

# **Variabilidad del aporte continental y la productividad de la plataforma del Océano Atlántico Sudoccidental en el último milenio y su relación frente a los cambios hidroclimáticos**

## **TESIS DOCTORADO GEOCIENCIAS**

Universidad de la Republica (UdelaR), Centro Universitario Regional del Este (CURE,  
Rocha), PDU Geociencias del Holoceno

*Estudiante:* M.Sc. Laura Perez Becoña

*Orientadores:* Dr. Felipe García-Rodríguez (CURE, Rocha, Universidad de la  
República), Dr. Rubens Cesar Lopes Figueira (Instituto Oceanográfico de la  
Universidad de Sao Paulo, IOUSP) y Dra. Laura del Puerto (CURE, Rocha,  
Universidad de la República)

*Comité de seguimiento:* Dr. Marcelo Barreiro y Dr. Claudio Gaucher.

*Tribunal tesis:* Dr. Claudio Gaucher, Dra. María Alejandra Gómez Pivel y Dr. Gabriel  
Silvestri.



*Esta tesis va dedicada a la memoria de mi querida madre Rosa Silvia Becoña, quien desde siempre acompaña mi camino. Hoy más que nunca estás presente, tu corazón latiendo fuerte al lado del mío y tu fuerte risa dándole sentido a la vida*



## FICHA TÉCNICA

Título:	Variabilidad del aporte continental y la productividad de la plataforma del Atlántico Sudoccidental en el último milenio y su relación frente a los cambios hidroclimáticos
Subtítulo:	Tesis de doctorado
Autora:	Laura Perez Becoña ( <a href="mailto:lp3_3@hotmail.com">lp3_3@hotmail.com</a> )
Departamento:	Centro Universitario Regional del Este (CURE, Rocha), PDU Geociencias del Holoceno
Universidad:	Universidad de la República, Uruguay
Orientadores:	Dr. Felipe García-Rodríguez (CURE, Rocha, Universidad de la República). Dr. Rubens Cesar Lopes Figueira (Instituto Oceanográfico de la Universidad de Sao Paulo, IOUSP). Dra. Laura del Puerto (CURE, Rocha, Universidad de la República).
Tribunal:	Dr. Claudio Gaucher, Dra. María Alejandra Gómez Pivel, y Dr. Gabriel Silvestri.
Comité de seguimiento:	Dr. Marcelo Barreiro y Dr. Claudio Gaucher.
Palabras clave:	Análogos modernos, cambios climáticos, cinturón de fango, diatomeas, geoquímica, paleoceanografía, paleolimnología, Río de la Plata, sedimentos, series temporales, XRF.
Keywords:	Modern analogues, climatic changes, mudbelt depocenter, diatoms, geochemistry, palaeoceanography, paleolimnology, Río de la Plata, sediments, time series, XRF.
Imagen de la portada:	Apertura de testigo de sedimento

## Índice general

AGRADECIMIENTOS.....	22
RESUMEN.....	24
ABSTRACT.....	30
1 MARCO GENERAL.....	35
1.1 Introducción.....	35
1.1.1 Reconstrucciones paleoambientales.....	35
1.1.2 Geocronología.....	39
1.1.3 Proxies.....	40
1.1.4 Climatología.....	43
1.2 Antecedentes y justificación.....	47
1.3 Hipótesis.....	50
1.4 Objetivos.....	50
1.4.1 Objetivo general.....	50
1.4.2 Objetivos específicos.....	51
1.5 Área de estudio.....	51
1.5.1 Cuenca de drenaje y cinturón de fango del RdlP.....	51
1.5.2 Lagunas costeras del SE Uruguay.....	55
1.6 Materiales y métodos.....	58
1.6.1 Obtención de muestras.....	58
1.6.2 Análisis de laboratorio.....	63
1.6.3 Datos instrumentales contemporáneos hidroclimáticos.....	68
1.6.4 Reconstrucción de los modos de variabilidad climática para el último milenio	70
1.6.5 Análisis de datos.....	70

2	PROCESOS	HIDROCLIMÁTICOS	Y	ANTROPOGÉNICOS	CONTEMPORÁNEOS MODULAN LA DESCARGA INTERANUAL Y DECADAL DE LOS RÍOS SOBRE EL OCÉANO ATLÁNTICO SUDOCCIDENTAL .....	74
2.1	Resultados .....				74	
2.1.1	<i>Modelo de edad- profundidad y tendencias de los proxies sedimentarios</i>				74	
2.1.2	<i>Variabilidad decadal hidroclimática en los datos instrumentales</i> .....				78	
2.1.3	<i>Correlación de las series temporales de los proxies y datos hidroclimáticos instrumentales</i> .....				78	
2.1.4	<i>Análisis de wavelet de las series temporales de los proxies sedimentarios y datos hidroclimáticos instrumentales</i> .....				80	
2.2	Discusión .....				84	
2.2.1	<i>Tasa de sedimentación contemporánea</i> .....				84	
2.2.2	<i>Tendencias generales de las series temporales de los proxies y datos instrumentales hidroclimáticos: una contextualización regional</i> .....				85	
2.2.3	<i>Coherencia estadística entre las series temporales de los datos proxy y observaciones instrumentales hidroclimáticas</i> .....				86	
2.2.4	<i>El cambio hidroclimático de la década de 1970 y la respuesta sedimentaria</i> 89					
2.2.5	<i>Los eventos El Niño y su impronta en el aporte continental dentro del depocentro de fango del RdlP</i> .....				90	
2.2.6	<i>Impacto antropogénico, erosión del suelo y expresión sedimentaria</i> .....				91	
3	LA INTENSIFICACIÓN MILENARIA DE LOS CICLOS DECADALES E INTERANUALES DE LA DESCARGA FLUVIAL EN EL OCÉANO ATLÁNTICO SUDOCCIDENTAL AUMENTA LA PRODUCTIVIDAD DE LA PLATAFORMA.				93	
3.1	Resultados .....				93	
3.1.1	<i>Cronología y litología</i> .....				93	
3.1.2	<i>Tendencias generales en las relaciones elementales</i> .....				96	
3.1.3	<i>Indicadores de productividad</i> .....				97	

3.1.4	<i>Reconstrucción milenaria de los modos de variabilidad climática</i> .....	98
3.1.5	<i>Variabilidad secular, decadal, interanual y anual</i> .....	100
3.2	Discusión .....	103
3.2.1	<i>Variabilidad natural milenaria</i> .....	103
3.2.2	<i>Comparación geográfica</i> .....	106
4	COMPARACIÓN DE PROCESOS PALEOCEANOGRÁFICOS Y PELOLIMNOLÓGICOS Y SU ASOCIACIÓN FRENTE A LOS MODOS DE VARIABILIDAD CLIMÁTICA DESDE EL 1500 CE AL PRESENTE.....	109
4.1	Resultados.....	109
4.1.1	<i>Cronología de la Laguna de las Nutrias</i> .....	109
4.1.2	<i>Tendencias generales de los datos proxies y ciclos climáticos de oscilación asociados</i> .....	110
4.1.3	<i>Correlaciones entre los proxies y la reconstrucción milenaria ENSO..</i>	112
4.1.4	<i>Comparación de los datos proxy y variables hidroclimáticas</i> .....	113
4.2	Discusión .....	115
4.2.1	<i>Cambios en las tasas de sedimentación de Laguna de las Nutrias y concordancia con la variabilidad climática</i> .....	115
4.2.2	<i>Análisis contemporáneo de los proxies sedimentarios de la Laguna de las Nutrias y su correlación con las variables hidroclimáticas históricas</i> .....	117
4.2.3	<i>Variabilidad de los proxies sedimentarios de la Laguna de las Nutrias y su relación frente a los modos de variabilidad climática para los últimos 500 años cal AP</i>	118
4.2.4	<i>Comparación de procesos paleoceanográficos y pelolimnológicos para la zona costera del SE- Uruguay</i> .....	121
5	LA INFLUENCIA MILENARIA DEL ENSO SOBRE LA PLUMA DE DESCARGA DEL RDLP MEDIANTE RECONSTRUCCIONES DIATOMOLÓGICAS BASADAS EN EL ANÁLOGO MODERNO .....	124
5.1	Resultados.....	124

5.1.1	<i>Diatomeas provenientes de sedimentos superficiales del RdlP.....</i>	124
5.1.2	<i>Tendencias diatomológicas de ambos testigos para el último milenio ..</i>	129
5.1.3	<i>Análisis diatomológicos de series temporales.....</i>	133
5.1.4	<i>Reconstrucción milenaria de la influencia de la pluma de descarga del RdlP sobre la plataforma y su correlación con ENSO .....</i>	136
5.1.5	<i>Correlaciones entre datos hidroclimáticos instrumentales y el registro diatomológico del testigo GeoB 13813-4.....</i>	140
5.2	<i>Discusión .....</i>	142
5.2.1	<i>Diatomeas como análogo moderno de las condiciones ambientales del RdlP</i>	142
5.2.2	<i>Asociaciones de diatomeas del cinturón de fango y sus tendencias para el último milenio.....</i>	146
5.2.3	<i>Variabilidad de la pluma de descarga del RdlP sobre el cinturón de fango y su correlación con los modos de variabilidad climática durante el último milenio</i>	149
5.2.4	<i>Impacto antropogénico y su impronta diatomológica en el cinturón de fango</i>	151
6	CONSIDERACIONES FINALES .....	153
7	LIMITACIONES DEL ESTUDIO .....	156
8	BIBLIOGRAFÍA.....	157
9	ARTÍCULOS PUBLICADOS .....	207
	Artículo I: Perez, L., Brugnoli, E., Muniz, P., Sunesen, I., Sar, E., Crisci, C., Cuña, C. & García-Rodríguez, F. (2017). Diatom assemblages from surface sediments of the Río de la Plata estuary, Uruguay, New Zealand Journal of Marine and Freshwater Research, 52(3): 383-397 .....	CCIX
	Artículo II: Perez, L., Crisci, C., Hanebuth, T.J.J., Lantzsche, H., Perera, G., Rodríguez, M., Pérez, A., Fornaro, L. & García-Rodríguez, F. (2018). Climatic oscillations modulating the Late Holocene fluvial discharge and terrigenous material supply from	

the Río de la Plata into the Southwestern Atlantic Ocean. <i>Journal of Sedimentary Environments</i> , 3(4):205-219. ....	CCX
Artículo III: Perez, L., Bareiro, M., Etchevers, I., Crisci, C. & García-Rodríguez, F. (2021 a). Centennial hydroclimatic and anthropogenic processes of South East South America modulate interannual and decadal river discharge. <i>Science of the Total Environment</i> . 781: 146733. ....	CCXI
Artículo IV: Perez, L., Crisci, C., Lüning, S., de Mahiques, M.M. & García-Rodríguez, F. (2021 b). Last millennium intensification of decadal and interannual river discharge cycles into the Southwestern Atlantic Ocean increases shelf productivity. <i>Global and Planetary Change</i> , 196:103367. ....	CCXII
Artículo V: Mourelle, D., Perez, L., Hanebuth, T.J.J., Lantzsch, H. & García-Rodríguez, F. (2018). Climatic, environmental and oceanographic changes over the past millennium, reconstructed from a palynological record on the inner Uruguayan continental shelf. <i>Journal of Sedimentary Environments</i> , 3(4):234-252. ....	CCXIII



## ÍNDICE DE FIGURAS

- Fig. 1-1. Esquema representativo del método para extracción de testigos de sedimentos en los sistemas acuáticos. Las distintas capas de sedimentos acumuladas en los fondos quedan representadas con distintos colores de acuerdo al momento del depósito (amarillas corresponden a acumulación más antigua y negra a la más moderna o actual), (extraído de Vidal et al., 2016). ..... 36
- Fig. 1-2. Principales características atmosféricas de Sudamérica. a) verano austral. b) invierno austral. Se muestra la Zona de Confluencia Intertropical (ITCZ), Sistema Monzónico Sudamericano (SAMS), Zona de Convergencia del Atlántico Sur (SACZ) y el Sistema de Vientos Oeste (SWW). ..... 44
- Fig. 1-3. Reanálisis de las tasas de precipitación dentro de la cuenca del RdIP y zona costera del océano Atlántico sudoccidental y la correlación con: a) Índice El Niño 3.4. temperatura superficial del mar (octubre-diciembre), b) PDO (enero-diciembre) y c) AMO (enero-diciembre). Correlaciones proporcionadas por el NOAA-ESRL *Physical Sciences Laboratory*, Boulder Colorado. National Center for Environmental Prediction and National Center for Atmospheric Research (NCEP/NCAR). ..... 46
- Fig. 1-4. Modelo paleolimnológico para las lagunas costeras del Uruguay durante el Holoceno (arriba). Modelo paleoclimático regional para el Holoceno Tardío (abajo), indicando la variación temporal de las variables bioclimáticas reconstruidas: temperatura (TMA, °C) y precipitación (PEstH, mm) y las oscilaciones de irradiación solar para el hemisferio norte- Groenlandia (TSI  $W/m^2$ , Shapiro et al., 2011) (izquierda a derecha, respectivamente). Las bandas grises denotan los pulsos mínimos de las variables hidroclimáticas reconstruidas, y las flechas señalan los pulsos negativos coincidentes con mínimos de actividad solar del hemisferio norte, es decir Oort (O), Wolf (W), Spörer (S), Maunder (M) y Dalton (D). Se observan dos oscilaciones climáticas durante los últimos 1200 a AP: Anomalía Climática Medieval (MCA) y Pequeña Edad del Hielo (LIA). Figura modificada de García-Rodríguez et al. (2006), del Puerto et al. (2011) y del Puerto (2015). ..... 48
- Fig. 1-5. **a)** Precipitaciones anuales totales dentro de la cuenca de drenaje del RdIP. **b)** Cobertura de los cultivos en las subcuencas hidrográficas **c)** Erosión del suelo. Las cruces negras (Figs. 5a y 5c) indican la presencia de represas importantes ( $> 10 km^2$ ). Los

círculos rojos (Fig. 5b) indican la población de las principales ciudades de la cuenca del RdIP. Fuentes de datos: precipitación total anual (Fick e Hijmans, 2017), fracción de cobertura de cultivos (Buchhorn et al., 2019) y erosión (Borrelli et al., 2017)..... 52

Fig. 1-6. Laguna de Rocha y punto de extracción del testigo NUT1 (marcado con una cruz negra) en la Laguna de las Nutrias. Los círculos rojos indican la población de las principales ciudades y poblados adyacentes y en amarillo se marca el suelo urbano (datos extraídos del censo nacional del INE (2011). En línea violeta se denota el área protegida "Paisaje protegido Laguna de Rocha" y en línea punteada negra se representa la extensión de la cuenca de drenaje de la laguna de la Nutrias. .... 57

Fig. 1-7. Mapeo de ambientes de la Laguna de las Nutrias. Se observa el punto de extracción del testigo NUT (marcado con una cruz negra) en la Laguna de las Nutrias. En línea punteada negra se representa la extensión de la cuenca de drenaje de la laguna de la Nutrias. Los datos de ocurrencia de agua fueron extraídos de Pekel et al. (2016)..... 57

Fig. 1-8. Área de estudio. **a)** Principales características oceanográficas. Se muestran la pluma de descarga del RdIP (PPW), agua de plataforma subantártica (SASW), agua de plataforma subtropical (STSW) y la corriente de Brasil (BC). Modificado de Bender et al. (2013). **b)** Facies sedimentarias del área de estudio. La cruz roja y verde indican los puntos de extracción de los testigos marinos GeoB 13813-4 y GeoB 13817-2, respectivamente dentro del depocentro, mientras que la estrella amarilla indica la posición de extracción del testigo continental en Laguna de las Nutrias (NUT). Los círculos rojos indican la transecta de extracción de 11 muestras de sedimentos superficiales del RdIP. .... 59

Fig. 1-9. Perfil acústico de sub-fondo PARASOUND (4 kHz) del depocentro de fango del RdIP, mostrando la sucesión de su sucesión facies acústicas y la interpretación de la arquitectura estratigráfica de los testigos de sedimento de acuerdo a Lantzsich et al. (2014). Se indican la posición de extracción de los testigos de sedimento GeoB 13813-4 y 13817-2 (izquierda). El panel de la derecha muestra las edades obtenidas mediante fechados de radiocarbono, la descripción litológica y correlación cronoestratigráfica entre ambos testigos de sedimentos (líneas discontinuas amarillas). Modificado de Lantzsich et al. (2014). .... 62

Fig. 1-10. Correlaciones de Spearman entre Al, Ti y Ba para ambos testigos de sedimento GeoB13813-4 (n = 5013; p = < 0.01, izquierda) y GeoB 13817-2 (n = 2601; p = < 0.01; derecha). ..... 66

Fig. 1-11. Correlación temporal y espacial de la serie de tiempo entre la lluvia de la cuenca de drenaje RdIP y el registro de la relación de elementos Ti/Al del depocentro de fango del RdIP (temporada cálida = primavera austral + verano). Las series de tiempo de lluvia de la cuenca de drenaje del RdIP se obtuvieron de NOAA GHCN (<http://iridl.ldeo.columbia.edu/SOURCES/.NOAA/.NCDC/.GCPS/.MONTHLY/.GRIDDED/?sem=iridl%3ADCAtmosphere>). El recuadro negro indica el índice de anomalías de precipitación media mensual. Serie de tiempo = 1905- 2009..... 69

Fig. 2-1. Modelo bayesiano mixto de edad-profundidad que combina datos de radiocarbono y <sup>210</sup>Pb para el testigo GeoB 13813-4. Las seis fechas calibradas de <sup>14</sup>C se representan en azul transparente, las fechas de <sup>210</sup>Pb y el año de extracción del testigo (-59 años BP, 2009 CE) se muestran en líneas verdes horizontales transparentes. El modelo de edad- profundidad (líneas punteadas grises) indica el intervalo de confianza del 95%. ..... 75

Fig. 2-2. Análisis *cluster* estratigráficamente restringido (panel superior). Variabilidad secular (1900- 2009 CE) de los datos *proxies* de aportes continentales y productividad marina (Ba/Al y Ti/Al, representados con líneas rojas y verdes, respectivamente). Se agregó un ajuste promedio ponderado a cada gráfico (representado con una línea negra) (panel inferior). A la derecha del panel inferior se presenta el cuadro con el coeficiente de correlación de Spearman ( $\rho = 0,9$ , n = 708, p = <0,01) entre ambos *proxies*..... 76

Fig. 2-3. **a- e.** Variabilidad de los datos históricos instrumentales AMO, PDO, SOI e índices de anomalías de precipitaciones y datos de las descargas del Río Paraná (para los meses DEF). **F.** Reconstrucción de los cambios en el nivel de agua de la Laguna Mar Chiquita (Piovano et al., 2004). **g - h.** Variabilidad de los *proxies* sedimentarios (Ti/Al y Ba/Al). Se agregó un ajuste promedio ponderado a cada gráfica (representado con una línea negra). Se muestran las zonas I a IV que fueron obtenidas a partir del análisis *cluster* presentado en la Fig. 2-2..... 77

Fig. 2-4. Tabla de correlaciones de Spearman para las series temporales trimestrales DEF de las anomalías de precipitaciones, descargas de los Ríos Paraná y Uruguay, índices climáticos SOI, AMO y PDO y los *proxies* sedimentarios Ti/Al y Ba/Al para la estación

cálida ( $n = 102$ ;  $p = < 0,01$ ). Las correlaciones significativas se indican con un cuadrado negro. Asimismo, las correlaciones positivas se representan con colores cálidos y las negativas con colores fríos. .... 79

Fig. 2-5. Espectros de potencia de los análisis de *wavelet* y su promedio (izquierda y derecha, respectivamente) para las series temporales contemporáneas de precipitaciones, SOI, PDO, AMO, descargas de los Ríos Paraná y Uruguay, Ti/Al y Ba/Al (a – h, respectivamente). El código de color para los valores de potencia se muestran de azul oscuro (valores bajos) a rojo oscuro (valores altos). Las líneas negras representan el nivel de significancia ( $\alpha = 5\%$ ) basado en 1000 series *bootstrap* de Markov. Los valores P asociados a los valores de potencia dentro de la región delimitada por la línea negra son inferiores a 0,05. La línea negra discontinua indica el cono de influencia (COI) que delimita la región no influenciada por efectos de borde. La información espectral debajo del COI no es significativa. .... 81

Fig. 2-6. Coherencia de los análisis de *wavelet* entre las series temporales de: precipitaciones vs SOI, precipitaciones vs PDO, precipitaciones vs AMO, precipitaciones vs Paraná, precipitaciones vs Ti/Al, precipitaciones vs Ba/Al, Paraná vs Ti/Al y Paraná vs Ba/Al (a- h, respectivamente). El código de color de azul oscuro (valores bajos) a rojo oscuro (valores altos) se presenta a la derecha del gráfico. Las líneas negras discontinuas indican el cono de influencia (COI) significativo que delimita la región no influenciada por los efectos de borde. Las líneas negras representan el nivel de significancia ( $\alpha = 5\%$ ) calculado en base a 1000 series *bootstrap* de Markov. Los valores P asociados a los valores de coherencia dentro de la región delimitada por la línea negra son inferiores a 0,05. .... 83

Fig. 2-7. Variabilidad de Ti/Al como *proxy* del aporte continental durante los últimos 100 años. La franja verde indica el percentil 75 y las flechas azules identifican los picos de Ti/Al que superan dicho percentil. Los eventos históricos de El Niño reportados por Berri et al. (2002) que concuerdan con los picos de Ti/Al registrados superiores al percentil 75 están representados con números rojos. Los eventos de El Niño que no concuerdan con los datos *proxy* se representan con números anaranjados..... 91

Fig. 3-1. A. Modelo bayesiano de edad-profundidad para los testigos GeoB 13813-4 y 13817-2, panel superior e inferior, respectivamente. Los paneles centrales muestran las fechas calibradas de  $^{14}\text{C}$  (azul transparente), el año de extracción de los testigos (-59 años

AP, 2009 CE) y la cronología  $^{210}\text{Pb}$  (azul claro transparente) y el modelo de edad - profundidad (las líneas grises punteadas indica el intervalo de 95% de confianza, mientras que la curva rojiza muestra el mejor ajuste posible basado en la edad media ponderada para cada profundidad). B. modelos lineales obtenidos de los modelos bayesianos utilizando el promedio ponderado de edad- profundidad y sus correspondientes pendientes. .... 94

Fig. 3-2. Utilización de Ti/Al como marcador químico-estratigráfico. **A.** Litología, distribución de Ti/Al, y la correspondencia químico-estratigráfica para ambos testigos GeoB 13813-4 y 13817-2. La correspondencia de los picos de Ti/Al de ambos testigos se representa en rosado. **B.** Correspondencia cronoestratigráfica Ti/Al de ambos testigos de sedimento (años CE). Los asteriscos representan valores *outliers* de Ti/Al del testigo de sedimento 13817-2 (n indica el número de valores *outliers* y v el valor de rango de dichos *outliers*). La correlación de Spearman entre Ti/Al para ambos testigos de sedimentos también se presenta a la derecha de la figura ( $\rho = 0,7$ ,  $p < 0,01$ ,  $n = 1309$ ). cps: número de conteos XRF por segundo..... 95

Fig. 3-3. Relaciones elementales XRF de alta resolución cada 2 mm: Ti/Al, Fe/K y Si/Al (**A, B y C**), Fe/Mn, Ba/Al y Fe/Ca (**D, E y F**). Las líneas rojas corresponden al testigo GeoB 13813-4, mientras que las líneas verdes corresponden a GeoB 13817-2. Fue agregado un ajuste promedio ponderado a todos los gráficos. Para cada relación elemental se indica el coeficiente de correlación de Spearman ( $\rho$ ) entre ambos testigos de sedimento, así como su indicador. Los valores *outliers* de Ti/Al y Fe/K registrados para GeoB 13817-2 se indican con asteriscos, donde n es equivalente al número de valores *outliers* correspondientes y v al rango de valor de los mismos. .... 96

Fig. 3-4. Distribución de los *proxies* de productividad Ba/Al (para ambos testigos de sedimento GeoB 13813-4 y 13817-2 en rojo y verde, respectivamente),  $\delta^{13}\text{C}$ , nitrógeno total (TN), carbono orgánico total (TOC) y carbono inorgánico total (TIC) del testigo de sedimento GeoB 13813-4 durante el último milenio. Se agregó un ajuste promedio ponderado a cada gráfico (representado como una línea negra). MCA: Anomalía climática medieval, LIA: Pequeña edad de hielo y CWP: Período cálido actual. .... 98

Fig. 3-5. Reconstrucción milenaria de los modos de variabilidad climática, SAM, AMO, PDO y ENSO, junto con las relaciones Ti/Al para ambos testigos de sedimento GeoB 13813-4 y GeoB 13817-2 (de abajo hacia arriba, respectivamente). Los datos se

extrajeron de Li et al. (2011), MacDonald y Case (2005), Mann et al. (2009) y Abram et al. (2014) para ENSO, PDO, AMO y SAM, respectivamente. El ajuste promedio ponderado se agregó a cada gráfico..... 99

Fig. 3-6. A - E. Análisis de series temporales de las relaciones de los elementos Ti/Al, Ba/Al, Fe/K, Fe/Ca y Fe/Mn del testigo de sedimento GeoB 13813-4. La línea verde en cada periodograma de Lomb representa el intervalo de confianza del 95% asumiendo una distribución  $\chi^2$ . En los picos significativos están indicados con números sus ciclos correspondientes en años..... 101

Fig. 3-7. A- E: Análisis de series temporales de las relaciones de los elementos Ti/Al, Ba/Al, Fe/K, Fe/Ca y Fe/Mn del testigo de sedimento GeoB 13817-2. La línea verde en cada periodograma de Lomb representa el intervalo de confianza del 95% asumiendo una distribución  $\chi^2$ . En los picos significativos están indicados con números sus ciclos correspondientes en años..... 102

Fig. 3-8. Tendencias globales de ENSO para el último milenio (modificado de Lüning et al., 2018), en comparación con el *proxy* de aporte continental Ti/Al para los testigos de sedimento GeoB 13813-4 y GeoB 13817-2 extraídos del cinturón de fango del RdIP. La ubicación geográfica de los registros mundiales que se comparan se muestra en el mapa mundial ubicado en el panel superior. Las correlaciones de Spearman entre los datos de reconstrucción ENSO de Mann et al. (2009) y los datos Ti/Al de los testigos de sedimento GeoB 13813-4 y GeoB 13817-2 se muestran en la parte inferior de la figura..... 108

Fig. 4-1. Modelo bayesiano de edad-profundidad para el testigo de sedimento NUT. Se indica con azul transparente la fecha calibrada de  $^{14}\text{C}$ , el año de extracción del testigo (-68 años AP, 2009 CE) y el fechado por  $^{210}\text{Pb}$  que indicó una edad de 1980 CE (celeste transparente). Las líneas grises punteadas indican el modelo de edad- profundidad con un intervalo de confianza del 95%, mientras que la curva rojiza muestra el mejor ajuste posible basado en la edad media ponderada para cada profundidad. El fechado obtenido por  $^{210}\text{Pb}$  fue extraída de Azcune (2019). ..... 110

Fig. 4-2. Perfiles temporales de las series de los *proxies* (Ti/Al, Ti/K, Ti/Ca, Fe/Mn, S/Ti, Br/Ti y Si/Ti, a- g, respectivamente analizados para el testigo NUT (Laguna de las Nutrias) (izquierda de la figura). Se agregó un ajuste promedio ponderado a cada gráfica (representado con una línea negra). A la derecha de la figura se observan los resultados de los análisis de series temporales. Se muestran los Periodogramas REDFIT obtenidos

para todas las relaciones de los elementos XRF del testigo NUT. La línea verde en los periodogramas representa el intervalo de confianza del 95% asumiendo una distribución  $\chi^2$ . Los picos significativos corresponden a los ciclos en años. .... 111

Fig. 4-3. Correlaciones de Spearman de las series temporales de la reconstrucción ENSO de Mann et al. (2009), y los *proxies* sedimentarios del testigo NUT Ti/Al, Ti/K, Ti/Ca, Fe/Mn, S/Ti, Br/Ti y Si/Ti. Las correlaciones significativas se indican con un cuadrado negro. Las correlaciones positivas se representan con amarillo a rojo y negativas con azul claro (n = 280; p = < 0,01)..... 113

Fig. 4-4. Correlaciones de Spearman entre las series temporales del acumulado anual de precipitaciones (mm) extraídas de Harris et al. (2014), y los *proxies* sedimentarios del testigo NUT Ti/Al, Ti/K, Ti/Ca, Fe/Mn, S/Ti, Br/Ti y Si/Ti. Las correlaciones significativas se indican con un cuadrado negro, donde las correlaciones positivas se representan con amarillo a rojo y negativas con azul claro (n = 96; p = < 0,01). Series temporales: 1901- 2017 CE. .... 114

Fig. 4-5. Correlaciones de Spearman entre las series temporales del acumulado anual de precipitaciones (mm) extraídas de Harris et al. (2014) e índices climáticos SOI, AMO y PDO. Las correlaciones significativas se indican con un cuadrado negro, donde las correlaciones positivas se representan con amarillo a rojo y negativas con azul claro (n = 96; p = < 0,01). .... 115

Fig. 4-6. Diagrama sintético sobre las reconstrucciones del aporte continental y la productividad del cinturón de fango del RdIP (testigos GeoB 13813-4 y 17817-2) y de la Laguna de las Nutrias (testigo NUT), y la reconstrucción milenaria de ENSO, PDO y AMO realizado por Mann et al. (2009), de abajo hacia arriba, respectivamente. .... 122

Fig. 5-1 A. Abundancia relativa de las especies de diatomeas del año 2009 agrupadas en base a sus preferencias de salinidad (izquierda). A la derecha se observan las variaciones de los grupos generados en base a la salinidad y al dominio: dulceacuícolas, planctónicas (FP) y dulceacuícolas bentónicas (FB), salobres planctónicas (bP), salobres bentónicas (bB), marinas planctónicas (MP), marinas bentónicas (MB) y marinas ticoplanctónicas (MT), la salinidad superficial y de fondo y los grupos generados por el análisis *cluster*. B. Análisis de ordenación CCA triplot, mostrando las especies (triángulos), las estaciones (círculos) y las variables ambientales (flechas). Los ejes 1 y 2 presentaron el 60.9% y

75.5% de la varianza acumulada, respectivamente. Los datos de P, C/N, TN (nitrógeno total), Corg (carbono orgánico) y Ti/Al fueron extraídos de Burone et al. (2013). .....	125
Fig. 5-2 A. Diagrama de caja que muestra la descarga de los ríos Paraná y Uruguay y B. el Índice de Oscilación Sur (SOI), para los años 2009 y 2010 (rojo y azul, respectivamente). Los datos medios mensuales del SOI se presentan de septiembre a mayo. C. Imágenes satelitales del sensor MODIS (color verdadero) del RdlP durante La Niña en abril de 2009 (arriba) y El Niño en abril de 2010 (abajo).....	126
Fig. 5-3. Diagrama de caja que muestra la variabilidad de las diatomeas agrupadas como planctónicas de agua dulce, bentónicas de agua dulce, planctónicas salobres, planctónicas marinas y bentónicas marinas, para las zonas I, II y III para La Niña 2009 (barras azules) y El Niño 2010 (barras rojas). .....	127
Fig. 5-4. Abundancia relativa de las diatomeas dominantes, quistes de Chrysophyceae y Dictyochophyceae en sedimentos superficiales del RdlP durante La Niña 2009 (barras azules) y El Niño 2010 (barras rojas). .....	128
Fig. 5-5. Diagrama de diatomeas del testigo GeoB 13813-4, realizado considerando los taxones más significativos (2% en al menos tres profundidades). A la derecha se presentan los grupos de diatomeas indicadores de salinidad: dulceacuícolas (F), marinas (M) y salobres (b) y los índices ecológicos (riqueza, dominancia y diversidad). Asimismo, se muestra el análisis de agrupamiento CONISS y las Zonas de Asociación de Diatomeas (DAZ). .....	131
Fig. 5-6. Diagrama de diatomeas del testigo GeoB 13817-2, realizado considerando los taxones más significativos (2% en al menos tres profundidades). A la derecha se presentan los grupos de diatomeas indicadores de salinidad: dulceacuícolas (F), marinas (M) y salobres (b) y los índices ecológicos (riqueza, dominancia y diversidad). Asimismo, se muestra el análisis de agrupamiento CONISS y las Zonas de Asociación de Diatomeas (DAZ). .....	132
Fig. 5-7. Análisis de series temporales. Los periodogramas REDFIT se muestran para los grupos de diatomeas salobres (b), marinas (M) y dulceacuícolas (F) (a, b y c, respectivamente) provenientes del testigo GeoB 13813-4, junto con sus perfiles correspondientes de abundancia relativas. La línea verde en los periodogramas representa el intervalo de confianza del 95% asumiendo una distribución $\chi^2$ . Los picos significativos corresponden a los ciclos en años.....	135



Fig. 5-8 **a**: Diagrama de diatomeas DCA del testigo de sedimento GeoB 13813-4, **b**: gráficos de los *scores* del eje 1 DCA versus la edad, y **c**: abundancia relativa del grupo de diatomeas F y dominancia. .... 137

Fig. 5-9. Reconstrucción milenaria de los *scores* del eje 1 DCA presentado en la Fig. 5-8 a y b, y de los grupos de diatomeas indicadores de salinidad marinas (M), especies indicadoras de aguas cálidas (WW), Si biogénico, dulceacuícolas (F) y salobres (b) (a- f respectivamente). El panel g presenta la reconstrucción ENSO de las temperaturas superficiales del mar de la región El Niño 3 generada por Mann et al. (2009). En bandas violetas, celeste y rosada quedan representados los períodos climáticos que han ocurrido en el último milenio (CWP: periodo cálido contemporáneo. LIA: pequeña edad del hielo y MCA: anomalía climática medieval). En el panel h se muestra la tabla de correlación de Spearman para los datos de las reconstrucciones milenarias presentadas en los paneles a- g. (n = 149; p = < 0,01)..... 139

Fig. 5-10. Series temporales de los datos históricos instrumentales AMO, PDO, SOI, descargas del Río Paraná, y de los grupos indicadores de salinidad b y F (de arriba hacia abajo, respectivamente). .... 140

Fig. 5-11. Correlaciones de Spearman de las series temporales de las anomalías de lluvia, descarga del Río Paraná e índices climáticos SOI, AMO y PDO y de los *proxies* sedimentarios Ti/Al, Ba/Al y grupos de diatomeas indicadores de salinidad. Las correlaciones significativas se indican con un recuadro negro, donde las correlaciones positivas se representan con amarillo a rojo y negativas con azul claro (n = 65; p = < 0,01)..... 141

## ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 1. Coordenadas geográficas (latitud y longitud) y profundidad de la columna de agua de las 11 estaciones superficiales del Río de la Plata (RdIP)..... 58

Tabla 2. Puntos de extracción de los testigos continentales y marinos utilizados en este estudio (NUT y GeoB) y sus principales características. .... 63

Tabla 3: Fechas de radiocarbono para el testigo GeoB 13813-4 y la tasa de sedimentación calculada a partir del modelo de edad-profundidad Bayesiano. .... 74

Tabla 4: Actividad de $^{210}\text{Pb}$ no soportada ( $\text{Bq kg}^{-1}$ ) y la fecha estimada (años CE) del testigo GeoB 13813-4. Fuente: Marrero et al. (2014). .....	75
Tabla 5. Fechas de radiocarbono del testigo GeoB 13817-2, y las tasas de sedimentación calculadas a partir del modelo de edad-profundidad Bayesiano. ....	93
Tabla 6. Fecha de radiocarbono obtenida para la base del testigo de sedimento NUT 2 (calibrado con SHCal13) y edad promedio ponderada calculada a partir del modelo de edad-profundidad Bayesiano. ....	109
Tabla 7. Fecha estimada (años CE) e incertidumbre de la muestra proveniente de la profundidad 18,5 cm del testigo de sedimento NUT 1, utilizada para generar el modelo de edad profundidad combinado ( $^{210}\text{Pb}$ y $^{14}\text{C}$ ). Fuente: Azcune (2019). ....	109
Tabla 8. Listado de las especies de diatomeas que mostraron ciclos significativos (presentados en años) a través de los análisis de periodogramas REDFIT (testigo GeoB 13813-4). ....	134
Tabla 9. Especies de diatomeas significativas (aquellas que presentaron un 2% en al menos tres estaciones; Karst y Smol (2000)), identificadas en las muestras superficiales del RdIP (años 2009 y 2010). Se indica en el centro sus preferencias ecológicas y las condiciones ambientales del RdIP asociadas a su registro según el trabajo de Burone et al. (2013).....	142

## **SIGLAS Y ACRÓNIMOS**

**AMO** - Oscilación Multidecadal del Atlántico

**b** - Especies de diatomeas salobres

**bB** - Especies de diatomeas salobres y bentónicas

**bP** - Especies de diatomeas salobres y planctónicas

**BP** - Antes del presente

**CE** - Era común

**<sup>14</sup>C** - Radiocarbono

**CaCO<sub>3</sub>** - Carbonato de calcio

**CCA** - Análisis de Correspondencia Canónica

**Chl a** - Clorofila a

**COI** - Cono de influencia

**CWP** - Período Cálido Contemporáneo

**D** - Dominancia

**DAZ** - Zonas de Asociación de Diatomeas

**DCA** - Análisis de correspondencia sin tendencia

**DEF** - Trimestre diciembre- febrero

**ENSO** - El Niño Oscilación del Sur

**F** - Especies de diatomeas dulceacuícolas

**FB** - Especies de diatomeas dulceacuícolas y bentónicas

**FP** - Especies de diatomeas dulceacuícolas y planctónicas

**H'** - Índice de Shannon-Wiener- diversidad

**ITCZ** - Zona de confluencia intertropical

**LIA** - Pequeña Edad de Hielo

**M** - Especies de diatomeas marinas

**MB** - Especies de diatomeas marinas y bentónicas

**MCA** - Anomalía Climática Medieval

**MO** - Materia orgánica

**MP** - Especies de diatomeas marinas y planctónicas

**MT** - Especies de diatomeas marinas y micoplanctónicas

**NDE** - Trimestre noviembre- enero

**OND** - Trimestre octubre - diciembre

**P** - Fósforo

**PDO** - Oscilación Decadal del Pacífico

**R** - Número de especies (riqueza)

**RdIP** - Río de la Plata

**SACZ** - Zona de convergencia del Atlántico sur

**SALLJ** - Jet de capas bajas de Sudamérica

**SAM** - Modo Anular Austral

**SAMS** - Sistema Monzónico Sudamericano

**SNAP** - Sistema Nacional de Áreas Protegidas

**SOI** - Índice de Oscilación del Sur

**SON** - Trimestre septiembre – noviembre

**T<sub>1/2</sub>** - Vida media de radioisótopos

**TIC** - Carbono inorgánico total

**TN** - Nitrógeno total

**TOC** - Carbono orgánico total

**XRF** - Fluorescencia de Rayos X

## **AGRADECIMIENTOS**

Son muchas las personas que han hecho posible este trabajo, a todos ellos mi más profundo agradecimiento, por acompañarme, guiarme y hacer de este proceso un camino lleno de desafíos, aprendizaje y metas cumplidas.

En primer lugar, quiero agradecer a mi familia, muy especialmente a mi madre Silvia por inculcarme desde siempre el amor, respeto y disfrute de las pequeñas grandes cosas de la vida, y la perseverancia e importancia de trabajar duro para lograr mis metas y sueños. Gracias a mi padre y mis hermanas y hermanos (Lucía, Juan, Sole y Nacho) por su compañerismo y amor incondicional siempre, y por darme las y los sobrinos más hermosos y tiernos del mundo (Bruno, Luana, Ciro, Ramino y Agustina). También a mi tía Cristina y mis primos Flavia y Agustín quienes me acompañan siempre. A mi abuela Lala que siempre está presente desde un lugar muy especial en mi corazón. Gracias a mi compañero Ismael y a mis dos hijos Camilo y Matías Unai quienes son el motor de cada día, y con quienes aprendo infinidad de cosas día a día. Si hay algo que aprendí es que ellos, toda mi familia, son el pilar fundamental de mi vida. ¡Gracias por estar siempre!

Un profundo agradecimiento a mi tutor Felo por su compromiso, confianza, por el apoyo recibido siempre, por compartir su conocimiento, experiencias y recalcar que este proceso debe de ser acompañado siempre de humildad, autocrítica, disfrute y alegría. Gracias a mis cotutores Laura y Rubens por sus valiosas contribuciones. A Caro Crisci por su constante presencia, sus importantísimos aportes en la parate estadística y sus críticas constructivas. Gracias Caro por tus horas de discusiones, análisis de datos, trabajos publicados, pero especialmente por tu cariño, sin dudas este camino no hubiese sido el mismo sin vos. También quisiera agradecer al programa de Doctorado Geociencias (PEDECIBA) por esta oportunidad de crecer personal y académicamente y al Comité de seguimiento (Marcelo Barreiro y Claudio Gaucher) por fortalecer el proyecto, y en el caso de Marcelo haber participado activamente en la publicación de un artículo generado en esta tesis. Asimismo, deseo agradecer profundamente a María Alejandra Gómez Pivel, Gabriel Silvestri y Claudio Gaucher por sus valiosos aportes como miembros del tribunal. También quisiera agradecer a Analía Fein por su buena disposición y ayuda en todo lo relacionado con el funcionamiento del programa. Y otro profundo agradecimiento a Ismael, por su ayuda en el armado de figuras, redacción y edición del documento de la tesis.

Agradezco también a mis compañeros/as de PDU (Leandro, Fabrizio e Irina) por su colaboración en los trabajos de laboratorio, y sus consejos y críticas constructivas. Gracias a Dominique también por sus contribuciones en la interpretación de los datos diatomológicos. A todas mis compañeras y compañeros del CURE-Rocha, principalmente a Germán Azcune por el trabajo en conjunto del registro de Laguna de las Nutrias, y a Leti por su ayuda siempre en laboratorio y salidas de campo. Un profundo agradecimiento también a Laura y Noelia por siempre brindarme ayuda en el laboratorio de Geociencias. A todas mis ex compañeras y compañeros de Oceanografía FCien (Noelia, Caro, Adri, Pablo, Come, Nati, Leti B., Silvana, Mari, Anita, Loreley, Nuria, Caro Cuña, Marcel, Matías, Marito, Andrea y Analía), por haberme enseñado el valor del trabajo en equipo, del compromiso, la responsabilidad, el compañerismo y la humildad. Gracias a todas y todos. ¡Qué la vida nos encuentre embarcados en muchos nuevos proyectos!

A Ines Sunesen y Eugenia Sar, del Museo y Universidad de la Plata, quienes han sido mis guías en el mundo de las diatomeas marinas. También a Ana Martínez y Carla Kruk por compartir su conocimiento sobre fitoplancton. A Hendrik Lantzsch, Till Hanebuth y Vera Bender de MARUM, Universidad de Bremen por brindar las muestras de los registros marinos y ayudar con la obtención de datos de escaneo XRF. A Eduardo Piovano, Fransico Cordoba, James Apaestegui y Sebastian Lüning por contribuir con la obtención de datos instrumentales y reconstrucciones hidroclimáticas.

Un especial agradecimiento a mis amigas y amigos de la vida por siempre estar y compartir tantas experiencias.

Esta tesis fue posible gracias al apoyo y financiamiento de PEDECIBA-Geociencias, Polo de Desarrollo Universitario Geociencias del Holoceno (UdelaR), Programa de Movilidad e Intercambios Académicos (MIA-CSIC), Red Latinoamericana de Botánica (RLB), Deutscher Akademischer Austauschdienst (DAAD), Sistema Nacional de Investigadores-Agencia Nacional de Investigación e Innovación (SNI-ANII), International Centre for Theoretical Physics (ICTP) y Past Global Changes (PAGES).

## RESUMEN

Desde el año 2000, vienen realizándose investigaciones paleolimnológicas y paleoceanográficas del estado trófico y cambios en la salinidad de lagunas costeras del SE- Uruguay, y el aporte terrígeno vs marino del registro sedimentario de alta resolución acumulado en el cinturón de fango del Río de la Plata (RdIP). Se estudió un registro sedimentario excepcional del depocentro milenario cuya sedimentación promedio corresponde a  $10 \text{ mm año}^{-1}$  (i.e., testigo de sedimento GeoB 13813-4). El objetivo general fue inferir los cambios en los aportes continentales y en la productividad de la plataforma del Atlántico Sudoccidental (SE- Uruguay) para el último milenio y relacionarlos a los ciclos climáticos de oscilación, para establecer relaciones causales entre dichos cambios y la variabilidad climática. La variabilidad climática influye sobre las precipitaciones, vientos, erosión, resuspensión, y procesos de transporte y depósito de sedimentos. Estos procesos acarrearán elementos químicos que promueven cambios en los niveles de trofía y productividad en los sistemas acuáticos, que quedan registrados en los sedimentos. Gracias a la tecnología moderna pueden medirse mediante escaneado no invasivo de Fluorescencia de Rayos X de muy alta resolución (en adelante  $\mu\text{XRF}$ ), cuyos datos continuos permiten entre otros realizar análisis de series temporales de los ciclos de oscilación. Para cumplir con el objetivo se realizó un análisis  $\mu\text{XRF}$  cada 2 mm de dos testigos de sedimento extraídos de la plataforma interna (GeoB 13813-4 y GeoB 13817-2) y una laguna somera del SE- Uruguay, Laguna de las Nutrias (testigo de sedimento NUT). Para determinar los cambios del aporte continental y en la paleoproduktividad de estos sistemas se utilizaron las siguientes relaciones elementales: Ti/Al, Fe/K, Fe/Mn, Ti/Ca, Fe/Ca, Ba/Al, Si/Al, Si/Ti, S/Ti, Br/Ti y Ti/K. Los modelos de edad- profundidad de cada testigo fueron generados a partir de dataciones obtenidas mediante las técnicas de radiocarbono y  $^{210}\text{Pb}$ , utilizando el programa de libre acceso Bacon. Las series de tiempo de los datos *proxy*, se interpretaron en relación a los ciclos climáticos de oscilación mediante análisis de series temporales (periodogramas y análisis *wavelet*). Para comprender la respuesta de los *proxy* utilizados en relación a la variabilidad hidroclimática del depocentro fueron realizadas correlaciones entre series de datos instrumentales (1905 al presente); i.e., anomalías de precipitaciones y descarga de los Ríos Paraná y Uruguay, modos de variabilidad climática (El Niño Oscilación del Sur- ENSO, Oscilación Decadal del Pacífico- PDO y Oscilación Multidecadal del Atlántico- AMO) y los indicadores de aporte continental y productividad (i.e., Ti/Al y Ba/Al,



respectivamente) para los últimos 100 años. De la misma manera, fueron comparados los datos de los *proxies* contemporáneos de Laguna de Nutrias con la serie temporal de precipitaciones y dichos modos de variabilidad climática para los últimos 100 años. Para utilizar las diatomeas como análogos modernos para interpretar, entre otros, las condiciones ambientales registradas en el depocentro, fue realizado un estudio ecológico de las diatomeas provenientes de sedimentos superficiales del RdIP a lo largo de una transecta que abarcó los gradientes ambientales presentes en el RdIP (salinidad, turbidez, aporte continental y productividad). La variabilidad inter-anual diatomológica del sedimento superficial en relación con dos eventos ENSO definidos (2009 La Niña y 2010 El Niño), se estudió para así capturar y explorar mejor la variabilidad hidroclimática del sistema.

Los testigos marinos GeoB 13813-4 y 13817-2 fueron extraídos utilizando un *piston gravity corer* en el año 2009 (campana M78/3a a bordo del buque oceanográfico METEOR). GeoB 13813-4 presentó mejor resolución (tasa de sedimentación promedio de 10 mm año<sup>-1</sup>) que GeoB 13817-2 (7 mm año<sup>-1</sup>). Por este motivo se utilizó el primero para las correlaciones contemporáneas de los datos *proxy* y datos hidroclimáticos instrumentales. El análisis  $\mu$ XRF de GeoB 13813-4 para los últimos 100 años, reveló correlaciones significativas positivas entre las anomalías de las precipitaciones sobre una región en el NE de Argentina (cuenca baja del Río Paraná) y los *proxies* de aporte continental y paleoproductividad (es decir, Ti/Al y Ba/Al). Estas anomalías positivas de precipitaciones estuvieron asociadas a fases cálidas del PDO y ENSO y fase negativa AMO, e implicaron aumento de los caudales de los Ríos Paraná y Uruguay. Por lo tanto, la variabilidad hidrológica y los *proxies* continentales y de productividad marina parecen estar modulados principalmente por estas oscilaciones climáticas durante los últimos 100 años. Así, el presente estudio está en estrecha concordancia y es complementario con estudios mundiales cuyos resultados son similares a la cuenca de drenaje del RdIP. Asimismo, se identificó un fuerte cambio en los datos *proxy* después de la década de 1970; es decir, el mayor registro de aportes continentales y de productividad marina, asociado al efecto combinado de la variabilidad climática y el impacto antropogénico. Dicho período está relacionado con el *shift* climático ocurrido entre el 1970 y el 2000, bajo predominio de fases positivas ENSO y PDO y negativas AMO, resultando en un aumento de las precipitaciones y aporte continental de la cuenca de drenaje, sumado con la intensificación de las prácticas agrícolas durante dicho período. La fuerte

intensificación de las actividades agrícolas, principalmente monocultivos de soja, junto con el aumento de las precipitaciones y la escorrentía llevaron a un aumento de la erosión del suelo y el transporte de sedimentos y material continental, cuyo destino final es el depocentro adyacente al RdIP.

Los indicadores de aporte continental y productividad para ambos testigos marinos presentaron los menores y menos variables valores entre el 900 al 1300 CE, climáticamente asociados a la Anomalía Climática Medieval (MCA). Mientras que el mayor aporte continental y productividad fue registrado posterior al 1600 CE, relacionado con los periodos Pequeña Edad de Hielo (LIA) y Período Cálido Contemporáneo (CWP). A partir de este estudio fueron detectados ciclos significativos de 50, 20, 10, 2- 7 años y menores a 1 año para la mayoría de estos *proxies* y para ambos testigos marinos. Esta ciclicidad estuvo relacionada al AMO, PDO y ENSO. Asimismo, se evidenció la posible influencia de los ciclos solares en los cambios hidroclimáticos. El proceso de intensificación milenaria de la descarga de los ríos y el aumento asociado en la productividad fueron principalmente modulados por el modo de variabilidad ENSO, particularmente después del inicio de LIA, especialmente después de 1500 CE. Durante LIA, ENSO mostró principalmente ciclos decadales, mientras que sobre el final de LIA y el inicio del CWP, la ciclicidad se intensificó a ciclos de media década. Asimismo, fue registrada una correlación positiva y significativa entre la reconstrucción interanual ENSO (Mann et al., 2009) y Ti/Al para ambos testigos de sedimento indicando que los eventos El Niño modulan las descargas de los ríos y aportes continentales sobre la plataforma continental interna uruguaya. Asimismo, a partir de los análisis contemporáneos de Ti/Al para el testigo GeoB 13813-4, se pudieron identificar los eventos El Niño del siglo XX con una eficiencia del 85 %, implicando que el registro del cinturón de fango del RdIP contiene información de altísima resolución sobre los cambios hidrológicos (influencia de la pluma de descarga del RdIP y corrientes oceanográficas), que generan cambios en los aportes continentales y de productividad, consecuencia de los cambios climáticos modulados principalmente por ENSO.

El testigo continental NUT no presentó una resolución tan alta como la registrada para el depocentro. Dicho registro presentó tasas de sedimentación variables según estudios de  $^{210}\text{Pb}$ ,  $^{137}\text{Cs}$  y radiocarbono (i.e., de 1, 3 y 4,4 mm año<sup>-1</sup> entre el 1500- 1880, 1880- 1980 y 1980- 2018 CE, respectivamente). A pesar de las menores tasas de sedimentación

registradas y el menor alcance temporal estudiado para dicho testigo (i.e., 1500 CE al presente) los datos  $\mu$ XRF de aportes continentales y productividad (Ti/Al y Si/Ti), entre otros, estuvieron asociados a la variabilidad hidroclimática ocurrida para los últimos 500 años. Dichos *proxies* presentaron una ciclicidad multidecadal, decadal e inter-anual, atribuible al igual que para el registro del depocentro, al AMO, PDO y ENSO, respectivamente, así como a los ciclos solares. Los menores valores de aporte continental y mayor productividad se registraron entre el 1500- 1700 CE, asociados a las tasas de sedimentación más bajas. Este patrón se asignó a LIA, el cual se caracterizó en el SE-Uruguay por condiciones de menor humedad y temperatura, donde las menores precipitaciones registradas estuvieron relacionadas con la inactivación del Jet de capas bajas de Sudamérica (SALLJ). Asimismo, se registró una mayor granulometría e influencia marina durante este periodo, lo cual es muy probablemente consecuencia del aumento de la frecuencia de tormentas (sudestadas) ocurrido en la región costera durante LIA. Posteriormente y hasta el presente, se registraron los mayores y más variables/ menores y menos variables valores de los *proxies* de aporte continental/ productividad, en conjunto con las mayores tasas de sedimentación. Este patrón observado fue asociado con la finalización de LIA y comienzo del CWP, el cual se caracterizó por la instauración de condiciones de mayor humedad. Finalmente, las mayores tasas de sedimentación asociadas a los máximos/ menores valores de los *proxies* de aporte continental/ productividad se observaron posterior al 1980 CE, asociados al notorio incremento de las precipitaciones locales consecuencia del *shift* climático ocurrido a partir de la década del 1970. Se registró una correlación alta y significativa entre dichos *proxies* de aporte continental y productividad y la reconstrucción ENSO de Mann et al. (2009), positiva para Ti/Al y negativa para Si/Ti. Es bien conocido que los eventos El Niño modulan la frecuencia de SALLJ, generando un aumento de las precipitaciones sobre Uruguay. De esta forma, los eventos El Niño están relacionados con un aumento en las precipitaciones sobre el SE- Uruguay y por lo tanto en los aportes continentales alóctonos sobre la laguna. Lo anterior fue constatado al correlacionar las series temporales de precipitaciones con los *proxies* y los modos de variabilidad climática para el último siglo. Así, las precipitaciones locales presentaron una correlación positiva con los eventos El Niño y las fases positivas del PDO, mientras que Ti/Al presentó una correlación significativa y positiva con las precipitaciones, y Si/Ti presentó una correlación negativa.

El aporte continental de todos los testigos (marinos y continentales) presentaron una correlación positiva significativa con la reconstrucción milenaria ENSO de Mann et al. (2009). De esta forma, los eventos El Niño modulan las precipitaciones sobre la cuenca de drenaje del RdIP y generan anomalías positivas hidrológicas en la región, ocasionando una mayor escorrentía y aporte continental hacia la plataforma interna uruguaya, fertilizando dichas aguas y generando aumento en la productividad del sistema. Por otro lado, dichos eventos El Niño y su intensificación para las últimas décadas han generado aumento de las precipitaciones sobre el SE- Uruguay, lo que implica una mayor escorrentía y aporte terrígeno, y disminución de la productividad autóctona de la Laguna de las Nutrias debido a efectos de dilución.

El análisis de diatomeas como análogos modernos de las condiciones ambientales del RdIP, identificó grupos indicadores del aporte alóctono continental y autóctono marino. El aporte continental implicó aumento de la productividad y registro de especies dulceacuícolas (F) y salobres (b) y en su mayoría indicadoras de condiciones eutróficas, mientras que los sedimentos de las estaciones con mayor salinidad y menor productividad estuvieron asociadas a diatomeas marinas (M) principalmente planctónicas. Cabe destacar que durante el evento La Niña del 2009 en general todas las estaciones presentaron un mayor registro de especies marinas, mientras que durante El Niño 2010 se observó una dominancia de especies indicadoras de menor salinidad y mayor trofia (F), indicando un mayor estado trófico en el RdIP durante las fases positivas ENSO. Estos grupos de diatomeas identificados fueron utilizados como análogos modernos para las reconstrucciones paleoambientales del cinturón de fango de RdIP. Así, las asociaciones de diatomeas para ambos testigos de sedimento indicaron que la historia hidrológica de la cuenca (asociada a la evolución del clima regional) reflejada en los sedimentos estuvo caracterizada por una menor influencia de la pluma de descarga del RdIP sobre la plataforma entre el 900- 1400 CE (dominancia del grupo M). Asimismo, se registró una influencia intermedia entre el 1400- 1600 CE, mientras que la mayor influencia de la pluma se registró a partir del 1600 CE hasta el presente (dominancia de los grupos F y b). Este patrón registrado en los datos de los *proxies* biológicos es muy concordante con lo registrado para los datos  $\mu$ XRF. Asimismo, los grupos de diatomeas indicadores de salinidad (M, F, y b) presentaron una correlación significativa entre la reconstrucción ENSO de Mann et al. (2009) para el último milenio, indicando que los eventos El Niño se asocian con una mayor influencia de la pluma de descarga del RdIP sobre la plataforma

continental uruguaya, y viceversa para los eventos La Niña. El análisis de series temporales aplicado a estos grupos de diatomeas indicadores de salinidad detectó una ciclicidad significativa decadal y multidecadal, la cual es entonces atribuida a PDO y AMO, respectivamente.

El presente estudio aporta información al contexto actual de la variabilidad ambiental y cambio climático, para el cual se prevé una intensificación significativa de los eventos ENSO. Representa un insumo importante para elaborar mejores estrategias de manejo mediante la anticipación de cambios ambientales futuros ante eventos de oscilación climática y cambio climático. Como perspectiva, se enfatiza la búsqueda de un registro continental de sedimentación comparable con aquellas registradas para el depocentro cinturón de fango del RdIP.

**Palabras claves:** Análogos modernos, cambios climáticos, cinturón de fango, diatomeas, geoquímica, paleoceanografía, paleolimnología, Río de la Plata, sedimentos, series temporales, XRF.

## ABSTRACT

Paleolimnological and paleoceanographical studies have been carried out since 2000 on the trophic state and salinity changes of SE- Uruguay coastal lagoons, and the terrigenous vs. marine contribution to the Río de la Plata (RdIP) mudbelt depocenter. The sedimentary record of such depocenter holds an outstanding record with a mean linear historical sedimentation rate of 10 mm. yr<sup>-1</sup> (i.e., sediment core GeoB 13813-4). The present study aimed to infer changes in the continental input and productivity of the southwestern Atlantic Ocean continental shelf and to relate them to the climatic cycles of oscillation, to establish causal relationships between these changes and climate variability for the last 1,000 yr. Climatic variability influences rainfall, winds, erosion, resuspension, transport and sediment deposition. These processes carry allochthonous chemical elements that promote changes in productivity and sedimentary trophic levels in aquatic systems. Such geochemical changes are recorded through time in sediment core sequences. Using modern technology, they can be deciphered by non-invasive high resolution X-Ray Fluorescence scanning (hereinafter  $\mu$ XRF). To achieve the objective of this study  $\mu$ XRF analysis every 2 mm were performed on two sediment cores retrieved from the depocenter (GeoB 13813-4 and 13817-2) and from a shallow coastal lagoon in SE Uruguay- Laguna de las Nutrias (NUT). To determine the changes in continental input and paleoproductivity of such systems, the following elemental ratios were analysed: Ti/Al, Fe/K, Fe/Mn, Ti/Ca, Fe/Ca, Ba/Al, Si/Al, Si/Ti, S/Ti, Br/Ti and Ti/K. In addition, diatom composition from the RdIP sediments was studied. The age-depth models were performed using a combination of radiocarbon and <sup>210</sup>Pb dating techniques, using the free Bacon program. The data obtained from the analysis of the continental and marine sediment cores were interpreted in relation to the climatic cycles by means of time series analysis (periograms and wavelet analyzes). Likewise, the proxy data obtained for the last century were correlated with long-term instrumental data, i.e., rainfall, climatic variability modes (El Niño Southern Oscillation- ENSO, Pacific Decadal Oscillation- PDO and Atlantic Multidecadal Oscillation - AMO), and river discharges. In order to use diatoms as modern analogues of the environmental conditions of the RdIP, an ecological study was carried out on the surface sediments along a transect encompassing the environmental gradients present in the RdIP (salinity, continental contributions and productivity). Inter-annual diatom variability was analyzed from a well defined ENSO event (2009- La Niña and 2010- El Niño), in order to better explore the hydroclimatic variability of the system.

