition, in the upper section of this DAZ, *A. granulata* reached maximum abundances (~15%).

In DAZ III, *P. sulcata* displayed abundance values of 50% (Figure 7), but then decreased in DAZ II. Co-dominant species of DAZ II were *Nitzschia compressa* and *D. mirabilis* (Figure 7). The basal section of DAZ I showed abundance peaks of *P. sulcata* and *Pseudopodosira kosugii*, but then decreased towards the top of this unit (Figure 7), with a concomitant increase of *D. mirabilis* (Figure 7). DAZ I was characterized by halophile/freshwater species (i.e., *Rhopalodia gibberula*, *Epithemia adnata*, *P. borealis*), and the highest ratio of cysts:diatoms was observed in this DAZ (Figure 7).

Discussion

Core LRO14

The basal section of core LRO14 corresponds to Chuy formation which was deposited during upper Pleistocene (Sprechmann 1978). The lack of diatoms or chrysophyte cysts (Figure 4) in lithological units VII through to IV indicates a terrestrial system. These lithological units exhibited very low carbonate and organic matter content (Figure 3), contained either few or no palynomorphs (García-Rodríguez unpublished) and thus suggest a semi-arid climate. The latter is in close agreement with other regional studies (Iriondo and García 1993; Behling 1998; Prieto 2000), which postulate a colder/drier climate than present temperate conditions for 35,000–17,000 yr BP.

The assemblage of diatoms at ~190 cm depth (transition of units IV and III, Figure 4), indicates that, before 15,000 yr BP, there was a transition from a terrestrial to a brackish system, as *P. sulcata*, *D. bomboides*, *A. senarius*, *C. striata*, *S. tabulata*, *D. minor* (DAZ VI, V and IV) dominated the diatom community. Therefore, the southern coast of Uruguay may have exhibited brackish systems before the first Holocene marine transgression took place (7000 yr BP, Martin and Suguio 1992; Isla 1998). Once an aquatic system became established, a moderate increase in trophic state occurred, and both organic matter and carbonate content, although values always remained relatively low, increased from the basal section of units III to II (Figure 3). In addition, low values of cysts:diatoms ratio also suggest moderate primary productivity levels (Smol 1985; Karst and Smol 2000; Forrest et al. 2002). The upper section of unit III also recorded the occurrence of freshwater diatoms (*N. denticula*, *A. granulata*, *E. trigibba*, Figure 3). Hence, the above mentioned increases in both trophic state and primary productivity may have been accompanied by decreases in salinity levels.

The change in lithology from units II to I (i.e., from sand/silt to granules, Figure 2), might indicate the occurrence of a high energy environment, where physical processes might have played a major role in both structure and functioning (i.e., tidal influence, wind action, Wang and Ke 1997;

Stewart et al. 2000). Unit I of core LRO14 can be correlated stratigraphically to the basal unit of core LRO10 (i.e., unit XII, Figures 2 and 5) and similar grain-size composition was observed. As the basal section of core LRO10 (unit XII, 8860 ± 310 yr BP) corresponds to the lower Holocene, it is likely, therefore, that unit I corresponds to first Holocene marine transgression, which took place between ~ 8000 and 7000 yr BP (Martin and Suguio 1992; Isla 1989, 1998).

The upper section of core LRO14 (i.e., top 30 cm) recorded decreases in marine/brackish diatoms and increases in freshwater species (Figure 4). However, the mouth of Rocha Lagoon was located close to coring station LRO14 (Figure 1) until about the 1940s (local residents, pers. commun.). Therefore, the upper section of core LRO14 would not be representative of past environmental conditions because physical processes (i.e., mouth opening and tidal influence), might have led to the loss of the sedimentary record. After the 1940s, the mouth of the lagoon was artificially closed, and thereafter the lagoon was open to the ocean (see Figure 1).

Core LRO10

It has been pointed out already that unit XII (Figure 5) is thought to correspond to the first Holocene marine transgression. The low organic matter contents ($\sim 1\%$, Figure 6), carbonate and nutrients suggest that the system was likely to be oligotrophic. C/N values (~ 5) indicate that microalgae might have been the major source of sedimentary organic matter (Hassan et al. 1997; Müller and Mathesius 1999; Kaushal and Binford 1999; Meyers and Lallier-Vergès 1999). However, no diatom valves were observed below 220 cm depth (Figure 7). It is probable, therefore, that other microorganisms dominated the system. However, the lower section of unit I (core LRO14, Figure 4) did contain marine/brackish diatoms, which might suggest microalgae patchiness. Marine/brackish diatom species were observed only above 220 cm (Figure 7), with a concomitant increase in C/N ratios that are in the range of aquatic plants and peat shore vegetation (Müller and Mathesius 1999; Meyers and Lallier-Vergès 1999). Therefore littoral plants might have proliferated along the littoral zone of the system.

In lithological unit X, no diatom samples were analyzed. This unit was dominated by silt/sand (Figure 5). Increases in organic matter and carbonate content were observed, as well as C/N ratios that were in the range of aquatic plants and peat shore vegetation (Müller and Mathesius 1999, Figure 6). Thus, increases in trophic state might have been a consequence of inputs from the catchment. It is likely, therefore, that there was a fall in sea level. Lithology again was dominated by granules in lithological units IX and VIII (Figure 5, DAZ VI and V, Figure 7). Decreases in organic matter and carbonate content (Figure 6) indicate a concomitant decrease in trophic state, where the major source sedimentary organic matter might have been microalgae (Hassan et al. 1997; Müller and Mathesius 1999; Kaushal and Binford 1999; Meyers and Lallier-Vergès 1999) as the C/N ratio decreased to about 5. The system might have been marine/brackish and oligotrophic, as indicated by marine brackish diatom species (*P. sulcata*, *A. senarius*, *H. schmidtii*, *A. antediluviana*, Figure 7). Thus, an increase in sea level might have taken place. C/N ratios in lithological unit VII (between 20 and 25) were in the range of macrophytes, peat shore vegetation (Müller and Mathesius 1999; Meyers and Lallier-Vergès 1999), and might indicate that runoff processes were likely to occur, which suggests inputs from the catchment.

Lithological unit VII exhibited dominance of silt sediments with entire articulated shells of *E. mactroides* (optimum salinity range 10–18‰, Sprechmann 1978, Figure 5), increases in relative percentages of freshwater diatoms (Figure 7) and the presence of chrysophyte cysts. Therefore, salinity might have decreased as a consequence of a regressive phase, with concomitant increases in trophic state as nutrients and organic matter increased (Figure 6). C/N ratios (close to 6) suggest that the major contributor to sedimentary organic matter might have been microalgae (Hassan et al. 1997; Müller and Mathesius 1999; Meyers and Lallier-Vergès 1999). In unit VI, no major changes in trophic state were likely to have occurred, as nutrients and organic matter values remained fairly constant except for the peak observed at ~ 85 cm depth (Figure 6). However, the decrease in organic matter and carbonate observed in unit V indicates that trophic state decreased (Figure 6). In unit V,