Sediment cores GeoB 13813-4 and 13817-2 were retrieved using a piston-gravity corer in June 2009 (M78/ 3a expedition on board the METEOR oceanographic vessel). Core GeoB 13813-4 yielded a better resolution (with an average sedimentation rate of 10 mm year<sup>-1</sup>) than GeoB 13817- (7 mm year<sup>-1</sup>). For this reason, the core GeoB 13813-4 was used for the contemporary correlations of the proxy and instrumental hydroclimatic data. The  $\mu$ XRF analysis of GeoB 13813-4 for the last 100 years revealed significant positive correlations between rainfall anomalies over a region of NE Argentina (lower Paraná River basin) and the proxies of continental input and paleoproductivity (i.e., Ti/Al and Ba/Al). These positive rainfall anomalies were associated with positive PDO and ENSO phases and negative AMO phases, and implied an increase in the Paraná and Uruguay River flow. Therefore, the hydrological variability and the continental input and marine productivity proxies appear to be modulated by such climatic cycles during the last 100 years. Thus, the present study is in close agreement and is complementary to other worldwide studies by showing similar results for the RdIP drainage basin. Furthermore, a strong shift in proxy data was identified after the 1970s; that is, the highest record of continental contributions and marine productivity, associated with the combined effect of climate variability and anthropogenic impact. This period is related to the climate shift observed between 1970 and 2000, under a predominance of positive ENSO and PDO phases and negative AMO phases, resulting in an increase in rainfall and continental input together with the intensification of agricultural practices. The strong intensification of agricultural activities, mainly soybean crops, together with increased rainfall and runoff led to increased soil erosion and the transport of sediments and continental material, whose final destination is the depocenter adjacent to the RdIP.

The continental input and productivity proxies from both marine sediment cores exhibited the lowest and less variable values between 900 to 1300 CE, climatically associated with the Medieval Climate Anomaly (MCA). Meanwhile, the highest proxy values were recorded after 1600 CE, related to the Little Ice Age (LIA) and Contemporary Warm Period (CWP). Thus, significant cycles of 50, 20, 10, 2-7 years and less than 1 year were detected for most of these proxies for both marine cores. Such cyclicity was related to AMO, PDO and ENSO. Likewise, a possible influence of solar cycles on the hydroclimatic changes was evidenced. The process of millennial intensification of river discharge and the associated increase in productivity were mainly modulated by the ENSO mode of variability, particularly after the onset of LIA, especially after 1500 CE.

During LIA, ENSO showed mainly decadal cycles, while at the end of the LIA and the beginning of the CWP, the cyclicity was intensified to half-decade cycles. In addition, a positive and significant correlation was registered between the ENSO inter-annual reconstruction (Mann et al., 2009) and Ti/Al ratios for both sediment cores, thus indicating that El Niño events modulate river discharge and continental export to the continental shelf. Furthermore, from the contemporary Ti/Al analyses of core GeoB 13813-4, was allowed to identify the El Niño events of the 20th century with an efficiency of 85%. Hence, the RdIP depocenter contains very high resolution information on the hydrological changes (influence of the Plata Plume Waters and oceanographic currents), leading to changes in continental input and productivity modulated by ENSO.

The continental record NUT did not yield a resolution as high as that registered for the RdIP mud depocenter. Such record presented variable sedimentation rates, i.e., 1.3 and 4.4 mm year<sup>-1</sup> between 1500-1880, 1880-1980 and 1980-2018 CE, respectively. Despite the lower sedimentation rates recorded and the shorter temporal range studied for such sediment core (ie, 1500 CE to the present), the  $\mu$ XRF data of continental input and productivity (Ti/Al and Si/Ti), among others, were associated with the hydroclimatic variability of the last 500 years. Such proxies presented a multidecadal, decadal and inter-annual ciclicity, attributable to AMO, PDO and ENSO, respectively, as well as the solar cycle influence was identified. The lowest runoff values and highest productivity were recorded between 1500-1700 CE, associated with the lowest sedimentation rates. This pattern was assigned to the LIA, which was characterized by lower humidity and temperature conditions in SE-Uruguay, where lower rainfall was related to the inactivation of the South American Low-Level Jet (SALLJ). In addition, a larger sediment grain size and marine influence were recorded during this period, which is most likely a consequence of the increased frequency of storms that occurred in the coastal region during LIA. Subsequently, the highest and most variable/ lowest and least variable values of runoff/ productivity proxies were recorded up to the present, together with the highest sedimentation rates. This was related to the end of LIA and the beginning of the CWP, which was characterized by the establishment of higher humidity conditions. Finally, the highest sedimentation rates associated with the maximum/ lowest values of the runoff/ productivity proxies were observed after 1980 CE, consequence of the notable increase in local rainfall as a consequence of the climate shift that occurred since the 1970s. A high significant positive/ negative correlation between the continental input/ productivity



proxies and the ENSO reconstruction of Mann et al. (2009) were observed. It is well known that El Niño events modulate the frequency of SALLJ, thus generating an increase in rainfall over Uruguay. This was verified by correlating the rainfall time series with the proxies and the climatic variability modes for the last century. In this sense, local rainfall presented a positive correlation with El Niño events and the positive phases of the PDO, while Ti/Al presented a significant and positive correlation with rainfall, and Si/Ti presented a negative correlation with it.

Both paleoceanographical and paleolimnological data presented significant positive correlations with the millennial ENSO reconstruction of Mann et al. (2009). In this way, El Niño events modulate rainfall over the RdIP drainage basin thus generating positive hydrological anomalies, leading to higher continental runoff. In addition, El Niño events and their intensification in the recent decades generated increased rainfall over the SE-Uruguay, which implies higher runoff and a decrease in the autochthonous productivity of the Laguna de las Nutrias due to dilution effects.

The analysis of diatoms as modern analogues of the environmental conditions of the RdIP, identified indicative groups of the continental and autochthonous marine contribution. The continental contribution implied an increase in the productivity related to freshwater (F) and brackish (b) species, mostly indicative of eutrophic conditions. The sediments from the stations with higher salinity and lower productivity were associated with marine diatoms (M), mainly planktonic. During La Niña event of 2009, in general, all the stations had a higher record of M species, while during El Niño 2010 a dominance of F species was observed, indicating a higher trophic state in the RdIP during positive ENSO phases. Such diatom groups were used as modern analogues for paleoenvironmental reconstructions of the RdIP depositor. Thus, the diatom associations for both sediment cores indicated that the hydrological history of the basin (associated with the evolution of the regional climate) recorded in sediments was characterized by a lower influence of the PPW between 900-1400 CE (dominance of M group). An Intermediate influence was inferred between 1400-1600 CE, while the highest influence of the plata plume waters was recorded from 1600 CE to the present (dominance of groups F and b groups). Thus, such trends recorded in the biological proxy data are very consistent with those recorded for the  $\mu$ XRF data. Furthermore, such diatom indicative groups (M, F, and b) presented a significant high correlation between the ENSO reconstruction of Mann et al. (2009) for

the last millennium, thus indicating that El Niño events are indeed associated with a greater influence of the plata plume waters on the uruguayan continental shelf, and vice versa for La Niña events. The time series analysis performed for such diatom indicative groups detected a significant decadal and multidecadal cyclicity, which was attributed to PDO and AMO, respectively.

This study provides information on the current context of environmental variability and climate change, for which a significant intensification of ENSO events is expected. It represents an important input to develop better management plans by anticipating future environmental changes associated to climatic oscillations. As a perspective, the search for a continental record which sedimentation is comparable with those recorded for the RdIP depocenter is emphasized.

**Keywords:** Modern analogues, climatic changes, mudbelt depocenter, diatoms, geochemistry, palaeoceanography, paleolimnology, Río de la Plata, sediments, time series, XRF.

## 1 MARCO GENERAL

### 1.1 Introducción

#### 1.1.1 Reconstrucciones paleoambientales

El estudio de los sistemas naturales con el objetivo de evaluar los cambios climáticos y ambientales globales requiere la adquisición y el análisis de datos a diferentes escalas de variabilidad, que abarcan procesos diarios, anuales, decadales, seculares y milenarios. Las bases de datos ambientales instrumentales a partir de observaciones directas incorporan datos diarios, hasta decadales y pueden entonces resolver eficazmente cuestiones científicas de relevancia para los monitoreos ambientales. Para los procesos multidecadales, seculares y hasta milenarios, una de las fuentes de evidencia más importantes es el registro sedimentario (Last y Smol, 2001; Smol, 2008; Taffs et al., 2017).

La paleolimnología y paleoceanografía son las ramas de la ciencia que utilizan la información química, física y biológica obtenida a partir del registro sedimentario de los cuerpos acuáticos (continentales y marinos, respectivamente), para reconstruir la evolución ambiental de estos sistemas a escalas decadales- geológicas (Last y Smol, 2001; Smol, 2008; García-Rodríguez et al., 2009; Bender et al., 2013). Mediante el proceso de sedimentación se depositan y acumulan en orden cronológico diversos materiales en los fondos de los sistemas acuáticos, quedando así las capas recientes depositadas sobre aquellas más antiguas (Fig. 1-1, Appleby, 2008; Smol, 2008). De esta manera, los perfiles de sedimento extraídos de estos sistemas (Fig. 1-1) contienen *proxies* (o indicadores ambientales indirectos de determinadas variables como lo son la salinidad, temperatura, aportes continentales, productividad, entre otros) de origen: biológico (ej., abundancia y ecología de especies de: diatomeas, foraminíferos, moluscos, entre otros), sedimentológico (ej. composición y granulometría de los sedimentos) y geoquímico (ej., razones de los elementos químicos, materia orgánica, isótopos, entre otros), los cuales permiten inferir las condiciones ambientales existentes al momento del depósito (Wefer et al., 1999; Walker, 2005; Smol, 2008; Mourelle et al., 2020). Asimismo, los sedimentos actúan como sumideros de contaminantes orgánicos e inorgánicos provenientes de actividades productivas, por lo que el estudio de los mismos tiene el potencial de

determinar impacto antrópico en los sistemas acuáticos (Appleby, 2001; Burone et al., 2003, 2011; García-Rodríguez et al., 2010; Mills et al., 2017; Moorehouse et al., 2018). Así, los sistemas acuáticos presentan una variabilidad ambiental natural (consecuencia de los cambios hidroclimáticos relacionados a las precipitaciones, vientos entre otros) pero también presentan en su mayoría un fuerte impacto antrópico (urbanización, extracción de agua, usos de los suelos, entre otros) (Smol, 2008; Mills et al., 2017; Moorehouse et al., 2018). Dichos cambios son muchas veces difíciles de discriminar, dado que los impulsores naturales y antropogénicos pueden forzar una respuesta similar en el sistema (Córdoba et al., 2014; Mills et al., 2017).

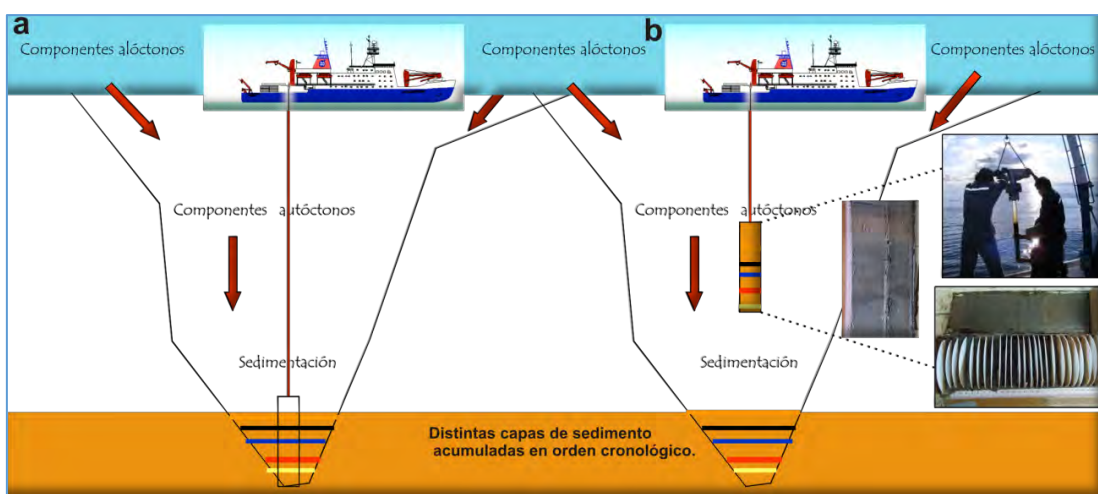


Fig. 1-1. Esquema representativo del método para extracción de testigos de sedimentos en los sistemas acuáticos. Las distintas capas de sedimentos acumuladas en los fondos quedan representadas con distintos colores de acuerdo al momento del depósito (amarillos corresponden a acumulación más antigua y negra a la más moderna o actual), (extraído de Vidal et al., 2016).

El registro sedimentario presenta estratos con diversa influencia de materiales alóctonos vs autóctonos (Fig. 1-1), dependiendo, entre otros factores, de las condiciones climáticas al momento del depósito (las cuales afectan las precipitaciones sobre la cuenca de drenaje, escorrentía, erosión, régimen oceanográfico, entre otros), y de la productividad primaria intrínseca del sistema (Milliman y Meade, 1983, Bianchi, 2007, Hoffman et al., 2010; Mathias et al., 2014; Castillo et al. al., 2017). Por lo expuesto anteriormente, el análisis estratigráfico de los distintos perfiles sedimentarios de un sistema permite inferir las condiciones ambientales y climáticas históricas (Appleby, 2001; Last y Smol, 2001; Mann et al., 2009; Burone et al., 2011; del Puerto et al., 2011; Newkom y Gergis, 2012; Mourelle et al., 2020).

Las reconstrucciones paleoambientales son entonces importantes para la generación de información histórica a diferente escala temporal (e.g. interanual, decadal, secular y milenar), (Last y Smol, 2001; Smol, 2008). La escala temporal que abarque el estudio va a depender de la resolución intrínseca del sistema (asociada a los valores diferenciales de las tasas de sedimentación que son específicos de cada sistema) y de la resolución del sub-muestreo (Davies et al., 2015). Esta disciplina es fundamental para generar información de línea de base, la cual es imprescindible para suplir la carencia de información histórica mediante observaciones directas (MacDonald y Case, 2005, Smol, 2008; Mann et al., 2008, 2009; García-Rodríguez et al., 2010; Li et al., 2011; Burone et al., 2012; Abram et al., 2014; Newkom y Gergis, 2012). De esta manera, permite comprender el pasado y contextualizar el presente, para así poder predecir cambios a futuro, resultando una pieza fundamental para elaborar planes de manejo ambiental y toma de decisiones relacionadas a los sistemas acuáticos. Así, las reconstrucciones paleoambientales son particularmente relevantes para comprender y gestionar mejor los recursos acuáticos globales (Córdoba et al., 2014; Mills et al., 2017).

Las reconstrucciones paleoambientales y paleoclimáticas que abarcan la época del Holoceno tardío son muy relevantes, ya que durante este periodo existieron cambios climáticos discretos los cuales nos permiten comprender la respuesta de los sistemas frente a los mismos y poder anticipar cambios a futuro, según los distintos escenarios planteados, por ejemplo frente al cambio climático (Mann et al., 2008; 2009). Respecto a Sudamérica un trabajo de revisión realizado por Newkom y Gergis (2012) determina que existe carencia de información climática para el sudeste de Sudamérica durante los últimos 2000 años, tanto de registros continentales pero también fundamentalmente de marinos, por lo cual este estudio aporta información muy valiosa a nivel regional.

Los testigos costeros y de plataforma tienen la particularidad de integrar señales tanto de los aportes continentales (a través de la descarga de los ríos y los aportes eólicos), como de los cambios oceanográficos, que modulan conjuntamente las respuestas biológicas (Chiessi et al., 2009, 2014; Mathias et al., 2014; Castillo et al. al., 2017; Mourelle et al., 2018). Dado que las señales continentales y oceanográficas están relacionadas con la variabilidad climática, los testigos de sedimentos costeros son fuentes potenciales de información paleoclimática (Chiessi et al., 2009, 2014; Newkom y Gergis, 2012; Castillo et al., 2017; Perez et al., 2018). El cambio climático y las actividades antropogénicas

ejercen efectos acumulativos en las áreas costeras al modificar la tasa y el volumen de descarga de agua dulce y sedimentos (Bianchi, 2007; Milliman et al., 2008; Syvitski et al., 2005; Taffs et al., 2017). La descarga de los ríos en los océanos es un proceso fundamental para mantener la dinámica hidrológica estuarina y los ciclos geoquímicos y sedimentarios asociados, el secuestro de carbono y la producción primaria (Milliman y Meade, 1983; Bianchi, 2007; Hoffmann et al., 2010). Los sistemas oceanográficos costeros exhiben características de transición como gradientes de salinidad y turbidez que se desarrollan a partir de la descarga del río en forma de plumas (Burrage et al., 2008; Tudurí et al., 2018). Tal descarga fluvial se ve afectada por las actividades humanas y el forzamiento natural y transporta grandes cantidades de sedimentos finos erosionados de sus cuencas de drenaje (Syvitski et al., 2005; Walling, 2006; Depetris y Pasquini, 2007 a y b; Milliman et al., 2008; Viers et al., 2009; Hoffmann et al., 2010; Sun et al., 2016). Además de intervenir en los ciclos geoquímicos e hidrológicos del planeta Tierra (Bianchi, 2007; Pan et al., 2014), las plumas de descarga de los ríos modifican los ecosistemas costeros y márgenes continentales, generando cambios en la productividad marina adyacente a su influencia (García-Rodríguez et al., 2014; Franco-Fraguas et al., 2014; Machado et al., 2013). Actualmente puede estudiarse el aporte continental y la descarga de las plumas de los ríos con una alta resolución temporal y espacial, dado el creciente desarrollo de tecnologías como el análisis de imágenes satelitales, en conjunto con datos de buques oceanográficos, datos históricos de las series temporales de los ríos y modelos numéricos (O'Donnell, 1993; Pan et al., 2014; Bai et al., 2015). Asimismo, pueden combinarse estos datos anteriormente nombrados con datos de las series temporales de los modos de variabilidad climática (es decir, ENSO, AMO, PDO, entre otros) para descifrar la correlación entre eventos anómalos de descarga continental e influencia de plumas de descarga y los eventos climáticos (Saldías et al., 2016). Por lo expuesto anteriormente, se puede estudiar eficazmente estas cuestiones a escalas temporales intra-anales, inter-anales, pero no más allá de décadas. Los testigos de sedimento costeros y marinos se pueden utilizar para inferir dichos cambios y llenar así el vacío de información a escalas temporales más largas (Smol, 2008). En general, las plumas de los ríos presentan diferentes regímenes estacionales y trayectorias diferenciales asociadas a los patrones de vientos y la escorrentía continental (Pan et al., 2014), y por lo tanto las mismas han cambiado a lo largo del tiempo en respuesta a los cambios hidroclimáticos con distintas escalas temporales (Mathias et al., 2014; Hatin et al., 2017). En general a nivel mundial existe una falta de estudios que aborden la influencia de los

modos de variabilidad climática en los cambios a largo plazo en la descarga de los ríos (Milliman y Farnsworth, 2011). En el caso del hemisferio sur, especialmente para sudeste de Sudamérica, todavía hay poca evidencia de las respuestas hidrológicas a esta variabilidad climática en escalas de tiempo interanual, decadal y multidecadal (Milliman y Fransworth, 2011; Newkom y Gergis, 2012). Saldías et al. (2016) determinaron que eventos anómalos de las plumas de descarga de alta turbidez de varios ríos en Chile estuvieron asociados con fases positivas de los índices ENSO y PDO y negativas del SAM. Asimismo, fue encontrada una correlación negativa entre los eventos El Niño y la pluma de descarga de baja salinidad del Río Amazonas (Tyaquiçã et al., 2016).

Las propiedades estadísticas y excelencia de los registros sedimentarios surgen de la resolución y continuidad de la información. Dado que los depocentros de fango marinos mantienen registros continuos de alta resolución de información milenaria (Hanebuth et al., 2015, 2019; Mahiques et al., 2020), los ciclos de oscilación interanual, decadal y secular pueden investigarse adecuadamente (Perez et al., 2016, 2018). El forzamiento climático se identifica como un control crítico tanto para la formación de los depocentros de fango como para su crecimiento, y ejerce condiciones diferenciales de sedimentación de la plataforma (Perez et al., 2018; Mourelle et al., 2018). Dada la disponibilidad de técnicas de escaneo milimétrico no invasivas, es decir  $\mu$ XRF, dichos depocentros representan un caso de estudio excelente para demostrar cómo los datos paleoceanográficos pueden reemplazar las observaciones oceanográficas e hidrológicas directas a largo plazo (Croudace et al., 2019).

### **1.1.2 Geocronología**

Para llevar a cabo reconstrucciones paleoambientales, es necesario tener conocimiento de la edad de los distintos estratos de sedimento, para así asignar eventos puntuales o cambios ambientales a una época de tiempo determinada (Appleby, 2000, 2008; Bernal et al., 2010). En este sentido, la geocronología es la ciencia que tiene como objetivo determinar la edad y sucesión cronológica de los acontecimientos geológicos (Bernal et al., 2010). La radiocronología determina cuantitativamente la edad mediante el uso de radioisótopos en el perfil sedimentario. Debido a la desintegración natural, las capas sedimentarias más profundas contienen proporciones menores de radioisótopos de corta vida media (Crickmore et al., 1990, Appleby, 2000, 2008; Bernal et al., 2010; Pittauerová et al. 2011). Los métodos radiocronológicos se basan en la formación de isótopos hijos,

asociados a una vida media ( $T_{1/2}$ , tiempo que demora el isótopo "padre" en transmutar a la mitad del isótopo "hijo"), la cual es constante para cada elemento (Bianchi, 2007). Existen muchas técnicas de datación. La elección radica en la escala de tiempo con que se trabaje. El método de datación con  $^{14}\text{C}$  (radiocarbono,  $T_{1/2}$ : 5730 años), lo hace apropiado para datar edades de miles de años (máximo 50.000 años, Bernal et al., 2010). Por el contrario, los radioisótopos con vidas medias de desintegración menores (es decir,  $^{210}\text{Pb}$   $T_{1/2}$ : 22,26 años y  $^{137}\text{Cs}$   $T_{1/2}$ : 30 años,) son más apropiados para dinámicas de sedimentación contemporáneas (Appleby, 2000, 2008; Walker, 2005; Pittauerová et al. 2011). A partir de los datos de edades aportados por varias dataciones a lo largo de los testigos, se construye el modelo de edad-profundidad, a partir del cual se extrapolan las distintas profundidades y se les asignan edades de depósito (Blaauw y Christen, 2011). Para el caso de testigos que presentan una resolución milenaria (ej., Holoceno Tardío) se pueden generar modelos más robustos de edad- profundidad combinando fechados por radiocarbono y  $^{210}\text{Pb}/^{137}\text{Cs}$  (Blaauw y Christen, 2011; Cuña- Rodríguez et al., 2020).

### 1.1.3 Proxies

Los *proxies* son medidas indirectas de variables ambientales como la salinidad, los aportes terrígenos o los cambios de productividad obtenidas a partir del registro geoquímico y micropaleontológico (Wefer et al., 1999; Smol, 2008). De esta manera, el estudio de su variación en el tiempo permite reconstruir la evolución ambiental de los sistemas acuáticos. Idealmente, los datos *proxy* deben primero compararse/calibrarse entre sí con datos instrumentales directos a escalas de variabilidad similares, para llegar así a generar reconstrucciones paleoambientales lo más precisas posible (Villalba, 2007; Masson-Delmotte et al., 2013; Córdoba et al., 2014).

#### 1.1.3.1 Proxies biológicos: Diatomeas

Las diatomeas son un grupo de microalgas silíceas que representan el grupo fitoplanctónico dominante en las regiones templadas y frías, así como en aguas turbulentas y ricas en nutrientes (es decir, áreas de surgencia costera y plumas de descarga de los ríos), contribuyendo con un 20-25% a la productividad primaria neta mundial (Werner, 1977; Ragueneau et al., 2000; Romero et al., 1999; Romero y Hensen, 2002; Romero y Armand, 2010). Gracias a su naturaleza silícea las diatomeas se preservan muy bien en los perfiles de sedimentos y debido a la especificidad de los nichos que ocupan



(las diferentes especies presentan óptimos y rangos de tolerancia ambiental específicos), y a su abundancia, son ampliamente utilizadas como *proxies* en estudios paleolimnológicos y paleoceanográficos (De Wolf, 1982; Van Dam et al., 1994; Denys y de Wolf, 1999; Stevenson y Pan, 1999; Romero et al., 1999; Romero y Hensen, 2002; Smol, 2008; Hassan et al., 2009; Hassan, 2010; Romero y Armand, 2010; Bernárdez et al. 2008; Hatin et al., 2017; Perez, 2014; Perez et al., 2017 b). Así, mediante este tipo de estudios se pueden detectar cambios ambientales actuales y pasados (ej., pH, salinidad, estado trófico y contaminación, entre otros (De Wolf, 1982; Van Dam et al., 1994; Smol, 2008), producto de las alteraciones de origen natural y/o antrópico (Stevenson y Pan, 1999). En el caso específico de estuarios y regiones costeras, en general, la salinidad es el factor más importante determinante de la distribución de diatomeas, así se han utilizado los análisis de especies de diatomeas en estudios paleoambientales, por ejemplo para determinar la influencia continental vs marina (Denys y de Wolf, 1999; Hassan, 2010; Perez et al., 2017 b). Así, pueden utilizarse para inferir cambios en la salinidad y en la dirección de las plumas de descarga de los ríos a lo largo del tiempo (Sancetta, 1999; García-Rodríguez et al., 2003, 2004 a, b y c; Hassan et al., 2009; Hassan, 2010; Perez et al., 2017 b; Hatin et al., 2017). Las diatomeas pueden presentar proveniencia alóctona o autóctona, siendo aportadas a partir de cursos de agua de la cuenca de drenaje, ser transportadas desde otras regiones de plataforma o estar asociadas a la propia productividad del sistema. Así, el estudio de la composición de las especies nos permite una mejor interpretación de la variabilidad en el registro alóctono vs autóctono y en los cambios en la productividad de los sistemas acuáticos (Romero et al., 1999; Romero y Hensen, 2002; Romero y Armand, 2010; Hatin et al., 2017).

En estudios del Cuaternario, la manera en la que los científicos infieren las condiciones ambientales preexistentes a partir del registro diatomológico, es utilizando las especies actuales como análogos, extrapolando las características ambientales bajo las cuales se encuentra al registro fósil (Juggins, 1992; Hassan et al., 2008; Hassan, 2010). Es por eso que es necesario una correcta identificación de los taxones así como conocer los requerimientos ecológicos de las especies actuales, es decir su auto-ecología (Vos y de Wolf, 1988, 1993, 1994; Denys y de Wolf, 1999; Hassan, 2010; Perez et al., 2017 a). Para la determinación de los taxa se requieren datos sobre la forma del frústulo, contorno de la valva, datos morfométricos y morfología de las valvas (Stoermer y Smol, 1999). Respecto a los requerimientos ecológicos, existen varios trabajos concernientes a la auto-ecología

de especies marinas y continentales (de Wolf, 1982; Van Dam et al., 1994; Hassan et al., 2009; Hassan, 2010), aunque los mismos son escasos para la región del Río de la Plata (RdLP) y plataforma continental adyacente (Licursi et al., 2006, 2010; Hassan, 2010; Perez, 2010).

### 1.1.3.2 *Proxies geoquímicos*

La información ambiental brindada por los *proxies* biológicos, como las diatomeas, es particularmente sólida cuando se la combina con *proxies* geoquímicos (e.g. relaciones de los elementos químicos). El estudio de las concentraciones de los diversos elementos químicos, como los metales en los sedimentos, es una herramienta importante para determinar las fuentes de los mismos, procesos de transporte, posible impacto antrópico, intemperismo sobre la cuenca de drenaje y las condiciones ambientales generales al momento del depósito (Goldberg y Arrhenius, 1958; Last, 2001; Last y Smol, 2001; Tribovillard et al., 2006). Los sedimentos presentan una composición química variable dependiendo de su origen y de las actividades humanas realizadas sobre la cuenca de drenaje (Depetris y Pasquini, 2007 a y b). Respecto a los elementos Ti, Fe y Al son muy abundantes en la corteza terrestre y están asociados a los minerales detríticos como rutilo (Ti) y arcillas (Al), son acarreados desde el continente hacia la costa como resultado de la erosión y meteorización (Yarincik et al., 2000; Govin et al., 2012; Davies et al., 2015). Los mismos entran a los océanos mediante la escorrentía y aporte continental y la descarga de los ríos en las regiones costeras (Martins et al., 2003; Govin et al., 2012; Burone et al., 2013). Por lo tanto, estos elementos varían con el aporte terrígeno en los sistemas acuáticos, principalmente asociado a la variabilidad en las precipitaciones (Depetris y Pasquini, 2007 a y b; Davies et al., 2015). El K también es un elemento asociado al aporte terrígeno, y su presencia es favorecida en áreas áridas con bajas tasas de meteorización química (Goldberg y Arrhenius, 1958; Govin et al., 2012; Davies et al., 2015). Por el contrario, el Ca es un elemento primariamente asociado a los carbonatos marinos o evaporitas en los sedimentos de los sistemas acuáticos, y por lo tanto potencialmente asociado a la productividad local marina y/ o mayores condiciones de evaporación (Salazar et al. 2004; Burone et al. 2013; Davies et al., 2015). El Ba es un elemento traza cuyas concentraciones en sedimentos están relacionadas con el flujo de carbono orgánico en la columna de agua y que asimismo presenta una alta tasa de conservación en los sedimentos (Goldberg and Arrhenius, 1958; Dymond et al., 1992; Depetris et al., 2003). Por lo tanto, el Ba se considera un *proxy* confiable de la

paleoproductividad oceánica (Prakash Babu et al., 2002; Shen et al., 2015). Por otro lado, el Si es también un elemento químico abundante en minerales terrígenos, pero también es de carácter biogénico, siendo un requerimiento esencial dentro de muchos organismos (DeMaster, 2002, Libes, 2009). Las diatomeas, las crisofitas y los silicoflagelados son microorganismos fitoplanctónicos marinos y dulceacuícolas capaces de incorporar la sílice amorfa en sus esqueletos y cistos de resistencia (Krammer y Lange Bertalot, 1986, 1988, 1991, Smol, 1985; DeMaster, 2002; Libes, 2009). Debido a que este proceso biogénico ocurre a gran escala, existen cuencas donde los organismos silíceos se depositan en grandes cantidades para formar rocas, tales como la diatomita (Frenguelli y Cordini, 1937; Flower, 2013). La principal fuente de Si disuelto en el mar proviene de la descarga de los ríos, y las pérdidas entonces están controladas por la sedimentación biogénica, principalmente asociada con la productividad de diatomeas, ya que estas representan casi la mitad de la productividad primaria en los océanos (Bianchi, 2007; Libes, 2009). Por lo tanto, la variabilidad temporal y espacial en los ciclos anuales de Si cambia principalmente en función de los aportes fluviales y productividad biológica (Bianchi, 2007).

La variabilidad climática tiene influencia directa sobre las precipitaciones (Barreiro, 2010) y los procesos limnológicos y oceanográficos de erosión, resuspensión, transporte y depósito de sedimentos (Lantzsch et al., 2014, Marrero et al., 2014, Perez et al., 2016). Tanto a nivel limnológico como oceanográfico, los procesos de transporte de sedimentos acarrearán elementos químicos (Wetzel 2001, Calliari et al, 2009, García-Rodríguez et al. 2014) que dan lugar a cambios en los niveles tróficos y productividad (García-Rodríguez et al., 2004a, 2004b, 2004c), así se determinó una relación directa entre la variabilidad climática y los cambios en la paleoproductividad de los sistemas acuáticos durante el Holoceno (Bao et al., 2015). Dada la disponibilidad de técnicas modernas de muy alta resolución (es decir,  $\mu$ XRF), la información ambiental y climática precisa inferida a partir de los elementos químicos provenientes del registro sedimentológico pueden correlacionarse con las observaciones históricas directas (Croudace et al., 2019).

#### **1.1.4 Climatología**

Sudamérica presenta condiciones climáticas contrastantes en toda su extensión, reflejándose en una diversidad en los patrones de precipitación, temperatura y vientos. Esto se explica por la vasta extensión meridional del continente y la interrupción de la

circulación a gran escala por la cordillera de los Andes, la influencia oceánica contrastante y la distribución de las masas de tierra (Garreaud et al., 2009).

El ciclo estacional muestra una migración norte/ sur de la zona de confluencia intertropical (en adelante ITCZ) y el debilitamiento/ fortalecimiento del Sistema Monzónico Sudamericano (SAMS), durante el invierno/ verano austral (Fig. 1-2). El SAMS está caracterizado por una intensa actividad convectiva durante el verano, la cual se relaciona estrechamente con la zona de convergencia del Atlántico sur (SACZ, banda convectiva que se extiende desde el Amazonas hasta el océano Atlántico sudoccidental (García y Kayano, 2010) (Fig. 1-2). De esta manera, cuando la actividad del SAMS y la SACZ se fortalece (i.e., durante el verano austral), existe un aumento de las precipitaciones sobre la cuenca del RdIP, ya que aumentan los caudales de los Ríos Paraná y Paraguay (Carvalho et al., 2004) (Fig. 1-2 a).

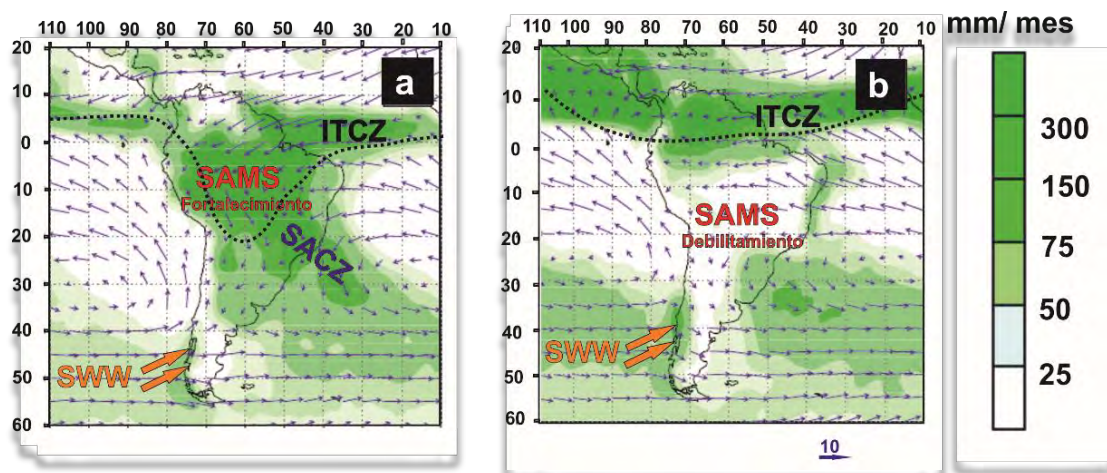


Fig. 1-2. Principales características atmosféricas de Sudamérica. a) verano austral. b) invierno austral. Se muestra la Zona de Confluencia Intertropical (ITCZ), Sistema Monzónico Sudamericano (SAMS), Zona de Convergencia del Atlántico Sur (SACZ) y el Sistema de Vientos Oeste (SWW).

Dentro de los modos de variabilidad climática decadal y multidecadal que afectan las precipitaciones sobre Sudamérica se destacan: el AMO (Oscilación Multidecadal del Atlántico, ciclos de aprox. 60 años) y el PDO (Oscilación Decadal del Pacífico, ciclos de aprox. 20 años), (Garreaud et al., 2009; Chiessi et al., 2009). Por otra parte, existe una variabilidad interanual (2-7 años) relacionada a El Niño Oscilación del Sur (ENSO, Depetris y Pasquini, 2007 b; Garreaud et al., 2009). Como se muestra en la Fig. 1-3 la serie temporal ENSO evidencia una correlación positiva con las precipitaciones superficiales de la mayor parte de la cuenca hidrográfica del RdIP, aún más notable dentro

de la región sur (Fig. 1-3 a), y durante la primavera austral (Ropelewski y Halpert, 1987; Diaz et al., 1998; Grimm et al., 2000; Berri et al., 2002; Barreiro, 2010). Consecuentemente, el régimen mensual de precipitaciones de la cuenca muestra distribuciones diferentes bajo los eventos El Niño, La Niña o condiciones neutrales (Grimm et al., 2000; Krepper et al., 2003; Barros et al., 2006). Así, durante los eventos El Niño se observan eventos de aumento de las precipitaciones sobre la cuenca (Barreiro, 2010; García-Rodríguez et al., 2014), mientras que los eventos La Niña se caracterizan por déficits regionales de precipitación identificados por valores negativos del índice de precipitación estandarizado (Penalba y Rivera, 2016). Lo mismo ocurre para la región del SE- Uruguay (Fig. 1-3 a). Los regímenes diferenciales de precipitación antes mencionados conducen a cambios significativos en el caudal de los ríos (Berri et al., 2002), donde en el caso del RdIP, que es el destino final de la red fluvial de la cuenca del RdIP, el caudal del río puede alcanzar valores 500% superiores a niveles históricos (García-Rodríguez et al., 2014). De manera similar, PDO exhibe una correlación positiva con las precipitaciones sobre la cuenca de drenaje del RdIP, especialmente dentro de la región oriental (Fig. 1-3 b). En escalas interanuales e interdecadales las oscilaciones ENSO y PDO juegan un papel importante en la variabilidad del SAMS y SACZ (Robertson y Mechoso, 2000; Carvalho y Jones, 2009). Asimismo, durante fases positivas PDO los eventos el Niño son más intensos (Garreaud et al., 2009). Por el contrario, AMO muestra una correlación positiva/ negativa en la mitad norte/ sur de la cuenca de drenaje (Fig. 1-3 c). Tanto PDO como AMO juegan un papel importante en la modulación de la SACZ (Robertson y Mechoso, 2000; Carvalho y Jones, 2009; Chiessi et al., 2009) y la precipitación sobre el norte de Argentina (Barreiro et al., 2014). Durante fases negativas AMO, existe un aumento en las precipitaciones en la SACZ y cuenca baja del RdIP asociada a un aumento del caudal, mientras que lo contrario se registra para la fase positiva del AMO (Chiessi et al., 2009) (Fig. 1-3 c). La franja costera de la zona del SE-Uruguay presenta una correlación positiva con las fases positivas AMO, mientras que la región NW presenta una correlación negativa (Fig. 1-3 c).

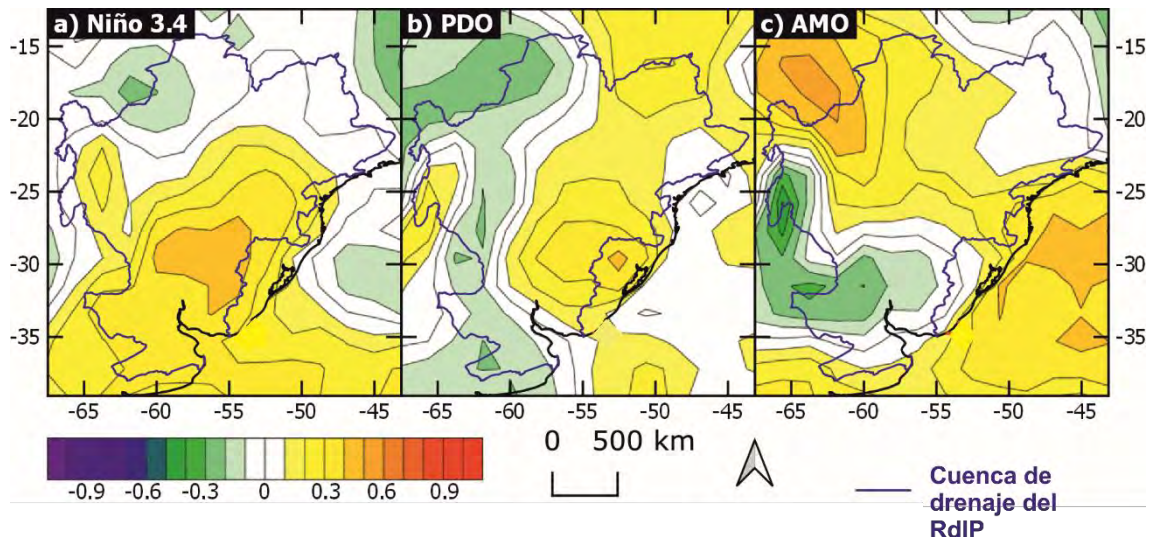


Fig. 1-3. Reanálisis de las tasas de precipitación dentro de la cuenca del RdlP y zona costera del océano Atlántico sudoccidental y la correlación con: a) Índice El Niño 3.4. temperatura superficial del mar (octubre-diciembre), b) PDO (enero-diciembre) y c) AMO (enero-diciembre). Correlaciones proporcionadas por el NOAA-ESRL *Physical Sciences Laboratory*, Boulder Colorado. National Center for Environmental Prediction and National Center for Atmospheric Research (NCEP/NCAR).

La Oscilación Antártica o Modo Anular Austral (SAM) es una oscilación asociada al desplazamiento norte- sur del sistema de vientos oeste, la cual genera variabilidad en el clima del hemisferio sur a nivel de las latitudes altas y medias. Cuando el SAM se encuentra en su fase positiva el sistema de vientos oeste se contrae hacia el sur, existiendo una mayor actividad ciclónica en las latitudes altas y menor en las latitudes medias, mientras que lo opuesto sucede durante sus fases negativas (Nunez et al., 2009). Por lo expuesto anteriormente, las precipitaciones sobre Uruguay aumentan durante la fase negativa SAM. Asimismo, las precipitaciones sobre Uruguay anualmente presentan una distribución aproximadamente uniforme, pero las fuentes de humedad varían a lo largo del año. Durante el verano la fuente de humedad son las regiones tropicales y el transporte de la misma ocurre a través del jet de capas bajas de Sudamérica (SALLJ, componente del SAMS), mientras que en invierno y estaciones de transición es el Océano Atlántico el que proporciona la humedad (Nunez et al., 2009). Asimismo, existe un dipolo entre la región SACZ y sur de Brasil y Uruguay (Marengo et al., 2009). Cuando el SACZ se ve intensificado, existe una disminución de las precipitaciones sobre Uruguay (determinando una disminución en los caudales de los Ríos Uruguay y Negro) ya que el jet se encuentra inactivo (Marengo et al., 2009). Por otro lado, las oscilaciones interanuales en las precipitaciones de Uruguay están relacionadas al ENSO (Nunez et al., 2009), existiendo

una relación positiva entre los eventos el Niño y la frecuencia del jet de capas bajas (Marengo et al., 2009, Barreiro, 2010).

## **1.2 Antecedentes y justificación**

Desde el año 2000 se vienen realizando estudios paleolimnológicos, y desde el 2010, estudios paleoceanográficos en el Uruguay y su plataforma continental interna. Los estudios paleolimnológicos se centraron en reconstrucciones del estado trófico y variaciones de salinidad de lagos y lagunas costeras, desde el Holoceno temprano hasta la época actual (Fig. 1-4; equivalente a los últimos 10.000 años, García-Rodríguez et al., 2001, 2002, 2004a, 2004b, 2004c, 2010, del Puerto et al., 2006, 2013, Inda, 2009 y referencias allí presentadas; Inda et al., 2006, 2016, Bracco et al., 2005, 2010). Las investigaciones paleolimnológicas develaron la influencia de las variaciones del nivel mar sobre la formación y evolución paleolimnológica de las grandes lagunas costeras (ej., Laguna de Rocha, Castillos, y Negra) y también de pequeños lagos de agua dulce (ej., Laguna Blanca, del Diario, y Peña) (Fig. 1-4). Se utilizó información geoquímica (N, P y Corg, pigmentos fotosintéticos, MO y CaCO<sub>3</sub>), sedimentológica (lámina delgada, granulometría, fracción inorgánica no carbonatada) y biológica (diatomeas, cistos de crisofitas, moluscos y silicofitolitos). Asimismo, se determinaron las tasas de sedimentación a partir de dataciones por <sup>14</sup>C y <sup>210</sup>Pb. De esta forma se reconstruyeron los procesos de eutrofización/ oligotrofización en relación a las variaciones del nivel del mar y la variabilidad climática, infiriéndose mayores estados tróficos durante las fases regresivas o los períodos cálidos y húmedos (Fig. 1-4).

Estos procesos paleoambientales fueron también constatados en el sistema de la Pampa Argentina (García-Rodríguez et al., 2009). Se infirieron menores estados tróficos durante las fases transgresivas o períodos fríos y secos (Fig. 1-4). Los lagos pequeños de agua dulce, presentaron un muy buen registro estratigráfico que abarca los últimos 1000 años cal AP y por lo tanto fueron utilizados para elaborar reconstrucciones paleoclimáticas y también análisis de impactos humanos históricos sobre estos sistemas acuáticos (García-Rodríguez et al., 2002; del Puerto et al., 2011, 2013; del Puerto, 2015; Inda et al., 2016). Dichas reconstrucciones paleoclimáticas revelaron la existencia de períodos climáticos identificados a nivel mundial, i.e., MCA, y LIA (Mann et al., 2009), caracterizados en el SE- Uruguay por condiciones húmedas-cálidas y frías-secas respectivamente (del Puerto et al., 2011, 2013; del Puerto, 2015), (Fig. 1-4).

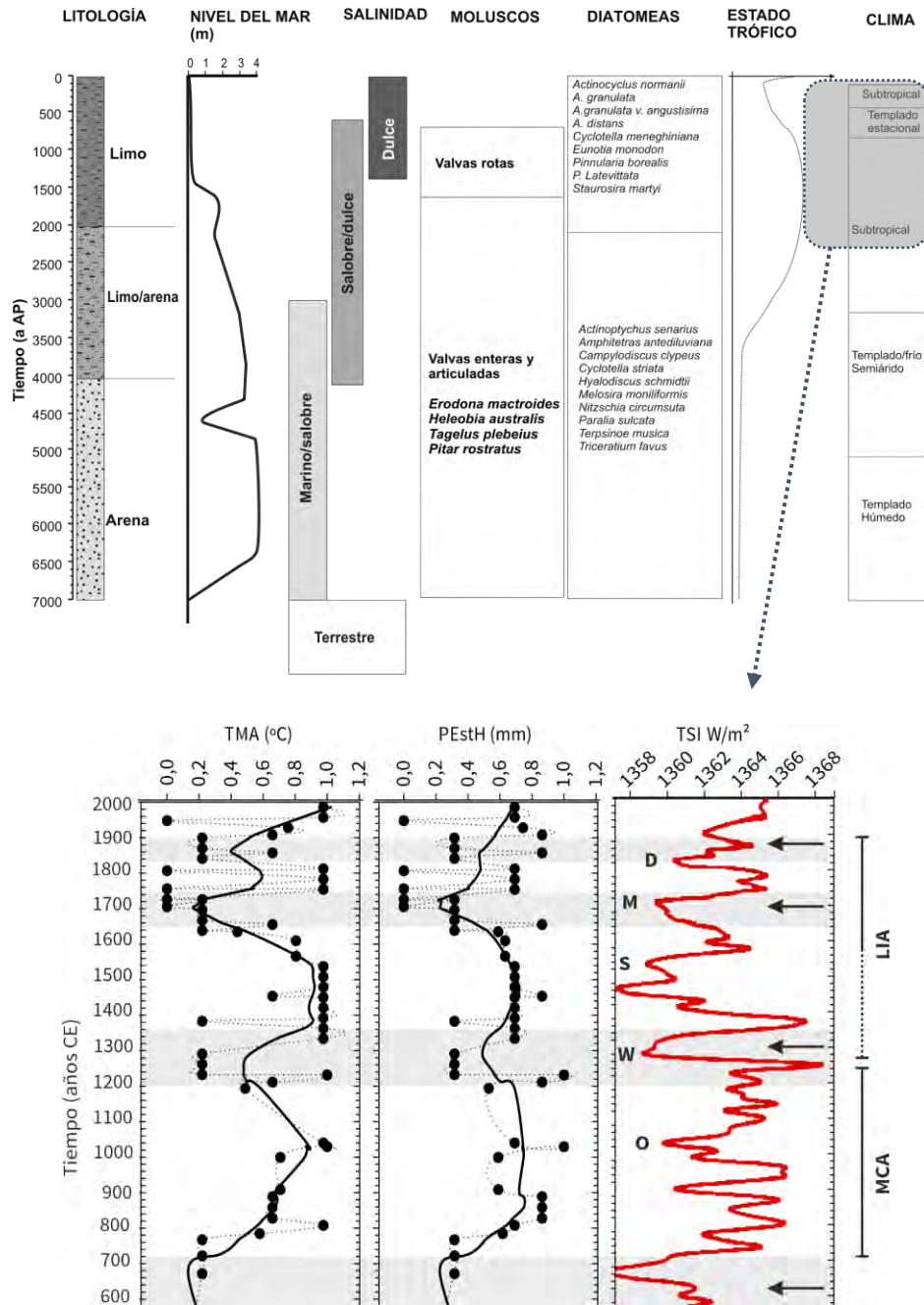


Fig. 1-4. Modelo paleolimnológico para las lagunas costeras del Uruguay durante el Holoceno (arriba). Modelo paleoclimático regional para el Holoceno Tardío (abajo), indicando la variación temporal de las variables bioclimáticas reconstruidas: temperatura (TMA, °C) y precipitación (PEstH, mm) y las oscilaciones de irradiación solar para el hemisferio norte- Groenlandia (TSI W/m<sup>2</sup>, Shapiro et al., 2011) (izquierda a derecha, respectivamente). Las bandas grises denotan los pulsos mínimos de las variables hidroclimáticas reconstruidas, y las flechas señalan los pulsos negativos coincidentes con mínimos de actividad solar del hemisferio norte, es decir Oort (O), Wolf (W), Spörer (S), Maunder (M) y Dalton (D). Se observan dos oscilaciones climáticas durante los últimos 1200 a AP: Anomalía Climática Medieval (MCA) y Pequeña Edad del Hielo (LIA). Figura modificada de García-Rodríguez et al. (2006), del Puerto et al. (2011) y del Puerto (2015).



Los estudios paleoceanográficos se realizaron en el cinturón de fango del RdIP (testigo de sedimento GeoB 13813-4) y se han enfocado sobre los cambios en el aporte terrígeno continental desde los Ríos Paraná y Uruguay, hacia el RdIP y el océano Atlántico sudoccidental, (Lantzsch et al., 2014, Marrero et al., 2014, Perez et al., 2016, Perez et al., 2017 b; Hanebuth et al., 2019). En este sentido, el registro sedimentológico del cinturón de fango tiene una longitud de por lo menos 10 m, y posee una tasa de sedimentación neta bastante constante de 10 mm año<sup>-1</sup> para los últimos 1200 años <sup>14</sup>C AP y es un registro excepcional de información paleoceanográfica y paleoclimática, único para regiones costeras de Sudamérica (Perez et al., 2016; Hanebuth et al., 2019). Por esta razón se realizaron escaneos XRF cada 1 cm. Se obtuvieron 1000 mediciones de elementos químicos con una frecuencia de 1,25 años, abarcando los últimos 1200 años <sup>14</sup>C AP, obteniéndose así una base de datos de altísima resolución (Perez et al., 2016). Se calcularon las relaciones de las proporciones de los elementos químicos, seleccionándose Ti/Ca, Fe/Ca, Ti/Al, Fe/K como *proxies* de la variabilidad del aporte fluvio- continental (Perez et al., 2016). Asimismo, se analizó la composición de diatomeas con especial hincapié en la salinidad clasificándoselas en dulceacuícolas, marino-salobres y marinas y se utilizó las variaciones de dichos grupos como *proxies* de los cambios de la paleosalinidad (Perez et al., 2017 b). Los cambios elementales y diatomológicos del registro sedimentario fueron atribuidos a la variabilidad climática regional proveniente de MCA y LIA, dado que tuvieron un impacto significativo sobre las precipitaciones regionales.

Asimismo, Marrero et al. (2014) y Tudurí et al. (2018) infirieron los cambios en el aporte de sedimentos continentales y su relación con las variaciones hidrológicas del RdIP (anomalías en los caudales de los ríos Paraná y Uruguay), a través del análisis de *proxies* sedimentológicos y geoquímicos en testigos obtenidos de la plataforma interna uruguaya (Barra del Indio y cinturón de fango del RdIP) que registraron los últimos 100 años, aproximadamente. Estos estudios indicaron que la composición del registro sedimentario del RdIP y del océano Atlántico sudoccidental durante los últimos 100 años está influenciada por la variabilidad hidroclimática contemporánea (asociada a los modos de variabilidad climática), la cual tiene repercusión en las precipitaciones sobre el sudeste de Sudamérica, y por lo tanto sobre la descarga del RdIP. De esta manera, se concluyó que dicha variabilidad climática deja su impronta terrígena diferencial en los sedimentos depositados sobre la plataforma continental uruguaya.

A pesar de estos antecedentes, aún no se han realizado análisis estadísticos de series temporales a las reconstrucciones paleoambientales realizadas para Uruguay (registros paleolimnológicos y paleoceanográficos comparativos), que identifiquen claramente la ciclicidad existente en el registro sedimentario y poder así atribuir causas climáticas a la variabilidad. Tampoco se han estudiado de manera integrada y comparativa los cambios de largo plazo de la productividad y aportes continentales de los sistemas limnológicos acuáticos costeros y oceanográficos, ni tampoco su relación frente a los modos de variabilidad climática. Afortunadamente, la costa uruguaya contiene los registros paleolimnológicos y paleoceanográficos necesarios para realizar dichos análisis. De esta forma debido a la cercanía geográfica entre las lagunas costeras y el cinturón de fango del RdIP (ver Fig. 1-8), es posible investigar la respuesta simultánea de los cambios en el aporte continental y paleoproductividad en relación a los ciclos de oscilación climática para ambos sistemas.

### **1.3 Hipótesis**

1. Los cambios de la productividad y aporte continental en sistemas acuáticos continentales de Uruguay (sin conexión con el océano) están determinados principalmente por la variabilidad de las precipitaciones (a nivel de la cuenca de drenaje).

2. El aumento de la productividad de la plataforma continental se asocia a periodos de mayor aporte continental de agua dulce y están relacionados a la variabilidad climática (precipitaciones y vientos).

### **1.4 Objetivos**

#### **1.4.1 Objetivo general**

Inferir los cambios en el aporte continental y en la productividad de la plataforma continental del Atlántico Sudoccidental (SE- Uruguay) para el último milenio y relacionarlos a los ciclos climáticos de oscilación, para establecer relaciones causales entre dichos cambios y la variabilidad climática.

## 1.4.2 Objetivos específicos

1. Inter- comparar y correlacionar las series de tiempo de observaciones instrumentales hidroclimáticas históricas (precipitaciones, modos de variabilidad climática, descargas de los ríos) para el último siglo con los datos *proxies* de los testigos provenientes del cinturón de fango del RdIP y la Laguna de las Nutrias, para identificar patrones de variación comunes a ambos registros.

2. Inferir los ciclos climáticos de oscilación asociados con la variabilidad en el aporte continental y productividad del RdIP y Laguna de las Nutrias, para los últimos 1000 años, para identificar patrones comunes de variación.

3. Inferir los cambios en la productividad y aporte terrígeno paleolimnológicos de la Laguna de las Nutrias y paleoceanográficos del depocentro para los últimos 1000 años mediante análisis de alta resolución  $\mu$ XRF y de diatomeas para el RdIP, para identificar procesos sincrónicos de variabilidad natural a ambos sistemas.

4. Estudiar la composición de especies de diatomeas en sedimentos superficiales y su relación frente a los gradientes ambientales espaciales y temporales, principalmente asociados a los aportes autóctonos vs alóctonos (continentales), y la productividad en el RdIP, para su correcta utilización como indicadores de los cambios paleoambientales ocurridos en el último milenio en el cinturón de fango del RdIP.

5. Correlacionar las series temporales de la reconstrucción milenaria de alta resolución ENSO de Mann et al. (2009) y los datos *proxies* obtenidos de los testigos del depocentro y Laguna de las Nutrias, para interpretar dichos registros en el marco del cambio global.

## 1.5 Área de estudio

### 1.5.1 Cuenca de drenaje y cinturón de fango del RdIP

La cuenca transfronteriza del RdIP es la segunda más grande de América del Sur siguiendo a la del Amazonas, y la quinta a nivel mundial (ADT, 2016) y abarca cinco países Brasil, Argentina, Uruguay, Bolivia y Paraguay. Su superficie es de 3. 170. 000 km<sup>2</sup> y drena el 20% de todo el continente sudamericano, mediante una compleja red de grandes ríos (Fig. 1-5 a) cuyo régimen de descarga es originado y modulado por las precipitaciones (García y Vargas, 1996; Robertson y Mechoso, 2000; Krepper et al., 2003; Depetris y Pasquini, 2007 a, b; ADT, 2016).