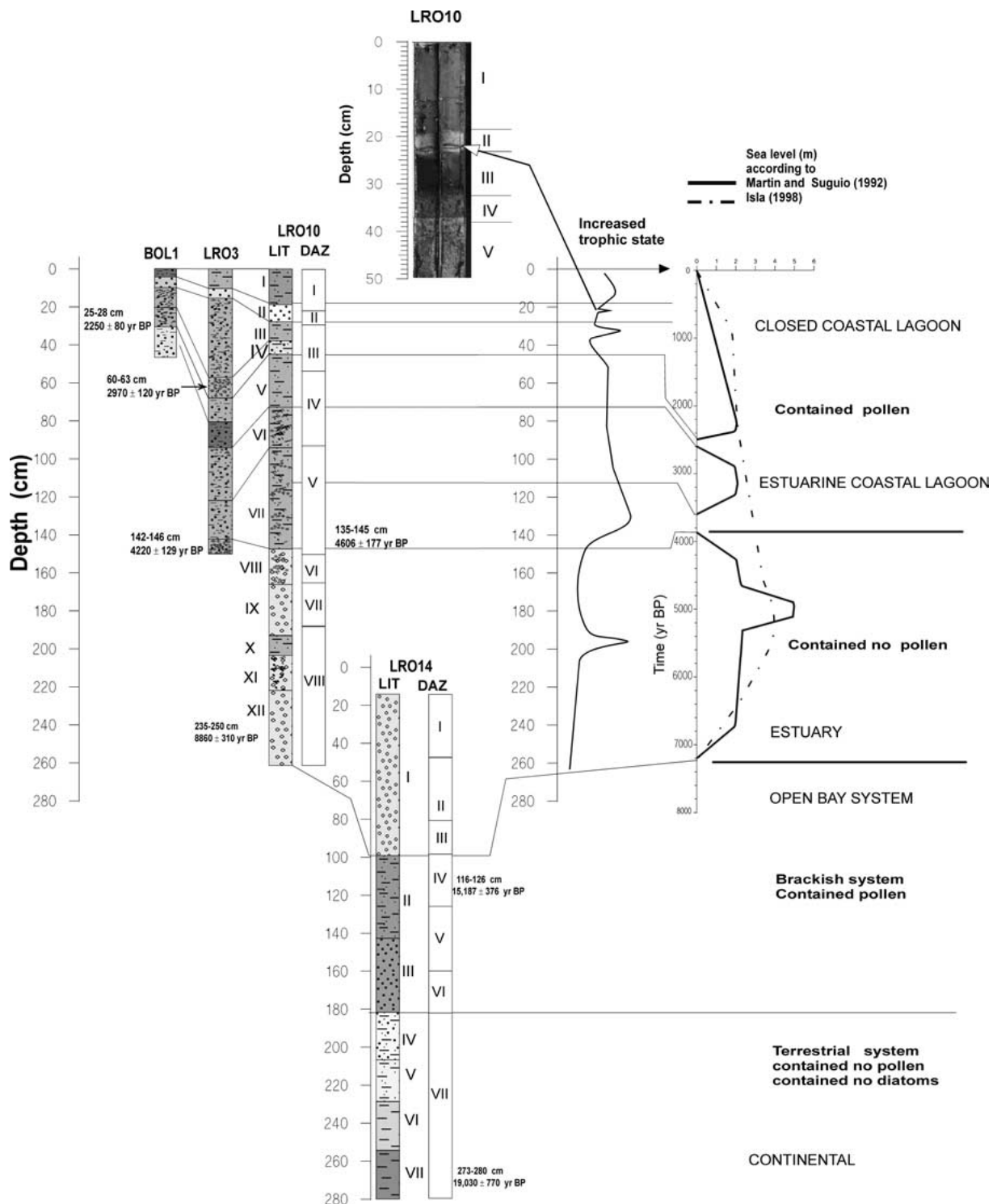


Figure 8. The relationship between trophic state changes, DAZ, lithology (LIT) of sediment cores, and the regional models of sea level change (Martin and Suguio 1992; Isla 1998). Detailed paleolimnological information of cores BOL1 and LRO3 can be found in García-Rodríguez et al. (2001, 2002a) and García-Rodríguez and Witkowski (2003).

marine/brackish diatoms (i.e., *P. sulcata*, *H. schmidtii*, *A. senarius*, DAZ III and II, Figure 7) accounted together for ~75% of the assemblage, so an increase in sea level might have taken place. Trophic state continued to decrease toward unit IV as lower organic matter and carbonate contents were detected.

Unit III showed dominance of silt sediments (Figure 5) and one of the highest organic matter contents of the sediment core, which suggests that the water body might have achieved a relatively high trophic state (Figure 7). Decreases in marine/brackish diatoms, together with increases in brackish/freshwater taxa, indicate low salinity values, and therefore a fall in sea level. The dominance of sandy sediments in unit II (Figure 7), together with increases in percentages of *P. sulcata* (to about 45%) and *P. kosugii* (to about 20%, a species indicator of transgressions, Tanimura and Sato 1997; García-Rodríguez and Witkowski 2003), suggest that salinity increased as a consequence of a sea level rise. Concomitant decreases in trophic state also occurred, as indicated by the very low organic matter contents (Figure 6). However, lithological unit II was dominated by sandy sediments (Figure 6), interrupted by a ~0.8 cm silt layer (see core photograph of Figure 6), with higher organic matter content in the silty than in the sandy layer (Figure 6). The latter highlights the occurrence of high-frequency sea level oscillations, which might have been a consequence of storms, that accelerated inputs from the catchment as suggested by the increase in the C/N ratio (Figure 6). Trophic state increased from the upper sections of units II to I (Figure 6), with a concomitant decrease in salinity, as suggested by decreases in marine/brackish diatoms and increases in brackish/freshwater taxa (Figure 7). In the upper section of unit I (i.e., top 9 cm), trophic state decreased as indicated by decreases in both organic matter and carbonate content (Figure 7), which might have been a consequence of nutrient depletion.

Conclusions: Sea level variation, changes in trophic state and salinity

We compared our paleolimnological changes from Rocha Lagoon to surveys on sea level change in

coastal Argentina and Brazil (Figures 1 and 8). The basal section of core LRO14 indicates a semi-arid terrestrial system for the upper Pleistocene, as the three basal lithological units contained no pollen (García-Rodríguez unpublished) nor diatoms or chrysophyte cysts. Although Rocha Lagoon originated after the first Holocene marine transgression, sedimentary evidence of units III and II (DAZ VI, V and IV, core LRO14) indicates the existence of a marine/brackish aquatic system (i.e., before 15,000 yr BP).

After the first Holocene transgression, the system was most probably marine, as indicated by lack of pollen grains, oligotrophic and dominated by microalgae (C/N ratios ~6, Hassan et al. 1997; Müller and Mathesius 1999; Meyers and Lallier-Vergès 1999). However, in unit X (core LRO10), the system might have exhibited an alternative mesotrophic and macrophyte-dominated state as C/N ratios were ~15.

From lithological units VII to V (i.e., after ~4000, core LRO10), trophic state increased as a consequence of a fall in sea level, as indicated by the occurrence of freshwater diatoms and chrysophyte cysts. In the upper section of unit V, trophic state decreased (Figure 6), because of a sea level rise as indicated by an increase in relative abundances of marine/brackish diatoms (Figure 7). Subsequent changes in trophic state (i.e., the upper four units, Figure 8) were also a consequence of sea level oscillations, where an inverse relationship between trophic state and sea level was observed (see also García-Rodríguez et al. 2001, 2002a; García-Rodríguez and Witkowski 2003). Our data on changes in paleosalinity levels are also in close agreement with regional studies (Oschmann et al. 1999; Espinosa et al. 2003; García-Rodríguez et al. 2004) that inferred similar Holocene paleoenvironments to those observed in this study.

Acknowledgements

We thank Burkhard Scharf for field assistance and comments on this paper. Jorge Pita and Mario Tarabal helped us build a coring platform. Horst Lange-Bertalot and Andrzej Witkowski helped us with diatom identifications. Marlies Wengler and Ines Locker are thanked for TC, TN, TP analyses.

Thomas Whitmore, John Smol and an anonymous reviewer provided helpful comments that improved this paper. Thanks to Aguas de la Costa S.A., Programa para el Desarrollo del las Ciencias Básicas (PEDECIBA), and the Deutscher Akademischer Austauschdienst (DAAD) for financial support. This work was carried out in the labs of UFZ-Magdeburg, Germany, and it is a contribution to project CSIC C-32, Uruguay.