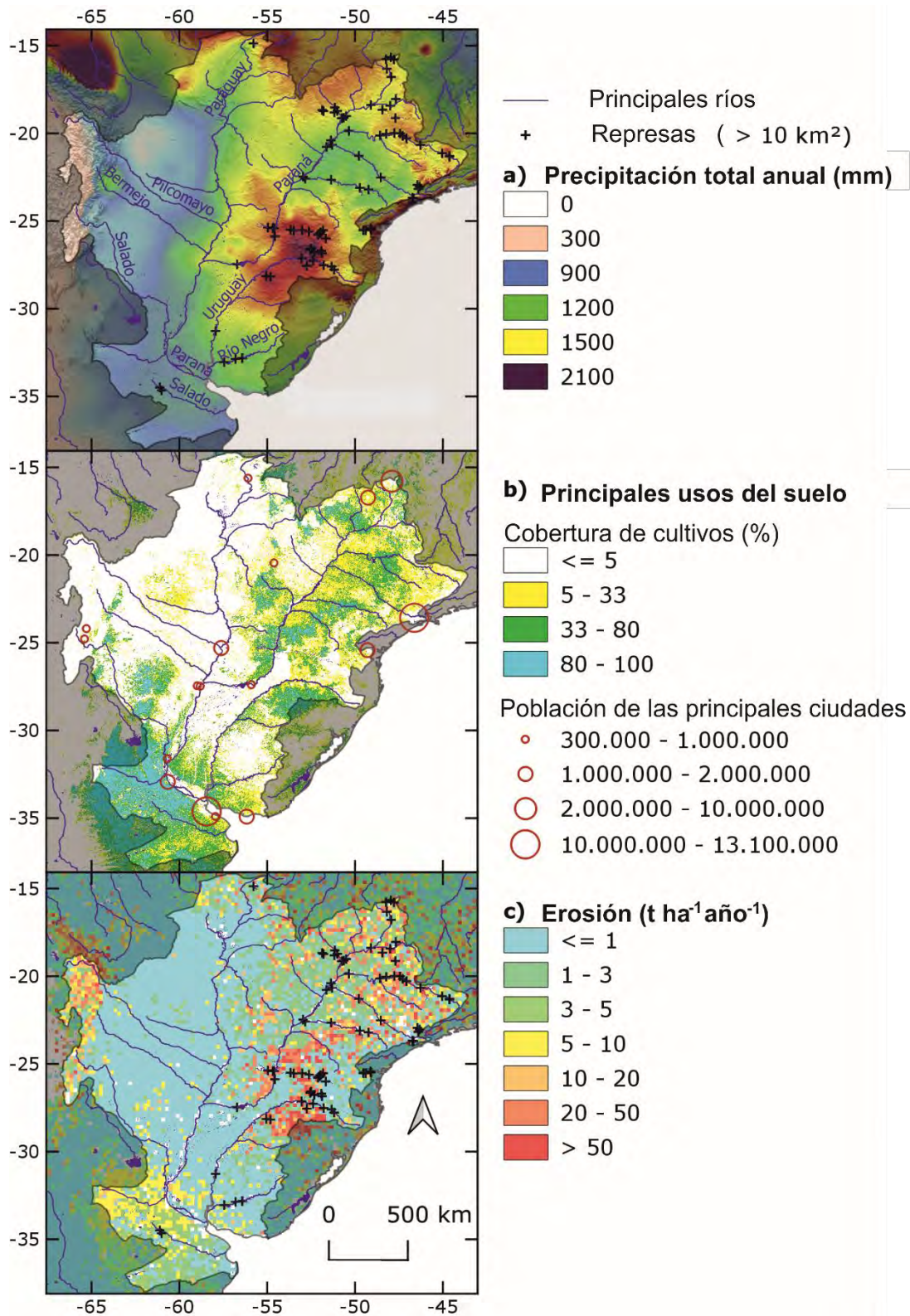


Fig. 1-5. **a)** Precipitaciones anuales totales dentro de la cuenca de drenaje del RdIP. **b)** Cobertura de los cultivos en las subcuencas hidrográficas **c)** Erosión del suelo. Las cruces negras (Figs. 5a y 5c) indican la presencia de represas importantes (> 10 km<sup>2</sup>). Los círculos rojos (Fig. 5b) indican la población de las principales ciudades de la cuenca del RdIP. Fuentes de datos: precipitación total anual (Fick e Hijmans, 2017), fracción de cobertura de cultivos (Buchhorn et al., 2019) y erosión (Borrelli et al., 2017).

La subcuenca de Paraná es la más grande y representa el 49% del área total, seguida por la subcuenca de Paraguay que representa el 35% y la subcuenca de Uruguay que cubre el 16% (Tucci y Clarke, 1998). La precipitación media anual total histórica de la cuenca es de aproximadamente 1100 mm año<sup>-1</sup>, disminuyendo en general de norte a sur y de este a oeste, con los valores de precipitación más altos registrados aproximadamente a los 27°S, bajo la influencia del SAMS (Fig. 1-5 a), (Tucci, 2000; Depetris y Pasquini, 2007 a; ADT, 2016).

La población total dentro de la cuenca hidrográfica RdIP, que se ha multiplicado por diez durante el último siglo, supera los 110 millones de habitantes y alberga varias ciudades grandes como Asunción, Rosario, Buenos Aires, Brasilia, Sao Paulo y Montevideo (Fig. 1-5 b) (Bonachea et al., 2010; ADT, 2016). Aproximadamente el 70% del Producto Nacional Bruto (PNB) combinado de estos cinco países se produce dentro de la cuenca de drenaje RdIP y la mitad de su población combinada vive actualmente en ella (Tucci y Clarke, 1998; Tucci, 2000; Bonachea et al., 2010). El comportamiento hidrológico no es solo producto de la variabilidad climática natural, sino también de impactos antropogénicos como la producción de energía hidroeléctrica, suministro de agua, navegación, agricultura y uso de la tierra e industria (Tucci y Clarke, 1998; Depetris y Pasquini, 2007a y b; Milliman et al., 2008; ADT, 2016). El alto Paraná y el Río Uruguay exhiben un alto potencial hidroeléctrico y se han construido al menos 130 grandes represas en la cuenca del RdIP (Fig. 1-5 a), que modulan la descarga fluvial, secuestran sedimentos y alteran su biogeoquímica (Depetris y Pasquini, 2007 a; Bonachea et al., 2010). La cuenca del RdIP muestra una agricultura intensiva, particularmente en el sur de Brasil, el oeste de Uruguay y el este de Argentina, pero también en el alto Paraná (Fig. 1-5 b). La soja es el cultivo más importante, el que requiere del uso de fertilizantes y herbicidas (Tucci y Clarke, 1998; Magrin et al., 2005; Baldi y Paruelo, 2008). Tales prácticas agrícolas afectan el secuestro de carbono, la preservación del suelo, aumentando así la erosión (Tucci y Clarke, 1998; Tucci, 2000; Baldi y Paruelo, 2008). Los valores más altos de erosión a nivel de cuenca están asociados a las áreas de cultivo intensivo y están geográficamente relacionados con el manejo agrícola del suelo (Fig. 1-5 c).

Según Clark et al. (2015) América del Sur contribuye con aproximadamente el 30% del caudal de los ríos hacia los océanos mundiales. Esto está relacionado con el hecho de que el continente contiene dos grandes cuencas hidrográficas, es decir, la Amazonas y el RdIP,

que se ubican respectivamente en el primer y noveno puesto mundial en términos de descarga global de agua, y en el primero y quinto en términos de su tamaño de la cuenca de drenaje (Milliman y Meade, 1983; Milliman et al., 2008). La confluencia del Río Paraná y Uruguay en el océano Atlántico sudoccidental forma el segundo sistema estuarial más importante de Sudamérica y uno de los más importantes a nivel mundial (Acha et al., 2003), desarrollándose un pronunciado gradiente de salinidad y turbidez debido a la descarga de agua dulce (Acha et al., 2004; Möller et al., 2008; Piola et al., 2000, 2008; Tudurí et al., 2018). La ubicación de los frentes de turbidez y salinidad depende de la dirección e intensidad de los vientos, la descarga del RdIP y la interacción asociada entre la entrada de agua dulce y las intrusiones marinas del océano Atlántico sudoccidental (Tudurí et al., 2018; Möller et al., 2008; Piola et al., 2008; Acha et al., 2008).

La pluma de descarga del RdIP se extiende a lo largo de la plataforma continental frente a Uruguay y Brasil (Fig. 1-8 a, Burrage et al., 2008). El Río Paraná es su contribuyente más importante, con un 79% del aporte (Depetris y Paquini, 2007 a). La exportación total de sedimentos en suspensión continentales es de  $80 \times 10^6$  toneladas año<sup>-1</sup> (Krastel et al., 2011), ocupando el puesto 14 en términos de la descarga global de sedimentos a los océanos (Milliman y Meade, 1983). A través de un gradiente costa-océano existen aguas salobres hasta los 50 m de profundidad, asociadas a la influencia que tiene la pluma de descarga del RdIP y en menor medida la descarga de la Laguna Patos-Merín sobre la plataforma continental interna (Fig. 1-8 a, Moller et al., 2008; Piola et al., 2008). El sistema oceanográfico exhibe una interacción de aguas con condiciones contrastantes de salinidad, nutrientes y temperatura, relacionada con la confluencia de las corrientes Brasil y Malvinas en el talud continental a aproximadamente 38° S, y se extiende hacia la plataforma continental formando el frente de plataforma subtropical (Fig. 1-8 a, Piola et al., 2000, 2005, 2008; Franco-Fraguas et al., 2014). Dicho frente forma un límite termohalino entre el agua de plataforma subtropical cálida y salada que fluye hacia el sur y el agua de plataforma subantártica menos salada y fría que fluye hacia el norte (Fig. 1-8 a). Esta complejidad del sistema RdIP- océano Atlántico sudoccidental adyacente genera una región extremadamente heterogénea y dinámica, que se traduce en altos niveles de productividad primaria, la cual sustenta importantes pesquerías artesanales e industriales (Ciotti et al., 1995; Calliari et al., 2009).

La plataforma continental interna uruguaya contiene el cinturón de fango del RdIP formado dentro del paleocanal del Río Paraná. Es un depocentro que yace a 50 m de profundidad (Perez et al., 2016, 2017 b, Hanebuth et al., 2019) de naturaleza limo-arcillosa, y es el resultado de la evolución paleogeográfica regional asociada a depósitos de origen fluvial en el paleocanal (Urien y Ewing, 1974, Martins y Urien 2004; Lantzsch et al. 2014). La depresión del paleovalle del Río Paraná ofrece una protección hidrodinámica efectiva contra las fuertes corrientes oceanográficas favoreciendo el depósito y preservación de esta formación sedimentaria (Fig. 1-8 a y b) (Lantzsch et al., 2014; Hanebuth et al., 2019).

### **1.5.2 Lagunas costeras del SE Uruguay**

Los pequeños lagos y lagunas costeras uruguayas representan el límite austral de un sistema de lagunas que abarca una extensa zona del litoral atlántico sudamericano. Se extiende desde Santa Catarina (Brasil) hasta el departamento de Canelones (Uruguay). Uruguay presenta un numeroso conjunto de lagunas costeras y las principales están localizadas en la costa este del departamento de Rocha, siendo Laguna Merín la mayor de ellas. Otras lagunas importantes son Laguna Negra (vinculada con la Merín, en forma indirecta), Laguna Castillos (comunicada con el Océano Atlántico por el arroyo Valizas), Laguna de Rocha, Garzón, José Ignacio, del Sauce y del Diario (estas cuatro últimas localizadas en el departamento de Maldonado) (Achkar et al., 2012). Generalmente el tamaño de las lagunas costeras, antigüedad, profundidad y grado de impacto antrópico disminuye en la dirección E a W del país (Bonilla et al., 2006).

Las lagunas costeras se originaron luego del proceso de transgresión- regresión marina del Holoceno y hoy están aisladas del océano generalmente por una barra arenosa, presentando en su mayoría importantes variaciones ambientales tales como de salinidad (Bonilla et al., 2006; García-Rodríguez et al., 2006; Bergamino et al., 2017). Se ubican en depresiones de baja pendiente y están rodeadas de bañados, dunas y praderas (Kruk et al., 2006). Las lagunas costeras son sistemas muy dinámicos y complejos, lo cual se traduce en altos niveles de productividad, teniendo así estos sistemas una gran relevancia a nivel de conservación (Bonilla et al., 2006; Kruk et al., 2006). Asimismo, estos sistemas acuáticos presentan significativo impacto antrópico, asociado a las múltiples actividades humanas que se realizan sobre los mismos (extracción de agua potable, pesca, turismo, urbanización, entre otros) y al uso que se les da a sus cuencas de drenaje (ej., agricultura

intensiva, forestación, entre otros) (Achkar et al., 2012). Varias de estas lagunas han sido ingresadas al Sistema Nacional de Áreas Protegidas (SNAP) desde el año 2010, tales como Laguna de Rocha (Fig. 1-6), Laguna de Castillos y Laguna Garzón (SNAP, 2021).

Dentro de este conjunto de pequeños lagos y lagunas costeras del SE- Uruguay se encuentra la Laguna de las Nutrias (Fig. 1-6, Fig. 1-7, Fig. 1-8 b). Esta es una laguna costera natural de 34 ha, con una cuenca de drenaje de 45 Ha (Fig. 1-6, Fig. 1-7). La misma es somera, presentando una profundidad máxima de 1,5 m (Kruk et al., 2006). Es una laguna de agua turbia (disco secchi = 0,5 m), constituida sobre suelos de la Formación Barra del Chuy (Kruk et al., 2006, 2009; Inda, 2009; Azcune, 2019). La cuenca de la laguna presenta una variedad de coberturas del suelo, dominando los pastizales mesófilos (Fig. 1-7) donde se observa ganadería extensiva como uso del suelo mayoritario de su cuenca de drenaje (Kruk et al., 2006, 2009; Inda, 2009; Azcune, 2019). Presenta una gran cobertura de macrófitas en los bañados litorales (Fig. 1-7) donde gran parte de su extensión está asociada a ocurrencia de agua temporal (superficie inundada entre el 5% y 95% del tiempo entre el 1999- 2020, Pekel et al., 2016). La cuenca de la Laguna de las Nutrias presenta una temperatura media anual de 16,3 °C, y una precipitación anual de 1102 mm (Fick y Hijmans, 2017). Según su estado trófico ha sido caracterizada de meso a hiper-eutrófica (Kruk et al., 2006). Este pequeño lago costero se encuentra dentro del área protegida "Paisaje protegido Laguna de Rocha" ingresada al SNAP en el año 2010 (la cual presenta 34.295 ha de las cuales 10.273 corresponden a superficie marina y el resto a superficie terrestre) (Fig. 1-6). Asimismo, dicha área protegida presenta un plan de manejo (SNAP, 2021). La Laguna de las Nutrias no presenta una conexión superficial directa con la Laguna de Rocha (la cual se conecta con el océano adyacente mediante una barra arenosa que se abre periódicamente a lo largo del año, tanto natural como artificialmente), por lo cual actualmente es un lago de agua dulce (Kruk et al., 2006). Sin embargo, durante el máximo transgresivo hace 5500 años AP, la Laguna de las Nutrias y la Laguna de Rocha conformaban una gran bahía con conexión permanente con el océano Atlántico adyacente. Aproximadamente hace 1500 años AP el nivel del mar se estabiliza y la laguna pasa a ser un sistema independiente a la Laguna de Rocha (Inda, 2009).



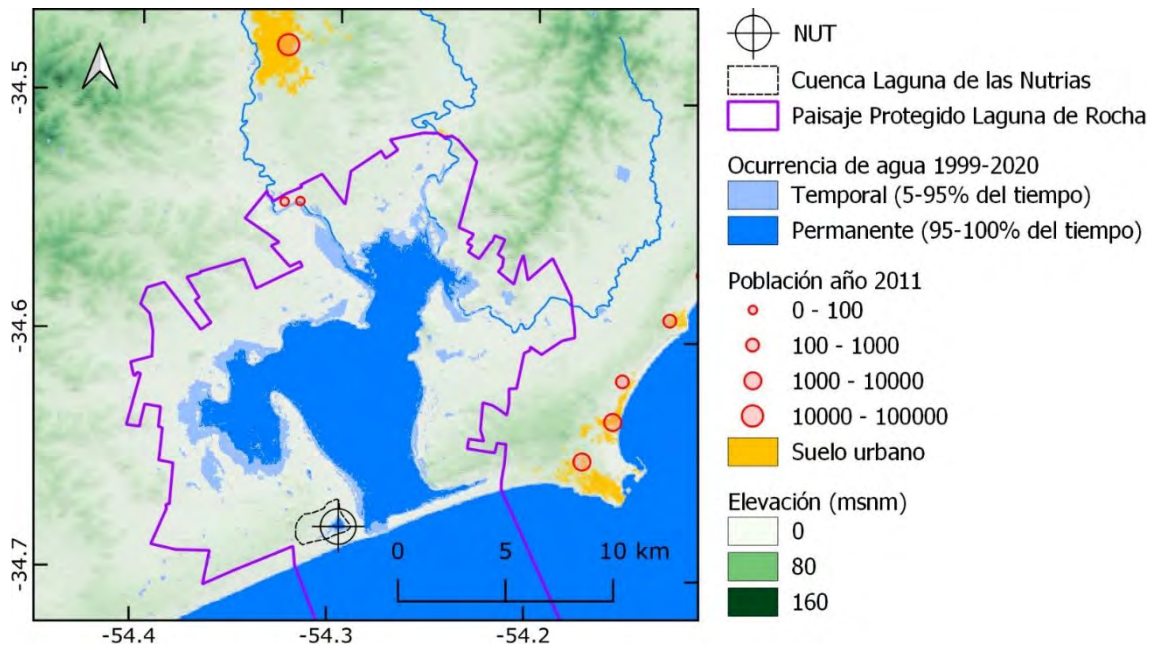


Fig. 1-6. Laguna de Rocha y punto de extracción del testigo NUT1 (marcado con una cruz negra) en la Laguna de las Nutrias. Los círculos rojos indican la población de las principales ciudades y poblados adyacentes y en amarillo se marca el suelo urbano (datos extraídos del censo nacional del INE (2011)). En línea violeta se denota el área protegida "Paisaje protegido Laguna de Rocha" y en línea punteada negra se representa la extensión de la cuenca de drenaje de la laguna de la Nutrias.

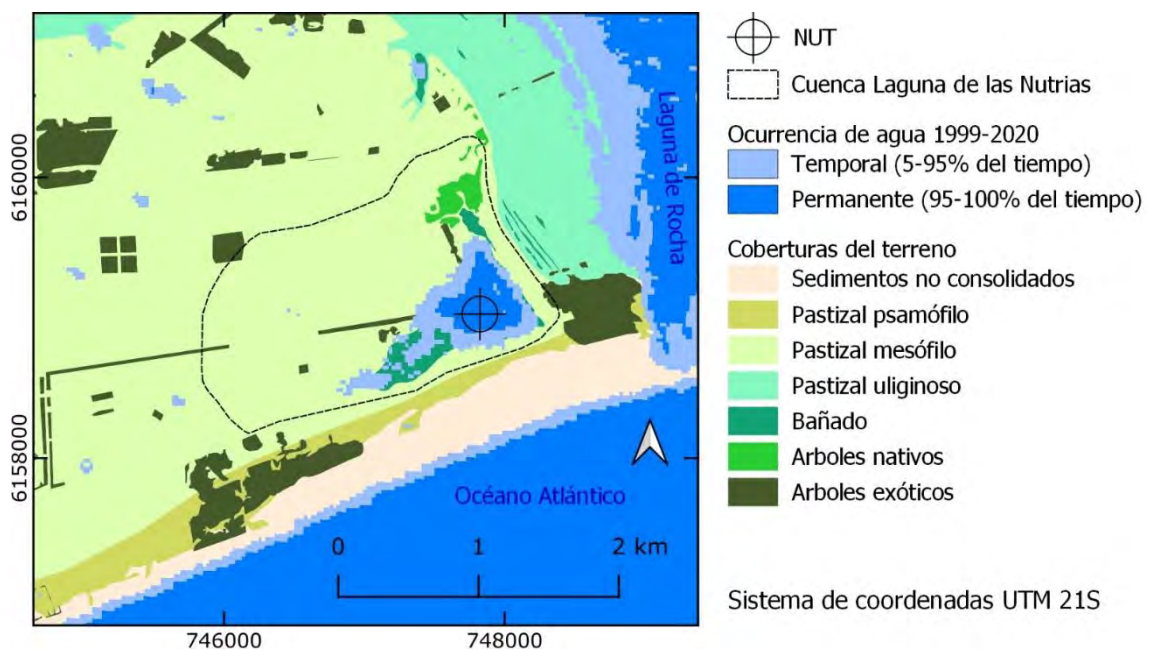


Fig. 1-7. Mapeo de ambientes de la Laguna de las Nutrias. Se observa el punto de extracción del testigo NUT (marcado con una cruz negra) en la Laguna de las Nutrias. En línea punteada negra se representa la extensión de la cuenca de drenaje de la laguna de la Nutrias. Los datos de ocurrencia de agua fueron extraídos de Pekel et al. (2016).

## 1.6 Materiales y métodos

### 1.6.1 Obtención de muestras

#### 1.6.1.1 Muestras superficiales del RdIP

Para llevar a cabo este estudio se analizaron por un lado sedimentos superficiales provenientes de una transecta, la cual abarcó el gradiente espacial de salinidad, nutrientes y productividad del RdIP (Burone et al., 2013), así como la variabilidad inter-anual consecuencia de los eventos ENSO El Niño y la Niña. Dicho muestreo fue realizado en el mes de Mayo de los años 2009 y 2010 (eventos La Niña y El Niño, respectivamente) por el B/I Aldebarán perteneciente a la Dirección Nacional de Recursos Acuáticos (DINARA). La transecta consistió en 11 estaciones (Fig. 1-8), las cuales oscilaron entre 6 y 26 metros de profundidad, desde la estación más interna (régimen fluvial) hasta la más externa (régimen marino) (Tabla 1).

Tabla 1. Coordenadas geográficas (latitud y longitud) y profundidad de la columna de agua de las 11 estaciones superficiales del Río de la Plata (RdIP).

Estación RdIP	Latitud	Longitud	Profundidad columna de agua (m)
1	34°85'51" S	56°88'64,3" O	6,0
2	34°90'42,1" S	56°68'33,3" O	7,0
3	34°94'30,33" S	56°48'50,3" O	7,0
4	34°98'50,33" S	56°28'67,33" O	8,0
5	35°01'98,67" S	56°10'54" O	9,0
6	35°05'48" S	55°90'76" O	13,0
7	35°09'28,33' S	55°70'68" O	14,0
8	35°13'50,33" S	55°51'72,67' O	21,0
9	35°18'39,33" S	55°32'00,67" O	20,0
10	35°21'75,67" S	55°11'68,67" O	23,0
11	35°25'37" S	54°90'56" O	26,0

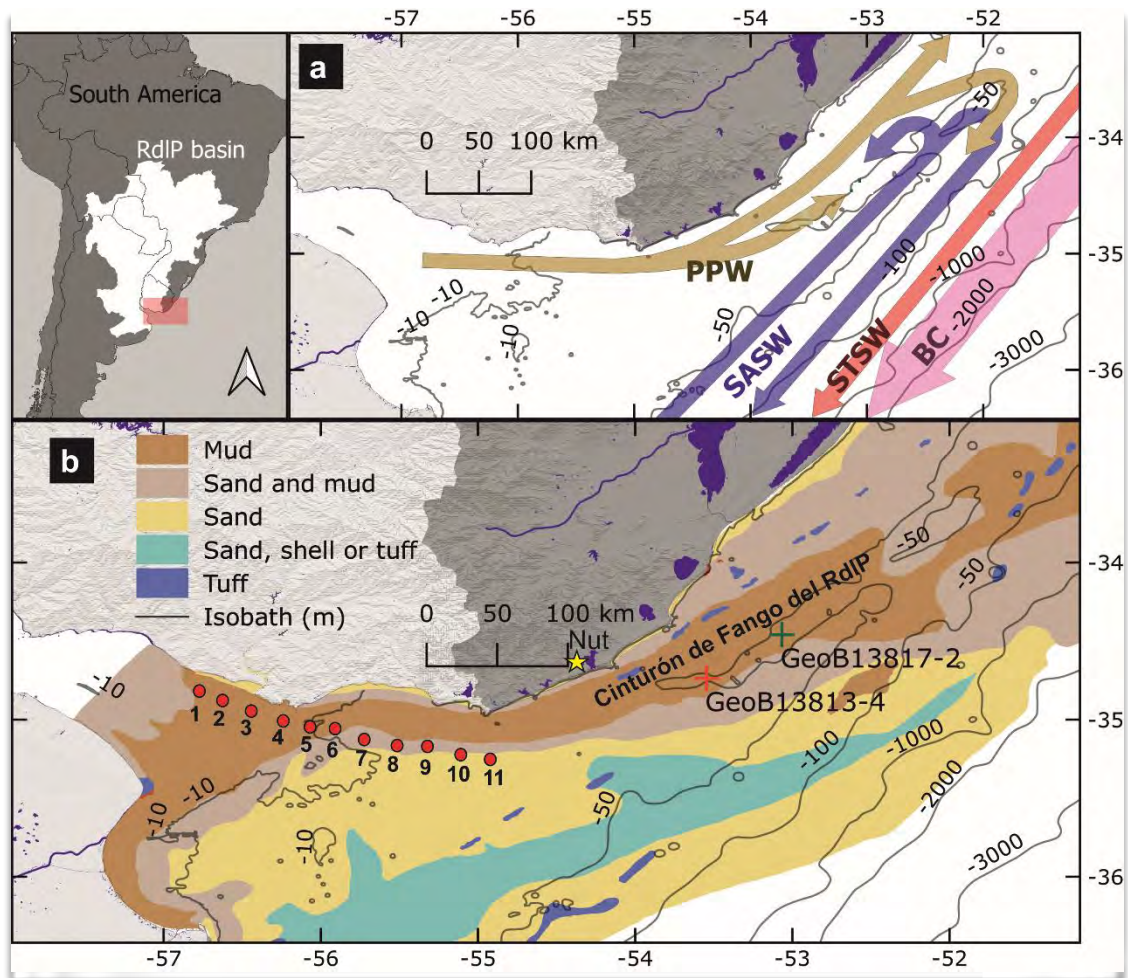


Fig. 1-8. Área de estudio. **a)** Principales características oceanográficas. Se muestran la pluma de descarga del RdIP (PPW), agua de plataforma subantártica (SASW), agua de plataforma subtropical (STSW) y la corriente de Brasil (BC). Modificado de Bender et al. (2013). **b)** Facies sedimentarias del área de estudio. La cruz roja y verde indican los puntos de extracción de los testigos marinos GeoB 13813-4 y GeoB 13817-2, respectivamente dentro del depocentro, mientras que la estrella amarilla indica la posición de extracción del testigo continental en Laguna de las Nutrias (NUT). Los círculos rojos indican la transecta de extracción de 11 muestras de sedimentos superficiales del RdIP.

Durante el muestreo, se midió la conductividad, la temperatura y la profundidad utilizando un CTD SBE-19, y se tomaron muestras de sedimento superficiales (primer centímetro) con una draga de fondo Smith-McIntyre y posteriormente se realizaron mediciones de materia orgánica (MO), clorofila a y contaron e identificaron al menos 400 valvas de diatomeas por muestra. Asimismo, se utilizaron datos de indicadores geoquímicos, indicadores de productividad, origen de la MO e influencia terrestre vs marina, analizados por Burone et al. (2013). La metodología se encuentra detallada en Perez et al. (2017 a). El análisis diatomológico de dichas muestras permitió identificar

análogos de las condiciones ambientales modernas del RdIP tanto para los gradientes espaciales como temporales consecuencia de ENSO, para su posterior uso en las reconstrucciones paleoambientales del cinturón de fango del RdP.

#### 1.6.1.2 Testigos de sedimento

Se analizaron testigos continentales y marinos que abarcaron los últimos 1000 años (Tabla 2). Los testigos marinos (GeoB 13813-4 y GeoB 13817-2) se recuperaron del cinturón de fango del RdIP, plataforma continental interna Uruguay, utilizando un *gravity corer*, durante la expedición M78/3a a bordo del B-I Alemán METEOR en mayo de 2009 (Fig. 1-8 b y Fig. 1-9; Krastel et al., 2012). Los mismos se encuentran almacenados en cámara de frío en el repositorio de testigos del *Center for Marine Environmental Sciences* (MARUM), de la Universidad de Bremen. GeoB 13813-4 presentó una longitud de 1024 cm de largo, mientras que GeoB 13817-2 presentó 1111 cm y se recuperó más al norte del depocentro (Tabla 2, Fig. 1-9). Durante esta expedición oceanográfica, se realizaron perfiles mediante ecosonda de sub-fondo utilizando el sistema a bordo PARASOUND (señal paramétrica secundaria de 4 kHz) (Krastel et al., 2012). Dichos perfiles mostraron una depresión alargada en el fondo marino, correspondiente al paleovalle del Río Paraná, la cual presentó una compleja sucesión de facies acústicas (Krastel et al., 2012; Lantsch et al., 2014; Hanebuth et al., 2019). Por encima de esta depresión se definieron cuatro unidades estratigráficas (U1-U4), (Fig. 1-9, Lantsch et al., 2014). La unidad basal U4, es de edad y composición desconocidas, y Lantsch et al. (2014) infirieron su deposición sincrónica a un evento de aumento del nivel del mar (Fig. 1-9). La unidad U3 se formó alrededor de 12.000 años Cal. AP y consiste en laminaciones intercaladas de fango y arena fina relacionadas a un origen mareal (Fig. 1-9). Entre U3 y U2, se identificó una superficie erosiva (Fig. 1-9). La U2 está relacionado con el depósito de arena fina generada durante el máximo transgresivo holocénico. Finalmente, U1 presentó un espesor de 12 m de sedimentos de limo fino, que ha comenzado a acumularse alrededor de los 1500 años cal. AP (Fig. 1-9; Lantsch et al., 2014). Por lo tanto, U1 representa al depocentro fangoso de alta acumulación, resultante del aporte de sedimentos del RdIP (> 50 m de profundidad del agua, Fig. 1-8 b y Fig. 1-9, Martins y Urien, 2004; Lantsch et al., 2014; Perez et al., 2018; Mourelle et al., 2018).

GeoB 13813-4 consistió en una secuencia sedimentaria homogénea de sedimentos finos (fango gris). Presentó dos zonas con influencia de contenido de arena fina (0-120 cm y

300-425 cm, fango gris arenoso). Además, exhibió fragmentos de conchillas, bivalvos y foraminíferos a lo largo de toda la secuencia (Fig. 1-9, Krastel et al., 2012). Por otro lado, GeoB 13817-2, consistió en sedimentos fangosos homogéneos para los 620 cm superiores, mientras que por debajo de esta profundidad, se observaron laminaciones de sedimentos arenosos y arcillas (Fig. 1-9). Según la interpretación de Lantzsch et al. (2014), GeoB 13813-4 está completamente relacionado con la unidad U1, mientras que la sección superior de GeoB 13817-2 (es decir, los 620 cm superiores) está relacionada con U1, mientras que la sección basal restante está asociada con U3 (Fig. 1-9).

Los testigos continentales gemelos (NUT 1 y 2) fueron extraídos de un mismo punto de la Laguna de las Nutrias (Fig. 1-6, Fig. 1-7, Fig. 1-8 b) (Tabla 2) donde existe ocurrencia permanente de agua (superficie inundada entre el 95% y 100% del tiempo entre el 1999-2020, Pekel et al., 2016). Los testigos presentaron 62 y 88 cm de largo, respectivamente (Tabla 2). Debido a la falta de material para realizar todos los análisis se utilizaron ambos testigos de sedimento para realizar los fechados (radiocarbono y  $^{210}\text{Pb}$ ) y obtención de datos *proxies* ( $\mu\text{XRF}$ ) y a partir de ahora al testigo compuesto se le llamará NUT. Fueron extraídos en diciembre del año 2018 y almacenados en cámara de frío en el CURE- Rocha hasta su posterior análisis de laboratorio. Los testigos continentales y marinos fueron datados y escaneados bajo la técnica de  $\mu\text{XRF}$  siguiendo la metodología que se especifica a continuación.

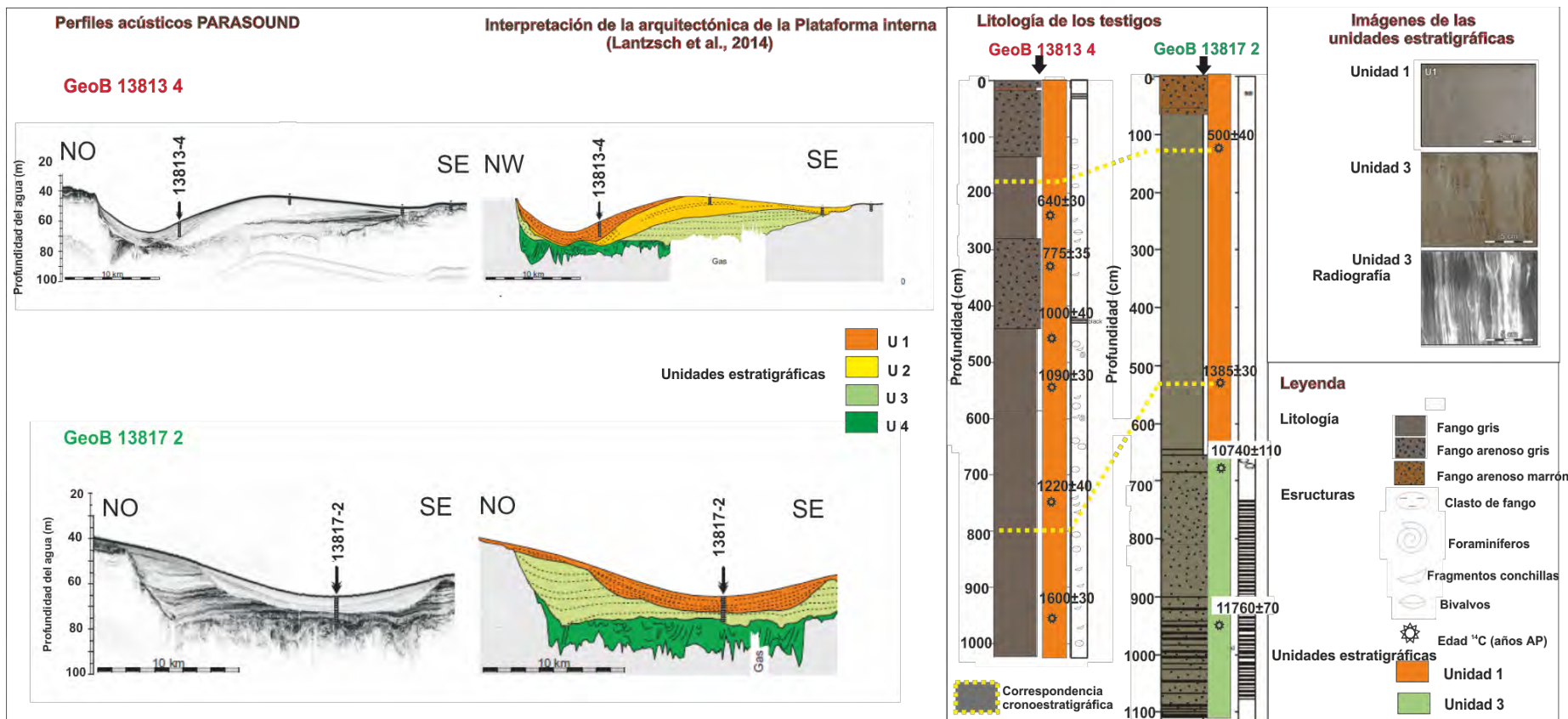


Fig. 1-9. Perfil acústico de sub-fondo PARASOUND (4 kHz) del depocentro de fango del RdIP, mostrando la sucesión de su sucesión facies acústicas y la interpretación de la arquitectura estratigráfica de los testigos de sedimento de acuerdo a Lantzsch et al. (2014). Se indican la posición de extracción de los testigos de sedimento GeoB 13813-4 y 13817-2 (izquierda). El panel de la derecha muestra las edades obtenidas mediante fechados de radiocarbono, la descripción litológica y correlación cronoestratigráfica entre ambos testigos de sedimentos (líneas discontinuas amarillas). Modificado de Lantzsch et al. (2014).

Tabla 2. Puntos de extracción de los testigos continentales y marinos utilizados en este estudio (NUT y GeoB) y sus principales características.

	Testigo	Latitud	Longitud	Características
<b>Testigo continental- Laguna de las Nutrias (NUT)</b>	NUT 1	34°40'50,8'' S	54°17'42,0'' O	Extraídos del mismo punto a 1,5 metros de profundidad.  62 y 88 cm de largo, respectivamente.
	NUT 2	34°40'50,8'' S	54°17'42,0'' O	
<b>Testigos marinos- (GeoB)</b>	13813-4	34° 44,22' S	53° 33,27' O	Extraído a 57 m de profundidad.  1028 cm de largo
	13817-2	34° 27,55' S	53° 4,52' O	Extraído a 62 m de profundidad.  1111 cm de largo.

## 1.6.2 Análisis de laboratorio

### 1.6.2.1 Cronología

Los modelos de edad- profundidad generados para asignar las edades a las capas de los testigos de sedimento se establecieron a partir de mediciones por radiocarbono y por  $^{210}\text{Pb}$  /  $^{137}\text{Cs}$ .

Para los testigos marinos (GeoB 13813-4 y GeoB 13817-2) fueron utilizadas conchillas articuladas de bivalvos preservadas en posición de vida a lo largo del testigo, y las mismas fueron analizadas mediante la técnica AMS- $^{14}\text{C}$  (espectrometría de masa acelerada) en el laboratorio de radiocarbono de Poznan (Polonia). Para GeoB 13813-4 fueron utilizadas 6 muestras provenientes de las profundidades (255, 305, 447, 560, 705 y 964 cm). Asimismo, el modelo mixto de edad- profundidad para dicho testigo de sedimento fue generado combinando estos datos de radiocarbono con 6 datos de  $^{210}\text{Pb}$  previamente publicados en Marrero et al. (2014). Para GeoB 13817-2 fueron utilizadas dos muestras de radiocarbono (extraídas a los 114 y 538 cm). Los modelos de edad- profundidad de los testigos marinos se desarrollaron utilizando el software de libre acceso Bacon, interfase R (Blaauw y Christen, 2011), y fueron publicados en el artículo Perez et al. (2021 a y b), utilizando la curva de calibración Marine13 (Reimer et al., 2013) y la edad reservorio convencional regional establecida en Alves et al. (2016) (i.e.,  $324 \pm 30$  años). Debido a

las posibles incertidumbres del modelo de edad- profundidad generadas por el bajo número de muestras de radiocarbono de GeoB 13817-2 ( $n = 2$ ), fueron correlacionados y comparados los datos de alta resolución de Ti/Al entre ambos testigos y usados como marcador químico-estratigráfico para corroborar el modelo de edad- profundidad generado (sección 3, Davies et al., 2015; Thöle et al., 2019; Perez et al., 2021 b).

El testigo continental NUT fue datado mediante la técnica de  $^{210}\text{Pb}$  y  $^{137}\text{Cs}$ , utilizando espectroscopia gamma (Azcune, 2019; Azcune et al., 2020). Esta datación de eventos contemporáneos se llevó a cabo en el Laboratorio de Desarrollo de Materiales y Estudios Ambientales, Departamento de Desarrollo Tecnológico, del Centro Universitario Regional del Este, CURE-Rocha (Azcune, 2019; Azcune et al., 2020). Así, se estableció el modelo de edad-profundidad para la época contemporánea (i.e., últimos 134 años), mientras que la base del mismo fue datada mediante AMS- $^{14}\text{C}$  (materia orgánica en sedimentos) en el laboratorio *Radiocarbon Dating Service* (Direct AMS), WA-USA, y se utilizó la curva de calibración SHCal13 (Hogg et al., 2013). A partir del conjunto de estas dos técnicas fue establecido el modelo mixto de edad- profundidad presentado en este trabajo, utilizando el programa libre Bacon, interfase R (Blaauw y Christen, 2011). Fue utilizada la datación mediante radiocarbono de la base y la datación por  $^{210}\text{Pb}$  que indicó una edad de 1980 CE y en la cual se observó un cambio significativo en los patrones de sedimentación de dicho testigo (Azcune et al., 2020).

#### 1.6.2.2 $\mu\text{XRF}$

La distribución de la intensidad relativa de los principales elementos químicos (medidas como recuentos por segundo, CPS) se obtuvieron mediante el escaneo de los testigos (continentales y marinos), mediante la técnica de fluorescencia de rayos X (XRF), utilizando un escaneador de testigos AVAATECH III en MARUM - Universidad de Bremen, Alemania. Los datos XRF de los testigos marinos y continentales se obtuvieron cada 2 mm ( $\mu\text{XRF}$ ) utilizando ajustes del generador de 20; 30 y 50 kV, con un tiempo de muestreo de 10 s directamente sobre la mitad del testigo. Esta superficie fue previamente cubierta con un papel SPEXCerti Prep Ultralene1 de 4  $\mu\text{m}$  de espesor para así evitar la contaminación y disecación de los sedimentos. Los datos reportados en esta tesis han sido adquiridos por un detector de deriva de silicio Sensortech SGX (modelo SiriusSD@ D65133Be-INF con 133 eV de resolución de rayos X), un MCA digital de alta resolución Topaz-X y un tubo de rayos X Neptune de 100 W con rodio (Rh). Los espectros de datos



brutos se procesaron mediante el análisis de rayos X a través del paquete de mínimos cuadrados (WIN AXIL) de Canberra Eurisys.

La técnica de escaneo de testigos XRF es rápida, no destructiva, y permite la detección de un gran número de elementos químicos (Francus et al., 2009; Löwemark et al., 2011). Dichos elementos incluyen: Al, Si, P, S, K, Ca, Ti, Mn, Fe, Zn, Br, Rb, Sr, Mo, Pb, Bi, entre otros. Los datos  $\mu$ XRF fueron presentados bajo la forma de relaciones de los elementos químicos descripta por Weltje y Tjallingii (2008). La elección de las relaciones de los elementos y la interpretación de estos indicadores varía dependiendo de la región en cuestión, en base a la geología, clima, entre otros (Govin et al., 2012). Para el estudio del cinturón de fango del RdIP, fue utilizado el abordaje presentado en Perez et al. (2016 y 2018), donde se utilizaron las relaciones Ti/Ca y Fe/Ca como *proxies* de la entrada terrestre vs marina y Ti/Al y Fe/K como indicadores del grado de meteorización química de la cuenca de drenaje. Asimismo, se utilizaron las relaciones Si/Al y Ba/Al como potenciales *proxies* de los cambios en la productividad y la relación Fe/Mn como indicador de las condiciones de reducción vs. oxidación (Boyle, 2001; Prakash Babu et al., 2002; Haberzettl et al., 2007; Mahiques et al., 2009; Mathias et al., 2014; Shen et al., 2015). Asimismo, se utilizaron valores de TN, TOC, TIC y  $\delta^{13}\text{C}$  asociado, como *proxies* de productividad para el RdIP y la plataforma adyacente para comparar con las tendencias del indicador Ba/Al. La metodología para la obtención de estos análisis geoquímicos de GeoB 13813-4 se puede encontrar en Perez et al. (2017 b). Los datos  $\mu$ XRF provenientes de los testigos de sedimento marinos fueron publicados en Perez et al. (2021 a y b). Para validar el uso de Ba/Al, se realizaron correlaciones de Spearman entre los elementos Al, Ti y Ba de ambos testigos GeoB 13813-4 y 13817-2 para evaluar su utilización como indicador de productividad. Dichos análisis, mostraron una alta correlación positiva entre Al y Ti ( $\rho = 0.7$  y  $0.8$ ) y correlaciones positivas pero bajas entre ambos elementos y Ba ( $\rho = < 0.3$ ) (Fig. 1-10). Esta baja correlación entre Ba con los elementos terrígenos Al y Ti, indica que Ba presenta un origen biogénico en lugar de terrígeno.

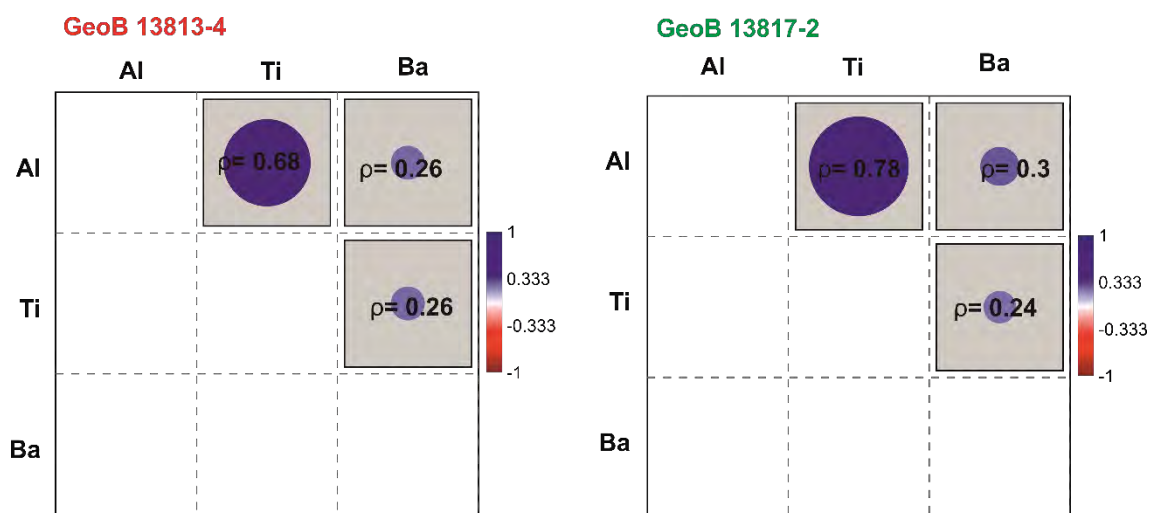


Fig. 1-10. Correlaciones de Spearman entre Al, Ti y Ba para ambos testigos de sedimento GeoB13813-4 ( $n = 5013$ ;  $p < 0.01$ , izquierda) y GeoB 13817-2 ( $n = 2601$ ;  $p < 0.01$ ; derecha).

No obstante, el uso de Ba como *proxy* de la productividad presenta algunas limitaciones para los sedimentos anóxicos presentes en las plataformas poco profundas, ya que la barita exhibe remineralización bajo condiciones reductoras (Dymond et al., 1992; Prakash Babu et al., 2002). Así, se utilizó la relación Fe/Mn como *proxy* de las condiciones de reducción/ oxidación, y se registraron las relaciones Ba/Al más altas en concordancia con el mayor indicador de condiciones reductoras, indicando ausencia de procesos de remineralización de la barita. Por lo tanto, Ba normalizado al detrítico Ba/Al es un *proxy* confiable de los cambios de productividad dentro de este sistema (Burone et al., 2013).

Los *proxies* sedimentarios aplicados en este estudio para la Laguna de las Nutrias fueron amplia y exitosamente utilizados en diversas regiones para reconstrucciones paleoambientales de la evolución de los sistemas acuáticos continentales (Davies et al., 2015 y referencias allí presentes). La relación Ti/Al fue exitosamente utilizada para inferir los cambios en el aporte continental hacia la región costera adyacente al RdIP, los cuales estuvieron estrechamente relacionados con los modos de variabilidad climática (Perez et al., 2016). Dado que el sistema estudiado no pertenece a regiones desérticas ni glaciales, la relación Ti/K ha sido utilizada para inferir variaciones en la granulometría, a mayores valores mayor tamaño de grano (Marshall et al., 2011). Por otro lado, Ti/Ca ha sido utilizado para inferir variaciones en el nivel de lagunas localizadas en Argentina y Chile, estando los menores valores asociados a los mínimos niveles del agua, lo cual fue relacionado con escenarios más áridos (Haberzettl et al., 2007; Moreno et al., 2007; Jouve et al., 2013). Fe/Mn ha sido utilizada para inferir variaciones en las condiciones de

reducción, relacionada con las condiciones de estratificación/ mezcla de la columna de agua y/o los cambios en la productividad (Boyle, 2001; Haberzettl et al., 2007; Unkel et al., 2010; García- Rodríguez et al., 2020). S/Ti y Si/Ti han sido utilizadas como indicadores del aumento de la MO (al estar correlacionado con el % de TOC) y de la productividad diatomológica en un Lago Chileno (Moreno et al., 2007). Br/Ti, ha sido también utilizado como indicador del aumento de la MO pero se ha visto que en regiones con influencia marina es un buen indicador de eventos de tormenta que implican un mayor spray marino consecuencia de mayores vientos (Unkel et al., 2010; de Boer et al., 2014).

### 1.6.2.3 *Diatomeas*

Para los análisis de diatomeas provenientes de sedimentos del RdIP (superficiales y de testigos), las muestras (2 cm<sup>3</sup> medidos con jeringa) fueron primariamente tratadas con Na<sub>2</sub>P<sub>2</sub>O<sub>7</sub> para desflocular el sedimento y eliminar las arcillas. Posteriormente, las muestras fueron tratadas con HCl al 35% para eliminar los carbonatos. Finalmente, las muestras fueron calentadas durante dos horas a baño maría con H<sub>2</sub>O<sub>2</sub> al 30% para eliminar la MO (Metzeltin y García-Rodríguez, 2003). Entre cada tratamiento, las muestras fueron enjuagadas al menos cuatro veces con agua destilada. Los preparados permanentes se montaron usando medio de montaje Entellan®. Se contaron como mínimo 400 valvas de diatomeas mediante la observación al microscopio óptico con un aumento de 1250 x. Las especies de diatomeas se identificaron y se separaron en grupos de acuerdo a su ecología (salinidad, dominio, entre otros) según Frenguelli (1941, 1945), Müller-Melchers (1945, 1953, 1959), Van Dam et al. (1994), Hasle y Syversten (1996), Witkowski et al. (2000), Romero y Hensen (2002), Metzeltin y García-Rodríguez (2003), Metzeltin et al. (2005), Hassan et al. (2009, 2010), Sar et al. (2001, 2007, 2010) y otra literatura estándar sobre diatomeas. La presente tesis clasifica los grupos de diatomeas indicadores de salinidad, b: salobre, F: dulceacuícolas, M: marinas, especies de aguas cálidas, B: bentónicas, P: planctónicas, T: ticoplanctónicas.

Respecto a los testigos marinos, GeoB 13813-4 se sub- muestreó cada 1 cm en los 100 cm superiores y cada 10 cm para el resto del testigo, lo que llevó a una resolución de 0, 7 y 10 años por muestra, respectivamente. El testigo GeoB 13817-2, se sub- muestreó con menor resolución cada 25 cm desde la parte superior hasta los 575 cm (U1), lo que resultó en una resolución de 36 años. Parte de los análisis de diatomeas para el testigo de sedimento Geob 13813-4 se publicaron previamente en Perez et al. (2017 b), es decir,

muestras cada 10 cm en todo el testigo de sedimento. Asimismo, fueron obtenidos datos diatomológicos de la transecta del RdIP de 11 estaciones de sedimentos superficiales para ambas campañas 2009 y 2010. Parte de estos datos diatomológicos (es decir los correspondientes al año 2009) fueron publicados en Perez et al. (2017 a).

### **1.6.3 Datos instrumentales contemporáneos hidroclimáticos**

#### *1.6.3.1 Modos de variabilidad climática*

Los modos de variabilidad climática incluidos en el presente estudio fueron: Índice de Oscilación del Sur (SOI, Ropelewski y Jones, 1987), índice PDO (Mantua et al., 1997), e índice AMO (van Oldenborgh et al., 2009). El índice PDO se obtuvo del Instituto Conjunto para el Estudio de la Atmósfera y el Océano, Universidad de Washington, (<http://jisao.washington.edu>). El SOI fue adquirido de la Unidad de Investigación Climática de la Universidad de East Anglia (<http://www.cru.uea.ac.uk/cru/>). Por último, el índice AMO se obtuvo de KNMI Climate Explorer (<http://climexp.knmi.nl>). La serie temporal del SAM no pudo ser utilizada ya que no abarca los últimos 100 años. El trimestre diciembre-febrero (DEF) se calculó a partir de los valores mensuales de cada índice climático.

#### *1.6.3.2 Precipitaciones*

La serie temporal de precipitaciones de la cuenca de drenaje RdIP se obtuvo de NOAA GHCN (<http://iridl.ldeo.columbia.edu/SOURCES/.NOAA/.NCDC/.GCPS/.MONTHLY/.GRIDDED/?sem=iridl%3ADCAAtmosphere>).

Respecto a los datos de precipitaciones provenientes del RdIP se realizaron correlaciones temporales entre la precipitación de la cuenca de drenaje RdIP y las series temporales del *proxy* de aporte continental hacia el cinturón de fango del RdIP (Ti/Al), utilizando datos de primavera (septiembre- noviembre, SON), verano (diciembre- febrero, DEF) y estación cálida (promedio de las temporadas de primavera y verano). Las correlaciones más altas fueron registradas entre las precipitaciones DEF en una región ubicada en el noreste de Argentina (rectángulo negro Fig. 1-11 d) y los datos *proxy* de la estación cálida (correlación de 0,34) (Fig. 1-11). Por lo tanto, fue construido un índice de anomalías de

precipitación media mensual promediadas para esta región [66°W-60°W, 33°S-28°S] para el período 1905 a 2009 (Fig. 1-11).

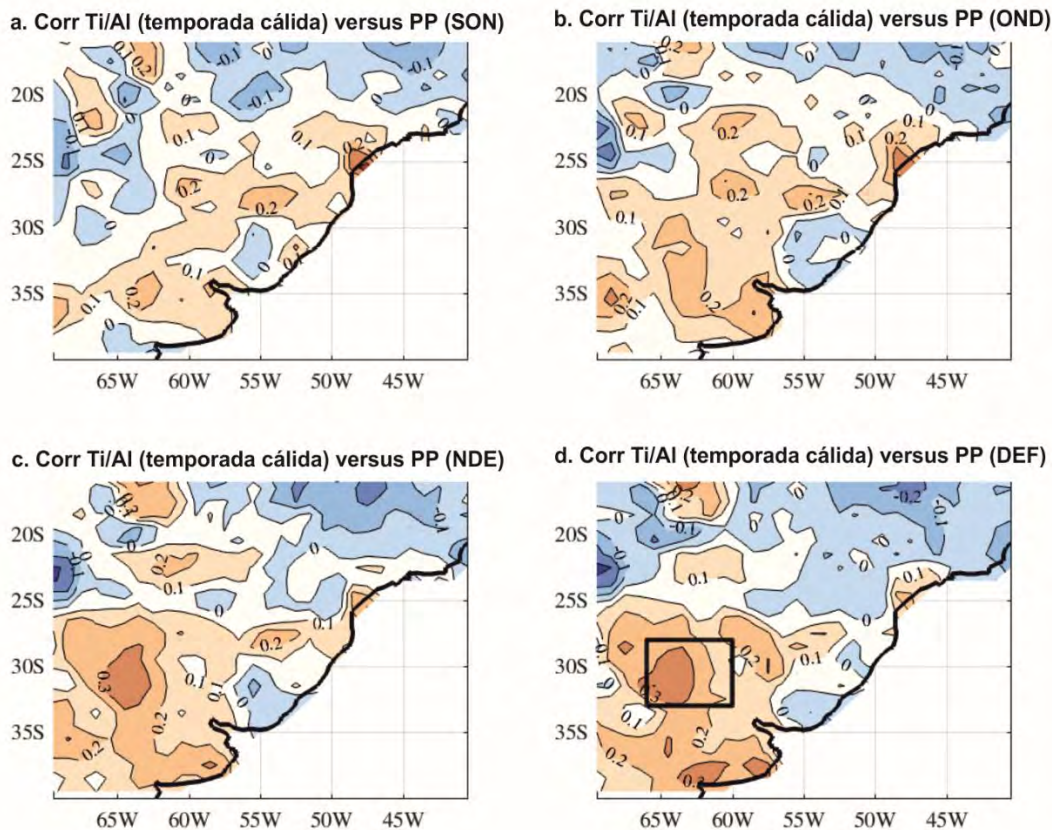


Fig. 1-11. Correlación temporal y espacial de la serie de tiempo entre la lluvia de la cuenca de drenaje RdlP y el registro de la relación de elementos Ti/Al del depocentro de fango del RdlP (temporada cálida = primavera austral + verano). Las series de tiempo de lluvia de la cuenca de drenaje del RdlP se obtuvieron de NOAA GHCN (<http://iridl.ldeo.columbia.edu/SOURCES/.NOAA/.NCDC/.GCPS/.MONTHLY/.GRIDDED/?sem=iridl%3ADCAatmosphere>). El recuadro negro indica el índice de anomalías de precipitación media mensual. Serie de tiempo = 1905- 2009.

La serie temporal (1905- 2018) de precipitaciones para correlacionar con los datos *proxies* de Laguna de las Nutrias fue extraída de Harris et al. (2014).

### 1.6.3.3 Descargas de los ríos

La serie temporal de los últimos 100 años para el río Paraná (estación "Tunel subfluvial", 31 ° 43'11 " S- 60 ° 31'03 " O, 1905-2009) y el Río Uruguay (estación "Paso de los libres", 29 ° 43'17 " S 57 ° 04'57 " O, 1909-2009) se obtuvo de la Base de Datos Hidrológica Integrada de la "Subsecretaria de Recursos Hídricos" de Argentina ([http://www.hidricosargentina.gov.ar/access\\_bd.php](http://www.hidricosargentina.gov.ar/access_bd.php)). La descarga acumulada de los ríos

para el trimestre DEF se calculó a partir de los valores mensuales de los Ríos Paraná y Uruguay.

#### **1.6.4 Reconstrucción de los modos de variabilidad climática para el último milenio**

Los datos de reconstrucciones del SAM, PDO, ENSO y AMO para los últimos 1000 años, se obtuvieron de los trabajos Abram et al. (2014), MacDonald y Case (2005), Li et al. (2011) y Mann et al. (2009), respectivamente. Asimismo, se utilizaron los datos de reconstrucción ENSO de alta resolución temporal del último milenio (Mann et al., 2009, datos anuales) para realizar correlaciones de Spearman entre todos los *proxies* presentados en esta tesis.

#### **1.6.5 Análisis de datos**

Para generar los modelos de edad-profundidad de los testigos de sedimento primero se calibraron los datos de radiocarbono crudos usando las curvas de calibración correspondientes que se presentan en el programa BACON (i.e., Marine13 y SHCal13 para los testigos GeoB y NUT, respectivamente). Para los datos de plataforma continental se aplicó la edad reservorio de  $324 \pm 30$  años obtenida para el SE de Brasil (Alves et al., 2016). Finalmente, los modelos de edad se realizaron utilizando el programa BACON (v.2.2, Blaauw y Christen, 2011). Para el caso del testigo GeoB 13813-4 y NUT fueron realizados modelos mixtos de edad- profundidad combinando ambas técnicas de radiocarbono y  $^{210}\text{Pb}$ .

Para la intercomparación de las series de datos contemporáneas presentada en el capítulo 2, fueron correlacionadas las series temporales (últimos 100 años) de los *proxies* de aporte continental (Ti/Al) y productividad (Ba/Al) y los datos hidroclimáticos instrumentales (anomalías de precipitaciones, modos de variabilidad climática y caudal de descarga de los Ríos Paraná y Uruguay), mediante el cálculo de los coeficientes de correlación de rango de Spearman ( $\rho$ ) y valores  $p$  asociados. Asimismo, fue generado un análisis *cluster* de los datos *proxies* (Ti/Al y Ba/Al) utilizando el algoritmo UPGMA y el índice de similitud de Morisita con el objetivo de establecer las zonas contemporáneas de dichos *proxies*. Tanto los análisis univariados como los multivariados se realizaron utilizando la versión PAST 3.25 (Hammer et al., 2001). Asimismo, fueron calculados los coeficientes

de correlación de rango de Spearman ( $\rho$ ) y p valores asociados para evaluar la correlación entre las relaciones elementales de ambos testigos marinos (GeoB 13813-4 y 13817-2). Respecto al testigo NUT también fueron utilizadas correlaciones de Spearman entre los datos *proxies* y las variables hidroclimáticas (modos de variabilidad climática y precipitaciones) de los últimos 100 años.

A los datos obtenidos de todos los *proxies* analizados, se les realizaron análisis estadísticos de series temporales. Se realizaron análisis espectrales siguiendo el procedimiento REDFIT (Schulz y Mudelsee, 2002). REDFIT permite el procesamiento directo de series desigualmente espaciadas en el tiempo, problemática recurrente en las reconstrucciones paleoambientales, por ajuste de un proceso auto regresivo de primer orden (AR1), (Schulz y Mudelsee, 2002). Este procedimiento permite evitar la interpolación en el dominio del tiempo. Para la detección de ciclos característicos en las series temporales, se implementaron análisis espectrales mediante periodogramas de Lomb (Lomb, 1976) utilizando el método de Welch (Welch, 1967). Con este método las series se dividen en cierto número de segmentos (ej., 5) con cierto grado de solapamiento (ej., 50%), en cada segmento se aplica un análisis de periodograma y luego los periodogramas obtenidos son promediados para obtener el estimador final. El método de Welch reduce el ruido del espectro de potencia a costo de perder resolución en las frecuencias y es recomendado para el análisis de series temporales de datos ambientales (Hammer et al., 2001). La elección del periodograma (Lomb, 1976) se debe a que este tipo de análisis permite tratar tanto series que están distribuidas de forma homogénea a lo largo del tiempo así como series que tienen una distribución desigual a lo largo del eje temporal. Para determinar la significancia de picos detectados (asociados a ciclos característicos de oscilación), fue calculado el espectro de un ruido rojo de referencia con su intervalo de confianza al 95% asumiendo una distribución  $\chi^2$  con  $v=2$  grados de libertad (Schulz y Mudelsee, 2002). Los picos de los periodogramas que excedan el límite superior del intervalo de confianza fueron considerados significativos (Schulz y Mudelsee, 2002). Los períodos individuales de los picos significativos se calcularon utilizando a la ecuación  $1/\text{frecuencia pico}$ .

Los análisis espectrales anteriormente descritos dan cuenta de periodicidades estacionarias pero en muchos casos interesa conocer periodicidades no estacionarias (Hammer et al., 2010). Los análisis de *wavelet* permiten estudiar este tipo de

periodicidades, detectando variaciones de las mismas a lo largo del tiempo (Torrence and Compo, 1998). Así se utilizó para este estudio análisis de *Morlet wavelets* (Torrence and Compo, 1998). Para estos análisis, cerca del borde de la *wavelet* de los datos de la determinada serie de tiempo debe interpretarse con precaución debido al efecto de borde. Esta zona donde se observan efectos de borde, se conoce como el cono de influencia (COI) y la información espectral debajo de ella, debe considerarse como no significativa (Torrence y Compo, 1998). Tales análisis de *wavelet* no permiten el procesamiento directo de series de tiempo desigualmente espaciadas. Por esta razón los análisis de *wavelet* no fueron aplicadas al testigo NUT el cual presentó tasas de sedimentación contemporáneas extremadamente variables (Azcune, 2019; Azcune et al., 2020). Sin embargo, sí fueron exitosamente aplicadas en los testigos marinos dada la tendencia lineal constante observada en los modelos de edad-profundidad y la litología homogénea que presentaron ambos. Así, las medidas cada 2 mm equivalen a 0,2 y 0,28 años para GeoB 13813-4 y 13817-2, respectivamente.

Para el análisis contemporáneo del testigo GeoB 13813-4 se calculó la relación estadística entre dos series de tiempo (en este caso datos *proxy* y mediciones instrumentales hidroclimáticas) no estacionarias mediante análisis *wavelet*. Esto se realizó calculando la función de coherencia, que es una medida directa de la correlación entre dos espectros de series de tiempo (Chatfield, 1989). La coherencia de los análisis de *wavelet* ofrece información específica sobre la ubicación donde las dos series de tiempo no estacionarias están correlacionadas linealmente en una frecuencia particular (o banda de frecuencia) y posición temporal en el dominio de tiempo-frecuencia. La coherencia es igual a 1 si existe una correlación lineal perfecta en una ubicación de tiempo particular y una frecuencia entre ambas series de tiempo (Cazelles et al., 2008).

Previo a la realización de estos análisis de series temporales para detección de ciclos característicos (análisis de periodograma y *wavelet*), se procedió a estandarizar y sustraerle la tendencia a las series. Los análisis se realizaron utilizando el software PAST (Hammer et al. 2001) y R.

Respecto a los análisis diatomológicos, las abundancias relativas de las especies individuales se calcularon dividiendo el número de valvas de cada especie por el número total de valvas contadas en cada muestra. Para los análisis estadísticos de las especies de diatomeas provenientes de sedimentos superficiales y testigos de sedimento se utilizaron



los taxones más significativos (es decir, aquellos que presentaron 2% en al menos tres estaciones/ profundidades, Karst y Smol (2000)). El diagrama estratigráfico de diatomeas se realizó considerando los taxones más significativos. Las Zonas de Asociación de Diatomeas (DAZ) se determinaron mediante análisis de conglomerados estratigráficamente restringidos (CONISS), utilizando en ambos casos el software Tilia v. 2.0.38. Respecto a las muestras de la transecta superficial del RdIP para identificar las especies más representativas de cada DAZ y su asociación con variables ambientales, se realizó un Análisis de Correspondencia Canónica (CCA) utilizando el programa CANOCO (v. 4.5). Para realizar el CCA se incluyeron los taxones de diatomeas más significativos y las variables físicas ambientales asociadas (salinidad y temperatura), indicadores de productividad, es decir, P (fósforo), TN (nitrógeno total), Corg (carbono orgánico), MO (materia orgánica) y clorofila a (Chl a). Además, se utilizó la relación Ti/Ca como *proxy* del aporte continental vs marino. Los datos de estos *proxies* fueron extraídos de Burone et al. (2013). Asimismo, para los análisis diatomológicos del testigo GeoB 13813-4 se aplicó un análisis de correspondencia sin tendencia (DCA) para estudiar el cambio de las especies a lo largo del tiempo, lo que permite una interpretación confiable de los registros de comunidades con diferentes escalas temporales y gradientes ambientales (Correa-Metrio et al., 2014, Hassan et al., 2012). Así, graficar los puntajes o *scores* del eje DCA de manera estratigráfica permite inferir cambios de las variables ambientales definidas a lo largo del tiempo, lo cual está determinado por el conocimiento previo de la importancia ecológica de las especies de diatomeas presentes en el DCA (Correa-Metrio et al., 2014; Lopez-Blanco et al., 2020). Asimismo, se calcularon índices ecológicos como la riqueza R (número de especies), la diversidad H' (índice de Shannon-Wiener) y la dominancia D (correlacionada inversamente con la equidad) utilizando el programa PAST (Hammer et al., 2001).

## 2 PROCESOS HIDROCLIMÁTICOS Y ANTROPOGÉNICOS

### CONTEMPORÁNEOS MODULAN LA DESCARGA INTERANUAL Y DECADAL DE LOS RÍOS SOBRE EL OCÉANO ATLÁNTICO SUDOCCIDENTAL

#### 2.1 Resultados

##### 2.1.1 Modelo de edad- profundidad y tendencias de los *proxies* sedimentarios

El modelo mixto de edad- profundidad de GeoB 13813-4 realizado utilizando muestras de radiocarbono y  $^{210}\text{Pb}$  (Tabla 3 y Tabla 4) arrojó resultados similares a los modelos de edad- profundidad simples publicados en estudios anteriores (Marrero et al., 2014; Mourelle et al., 2018; Perez et al., 2018). Se infirió una tendencia creciente en las tasas de sedimentación que osciló entre 8 y 13  $\text{mm año}^{-1}$ , desde la base al tope del testigo, presentando valores relativamente constantes de 10- 11  $\text{mm año}^{-1}$  entre los 705 a 305 cm de profundidad (Tabla 3, Fig. 2-1, Perez et al., 2021 a y b). El registro contemporáneo exhibió la mayor tasa de sedimentación (13  $\text{mm año}^{-1}$ ), presentando entonces una resolución de 0.15 años cada 2 mm de datos XRF.

Tabla 3: Fechas de radiocarbono para el testigo GeoB 13813-4 y la tasa de sedimentación calculada a partir del modelo de edad-profundidad Bayesiano.

Lab # (Poz-)	Profundidad (cm)	edad $^{14}\text{C}$ (años AP)	$2 \sigma$ (95%) (años cal AP)	Edad promedio ponderada (años cal AP)	Fecha promedio ponderada (años CE)	Tasas de sedimentación ( $\text{mm años}^{-1}$ )
35198	255	640± 30	78 - 203	135	1816	13
47935	305	775± 35	112 - 245	179	1772	11
42428	447	1000± 40	253 - 388	318	1610	10
35199	560	1090± 30	348 - 491	424	1527	11
47937	705	1220± 40	487 - 652	570	1381	10
42429	964	1600± 30	787 - 1100	908	1041	8,0

Tabla 4: Actividad de  $^{210}\text{Pb}$  no soportada ( $\text{Bq kg}^{-1}$ ) y la fecha estimada (años CE) del testigo GeoB 13813-4. Fuente: Marrero et al. (2014).

Profundidad (cm)	$^{210}\text{Pb}_{\text{xs}}$ $\text{Bq Kg}^{-1}$	Fecha estimada (años CE)
1	$30,4 \pm 3.1$	2008
16	$18,6 \pm 3.4$	1997
33	$15,1 \pm 3.1$	1984
51	$9,8 \pm 1.9$	1970
66	$9,2 \pm 2.6$	1958
86	$2,9 \pm 1.5$	1943

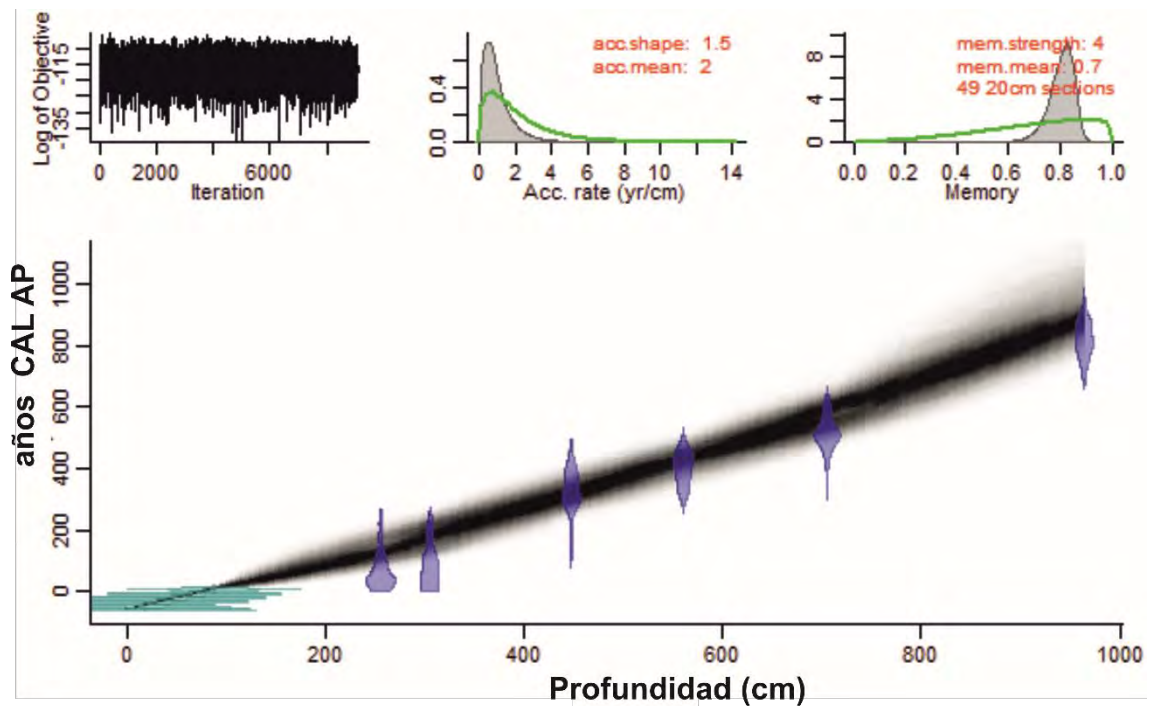


Fig. 2-1. Modelo bayesiano mixto de edad-profundidad que combina datos de radiocarbono y  $^{210}\text{Pb}$  para el testigo GeoB 13813-4. Las seis fechas calibradas de  $^{14}\text{C}$  se representan en azul transparente, las fechas de  $^{210}\text{Pb}$  y el año de extracción del testigo (-59 años BP, 2009 CE) se muestran en líneas verdes horizontales transparentes. El modelo de edad- profundidad (líneas punteadas grises) indica el intervalo de confianza del 95%.

Los *proxies* sedimentarios de aporte continental y productividad marina ( $\text{Ti/Al}$  y  $\text{Ba/Al}$  respectivamente), mostraron una alta correlación de Spearman significativa y positiva ( $\rho = 0,9$ ,  $n = 708$ ,  $p < 0,01$ ) desde 1900 hasta 2009 CE (Fig. 2-2). Ambos *proxies* mostraron valores relativamente constantes que oscilaron entre 1,7- 3 y 0,2- 0,6 (para  $\text{Ti/Al}$  y  $\text{Ba/Al}$ , respectivamente) desde 1900 hasta 1975 CE (Fig. 2-2). Entre el 1975- 1995 CE, se

registraron los valores más altos de los *proxies*, con cinco picos máximos registrados para ambas series de tiempo. Dichos picos exhibieron valores de 4 a 8 para Ti/Al y de 0,8 a 2 para Ba/Al y correspondieron a los años 1976, 1982, 1985 1989 y 1992 CE. Luego de esta secuencia de picos máximos, se observó una fuerte disminución, mostrando valores medios relativamente constantes que oscilaron entre 2 y 0,2 hasta el año 2006 CE (Ti/Al y Ba/Al, respectivamente). A partir del año 2006 se registró un aumento alcanzando valores de 3,5 y 0,5 para ambos *proxies*, respectivamente (Fig. 2-2). El análisis *cluster* permitió la identificación de cuatro zonas. La Zona I (1900-1933 CE) y la Zona II (1933-1976 CE) corresponden a valores relativamente constantes y bajos (Fig. 2-2). La Zona III (1977-1992 CE) se asoció al registro de picos máximos, mientras que la zona IV (1993-2009 CE) está relacionada con los valores bajos registrados después de los picos máximos (Fig. 2-2).

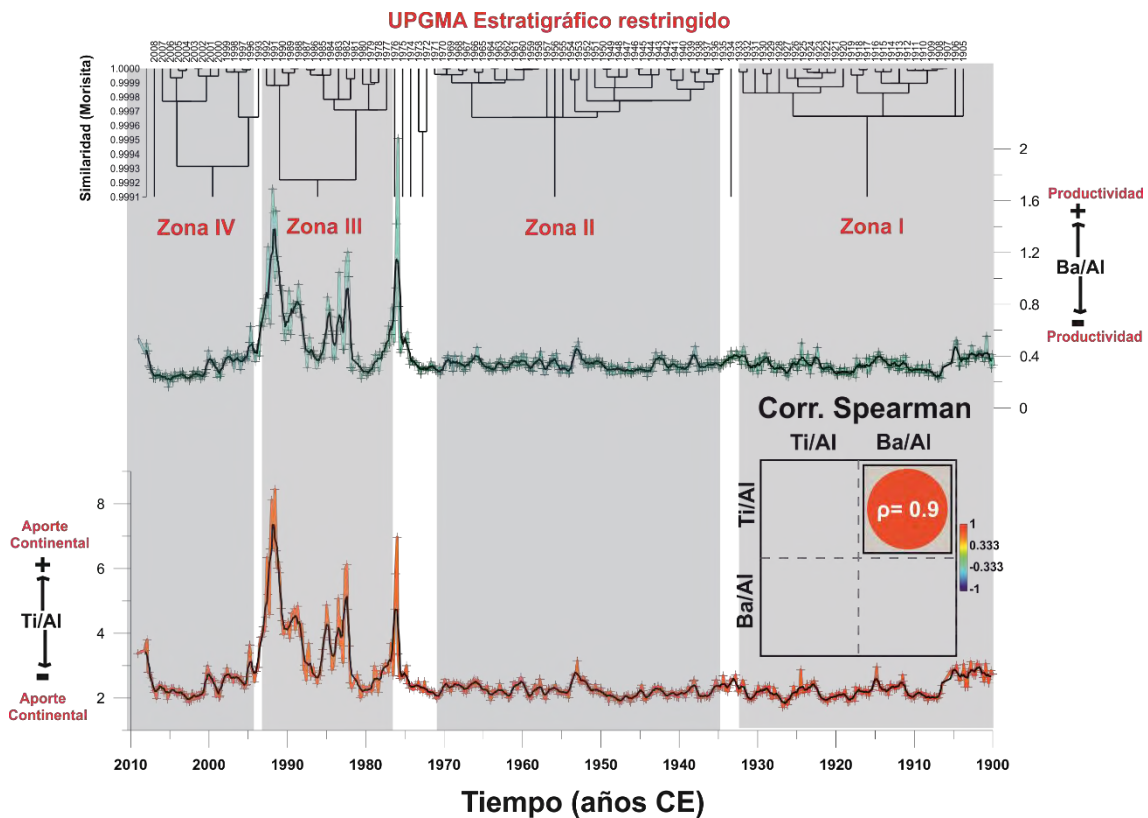


Fig. 2-2. Análisis *cluster* estratigráficamente restringido (panel superior). Variabilidad secular (1900- 2009 CE) de los datos *proxies* de aportes continentales y productividad marina (Ba/Al y Ti/Al, representados con líneas rojas y verdes, respectivamente). Se agregó un ajuste promedio ponderado a cada gráfico (representado con una línea negra) (panel inferior). A la derecha del panel inferior se presenta el cuadro con el coeficiente de correlación de Spearman ( $\rho = 0,9$ ,  $n = 708$ ,  $p < 0,01$ ) entre ambos *proxies*.

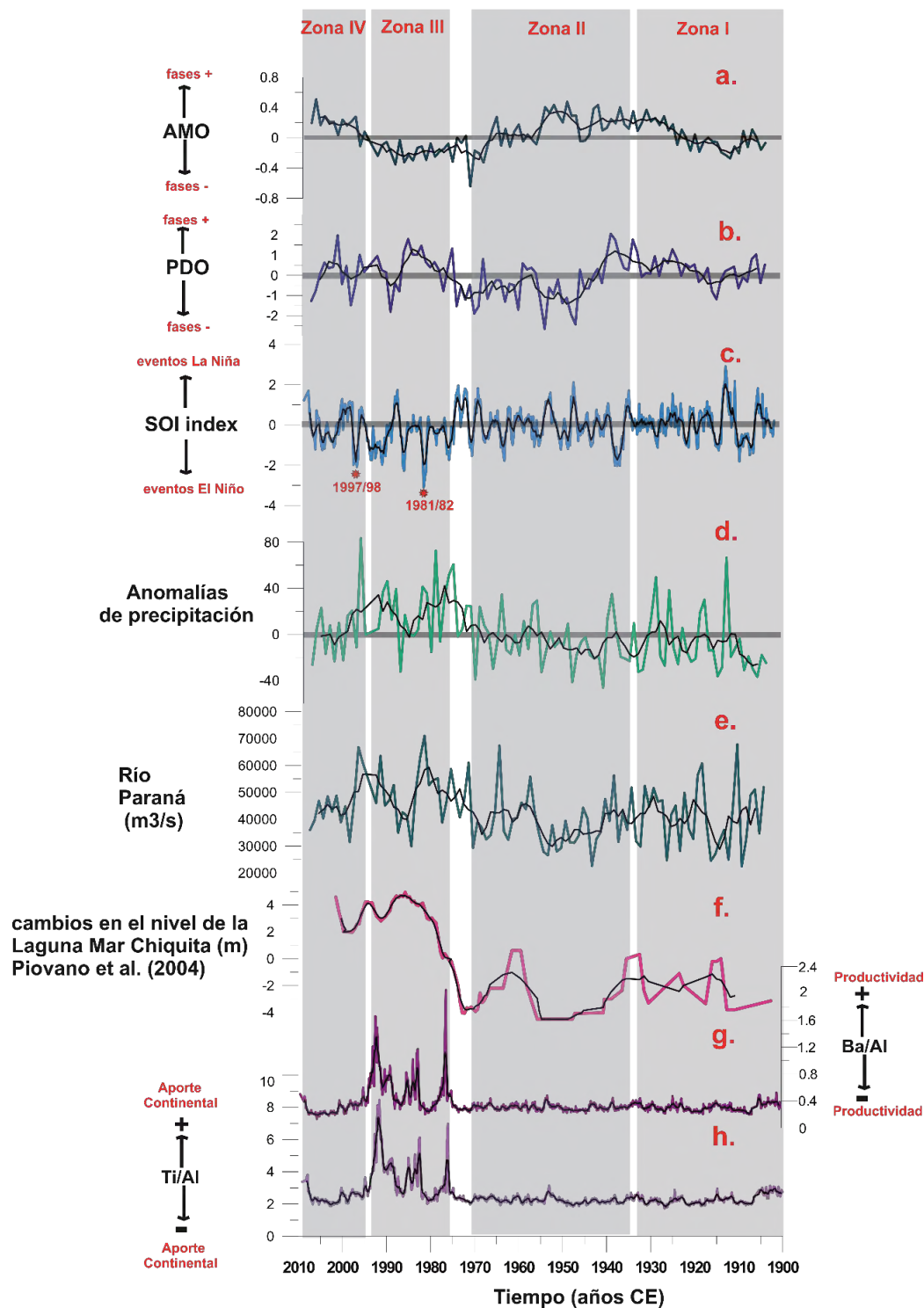


Fig. 2-3. **a- e.** Variabilidad de los datos históricos instrumentales AMO, PDO, SOI e índices de anomalías de precipitaciones y datos de las descargas del Río Paraná (para los meses DEF). **F.** Reconstrucción de los cambios en el nivel de agua de la Laguna Mar Chiquita (Piovano et al., 2004). **g - h.** Variabilidad de los *proxies* sedimentarios (Ti/Al y Ba/Al). Se agregó un ajuste promedio ponderado a cada gráfica (representado con una línea negra). Se muestran las zonas I a IV que fueron obtenidas a partir del análisis *cluster* presentado en la Fig. 2-2.

La reconstrucción de los cambios en el nivel del agua de la Laguna Mar Chiquita, localizada en el noreste de Argentina, durante el último siglo (Piovano et al., 2004, Fig. 2-3 f) mostró tendencias similares a las observadas para el registro sedimentario del cinturón de fango del RdIP (Fig. 2-3 f- h). El mayor aporte continental registrado para la plataforma continental interna uruguaya fue registrado después de 1975 CE (relacionado con las Zonas III y IV), estuvo asociado al máximo nivel de agua de la Laguna Mar Chiquita registrado durante el último siglo (hasta 5 m, Fig. 2-3 f- h). Previo a 1975 CE, Mar Chiquita presentó valores mayoritariamente negativos, especialmente asociados a la Zona II, mientras que para la Zona I se registraron valores cercanos a 0 (Fig. 2-3 f-h).

### **2.1.2 Variabilidad decadal hidroclimática en los datos instrumentales**

Las tendencias de los modos de variabilidad climática para la Zona I mostraron un predominio de las fases AMO positivas y SOI negativas, pero también se presentó un predominio de fase positiva PDO (Fig. 2-3 a-c). Asimismo, las anomalías de precipitación presentaron una predominancia de valores negativos y descargas intermedias del Río Paraná (Fig. 2-3 d y e). La Zona II presentó un patrón similar al observado para la Zona I para las anomalías de precipitaciones, descargas del Río Paraná y fases SOI, pero también se observó un predominio de fases AMO positivas y PDO negativas (Fig. 2-3 a-e). La Zona III exhibió dominancia de eventos de El Niño (es decir, SOI negativo), fases AMO negativas y PDO positivas, junto con anomalías de precipitaciones y descargas del Río Paraná positivas. De hecho, para esta zona se registraron los valores más altos y más variables de las variables hidroclimáticas (Fig. 2-3 a-e). Finalmente, la Zona IV también presentó un patrón SOI y PDO similar a los de la Zona III, estando ambas zonas relacionadas con los eventos de El Niño más fuertes del último siglo (es decir, 1981-82 y 1997-98; Rein, 2007) (Fig. 2-3 b y c). En contraste, esta zona exhibió dominancia de fase positiva AMO, valores intermedios de la descarga del Río Paraná y una tendencia decreciente en las anomalías de precipitaciones (Fig. 2-3 a-e).

### **2.1.3 Correlación de las series temporales de los *proxies* y datos hidroclimáticos instrumentales**

La Fig. 2-4 muestra la tabla de correlación de Spearman para los *proxies* sedimentarios (Ti/Al y Ba/Al) y los datos instrumentales hidroclimáticos para el trimestre de DEF (n = 102). Las correlaciones significativas más altas se registraron entre las descargas de los

Ríos Paraná y Uruguay y las anomalías de las precipitaciones. Fue registrada una correlación positiva de  $\rho = 0,6$  entre las precipitaciones y las descargas del Río Paraná, mientras que se registró una correlación positiva de 0,5 entre las precipitaciones y la descarga del Río Uruguay (Fig. 2-4). Asimismo, las anomalías de precipitaciones presentaron una correlación negativa significativa con SOI y AMO (i.e., -0,4 y -0,3, respectivamente), y positiva con PDO (0,3) (Fig. 2-4). Las correlaciones entre los modos de variabilidad climática, registraron una correlación negativa y significativa entre el SOI y PDO de -0,4, mientras que la correlación entre el SOI y AMO fue positiva con un valor de 0,3. Por el contrario, PDO y AMO no se correlacionaron significativamente (Fig. 2-4). Las descargas del Río Paraná y Uruguay mostraron una correlación negativa de -0,3 con SOI y AMO, pero solo la descarga del Río Paraná presentó una correlación positiva significativa de 0,3 con el PDO.

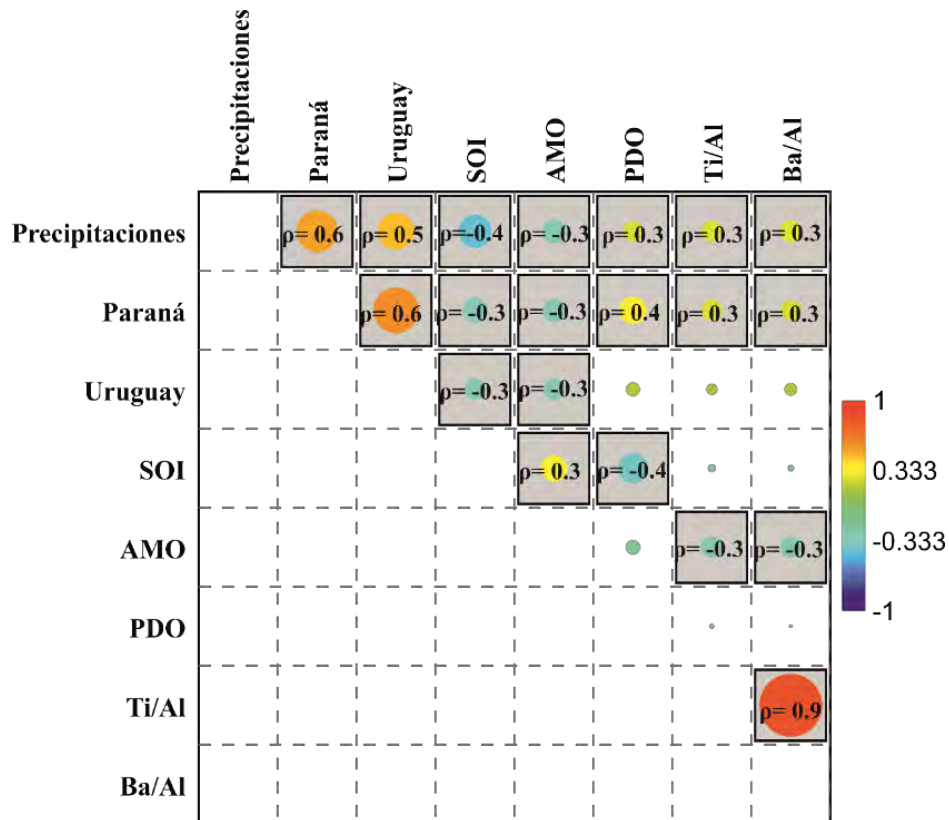


Fig. 2-4. Tabla de correlaciones de Spearman para las series temporales trimestrales DEF de las anomalías de precipitaciones, descargas de los Ríos Paraná y Uruguay, índices climáticos SOI, AMO y PDO y los *proxies* sedimentarios Ti/Al y Ba/Al para la estación cálida ( $n = 102$ ;  $p < 0,01$ ). Las correlaciones significativas se indican con un cuadrado negro. Asimismo, las correlaciones positivas se representan con colores cálidos y las negativas con colores fríos.

Tanto la relación Ti/Al como Ba/Al se correlacionaron significativamente y positivamente con las anomalías de precipitaciones y la descarga del Río Paraná (i.e., 0,3 y 0,3, respectivamente), mientras que se correlacionaron negativamente con AMO (es decir, - 0,3) (Fig. 2-4).

#### **2.1.4 Análisis de *wavelet* de las series temporales de los *proxies* sedimentarios y datos hidroclimáticos instrumentales**

El espectro de potencia del análisis de *wavelet* para las anomalías de precipitaciones indicó altos valores para el período en la banda de tiempo de 2-8 años, pero solo se observaron períodos significativos para la banda de 2-4 años, entre 1905- 1930 y 1970-2008. Asimismo, el espectro de potencia promedio para dicho análisis mostró picos de 4 a 8 años y 20 años en el dominio de la frecuencia (Fig. 2-5 a). El espectro de potencia del análisis de *wavelet* para la serie temporal SOI reveló que este índice presenta altos valores para el período en la banda de tiempo entre 2-8 años, siendo la banda de 4-8 años significativa durante todo el dominio del tiempo, mientras que la banda de 2-4 años se volvió significativa solo después de 1970 (Fig. 2-5 b). El espectro de potencia promedio para este análisis mostró picos de aproximadamente 6 años (Fig. 2-5 b). Asimismo, el análisis de *wavelet* para el PDO presentó valores altos en la banda de tiempo de 2- 10 años y de 16- 20 años para todo el dominio del tiempo. La banda de 2- 6 años fue significativa desde 1950 en adelante, mientras que el período de 20 años solo fue significativo durante el período 1950-1970. Además, el espectro de potencia promedio para este análisis de *wavelet* de PDO mostró un pico de 20 años (Fig. 2-5 c). Por otro lado, el análisis de *wavelet* para el AMO solo fue significativo en la banda de 2- 4 años entre el 1965 hasta el presente, y el promedio de dicho espectro presentó picos de 10 y 20-30 años (Fig. 2-5 d). Respecto a la descarga del Río Paraná el análisis de *wavelet* mostró valores que oscilaron entre 2 y 20 años en todo el dominio del tiempo, aunque solo la banda de 2- 6 años fue significativa para el período de 1905 a 1930. Además, el espectro de potencia promedio para estos análisis reveló picos de 4, 8-10 y 16-20 años (Fig. 2-5 e). El análisis de *wavelet* para la descarga del Río Uruguay reveló valores significativos para la banda de tiempo de 16 a 32 años (de 1970- 1990) y de 2 a 16 años (de 1990- 2000), y el promedio de dicho espectro presentó picos de 3, 8 y 25 años (Fig. 2-5 f).



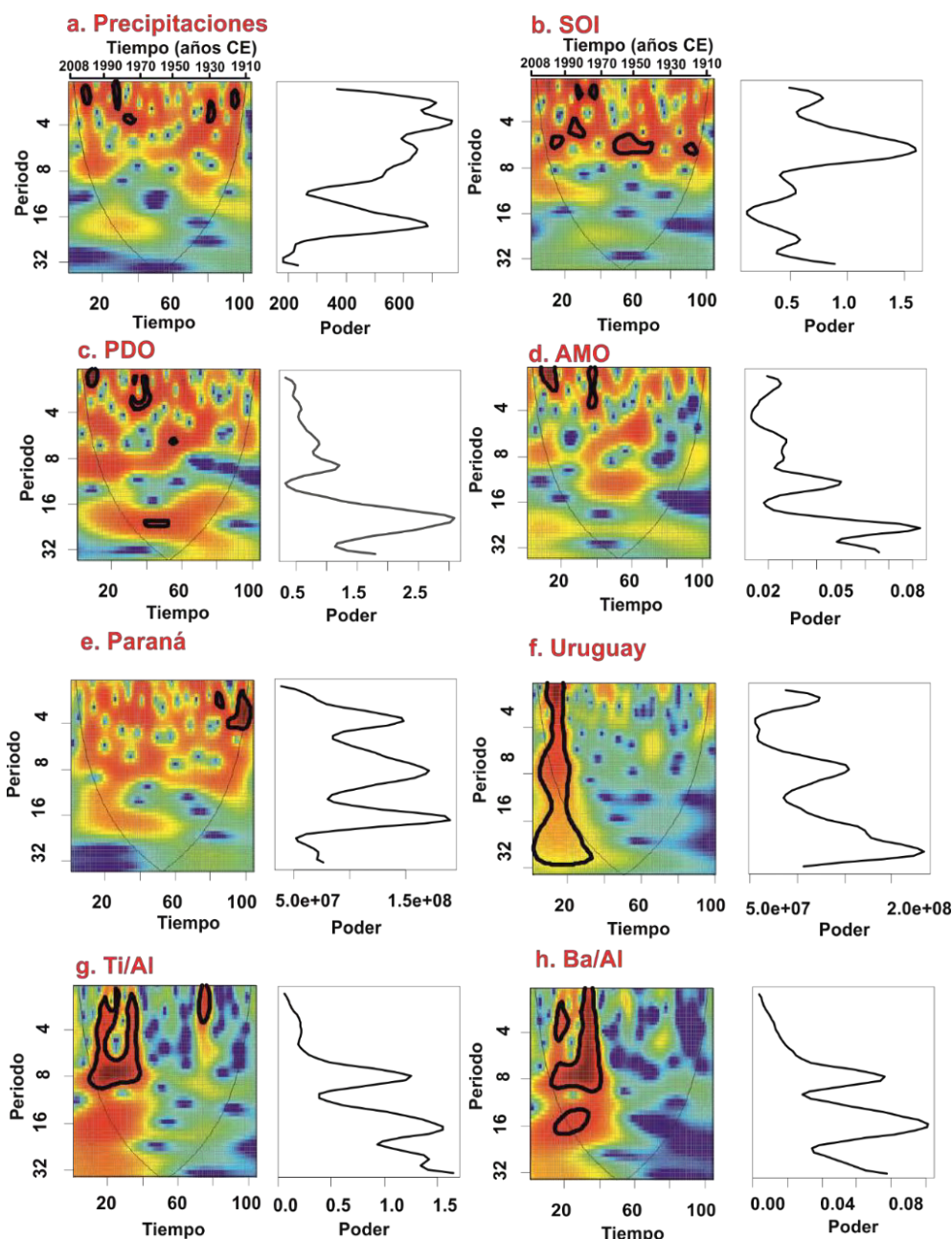


Fig. 2-5. Espectros de potencia de los análisis de *wavelet* y su promedio (izquierda y derecha, respectivamente) para las series temporales contemporáneas de precipitaciones, SOI, PDO, AMO, descargas de los Ríos Paraná y Uruguay, Ti/Al y Ba/Al (a – h, respectivamente). El código de color para los valores de potencia se muestran de azul oscuro (valores bajos) a rojo oscuro (valores altos). Las líneas negras representan el nivel de significancia (alfa = 5%) basado en 1000 series *bootstrap* de Markov. Los valores P asociados a los valores de potencia dentro de la región delimitada por la línea negra son inferiores a 0,05. La línea negra discontinua indica el cono de influencia (COI) que delimita la región no influenciada por efectos de borde. La información espectral debajo del COI no es significativa.

Finalmente, ambos *proxies* sedimentarios revelaron valores altos de los espectros de potencia de los análisis de *wavelet* en la banda de tiempo de 2 a 30 años desde 1970 CE hasta el presente. Ti/Al presentó valores significativos en la banda de 2- 8 años después

de 1970 CE, y de 2- 4 años entre 1930 a 1940 CE, mientras que Ba/Al presentó valores significativos de 2- 16 años después de 1970 CE. Asimismo, ambos *proxies* presentaron picos en el espectro de potencia promedio de 8 y 16 años, mientras que Ti/Al también presentó un pico adicional de 30 años (Fig. 2-5 g y h).

La coherencia de los análisis de *wavelet* entre las series temporales de las anomalías de precipitaciones y el SOI fue significativa para la banda de tiempo de 2 a 8 años, anterior al 1970. Dicha coherencia solo fue significativa para la banda de tiempo de 4- 8 años, mientras que se detectó un período significativo de 2- 6 años después de 1970 (Fig. 2-6 a). De manera similar, la coherencia de los análisis de *wavelet* entre las anomalías de precipitaciones y PDO fue significativa para la banda de tiempo de 2- 8 años, después de 1930 y se interrumpió entre 1960- 1970. La coherencia de ambas series de tiempo fue significativa en la banda de tiempo de 20 a 30 años, especialmente después de 1950 (Fig. 2-6 b). La coherencia de los análisis de *wavelet* entre la serie de anomalías de precipitaciones y el AMO también evidencia ciclos comunes significativos para la banda de 2-8 años desde 1930 hasta el presente (Fig. 2-6 c). La coherencia de los análisis de *wavelet* entre las precipitaciones y la descarga del Río Paraná fue significativa para la banda de 6 a 10 años desde 1905 hasta 1950. Posterior al 1950, la coherencia fue significativa para la banda de 2 a 8 años, pero también lo fue para la banda de 16 a 26 años (Fig. 2-6 d). La coherencia de los análisis de *wavelet* entre las precipitaciones y la serie Ti/Al fue significativa para la banda de 4 a 10 años y alrededor de 16 años solo después de 1970 CE (Fig. 2-6 e). De manera similar, la coherencia de las series Ba/Al y las precipitaciones mostraron una banda significativa alrededor de los 16 años después del 1965 CE, y una banda significativa de 2 a 8 años, especialmente entre 1930- 1950 CE y posterior al 1970 CE (Fig. 2-6 f). Finalmente, la coherencia de los análisis de *wavelet* entre la descarga del Río Paraná y los *proxies* Ti/Al y Ba/Al mostraron patrones similares, es decir, una banda significativa alrededor de 16 años después de 1970 CE. En el caso de Ti/Al, se detectó una banda adicional de 2- 8 años distribuida esporádicamente a lo largo de todo el dominio del tiempo, especialmente desde 1908 hasta 1950 CE (Fig. 2-6 g y h).

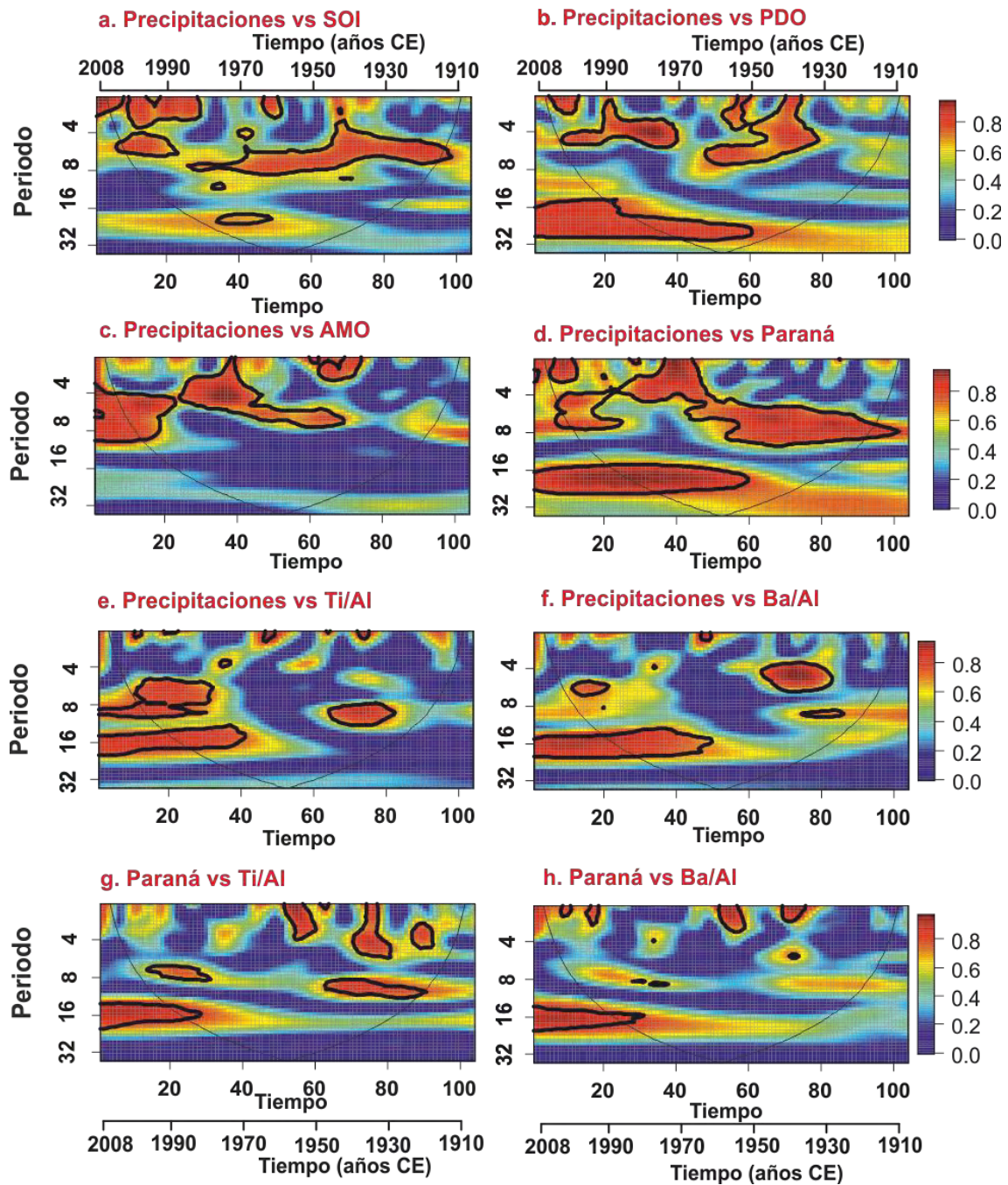


Fig. 2-6. Coherencia de los análisis de *wavelet* entre las series temporales de: precipitaciones vs SOI, precipitaciones vs PDO, precipitaciones vs AMO, precipitaciones vs Paraná, precipitaciones vs Ti/Al, precipitaciones vs Ba/Al, Paraná vs Ti/Al y Paraná vs Ba/Al (a- h, respectivamente). El código de color de azul oscuro (valores bajos) a rojo oscuro (valores altos) se presenta a la derecha del gráfico. Las líneas negras discontinuas indican el cono de influencia (COI) significativo que delimita la región no influenciada por los efectos de borde. Las líneas negras representan el nivel de significancia (alfa = 5%) calculado en base a 1000 series *bootstrap* de Markov. Los valores P asociados a los valores de coherencia dentro de la región delimitada por la línea negra son inferiores a 0,05.

## 2.2 Discusión

### 2.2.1 Tasa de sedimentación contemporánea

El registro del cinturón de fango para los últimos 100 años está asociado a la tasa de sedimentación más alta registrada para el último milenio, i.e.,  $13 \text{ mm año}^{-1}$  (Perez et al., 2018; Mourelle et al., 2018). Lo anterior ya había sido previamente inferido por Marrero et al. (2014) para el último siglo. Esta tasa de sedimentación inferida es extremadamente alta en comparación con las regiones de plataforma continental internas adyacentes sudamericanas (Mahiques et al., 2009; 2020; Mathias et al., 2014), pero también con el estuario RdIP (es decir, Barra del Indio, Marrero et al., 2014). La alta tasa de sedimentación es una consecuencia natural de la gran contribución de sedimentos provenientes de la cuenca del RdIP (asociadas a las altas precipitaciones y la descarga fluvial) lo cual se combina con la baja energía hidrodinámica existente dentro del paleocanal del Río Paraná (Lantzsch et al., 2014; Marrero et al., 2014; Perez et al., 2018, 2021; Mourelle et al., 2018; Hanebuth et al., 2019). Bonachea et al. (2010) estudiaron cambios en las tasas de sedimentación contemporáneas dentro del estuario del RdIP y tres subcuencas del RdIP y concluyeron que existe una intensificación en los procesos de sedimentación a partir de la segunda mitad del siglo XX, lo cual se asocia al impacto antropogénico (Fig. 1-5, Tucci y Clarke, 1998; Bonachea et al., 2010). Al comparar nuestro estudio con el de Bonachea et al. (2010), no solo la tasa de sedimentación del testigo de sedimento GeoB 13813-4 es comparable con el registro de la Bahía de Samborombón (porción externa del RdIP) después de 1980 CE (es decir,  $12 \text{ mm año}^{-1}$ ), sino también que ambas son mucho más altas que las tasas de sedimentación registradas dentro de la propia cuenca de drenaje del RdIP. Esto implica que el sedimento erosionado y transportado dentro de la cuenca de drenaje RdIP se deposita en ambos márgenes del RdIP (Bahía Samborombón y depocentro de fango del RdIP, respectivamente), dependiendo del desplazamiento de su pluma de descarga (Framiñan y Brown, 1996; Burrage et al., 2008). La Bahía de Samborombón es una región poco profunda en la costa sur del RdIP que está bajo la influencia del frente de máxima densidad/ turbidez. En el margen opuesto, el paleocanal del Río Paraná está secuestrando la mayor parte del material particulado transportado por la pluma de descarga del RdIP hacia el norte (Framiñan y Brown, 1996; Violante et al., 2001; Burrage et al., 2008; Parker, 2008; Hanebuth et al., 2019). Por lo tanto, Bahía de Samborombón y el cinturón de fango del

RdlP, contienen similares porcentajes de sedimento fino y elevadas tasas de sedimentación (Urien, 1967; Framiñan y Brown, 1996; Bonachea et al., 2010; Lantzch et al., 2014; Hanebuth et al., 2019).

### **2.2.2 Tendencias generales de las series temporales de los *proxies* y datos instrumentales hidroclimáticos: una contextualización regional**

El registro histórico de los aportes continentales del depocentro de fango del RdlP es concordante con el registro de Laguna Mar Chiquita, al menos para los últimos 100 años (Fig. 2-3). La Laguna Mar Chiquita es una gran laguna hipersalina ubicada al oeste de la cuenca baja del RdlP, que ha experimentado cambios hidrológicos importantes relacionados principalmente con anomalías ocurridas en las precipitaciones. En consecuencia, mostró fluctuaciones decadales muy significativas del nivel de agua durante los últimos 100 años (Piovano et al., 2004; Troin et al., 2010; Córdoba et al., 2014; Cuña-Rodríguez et al., 2020). La comparación de ambos registros, mostró tendencias muy similares relacionadas con los cambios hidroclimáticos ocurridos a nivel regional. La buena correlación entre ambos registros, se origina en el hecho de que las precipitaciones sobre la región justo encima de la Laguna de Mar Chiquita presentaron las correlaciones más altas con el registro Ti/Al para el último siglo (ver Fig. 1-11). La buena correspondencia entre los registros continental y marino es una evidencia adicional de que, al menos para el periodo contemporáneo, la fuente de los sedimentos depositados en el depocentro del RdlP proviene principalmente de la cuenca baja del Río Paraná.

Desde principios del siglo XX hasta ca. 1970 CE se registraron los valores más bajos y menos variables para el registro *proxy* del depocentro, los cuales se correspondieron con los niveles más bajos registrados para la Laguna Mar Chiquita, ocurridos durante un período de valores negativos de las anomalías de precipitaciones (Fig. 2-3, Piovano et al., 2004; Córdoba et al. al., 2014; Cuña-Rodríguez et al., 2020). Posterior al 1970, se observaron las anomalías de precipitaciones más altas, las cuales se correlacionaron con los máximos valores de los *proxies* de aporte continental y productividad marina, los niveles más altos de la Laguna Mar Chiquita y las mayores descargas del RdlP (Fig. 2-3). Después de 1970, se registró un aumento de entre 10 y 15% de las precipitaciones regionales y simultáneamente un aumento neto del 30% de la descarga del RdlP (Tucci et al., 2000; Berbery y Barros, 2002; Magrin et al., 2005; Milliman et al., 2008; Maciel et

al., 2013; ADT, 2016). Este aumento tanto en las precipitaciones como en la descarga de los ríos después de 1970 es consistente tanto con el incremento en la frecuencia de SALLJ (ADT, 2016), como con la ocurrencia más prolongada del SAMS (Carvalho et al., 2010; Jones y Carvalho, 2013). El período previo al 1970 está relacionado climáticamente con una dominancia de fases positivas y negativas ENSO y PDO y positivas AMO, mientras que el período posterior a 1970 está asociado con un predominio de las fases positivas ENSO y PDO y negativas AMO, respectivamente (Fig. 2-3). Asimismo, las zonas inferidas del análisis *cluster* (Fig. 2-2) son concordantes con los patrones de descarga del Río Paraná. García y Vargas (1998) determinaron cambios en las descargas medias del Río Paraná alrededor del 1940 y 1970, infiriendo una tendencia negativa hasta 1940 CE, seguida de ninguna tendencia entre 1940-1970, y finalmente registraron una tendencia positiva entre 1970- 1998. Por lo tanto, los cambios en los aportes continentales y de productividad marina de la plataforma parecen estar modulados por las anomalías del Río Paraná las cuales son naturalmente moduladas por las anomalías de las precipitaciones.

### **2.2.3 Coherencia estadística entre las series temporales de los datos *proxy* y observaciones instrumentales hidroclimáticas**

Las correlaciones de Spearman entre los datos instrumentales hidroclimáticos y los datos *proxy* indicaron fuertes correlaciones significativas entre las anomalías de las precipitaciones y la variabilidad climática, es decir, SOI, PDO y AMO ( $\rho = -0,4; 0,3$  y  $-0,3$  respectivamente) (Fig. 2-4). Así, las precipitaciones sobre el noreste de Argentina fueron influenciadas directamente por acción conjunta de los modos de variabilidad climática de los últimos 100 años, lo cual es muy consistente con la literatura regional (Córdoba et al., 2014; Barreiro et al., 2014). La Fig. 2-4 reveló una correlación significativa y positiva entre las anomalías de precipitaciones y los índices ENSO y PDO, mientras que presentó una correlación negativa con el índice AMO. Las mismas tendencias se obtuvieron con los análisis *wavelet*. Los análisis de coherencia de los análisis de *wavelet* de las series temporales mostraron que las anomalías de las precipitaciones variaron de manera coherente con los tres modos de variabilidad climática en diferentes escalas de tiempo (Fig. 2-5, Fig. 2-6). Las anomalías de precipitaciones presentaron ciclos significativos dentro de la banda de tiempo de variabilidad interanual (también observado para ENSO, PDO y para AMO, es decir, ciclos de 2 a 8 años). Asimismo, se detectó una variabilidad decadal de ca. 20 años, también observada para

AMO y PDO (Fig. 2-5). Los análisis de coherencia entre las precipitaciones y los modos de variabilidad climática, indicaron que existe una fuerte correlación entre tales modos climáticos y las anomalías de la precipitación (Fig. 2-6). En este sentido, la coherencia con ENSO mostró ciclos comunes en la banda de 2- 8 años. El mismo resultado se observó entre las precipitaciones y PDO y AMO posterior al 1930, así como ciclos de oscilación decadales de ca. 20-30 años. Estos ciclos de 20 años podrían estar asociados al ciclo solar de Hale de 22 años (Frigo et al., 2013; Auer et al., 2015; Usoskin, 2017). Se ha investigado que el forzamiento solar, i.e., ciclo de manchas solares de 11 años (ciclo de Schwabe), presenta una correlación positiva y significativa con el caudal del Río Paraná (Mauas et al., 2008, 2010). Asimismo, el forzamiento solar tiene una influencia directa sobre el AMO (Ottera et al., 2010; Knudsen et al., 2014), el cual a su vez mediante teleconexiones modula la variabilidad del Pacífico Norte (Zhang y Delworth, 2007), lo que podría explicar la presencia de estos ciclos en los análisis de las series temporales de AMO y PDO. Esta variabilidad hidrológica decadal ha sido previamente estudiada por Barreiro et al. (2014) quienes infirieron una ciclicidad en los patrones de precipitación del norte de Argentina, modulada por AMO y PDO, así como una variabilidad interanual relacionada con ENSO. Las precipitaciones dentro de la cuenca de drenaje del RdIP están también influenciadas por las anomalías de temperatura superficial del mar del Pacífico tropical y del Atlántico. Se ha demostrado previamente que la señal de las diferentes cuencas oceánicas puede interactuar de manera destructiva/ constructiva disminuyendo/ aumentando las anomalías de precipitaciones en América del Sur subtropical y que su impacto colectivo ejerce una variabilidad interdecadal (Martín-Gómez et al., 2016). Por ejemplo, Kayano y Andreoli (2007) estudiaron la relación entre ENSO, PDO y los patrones de precipitaciones de América del Sur, presentando evidencia de que el PDO genera diferencias en la fuerza de las teleconexiones a nivel del ENSO. Tales teleconexiones son constructivas/ destructivas cuando ENSO y PDO están en la misma fase/ fase opuesta (Andreoli y Kayano, 2005; Kayano y Andreoli, 2007; Garreaud et al., 2009). Además, existe evidencia que las condiciones sobre el Atlántico tropical pueden modular la intensidad del ENSO durante el verano (Barreiro y Tippmann, 2008). Por lo tanto, este estudio está en estrecha concordancia con estudios de otras regiones geográficas, que muestran resultados similares a los aquí presentados donde se demostró que los modos de variabilidad climática decadal y multidecadal en el Océano Pacífico modulan las teleconexiones ENSO (tanto en frecuencia como en magnitud). Estos modos a su vez modulan inundaciones y sequías multidecadales en América del Norte y Australia

(Gershunov y Varnet, 1998; Franks, 2002; Kiem et al., 2003; Kiem y Franks, 2004; Verdom et al.2004; Fuentes-Franco, 2016).

Las precipitaciones y las descargas de los Ríos Paraná y Uruguay arrojaron coeficientes de correlación significativos y altos ( $\rho = 0,6$  y  $0,5$ , respectivamente). En consecuencia, también presentaron ciclos interanuales (es decir, 2-8 años), como lo indican los promedios de los espectros de los análisis de *wavelet*, aunque los espectros de los mismos fueron más atenuados, especialmente en el caso del Río Paraná (Fig. 2-5). Los análisis de coherencia entre las precipitaciones y la descarga del Río Paraná presentaron ciclos de oscilación comunes en la banda interanual ENSO, y únicamente después de 1950 se observó un componente decadal (16- 25 años) (Fig. 2-6). Estos resultados que revelaron una variabilidad interanual (frecuencia ENSO) y decadal (15- 17 años) fueron previamente observados para la descarga del RdIP y la actividad SACZ (Robertson y Mechoso, 1998, 2000; Robertson et al., 2001; Nogués-Paegle, 2002; Labat et al., 2005; Barros et al. al., 2006; Maciel et al., 2013; Meis y Llano, 2018). Asimismo, la periodicidad interanual, cuasi-decadal y cuasi-bidecadal se registró para las descargas de muchos afluentes del RdIP (Depetris y Pasquini, 2007 b). En una escala de tiempo decadal, se determinó que los valores altos de las descargas de los ríos estaban asociados con anomalías frías de la temperatura superficial del mar del Atlántico norte tropical (Robertson y Mechoso, 1998).

El registro sedimentario GeoB13813-4, presentó una correlación de Spearman positiva significativa entre la precipitación, el aporte continental, la productividad y la descarga del Río Paraná. Por el contrario, se observó una correlación negativa significativa entre Ti/Al y Ba/Al y AMO ( $\rho = -0.3$ ) (Fig. 2-4). Además, los análisis de *wavelet* de los *proxies* mostraron ciclos significativos de 2 a 8 años y de 20 años (especialmente para Ba/Al) (Fig. 2-5), que son consecuencia de la variabilidad interanual ENSO y decadal PDO y AMO. Los análisis de coherencia entre las precipitaciones/ descargas del Río Paraná y ambos *proxies* mostraron en ambos casos ciclos comunes en la banda ENSO (Fig. 2-6). Como consecuencia de las anomalías de precipitación antes mencionadas registradas en verano durante los eventos El Niño, emerge un notorio aumento del caudal del RdIP (Ropelewski y Halpert 1987; Berri et al., 2002; Barreiro, 2010; García-Rodríguez et al., 2014). Por lo tanto, los *proxies* sedimentarios, las anomalías de precipitaciones y las descargas de los ríos muestran todos ciclos de oscilación significativos en la misma



frecuencia interanual ENSO. Asimismo, los análisis de coherencia entre las anomalías de precipitaciones/ descarga del Río Paraná y ambos *proxies* registraron una correlación de ciclos decadales, especialmente después de 1970 (Fig. 2-6), muy probablemente relacionado con PDO y AMO. Por lo tanto, la acción conjunta de los modos de variabilidad climática a través de patrones de teleconexión atmosférica modulan los cambios de precipitaciones en la parte noreste de la cuenca de drenaje del RdIP, que alimentan la hidrología y modulan la exportación de material terrígeno. Como resultado, las variaciones climáticas determinaron el transporte y depósito de sedimentos dentro del depocentro de fango del RdIP, con una marcada variabilidad hidrológica decadal y multidecadal, especialmente después de la década de 1970 (Maciel et al., 2013; Barreiro et al., 2014; Jacques-Coper y Garreaud, 2014). AMO ha sido reportado previamente como el modo multidecadal dominante que modula las actividades SAMS y SACZ (Chiessi et al., 2009; Apaéstegui et al. 2014; Novello et al., 2012), lo que influye en el aporte continental del RdIP y la entrada de sedimentos hacia el océano Atlántico sudoccidental (Perez et al., 2017 b, 2018, 2021 b). Así, mediante este estudio reforzamos que la hidrología de la cuenca de drenaje del RdIP está controlada principalmente a nivel multidecadal por AMO, el cual a su vez está modulado por la variabilidad ENSO y PDO en escalas de tiempo interanual y decadal.

#### **2.2.4 El cambio hidroclimático de la década de 1970 y la respuesta sedimentaria**

Los valores más altos de Ti/Al y Ba/Al durante el último milenio dentro del depocentro de fango del RdIP se registraron entre 1970 y 2000 CE. En concordancia, se observó un cambio claro de los datos instrumentales hidroclimáticos después del 1970 (Fig. 2-3). Dichas tendencias también se registraron ampliamente en otros lugares y están relacionadas con un cambio en los regímenes de la temperatura superficial del mar del Pacífico tropical y del Atlántico (Minobe, 1997; Huang et al., 2005; Meehl et al., 2009; Cook et al., 2007; Vance et al., 2015).