References

- Angulo R.J. and Lessa G.C. 1997. The Brazilian sea-level curves: A critical review with emphasis on the curves from Paranaguá and Cananéia regions. *Mar. Geol.* 140: 161–166.
- Angulo R.J., Giannini P.C.F., Suguio K. and 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. *Mar. Geol.* 159: 323–339.
- Balsille J.H. and Tanner W.F. 1999. Suite *versus* composite statistics. *Sediment. Geol.* 125: 225–234.
- Behling H. 1998. Late quaternary vegetational and climatic changes in Brazil. *Rev. Paleobot. Palynol.* 99: 143–156.
- Conde D., Bonilla S., Aubriot L., de León R. and Pintos W. 1999. Comparison of the areal amount of chlorophyll *a* of planktonic and attached microalgae in a shallow coastal lagoon. *Hydrobiologia* 408/409: 285–291.
- Deutsches Institut fuer Normung, 1986. Bestimmung von Gesamt-Phosphor in Schlämmen und Sedimente, DIN 38414, T. 12, Berlin, 1986, 12S.
- Espinosa M., De Francesco C. and Isla F. 2003. Paleoenvironmental reconstruction of Holocene coastal deposits from the Southeastern Buenos Aires Province, Argentina. *J. Paleolim.* 29: 49–60.
- Forrest F., Reavie E.D. and Smol J.P. 2002. Comparing limnological changes associated with 19th century canal construction and other catchment disturbances in four lakes within Rideau Canal system, Ontario. *Can. J. Limnol.* 61: 183–197.
- Frenguelli J. 1941. Diatomeas del Río de la Plata. *Rev. Mus. Nac. La Plata*. Tomo III: 213–334.
- Frenguelli J. 1945. Las diatomeas del Platense. *Rev. Mus. Nac. La Plata*. Tomo III: 77–221.
- García-Rodríguez F., Sprechmann P., Metzeltin D., Scafati L., Melendi D.L., Volkheimer W., Mazzeo N., Hiller A., von Tümpling W. Jr. and Scasso F. 2004. Holocene trophic state changes in relation to sea level variation in Lake Blanca, SE Uruguay. *J. Paleolim.* 31: 99–115.
- García-Rodríguez F. and Witkowski A. 2003. Inferring sea level variation from relative percentages of *Pseudopodosira kosugii* in Rocha lagoon, SE Uruguay. *Diatom Res.* 18: 49–59.
- García-Rodríguez F., Castiñeira C., Scharf B. and Sprechmann P. 2002a. The relationship between sea level variation and trophic state in the Rocha lagoon, Uruguay. *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. and Gaucher C. 2002b. Paleolimnological assessment of human impacts in Lake Blanca, SE Uruguay. *J. Paleolim.* 28: 457–468.
- García-Rodríguez F., del Puerto L., Inda H., Castiñeira C., Bracco R., Sprechmann P. and Scharf B. 2001. Preliminary paleolimnological study of Rocha lagoon, SE Uruguay. *Limnologia* 31: 221–228.
- Hassan K.M., Swinehart J.B. and Spalding R.F. 1997. Evidence for Holocene environmental change from C/N ratios, and $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{15}\text{N}$ values in Swan Lake sediments, western Sand Hills Nebraska. *J. Paleolim.* 18: 121–130.
- Heiri O., Lotter A.F. and Lemcke G. 2001. Loss on ignition as a method for estimating organic and carbonate content: reproducibility and comparability of the results. *J. Paleolim.* 25: 101–110.
- International Standards Organisation, ISO 25663, 1984. Bestimmung des Kohlenstoff-Stickstoffs (Europäische Norm EN 25663). Brussels, 1993, 10S.
- Iriondo M.H. and García N.O. 1993. Climatic variations in the Argentine plains during the last 18,000 years. *Paleogeogr. Paleoclimatol. Paleoecol.* 101: 209–220.
- Isla F. 1989. Holocene sea-level fluctuations in the southern hemisphere. *Quat. Sci. Rev.* 8: 350–368.
- Isla F. 1998. Holocene coastal evolution of Buenos Aires. *Quat. S. Am. Ant. Pen.* 11: 297–321.
- Karst T.L. and Smol J.P. 2000. Paleolimnological evidence of limnetic nutrient concentration equilibrium in a shallow, macrophyte-dominated lake. *Aquat. Sci.* 62: 20–38.
- Kaushal S. and Binford M.W. 1999. Relationship between C : N ratios of lake sediments, organic matter sources and historical deforestation in lake Pleasant, Massachusetts, USA. *J. Paleolim.* 22: 439–442.
- Krammer K. 2002. *Cymbella*. In: Lange-Bertalot H. (ed.), *Diatoms of Europe*, vol. 3, A.R.G. Gartner Verlag, Rugell, 584 pp.
- Krammer K. 2000. The genus *Pinnularia*. In: Lange-Bertalot H. (ed.), *Diatoms of Europe*, vol. 1, A.R.G. Gantner Verlag, Ruggell, 703 pp.
- Krammer K. and Lange-Bertalot H. 1991a. Bacillariophyceae. 3. Teil: Centrales, Fragilariaceae, Eunotiaceae. In: Ettl H., Gerloff J., Heynig H. and Mollenhauer D. (eds), *Süßwasserflora von Mitteleuropa*, Band 2/3, Gustav Fischer Verlag, Stuttgart, Jena, 598 pp.
- Krammer K. and Lange-Bertalot H. 1991b. Bacillariophyceae. 4. Teil: Achnanthaceae, Kritische Ergänzungen zu *Navicula* (Lineolatae) und *Gomphonema*, Gesamtliteraturverzeichnis Teil 1–4. In: Ettl H., Gärtner G., Gerloff J., Heynig H. and Mollenhauer D. (eds), *Süßwasserflora von Mitteleuropa*, Band 2/4, Gustav Fischer Verlag, Stuttgart, Jena, 437 pp.
- Krammer K. and Lange-Bertalot H. 1988. Bacillariophyceae. 2.Teil: Bacillariophyceae, Epithemiaceae, Surirellaceae. In: Ettl H., Gerloff J., Heynig H. and Mollenhauer D. (eds), *Süßwasserflora von Mitteleuropa*, Band 2/2, VEB Gustav Fischer Verlag, Jena, 596 pp.
- Lange-Bertalot H. 2001. *Navicula sensu stricto*, 10 genera separated from *Navicula sensu lato Frustulia*. In: Lange-Bertalot H. (ed.), *Diatoms of Europe*, vol. 2, A.R.G. Gantner Verlag, Ruggell, 526 pp.
- Lessa G.C., Angulo R.J., Giannini P.C. and Araújo A.D. 2000. Stratigraphy and Holocene evolution of a regressive barrier in south Brazil. *Mar. Geol.* 165: 87–108.

- Martin L. and 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.
- Metzeltin D. and García Rodríguez F. 2003. Las Diatomeas Uruguayas. DIRAC Ediciones, Facultad de Ciencias, Montevideo, Uruguay, 208 pp.
- Metzeltin D. and Lange-Bertalot H. 1998. Tropical diatoms of South America I. In: Lange-Bertalot H. (ed.), *Iconographia Diatomologica*, vol. 5, Koeltz Scientific Books, Königstein, 695 pp.
- Meyers P.A. and Lallier-Vergès H. 1999. Lacustrine sedimentary organic matter records of late Quaternary paleoclimates. *J. Paleolim.* 21: 345–372.
- Müller A. and Mathesius U. 1999. The palaeoenvironments of coastal lagoons in the southern Baltic Sea, I. The application of sedimentary C_{org}/N ratios as source indicators of organic matter. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 145: 1–16.
- Oschmann W., Reichart K. and Dillenburg S. 1999. Holozäne Ökosystementwicklung in der Küstenebene von Rio Grande do Sul (Südbrasilien) in Bereich der Lagoa de Tramandai. *Zbl. Geol. Paläont. Teil I* (7–9): 1077–1091.
- Prieto A.R. 2000. Vegetational history of late glacial-Holocene transition in grasslands of eastern Argentina. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 157: 176–188.
- Rumrich U., Lange-Bertalot H. and Rumrich M. 2000. Diatomeen der Anden. In: Lange-Bertalot H. (ed.), *Iconographia Diatomologica*, vol. 9, Koeltz Scientific Books, Königstein, 673 pp.
- Smol J.P. 1985. The ratio of diatom frustules to chrysophycean statospores: A useful paleolimnological index. *Hydrobiologia* 123: 199–208.
- Sprechmann P. 1978. The paleoecology and paleogeography of the Uruguayan coastal area during the Neogene and Quaternary. *Zitteliana* 4: 3–72.
- Stewart L.K., Heap A.D. and Woolfe K.J. 2000. Evaluating the influence of tidal currents on the distribution of silt in Nara Inlet, central Great Barrier Reef, Australia. *Sediment. Geol.* 136: 59–69.
- Tanimura Y. and Sato H. 1997. *Pseudopodosira kosugii*: A new Holocene diatom found to be a useful indicator to identify former sea-levels. *Diatom Res.* 12: 357–368.
- Ter Braak C.F.J. and Šmilauer P. 1998. *CANOCO Reference Manual and User's Guide to CANOCO for Windows: Software for Canonical Community Ordination* (version 4). Microcomputer Power, Ithaca, NY, USA, 352 pp.
- Wang X. and Ke X. 1997. Grain size characteristics in the extant tidal flat sediments along the Jiangsu coast, China. *Sediment. Geol.* 112: 105–122.
- Witkowski A., Lange-Bertalot H. and Metzeltin D. 2000. Diatom flora of marine coasts I. In: Lange-Bertalot H. (ed.), *Iconographia Diatomologica*, vol. 7, Königstein, 925 pp.

Universidad de la República, Facultad de Ciencias, Sección de Limnología, Uruguay;
UFZ-Umweltforschungszentrum Leipzig-Halle GmbH, Gewässerforschung Magdeburg, Germany

Preliminary Paleolimnological Study of Rocha Lagoon, SE Uruguay

FELIPE GARCÍA-RODRÍGUEZ, LAURA DEL PUERTO, CAROLA CASTIÑEIRA, HUGO INDA, ROBERTO BRACCO,
PETER SPRECHMANN & BURKHARD WILHELM SCHARF

With 8 Figures

Key words: Paleolimnology, coastal lagoon, opal phytoliths, diatoms, sponge spicules, chrysophyte cysts, Uruguay

Abstract

Physical, chemical and biological data from a sedimentary profile of Rocha lagoon (Uruguay) are presented. Analyses of silica remains showed that opal phytoliths, diatoms, sponge spicules and chrysophyte cysts were the most important contributors to biogenic silica. Organic matter, total nitrogen and total phosphorus were used to infer past trophic development. Physical analysis of sediments allowed us to identify five lithological units related to sea level variation and climatic events.

Introduction

The trophic degree is a very useful tool to describe aquatic systems. For paleoecological reconstructions, knowledge on trophic state provides information that is important for inferring paleoenvironments or climatic change (KAMALELDIN et al. 1997; KAUSHAL & BINFORD 1999). In the case of paleolimnological studies of coastal aquatic systems, trophic state also provides historical information on sea level variation. Lacustrine systems usually have a higher trophic state than marine environments because of allochthonous input as well as internal loading (MARGALEF 1983). Therefore, organic matter and nutrient values are often higher in freshwater or brackish than in marine environments. In accordance with this, water transparency is commonly higher in marine than in freshwater or brackish systems. The hypothesis being tested was that trophic state was related to sea level variation. To test this hypothesis, the aim of the study was to reconstruct paleoenvironmental conditions using biological remains as well as chemical and physical indicators deposited in a sedimentary profile of Rocha lagoon (Uruguay).

Study area

Rocha lagoon (34° 15' S, 54° 17' W) is located in southern Uruguay (Fig. 1). The basin originated about 7000 years B.P. by marine transgression and accumulation of littoral deposits (SPRECHMANN 1978, 1980). The area of the lagoon is 72 km², mean depth 1.4 m, while catchment area is 1312 km². Salinity values range from 0.5 to 33‰ (sometimes daily), due to wind direction effects and human influence (e.g. artificial opening of the mouth). The system is separated from the Atlantic Ocean by a sand bar which opens to the Atlantic ocean during July and August. Sediments are mainly sandy but towards the north section silt and clay content increase (SOMMARUGA & CONDE 1990). The main tributary (mean flow 13.4 m³ s⁻¹), receives domestic and industrial waste. Vegetation in the catchment area is dominated by extensive meadows used for raising cattle and sheep. Macrophyte development of *Schoenoplectus californicus* (C. MEYER) STEUDEL, was observed along the north and west coastlines of the system (Fig. 1).

Materials and Methods

Two 47 cm long cores were taken in Rocha lagoon in August 1998 at station BOL1 (Fig. 1) with a 5 cm internal diameter corer. The first was cut every 1.5 cm (n = 31) in the laboratory for chemical and biological analyses. The second was used for grain size analysis. The sampling station was located at a site where net sedimentation is higher than net resuspension (SOMMARUGA & CONDE 1990).

Samples for counting and identification of opal phytoliths, diatoms, sponge spicules and chrysophyte cysts were treated with 10 ml of 2N Na₄P₂O₇ for 24 hours and then rinsed with distilled water. Then, 10 ml of 30% H₂O₂ were added, allowed to stand for 24 hours,

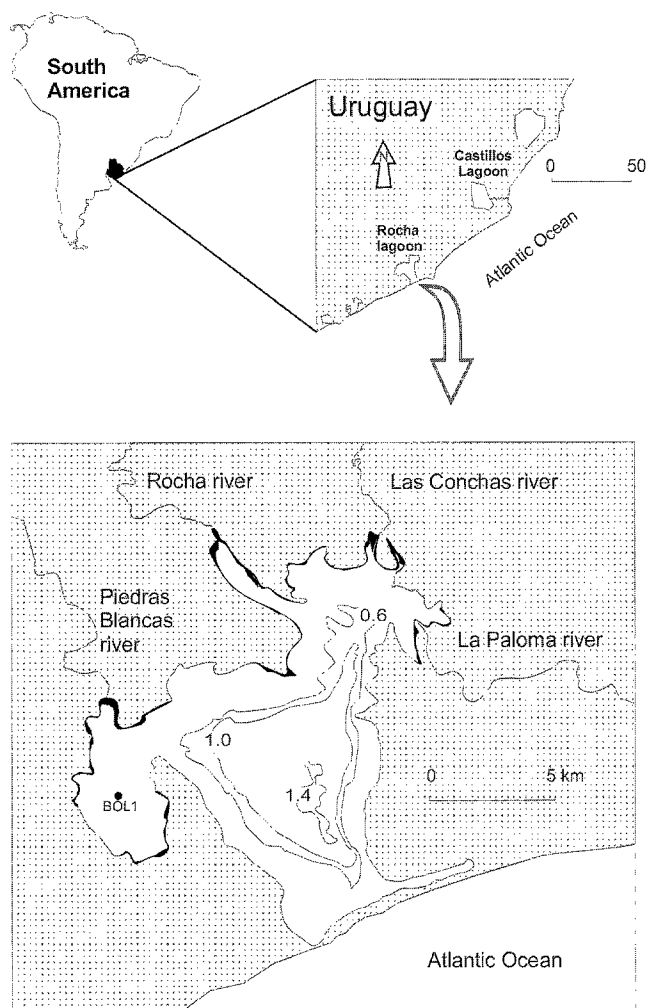


Fig. 1. Map of the study area. Black dot indicates location of core BOL1. Thick lines on the coastline of the lagoon represent development of *Schoenoplectus californicus*.

and then rinsed with distilled water. Finally, 10 ml of 2N HCl were added, allowed to stand for 24 hours and again rinsed with distilled water. Aliquots of 0.5 g were concentrated in sedimentation chambers following the method of REID (1978). Permanent slides were prepared for counting and identification. Diatom species were identified according to KRAMMER & LANGE-BERTALOT (1988), ROUND et al. (1992), WITKOWSKI et al. (2000). Sponge spicules were identified according to FRENGUELLI (1930) and opal phytoliths according to TWISS (1986).

Measurements for biovolume calculations were performed at 1000× magnification by sub-dividing fossil remains in regular geometrical shapes. A minimum of ten frustules for each species or genus were measured. Total biovolume was calculated by spatial integration of regular shapes.

Total nitrogen and phosphorus were determined according to VALDERRAMA (1981). Aliquots of 0.1 g were digested in 40 ml of potassium persulphate, boric acid and sodium hydroxide and autoclaved for two hours. For total phosphorus, 10 ml of the solution were treated with 1 ml of sulphuric acid, potassium tartrate and ammonium molybdate. Absorbances were measured at 885 nm. Total

nitrogen samples were treated with sodium silicate and sulphuric acid, and absorbances were measured at 420 nm.

Organic matter was determined by loss-on-ignition at 550 °C for two hours.