Las anomalías de las precipitaciones y la descarga del Río Paraná mostraron los valores más altos bajo una fase negativa AMO, positiva PDO y fases predominantes de eventos El Niño. Tanto los océanos Pacífico tropical como el Atlántico son los principales moduladores de las precipitaciones del sudeste de Sudamérica, siendo este último en parte

responsable de la tendencia al aumento de las precipitaciones observada durante este período. Aquí, las anomalías frías de la temperatura superficial del Atlántico tropical generan condiciones húmedas sobre el sudeste de Sudamérica (Seager et al., 2010). En consecuencia, durante ese período de dominancia de fases positivas PDO y negativas AMO se registraron los eventos El Niño más fuertes (1982/1983 y 1997/1998) no solo para el último siglo sino también en el último milenio (Depetris y Kempe, 1990; Rein, 2007; Cai et al., 2014). Eventos tan fuertes han causado varias inundaciones y pérdidas económicas y sociales en América del Sur y otras regiones (Depetris y Kempe, 1990; Depetris et al., 1996; Camilloni y Barros, 2003; Camilloni, 2005; Kane, 2006; Cai et al., 2014; ADT, 2016). El cambio climático documentado después de 1970 también se observó en Australia, Nueva Zelanda, Asia oriental y África meridional y occidental, donde se infirió una tendencia hidrológica negativa (Dai et al., 1998; Verdon et al., 2004; Vance et al., 2015; Verdon-Kidd y Kiem, 2014). Asimismo, y de manera similar a las tendencias registradas para el sudeste de Sudamérica (Compagnucci et al., 2002; Jacques-Coper y Garreaud, 2014 y referencias allí), otros estudios detectaron un aumento en las precipitaciones para el este de la Antártida, México, suroeste de América del Norte y Alaska (Huang et al., 2005; Cook et al., 2004, 2007; Hartmann y Wendler, 2005; Van Ommen y Morgan, 2010).

### **2.2.5 Los eventos El Niño y su impronta en el aporte continental dentro del depocentro de fango del RdIP**

La cuenca de drenaje del RdIP es una de las regiones más afectadas del mundo por ENSO (ADT, 2016), y según Berri et al. (2002), se registraron un total de 26 eventos El Niño durante el último siglo. En el registro sedimentario GeoB 13813-4, se detectaron 36 picos del *proxy* de aporte continental Ti/Al que exceden el percentil 75. De los 26 eventos El Niño señalados por Berri et al. (2002), al menos 22 excedieron dicho percentil y fueron cronológicamente concordantes con los picos de Ti/Al (Fig. 2-7). Por lo tanto, el registro de aporte continental parece reflejar la ocurrencia de los eventos de El Niño *sensu* Berri et al. (2002) con una eficiencia del 85% durante el último siglo. El aporte continental resultante del forzamiento natural y antropogénico conjunto, determinó los cambios de productividad a través del aumento del aporte de agua de baja salinidad (Acha et al., 2008; Möller et al., 2008; Machado et al., 2013; García-Rodríguez et al., 2014; Mourelle et al., 2018; Brugnoli et al., 2019; Aubriot et al., 2020; Kruk et al., 2021). Por lo tanto, los pulsos

máximos de exportación continental al océano Atlántico sudoccidental, relacionados con eventos de El Niño, implican una mayor productividad, principalmente relacionada con el patrón de vientos del norte y surgencia en la plataforma continental adyacente (García-Rodríguez et al., 2014; Machado et al., 2013; Brugnoli et al., 2019).

Dentro del contexto del cambio climático, se prevé que el calentamiento por efecto invernadero conducirá a un aumento significativo en la frecuencia de fuertes eventos El Niño (Cai et al., 2014). También se prevé el aumento de las precipitaciones sobre la cuenca del RdIP y, por lo tanto, del aporte continental del RdIP hacia la plataforma para el siglo XXI (Vera et al., 2006; Saurral, 2010; Diaz et al., 2013).

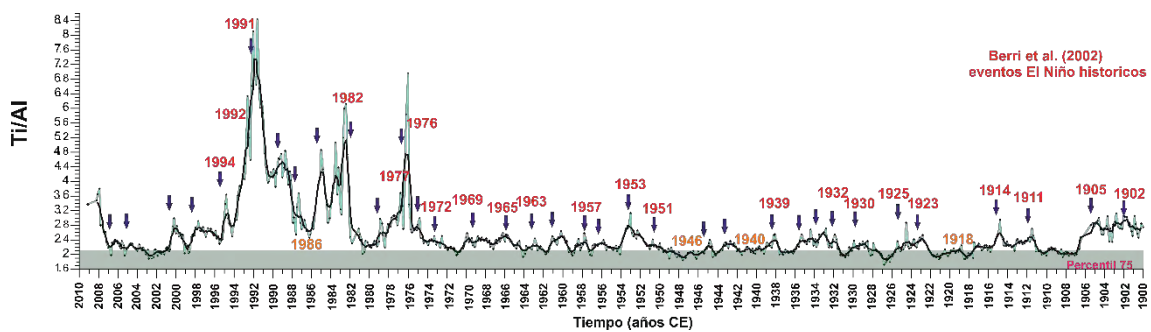


Fig. 2-7. Variabilidad de Ti/Al como *proxy* del aporte continental durante los últimos 100 años. La franja verde indica el percentil 75 y las flechas azules identifican los picos de Ti/Al que superan dicho percentil. Los eventos históricos de El Niño reportados por Berri et al. (2002) que concuerdan con los picos de Ti/Al registrados superiores al percentil 75 están representados con números rojos. Los eventos de El Niño que no concuerdan con los datos *proxy* se representan con números anaranjados.

## 2.2.6 Impacto antropogénico, erosión del suelo y expresión sedimentaria

La condición hidrográfica después de la década de 1970 no solo debe interpretarse como una respuesta a la variabilidad climática que conduce a un aumento de las precipitaciones y la descarga de los ríos, sino también al impacto antropogénico asociado con el cambio de uso de la tierra y la construcción de grandes represas (Fig. 1-5, Tucci y Clarke, 1998; Tucci 2000; Magrin et al., 2005; ADT, 2016). Los cambios en el uso de la tierra están relacionados principalmente con la agricultura y la cría de ganado, la deforestación y la urbanización (Baldi y Paruelo, 2008; ADT, 2016). Después de 1960-1970 se registró una intensificación de la deforestación y las actividades agrícolas de cultivos relacionados principalmente con la producción de soja, lo que en conjunto condujo a una disminución significativa de la cobertura natural (pérdida de hasta 95% en algunas áreas; Tucci y Clarke, 1998; Tucci 2000; Margin et al., 2005; Baldi y Paruelo, 2008). Además, entre

1965- 1985 se construyeron hasta 150 grandes represas principalmente en la parte alta de la cuenca del Río Paraná, con un impacto significativo en el régimen de descargas del RdIP y el transporte de sedimentos (Depetris y Pasquini, 2007 a). Las condiciones hidrográficas relacionadas con el régimen de mayor precipitación y descarga de los ríos, pero también el inicio de fuertes impactos antropogénicos después de la década de 1970, determinaron el aumento de la erosión, las inundaciones, los cambios en la vegetación, el aumento de las tasas de sedimentación y de depósito de sedimentos dentro de las represas (Tucci y Clarke, 1998; Tucci 2000; Depetris y Pasquini, 2007 a). Además, tal degradación de la tierra debido principalmente a la intensificación de la agricultura y de los monocultivos en el norte de Argentina está generando grandes cantidades de sedimentos en suspensión que causan problemas de navegación en la cuenca baja del Río Paraná (Baldi y Paruelo, 2008). Es notable que la parte baja del Río Paraná no presenta un impacto significativo a nivel de funcionamiento de represas en su cuenca de drenaje (Fig. 1-5), por lo que la exportación de sedimentos dentro de la cuenca baja sería efectivamente transportada hacia la plataforma continental, al menos antes de 1994. Después de 1994 comenzó a operar la Represa Yacyretá, una de las mayores represas de la cuenca de drenaje del RdIP, ubicada en la cuenca baja del Río Paraná (Canziani et al., 2006; Bauni et al., 2015; ADT, 2016). La tendencia decreciente observada en los datos *proxy* después de 1995 CE es entonces el resultado combinado de la tendencia a la reducción en las variables hidrológicas, junto con el aumento de la capacidad potencial de secuestro de la exportación terrígena dentro de la Represa Yacyretá (Canziani et al., 2006; Depetris y Pasquini, 2007 a; Bonachea et al., 2010; ADT, 2016).

Otros estudios también registraron impactos antropogénicos significativos en los sedimentos contemporáneos del depocentro de fango del RdIP. Usando *proxies* biológicos y geoquímicos (es decir, diatomeas y otras microalgas, polen e isótopos de C y N y proporciones de elementos XRF), se infirieron cambios en la entrada de nutrientes, aumentando el contenido de metales relacionados con las actividades humanas, modificaciones de la cuenca y la aparición de especies exóticas como *Pinnus* sp. (Perez et al., 2016 y 2017; Mourelle et al., 2018; Hanebuth et al., 2019), especialmente posterior al 1950 CE cuando se intensificó la eutrofización. Por lo tanto, se espera que las importantes actividades humanas actuales sobre la cuenca de drenaje del RdIP, además de los cambios hidrológicos relacionados con el cambio climático, agraven los problemas de eutrofización.

### 3 LA INTENSIFICACIÓN MILENARIA DE LOS CICLOS DECADALES E INTERANUALES DE LA DESCARGA FLUVIAL EN EL OCÉANO ATLÁNTICO SUDOCCIDENTAL AUMENTA LA PRODUCTIVIDAD DE LA PLATAFORMA

#### 3.1 Resultados

##### 3.1.1 Cronología y litología

La cronología del testigo GeoB 13813-4 fue presentada en la sección 2. Ahora se presenta la cronología del testigo GeoB 13817-2 realizada utilizando dos muestras de radiocarbono (Tabla 5). A su vez se utilizó la correlación químico-estratigráfica entre ambos registros sedimentarios para corroborar dicho modelo.

Tabla 5. Fechas de radiocarbono del testigo GeoB 13817-2, y las tasas de sedimentación calculadas a partir del modelo de edad-profundidad Bayesiano.

Lab # (Poz-)	Profundidad (cm)	edad <sup>14</sup> C (años AP)	2 σ (95%) (años cal AP)	Edad promedio ponderada (años cal AP)	Fecha promedio ponderada (años CE)	Tasas de sedimenta ción (mm años <sup>-1</sup> )
42431	114	500 ± 40	10 - 181	80	1870	8,0
42432	538	1385 ± 30	564 - 882	681	1270	7,0

La pendiente del modelo lineal generado con la edad promedio ponderada obtenida del modelo bayesiano de edad-profundidad del testigo GeoB 13813-4 (Fig. 3-1 A), fue de 9,72 mm año<sup>-1</sup> (r<sup>2</sup>: 0,99; Fig. 3-1 B). Por lo tanto, asumimos para los análisis de series temporales una tasa de sedimentación lineal constante de 10 mm año<sup>-1</sup>, que determinó una resolución de 0,2 años cada 2 mm de datos XRF. Respecto al testigo GeoB 13817-2 exhibió tasas de sedimentación que variaron de 7 a 8 mm año<sup>-1</sup>, desde la base del mismo hacia la superficie (Tabla 5). La pendiente del modelo lineal generado con la edad promedio ponderada obtenida del modelo bayesiano de edad-profundidad (Fig. 3-1 A), fue de 7,1 mm año<sup>-1</sup> (r<sup>2</sup>: 0,999; Fig. 3-1 B), lo que lleva a una resolución de 0,28 años cada 2 mm de datos XRF.

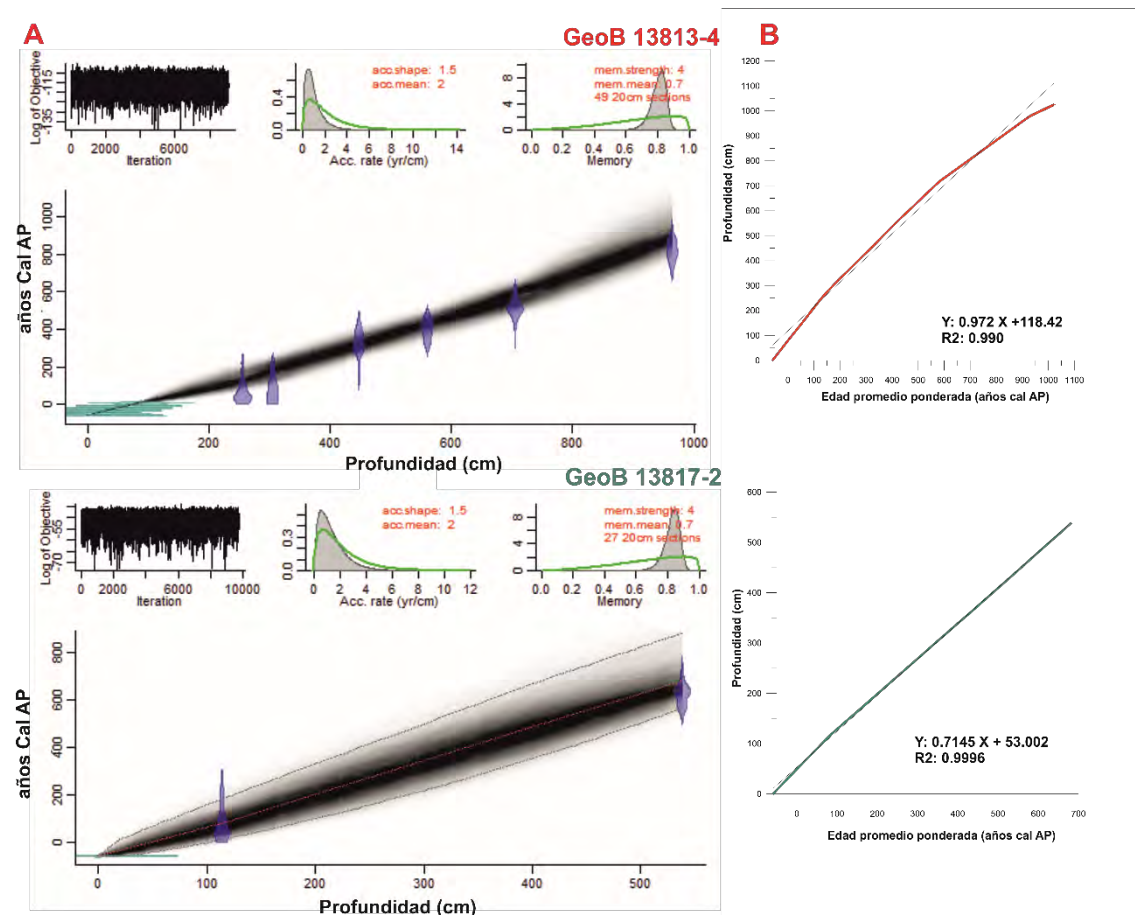


Fig. 3-1. A. Modelo bayesiano de edad-profundidad para los testigos GeoB 13813-4 y 13817-2, panel superior e inferior, respectivamente. Los paneles centrales muestran las fechas calibradas de  $^{14}\text{C}$  (azul transparente), el año de extracción de los testigos (-59 años AP, 2009 CE) y la cronología  $^{210}\text{Pb}$  (azul claro transparente) y el modelo de edad - profundidad (las líneas grises punteadas indica el intervalo de 95% de confianza, mientras que la curva rojiza muestra el mejor ajuste posible basado en la edad media ponderada para cada profundidad). B. modelos lineales obtenidos de los modelos bayesianos utilizando el promedio ponderado de edad- profundidad y sus correspondientes pendientes.

La Fig. 3-2 muestra la correlación quimio-estratigráfica de ambos testigos GeoB, la cual se realizó utilizando la relación Ti/Al. Se registraron valores bajos y constantes de Ti/Al entre 1300 a 1550 CE para ambos testigos de sedimento (Fig. 3-2 A y B). Asimismo, también se observaron para ambos testigos dos picos máximos de esta relación elemental (entre 1550-1600 y 1730-1800 CE). Los valores más altos y variables se observaron posterior al 1850 CE (Fig. 3-2 A y B). Asimismo, registramos una muy buena correlación de Spearman de  $\rho = 0,7$  ( $p < 0,01$ ,  $n = 1309$ ) entre Ti/Al para ambos testigos de sedimento. Por lo tanto, corroboramos la robustez del modelo de edad- profundidad obtenido para GeoB 13817-2, utilizando dicha relación elemental (*proxy* de aporte continental) como marcador quimio-estratigráfico (Davies et al., 2015; Thöle et al., 2019).

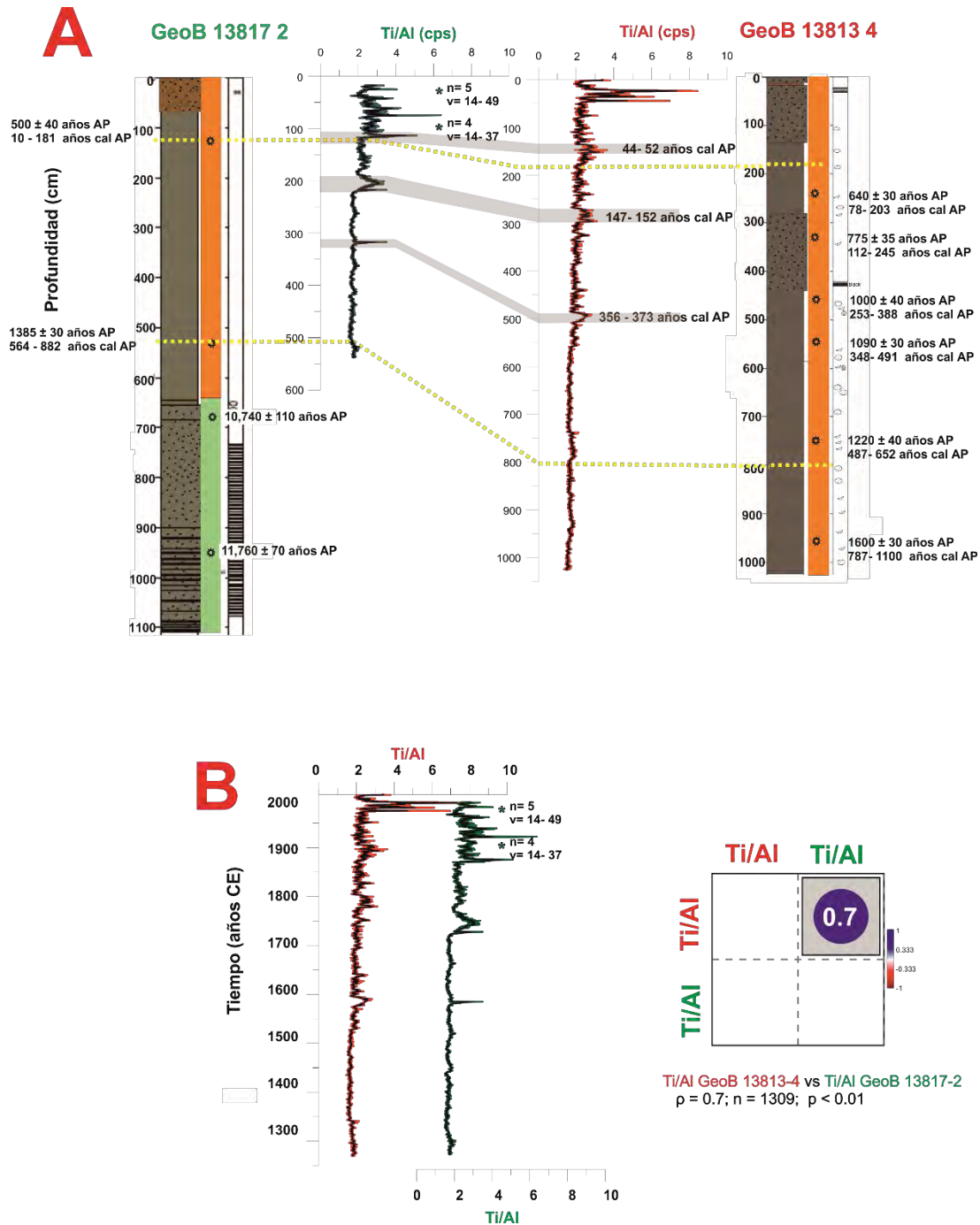


Fig. 3-2. Utilización de Ti/Al como marcador químico-estratigráfico. **A.** Litología, distribución de Ti/Al, y la correspondencia químico-estratigráfica para ambos testigos GeoB 13813-4 y 13817-2. La correspondencia de los picos de Ti/Al de ambos testigos se representa en rosado. **B.** Correspondencia cronoestratigráfica Ti/Al de ambos testigos de sedimento (años CE). Los asteriscos representan valores *outliers* de Ti/Al del testigo de sedimento 13817-2 ( $n$  indica el número de valores *outliers* y  $v$  el valor de rango de dichos *outliers*). La correlación de Spearman entre Ti/Al para ambos testigos de sedimentos también se presenta a la derecha de la figura ( $\rho = 0,7$ ,  $p < 0,01$ ,  $n = 1309$ ). cps: número de conteos XRF por segundo.

### 3.1.2 Tendencias generales en las relaciones elementales

Se observaron cambios sincrónicos para todos los *proxies* utilizados en ambos testigos de sedimento Ba/Al, Fe/K, Ti/Al, Fe/Mn, Si/Al y Fe/Ca (Fig. 3-3 A-F), con valores menores y más constantes entre 900 y 1600 CE.

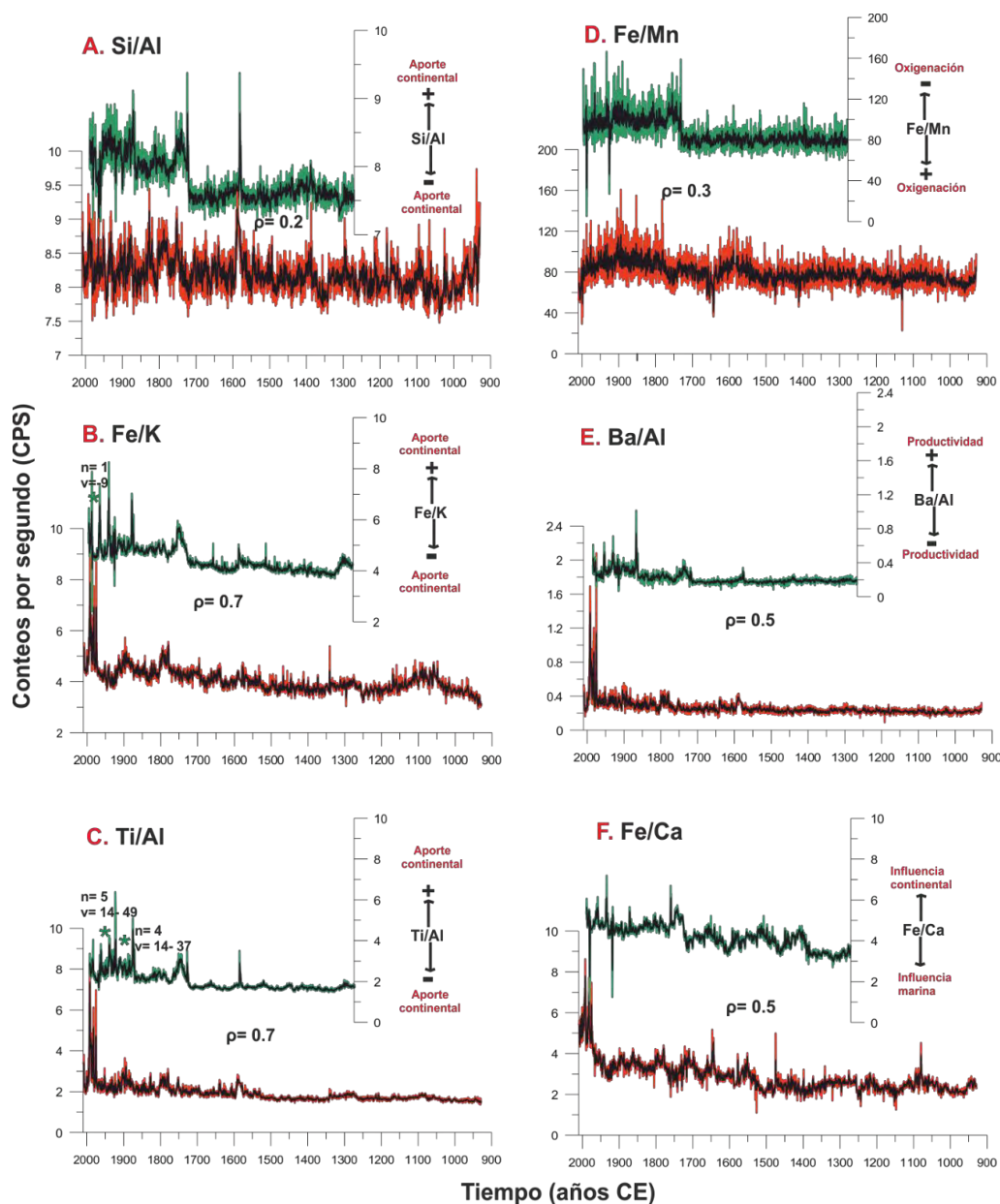


Fig. 3-3. Relaciones elementales XRF de alta resolución cada 2 mm: Ti/Al, Fe/K y Si/Al (A, B y C), Fe/Mn, Ba/Al y Fe/Ca (D, E y F). Las líneas rojas corresponden al testigo GeoB 13813-4, mientras que las líneas verdes corresponden a GeoB 13817-2. Fue agregado un ajuste promedio ponderado a todos los gráficos. Para cada relación elemental se indica el coeficiente de correlación de Spearman ( $\rho$ ) entre ambos testigos de sedimento, así como su indicador. Los valores *outliers* de Ti/Al y Fe/K registrados para GeoB 13817-2 se indican con asteriscos, donde n es equivalente al número de valores *outliers* correspondientes y v al rango de valor de los mismos.



Posterior al 1600 CE, se registraron valores más altos y más variables, con un marcado aumento tanto en los valores como en la variabilidad durante los últimos 100 años (Fig. 3-3 A-F). La correlación entre los testigos de sedimento para Ti/Al y Fe/K presentó el coeficiente más alto ( $\rho = 0,7$ ,  $p < 0,01$ ,  $n = 1309$ ), Ba/Al y Fe/Ca mostraron una correlación un poco menor a los anteriores ( $\rho = 0,5$ ,  $p < 0,01$ ,  $n = 1309$ ), y finalmente Fe/Mn y Si/Al mostraron los coeficientes más bajos ( $\rho = 0,3$  y  $\rho = 0,2$ ,  $p < 0,01$ , respectivamente,  $n = 1309$ ) (Fig. 3-3 A-F).

### 3.1.3 Indicadores de productividad

A partir de la Fig. 3-4 se observaron los menores valores de los *proxies* de productividad asociados a MCA, en comparación con LIA, mientras que los mayores valores se registraron para el CWP, esto es mucho más evidente para las relaciones Ba/Al. Además, para determinar la posible variabilidad entre los períodos climáticos MCA y LIA se evaluaron las diferencias estadísticas utilizando un test de dos muestras. Todas las variables (TN, TOC, TIC y  $\delta^{13}\text{C}$ ) fueron significativamente diferentes para LIA ( $n = 16$ ) y MCA ( $n = 15$ ) (prueba T,  $p < 0,05$ ), indicando una productividad más baja durante MCA en comparación con LIA.

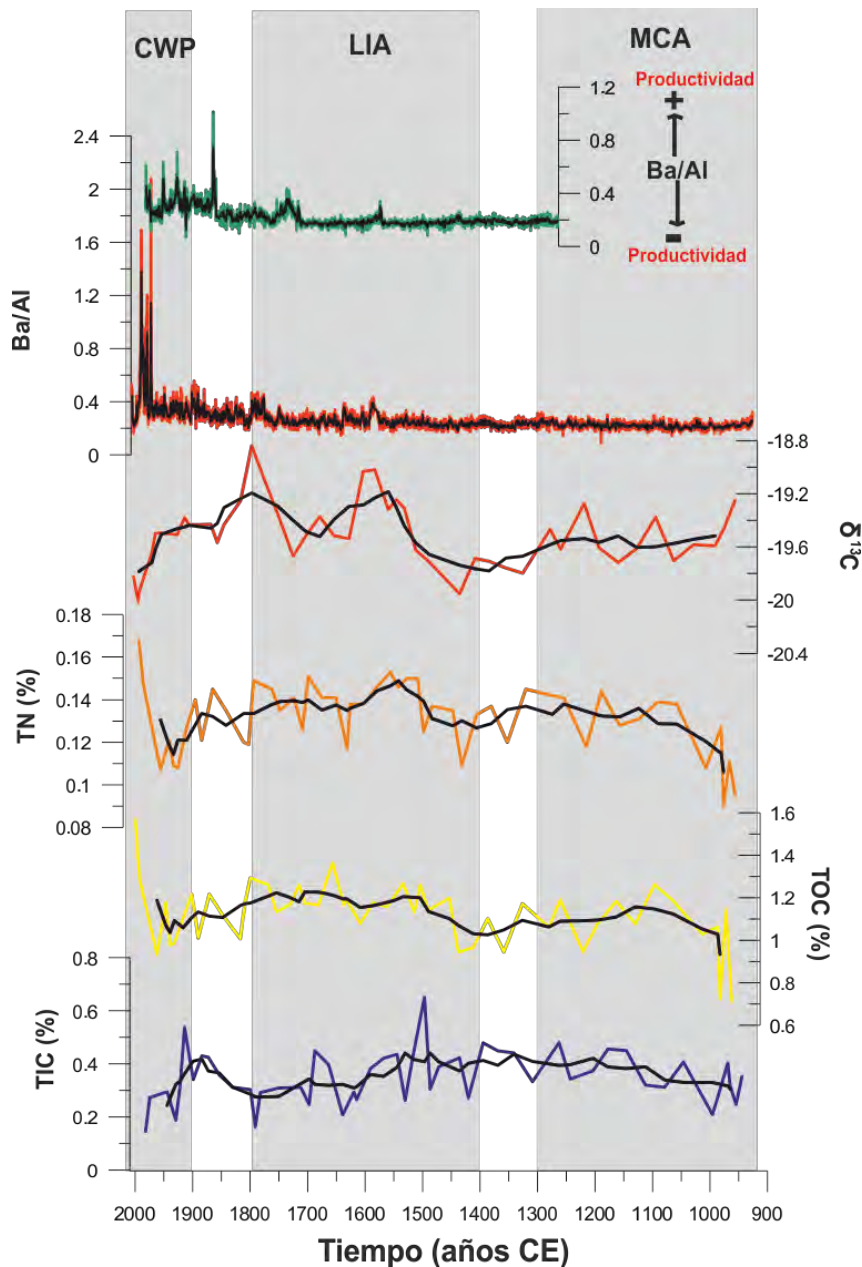


Fig. 3-4. Distribución de los *proxies* de productividad Ba/Al (para ambos testigos de sedimento GeoB 13813-4 y 13817-2 en rojo y verde, respectivamente),  $\delta^{13}\text{C}$ , nitrógeno total (TN), carbono orgánico total (TOC) y carbono inorgánico total (TIC) del testigo de sedimento GeoB 13813-4 durante el último milenio. Se agregó un ajuste promedio ponderado a cada gráfico (representado como una línea negra). MCA: Anomalía climática medieval, LIA: Pequeña edad de hielo y CWP: Período cálido actual.

### 3.1.4 Reconstrucción milenaria de los modos de variabilidad climática

La Fig. 3-5 ilustra la reconstrucción de PDO, ENSO, AMO y SAM), para el último milenio, y las relaciones Ti/Al para ambos testigos GeoB 13813-4 y 13817-2. Entre el

900- 1500 CE, se observó dominancia de fases negativas ENSO y PDO, en conjunto con dominancia de fases positivas AMO y SAM (Fig. 3-5). Dicho período está relacionado con los valores más bajos y constantes del *proxy* de aporte continental Ti/Al registrado para ambos testigos de sedimentos. A partir del 1500 CE y hasta el presente, se registró una dominancia de fases AMO negativas, junto con fases positivas PDO y ENSO, combinadas con valores variables dentro de la SAM (Fig. 3-5).

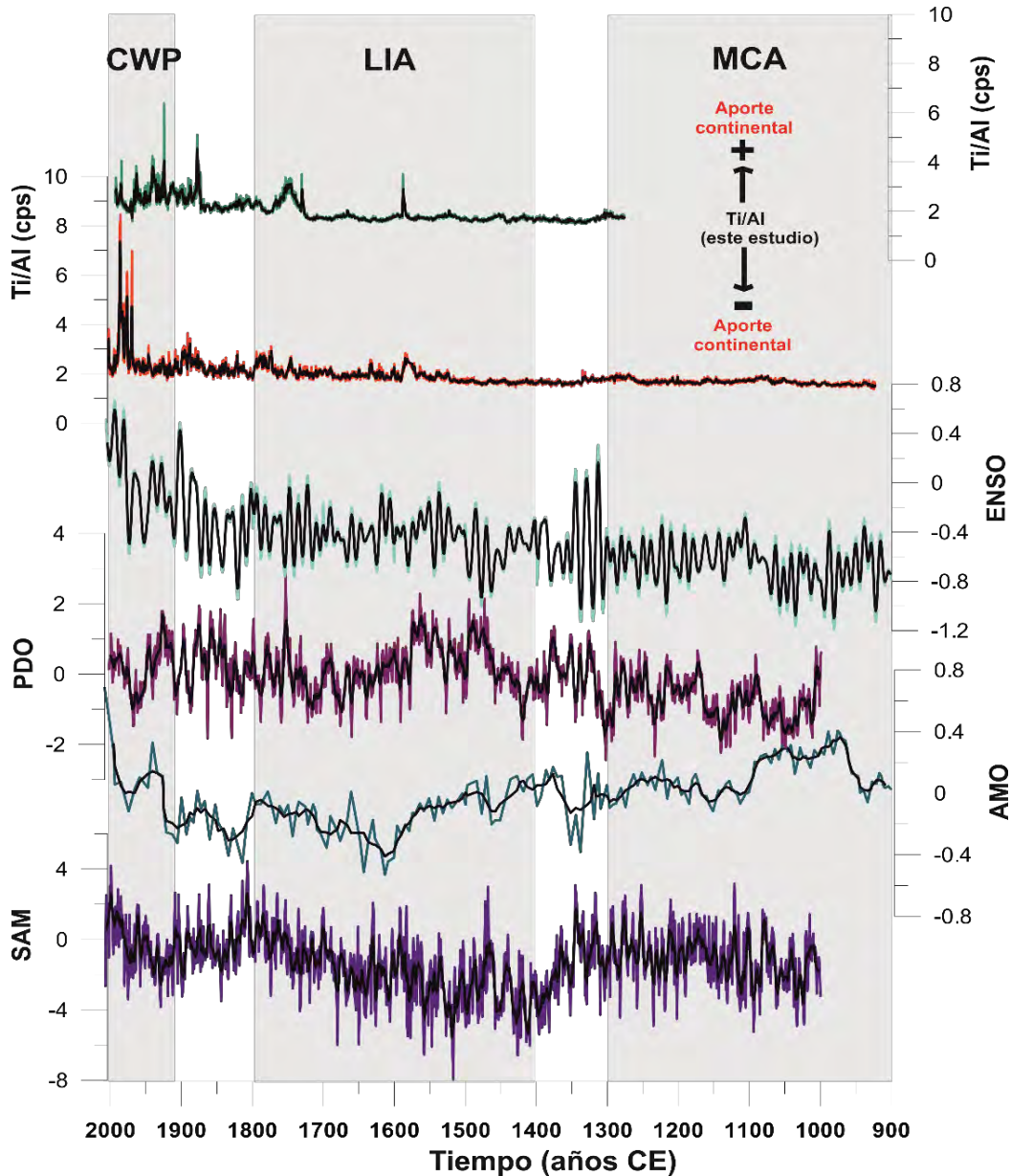


Fig. 3-5. Reconstrucción milenaria de los modos de variabilidad climática, SAM, AMO, PDO y ENSO, junto con las relaciones Ti/Al para ambos testigos de sedimento GeoB 13813-4 y GeoB 13817-2 (de abajo hacia arriba, respectivamente). Los datos se extrajeron de Li et al. (2011), MacDonald y Case (2005), Mann et al. (2009) y Abram et al. (2014) para ENSO, PDO, AMO y SAM, respectivamente. El ajuste ponderado se agregó a cada gráfico.

### 3.1.5 Variabilidad secular, decadal, interanual y anual

Los análisis de series temporales para todas las relaciones de los elementos arrojaron análisis de periodogramas y análisis de *wavelet* similares para ambos testigos (Fig. 3-6, Fig. 3-7). Las relaciones Ti/Al y Ba/Al de GeoB 13813-4 mostraron ciclos significativos de aproximadamente 51, 20, 13-8 años y menos de 0,7 años. Además, Ba/Al mostró una ciclicidad de 7- 2,6 años, mientras que Ti/Al solo mostró ciclos de 2,5- 2 años (Fig. 3-6 A y B). Fe/K mostró ciclos de 51, 21, 13-10 años, y Fe/Ca presentó ciclos de 56, 21, 8, 3,7 y menos de 0,7 años, y Fe/Mn presentó ciclos de 72, 24, 12 y 7,5-2,7, (Fig. 3-6 C-E).

De acuerdo a los análisis de *wavelet* generados para el testigo GeoB 13813-4, se observó una intensificación de ciclos significativos ( $p < 0,05$ ) multidecadales y decadales después del 1400-1500 CE para todas las relaciones de los elementos, más notorio inclusive para Ba/Al y Ti/Al (Fig. 3-6 A-E), pero también interanuales, para los últimos 100 años, especialmente para Ti/Al, Ba/Al y Fe/K (Fig. 3-6 A-E). La relación Fe/Mn, también mostró una intensificación de los ciclos multidecadales y decadales posterior al 1500 CE pero también se registró evidencia de ciclos intra-anales ente 1700 a 1900 CE, que no se presenta en el resto de las relaciones elementales (Fig. 3-6 E).

Los análisis de series temporales para el testigo GeoB 13817-2 se presentan en la Fig. 3-7. La relación Ti/Al presentó ciclos significativos de menos de 1,5 años, mientras que Ba/Al mostró ciclos significativos de 49, 20 y 8- 3,7 (Fig. 3-7 A y B). Además, Fe/K mostró ciclos de 45, 20, 13 y menos de 0,7 años, mientras que Fe/Ca presentó ciclos de 42 años y menos de 1 año, y Fe/Mn presentó ciclos de 43, 19, 10, 1,5-1,3 y 0,7 años (Fig. 3-7 C-E). Los análisis de *wavelet* del testigo GeoB 13817-2 mostraron una intensificación de los ciclos multidecadales significativos para las relaciones de los elementos Ti/Al, Ba/Al y Fe/K desde el 1500 CE hasta el presente. Finalmente, los ciclos decadales, interanuales e intra-anales se volvieron significativos y más intensos después del 1850 CE (Fig. 3-7 A-C). La relación Fe/Ca presentó ciclos significativos multidecadales y parches de ciclos decadales significativos a lo largo de todo el testigo desde 1300 CE hasta el presente. Los ciclos interanuales experimentaron una intensificación durante los últimos 100 años (Fig. 3-7 D). Finalmente, Fe/Mn mostró una intensificación de los ciclos multidecadales y decadales después de 1500 CE, y se registraron ciclos significativos inter e intra-anales desde 1700 a 1900 CE (Fig. 3-7 E).

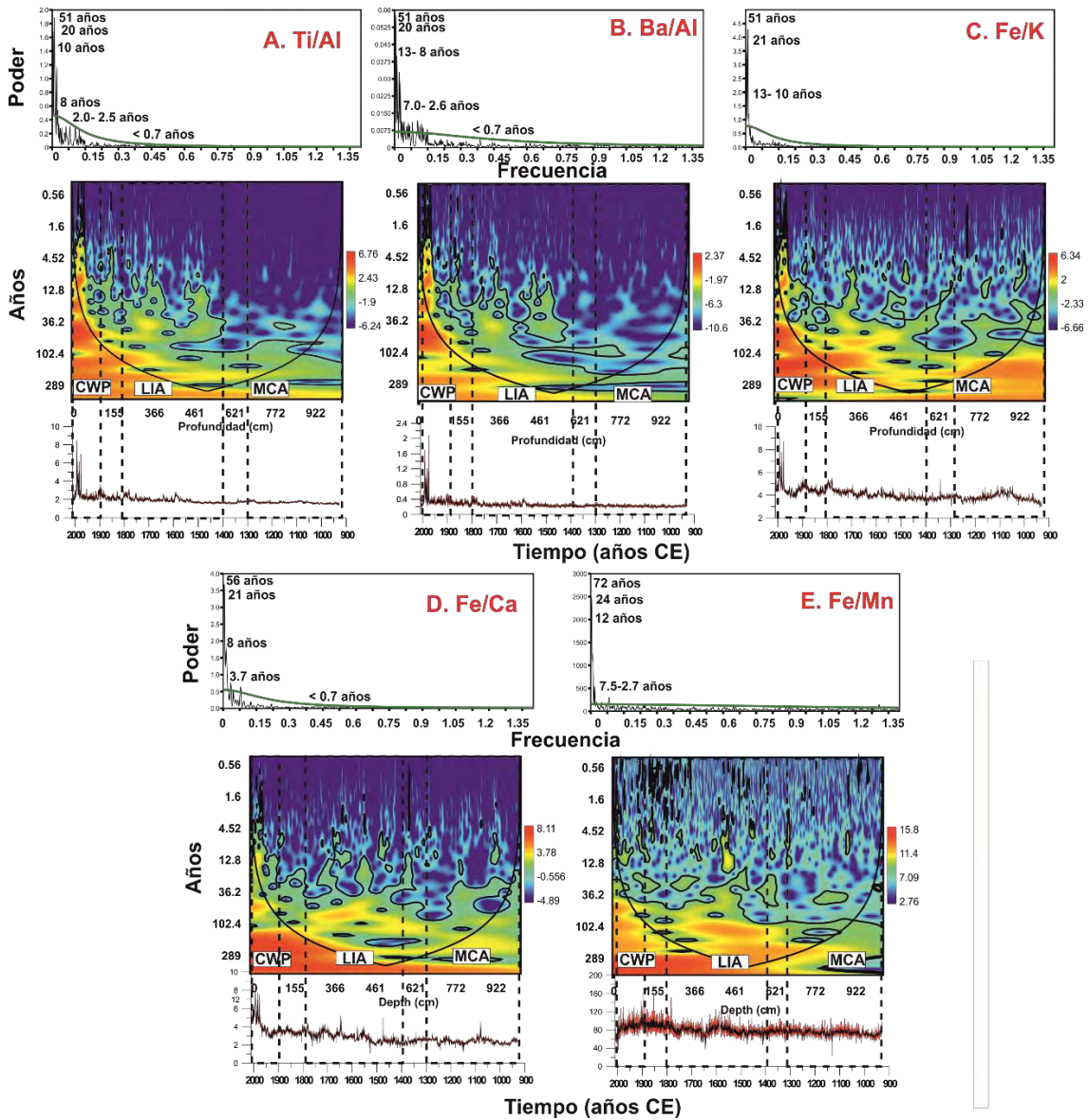


Fig. 3-6. A - E. Análisis de series temporales de las relaciones de los elementos Ti/Al, Ba/Al, Fe/K, Fe/Ca y Fe/Mn del testigo de sedimento GeoB 13813-4. La línea verde en cada periodograma de Lomb representa el intervalo de confianza del 95% asumiendo una distribución  $\chi^2$ . En los picos significativos están indicados con números sus ciclos correspondientes en años.

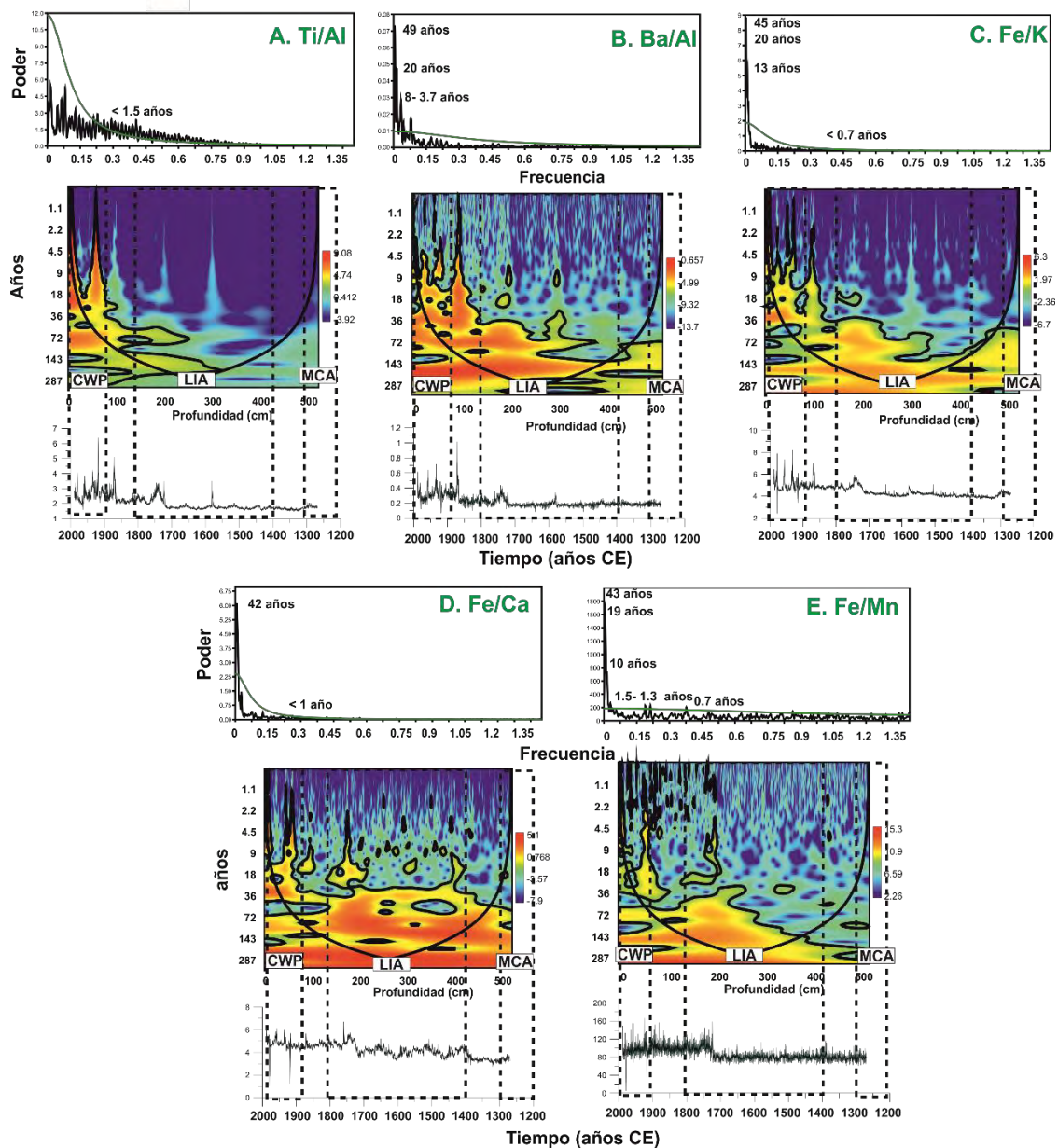


Fig. 3-7. A- E: Análisis de series temporales de las relaciones de los elementos Ti/Al, Ba/Al, Fe/K, Fe/Ca y Fe/Mn del testigo de sedimento GeoB 13817-2. La línea verde en cada periodograma de Lomb representa el intervalo de confianza del 95% asumiendo una distribución  $\chi^2$ . En los picos significativos están indicados con números sus ciclos correspondientes en años.

## 3.2 Discusión

### 3.2.1 Variabilidad natural milenaria

Se observó una correspondencia cronoestratigráfica entre ambos testigos de sedimentos (Fig. 3-2, Lantzsch et al., 2014), los cuales fueron recuperados a unos 50 km uno del otro (Fig. 1-8). El sector analizado del testigo GeoB 13817-2 se extiende desde el 1300 hasta el 2009 CE, mientras que GeoB 13813-4 se extiende desde el 900 hasta el 2009 CE. GeoB 13813-4 presentó una tasa de sedimentación excepcionalmente alta y lineal, y en base a la correlación quimio-estratigráfica con GeoB 13817-2 (Fig. 3-2 A y B), esta condición de sedimentación lineal pudo extrapolarse a esta región más al norte del cinturón de fango del RdIP. Otros trabajos realizados en la plataforma continental interna del sur de Brasil (Mahiques et al., 2009, 2020; Mathias et al., 2014), pero también para otras plataformas continentales del mundo (Bernardéz et al., 2008; Rosa et al., 2011; Castillo et al., 2017), infirieron tasas de sedimentación menores que las registradas en este estudio. Esto es consecuencia de la enorme cantidad de sedimentos terrígenos exportados por el RdIP hacia el océano Atlántico sudoccidental, los cuales representan  $80 \times 10^6$  toneladas año<sup>-1</sup> (Krstel et al., 2011). Esto representa una contribución significativa de la descarga global hacia los océanos (Milliman y Meade, 1983) para la construcción del cinturón de fango del RdIP con una muy alta resolución (Lantzsch et al., 2014; Hanebuth et al., 2015, 2019; Mahiques et al., 2020).

La tasa de sedimentación más alta registrada para el testigo GeoB 13813-4 en comparación con GeoB 13817-2 (Tabla 3 y Tabla 5), es una consecuencia de la proximidad geográfica a la fuente continental. El paleocanal del Río Paraná ofrece protección topográfica frente al sistema de corrientes presente en la plataforma, es decir el frente de plataforma subtropical (Fig. 1-8, Fig. 1-9), por lo que prevalecen condiciones adecuadas para el depósito constante de este material fino de origen continental (Hanebuth et al., 2019). Así, este control topográfico es el factor que controla la acumulación milenaria del depocentro. Además, el aumento de las precipitaciones sobre la cuenca de drenaje del RdIP que se da para el Holoceno tardío (Lantzsch et al., 2014; Mathias et al., 2014; Hanebuth et al., 2019) intensificó este proceso. Así, el presente trabajo registra la mayor sedimentación para el cinturón de fango durante el último siglo, relacionada con una tendencia positiva de precipitaciones que conduce a un aumento de la descarga del Río Paraná (ver sección 2, Milliman et al., 2008; Seager et al., 2010).

Además, el impacto antropogénico dentro de la cuenca de drenaje del RdIP, juega un papel importante en la determinación de cambios en el sistema sedimentario y la formación de depocentros de fango (Hanebuth et al., 2019). Esto último es una consecuencia de la erosión del suelo derivada de actividades de cambios en los usos de la tierra como la agricultura y la deforestación, así como el transporte y la retención de sedimentos dentro de las grandes represas hidroeléctricas (ver sección 2, Tucci y Clarke, 1998; Mechoso et al., 2001; Depetris y Pasquini, 2007 a y b; Perez et al., 2017; Mourelle et al., 2018; Hanebuth et al., 2019).

La variabilidad multidecadal y decadal de productividad y aporte continental fue asignada al AMO y al PDO. Asimismo, estos ciclos de aproximadamente 50, 20 y 10 años pueden estar asociados a los ciclos solares de Gleissberg bajo, Hale y Schwabe, respectivamente (Frigo et al., 2013; Auer et al., 2015; Usoskin, 2017). En este sentido, el forzamiento solar influencia al AMO (Ottera et al., 2010; Knudsen et al., 2014), el cual a su vez mediante teleconexiones modula la variabilidad del Pacífico Norte (Zhang y Delworth, 2007). Consecuentemente, el forzamiento solar modula las precipitaciones sobre el sudeste de Sudamérica y las descargas del Río Paraná, al modular la actividad SAMS y la migración del sistema de vientos oeste (Mauas et al., 2008, 2010; Varma et al., 2011; Novello et al., 2016; Pérez-Rodríguez et al., 2016; Turney et al., 2016).

Los ciclos significativos interanuales variaron de 8 a 1,5 años y están relacionados con el modo de variabilidad ENSO. Estos ciclos de oscilación ENSO presentaron una ciclicidad claramente significativa para ambos testigos. También fue posible identificar ciclos menores a un año (Fig. 3-6, Fig. 3-7). Tanto los Ríos Paraná como Uruguay exhiben oscilaciones interanuales en fase con ENSO, con mayores descargas durante las fases cálidas (El Niño) y menores durante las fases frías (La Niña), en relación con el aumento y la disminución de las precipitaciones sobre sus cuencas de drenaje, respectivamente (ver sección 2, Robertson y Mechoso, 1998; Berri et al., 2002; Depetris y Pasquini, 2007 b; Isla, 2008). Por lo tanto, se observa un mayor aporte continental e incremento de la productividad en la plataforma continental interna adyacente al RdIP durante los eventos de El Niño en comparación con los eventos de La Niña (ver sección 2). Los ciclos significativos intra-anales de 0,7 años para muchos de los *proxies* es muy probable que estén relacionados con las fases de fortalecimiento y debilitamiento del SAMS, la actividad de la SACZ y los cambios en los patrones de viento dentro del ciclo anual; es



decir, eventos SAM intra-estacional (Zhou y Lau, 1998; Depetris y Pasquini, 2007 b; Piola et al., 2008; Gong et al., 2013). Sin embargo, dichos ciclos deben interpretarse con precaución porque la resolución mínima de muestreo es de 0,2 años y 0,28 años para GeoB13813-4 y GeoB13817-2, respectivamente.

A partir de los análisis *wavelet*, se pudo identificar una intensificación de los ciclos significativos inter-anales y decadales después del 1500 CE, aún más evidente para los últimos 100 años. También se registró una intensificación similar en las reconstrucciones milenarias de los ENSO, PDO, AMO y SAM realizadas por Li et al. (2011), MacDonald y Case (2005), Mann et al., (2009) y Abram et al. (2014). Concordantemente Li et al. (2011) determinaron que la variabilidad ENSO se redujo durante MCA y aumentó durante LIA, alcanzando los niveles más altos durante CWP. La variabilidad multi-decadal y decadal del aporte continental en el cinturón de fango del RdIP estuvo relacionada a dichos modos de variabilidad climática, ya que desempeñan un papel esencial en la modulación de los cambios de precipitación en la cuenca de drenaje del RdIP y consecuentemente en la descarga fluvial y exportación de material terrígeno que modula la productividad ocurridos en la plataforma continental. Seager et al. (2010) determinaron que tanto la temperatura superficial del Pacífico tropical como del Atlántico son los principales impulsores de los cambios de precipitación ocurridos sobre el sudeste de Sudamérica, estando el Pacífico tropical relacionado con procesos inter-anales e inter-decadales, mientras que el Atlántico se asocia a la variabilidad multi-decadal. Por lo tanto, ambos modulan conjuntamente la descarga del RdIP (sección 2). Durante las fases negativas AMO, existe un aumento de las precipitaciones en la SACZ vinculado a un aumento de la descarga del RdIP, mientras que se observa la tendencia opuesta durante las fases positivas del AMO (Chiessi et al., 2009). A escala inter-anual o inter-decadal, tanto ENSO como PDO inducen un efecto claro sobre la variabilidad de SAMS y SACZ. Durante las fases positivas de ENSO y PDO, hay un aumento en la descarga de RdIP debido a la actividad SACZ más intensa, mientras que ocurre una tendencia opuesta durante las fases negativas (Ferreira et al., 2004; Seager et al., 2010). Asimismo, durante las fases positivas PDO, los eventos El Niño son aún más intensos (Garreaud et al., 2009). Por otro lado, existe evidencia de que SAM está estrechamente relacionado con ENSO en escalas de tiempo tanto inter-anales como inter-decadales (Seager et al., 2003; Gong et al., 2013). Durante las fases SAM positivas, las cuales son más frecuentes durante los eventos La Niña, el sistema de vientos oeste se contrae hacia el sur, lo que lleva a una

actividad ciclónica más intensa en las latitudes altas y menos intensa en las latitudes medias, lo que resulta en una menor descarga del RdIP. Por el contrario, se observa el patrón opuesto durante las fases SAM negativas (Nunes et al., 2009).

Las relaciones de los elementos más bajas y menos variables se observaron durante la MCA, relacionado con dominancia de fases positivas de AMO y SAM, y negativas de PDO y ENSO. Por otro lado, se infirió el patrón opuesto para LIA y CWP (es decir, relaciones de los elementos más altas asociadas a dominancia de fases negativas AMO y SAM y positivas ENSO y PDO; Fig. 3-5, Fig. 3-6, Fig. 3-7). Por lo tanto, el efecto a largo plazo resultante de las variaciones climáticas ejerce un control ambiental a largo plazo sobre la entrada de agua dulce y aportes continentales al RdIP. Las explicaciones más plausibles para nuestras inferencias sobre la variabilidad en el aporte continental relacionada con los cambios climáticos del último milenio (MCA y LIA) son: (i) una fase concordante negativa/ positiva de PDO y ENSO (que conduce a una fase similar a La Niña *like*/ El Niño *like* durante MCA/ LIA); (ii) fases AMO positivas/ negativas y debilitamiento/ fortalecimiento del SAMS y migración hacia el sur/ norte del sistema de vientos oeste durante MCA/ LIA que conducen a la reducción/ aumento de las precipitaciones sobre el sudeste de Sudamérica; y (iii) descarga de RdIP más baja/ alta que conducen a una disminución/ aumento de los aportes continentales al depocentro fangoso durante MCA/ LIA (Lamy et al., 2002; Ferreira et al., 2004; Rein et al., 2004; Chiessi et al., 2009; Meyer y Wagner, 2009; Oglesby et al., 2012; Salvatecci et al., 2014; Castillo et al., 2017; Hernandez et al., 2017; Mourelle et al., 2018). También se determinó una mayor productividad durante los períodos de mayor descarga del RdIP, es decir LIA, como lo revelan las relaciones de elementos Ba/Al, pero también los indicadores de productividad geoquímica (COT y NT) (Fig. 3-4). Por lo tanto, la entrada de agua dulce continental del RdIP al océano Atlántico sudoccidental aumenta la productividad dentro de la plataforma continental adyacente. Ya se reportaron resultados similares para estudios actuales, con importantes impactos en las pesquerías locales y regionales (Acha et al., 2008; Möller et al., 2008, García-Rodríguez et al., 2014; Brugnoli et al., 2019; Aubriot et al., 2020; Kruk et al., 2020).

### **3.2.2 Comparación geográfica**

De acuerdo con las reconstrucciones globales de ENSO para el último milenio, la MCA se caracterizó por una condición ambigua El Niño- La Niña *like*, dependiendo de la

región. Algunos estudios determinaron un estado El Niño *like* durante la MCA (Moy et al., 2002; Conroy et al., 2008, 2010; Yan et al., 2011; Rustic et al., 2015; Henke et al., 2017, Fig. 3-8). En contraste, Mann et al. (2009) infirieron un predominio de la condición La Niña *like* en el Pacífico tropical para la MCA (Fig. 3-8). Además, la reconstrucción de la actividad ENSO para las costas del Pacífico oriental, es decir, Chile y Perú, también reveló una débil actividad El Niño durante la MCA (Rein et al., 2004, 2005; Salvattecí et al., 2014; Castillo et al., 2017). Seager y Burgman (2011) revisaron los cambios hidroclimáticos de la MCA para América del Norte y explicaron un período de mega sequías como un estado La Niña *like* y anomalías persistentes positivas de la temperatura superficial en el Atlántico Norte. En este estudio, ambos testigos de sedimento GeoB investigados (Fig. 3-6, Fig. 3-7), exhibieron una señal débil para la ciclicidad ENSO durante la MCA, y en consecuencia, se observó el aporte continental más bajo y menos variable en el cinturón de fango del RdIP durante la MCA. Durante la primera mitad de la LIA, los registros de ENSO globales indican un predominio de condiciones La Niña *like*, pero durante la segunda mitad de la LIA, después del 1500 CE, algunos autores infirieron un cambio a condiciones dominadas por El Niño (Fig. 3-8, Mann et al., 2009; Li et al., 2011; Rustic et al., 2015, Henke et al., 2017). De acuerdo con estas tendencias globales, el registro del cinturón de fango del RdIP indica una intensificación de la ciclicidad ENSO durante la segunda mitad de la LIA, infiriéndose un aumento en los aportes continentales y mayor variabilidad después de 1500 CE. Durante el CWP todos los registros muestran claramente el predominio de condiciones El Niño *like* (Fig. 3-8) (Cobb et al., 2003; Rein et al., 2004, 2007; Mann et al., 2009; Li et al., 2011; Salvattecí et al., 2014; Rustic et al., 2015, Castillo et al., 2017). Consecuentemente, el registro del cinturón de fango indicó la ciclicidad más intensa ENSO. Dado que Mann et al. (2009) muestran una resolución comparable a los testigos GeoB 13813-4 y 13817-2, se calculó la correlación cronoestratigráfica obteniéndose un muy buen coeficiente entre Ti/Al y la reconstrucción de la temperatura superficial del mar de la región El Niño 3 (Fig. 3-8). Estos resultados implican que tales anomalías del Pacífico Tropical determinaron al menos en parte los patrones de precipitación sobre la cuenca de drenaje RdIP y el aporte continental hacia el océano Atlántico sudoccidental. Por lo tanto, las inferencias aquí presentadas en los cambios de aportes continentales y productividad están en estrecha concordancia con las tendencias globales de ENSO del último milenio.