Sediment size analysis was done by drying 50 g aliquots at 80 °C for 48 hours for each lithological unit. Lithological units were identified according to colour, texture and conservation of biogenic material. Samples were then treated with 30% H₂O₂ and concentrated HCl and sieved with the aid of an electrical sieve. The sediment size was expressed as percentage of Φ -units, which is a term used to group sediments into different types according to the size of the particles. The Φ -units scale ranges from -12 (which represent the biggest particles, i.e. boulder) to 14 (which represent the smallest particles, i.e. clay). Such scale is computed by the equation: $\Phi = \log_2(\text{grain size, mm})$.

Sediment age was determined without corrections by conventional ¹⁴C analysis on biogenic material of shells of *Erodona macroides*, DAUDIN. However, BRACCO et al. (1999) estimated that the error caused by reservoir effect for estimations on coastal biogenic material, is not high in our study area. They concluded that the magnitude of the error caused by reservoir effect is not higher than the inherent error of the dating technique. Radioactivity was estimated with a Packard 1600 TL liquid scintillation counter.

Results

The sediment age estimation revealed that the layer comprised between 23 and 28 cm was 2250 ± 80 years B.P. Assuming constant sedimentation, deposition rate of sediment was about 0.1 mm per year.

Fig. 2 shows a description of the lithological units in terms of colour, preservation of biogenic material, sediment type and the vertical distribution of percentage of Φ -units. Modal behaviour of sediments showed that Φ 3 accounted for 20 to 30%, Φ 4 and 5 accounted for 5 to 20%, while Φ 0 and 6 accounted for values lower than 2%.

Vertical distribution of total phosphorus is shown in Fig. 3. Maximum concentration was observed at 10 cm depth (187 µg g⁻¹ wet sediment), while minimum was observed at 27 cm (48 µg g⁻¹). Vertical distribution of total nitrogen (Fig. 3), showed the maximum at surface (220 µg g⁻¹ wet sediment), while the minimum was observed at 18 cm (38 µg g⁻¹). Total phosphorus and nitrogen allowed us to divide the sediment column into two sections. The first section was defined from surface to 12 cm depth where 65% of phosphorus and nitrogen values were higher than 100 µg g⁻¹. The second section was defined from 12 cm to 47 cm depth where 90% of phosphorus and nitrogen values were lower than 100 µg g⁻¹.

Opal phytoliths are single cell remains from terrestrial plants (especially Gramineae), which are good indicators of climate (Twiss 1986). These remains are very rich in silica, so they can be deposited and preserved in sedimentary profiles. Their abundance (Fig. 4) showed maximum values in the sediment layer comprised between 36 and 42 cm (30 × 10⁷ phytoliths g⁻¹), while the minimum was observed at 32 cm depth (3 × 10⁷ phytoliths g⁻¹). The biovolume of opal phytoliths (Fig. 5) showed a similar distribution pattern to that observed for

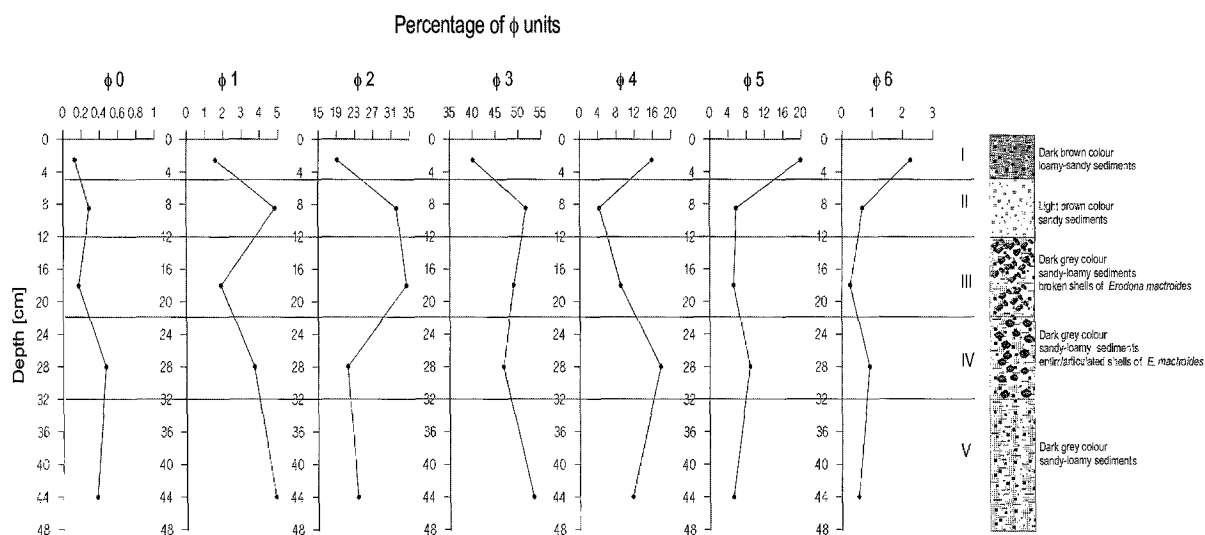


Fig. 2. Grain size composition for different lithological units expressed as percentage of Φ units. Lithological units are indicated with Roman numerals I to V. $\Phi 0 = 2$ to 1 mm; $\Phi 1 = 1$ to 0.5 mm; $\Phi 2 = 0.5$ to 0.25 mm; $\Phi 3 = 0.25$ to 0.125 mm; $\Phi 4 = 0.125$ to 0.063 mm; $\Phi 5 = 0.063$ to 0.031 mm; $\Phi 6 = 0.031$ to 0.016 mm.

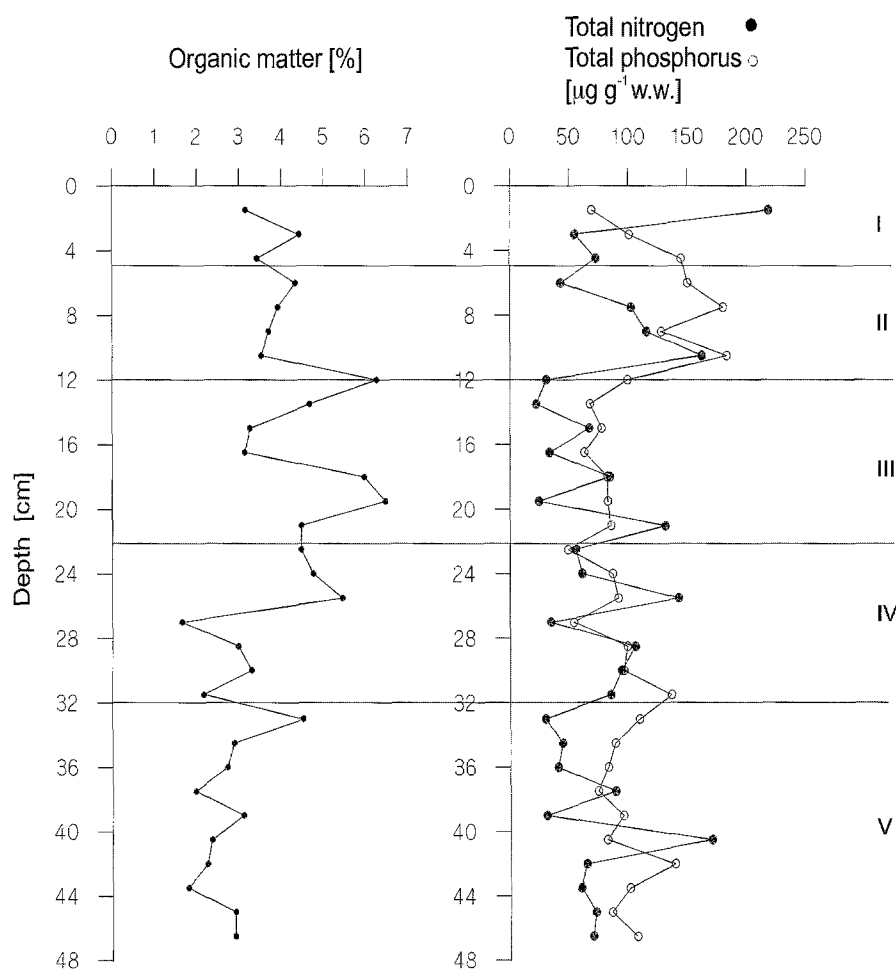


Fig. 3. Vertical distribution of organic matter, total nitrogen and total phosphorus. Roman numerals indicate lithological units.