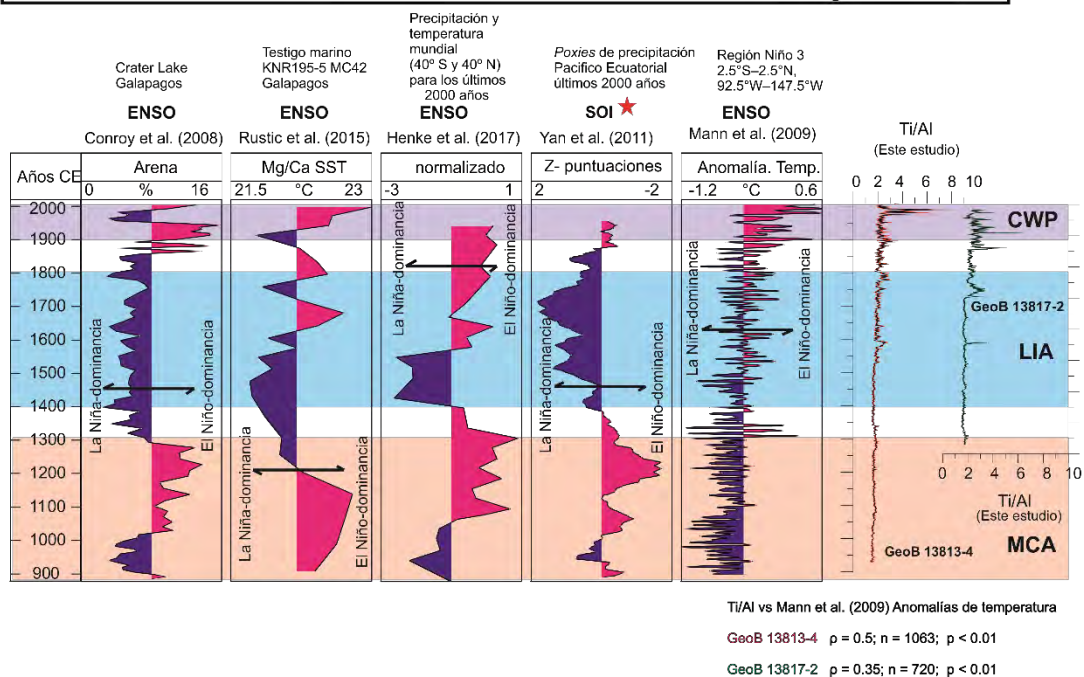
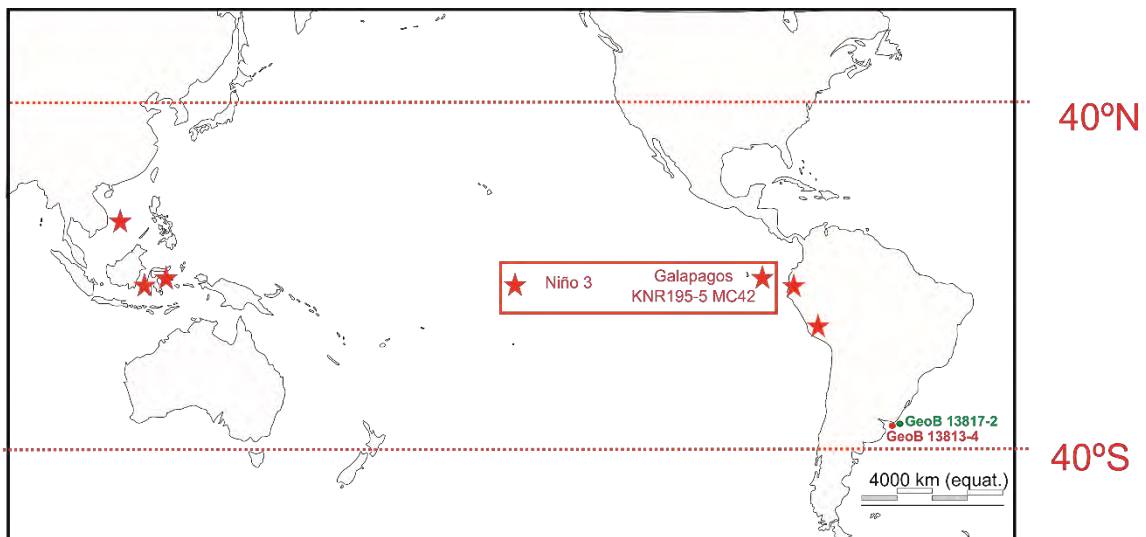


Fig. 3-8. Tendencias globales de ENSO para el último milenio (modificado de Lüning et al., 2018), en comparación con el *proxy* de aporte continental Ti/Al para los testigos de sedimento GeoB 13813-4 y GeoB 13817-2 extraídos del cinturón de fango del RdIP. La ubicación geográfica de los registros mundiales que se comparan se muestra en el mapa mundial ubicado en el panel superior. Las correlaciones de Spearman entre los datos de reconstrucción ENSO de Mann et al. (2009) y los datos Ti/Al de los testigos de sedimento GeoB 13813-4 y GeoB 13817-2 se muestran en la parte inferior de la figura.

## 4 COMPARACIÓN DE PROCESOS PALEOCEANOGRÁFICOS Y PELOLIMNOLÓGICOS Y SU ASOCIACIÓN FRENTE A LOS MODOS DE VARIABILIDAD CLIMÁTICA DESDE EL 1500 CE AL PRESENTE

### 4.1 Resultados

#### 4.1.1 Cronología de la Laguna de las Nutrias

A partir del modelo bayesiano de edad- profundidad generado (Fig. 4-1), para el cual se combinó el fechado por  $^{210}\text{Pb}$  (es decir año 1980 CE) y la datación de la base mediante la técnica de radiocarbono (Tabla 6 y Tabla 7) se observaron intervalos con distintas tasas de sedimentación. Dichas tasas de sedimentación del testigo NUT variaron entre 1 a 4,4 mm año<sup>-1</sup>, desde la base del mismo hacia la superficie. Al igual que para el modelo contemporáneo generado por Azcune (2019) y Azcune et al. (2020) para el testigo NUT1, el modelo combinado de NUT presentado en este trabajo evidenció una tasa de sedimentación de 4,4 mm año<sup>-1</sup> entre el 1980 CE hasta el presente y una tasa de 3 mm año<sup>-1</sup> entre 1880- 1980 CE. Asimismo, entre la base del testigo y el 1880 CE la tasa de sedimentación fue de 1 mm año<sup>-1</sup>.

Tabla 6. Fecha de radiocarbono obtenida para la base del testigo de sedimento NUT 2 (calibrado con SHCal13) y edad promedio ponderada calculada a partir del modelo de edad-profundidad Bayesiano.

Lab # (DAMS-)	Profundidad (cm)	edad $^{14}\text{C}$ (años AP)	$2\sigma$ (95%) (años cal AP)	Edad promedio ponderada (años cal AP)	Fecha promedio ponderada (años CE)
037804	79	677± 20	191- 712	425	1525

Tabla 7. Fecha estimada (años CE) e incertidumbre de la muestra proveniente de la profundidad 18,5 cm del testigo de sedimento NUT 1, utilizada para generar el modelo de edad profundidad combinado ( $^{210}\text{Pb}$  y  $^{14}\text{C}$ ). Fuente: Azcune (2019).

Profundidad (cm)	Fecha (años CE)	Incertidumbre
18 - 19	1980	5,2

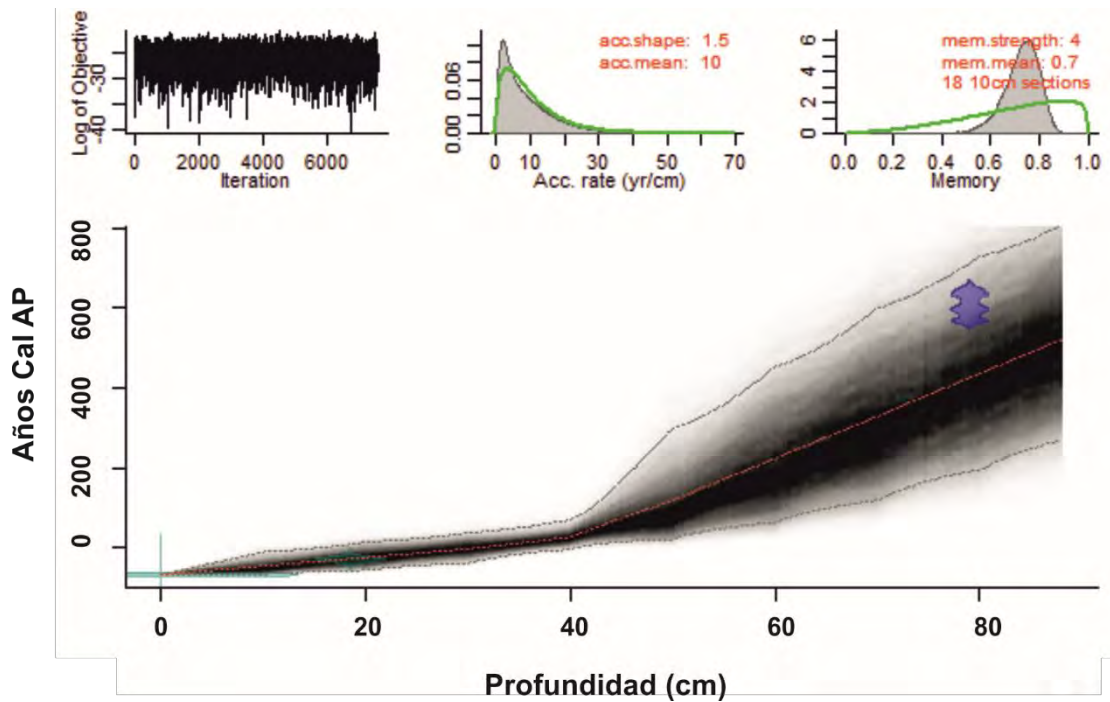


Fig. 4-1. Modelo bayesiano de edad-profundidad para el testigo de sedimento NUT. Se indica con azul transparente la fecha calibrada de  $^{14}\text{C}$ , el año de extracción del testigo (-68 años AP, 2009 CE) y el fechado por  $^{210}\text{Pb}$  que indicó una edad de 1980 CE (celeste transparente). Las líneas grises punteadas indican el modelo de edad- profundidad con un intervalo de confianza del 95%, mientras que la curva rojiza muestra el mejor ajuste posible basado en la edad media ponderada para cada profundidad. El fechado obtenido por  $^{210}\text{Pb}$  fue extraída de Azcune (2019).

#### 4.1.2 Tendencias generales de los datos *proxies* y ciclos climáticos de oscilación asociados

La variabilidad registrada en los *proxies* utilizados indica que Ti/Al presentó los valores más bajos y constantes entre el 1500- 1775 CE, mientras que valores también constantes e intermedios fueron registrados entre el 1800- 1925 CE. Posteriormente y hasta el presente se registró una tendencia creciente con una gran variabilidad en los valores, alcanzando los máximos valores durante las últimas cuatro décadas (Fig. 4-2 a). El patrón opuesto fue registrado para el *proxy* Ti/K, observándose los máximos y más variables valores entre el 1500- 1775 CE, mientras que entre el 1800- presente fueron registrados los menores y más constantes valores de dicho *proxy* (Fig. 4-2 b). Ti/Ca mostró los menores valores y constantes entre el 1500- 1900 CE. Posteriormente al 1900 CE se observó una notoria tendencia creciente alcanzando los máximos valores para las últimas dos décadas (Fig. 4-2 c).

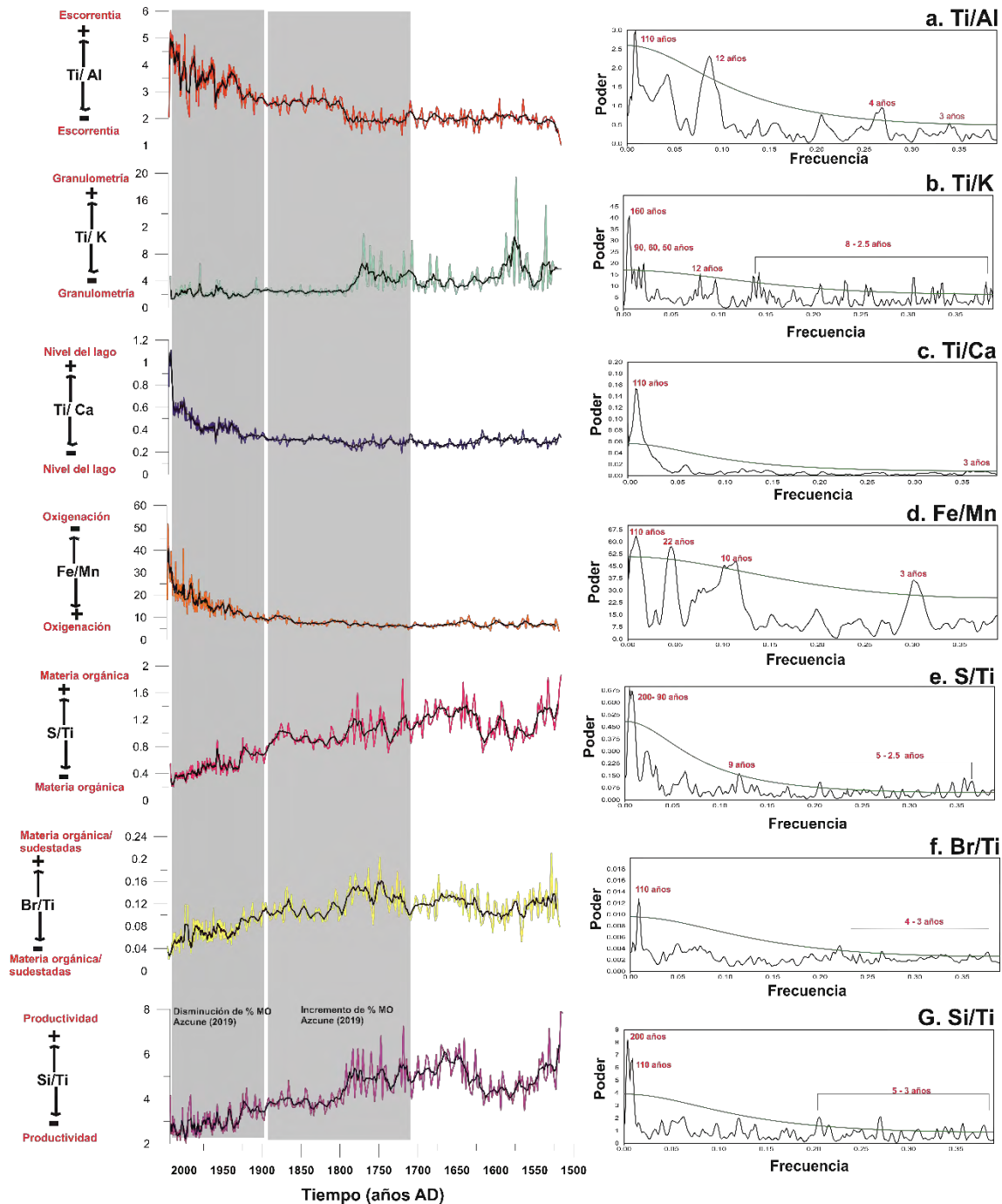


Fig. 4-2. Perfiles temporales de las series de los *proxies* (Ti/Al, Ti/K, Ti/Ca, Fe/Mn, S/Ti, Br/Ti y Si/Ti, a- g, respectivamente analizados para el testigo NUT (Laguna de las Nutrias) (izquierda de la figura). Se agregó un ajuste promedio ponderado a cada gráfica (representado con una línea negra). A la derecha de la figura se observan los resultados de los análisis de series temporales. Se muestran los Periodogramas REDFIT obtenidos para todas las relaciones de los elementos XRF del testigo NUT. La línea verde en los periodogramas representa el intervalo de confianza del 95% asumiendo una distribución  $\chi^2$ . Los picos significativos corresponden a los ciclos en años.

Las mismas tendencias registradas para Ti/Ca fueron observadas para la relación Fe/Mn (Fig. 4-2 d). Respecto a S/Ti, Br/Ti y Si/Ti los tres indicadores presentaron tendencias similares. Los máximos y más variables valores fueron registrados entre el 1500- 1775 CE, presentándose un período de menores valores y más constantes entre el 1550- 1600 CE. Entre el 1800- 1900 CE se observaron valores intermedios y más constantes, y posteriormente y hasta el presente, se observaron valores decrecientes y muy variables, con los mínimos valores registrados para las últimas dos décadas (Fig. 4-2 e-g).

Respecto a los análisis de series temporales realizados a los *proxies* utilizados en este estudio, el periodograma para Ti/Al indicó la presencia de ciclos significativos de 110, 12, 4 y 3 años, mientras que Ti/K presentó ciclos significativos de 160, 90, 60, 50, 12 y 8- 2,5 años (Fig. 4-2 a y b). Asimismo, Ti/Ca evidenció ciclos significativos de 110 y 3 años, mientras que Fe/Mn presentó ciclos de 110, 22, 10 y 3 años (Fig. 4-2 c y d). Por otro lado, Si/Ti mostró ciclos de 200- 90, 9 y 5- 2,5 años (Fig. 4-2 e). De manera similar Si/Ti presentó ciclos significativos de 200- 110 años y de 5- 3 años (Fig. 4-2 g), mientras que para Br/Ti se observaron ciclos de 110 y 4- 3 años (Fig. 4-2 f).

#### **4.1.3 Correlaciones entre los *proxies* y la reconstrucción milenaria ENSO**

Se registraron muy buenas correlaciones de Spearman entre la serie temporal de los datos de la reconstrucción milenaria ENSO realizada por Mann et al. (2009) y las series temporales de los *proxies* del testigo NUT (Fig. 4-3). La reconstrucción ENSO presentó correlaciones positivas y significativas con las relaciones Ti/Al, Ti/Ca y Fe/Mn ( $\rho = 0,5$ ,  $n = 280$ ,  $p = <0,01$ ), mientras que se registraron correlaciones negativas, significativas con Ti/K ( $\rho = -0,4$ ,  $n = 280$ ,  $p = <0,01$ ) y con S/Ti, Si/Ti y Br/Ti ( $\rho = -0,5$ ,  $n = 280$ ,  $p = <0,01$ ) (Fig. 4-3). Respecto a las correlaciones entre los datos *proxies*, se registraron correlaciones positivas y altas de  $\rho = 0,9$  y  $0,8$  entre Ti/Al y los indicadores Ti/Ca y Fe/Mn, respectivamente ( $n = 280$ ,  $p = <0,01$ ), mientras que correlaciones altas y negativas fueron identificadas entre Ti/Al y Ti/K ( $\rho = -0,7$ ), Ti/Al y Br/Ti ( $\rho = 0,8$ ) y Ti/Al y S/Ti - Si/Ti ( $\rho = -0,9$ ), ( $n = 280$ ,  $p = <0,01$ ) (Fig. 4-3). Asimismo, Ti/K presentó correlaciones positivas con S/Ti y Si/Ti de  $\rho = 0,6$  y con Br/Ti de  $\rho = 0,5$  ( $n = 280$ ,  $p = <0,01$ ), mientras que correlaciones negativas fueron registradas entre este indicador y Ti/Ca y Fe/Mn de  $\rho = -0,4$  y  $-0,6$ , respectivamente ( $n = 280$ ,  $p = <0,01$ ) (Fig. 4-3). Por otro lado, Ti/Ca presentó correlaciones positivas con Fe/Mn de  $\rho = 0,7$  y negativas con S/Ti y Si/Ti ( $\rho = -0,9$ ) y Br/Ti ( $\rho = -0,8$ ) ( $n = 280$ ,  $p = <0,01$ ) (Fig. 4-3). Respecto a Fe/Mn presentó correlaciones



negativas con S/Ti y Br/Ti ( $\rho = -0,7$ ) y con Si/Ti ( $\rho = -0,8$ ), mientras que S/Ti presentó correlaciones positivas y altas con Si/Ti y Br/Ti de  $\rho = 0,9$  y  $0,8$ , respectivamente, asimismo Si/Ti indicó una correlación positiva con Br/Ti ( $\rho = 0,8$ ) ( $n = 280$ ,  $p = <0,01$ ) (Fig. 4-3).

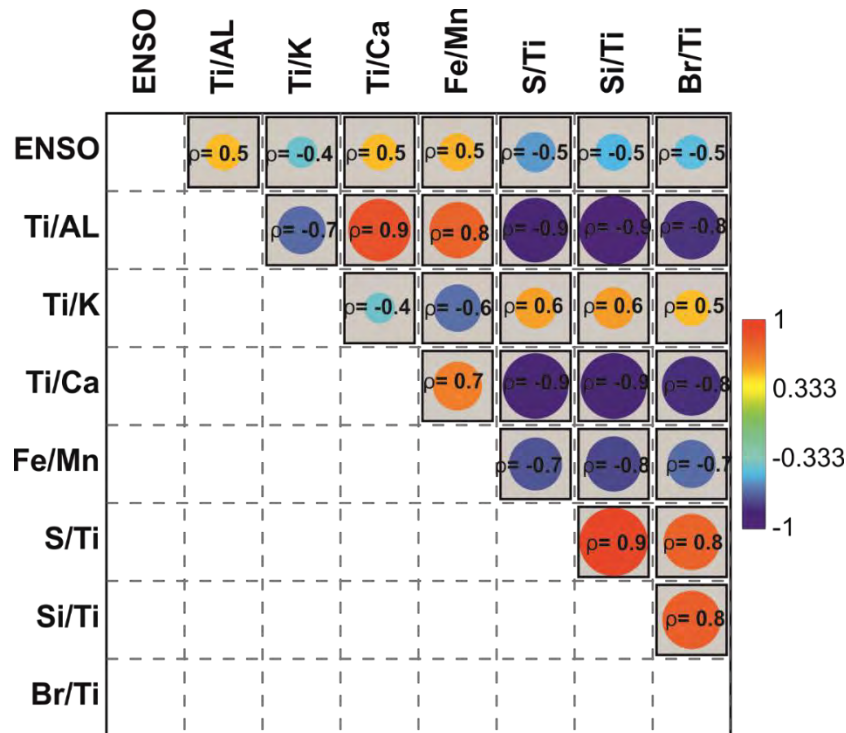


Fig. 4-3. Correlaciones de Spearman de las series temporales de la reconstrucción ENSO de Mann et al. (2009), y los *proxies* sedimentarios del testigo NUT Ti/Al, Ti/K, Ti/Ca, Fe/Mn, S/Ti, Br/Ti y Si/Ti. Las correlaciones significativas se indican con un cuadrado negro. Las correlaciones positivas se representan con amarillo a rojo y negativas con azul claro ( $n = 280$ ;  $p = <0,01$ ).

#### 4.1.4 Comparación de los datos *proxy* y variables hidroclimáticas

Los análisis contemporáneos de correlaciones de Spearman entre la serie temporal del acumulado anual de precipitaciones obtenido de Harris et al. (2014) y los datos *proxies* del testigo NUT mostraron una correlación positiva significativa entre dicha serie y los *proxies* Ti/Al, Ti/Ca y Fe/Mn de  $\rho = 0.2$ ,  $0.4$ , y  $0.3$ , respectivamente ( $n = 96$ ,  $p = <0.01$ ) (Fig. 4-4). Asimismo, se registraron correlaciones negativas significativas entre la serie de precipitaciones y los *proxies* S/Ti, Si/Ti y Br/Ti de  $\rho = -0.4$ ,  $-0.2$ , y  $-0.2$ , respectivamente ( $n = 96$ ,  $p = <0.01$ ) (Fig. 4-4).

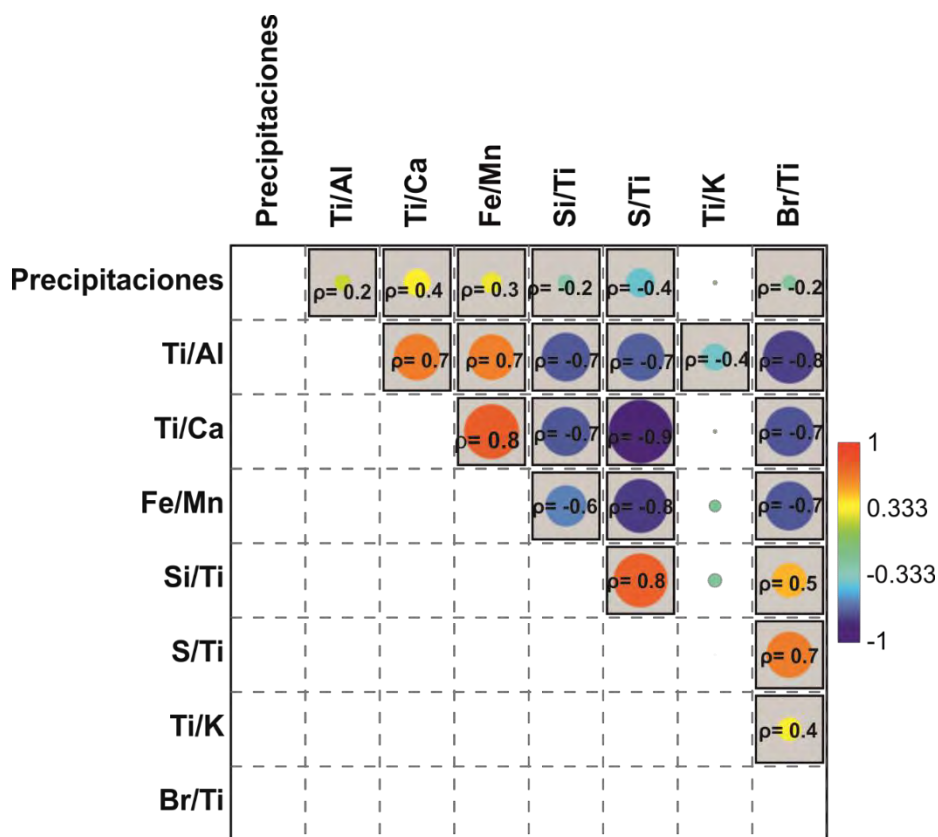


Fig. 4-4. Correlaciones de Spearman entre las series temporales del acumulado anual de precipitaciones (mm) extraídas de Harris et al. (2014), y los *proxies* sedimentarios del testigo NUT Ti/Al, Ti/K, Ti/Ca, Fe/Mn, S/Ti, Br/Ti y Si/Ti. Las correlaciones significativas se indican con un cuadrado negro, donde las correlaciones positivas se representan con amarillo a rojo y negativas con azul claro ( $n = 96$ ;  $p < 0,01$ ). Series temporales: 1901- 2017 CE.

La serie de precipitaciones mostró una correlación negativa significativa con el índice SOI ( $\rho = -0.3$ ,  $n = 96$ ,  $p < 0.01$ ) y positiva con el PDO ( $\rho = 0.3$ ,  $n = 96$ ,  $p < 0.01$ ). Sin embargo, no se encontró una correlación significativa entre las precipitaciones y el índice AMO (Fig. 4-5). Respecto a las oscilaciones climáticas, SOI presentó una correlación positiva con el AMO de  $\rho = 0.4$ , y negativa con PDO de  $\rho = -0.5$  (Fig. 4-5).

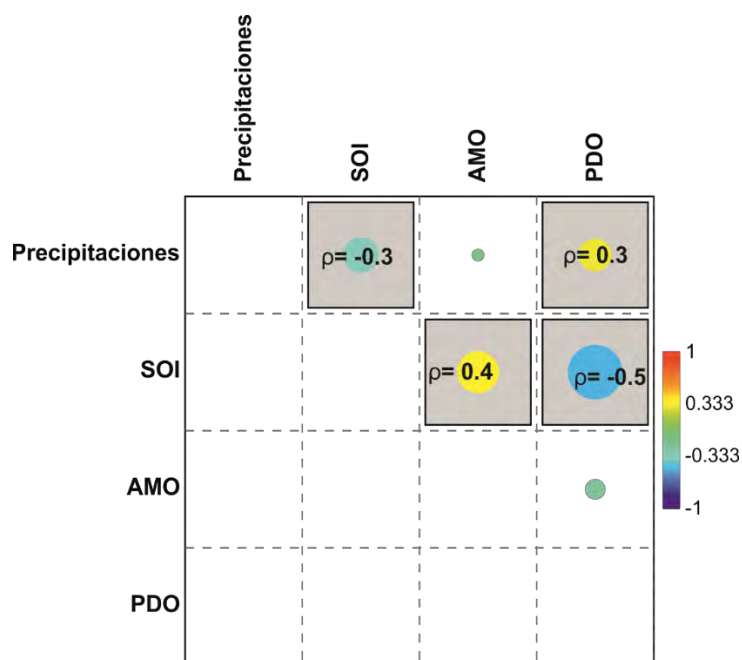


Fig. 4-5. Correlaciones de Spearman entre las series temporales del acumulado anual de precipitaciones (mm) extraídas de Harris et al. (2014) e índices climáticos SOI, AMO y PDO. Las correlaciones significativas se indican con un cuadrado negro, donde las correlaciones positivas se representan con amarillo a rojo y negativas con azul claro ( $n = 96$ ;  $p < 0,01$ ).

## 4.2 Discusión

### 4.2.1 Cambios en las tasas de sedimentación de Laguna de las Nutrias y concordancia con la variabilidad climática

El modelo mixto de edad-profundidad con datos generados mediante las técnicas de  $^{210}\text{Pb}$ ,  $^{137}\text{Cs}$  y radiocarbono es muy concordante con el modelo contemporáneo *constant rate supply*- CRS publicado en Azcune et al. (2020) para la misma laguna. Se observaron las mayores tasas de sedimentación entre el 1980 CE al presente (i.e.,  $4,4 \text{ mm año}^{-1}$ ), una tasa de sedimentación intermedia de  $3 \text{ mm año}^{-1}$  entre el 1880 y el 1980 CE, mientras que entre el 1500- 1880 CE se registraron las menores tasas de sedimentación de  $1 \text{ mm año}^{-1}$ . Como ya fue discutido por Azcune et al. (2020) el notable incremento de las tasas de sedimentación posterior a la década del 1980 es explicado por la tendencia creciente local pero también regional de las precipitaciones totales anuales (ver sección 2). Según la serie temporal histórica de precipitaciones para la estación meteorológica de Rocha se registró un aumento de las mismas, alcanzando valores acumulados de  $1100 \text{ mm año}^{-1}$  posterior

a la década del 1980, mientras que el acumulado anual promedio anterior fue de 900 mm año<sup>-1</sup> (García-Rodríguez et al., 2002). Como fue ampliamente discutido en la sección 2 este *shift* climático se dio a nivel mundial (Dai et al., 1998; Vance et al., 2015; Verdon-Kidd y Kiem, 2014; Huang et al., 2005; Cook et al., 2004, 2007; Hartmann y Wendler, 2005; Van Ommen y Morgan, 2010), afectando asimismo significativamente en la hidrología de gran parte de América del Sur (Jacques-Coper y Garreaud, 2014 y referencias allí presentadas). La cuenca de drenaje del RdIP presentó más de un 10 % de aumento en las precipitaciones, generando un aumento del 30% de este caudal (Berbery y Barros, 2002; Magrin et al., 2005; Milliman et al., 2008; Maciel et al., 2013; ADT, 2016). Este aumento de las precipitaciones es concordante con el incremento en la frecuencia de SALLJ (ADT, 2016), siendo este jet de capas bajas (componente del SAMS) el responsable de la variabilidad de precipitaciones sobre Uruguay durante el verano, lo que explica el aumento de las precipitaciones sobre la región del SE- Uruguay posterior al 1980 (Nunez et al. 2009). Asimismo, el *shift* climático posterior al 1975, está relacionado con un cambio en los regímenes de la temperatura superficial del mar del Pacífico tropical y del Atlántico (Minobe, 1997; Huang et al., 2005; Meehl et al., 2009; Cook et al., 2007; Vance et al., 2015). Como fue discutido en la sección 2 este *shift* climático fue observado a nivel mundial y estuvo asociado con un predominio de fases positivas ENSO (eventos El Niño) y PDO, y negativas AMO, respectivamente, observándose los eventos El Niño más fuertes (es decir 1982/1983 y 1997/1998) registrados para los últimos 1000 años (Depetris y Kempe, 1990; Rein, 2007; Cai et al., 2014). Es bien conocido que las oscilaciones interanuales en las precipitaciones de Uruguay están relacionadas al ENSO, existiendo una relación entre los eventos el Niño y la frecuencia del jet de capas bajas (Nunez et al. 2009; Marengo et al. 2009, Barreiro 2010).

Las tasas de sedimentación intermedias registradas del 1880 al 1980 CE, son consecuencia de la culminación de la LIA y comienzo del CWP, donde ocurrió un aumento de temperatura y humedad en comparación con el periodo preexistente (Mann et al., 2009; del Puerto et al., 2011, 2013; del Puerto, 2015). Asimismo, las menores tasas de sedimentación registradas entre el 1500 y el 1880 CE son muy probablemente consecuencia de la influencia de LIA sobre la hidrología de la zona del SE- Uruguay (del Puerto et al., 2011, 2013; del Puerto, 2015). LIA fue un periodo climático mundialmente registrado aproximadamente entre el 1400- 1800, caracterizado por las menores

temperaturas registradas para el último milenio (Bradley et al., 2003; Mann et al., 2009). Dicho periodo repercutió fuertemente en los patrones de temperatura, precipitaciones y vientos sobre la región, generando entre otros modificaciones hidrológicas significativas (aumento o disminución dependiendo de la zona) y un aumento de la cobertura de los glaciares Andinos (Iriondo 1999; Piovano et al., 2009; Laprida et al., 2009; Bird et al., 2011; Apaéstegui et al., 2014). A nivel del SE- Uruguay dicho período fue registrado como una fase fría y menos húmeda, la cual presentó tres picos de temperatura mínima y humedad centrados aproximadamente a los 1300, 1600, y 1900 CE, asociados a los mínimos de actividad solar Wolf, Maunder y Dalton registrados para el hemisferio norte (del Puerto et al., 2011, 2013; del Puerto, 2015). De acuerdo con Piovano et al. (2009) LIA estuvo asociada a menores precipitaciones sobre el área de influencia del SALLJ (es decir la Laguna Mar Chiquita- Norte de Argentina), consecuencia de la inactivación del mismo, lo cual ocurre actualmente durante las fases frías (Doyle y Barros, 2002). Esta inactivación del SALLJ durante LIA es concordante con la intensificación registrada para SACZ durante dicho periodo climático (ver sección 3), dada la existencia del dipolo entre la región SACZ y sur de Brasil y Uruguay, siendo que cuando el primero se activa/ inactiva el segundo se debilita/ intensifica (Marengo et al., 2009).

#### **4.2.2 Análisis contemporáneo de los *proxies* sedimentarios de la Laguna de las Nutrias y su correlación con las variables hidroclimáticas históricas**

Mediante análisis de correlaciones de Spearman entre los *proxies* sedimentarios de Laguna de las Nutrias y la serie temporal de precipitaciones para los últimos 120 años, se observó que los indicadores de aporte continental, cambios en el nivel de la laguna y potencial redox; es decir, Ti/Al, Ti/Ca y Fe/Mn están positivamente correlacionados con dicha serie temporal de precipitaciones del SE- Uruguay (Fig. 4-4). El aumento de las precipitaciones consecuente de los modos de variabilidad climática, principalmente ENSO, genera un aumento de los aportes continentales (mayores relaciones Ti/Al) y una mayor entrada de material terrígeno por escorrentía, generando un aumento del nivel del lago (mayores relaciones Ti/Ca) y un menor potencial redox probablemente consecuencia de la estratificación de la columna de agua (mayores relaciones Fe/Mn) (Perez et al., 2021 b; Boyle, 2001; Habertzettl et al., 2007). Asimismo, la serie temporal de precipitaciones presentó correlaciones negativas con los indicadores de productividad, contenido de

materia orgánica y eventos de tormentas que implican una mayor influencia del spray marino (es decir, Si/Ti, S/Ti y Br/Ti, respectivamente). Esto implica que los períodos más áridos están asociados con mayores eventos de tormenta y vientos (mayores relaciones Br/Ti), menor columna de agua y aporte continental (menores relaciones Ti/Ca y Ti/Al, respectivamente), y por lo tanto mayor penetración de la luz, concentración de nutrientes, MO (mayores relaciones S/Ti) y condiciones de oxidación probablemente asociadas a un régimen fortalecido de vientos (menores relaciones Fe/Mn), lo que implica una mayor productividad autóctona del sistema (mayores relaciones Si/Ti) (Haberzettl et al., 2007; Moreno et al., 2007; Unkel et al., 2010; de Boer et al., 2014). El registro de los *proxies* de estado trófico y productividad son concordantes con los datos de materia orgánica registrados por Azcune (2019). Dicho autor presentó evidencia de un mayor contenido de materia orgánica anterior al 1900 CE, mientras que para los últimos 120 años se evidenciaron los menores porcentajes de materia orgánica estudiados para Laguna de las Nutrias, concordante con los mayores valores de S/Ti y Si/Ti registrados anterior al 1800 CE. Este mismo patrón de mayor concentración de la materia orgánica anterior al 1900 CE con respecto al último siglo fue previamente estudiado para otras dos lagunas someras de la costa del SE- Uruguay (es decir, Laguna de Peña y Laguna de Clotilde, del Puerto et al., 2013; Inda, 2018). Este trabajo evidencia que el aumento de las precipitaciones que conlleva a un aumento del aporte terrígeno genera una disminución de la productividad y contenido de MO lo cual puede ser consecuencia de la dilución de los nutrientes, aumento de la columna de agua y turbidez (Stutz et al., 2012; 2014).

#### **4.2.3 Variabilidad de los *proxies* sedimentarios de la Laguna de las Nutrias y su relación frente a los modos de variabilidad climática para los últimos 500 años cal AP**

Se observaron correlaciones significativas, altas y positivas entre los indicadores Ti/Al, Ti/Ca y Fe/Mn y negativas entre los mismos y los *proxies* Ti/K, S/Ti, Si/Ti y Br/Ti para los últimos 500 años en la Laguna de las Nutrias (Fig. 4-3). Asimismo, los mayores valores del primer grupo de indicadores se registraron posterior al 1800- 1900 CE, mientras que los mayores valores del segundo grupo de *proxies* se registraron aproximadamente entre el 1500- 1800 CE (Fig. 4-2). Esto es consecuencia como ya fue discutido anteriormente de que durante la LIA (1400- 1800, Mann et al., 2009) en la región del SE- Uruguay existió la prevalencia de condiciones más frías y menos húmedas

(del Puerto et al., 2011, 2013; del Puerto et al., 2015). A su vez esto conllevó a los menores niveles de la Laguna de las Nutrias registrados (menores relaciones Ti/Ca), asociados a un menor aporte continental (menores relaciones Ti/Al), evidencia de mayores tormentas e influencia marina (mayores relaciones Br/Ti), y mayores valores de productividad registrados (mayores valores S/Ti y Si/Ti) (Haberzettl et al., 2007; Moreno et al., 2007; Unkel et al., 2010; de Boer et al., 2014; Perez et al., 2021 b). Oliveira et al. (2014) presentaron evidencia de un notorio aumento de tormentas en la costa del SE de Brasil, asociado al mayor pasaje de frentes fríos entre los años 1550 y 1800 CE (es decir, LIA), lo cual se tradujo en el registro de Laguna de las Nutrias como un aumento de la influencia marina, mayor granulometría y condiciones de oxidación debido al mayor pasaje de dichas tormentas. Concordantemente, del Puerto (2015) registró aproximadamente a los 1650 CE un pico de entrada de arena eólica en la Laguna de Peña, SE- Uruguay. Actualmente dicha condición de mayor actividad ciclónica se da en invierno y primavera (Grimm, 2009). A su vez Laprida et al. (2009) registraron los mismos patrones de disminución de la columna de agua e incremento de la granulometría para lagos someros Pampeanos durante LIA, lo cual fue concordante con la disminución del nivel de agua de otros varios lagos pampeanos (Guerra et al., 2016; Córdoba et al., 2014; Lopez-Blanco et al., 2020). Consecuentemente, se registró la menor columna de agua en Laguna de las Nutrias durante este periodo árido, asociado con una mayor granulometría, un alto contenido de restos vegetales y un mayor % de MO (Azcune, 2019). Estas características muy probablemente indican un fuerte aporte eólico y un estado de lago claro, dominado por macrófitas, que determina un aumento de la productividad (Stutz et al., 2012, 2014; del Puerto 2015; Mourelle et al., 2020). Climáticamente LIA estuvo asociada con una intensificación de SACZ e inactivación del SALLJ, lo que generó la disminución de las precipitaciones sobre el SE- Uruguay (Marengo et al., 2009; Piovano et al., 2009), determinando los menores niveles de la laguna asociado a un menor aporte continental. Posterior al 1800 CE, con la culminación del período árido LIA en el SE- Uruguay se comienzan a registrar tendencias crecientes/ decrecientes en los indicadores de aporte continental y mayor nivel de la laguna / MO, productividad, eventos de tormenta y niveles de oxigenación (Fig. 4-2). Estas condiciones de mayor aporte continental, nivel del lago y menor contenido de MO pudo deberse al cambio de estado del lago hacia condiciones turbias dominado por fitoplancton y productivamente limitado por la luz (Stutz et al., 2012, 2014; Mourelle et al., 2020). Este periodo de exceso hídrico posterior al 1800 también fue registrado para lagos pampeanos y la Laguna Mar Chiquita (Piovano et al.,

2009; Córdoba et al., 2014; Guerra et al., 2015, 2016; Lopez-Blanco et al., 2020) y para el SE- Uruguay (del Puerto, 2015). Estos patrones están asociados con la finalización de LIA y comienzo del CWP (posterior al 1880), donde se dan mayores condiciones de temperatura y humedad, los cuales son aún más evidentes para las últimas cuatro décadas (Córdoba et al., 2014).

Mediante análisis de series temporales de los datos de los *proxies* sedimentarios de la Laguna de las Nutrias se observó una ciclicidad significativa secular (de 200 años), multidecadal (110- 50 años), decadal (20- 10 años) e interanual (de 8- 2 años) (Fig. 4-2). La presencia de estos ciclos fue también identificada a nivel de los datos *proxies* sedimentarios del cinturón de fango del RdIP, y se asoció con la variabilidad hidrológica sobre la cuenca del RdIP, consecuencia de los modos de variabilidad climática y el forzamiento solar (ver secciones 2 y 3, Perez et al., 2016, 2018, 2021 a y b). La ciclicidad secular registrada está probablemente relacionada con el forzamiento solar, es decir, el ciclo de Vries/ Suess de 200 años (Frigo et al., 2013; Auer et al., 2015; Usoskin, 2017), el cual fue previamente descrito como el forzante secular de la actividad de SAMS (Novello et al., 2012, 2016; Perez et al., 2018), así como también de la posición del sistema de vientos oeste (es decir, migra hacia el sur durante una mayor actividad solar) (Varma et al., 2011; Pérez-Rodríguez et al., 2016; Turney et al., 2016). Asimismo, la variabilidad multidecadal de 110- 60 años es atribuible a AMO (Deser et al., 2010; Ólafsdóttir et al., 2013), el cual ya ha sido identificado como el forzante climático de la variabilidad multidecadal de las lluvias sobre el sudeste de Sudamérica (Chiessi et al., 2009; Seager et al., 2010; Apaéstegui et al., 2014). AMO ejerce un efecto sobre la intensidad de SACZ, es decir una intensidad reducida durante las fases AMO positivas (Chiessi et al., 2009; Apaéstegui et al., 2014), lo cual se asocia entonces debido a la presencia del dipolo descrito anteriormente con la activación del SALLJ (Fig. 1-2, Marengo et al., 2009). Por otro lado, la variabilidad decadal es muy probablemente atribuible al PDO (Deser et al., 2010). Adicionalmente, la variabilidad multidecadal y decadal está también relacionada a los ciclos solares de Gleissberg alto (90- 140 años), Gleissberg bajo (50- 80 años), Hale (22 años) y Schwabe (11 años) (Auer et al., 2015; Usoskin, 2017), dado que el forzamiento solar se correlaciona con AMO (fases negativas de AMO posterior a mínimos solares) (Ottera et al., 2010; Knudsen et al., 2014; Ludecke et al., 2020) y este a su vez modula la variabilidad del Pacífico Norte (Zhang y Delworth, 2007). En este sentido, se ha estudiado que el forzamiento solar modula la descarga del



Río Paraná, actividad SAMS y el sistema de vientos oeste (Mauas et al., 2008, 2010; Varma et al., 2011; Novello et al., 2016; Pérez-Rodríguez et al., 2016; Turney et al., 2016), así como también determina las temperaturas sobre la zona costera del sur de Brasil (Frigo et al., 2013).

Los ciclos de frecuencia más corta (es decir, ciclos de 8- 2 años) son atribuibles con la variabilidad interanual ENSO (Deser et al., 2010). Esta ciclicidad asociada a ENSO se reforzó al correlacionar los datos de la reconstrucción ENSO de Mann et al. (2009) con los datos de los *proxies* sedimentarios registrados para la Laguna de las Nutrias. Estos análisis indicaron muy buenas correlaciones significativas positivas entre los indicadores Ti/Al, Ti/Ca y Fe/Mn y negativas con Ti/K, S/Ti y Si/Ti (Fig. 4-3). Como ya mencionamos los eventos El Niño juegan un rol fundamental en la variabilidad interanual del SALLJ, por lo tanto, modulan las precipitaciones sobre Uruguay (Grimm, 2009; Marengo et al., 2009; Nunez et al., 2009, Barreiro, 2010). Se refuerza que los eventos El Niño generan un aumento de las precipitaciones sobre el SE- Uruguay, determinando para la Laguna de las Nutrias incrementos de la escorrentía y aportes alóctonos continentales y por lo tanto del nivel de laguna, lo cual se asocia con menores valores de productividad, menor potencial redox y contenido de MO, lo cual puede ser consecuencia de la dilución de los nutrientes y aumento de la turbidez, entre otros.

#### **4.2.4 Comparación de procesos paleoceanográficos y pelolimnológicos para la zona costera del SE- Uruguay**

Debido a la menor resolución temporal observada para el registro de Laguna de las Nutrias (1500 – 2018 CE) en comparación con el registro del depocentro del RdIP, dicho registro continental no abarcó el periodo de la MCA (Fig. 4-6). La reconstrucción del cinturón de fango del RdIP realizada reveló una menor influencia de los aportes continentales, así como una menor productividad para dicho periodo climático (Fig. 4-6). MCA se caracterizó por menores actividades SAMS y SACZ, un estado del tipo La Niña y un predominio de vientos con componente norte (Bird et al., 2011; Vuille et al., 2012; Apaéstegui et al., 2014; Salvattecchi et al., 2014; Pausata et al., 2015; Mourelle et al., 2018; Perez et al., 2018). De acuerdo a las reconstrucciones de Mann et al. (2009) se observa que dicho periodo estuvo relacionado con una dominancia de fases positivas AMO, co-

dominancia de fases positivas y negativas del PDO, y dominancia de fases negativas ENSO (Fig. 4-6).

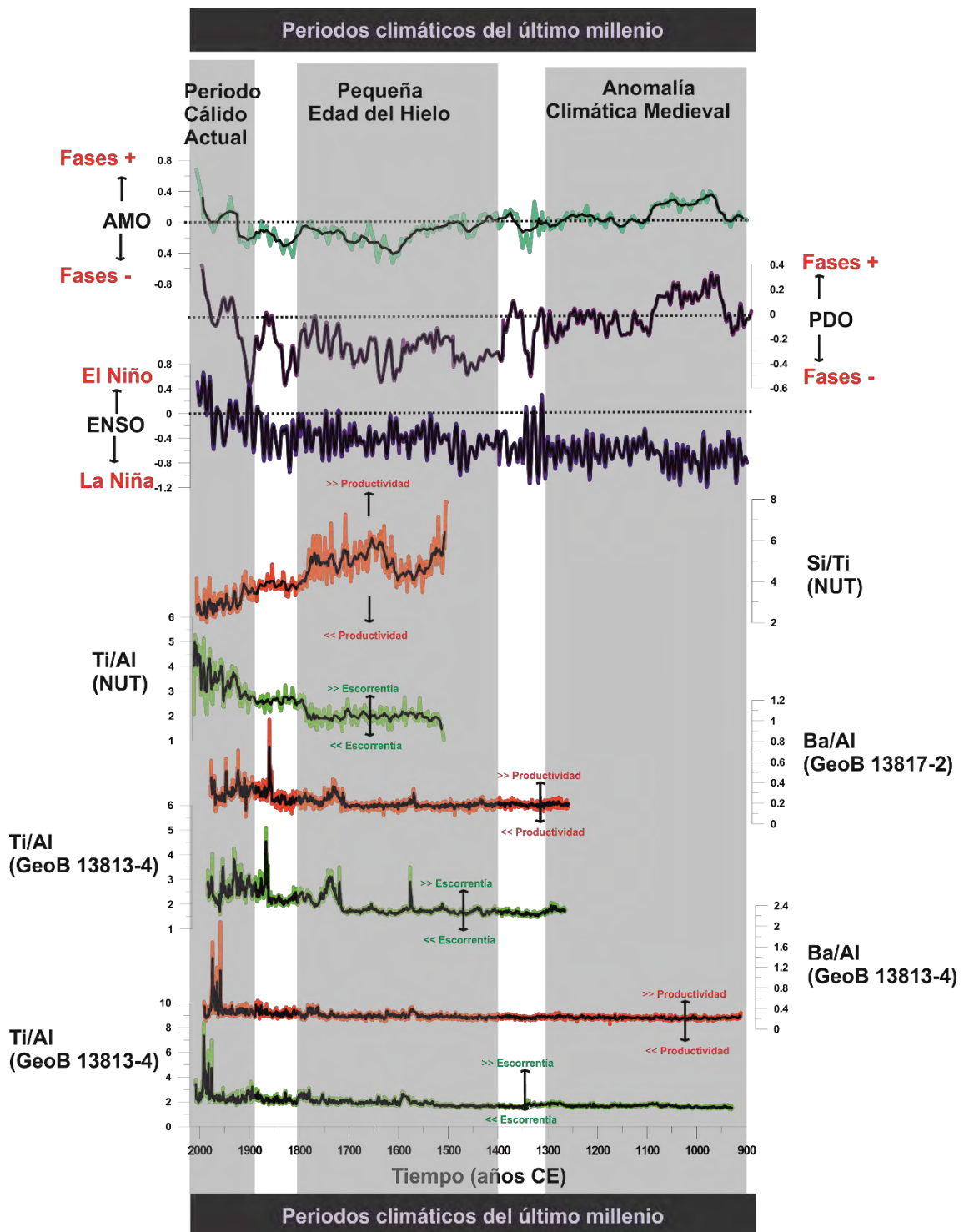


Fig. 4-6. Diagrama sintético sobre las reconstrucciones del aporte continental y la productividad del cinturón de fango del RdIP (testigos GeoB 13813-4 y 17817-2) y de la Laguna de las Nutrias (testigo NUT), y la reconstrucción milenaria de ENSO, PDO y AMO realizado por Mann et al. (2009), de abajo hacia arriba, respectivamente.

Todos estos patrones climáticos ocurridos durante la MCA explican las menores descargas del RdIP sumado a la menor influencia de la su pluma de descarga hacia el norte, que generan una disminución del aporte continental y de la productividad (Chiessi et al., 2009; Mourelle et al., 2018; Perez et al., 2018; Perez et al., 2021 b). Por otro lado, posterior al 1600 CE y hasta el presente se infirieron los mayores aportes continentales en la plataforma, relacionados a la mayor productividad registrada (Fig. 4-6). Este periodo está relacionado a los periodos climáticos LIA y CWP (último siglo). Los máximos aportes continentales y productividad asociada fueron registradas posterior al 1880 CE (es decir, durante el CWP, Fig. 4-6). Contrariamente, durante LIA la Laguna de las Nutrias presentó los menores valores de escorrentía y nivel del lago, lo cual estuvo asociado a mayores inferencias en la productividad, patrón aún más evidente entre 1600-1800 CE donde LIA alcanza la mayor aridez registrada para la región (Piovano et al., 2009; Córdoba et al., 2014; del Puerto, 2015).

El periodo LIA se caracterizó por mayores actividades SAMS y SACZ e inactivación de SALLJ, y un predominio de vientos con componente Sur (Piovano et al., 2009; Bird et al., 2011; Vuille et al., 2012; Apaéstegui et al., 2014; Salvattecchi et al., 2014; Pausata et al., 2015; Mourelle et al., 2018; Perez et al., 2018). Asimismo, Mann et al. (2009) determinaron una dominancia de fases negativas AMO y PDO y un indicio de la intensificación de los eventos ENSO (Fig. 4-6). Estos patrones explican los mayores/menores aportes continentales sobre la plataforma/ Laguna de las Nutrias relacionado al dipolo climático anteriormente mencionado (Marengo et al., 2009). Con el comienzo del CWP (es decir después del 1880) se instauraron condiciones de mayor humedad, escorrentía y aporte continental para toda la zona costera del SE- Uruguay y plataforma adyacente. De hecho, se observó una intensificación significativa en los procesos de escorrentía y aporte continental posterior al 1880 CE, la cual fue más notoria para el periodo posterior al 1970, relacionada con el shift climático discutido anteriormente. Este patrón es concordante con la intensificación de los eventos El Niño (Mann et al., 2009) (Fig. 4-6), siendo los mismos los principales moduladores de las precipitaciones regionales.

## 5 LA INFLUENCIA MILENARIA DEL ENSO SOBRE LA PLUMA DE DESCARGA DEL RDLP MEDIANTE RECONSTRUCCIONES DIATOMOLÓGICAS BASADAS EN EL ANÁLOGO MODERNO

### 5.1 Resultados

#### 5.1.1 Diatomeas provenientes de sedimentos superficiales del RdIP

##### 5.1.1.1 Variabilidad espacial

Se identificaron un total de 78 especies agrupadas en 47 géneros para ambos años 2009 y 2010. A partir del análisis *cluster* y CCA (Fig. 5-1 A y B) para el año 2009 se identificaron tres grupos: grupo 1 estaciones 1-4, grupo 2 estaciones 5 y 6, y grupo 3 estaciones 7-11. El grupo 1 se asoció a las especies dulceacuícolas (F) *Aulacoseira granulata*, *A. granulata* var. *angustissima*, *A. muzzanensis*, *A. ambigua*, *Eunotia* spp., pero también se observaron taxones b, como *Staurosirella martyi*, *Actinocyclus normanii*, *Thalassiosira báltica* y *Coscinodiscopsis commutata* (Fig. 5-1 A y B). Asimismo, este grupo presentó una asociación positiva con la relación Ti/Ca y C/N y negativamente con la salinidad y temperatura y principalmente 4 se asoció positivamente a los indicadores de productividad (MO, Corg, Nt, Clo-a) (Fig. 5-1 B). El grupo 3) estuvo asociado a las especies marinas (M) *Thalassiosira oestrupii*, *T. eccentrica*, *T. simonsenii*, *Actinocyclus octonarius*, *Coscinodiscus radiatus*, *Cyclotella striata*, *Paralia sulcata*, *Diploneis bombus*, *Triceratium reticulum*, *Actinoptychus senarius*, *Fragilariopsis doliolus* y *Thalassionema pseudonitzschoides*. Asimismo, el grupo 3 presentó una relación positiva con la salinidad y la temperatura y negativa con el resto de las variables (Fig. 5-1 B). El grupo 2 presentó una co-dominancia tanto de especies F, M y salobres (b), y se asoció positivamente con los *proxies* de productividad (Fig. 5-1 A y B).

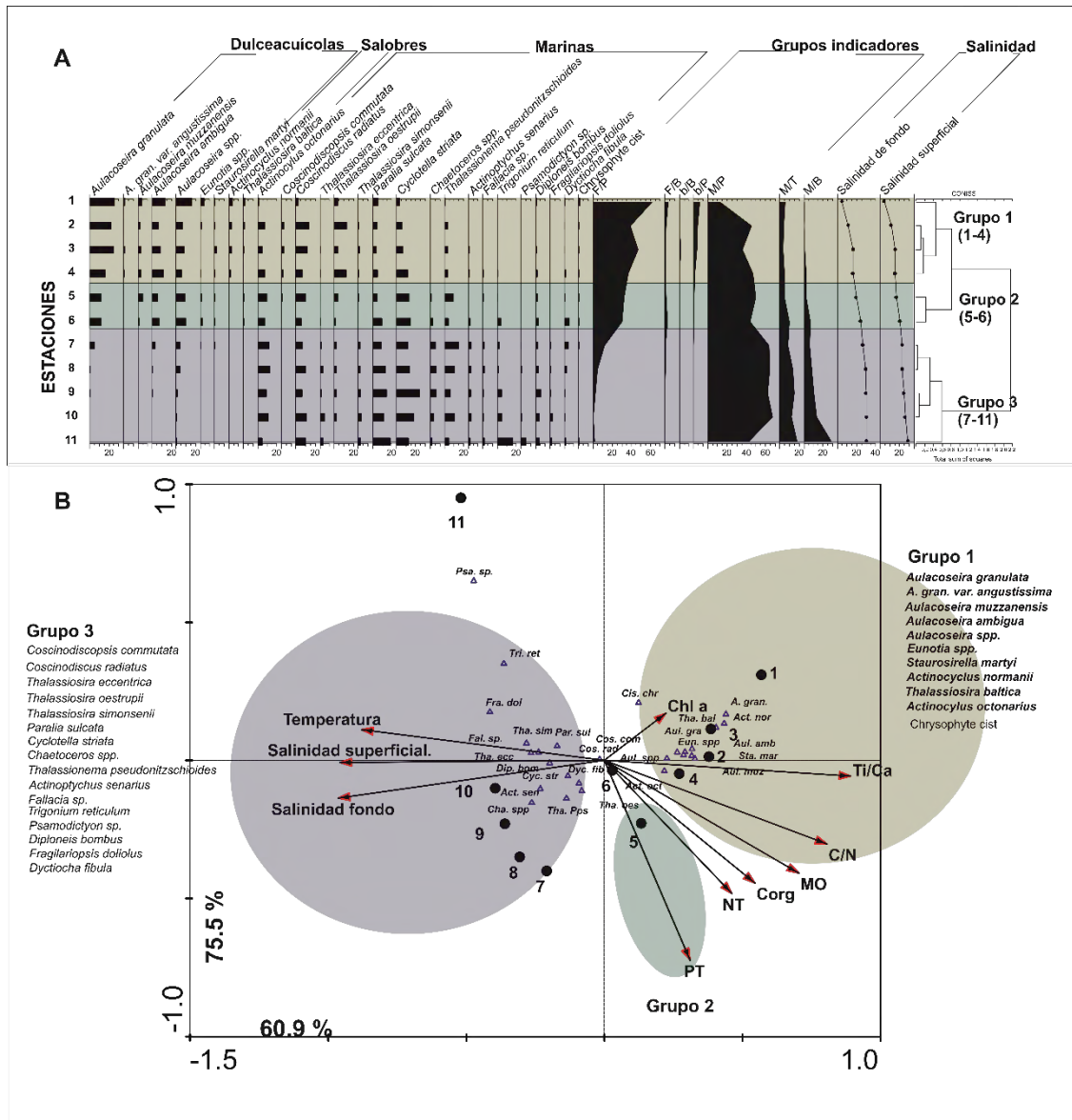


Fig. 5-1 A. Abundancia relativa de las especies de diatomeas del año 2009 agrupadas en base a sus preferencias de salinidad (izquierda). A la derecha se observan las variaciones de los grupos generados en base a la salinidad y al dominio: dulceacuícolas, planctónicas (FP) y dulceacuícolas bentónicas (FB), salobres planctónicas (bP), salobres bentónicas (bB), marinas planctónicas (MP), marinas bentónicas (MB) y marinas ticoplanctónicas (MT), la salinidad superficial y de fondo y los grupos generados por el análisis *cluster*. B. Análisis de ordenación CCA triplot, mostrando las especies (triángulos), las estaciones (círculos) y las variables ambientales (flechas). Los ejes 1 y 2 presentaron el 60.9% y 75.5% de la varianza acumulada, respectivamente. Los datos de P, C/N, TN (nitrógeno total), Corg (carbono orgánico) y Ti/Al fueron extraídos de Burone et al. (2013).

### 5.1.1.2 Variabilidad inter-anual ENSO

La Fig. 5-2 A y B muestra que el año 2009/ 2010 se relacionaron a valores positivos/negativos del índice SOI (evento La Niña/ El Niño), asociado a valores medios mensuales

menores/ mayores para ambas descargas de los Ríos Paraná y Uruguay (Fig. 5-2 A- B). La Fig. 5-2 C compara la pluma de decarge del RdIP bajo las condiciones de El Niño y La Niña de 2009 y 2010, respectivamente. Se observa una mayor influencia de la pluma de descarga en la zona costera adyacente bajo condiciones El Niño en comparación con La Niña, principalmente para las estaciones hacia el W de la transecta utilizada para este estudio.

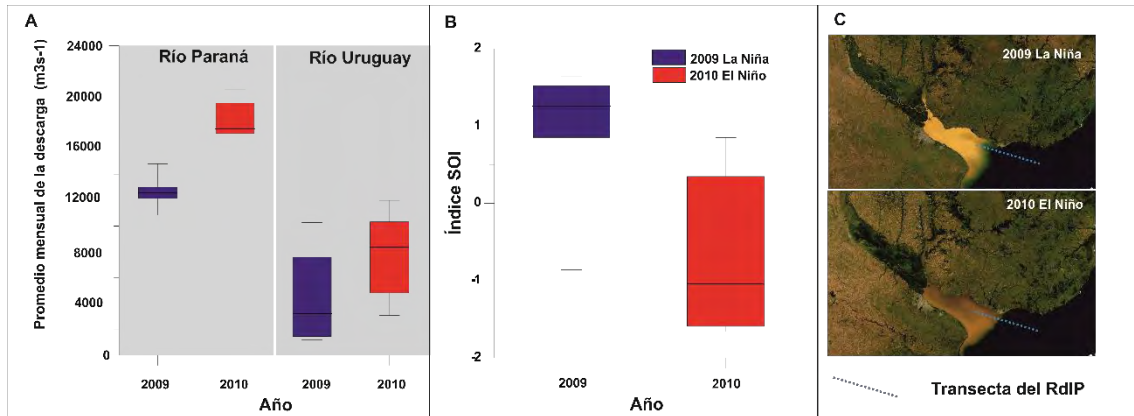


Fig. 5-2 A. Diagrama de caja que muestra la descarga de los ríos Paraná y Uruguay y B. el Índice de Oscilación Sur (SOI), para los años 2009 y 2010 (rojo y azul, respectivamente). Los datos medios mensuales del SOI se presentan de septiembre a mayo. C. Imágenes satelitales del sensor MODIS (color verdadero) del RdIP durante La Niña en abril de 2009 (arriba) y El Niño en abril de 2010 (abajo).

Las muestras de diatomeas de ambos años 2009 y 2010 mostraron dominancia de las especies planctónicas, mientras que las bentónicas presentaron bajas abundancias, aunque se registró una tendencia creciente hacia las estaciones externas, especialmente en la estación 11 (alcanzando un 20%) para el año 2009 (Fig. 5-3). Las zonas fluvial y estuarina (estaciones 1 a 7) presentaron para el año 2010 un mayor registro de diatomeas F y b en comparación con lo registrado para el 2009 (Fig. 5-3).

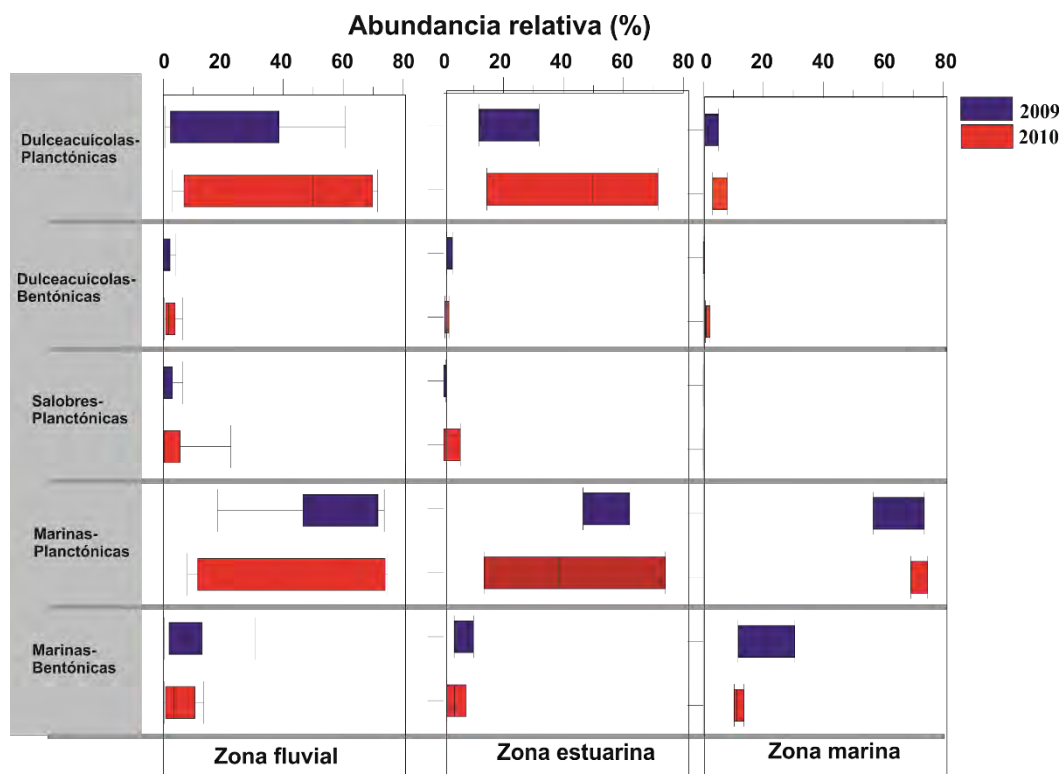


Fig. 5-3. Diagrama de caja que muestra la variabilidad de las diatomeas agrupadas como planctónicas de agua dulce, bentónicas de agua dulce, planctónicas salobres, planctónicas marinas y bentónicas marinas, para las zonas I, II y III para La Niña 2009 (barras azules) y El Niño 2010 (barras rojas).

La Fig. 5-4 muestra los cambios en la abundancia relativa de los taxones dominantes agrupados a nivel de género, junto con los quistes de Chrysophyceae y *Dictyocha fibula* para ambos años 2009 y 2010. Los taxones significativos representan 18 géneros (*Aulacoseira*, *Staurosirella*, *Eunotia*, *Actinocyclus*, *Thalassiosira*, *Coscinodiscus*, *Cyclotella*, *Paralia*, *Thalassionema*, *Chaetoceros*, *Trigonium*, *Diploneis*, *Delphineis*, *Rhizosolenia*, *Fallacia*, *Psammodictyon*, *Fragilariopsis* y *Actinopterychus*). La Zona fluvial estuvo dominada por el género F *Aulacoseira*, alcanzando valores medios de abundancia relativa de 45 y 67% en 2009 y 2010, respectivamente.

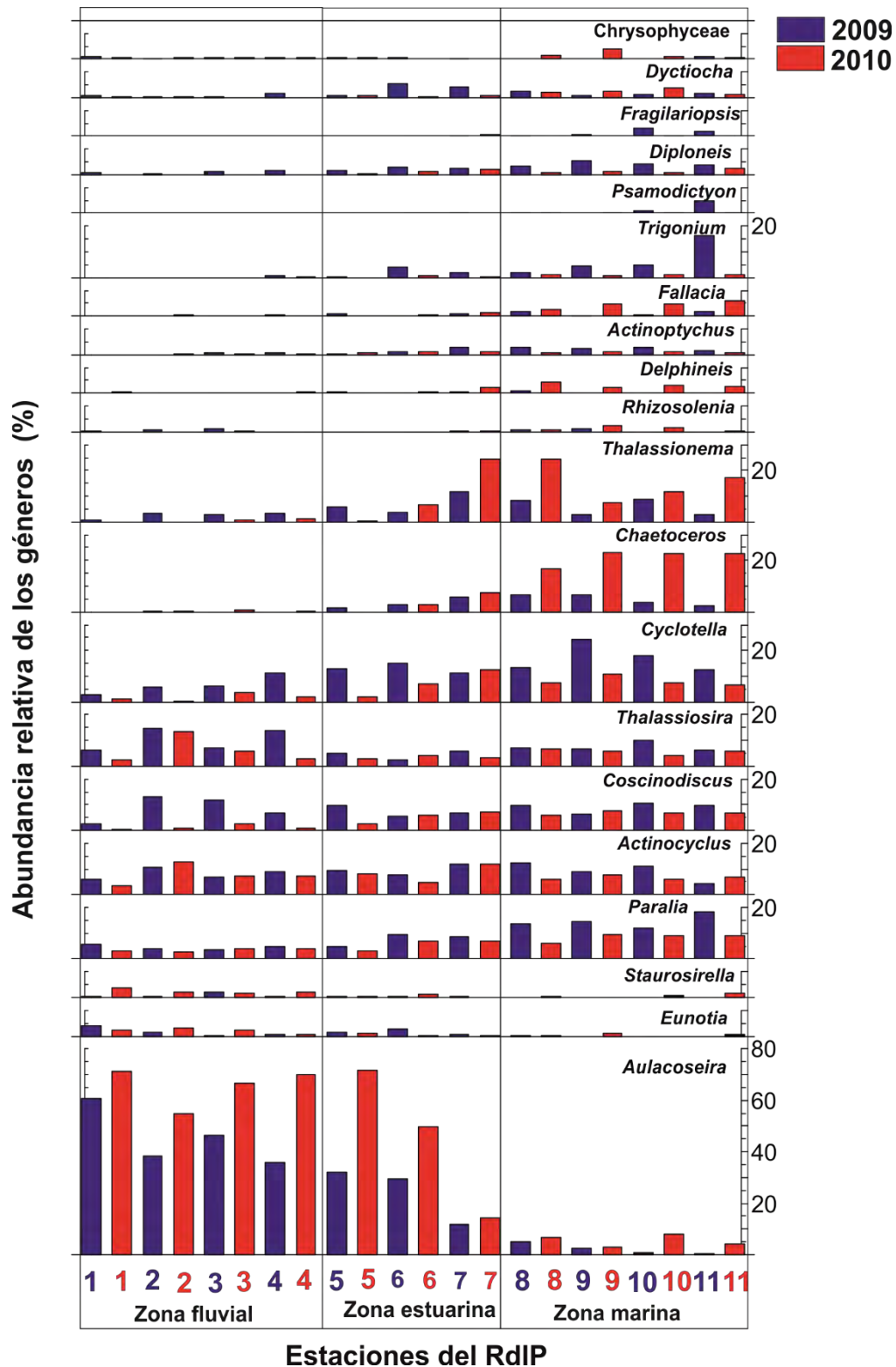


Fig. 5-4. Abundancia relativa de las diatomeas dominantes, quistes de Chrysophyceae y Dictyochopyceae en sedimentos superficiales del RdIP durante La Niña 2009 (barras azules) y El Niño 2010 (barras rojas).



La Zona estuarina estuvo dominada también por el género F *Aulacoseira*, particularmente en 2010 cuando los valores de abundancia alcanzaron un máximo de 45%. En general se detectó una alta abundancia de los géneros b y M *Actinocyclus*, *Cyclotella* y *Coscinodiscus* en todas las zonas, pero particularmente durante el año 2009. La Zona marina presentó los valores más bajos de abundancia del género F *Aulacoseira*, para ambos años 2009 y 2010, y se registró la mayor abundancia de géneros M, es decir *Actinocyclus*, *Cyclotella* y *Coscinodiscus* para ambos años (Fig. 5-4). Asimismo, durante 2010 en la Zona marina se registró la mayor abundancia de esporas de *Chaetoceros* y *Thalassionema*, mientras que en 2009 se observaron mayores abundancias de *Cyclotella*, *Actinocyclus*, *Paralia* y las formas bentónicas *Trigonium* y *Diploneis* (Fig. 5-4).

### 5.1.2 Tendencias diatomológicas de ambos testigos para el último milenio

A partir del análisis taxonómico de las 185 muestras provenientes de ambos testigos, se observaron 137 especies de diatomeas, de las cuales 94 fueron identificadas a nivel de especie y se agruparon en 64 géneros. Se identificó un subconjunto de 56 especies indicadoras de condiciones de baja salinidad (F), y otro de 59 especies indicadoras de un rango de salinidad relativamente alto (grupos M y b). Las especies más abundantes (es decir, aquellas que presentaron 2% en al menos tres profundidades, Karst y Smol (2000)) representaron 20 y 15 géneros (Fig. 5-5, Fig. 5-6). Cinco de estos géneros estuvieron relacionados al grupo F (*Aulacoseira*, *Stephanodiscus*, *Eunotia*, *Staurosirella* y *Staurosira*) y dos géneros estuvieron relacionados con el grupo b (*Actinocyclus* y *Cyclotella*), (Fig. 5-5, Fig. 5-6). El testigo GeoB 13813-4 presentó 13 géneros relacionados al grupo M (*Paralia*, *Coscinodiscus*, *Thalassiosira*, *Thalassionema*, *Rhizosolenia*, *Ditylum*, *Chaetoceros*- principalmente esporas de reposo, *Actinoptychus*, *Delphineis*, *Diploneis*, *Fallacia*, *Trigonium* y *Cymatotheca*) (Fig. 5-5). El testigo GeoB 13817-2 quedó representado por ocho géneros correspondientes al grupo M (*Paralia*, *Coscinodiscus*, *Thalassiosira*, *Thalassionema*, *Rhizosolenia*, *Ditylum*, *Chaetoceros*- principalmente esporas de reposo y *Delphineis*) (Fig. 5-6). Se registraron otros dos grupos de fitoplancton, cistos de Chrysophyta y *Dyctiocha fibula*. El grupo F estuvo dominado por el género planctónico *Aulacoseira* (con cinco especies identificadas) y el género bentónico *Eunotia* (con ocho especies identificadas) en ambos testigos. Las especies dominantes de este grupo correspondieron a las formas planctónicas del género *Aulacoseira* (*Aulacoseira granulata*, *A. ambigua* y *A. spp.*). El grupo M estuvo

representado por los géneros *Thalassiosira*, *Coscinodiscus* y *Chaetoceros* con siete, cuatro y tres especies identificadas, respectivamente. Este grupo indicador de condiciones marinas estuvo dominado por las especies planctónicas y ticoplanctónicas *Paralia sulcata* y esporas de reposo del género *Chaetoceros* pero también *Thalassiosira oestrupii*, *Thalassionema pseudonitzschoides* y *Coscinodiscus radiatus* mostraron abundancias relativas altas (Fig. 5-5, Fig. 5-6). En general se registró una tendencia creciente del género *Aulacoseira* desde la base hacia la parte superior de ambos testigos de sedimento (Fig. 5-5, Fig. 5-6). Los máximos valores del grupo F se registraron para el período 1500-1900 CE (alcanzando valores de hasta 60%) para GeoB 13817-2, y entre 1700-1900 CE (alcanzando valores de hasta 50%) para GeoB 13813-4 (Fig. 5-5, Fig. 5-6). Por otra parte, GeoB 13813-4 presentó dos zonas distinguibles de alta abundancia del grupo F para 1450-1600 CE (de hasta 40%), y para 1100-1250 CE (de hasta 30%) (Fig. 5-5). El grupo M presentó valores constantes superiores al 80% entre 900- 1150, 1250- 1450 y 1650- 1700 CE, principalmente registrado para GeoB 13813-4 (Fig. 5-5, Fig. 5-6). También se registró un claro aumento en el grupo b desde 1900 CE hasta la actualidad, para ambos testigos, principalmente relacionado con incrementos de *Cyclotella striata*, *Actinocyclus normanii* y *A. octonarius* (Fig. 5-5, Fig. 5-6).

La riqueza específica (R) osciló entre 26- 57 y 32- 45 número de especies para GeoB 13813-4 y 13817-2, respectivamente, mientras que el índice de dominancia (D) presentó valores de 0,06- 0,15 y 0,075- 0,12, respectivamente. El índice de diversidad (H') osciló entre 2,5- 3,1 y 2,5- 2,9 para GeoB 13813-4 y 13817-2, respectivamente (Fig. 5-5, Fig. 5-6). En general, GeoB 13817-2 presentó los valores de R más altos pero variables entre 1600 y 1800 CE, acompañados también de valores de D variables y bajos y valores altos de H' desde 1600 CE hasta el presente (Fig. 5-5, Fig. 5-6). El testigo GeoB 13813-4 mostró valores de R más altos desde la base hasta los 1700 CE y luego hasta el presente se observó una tendencia decreciente, mientras que el patrón opuesto se observó para D y H' (Fig. 5-5, Fig. 5-6).

A través de los análisis de conglomerados CONISS, fueron identificadas tres zonas de asociación de diatomeas (Zona I, II y III) para ambos testigos de sedimentos (Fig. 5-5, Fig. 5-6). La Zona I estuvo relacionada con la mayor abundancia de especies M, la Zona II se asoció con la mayor abundancia de especies F y la Zona III con una tendencia creciente y el mayor registro en el valor de las especies b.

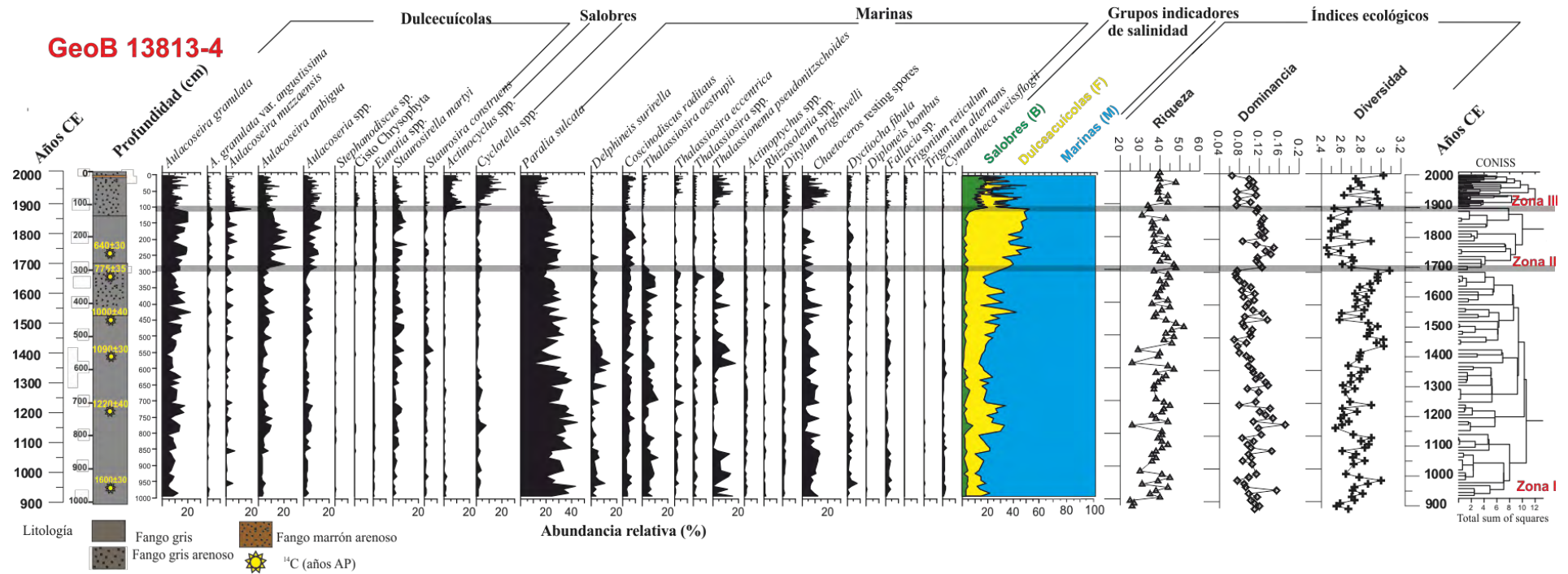


Fig. 5-5. Diagrama de diatomeas del testigo GeoB 13813-4, realizado considerando los taxones más significativos (2% en al menos tres profundidades). A la derecha se presentan los grupos de diatomeas indicadores de salinidad: dulceacuícolas (F), marinas (M) y salobres (b) y los índices ecológicos (riqueza, dominancia y diversidad). Asimismo, se muestra el análisis de agrupamiento CONISS y las Zonas de Asociación de Diatomeas (DAZ).

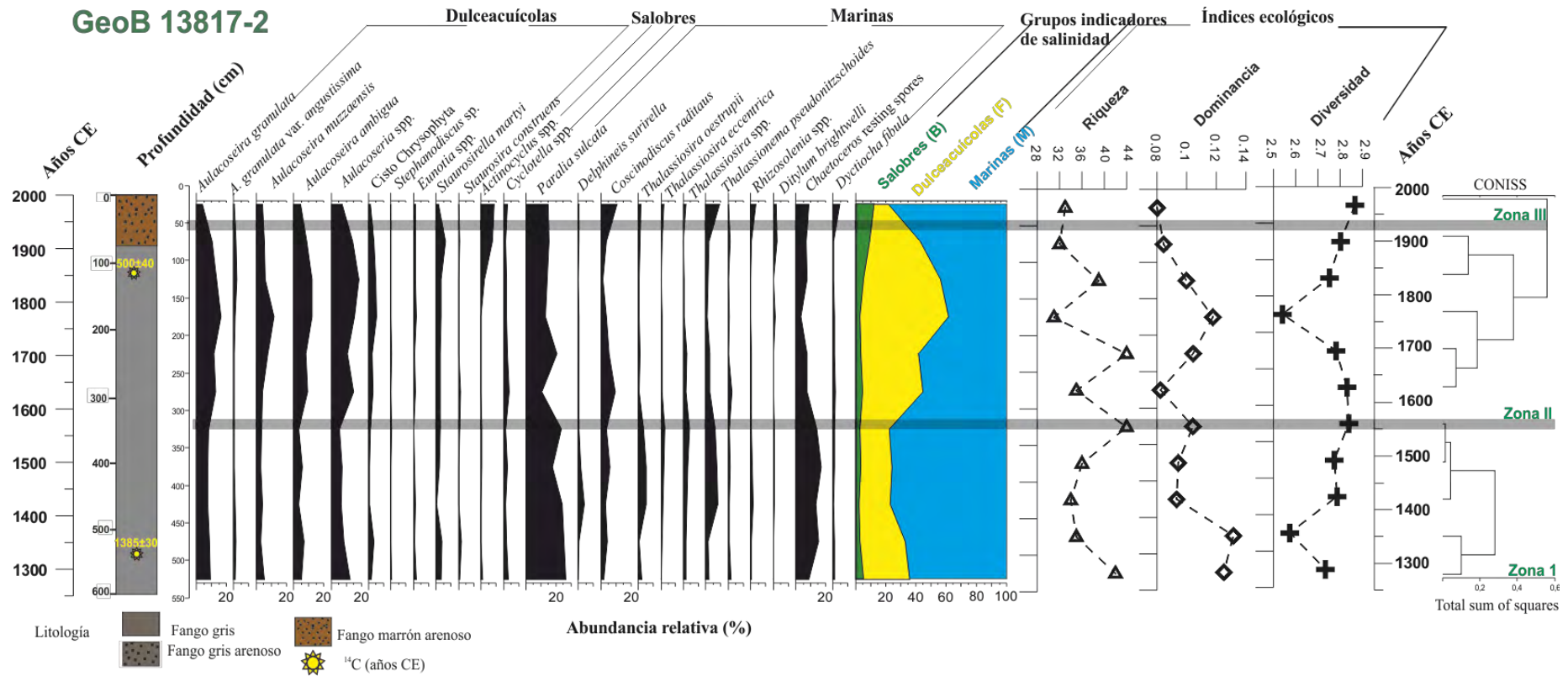


Fig. 5-6. Diagrama de diatomeas del testigo GeoB 13817-2, realizado considerando los taxones más significativos (2% en al menos tres profundidades). A la derecha se presentan los grupos de diatomeas indicadores de salinidad: dulceacuículas (F), marinas (M) y salobres (b) y los índices ecológicos (riqueza, dominancia y diversidad). Asimismo, se muestra el análisis de agrupamiento CONISS y las Zonas de Asociación de Diatomeas (DAZ).

La Zona I abarcó desde el 900 hasta el 1700 y desde el 1250 hasta el 1550 CE, para ambos testigos GeoB 13813-4 y GeoB 13817-2, respectivamente. Por otro lado, la Zona II abarcó desde 1700- 1900 y desde 1550-1900 CE, para GeoB 13813-4 y GeoB 13817-2, respectivamente. Finalmente, la Zona III abarcó desde 1900 CE hasta el presente para ambos testigos (Fig. 5-5, Fig. 5-6). La Zona I estuvo relacionada en general con valores altos de R y H', mientras que la Zona II se asoció con valores altos de D y bajos de H', y la Zona III con altos valores de H' y bajos de D, patrón aún más evidente para GeoB 13813-4 (Fig. 5-5, Fig. 5-6).

### 5.1.3 Análisis diatomológicos de series temporales

La Tabla 8 muestra las seis especies de diatomeas cuya variabilidad de su abundancia relativa presentó ciclos de oscilación significativos para el testigo GeoB 13813-4. La resolución intrínsecamente menor de GeoB 13817-2 así como la menor resolución de muestreo no permitió la identificación de ciclos significativos en dicho testigo de sedimento. Para GeoB 13813-4 las especies del grupo F: *Aulacoseira granulata*, *A. granulata* var. *angustissima* y *A. ambigua* presentaron ciclos significativos de 25 y 14, 39 y 300 años, respectivamente. De manera similar, la especie del grupo M *Paralia sulcata* mostró ciclos similares de 20-18, 15 y 13 años, mientras que *Thalassionema pseudonitzschoides* evidenció ciclos de 29-18 y 13 años. Además, *Delphineis surirella* y *Thalassiosira oestrupii* mostraron ambos ciclos de 300 y 25 años, de 20-18 años y de 19 a 14 años, respectivamente (Tabla 8).

Los análisis de series temporales realizados con los datos de diatomeas indicadoras de salinidad, (grupos F y M) presentaron ciclos significativos comunes de 20 a 30 años, pero también el grupo F mostró un ciclo adicional de 14 años (Fig. 5-7 b-c). No se identificaron ciclos significativos para el grupo b (Fig. 5-7 a). Los grupos F y M presentaron un comportamiento opuesto, donde F/ M presentaron los valores más bajos/ más altos y más constantes de 20/ 80% entre 900- 1250 CE. A partir de entonces hubo una tendencia creciente/ decreciente hasta el 1900 CE, y posteriormente se observó una tendencia decreciente /creciente hasta el presente para los grupos F/ M respectivamente (Fig. 5-7 b-c). El grupo b mostró valores constantes y bajos desde el 900 hasta el 1900 CE (menos del 5%), posteriormente se observó un aumento de las abundancias relativas a 25% hasta el presente (Fig. 5-7 a).

Tabla 8. Listado de las especies de diatomeas que mostraron ciclos significativos (presentados en años) a través de los análisis de periodogramas REDFIT (testigo GeoB 13813-4).

Especies de diatomeas	Autoecología	Ciclos significativos (años)
		GeoB 13813-4
<i>Aulacoseria granulata</i> (Ehrenberg) Simonsen	Dulceacuícolas, planctónicas, alcalófilas e indicadoras de condiciones eutróficas	25 y 14
<i>A. granulata</i> var. <i>angustissima</i> (O.Müller) Simonsen	(Pankow, 1970; Vos and de Wolf, 1993; Van Dam et al., 1994; Bicudo et al., 2016).	39
<i>Aulacoseira ambigua</i> (Grunow) Simonsen		300
<i>Paralia sulcata</i> (Ehrenberg) Cleve	Marina (nerítica), ticoplanctónica, cosmopolita y comúnmente encontrada luego de las tormentas de invierno (Vos and de Wolf, 1994; Hasle and Syvertsen, 1996; Al- Kandari et al., 2009).	20- 18, 15 y 13
<i>Delphineis surirella</i> (Ehrenberg) Andrews		300, 25, y 20- 18
<i>Thalassiosira oestrupii</i> (Ostenfeld) Proschkina-Lavrenko ex Hasle	Marinas (principalmente neríticas), planctónicas de regiones de aguas cálidas a templadas (Fryxell and Hasle, 1980; Sar et al., 2001; Al-Kandari et al., 2009).	300, 25, y 19- 14
<i>Thalassionema pseudonitzschioides</i> (Schuette & Schrader) Hasle	Marina, planctónica y probablemente de regiones de aguas cálidas (Hasle and Syvertsen, 1996)	29- 18, y 13

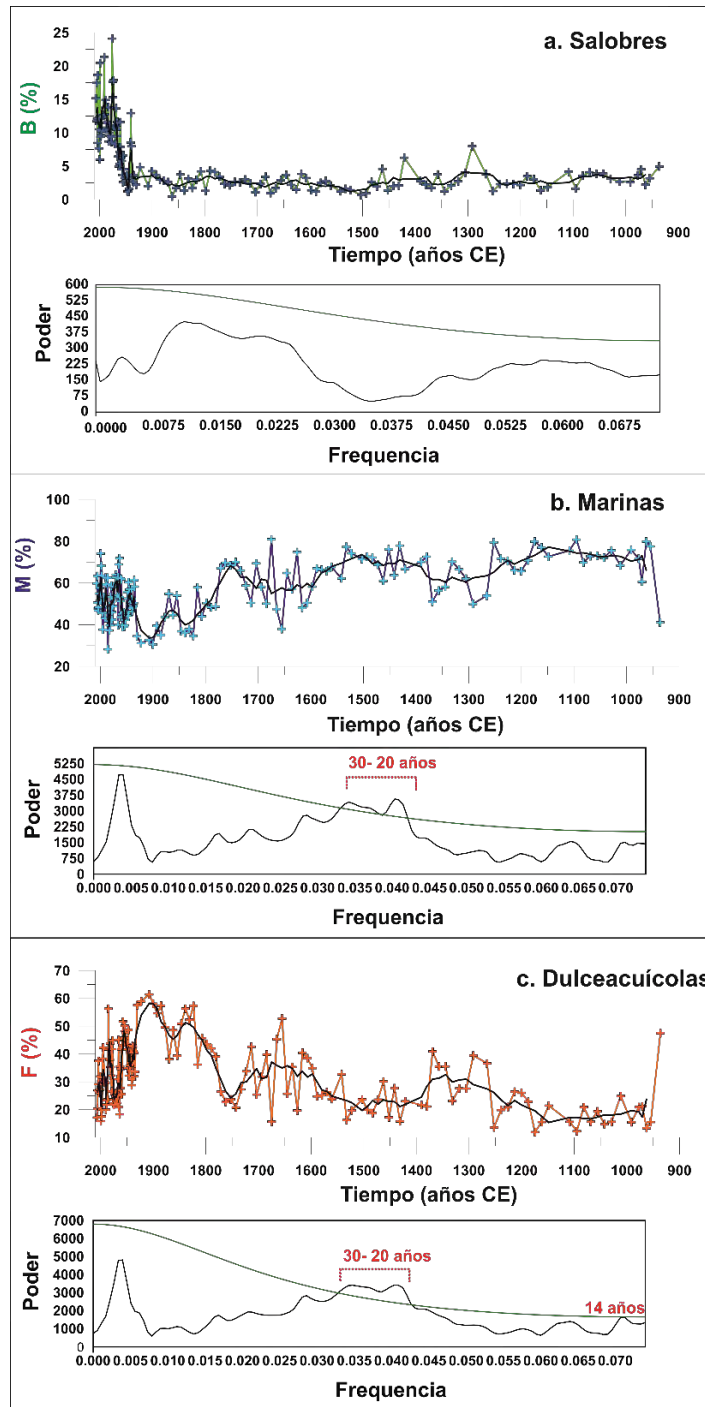


Fig. 5-7. Análisis de series temporales. Los periodogramas REDFIT se muestran para los grupos de diatomeas salobres (b), marinas (M) y dulceacuícolas (F) (a, b y c, respectivamente) provenientes del testigo GeoB 13813-4, junto con sus perfiles correspondientes de abundancia relativa. La línea verde en los periodogramas representa el intervalo de confianza del 95% asumiendo una distribución  $\chi^2$ . Los picos significativos corresponden a los ciclos en años.

#### 5.1.4 Reconstrucción milenaria de la influencia de la pluma de descarga del RdIP sobre la plataforma y su correlación con ENSO

La Fig. 5-8 muestra el diagrama del análisis de correspondencia sin tendencia (DCA) de las especies de diatomeas significativas de GeoB 13813-4. Los ejes 1 y 2 mostraron valores propios de 0,141 y 0,092, respectivamente. Las especies *M Delphineis surirella*, *Cymatotheca weisflogii*, *Thalassiosira oestrupii* y *Trigonium alternans* exhibieron los *scores* más altos del eje 1 DCA, mientras que el conjunto de especies de F y b *Aulacoseira muzzanensis*, *Aulacoseira* sp., cistos de Crysophytas, *Cyclotella* spp. y *Actinocyclus* spp. mostraron los *scores* más bajos (Fig. 5-8 a). Por lo tanto, según la distribución de especies que se muestra en la Fig. 5-8 a, el eje 1 DCA representa el gradiente de salinidad registrado (Perez et al., 2017 b). El análisis *cluster* realizado para los *scores* del eje 1 DCA evidenció la presencia de tres zonas; Zona I (900 a 1420 CE), Zona II (1430 a 1670 CE) y Zona III (1680 CE al presente) (Fig. 5-8 b). La Zona I presentó valores altos y menos variables del DCA 1, acompañados de la menor abundancia relativa del grupo F y mayores valores D. En la zona I se detectó una sub-zona de valores más bajos de DCA 1 entre 1050 a 1200 CE (Fig. 5-8 b y c). La Zona II presentó valores intermedios tanto de los *scores* del DCA 1 como de las diatomeas F y valores bajos de D. Finalmente, la Zona III se relacionó con los valores más bajos de DCA 1 pero también se observó el registro más alto de especies de diatomeas F, y los valores más altos de D (Fig. 5-8 b y c).



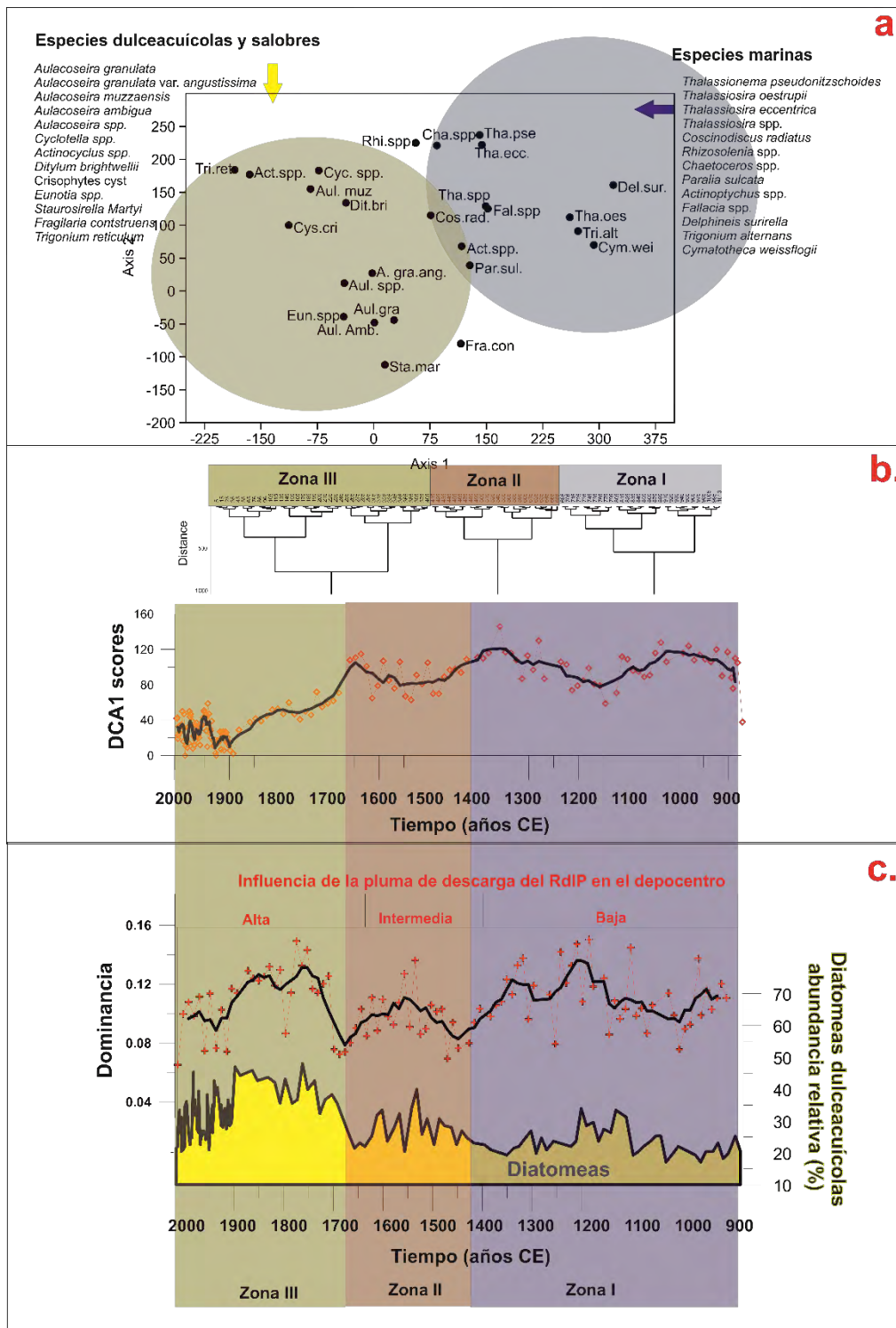


Fig. 5-8 **a**: Diagrama de diatomeas DCA del testigo de sedimento GeoB 13813-4, **b**: gráficos de los *scores* del eje 1 DCA versus la edad, y **c**: abundancia relativa del grupo de diatomeas F y dominancia.

Se registraron muy buenas correlaciones de Spearman (Fig. 5-9) entre los grupos indicadores de diatomeas (M, b, F, y especies indicadoras de aguas cálidas), los *scores*

del DCA 1 y la reconstrucción del último milenio ENSO de Mann et al. (2009). También se detectaron correlaciones significativas positivas entre dichas reconstrucciones climáticas y los grupos b y F de  $\rho = 0.5$  y  $0.2$ , respectivamente ( $n = 149$ ;  $p = < 0,01$ ) (Fig. 5-9) y se observaron correlaciones significativas negativas entre las reconstrucciones ENSO y los *scores* del DCA1, y los grupos de diatomeas indicadoras de aguas cálidas y M, de  $\rho = -0.6$ ,  $-0.2$  y  $-0.4$ , respectivamente ( $n = 149$ ;  $p = < 0,01$ ) (Fig. 5-9). El eje 1 DCA presentó una correlación significativa positiva con los grupos M y de especies indicadoras de aguas cálidas ( $\rho = 0.8$  y  $0.7$ ) y negativa con los grupos F y B ( $\rho = -0.7$  y  $-0.6$ ;  $n = 149$ ;  $p = < 0,01$ ) (Fig. 5-9). Los grupos M y F presentaron una correlación significativa negativa de  $\rho = -0.9$ , mientras que la correlación de los grupos B y M fue de  $\rho = -0.3$  ( $n = 149$ ;  $p = < 0,01$ ) (Fig. 5-9).

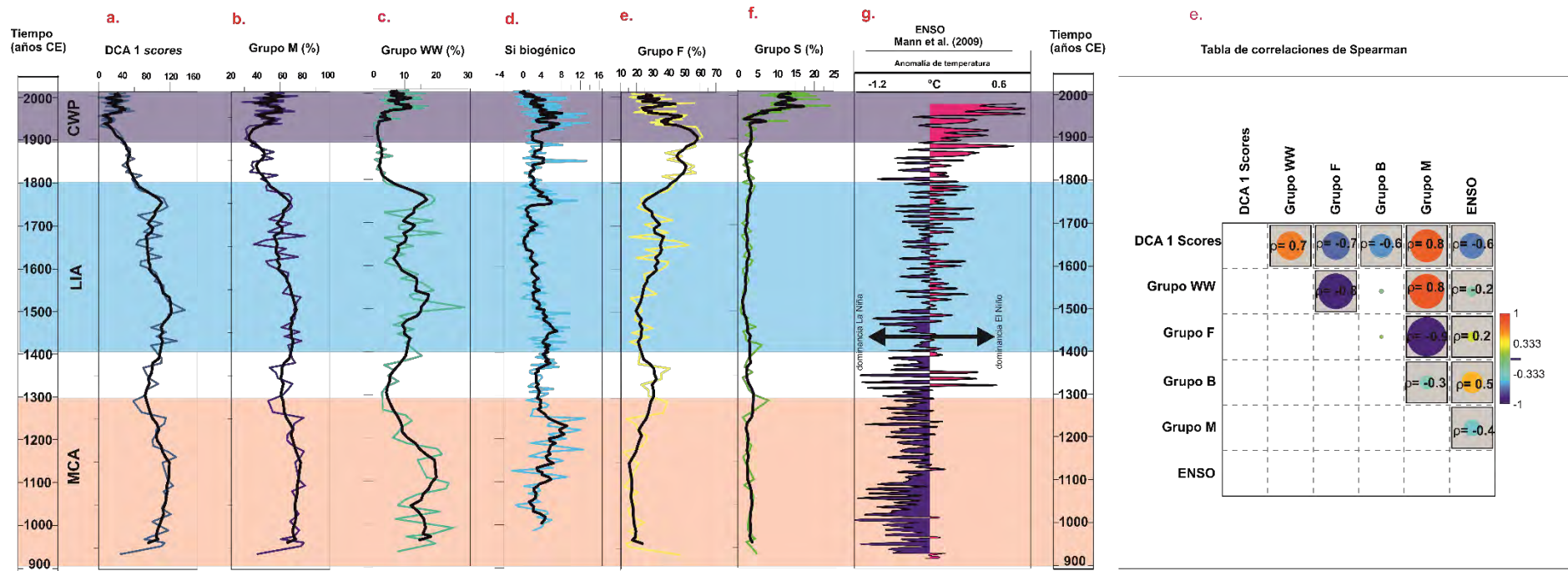


Fig. 5-9. Reconstrucción milenaria de los *scores* del eje 1 DCA presentado en la Fig. 5-8 a y b, y de los grupos de diatomeas indicadores de salinidad marinas (M), especies indicadoras de aguas cálidas (WW), Si biogénico, dulceacuícolas (F) y salobres (b) (a- f respectivamente). El panel g presenta la reconstrucción ENSO de las temperaturas superficiales del mar de la región El Niño 3 generada por Mann et al. (2009). En bandas violetas, celeste y rosada quedan representados los períodos climáticos que han ocurrido en el último milenio (CWP: periodo cálido contemporáneo. LIA: pequeña edad del hielo y MCA: anomalía climática medieval). En el panel h se muestra la tabla de correlación de Spearman para los datos de las reconstrucciones milenarias presentadas en los paneles a- g. (n = 149; p = < 0,01).

### 5.1.5 Correlaciones entre datos hidroclimáticos instrumentales y el registro diatomológico del testigo GeoB 13813-4

En el período 1928- 2008 CE el grupo b presentó una tendencia creciente (Fig. 5-10), mientras que lo opuesto se registró para el grupo F. Los mayores/ menores y más estables valores del grupo F/ b fueron registrados antes del 1970 CE, y estuvieron asociados a la dominancia de fases positivas AMO y SOI y negativas PDO (Fig. 5-10). Los menores/ mayores y más variables valores del grupo F/ b fueron registrados posterior a 1970 CE, época que se caracterizó por la dominancia de fases negativas AMO y SOI y positivas PDO, principalmente hasta el año 2000 (Fig. 5-10).

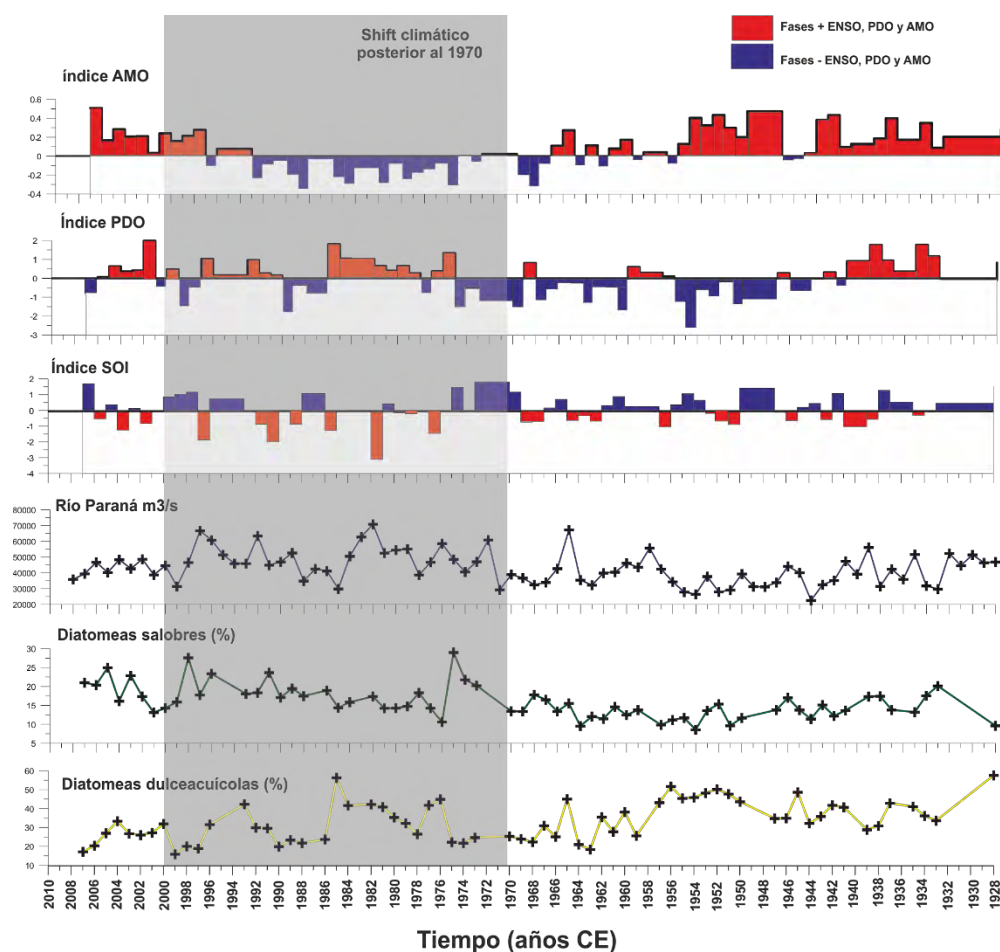


Fig. 5-10. Series temporales de los datos históricos instrumentales AMO, PDO, SOI, descargas del Río Paraná, y de los grupos indicadores de salinidad b y F (de arriba hacia abajo, respectivamente).

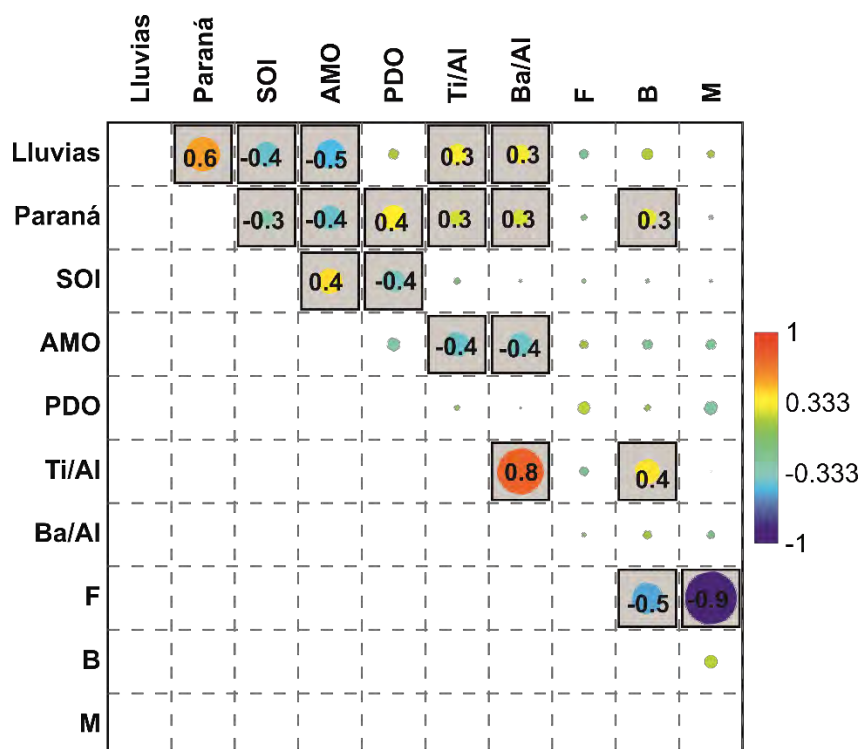


Fig. 5-11. Correlaciones de Spearman de las series temporales de las anomalías de lluvia, descarga del Río Paraná e índices climáticos SOI, AMO y PDO y de los *proxies* sedimentarios Ti/Al, Ba/Al y grupos de diatomeas indicadores de salinidad. Las correlaciones significativas se indican con un recuadro negro, donde las correlaciones positivas se representan con amarillo a rojo y negativas con azul claro ( $n = 65$ ;  $p < 0,01$ ).

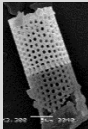

En base a los estadísticos presentados en la Fig. 5-11 se detectó una correlación positiva entre el grupo b y las descargas del Río Paraná ( $\rho = 0,3$ ,  $n = 65$ ,  $p = <0,01$ ). Como ya se expuso en la sección 2, las descargas del Río Paraná están positivamente correlacionadas con las anomalías de las precipitaciones y con el índice PDO, y negativamente con los índices AMO y SOI (eventos La Niña) (Fig. 5-11). El grupo b presentó una correlación positiva con Ti/Al ( $\rho = 0,4$ ,  $n = 65$ ,  $p = <0,01$ ) y se detectaron correlaciones negativas entre el grupo F y los grupos b y M ( $\rho = 0,5$  y  $0,9$  respectivamente,  $n = 65$ ,  $p = <0,01$ ).

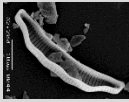

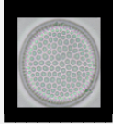
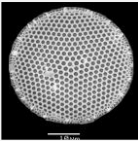
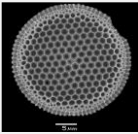
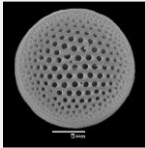
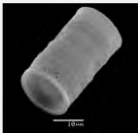
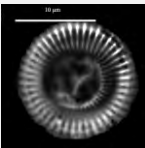
## 5.2 Discusión

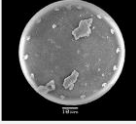
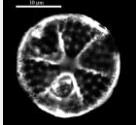


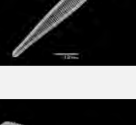

### 5.2.1 Diatomeas como análogo moderno de las condiciones ambientales del RdIP

La elevada riqueza de especies de diatomeas y la coexistencia de especies de diatomeas dulceacuícolas, salobres y marinas (Tabla 9), se asocia con la alta productividad intrínseca y la dinámica hidrológica estuarina (Acha et al., 2008; Möller et al., 2008; Piola et al., 2008). La distribución de diatomeas provenientes de sedimentos superficiales estuvo asociada con el aporte continental de agua dulce de los Ríos Paraná y Uruguay y la intrusión de agua marina proveniente del océano Atlántico sudoccidental (Perez et al., 2017 a). Por lo tanto, se registró una alta correlación entre la salinidad, las estaciones fluviales y estuarina y las especies de diatomeas asociadas a bajas salinidades e indicadores de altos niveles tróficos (Perez et al., 2017 a). Las estaciones externas (zona marina) se caracterizaron por altas salinidades y especies marinas, algunas de ellas indicadoras de aguas cálidas, indicando la presencia de agua de plataforma subtropical (Fig. 5-1; Perez et al., 2017 a; Mourelle et al., 2018).

Tabla 9. Especies de diatomeas significativas (aquellas que presentaron un 2% en al menos tres estaciones; Karst y Smol (2000)), identificadas en las muestras superficiales del RdIP (años 2009 y 2010). Se indica en el centro sus preferencias ecológicas y las condiciones ambientales del RdIP asociadas a su registro según el trabajo de Burone et al. (2013).

	Especies de diatomeas	de	Preferencias ecológicas de las especies de diatomeas	Condiciones ambientales del RdIP
	<i>Aulacoseria granulata</i> (Ehrenberg) Simonsen		Dulceacuícolas, planctónicas, alcalófilas e indicadoras de condiciones eutróficas (Pankow, 1970; Vos and de Wolf, 1993; Van Dam et al., 1994; Bicudo et al., 2016).	<ul style="list-style-type: none"> <li>• Estaciones asociadas a estas especies: 1, 2, 3 y 4</li> </ul>
	<i>A. granulata</i> var. <i>angustissima</i> (O.Müller) Simonsen			<ul style="list-style-type: none"> <li>• Ambiente estuarino y riverino (condiciones salobres)</li> </ul>
	<i>Aulacoseira ambigua</i> (Grunow) Simonsen			<ul style="list-style-type: none"> <li>• Asociado a bajas e intermedias condiciones de salinidad</li> </ul>
	<i>A. muzzanensis</i> (Meister) Krammer		Dulceacuícola, planctónica, cosmopolita e indicadora de condiciones eutróficas (Gómez and Bauer, 2000).	<ul style="list-style-type: none"> <li>• Alto contenido de materia orgánica y clorofila a.</li> </ul>

	<i>Eunotia</i> Ehrenberg spp.	Género dulceacuícola, epífita, acidófilo y en general indicador de condiciones oligotróficas (Van Dam et al., 1994).	<ul style="list-style-type: none"> <li>• Altas relaciones Ti/Ca y Fe/Ca (indicadoras de mayor aporte continental vs. marino)</li> </ul>
	<i>Staurosirella martyi</i> (Héribaud) Morales and Manoylov	Dulceacuícola, epífita, alcoholófila, e indicadora de condiciones mesoeutróficas, de sistemas someros en regiones templadas (Frenguelli, 1941; Pankow, 1970; de Wolf, 1982).	<ul style="list-style-type: none"> <li>• Valores más negativos de <math>\delta^{13}\text{C}</math> (aporte continental de plantas C3)</li> </ul>
	<i>Actinocyclus normanii</i> (Gregory) Hustedt	Salobre, planctónica e indicadora de condiciones eutróficas en regiones templadas (de Wolf, 1982; Gómez and Bauer, 2000).	
	<i>Coscinodiscopsis commutata</i> (Grunow) Sar y Sunesen	Salobre y planctónica (Guiry and Guiry, 2017)	
	<i>Thalassiosira baltica</i> (Grunow) Ostfeld	Salobre y planctónica (Hasle and Syvertsen, 1996)	
	<i>Coscinodiscus radiatus</i> Ehrenberg	Marina (oceánica y nerítica), planctónica y cosmopolita (de Wolf, 1982; Hasle and Syvertsen, 1996; Al-Kandari et al., 2009).	<ul style="list-style-type: none"> <li>• Estaciones asociadas a estas especies: 7, 8, 9, 10, 11</li> </ul>
	<i>Thalassiosira eccentrica</i> (Ehrenberg) Cleve	Marina (nerítica), planctónica y cosmopolita (Vos and de Wolf, 1994; Hasle and Sylversten, 1996; Gómez and Bauer, 2000; Al-Kandari et al., 2009).	<ul style="list-style-type: none"> <li>• Asociadas a altas salinidades (ambiente marino)</li> </ul>
	<i>T. simonsenii</i> Hasle and Fryxell	Marina, planctónica y de regiones cálidas a templadas (Hasle and Syvertsen, 1996)	<ul style="list-style-type: none"> <li>• Bajo contenido de materia orgánica y relativamente bajo contenido de clorofila a.</li> </ul>
	<i>T. oestrupii</i> (Ostfeld) Proschkina-Lavrenko ex Hasle	Marina (principalmente nerítica), planctónica y de regiones cálidas a templadas (Fryxell and Hasle, 1980; Sar et al., 2001; Al-Kandari et al., 2009).	<ul style="list-style-type: none"> <li>• Bajas relaciones Ti/Ca y Fe/Ca (indicadoras de menor aporte continental vs. marino)</li> </ul>
	<i>Paralia sulcata</i> (Ehrenberg) Cleve	Marina (nerítica), ticoplanctónica, cosmopolita y comúnmente encontrada luego de tormentas de invierno (Vos and de Wolf, 1994; Hasle and Syvertsen, 1996; Al-Kandari et al., 2009).	<ul style="list-style-type: none"> <li>• Valores más positivos de <math>\delta^{13}\text{C}</math></li> </ul>
	<i>Cyclotella striata</i> (Kützing) Grunow	Marina (nerítica), planctónica, cosmopolita, eurihalina y abundante en estuarios y lagunas costeras (de Wolf, 1882; Vos and de Wolf, 1994; Hasle and Syvertsen, 1996; Gómez and Bauer, 2000; Al-Kandari et al., 2009).	