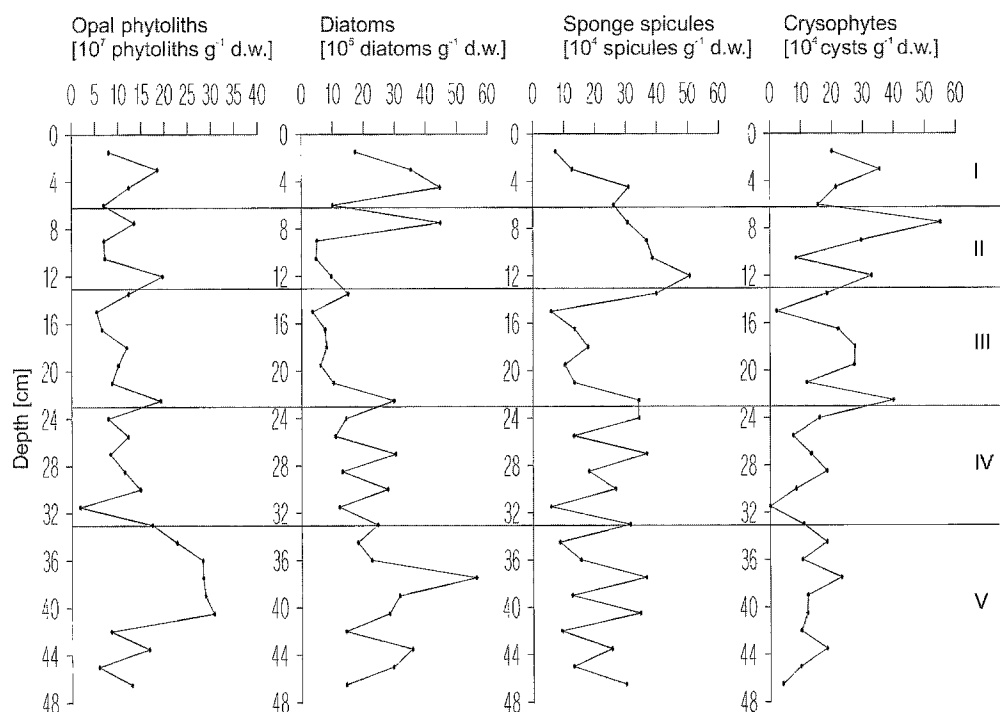


Fig. 4. Vertical distribution of total abundance of opal phytoliths, diatoms, sponge spicules, and chrysophyte cysts. Roman numerals indicate lithological units.

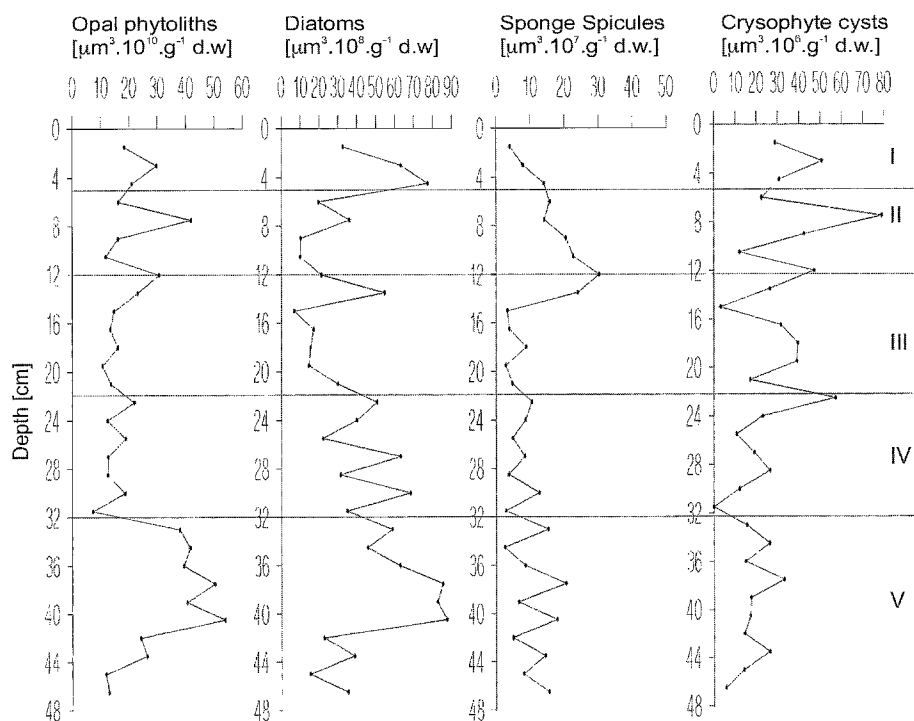


Fig. 5. Vertical distribution of biovolume of opal phytoliths, diatoms, sponge spicules, and chrysophyte cysts. Roman numerals indicate lithological units.

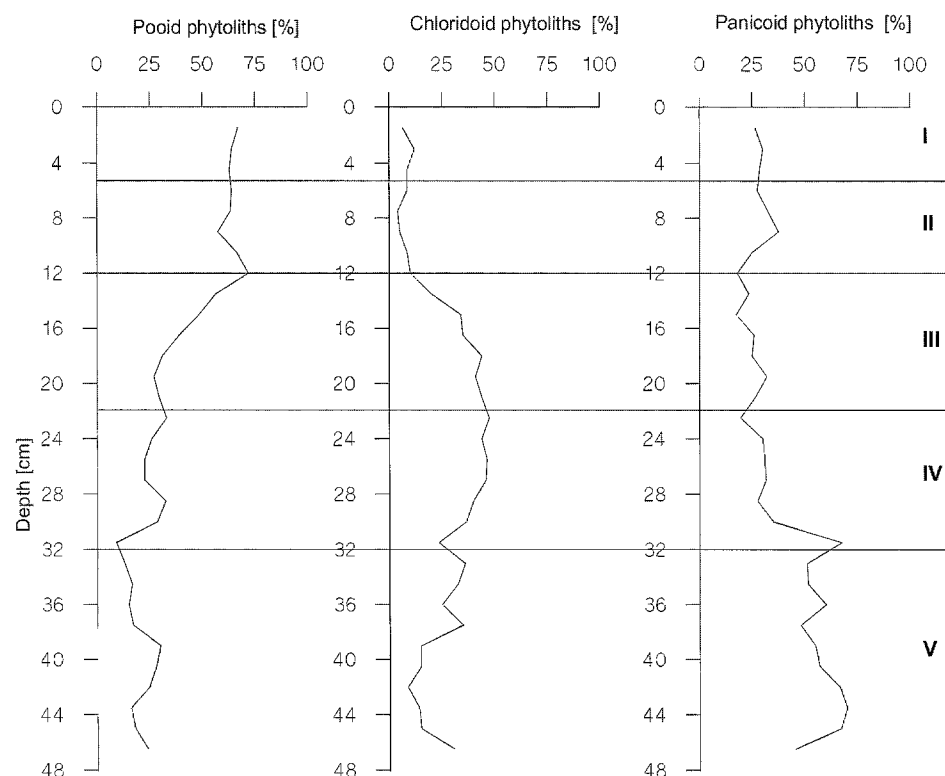


Fig. 6. Vertical distribution of relative abundance of pooid, panicoid and chloridoid opal phytoliths. Roman numerals indicate lithological units.

abundance values. There was a good correlation between abundance and biovolume ($r^2 = 0.87$; $n = 31$; $p < 0.05$). Grass phytoliths accounted for 70 to 90% of total phytoliths. This vegetation is the most abundant in the catchment area of the lagoon. Fig. 6 shows relative percentage of opal phytoliths, which allowed us to divide the sediment column into three sections. The first section, from surface to 16 cm depth was dominated by pooid phytoliths (65%), the second section (16 to 32 cm) by chloridoid phytoliths (50%), while the third (32 to 47 cm) was dominated by panicoid phytoliths (60%).

Vertical distribution of total abundance of diatoms is shown in Fig. 4. Maximum values were recorded at 5 cm, 8 cm and 37 cm depths (50×10^5 ind. g^{-1}), while the minimum was observed at 15 cm (6×10^5 ind. g^{-1}). Diatom biovolume (Fig. 5) and abundance (Fig. 4) showed similar distribution patterns. There was an acceptable correlation between abundance and biovolume ($r^2 = 0.57$; $n = 31$; $p < 0.05$).

Relative abundance of most representative diatom species is shown in Fig. 7. Diatom community was dominated by different species throughout the sediment column. Lithological unit I (0–5 cm) was co-dominated by *Diploneis smithii* (brackish), *Hyalodiscus* sp. and *Actinopteryx senarius* (coastal brackish to marine areas). Unit II (5–12 cm) was characterised by co-dominance of *Terpsinoë musica* (coastal brackish areas, especially river mouths), *Diploneis smithii*, *Paralia sulcata* (coastal marine areas), *Nitzschia circumscuta*

(coastal marine waters) and *Hyalodiscus* sp. Co-dominant species of unit III (12–22 cm) were *Epithemia* sp., *Terpsinoë musica*, *Surirella striatula* (a species typical for coastal areas and inland saline waters), *Diploneis smithii* and *Hyalodiscus* sp.; co-dominant species of unit IV were *Actinopteryx senarius*, *Terpsinoë musica*, *Hyalodiscus* sp., *Paralia sulcata*, *Nitzschia circumscuta*, *Diploneis smithii* and *Amphitetras antediluviana* (coastal brackish). Finally, unit V was co-dominated by *Paralia sulcata*, *Diploneis smithii*, *Biddulphia pulchella* (marine waters), *Actinopteryx senarius* and *Hyalodiscus* sp.

Sponge spicules (Fig. 4) were all typical of brackish water. The maximum abundance value (52×10^4 spicules g^{-1}) was observed at 12 cm while the minimum (3×10^4 spicules g^{-1}) was registered at 32 cm. Spicules biovolume (Fig. 5) showed a similar distribution pattern to that observed for abundance. There was a very good correlation between abundance and biovolume ($r^2 = 0.87$; $n = 31$; $p < 0.05$).

Chrysophyte cysts abundance (Fig. 4) showed the maximum at 8 cm (55×10^4 cysts g^{-1}) and the minimum at 32 cm, where they were absent. Below 8 cm, cysts showed a decreasing pattern except for two peaks registered at 12 and 22 cm depth. Chrysophyte cysts biovolume (Fig. 5) and abundance showed the same distribution pattern. There was a very good correlation between abundance and biovolume ($r^2 = 0.94$; $n = 31$; $p < 0.05$).

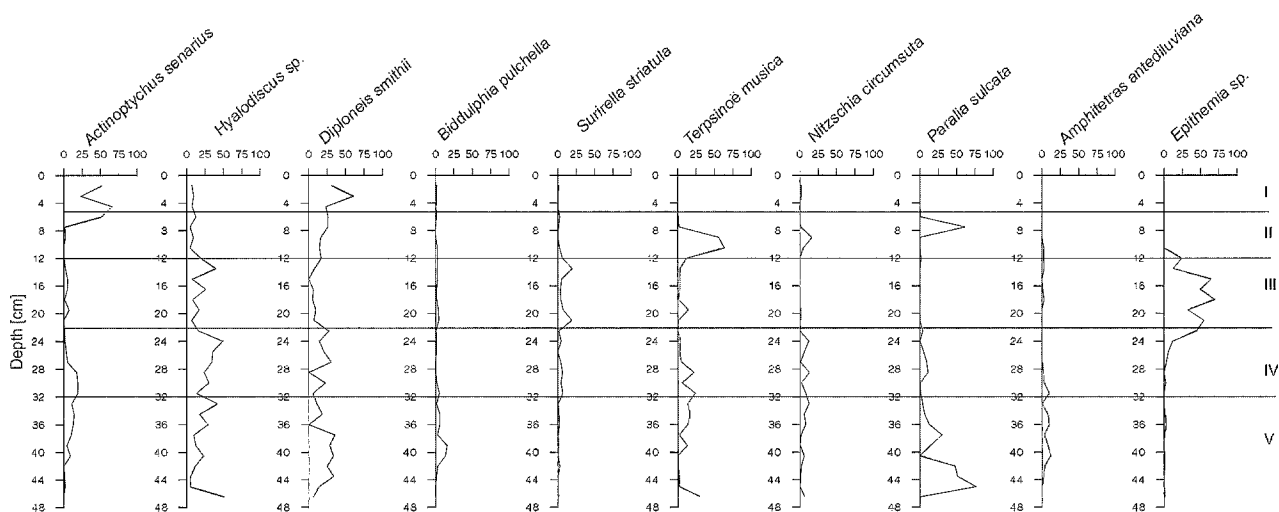


Fig. 7. Vertical distribution of relative abundance of diatom species. Roman numerals indicate lithological units.

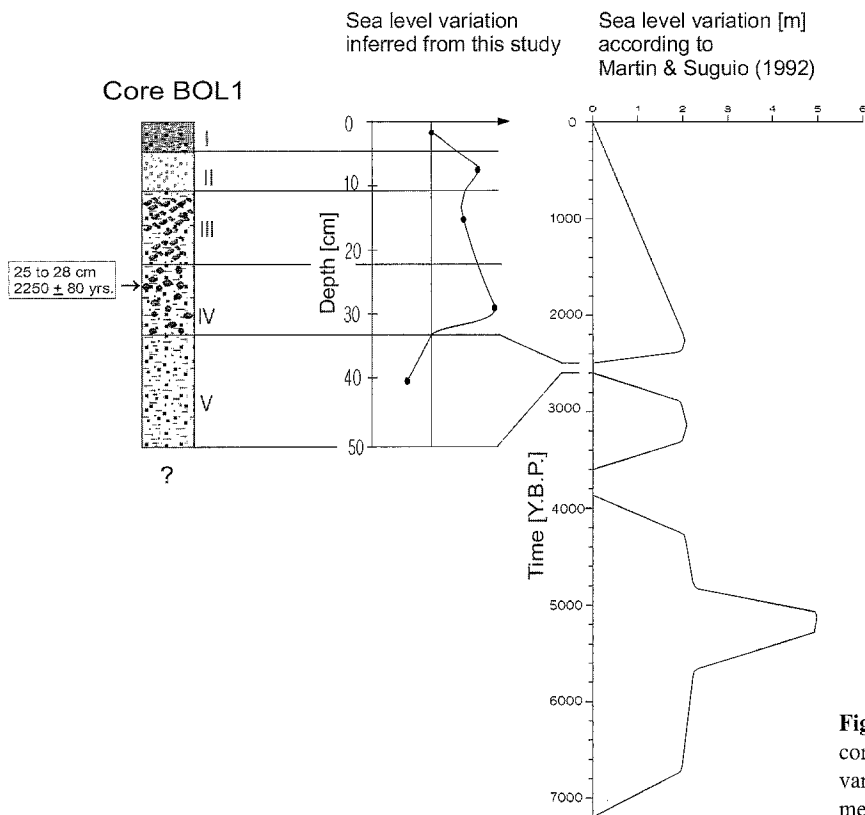


Fig. 8. Relationship between the development of core BOL1 and the regional model of sea level variation (MARTIN & SUGUIO 1992). Roman numerals indicate lithological units.

Discussion

Lithological units of core BOL1, with sea level inferred from this study and the regional model of sea level variation (MARTIN & SUGUIO 1992), are shown in Fig. 8. The latter postulates that sea level was higher than the present one for 7,200–3,900; 3,600–2,600; and after ca. 2,500 years B.P. (Fig. 8). In contrast, for 3,900–3,600 and 2,600–2,500 years B.P. sea level was below the present

one. Finally, after ca 2,500 years B.P. sea level decreased to reach its present level. MARTIN & SUGUIO (1992) inferred sea level variation using samples collected in beach-ridges from central Brazil, and we have inferred sea level using samples from a coastal lagoon. Therefore, sediment deposition rates cannot be assumed to be equivalent. However, our results showed a close agreement with the regional model of sea level variation after 2,600 years BP.

During the formation of unit V (32–47 cm), sea level was lower than that of unit IV (32–22 cm). Many records characteristic for brackish systems were observed in lithological unit V: absence of marine shells, highest abundance of opal phytoliths, relative low values of Φ -units 2 and 4. Unit IV was formed under higher sea level than unit V. We have found entire and articulated marine shells and less opal phytoliths than in unit V. Unit III represents probably the ancient shore line with broken shells, increase of Φ -unit 2 and decrease of Φ -unit 4. Unit II (12–5 cm) was a sandy sediment layer with very low value of Φ -unit 4 but high values of Φ -units 2 and 3. A sharp decrease in organic matter was observed from 12 to 10 cm depth. Therefore a small transgression event might have taken place. Unit I represents the present brackish to limnic conditions (SOMMARUGA & CONDE 1990), indicated by the decrease of Φ -units 2 and 3, and increase of Φ -units 4 and 5.

All diatom species (Fig. 7) were typical for brackish to marine coastal environments and freshwater species were rarely found. Sponge spicules (Fig. 5) were also typical for brackish systems. Furthermore, nitrogen were lower than phosphorus concentrations in most samples (Fig. 3). Marine or brackish natural systems are commonly limited by nitrogen, while freshwater natural systems are limited by phosphorus (MARGALEF 1983). Rocha lagoon was shown to be limited by nitrogen rather than phosphorus, which means that the system has been historically brackish to moderately marine.

OSCHMANN et al. (1999) found the same depositional history of transgression-regression events after 2,600 years BP, in Tramandai lagoon (SE Brazil). This lagoon is located approximately 1000 km north of our study area. Our findings are also in close agreement with BRACCO & URES (1998) who inferred the same sea level variation events using samples of an archaeological excavation in the catchment area of Castillos lagoon (see Fig. 1).

Microfossils absolute abundance (Fig. 4) and biovolume (Fig. 5) revealed that opal phytoliths were the most important contributors to sedimentary biogenic silica, followed by diatoms, sponge spicules and chrysophyte cysts. Correlations between abundance and biovolume indicate that it would be possible to calculate biovolume from abundance values, by applying regression equations for chrysophyte cysts and sponge spicules. For opal phytoliths and diatoms, correlation coefficients were not high enough to allow biovolume calculations from abundance values. This is due to a high variation in species size.

Climate evolution was inferred from relative abundance of opal phytoliths (Fig. 6). That is, from 47 to 32 cm depth, there was dominance of panicoid phytoliths which are typical of humid and tropical climate (TWISS 1986). The dominance of chloridoid phytoliths from 32 to about 16 cm depth suggests an arid climate which would be a transitional event until about 16 cm depth. From this layer to the sediment surface pooid phytoliths were dominant thus indicating the establishment of temperate climate.

Although our findings are in close agreement with regional studies, temporal resolution of transgression and regression events must still be improved to obtain a more detailed model of coastal ecosystem evolution. This will be done by taking deeper cores and cutting them in thinner intervals than those reported here, combined with microscopic analyses of thin layers in critical zones.

Acknowledgements: We would like to thank DANIEL CONDE, NÉSTOR MAZZEO and RAFAEL AROCENA for field assistance and JAVIER CLEMENTE for his help on total nitrogen and phosphorus determinations. We also thank Dr. KATRIN WENDT-POTTHOFF for critically reviewing this manuscript. We would also like to extend our gratitude to *Programa para el Desarrollo del las Ciencias Básicas* (PEDECIBA) and to the *Deutscher Akademischer Austauschdienst* (DAAD) for financial support. This paper is a contribution to project CSIC No. C 32 (Uruguay) to PETER SPRECHMANN.

References

- BRACCO, R. & URES, M.C. (1998): Las variaciones del nivel del mar y el desarrollo de las culturas prehistóricas del Uruguay. *Revista Do Museu de Arqueología e Etnología*, **8**: 109–115. São Paulo.
- PANARIO D. & URES, C. (1999): Dataciones de ^{14}C y efecto de reservorio para el litoral del Uruguay. *Primeras Jornadas del Cenoico del Uruguay*, Facultad de Ciencias, pp. 4–5. Montevideo.
- FRENGUELLI, J. (1930): Apuntes de geología uruguaya. Instituto de Geología y Perforaciones. Boletín N° 11: 1–47. Montevideo.
- KAMALELDIN, M.H., SWINEHART, J.B. & SPALDING, R.F. (1997): Evidence for Holocene environmental change from C/N ratios, and $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{15}\text{N}$ values in Swan lake sediments, western Sand Hills Nebraska. *J. Paleolim.* **18**: 121–130.
- KAUSHAL, S. & BINFORD, M.W. (1999): Relationship between C:N ratios of lake sediments, organic matter sources and historical deforestation in lake Pleasant, Massachusetts, U.S.A.- *J. Paleolim.* **22**: 439–442.
- KRAMMER, K. & LANGE-BERTALOT, H. (1988): *Bacillariophyceae 2: Bacillariaceae, Epithemiaceae, Surirellaceae. Süßwasserflora von Mitteleuropa*. Gustav Fischer Verlag, Stuttgart.
- MARGALEF, R. (1983): *Limnología*. Ediciones Omega, Barcelona.
- MARTIN, M. & SUGUIO, K. (1992): Variation of coastal dynamics during the last 7 000 years recorded in beachridge plains associated with river mouths: example from the Central Brazilian Coast. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* **99**: 119–140.
- NUSCH, E.A. (1980): Comparison of different methods for chlorophyll and phaeopigment determinations. *Arch. Hydrobiol. Beih. Ergebn. Limnol.* **14**: 14–36.
- OSCHMANN, W., REICHART, K. & DILLENBURG, S. (1999): *Holozäne Ökosystementwicklung in der Küstenebene von Rio Grande do Sul (Südbrasilien) in Bereich der Lagoa de Tramandai*. *Zbl. Geol. Paläont. Teil I* (7–9): 1077–1091.
- REID, F.M.H. (1978): *Phytoplankton manual*. In: A. SOURNIA (ed.), *Settling techniques for permanent records*, pp. 120–122. Paris.
- ROUND, F.E., CRAWFORD, R.M. & MANN, D.G. (1992): *The diatoms. Biology and morphology of the genera*. Cambridge.

- SOMMARUGA, R. & CONDE, D. (1990): Distribución de materia orgánica en los sedimentos recientes de la Laguna de Rocha. *Atlántica* **12** (1): 35–44.
- SPRECHMANN, P. (1978): The paleoecology and paleogeography of the Uruguayan coastal area during the Neogene and Quaternary. *Zitteliana* **4**: 3–72.
- (1980): Paleoecología, paleogeografía y estratigrafía de la región costera del Uruguay durante el neogeno y cuaternario. *Actas II Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía, y I Congreso Latinoamericano de Paleontología*, Tomo III, pp. 237–256. Buenos Aires.
- TWISS, P.C. (1986): Morphology of opal phytoliths in C3 and C4 grasses. In: E. ROVNER (ed.), *Plant opal phytoliths in Archaeology and Paleoecology*, pp. 4–11. Raleigh.
- VALDERRAMA, J.C. (1981): The simultaneous analysis of total nitrogen and total phosphorus in natural waters. *Mar. Chem.* **10**:109–122.
- WITKOWSKI, A., LANGE-BERTALOT, H. & METZELIN, D. (2000): Diatom flora of marine coasts I. Königstein.

Received: September 13, 2000

Accepted: December 18, 2000

Authors' addresses: M.Sc. F. GARCÍA-RODRÍGUEZ, Sección Limnología, Facultad de Ciencias, Igua 4225, Montevideo (11400), Uruguay. Present address: UFZ-Umweltforschungszentrum Leipzig-Halle GmbH, Gewässerforschung Magdeburg, Brückstr. 3a, D - 39114, Magdeburg, Germany.

L. DEL PUERTO, C. CASTIÑEIRA, H. INDA, UNCIEP, Facultad de Ciencias Igua 4224, Montevideo (11400), Uruguay.

R. BRACCO, Laboratorio de Radioquímica, Facultad de Química, Universidad de la República, Uruguay

Prof. Dr. P. SPRECHMANN, Departamento Paleontología, Facultad de Ciencias, Igua 4225, Montevideo (11400), Uruguay.

Prof. Dr. B. SCHARF, UFZ-Umweltforschungszentrum Leipzig-Halle GmbH, Gewässerforschung Magdeburg, Brückstr. 3a, D - 39114, Magdeburg, Germany.