	<i>Actinocyclus octonarius</i> Ehrenberg	Marina (nerítica), planctónica y cosmopolita (de Wolf ,1982; Hasle and Syvertsen, 1996; Al-Kandari et al., 2009).
	<i>Actinoptychus senarius</i> (Ehrenberg) Ehrenberg	Marina (nerítica), ticoplanctónica y cosmopolita (de Wolf ,1982).
	<i>Diploneis bombus</i> (Ehrenberg) Ehrenberg	Marina y bentónica (Guiry and Guiry, 2017).
	<i>Tricgonium reticulum</i> Ehrenberg	Marina (nerítica) y bentónica, de aguas cálidas (de Wolf, 1982; Al-Kandari et al., 2009).
	<i>Fragilariopsis doliolus</i> (Wallich) Medlin y P.A.Sims	Marina y bentónica de aguas cálidas (Hasle and Syvertsen, 1996).
	<i>Thalassionema pseudonitzschioides</i> (Schuette & Schrader) Hasle	Marina. planctónica y probablemente presente en aguas cálidas (Hasle and Syvertsen, 1996)

### 5.2.1.1 Diatomeas indicadoras de mayor aporte de agua dulce

Las asociaciones de diatomeas, las variables ambientales y los indicadores de productividad, origen de la MO y aporte continental vs. marino, permitieron identificar tres zonas ambientales. El grupo 1 estuvo asociado a la zona fluvial, presentando bajos valores de salinidad y temperatura, alto estado trófico en los sedimentos según lo registrado por los *proxies* de productividad (MO, P, NT, Corg y Clo-a), y mayor influencia de aporte continental (Ti/Ca y C/N) (Burone et al., 2013). El registro de diatomeas presentó una dominancia de especies F y b (*Aulacoseira* spp., *Actinocyclus normanii* y *Staurosirella martyi*), las cuales son indicadores de condiciones eutróficas (Fig. 5-1), Vos y de Wolf, 1993; Van Dam et al., 1994; Coste y Prigiel, 2000). Esta asociación de especies de diatomeas es característica de ambientes estuarinos y ya ha sido previamente registrada por otros autores para esta zona del RdIP (Frenguelli, 1941; Müller-Melchers, 1953; Gómez y Bauer, 2000; Ferrari y Pérez, 2002; Licursi et al., 2006, Hassan, 2010). Las especies más abundantes fueron *Aulacoseira* spp., las cuales presentan una ventaja adaptativa, ya que pueden formar largas cadenas filamentosas y



tienen una morfología que les permite tener una mayor superficie de absorción de luz y contienen pigmentos accesorios que aumentan su espectro de absorción (Gómez y Bauer, 2000). Consecuentemente, están adaptadas para vivir en sistemas con una alta carga de material en suspensión (Wang et al., 2008), como es el caso del RdIP (Licursi et al., 2006). En el año 2010, principalmente en la zona fluvial, pero también estuarina se observó la mayor abundancia de las especies del género *Aulacoseira*. Durante los eventos El Niño, se genera un aumento de las precipitaciones sobre la cuenca de drenaje del RdIP, aumentando la entrada de agua dulce y de material en suspensión continental hacia el RdIP, favoreciendo el desarrollo de las especies del género *Aulacoseira* y quedando registrado en los sedimentos (Marrero et al., 2014; Perez et al., 2016, 2017 a, 2018).

#### 5.2.1.1 *Diatomeas indicadoras de mayor influencia marina*

Las especies de diatomeas anteriormente mencionadas fueron reemplazadas gradualmente hacia las estaciones externas por especies M (zona marina) donde se observó dominancia de *Coscinodiscus radiatus*, *Thalassiosira eccentrica*, *T. simonsenii*, *T. oestrupii*, *Paralia sulcata*, *Cyclotella striata*, *Actinocyclus octonarius*, *Actinopterychus senarius*, *Diploneis bombus*, *Trigonium reticulum*, *Fragilariopsis doliolus* y *Thalassionema pseudonitzschoides*, que ya han sido registradas previamente para el RdIP (Müller-Melchers, 1959; Ferrando, 1962; Burone, 1984; Ferrari and Pérez, 2002; Metzeltin et al., 2005; Calliari et al., 2009; Hassan, 2010), y aguas de las plataformas brasileras y argentinas (Lange y Mostajo, 1985; Negri et al., 1988; Sar et al., 2001, 2007). Esta sección marina (grupo 3), se asoció negativamente a los *proxies* de productividad y de origen continental, y estuvo relacionada a altos valores de salinidad y temperatura (Burone et al., 2013; Perez et al., 2017 a).

La zona media estuarina no presentó especies de diatomeas asociadas exclusivamente a ella, sino que se observó una mezcla de especies F, b y M. Esta zona de transición entre los aportes continentales y marinos, está asociada con la posición del frente de turbidez según lo registrado previamente por Burone et al. (2013) y Tudurí et al. (2018), y se caracterizó por aumento de los indicadores de productividad. La alta turbidez inherente a esta zona explica el dominio de especies planctónicas en el grupo 1 y los valores más altos de especies bentónicas observados en el grupo 3. Esto último es una consecuencia de los procesos de floculación del frente de turbidez y el de salinidad, que conduce a una mayor penetración de la luz en la sección externa y permite el desarrollo de especies

bentónicas marinas, es decir, *Diploneis bombus*, *Trigonium reticulum* y *Fragilariopsis doliolus* (Calliari et al., 2009; Burone et al., 2013; Tudurí et al., 2018). El mayor registro de esporas de *Chaetoceros* y *Thalassionema* de las estaciones externas del RdIP para el año 2010 implica una mayor productividad en este año ya que dichas especies (Romero y Armand, 2010), son indicadoras de una mayor productividad en la plataforma continental adyacente al RdIP asociada a la fertilización continental consecuencia de los eventos El Niño (Machado et al., 2013).

### **5.2.2 Asociaciones de diatomeas del cinturón de fango y sus tendencias para el último milenio**

Se observó una relativamente alta riqueza específica de diatomeas, atribuible al igual que para las asociaciones modernas a la dinámica de la región (Perez et al., 2017 a y b). Se observaron altos valores de productividad, relacionado con las características hidroclimáticas, oceanográficas y biológicas del sistema (Lange y Mostajo, 1985; Negri et al., 1988; Méndez et al., 1998; Acha et al., 2004; Martínez y Ortega, 2007, 2015; Machado et al., 2013). La mezcla de diferentes masas de agua dentro de la plataforma continental interna, es decir, la influencia del agua de plataforma subtropical, agua de plataforma Subantártica y la pluma de descarga del RdIP, explican los altos valores de productividad (Fig. 1-8 a, Acha et al., 2004; Moller et al., 2008; Piola et al., 2008). El aporte continental ejerce también un rol fundamental en la productividad del sistema (inferido mediante la relación elemental Ba/Al, ver sección 2 y 3). El predominio de diversas especies cosmopolitas registradas en el cinturón, por ejemplo, *Actinocyclus octonarius*, *Cyclotella striata*, *Thalassiosira eccentrica*, *T. oestrupii*, *Coscinodiscus radiatus*, *Paralia sulcata*, *Actinoptychus senarius*, *Staurosira construens* y *Aulacoseira granulata* (de Wolf, 1982; Van Dam et al., 1994; Hasle y Syvertsen, 1996; Kandari et al., 2009), es atribuible a la heterogeneidad espacial y temporal presente en la región (Martínez y Ortega, 2007). Tal resultado había sido presentado previamente por Lange y Mostajo (1985).

Ambos testigos presentaron una composición de diatomeas e índices ecológicos similares y cambiaron en consecuencia de forma sincrónica a lo largo del último milenio (Fig. 5-5, Fig. 5-6). Por lo tanto, los patrones de sedimentación y la respuesta geoquímica y

biológica parecen estar modulados por las mismas fuerzas hidrológicas, oceanográficas y climáticas, al menos para el último milenio (Perez et al., 2021 b).

#### 5.2.2.1 Dominancia de diatomeas marinas: 900-1600 CE

Desde el 900 al 1600 CE se registraron los valores más altos y constantes del grupo M, compuesto por géneros planctónicos y ticoplanctónicos tales como *Coscinodiscus*, *Thalassiosira*, *Thalassionema* y *Paralia*, pero también se registraron géneros bentónicos co-dominantes, como *Trigonium* y *Diploneis* (Fig. 5-5, Fig. 5-6). Los géneros de mayor riqueza de especies significativas *Thalassiosira*, *Coscinodiscus* y *Chaetoceros* es concordante ya que son los géneros fitoplanctónicos más exitosos en aguas neríticas y oceánicas a nivel mundial (Hasle y Syvertsen, 1996). Además, *Thalassiosira oestrupii*, *Thalassionema pseudonitzschoides*, *Cymatotheca weisflogii* y *Trigonium reticulum* son indicadores de sistemas tropicales-subtropicales (Hasle y Syvertsen, 1996; Méndez et al., 1998; Sar et al., 2001, 2007, 2010). Por lo tanto, la presencia de tales especies que en conjunto forman el grupo indicador de aguas cálidas indica una mayor influencia del agua de plataforma subtropical durante este período (Romero y Hensen., 2002; Mourelle et al., 2018).

Durante este periodo se determinó una alta abundancia relativa de esporas de reposo del género *Chaetoceros* en ambos testigos. La presencia de las mismas puede atribuirse al agotamiento de nutrientes después de eventos de floración de *Chaetoceros*, lo que estaría implicando eventos de alta productividad local, pero también un fuerte transporte lateral a nivel de plataforma, lo que implicaría cambios regionales de la productividad (Saino et al., 1998; Sancetta, 1999; Romero y Hebbeln, 2003; Rebolledo et al., 2005; Romero y Armand, 2010; Hatin et al., 2017). Actualmente durante el verano austral se observan con frecuencia eventos de surgencia en el Cabo Santa Marta (Sur de Brasil, Campos et al., 2013; Lutz et al., 2018). Durante la MCA (900- 1300) se intensificó el sistema de la corriente de Brasil (Chiessi et al., 2014; Lüning et al., 2018), así como la zona de surgencia adyacente (es decir, Cabo Frío; Lüning et al., 2018). Como fue discutido en la sección anterior, este periodo estuvo relacionado con los menores valores de productividad marina inferidos a partir de *proxies* geoquímicos, por lo que el aumento de las esporas de *Chaetoceros* estaría relacionado con el fuerte transporte lateral desde la plataforma continental brasileña adyacente, a través de la mayor influencia del agua de plataforma subtropical (Mourelle et al., 2018).

#### 5.2.2.2 Dominancia de diatomeas dulceacuícolas: 1600-1900 CE

El grupo de diatomeas F contribuyó en gran medida a las asociaciones de diatomeas de ambos testigos, especialmente entre 1600 y 1900 CE, donde alcanzaron valores mayores al 50% (Fig. 5-5, Fig. 5-6). Las especies de diatomeas F dominantes pertenecieron principalmente al género planctónico *Aulacoseira*, es decir, *A. granulata*, y su variedad *angustissima*, *A. ambigua* y *A. muzzanensis*, pero también las bentónicas *Eunotia* spp., *Staurosirella martyi* y *Staurosira construens* fueron significativas (Fig. 5-5, Fig. 5-6). Dichas especies están adaptadas a vivir en sistemas altamente turbulentos con una alta cantidad de material sólido en suspensión, siendo indicadoras de condiciones eutróficas (De Wolf, 1982; Van Dam et al., 1994; Coste y Prygiel, 2000; Gómez y Bauer, 2000; Licursi et al., 2006; Hassan, 2010; García-Rodríguez et al., 2011; Perez et al., 2017 a). Así, dicho grupo de diatomeas conforma un *proxy* confiable del aporte de agua dulce y rica en nutrientes proveniente del RdIP (Rebolledo et al., 2005; Gómez, 2014; Hatin et al., 2017). El mayor registro del grupo F (indicador de condiciones eutróficas) entre el 1600- 1900 CE es concordante con un mayor aporte continental y productividad marina (es decir Ti/Al y Ba/Al) registrados para el último milenio.

#### 5.2.2.3 Dominancia contemporánea de diatomeas salobres: 1900 CE hasta el presente

Desde 1900 a 2009 CE se registraron los valores más altos de dos géneros adaptados a condiciones estuarinas a nivel mundial, es decir, *Cyclotella* y *Actinocyclus* (Fig. 5-5, Fig. 5-6). *Cyclotella* es un género planctónico, que habita principalmente en sistemas de agua dulce, con algunas especies que se encuentran en estuarios y aguas marinas costeras poco profundas (Hasle y Sylversten, 1996). *Actinocyclus* es un género de diatomeas estuarino ticoplanctónico, con muchas especies que habitan en sistemas continentales asociados con altas salinidades o condiciones eutróficas (Stoermer y Julius, 2003). Las especies más abundantes dentro de ambos géneros fueron *Actinocyclus normanii*, *A. octonarius*, *Cyclotella striata* y *C. meneghiniana*. Estas especies han sido previamente registradas para la zona mixohalina del RdIP (Frenguelli, 1941; Gómez y Bauer, 2000; Licursi et al., 2006; Hassan, 2010; García-Rodríguez et al., 2011; Perez et al., 2017 a). De hecho, *Actinocyclus normanii* junto con las especies de *Aulacoseira* registradas en este estudio, son las especies de diatomeas planctónicas dominantes en los sedimentos del RdIP (Hassan, 2010). *Actinocyclus normanii* y *Cyclotella meneghiniana* son indicadoras de alto

estado trófico y sistemas con elevado impacto antrópico (de Wolf, 1982; Van Dam et al., 1994; Hasle y Syvertsen, 1996; García-Rodríguez et al., 2011). Lange y Mostajo (1985) determinaron que *Cyclotella striata* es una especie indicadora de la advección de agua salobre del RdIP sobre el océano Atlántico sudoccidental y fue también exitosamente utilizada como *proxy* de la influencia de la pluma de descarga de un río en África occidental sobre el Océano Atlántico Suroriental (Pakras, 1991; Hatin et al., 2017). Para el caso del RdIP también puede ser utilizada para estudiar la influencia de su pluma de descarga (Lange y Mostajo, 1985).

### **5.2.3 Variabilidad de la pluma de descarga del RdIP sobre el cinturón de fango y su correlación con los modos de variabilidad climática durante el último milenio**

El diagrama de ordenación multivariado DCA, posicionó a los grupos F y b juntos sobre el lado izquierdo del mismo (valores negativos), mientras que en general las especies M se localizaron hacia la derecha (valores positivos, Fig. 5-8). Por lo tanto, el Eje DCA 1 responde al gradiente de salinidad (Perez et al., 2017 a y b) generado por la influencia diferencial de la pluma de descarga del RdIP sobre la plataforma. La gráfica de los *scores* del Eje DCA1 permitió reconstruir dichos cambios en la influencia de la pluma durante el último milenio. La menor influencia de la pluma de descarga del RdIP se registró entre el 900 y el 1420 CE, relacionada con el menor aporte continental al depocentro de fango del último milenio (Perez et al., 2018; 2021 b). Estos menores aportes continentales están relacionados con una menor descarga del RdIP relacionada con un estado multidecadal del tipo La Niña y un dominio de los patrones de viento del norte, acompañado de una mayor influencia del agua de plataforma subtropical (Perez et al., 2016, Mourelle et al., 2018). Posteriormente y hasta el 1900 CE fue inferida una fuerte influencia de la pluma de descarga del RdIP, expresada en las mayores dominancias en la asociación de diatomeas F durante este período. Dicho período está relacionado con una intensificación de la descarga del río RdIP sobre el océano Atlántico sudoccidental, pero también a un patrón multidecadal El Niño y de vientos sur asociado a la migración norte del sistema de vientos oeste (Bender et al., 2013; Perez et al., 2016, 2017 b, 2018; Mourelle et al., 2018). Los fuertes eventos de vientos del sur sumado a las altas descargas del RdIP consecuencia de la intensificación de los ciclos ENSO conducen a un corrimiento excepcional de la pluma de descarga del RdIP hacia el norte, la cual pudo a su vez

incorporar la pluma de descarga de la Laguna Patos- Mirim (Piola et al., 2005, 2008; Burrage et al., 2008). Esta alta influencia de la pluma de descarga del RdIP se extendió hacia el presente, al ser registrados los valores más altos del grupo de diatomeas b posterior al 1900 CE.

Los ciclos significativos de 20-30 años registrados para los datos diatomológicos (grupos F y M), así como 14 años para el grupo F (Tabla 8), son atribuidos a la variabilidad hidroclimática decadal y multidecadal relacionada con PDO y AMO, respectivamente. Además de estos ciclos decadales y multidecadales se registró un ciclo significativo de 300 años para las especies F y M, *Aulacoseira ambigua*, *Delphineis surirella* y *Thalassiosira oestrupii*. Este ciclo secular es interpretado como el resultado del forzamiento solar, es decir el ciclo de la actividad solar de 200 años De Vries/ Suess. Dicho ciclo fue previamente estudiado como modulador de la actividad del SAMS (Novello et al., 2012, 2016), así como también de la ubicación del sistema de vientos oeste (es decir, migra hacia el sur durante una mayor actividad solar) (Turney et al., 2016; Varma et al., 2011), y así puede influir en la descarga del RdIP y el registro del cinturón de fango del RdIP durante el último milenio (Perez et al., 2018).

La ciclicidad interanual relacionada al ENSO no fue detectada, dada la baja resolución de los datos diatomológicos (es decir una resolución de 0.8 años por muestra para los primeros 100 cm) en comparación con los datos XRF presentados en la sección 2 (0.15 años por muestra; Perez et al., 2021 a). A pesar de esto, los datos diatomológicos presentaron una buena correlación con la reconstrucción de ENSO de Mann et al. (2009). Los *scores* del DCA 1 indicaron una fuerte correlación negativa con dicha reconstrucción, lo que indica que los eventos el Niño están relacionados con una mayor influencia de la pluma de descarga del RdIP sobre el depocentro de fango del RdIP, lo que implica una mayor productividad autóctona marina (Perez et al., 2021 a y b). También se observó una correlación significativa y negativa entre los grupos de especies indicadoras de aguas cálidas y M y la reconstrucción ENSO para el último milenio, lo que indica que la dominancia de eventos La Niña/ El Niño implica una mayor/ menor influencia marina específicamente asociada al agua de plataforma subtropical. Finalmente, se registró una correlación positiva y significativa entre los grupos F y b y dicha reconstrucción climática. Principalmente en lo que respecta al grupo b, implica que la dominancia de los eventos El Niño determinan una mayor influencia de la pluma de descarga del RdIP sobre

el depocentro (es decir posterior al 1500 CE) y el registro diatomológico del cinturón de fango del RdIP está fuertemente determinado por los eventos ENSO del último milenio, los cuales exhiben ciclicidad decadal y multidecadal en teleconexión con PDO y AMO.

#### **5.2.4 Impacto antropogénico y su impronta diatomológica en el cinturón de fango**

La mayor influencia de la pluma de descarga del RdIP en el depocentro de fango desde 1600 CE hasta el presente se manifestó en la dominancia de diatomeas F, mientras que durante el siglo pasado el grupo b indicó tal condición ambiental de mayor influencia de la pluma sobre la plataforma continental. Para el último siglo el grupo b se correlacionó positivamente con la serie temporal de la descarga del Río Paraná, pero no se encontró correlación entre la descarga del mismo y el grupo de diatomeas F evidenciando procesos de dilución de las aguas continentales del RdIP dentro del océano Atlántico adyacente durante el último siglo, en comparación con los tres siglos precedentes. La existencia de agua más diluida y variable observada durante el último siglo está muy probablemente relacionada con el forzamiento natural pero principalmente con el antropogénico. El siglo pasado presentó un fuerte *shift* hidroclimático a partir de la década de 1970, pero también un fuerte impacto antropogénico (Tucci y Clarke, 1998; Tucci, 2000; Depetris y Pasquini, 2007 a y b; Bonachea et al., 2010; Gómez, 2014). La actividad ENSO se ha intensificado durante el período contemporáneo incrementando las precipitaciones sobre el sudeste de Sudamérica y consecuentemente las descargas del RdIP, nutrientes y material particulado hacia la plataforma adyacente (Depetris y Kempe, 1990; Depetris et al., 1996; Camilloni y Barros, 2003; Seager et al., 2010; Barreiro et al., 2014). Por lo tanto, se infirió un aumento acorde de la productividad dentro del estuario y la plataforma continental adyacente (Machado et al., 2013). La mayor salinidad registrada para el último siglo en comparación con el período precedente (1600- 1900 CE), relacionada al aumento notorio del grupo b, está muy probablemente relacionada con la migración hacia el sur del sistema de vientos oeste ocurrida para el CWP. De acuerdo con Lumpkin y Garzoli (2011) y Toggweiler y Russell (2008) dicha migración está asociada al impacto antrópico. Consecuentemente, se generó una mayor influencia del agua de plataforma subtropical sobre la plataforma uruguaya, diluyendo así las mayores descargas del RdIP ocurridas para las últimas décadas, generando una disminución de las especies F (Mourelle et al., 2018). Así, también el establecimiento y operación de muchas represas dentro de la

cuenca de drenaje del RdIP (Fig. 1-5) pudo consecuentemente retener el transporte de sedimentos y especies F. La cuenca alta del Río Paraná y del Río Uruguay, presentan al menos 130 grandes represas (Fig. 1-5), las cuales modulan las descargas de los ríos, secuestrando sedimentos y alterando su biogeoquímica (Tucci y Clarke, 1998; Tucci, 2000; Depetris y Pasquini, 2007 a y b; Bonachea et al., 2010; Perez et al., 2021 a). Entonces, la migración del sistema de vientos oeste hacia el sur junto a la operación de represas durante el último siglo, es la explicación más plausible a la disminución/aumento de las especies F/ b a pesar de la tendencia creciente en la hidrología del sistema para el CWP. Consecuentemente, el período más húmedo observado a partir del 1970 se caracterizó por un aumento del grupo b. Asimismo este grupo se correlacionó positivamente con la descarga del Río Paraná y con los aportes continentales.

Después de la década del 1970 el RdIP presenta evidencias de síntomas de eutrofización, que son coincidentes con la intensificación de actividades antropogénicas, es decir, la construcción de represas, y la fuerte intensificación de los usos del suelo, pero también con el cambio hidroclimático natural discutido anteriormente (Tucci y Clarke, 1998; Tucci, 2000; López y Nagy, 2005; Depetris y Pasquini, 2007 a; Bonachea et al., 2010; Gómez, 2014). El impacto antrópico genera principalmente un aumento de la erosión y por lo tanto aumento del aporte de nutrientes sobre la plataforma, lo cual genera un incremento del estado trófico del estuario (Tucci y Clarke, 1998; Tucci, 2000; López y Nagy, 2005). En consecuencia, se registró una gran abundancia de los taxones eutróficos *Actinocyclus normanii* y *Cyclotella meneghiniana* para las últimas décadas. Ambas especies son muy comunes en la zona costera impactada del RdIP norte- Montevideo (García-Rodríguez et al., 2011), y parecen ser abundantes para el presente estudio solo durante el último siglo. Por lo tanto, la presencia de estas especies indica impactos antropogénicos acumulativos en los sedimentos contemporáneos del depocentro de fango, lo cual fue previamente indicado en estudios anteriores (Perez et al., 2016 y 2017 b; Mourelle et al., 2018; Hanebuth et al., 2019).



## 6 CONSIDERACIONES FINALES

El depocentro cinturón de fango del RdIP es una excelente fuente secular y milenaria de información de muy alta resolución de variabilidad hidroclimática y exportación terrígena, ya que la sedimentación alcanza valores máximos de hasta 13 mm año<sup>-1</sup> (parte occidental del depocentro). Este excepcional registro sedimentario del depocentro ofrece la oportunidad científica de comparar de manera confiable las observaciones instrumentales directas con los datos *proxy* sedimentarios, y analizarlos en términos de la variabilidad natural *versus* antropogénica. Las correlaciones del registro sedimentario contemporáneo y los datos instrumentales indicaron una buena correspondencia de la descarga del RdIP con las anomalías de precipitaciones de la serie temporal del noreste de Argentina (cuenca baja del Río Paraná) durante el verano. Dichas anomalías de precipitaciones son moduladas por los modos de variabilidad climática, en escalas de tiempo interanual por ENSO, y decadales y multidecadales por PDO y AMO, respectivamente, y finalmente modulan la descarga de los principales afluentes del RdIP. Por lo tanto, la variabilidad hidrológica natural y el registro sedimentario de aportes continentales y productividad marina están moduladas por estas oscilaciones. A partir de este estudio, se obtuvieron evidencias que indican que los cambios en los regímenes de la temperatura superficial del Pacífico tropical y del Atlántico no solo modularon las teleconexiones ENSO, sino también el cambio climático regional registrado después de 1970. De acuerdo con otros estudios realizados previamente en la cuenca de drenaje del RdIP, se detectó un cambio hidroclimático significativo después de 1970 que condujo a condiciones más húmedas, las cuales fueron también registradas previamente en otras partes del mundo (es decir, este de la Antártida, México, suroeste de América del Norte y Alaska). En el caso particular de la plataforma del RdIP, este periodo estuvo relacionado con mayor aporte continental lo cual condujo a una mayor productividad marina adyacente. Consecuentemente, se determinó un cambio en los datos *proxy* del depocentro después de 1970 CE, registrándose los máximos valores de aportes continentales y productividad del último milenio, condición que fue asociada a una combinación de variabilidad climática natural e impacto antropogénico. Dicho período posterior al 1970 está relacionado con un cambio climático bien definido, donde predominaron las fases positivas ENSO y PDO y fases negativas AMO, asociados a la intensificación de los usos del suelo, generando un impacto acumulativo natural y antropogénico. El principal impacto antropogénico en la cuenca es la intensificación de las actividades agrícolas,

principalmente los cultivos de soja, que en combinación con el incremento de las precipitaciones y la escorrentía provocó una mayor erosión del suelo, escorrentía y aporte de material continental sobre el depocentro.

Durante el último milenio se registró una variabilidad secular, multidecadal, decadal e interanual en los aportes continentales y productividad asociada, la cual fue asociada a AMO, PDO, y ENSO. Éstos juegan un papel crucial en la modulación de las características geoquímicas de los sedimentos terrígenos del depocentro. El proceso de intensificación del modo de variabilidad ENSO se inició después del comienzo de LIA, cuya cronología se puede establecer posterior al 1500. Este proceso determinó una intensificación de los aportes continentales en el depocentro y un aumento de la productividad en el océano Atlántico sudoccidental. Durante LIA, ENSO mostró principalmente ciclos decadales, pero después del final del LIA y el inicio del CWP, la ciclicidad se intensificó a ciclos de media década.

La Laguna de las Nutrias presentó una asociación directa entre los *proxies* y los cambios en los patrones de sedimentación y la variabilidad hidroclimática regional registrada para los últimos cinco siglos. Fueron registradas las menores tasas de sedimentación y valores de aportes continentales y mayor productividad durante la LIA, la cual se caracterizó en el SE- Uruguay por condiciones de menor humedad consecuencia de la inactivación del SALLJ. Por otro lado, se observaron valores intermedios en las tasas de sedimentación entre el 1880 y el 1980 CE, acompañado de valores crecientes e intermedios de los aportes continentales y decrecientes e intermedios de productividad. Este patrón observado fue asociado con la finalización de LIA y comienzo del CWP, el cual se caracterizó por la instauración de condiciones de mayor humedad, ampliamente registradas para la región. Finalmente, las mayores tasas de sedimentación fueron registradas entre el 1980 CE y el presente (alcanzando valores de  $4.4 \text{ mm año}^{-1}$ ), lo cual estuvo acompañado por el mayor aporte continental y menor productividad. Este registro de mayor aporte continental estuvo asociado al notorio incremento de las precipitaciones locales consecuencia del *shift* climático ocurrido posterior a la década del 70. Así se registraron correlaciones contemporáneas positivas entre las precipitaciones locales y los indicadores de aportes continentales. Al igual que para el registro sedimentario del cinturón de fango del RdIP, se observó una ciclicidad multidecadal, decadal e interanual asociadas a AMO, PDO y ENSO. También se registró una intensificación significativa en los procesos de aporte

continental posterior al 1880 CE, la cual fue más notoria para el periodo posterior al 1970 CE, relacionada con el *shift* climático discutido anteriormente. Este patrón es concordante con la intensificación de los eventos El Niño (Mann et al., 2009), siendo los mismos los principales moduladores de las precipitaciones regionales, modulando la entrada de aportes continentales. Por lo tanto, de forma preliminar, se infirió una buena correlación entre los procesos paleoceanográficos y paleolimnológicos asociados a la variabilidad climática. Sin embargo, es necesario buscar registros paleolimnológicos aledaños al RdIP con una resolución comparable a la del registro GeoB 13813-4, para poder establecer correlaciones cronoestratigráficas más confiables a partir de dichos registros.

El estudio de las asociaciones de diatomeas presentes en el depocentro fue una excelente herramienta para inferir los cambios en la influencia de la pluma de descarga del RdIP dentro del depocentro, cuyos resultados fueron muy concordantes con los indicadores de aportes continentales y productividad. En este sentido, una fuerte y constante influencia de la pluma de descarga del RdIP fue registrada desde 1600 CE hasta el presente, con valores más variables registrados para el último siglo, relacionado a la mayor precipitación consecuencia de la intensificación de los modos de variabilidad climática, principalmente ENSO.

Esta tesis presenta evidencia adicional de que el calentamiento global está provocando una intensificación de la variabilidad hidrolimática interanual en la cuenca de drenaje del RdIP y SE- Uruguay. Seager et al. (2012) proponen que el calentamiento global puede estar provocando un aumento de la variabilidad hidrolimática interanual dentro del sudeste de Sudamérica. Esto concuerda bien con los registros de aporte continental más alto registrada durante el CWP para el cinturón de fango del RdIP y Laguna de las Nutrias, la cual estuvo acompañada de una intensificación en los ciclos interanuales estudiados mediante análisis de series temporales para el registro marino. Teniendo en cuenta el contexto presente del cambio climático, donde se prevé que el calentamiento por efecto invernadero conducirá a un aumento significativo en la frecuencia de fuertes eventos El Niño, así como un aumento de las precipitaciones sobre la cuenca del RdIP, se esperan aún mayor escorrentía y aporte continental hacia los sistemas acuáticos estudiados. Para el caso del RdIP dichos aumentos podrían generar junto a la intensificación del uso de los suelos, problemas más agravados de eutrofización.

## 7 LIMITACIONES DEL ESTUDIO

El depocentro de fango del RdIP es una facie sedimentaria distribuida mayoritariamente paralela a la costa uruguaya, pero también se forma por debajo del frente de salinidad/turbidez del estuario, es decir, la llamada Barra del Indio, y en menor medida se ubica paralela a la costa de Argentina dentro de la Bahía de Samborombón. El presente estudio solo ha analizado dos testigos de sedimento extraídos del paleocanal del Río Paraná (GeoB 13813-4 y GeoB 13817-2), los cuales se tomaron a 50 km de distancia. A pesar de la información concordante de cambios hidroclimáticos y productividad obtenida del estudio de ambos testigos, es necesario obtener un conocimiento geográfico completo mediante la extracción y escaneo  $\mu$ XRF de testigos de sedimento que abarquen toda esta facie fangosa sedimentaria asociada a la descarga del RdIP. Esto permitirá inferir aún más el efecto de los procesos hidroclimáticos seculares y el impacto antropogénico en todo el sistema.

Respecto a la reconstrucción continental llevada a cabo en Laguna de las Nutrias, a pesar que la misma aportó información valiosa sobre los cambios hidroclimáticos y de productividad con una buena resolución para los últimos 500 años, dicho registro no presentó una resolución tan alta como aquella registrada para el excepcional registro del cinturón de fango del RdIP. En este sentido, a futuro es conveniente seguir buscando un registro continental comparable al registro de plataforma para poder estadísticamente estudiar la correlación entre los cambios de paleoproductividad paleolimnológica y paleoceanográfica, para determinar la sincronía de cambios paleolimnológicos y paleoceanográficos principalmente hidroclimáticos. Asimismo, a futuro sería conveniente integrar datos diatomológicos a la reconstrucción  $\mu$ XRF de la Laguna de las Nutrias, los cuales van a aportar información valiosa sobre los cambios en la columna de agua, productividad, turbidez y presencia de vegetación dentro de la laguna.

Por otro lado, a partir del conjunto de datos  $\mu$ XRF presentado en este documento, no fue posible discriminar el forzamiento natural del impacto antropogénico. Es conveniente a futuro incluir indicadores de impacto antrópico tales como nutrientes, isotopos estables de N, contaminantes, metales pesados, y microplásticos, entre otros.

## 8 BIBLIOGRAFÍA

Abram, N. J., Mulvaney, R., Vimeux, F. (2014). Evolution of the Southern Annular Mode during the past millennium. *Nat.* 4 (7), 564-569.

ADT (2016). Análisis Diagnóstico Transfronterizo (ADT) de la Cuenca del Plata. Programa Marco para la gestión sostenible de los recursos hídricos de la Cuenca del Plata, en relación con los efectos de la variabilidad y el cambio climático. 1<sup>st</sup> edition. - Ciudad Autónoma de Buenos Aires: Comité Intergubernamental Coordinador de los Países de la Cuenca del Plata -CIC; Estados Unidos: Organización de los Estados Americanos – OEA. 308 pp. ISBN 978-987-46456-8-5.

Achkar, M., Dominguez, A., Pesce, F. (2012). Cuenca de la Laguna Merín – Uruguay, Aportes para la discusión ciudadana. IECA -Facultad de Ciencias/ Programa Uruguay Sustentable/ REDES-AT. Montevideo, 33 pp.

Acha, E., Mianzan, H., Iribarne, O., Gagliardini, D., Lasta, C., Daleo, P. (2003). The role of the Río de la Plata bottom salinity front in accumulating debris. *Mar. Poll. Bull.* 46:197-202.

Acha, E.M., Mianzan, H.W., Guerrero, R.A., Favero, M., Bava, J. (2004). Marine fronts at the continental shelves of austral South America: Physical and ecological processes. *J. Marine Syst.* 44, 83-105.

Acha, E.M., Mianzan, H., Guerrero, R., Carreto, J., Gilberto, D., Montoya, N., Carignan, M. (2008). An overview of physical and ecological processes in the Río de la Plata Estuary. *Cont. Shelf Res.* 28:1579-1588.

Al-Kandari, M., Rifaie, K., Yamani, F.Y. (Eds) (2009). Diatoms. En: Marine phytoplankton atlas of Kuwait's water. (Kuwait Institute for Scientific Research, Safat, Kuwait). 345 pp.

Alves, E., Macario, K., Souza, R., Pimenta, A., Douka, K., Oliveira, F., Chanca, I., Angulo, R. (2016). Corrigendum to 'Radiocarbon reservoir corrections on the Brazilian coast from prebomb marine shells'. *Quat. Geochronol.* 31, 1-2.

Andreoli, R., Kayano, M.T. (2005). ENSO-related rainfall anomalies in South America and associated circulation features during warm and cold Pacific decadal oscillation regimes. *Int. J. Climatol.* 25, 2017-2030.

Apaéstegui, J., Cruz, F.W., Sifeddine, A., Vuille, M., Espinoza, J. C., Guyot, J.L., Khodri, M., Strikis, N., Santos, R.V., Cheng, H., Edwards, L., Carvalho, E., Santini, W. (2014). Hydroclimate variability of the northwestern Amazon Basin near the Andean foothills of Peru related to the South American Monsoon System during the last 1600 years. *Clim. Past.* 10, 1967- 1981. <https://doi.org/10.5194/cp-10-1967-2014>.

Appleby, P.G. (2000). Radiometric dating of sediment records in European mountain lakes. *J. Limnol.* 59: 1-14.

Appleby, P.G. (2001). Chronostratigraphic techniques in recent sediments. En: Last W. M. y Smol J. P. (eds.). *Tracking Environmental Change Using Lake Sediments. Vol. 1: Basin Analysis, Coring and Chronological Techniques.* Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, The Netherlands, pp 171-201.

Appleby, P.G. (2008). Three decades of dating recent sediments by fallout radionuclides: a review. *The Holocene* 18(1):83-93.

Aubriot, L., Zabaleta, B., Bordet, F. Sienna, D., Risso, J., Achkar, M., Somma, A. (2020). Assessing the origin of a massive cyanobacterial bloom in the Río de la Plata (2019): Towards an early warning system. *Water Res.* 181:115944. DOI: 10.1016/j.watres.2020.115944.

Auer, G., Piller, W. E., Harzhauser, M. (2015). Two distinct decadal and centennial cyclicities forced marine upwelling intensity and precipitation during the late Early Miocene in central Europe. *Clim. Past*, 11(2): 283-303. doi: 10.5194/cp-11-283-2015.

Ayup-Zouain, R.N. (1988). Algunas consideraciones sobre o intercâmbio sedimentar entre o Río de La Plata exterior e a plataforma Continental adjacente. Informe Unesco sobre Ciencias del Mar, pp. 38-47.

Azcune, G. (2019). Reconstrucción Paleoambiental y su correlación con Contaminantes Orgánicos Persistentes en un sistema léntico de la zona este del Uruguay. Tesis de Maestría. 35 pp.

Azcune, G., Pérez, A., Fornaro, L. (2020). Implementación de la datación mediante  $^{210}\text{Pb}$ - $^{137}\text{Cs}$  en Uruguay para el reconocimiento de la variabilidad climático-ambiental del Holoceno superior. Caso de estudio: Laguna de las Nutrias, Rocha, Uruguay. *INNOTECH*, 20: 89 - 105. DOI: 10.12461/20.04.

Bai, P., Gu, Y.Z., Luo, L., Zhang, W.L., Fan, K.G. (2015). Observation of the supercritical Pearl River plume front under the downwelling-favorable winds. *Science China: Earth Sciences*, doi: 10.1007/s11430-015-5108-4.

Baldi, G., Paruelo, J.M. (2008). Land-use and land cover dynamics in South American temperate grasslands. *Ecol. Soc.* 13 (2), 6.

Bao, R., Hernández, A., Sáez, A., Giralt, S., Prego, R., Pueyo, J.J., Moreno, A., Valero-Garcés, B.L. (2015). Climatic and lacustrine morphometric controls of diatom paleoproductivity in a tropical Andean lake. *Quat. Scie. Rev.* 129:96-110.

Barreiro, M. (2010). Influence of ENSO and the South Atlantic Ocean on climate predictability over Southeastern South America, *Clim. Dynam.* 35:1493-1508.

Barreiro, M., Tippmann, A. (2008). Atlantic modulation of El Niño influence on summertime rainfall over southeastern South America. *Geophys. Res. Lett.* 35, L16704. doi:10.1029/2008GL035019.

Barreiro, M., Díaz N., Renom, M. (2014). Role of the global oceans and land-atmosphere interaction on summertime interdecadal variability over northern Argentina. *Clim. Dyn.* 42, 1733-1753.

Barros, V., Grimm A., Robertson, A., Núñez, M. (2006). Caracterización del clima de la cuenca del Plata. *REGA.* 3 (2), 13-28.

Bauni, V., Schivo F., Capmourteres, V., Homberg, M. (2015). Ecosystem loss assessment following hydroelectric dam flooding: The case of Yacyretá, Argentina. *Remote Sensing Applications: Society and Environment*, 50–60. <https://doi.org/10.1016/j.rsase.2015.06.003>.

Bender, V.B., Hanebuth, T.J.J., Chiesi, C.M. (2013). Holocene shifts of the subtropical shelf front off Southeastern South America controlled by high and low latitude atmospheric forcings. *Paleoceanography.* 28, 1-10. Doi: 10.1002/palo.20044.

Berbery, H., Barros, V.R. (2002). The hydrologic cycle of the La Plata basin in South America. *J. Hydrometeorol.* 3, 630-645.



Bergamino, L., Schuerch, M., Tudurí, A., Carretero, S., García-Rodríguez, F. (2017). Linking patterns of freshwater discharge and sources of organic matter within the Río de la Plata estuary and adjacent marshes. *Marine and Freshwater Research*. [doi.org/10.1071/MF16286](https://doi.org/10.1071/MF16286).

Bernal, J.P., Beramendi, L., Lugo-Ibarra, K., Daessle, L.W. (2010). Revisión a algunos geocronómetros aplicables al Cuaternario. *B. Soc. Geol. Mex.* 62(3):305-323.

Bernárdez, P., González-Álvarez, R., Francés, G., Prego, R., Bárcena, M.A., Romero, O.E. (2008). Paleoproductivity changes and upwelling variability in the Galicia Mud Patch during the last 5000 years: geochemical and microfloral evidence. *The Holocene*. 18(8), 1207-1218.

Berri, G.J., Ghiotto, M.A., García, N.O. (2002). The Influence of ENSO in the Flows of the Upper Parana River of South America over the Past 100 Years. *J. Hydrometeorol.* 3, 57- 65.

Bianchi, M. (2007). *Biogeochemistry of estuaries*. Oxford University Press, Texas, pp 700.

Bicudo, D.C., Tremarin, P.I., Almeida, P.D., Zorzal-Almeida, S., Wengrat, S., Faustino, S.B., Costa, L.F., Bartozek, E.C.R., Rocha, A.C.R., Bicudo, C.E.M., Morales, E.A. (2016). Ecology and distribution of *Aulacoseira* species (Bacillariophyta) in tropical reservoirs from Brazil. *Diatom Research*. 31(3):199-215.

Bird, B.W., Abbott, M.B., Vuille, M., Rodbell, D.T., Stansella, N.D., Rosenmeiera, M.F. (2011). 2,300-year-long annually resolved record of the South American summer monsoon from the Peruvian Andes. *PNAS*. 108, 8583-8588.

Blaauw, M., Christen, J.A. (2011). Flexible paleoclimate age-depth models using an autoregressive gamma process. *Bay. Anal.* 6, 457-474.

Bonachea, J., Bruschi, V.M., Hurtado, M.A., Forte, L.M., da Silva, R., Etcheverry, M., Cavallotto, J.L., Dantas, M.F., Pejon, O.J., Zuquette, L.Z., Bezerra, M.A.O., Remondo, J., Rivas, V., Gómez-Arozamena, J., Fernández, G., Cendrero, A. (2010). Natural and human forcing in recent geomorphic change; case studies in the Rio de la Plata basin. *Sci. Total Environ.* 408, 2674-2695. doi:10.1016/J.SCITOTENV.2010.03.00.

Bonilla, S., D. Conde, L. Aubriot, L. Rodríguez-Gallego, C. Piccini, E. Meerhoff, L. Rodríguez, P. Gómez, Machado, I. (2006). Procesos estructuradores de las comunidades biológicas en lagunas costeras de Uruguay. En: Bases para la conservación y el manejo de la costa Uruguaya. R. Menafra, L. Rodríguez-Gallego, F. Scarabino D. Conde (Eds.) Montevideo, Vida Silvestre/US-Fish Wildlife Service: 611-630

Borrelli, P., Robinson, D.A., Fleischer, L.R., Lugato, E., Ballabio, C., Alewell, C., Panagos, P. (2017). An assessment of the global impact of 21st century land use change on soil erosion. *Nat. Commun.* 8(1). <https://doi.org/10.1038/s41467-017-02142-7>.

Boyle, J.F. (2001). Inorganic geochemical methods in paleolimnology. En: Last W. M., Smol J. P. (eds). *Tracking environmental change using lake sediments: physical and geochemical methods*, vol 2. Kluwer, Dordrecht, pp 83-141.

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.

Bracco, R., del Puerto, L., Inda, H., Panario, D., Castiñeira, C., García-Rodríguez, F. (2010). The relationship between emergence of moundbuilders in SE Uruguay and climate change inferred from opal phytolith records. *Quat. Int.* 245:62-73.

Bradley, R.S., Hughes, M.K., Diaz, H.F. (2003). Climate in Medieval Time. *SCIENCE*. 302(5644):404-405.

Brugnoli, E., Brena, B., Venturin, V., Muniz, P., Rodríguez, A., García-Rodríguez, F. (2019). Assessing multimetric trophic state variability during an ENSO event in a large regional estuary (Rio de la Plata, South America). *Reg. Stud. Mar. Sci.* <https://doi.org/10.1016/j.rsma.2019.100565>.

Buchhorn, M., Smets, B., Bertels, L., Lesiv, M., Tsendbazar, N.-E., Herold, M., Fritz, S. (2019). Copernicus Global Land Service: Land Cover 100m: epoch 2015: Globe. <https://doi.org/10.5281/ZENODO.3243509>.

Burone, F. (1984). Estudio taxonómico de las Bacillariophyceae de la Bahía de Montevideo (República Oriental del Uruguay). Tesis de Licenciatura, Facultad de ciencias, Montevideo, Uruguay. pp. 230.

Burone, L., Muniz, P., Pires-Vanin, A.M., Rodriguez, M. (2003). Spatial distribution of organic matter in the surface sediments of Ubatuba Bay (Southeastern–Brazil). *An. Acad. Bras. Cien.* 75(1):1-14.

Burone, L., Mahiques, M.M., Figueira, R.C.L., García-Rodríguez, F., Sprechmann, P., Alvarez, Y., Muniz, P., Brugnoli, E., Venturini, N., Sousa, S.H., Centurion, V. (2011). Evolución paleoambiental de la Bahía de Montevideo. En: García-Rodríguez (ed). *El Holoceno en la zona costera de Uruguay*. Universidad de la Republica (UdelaR), pp: 197-227.

Burone, L., Centurión, V., Cibils, L., Franco-Fraguas, P., García-Rodríguez, F., García, G., Perez, L. (2012). Sedimentología y Paleoceanografía. En: Programa oceanográfico de caracterización del margen continental uruguayo-ZEE, pp 373.

Burone, L., Ortega, L., Franco-Fraguas, P., Mahiques, M., García-Rodríguez, F., Venturini, N., Marin, Y., Brugnoli, E., Nagai, R., Muniz, P., Bicego, M., Figueira, R., Salaroli, A. (2013). A multiproxy study between the Río de la Plata and the adjacent South-western Atlantic inner shelf to assess the sediment footprint of river vs. marine influence. *Cont. shelf Res.* 55:141-154.

Burrage, D., Wesson, J., Martinez, C., Perez, T., Moller, O., Piola, A. (2008). Patos Lagoon outflow within the Río de la Plata plume using an airborne salinity mapper: Observing an embedded plume. *Cont. shelf Res.* doi:10.1016/j.csr.2007.02.014.

Cai, W., Borlace, S., Lengaigne, M., van Rensch A., Collins, M., Vecchi, G., Timmermann, A., Santoso, A., McPhaden, M. J., Wu, L., England, M.H., Wang, G., Guiyardi, E., Jin, F. (2014). Increasing frequency of extreme El Niño events due to greenhouse warming. *Nat.*, 111-116.

Calliari, D., Brugnoli, E., Ferrari, G., Vizziano, D. (2009). Phytoplankton distribution and production along a wide environmental gradient in the South-West Atlantic off Uruguay. *Hydrobiologia.* 620:47-61.

Canziani, G.A., Ferrati, R., Rossi, C., Ruiz-Moreno, D. (2006). The influence of climate and dam construction on the Ibera wetlands, Argentina. *Reg. Environ. Change* 6(4), 181-191. DOI: 10.1007/s10113-006-0018-9.

Camilloni, I. (2005). Variabilidad y tendencias hidrológicas en la cuenca del Plata. En: Fangos V, Menendez A. Nagy G (eds) *El cambio climático en el Río de la Plata*. CIMA. Buenos Aires 201 pp.

Camilloni, I., Barros, V. (2003). Extreme discharge events in the Paraná River and their climate forcing. *J. Hydrology.* 278, 94-106.

Campos, P. C., Möller O.O.Jr., Piola, A., Palma, E. (2013). Seasonal variability and coastal upwelling near Cape Santa Marta (Brazil). *JGR Oceans*. 118(3): 1420-1433. <https://doi.org/10.1002/jgrc.20131>.

Carvalho, L.M.V., Jones, C. (2009). Zona de convergencia do Atlantico Sur. En: *Tempo e clima no Brasil* (eds: Iracema F, Ferreira N, da Silva GA, Dias MAF). Sao Paulo SP, Brasil, pp: 468.

Carvalho, L.M.V., Jones, C., Liebmann, B. (2004). The South Atlantic Convergence Zone: Intensity, Form, Persistence, and Relationships with Intraseasonal to Interannual Activity and Extreme Rainfall. *J. Climate*. 1:788-108.

Carvalho, L.M.V., Jones, C., Silva, A.E., Liebmann, B., Silva Dias, P.L. (2010). Short Communication The South American Monsoon System and the 1970s climate transition. *Int. J. Climatol*. DOI: 10.1002/joc.2147.

Castillo, A., Valdés, J., Sifeddine, A., Reyss, J.-L., Bouloubassi, I., Ortlieb, L. (2017). Changes in biological productivity and ocean-climatic fluctuations during the last ~1.5kyr in the Humboldt ecosystem off northern Chile (27°S): A multiproxy approach: *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol*. 485, 798-815.

Cazelles B., Chavez M., Berteaux D., Menard F., Vik J.O., Jenouvrier S., Stenseth N.C. (2008). Wavelet analysis of ecological time series. *Oecologia*, 156, 287–304. DOI 10.1007/s00442-008-0993-2.

Chatfield, C. (1989). *The Analysis of Time Series: An Introduction*. 4<sup>th</sup> Edition, Chapman and Hall, New York. 120 pp.

Chiessi, C.M., Mulitza, S., Patzold, J., Wefer, G., Marengo, J.A. (2009). Possible impact of the Atlantic Multidecadal Oscillation on the South American summer monsoon. *Geophys. Res. Lett.* 36, L21707. doi:10.1029/2009GL039914.

Chiessi, C. M., Mulitza, S. G., Jeroen, S. J. B., Campos, M. C., Gurgel, M. H. C. (2014). Variability of the Brazil Current during the late Holocene. *Palaeo3*. Doi: 10.1016/j.palaeo.2013.12.005.

Ciotti, A.M., Odebrecht, C., Fillmann, G., Moller, O.O. (1995). Freshwater outflow and Subtropical Convergence influence on phytoplankton biomass on the southern Brazilian continental shelf. *Cont. Shel. Res.* 15(14):1737-1756.

Clark, E. A., Sheffield J., Van Vliet, M. T. H., Nijssen, B., Lettenmaier, D. (2015). Continental Runoff into the Oceans (1950–2008). *J. Hydrol.* 16, 1502-1520. DOI: 10.1175/JHM-D-14-0183.1.

Cobb, K.M., Charles, C.D., Cheng, H., Edwards, R.L., (2003). El Niño/Southern Oscillation and tropical Pacific climate during the last millennium. *Nature*, 424, 271-276.

Cook, E.R., Woodhouse, C.A., Eakin, C.M., Meko, D.M., Stahle, D.W. (2004). Long-term aridity changes in the western United States. *Science*, 306, 1015- 1018.

Cook, E.R., Seager, R., Cane, M.A., Stahle, D.W. (2007). North American drought: Reconstructions, causes, and consequences. *Earth Sci. Rev.* 81 (1-2), 93- 134. doi:10.1016/j.earscirev.2006.12.002.

Compagnucci, R. H., Agosta, E. A., Vargas, W. M. (2002). Climate change and quasi-oscillations in central West Argentina summer precipitation: main features and coherent behaviour with Southern African region. *Clim. Dynam.* 18, 421-435.

Conroy, J. L., Overpeck, J. T., Cole, J. E., Shanahan, T. M., and Steinitz-Kannan, M. (2008). Holocene changes in eastern tropical Pacific climate inferred from a Galápagos lake sediment record. *Quat. Sci. Rev.* 27(11): 1166-1180.

Conroy, J. L., Overpeck, J. T., Cole, J. E. (2010). El Niño/ Southern Oscillation and changes in the zonal gradient of tropical Pacific sea surface temperature over the last 1.2 ka: *PAGES news*, 18(1): 32-36.

Córdoba, F.E., Guerra, L., Cuña-Rodríguez, C., Sylvestre, F., Piovano, E. (2014). Una visión paleolimnológica de la variabilidad hidroclimática reciente en el centro de Argentina: desde la pequeña edad de hielo al Siglo XXI. *Lat. Am. J. Sedimentol. Basin Anal.* 21 (2), 139-163.

Coste, M., Prygiel, J. (Eds) (2000). *Guide méthodologique pour la mise en oeuvre de l'Indice biologique diatomées*. Cemagref, Bordeaux, pp. 134.

Crickmore, M.J., Tazioli, G.S., Appleby, P.G., Oldfieldm F. (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.

Croudace, I.W., Lowemark, L., Tjallingii, R., Zolitschka, B. (2019). Current perspectives on the capabilities of high resolution XRF core scanners. *Quat. Int.* 514, 5-15.

Correa-Metrio, A., Dechnik, Y., Lozano-García, S., Caballero, M. (2014). Detrended correspondence analysis: a useful tool to quantify ecological changes from fossil data sets. *Bol. Soc. Geol. Mexico* 66, 135–143. <https://doi.org/10.18268/BSGM2014v66n1a10>.

Cuña-Rodríguez, C., Piovano, E., Del Puerto, L., Inda, H., García-Rodríguez, F. (2018). On the relationship between Holocene environmental variability and the diatom composition in the Peña lagoon, SE Uruguay. *Ameghiniana* 55: 423- 436.

Cuña-Rodríguez, C., Piovano, E. L., García-Rodríguez, F., Sylvestre, F., Rostek, F., Bernasconi S., Ariztegui, D. (2020). Paleolimnological record of the Pampean plains (Argentina) as a natural archive of South American hydroclimatic variability since the LGM to the Current Warm Period. *Quat. Sci. Rev.* 250, 106675. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2020.106675>.

Dai, A., Trenberth, K.E., Karl, T.R. (1998). Global variations in droughts and wet spells: 1900–1995. *Geoph. Res. Lett.* 25 (17), 3367- 3370.

Davies, S.J., Lamb, H.F., Roberts, S.J. (2015). Micro-XRF core scanning in palaeolimnology: recent developments. En: Croudace, I. W., Rothwell R. G. (eds.), *Micro-XRF Studies of Sediment Cores. Developments in Paleoenvironmental Research.* 17, pp. 189-226. DOI: 10.1007/978-94-017-9849-5\_7.

De Boer, E.J., Tjallingli, R., Velez, M.I., Rijdsdijk, K.F., Vlug, A., Reichart, G.J., Prendergast, A.L., de Louw, P.G.B., Florens, F.B.V., Baider, C., Hooghiemstra, H. (2014). Climate variability in the SW Indian Ocean from an 8000-yr multi-proxy record in the Mauritian lowlands shows a middle to late Holocene shift from negative IOD-state to ENSO-state. *Quat. Sci. Rev.* 86: 175-189. doi: 789 10.1016/j.quascirev.2013.12.026.

DeMaster, D.J. (2002). The accumulation and cycling of biogenic silica in the Southern Ocean: revisiting the marine silica budget. *Deep-Sea Research II.* 49:3155-3167.



del Puerto, L. (2015). Interrelaciones humano-ambientales durante el Holoceno tardío en el este del Uruguay: Cambio Climático y Dinámica Cultural. Tesis de doctorado en Ciencias Biológicas, opción ecología, PEDECIBA, Facultad de Ciencias, pp 290.

del Puerto, L., García-Rodríguez, F., Inda, H., Bracco, R., Catiñeira, C., Adams, J.B. (2006). Paleolimnological evidence of Holocene climatic changes in Lake Blanca, southern Uruguay. *J. Paleolimnol.* 36:151-63.

del Puerto, L., García-Rodríguez, F., Bracco, R., Castiñeira, C., Blasi, A., Inda, H., Mazzeo, N., Rodríguez, A. (2011). Evolución Climática Holocénica Para el Sudeste del Uruguay: análisis multi-proxy en testigos de lagunas costeras. En: García-Rodríguez, F. (Ed.). *EL Holoceno en la zona costera del Uruguay*. CSIC-UdelaR, Facultad de Ciencias, Montevideo, pp. 117-147.

del Puerto, L., Bracco, R., Inda, H., Gutierrez, O., Panario, D., García-Rodríguez, F. (2013). Assessing links between late Holocene climate change and paleolimnological development of Peña Lagoon using opal phytoliths, physical, and geochemical proxies. *Quat. Int.* 287:89-100.

Depetris, P.J., Kempe, S. (1990). The impact of the El Niño event on the Paraná River, its discharge and carbon transport. *Paleogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* (Global and Planetary Change Section). 89, 239-244.

Depetris, P.J., Kempe, S., Latif, M., Mook, W.G. (1996). ENSO-Controlled Flooding in the Paraná River (1904-1991). *Naturwissenschaften*, 83, 127-129.

Depetris, P. J., Probst, J.-L., Pasquini, A. I., Gaiero, D. M. (2003). The geochemical characteristics of the Paraná River suspended sediment load: an initial assessment, *Hydrol. Process*, 17, 1267-1277. doi:10.1002/hyp.1283.

Depetris, P.J., Pasquini, A.I. (2007a). The geochemistry of the Paraná river: an overview, En: Parma M.J. (eds), *Limnology of a subtropical wetland*. Springer-Verlag Berlin Heidelberg. Pp: 144-174.

Depetris, P.J., Pasquini, A.I. (2007b). Discharge trends and flow dynamics of southern southamerican rivers draining the southern Atlantic seabord: an overview. *J. Hidrol.* 333, 385-399. doi: 10.1016/j.hydrol.2006.09005.

De Wolf, H. (1982). Method of coding of ecological data from diatoms for cometer utilization. *Mededelingen - Rijks Geologische Dienst.* 36: 95-99.

Denys, L., de Wolf, H. (1999). Diatoms as indicators of coastal paleoenvironments and relative sea-level change. En: *The Diatoms: applications for the environmental and earth science.* (Eds E. F. Stoermer and J, Smol) pp. 265-277. (Cambridge University Press, New York).

Deser, C., Alexander, M.A., Shang-Ping, X., Phillips, A.S. (2010). Sea Surface Temperature Variability: Patterns and Mechanisms. *Annual Review of Marine Science* 2, 115-43. <https://doi.org/10.1146/annurev-marine-120408-151453>.

Díaz, A., Studzinski, C.D., Mechoso C.R. (1998). Relationships between precipitation anomalies in Uruguay and southern Brazil and sea surface temperature in the Pacific and Atlantic Oceans. *J. Climate.* 11, 251-271.

Diaz, A., Maciel, F., Saurral, R. (2013). Multi-annual variability of streamflow in La Plata Basin. Part II: simulations for the twenty-first century. *Int. J. River Basin Manag.* 11 (4), 361-371. DOI: 10.1080/15715124.2014.880708.

Doyle, M., Barros, V. (2002). Midsummer low-level circulation and precipitation in subtropical South America and related sea surface temperature anomalies in the South Atlantic. *J. Climate*.15, 3394-3410.

Dymond, J., Suess, E., Lyle, M. (1992). Barium in Deep-Sea Sediment: A Geochemical Proxy for Paleoproductivity. *Paleoceanography*, 7, 163-181.

Ferrando, H.J. (1962). Frecuencia estacional del microplancton costero de Montevideo durante el año 1959. *Contribuciones planctológicas I*, Servicio Oceanográfico y de Pesca, Montevideo. 32 pp.

Ferrari, G., Pérez, M.C. (2002). Fitoplancton de la costa platense Atlántica de Uruguay (1993-1994). *Iheringia Série Botânica*. 57: 263-278.

Ferreira, N. J., Sanches, M., Silva Dias, M. A. F. (2004). Composicao da zona de convergencia do atlântico sul em Periodos de el Niño e la Niña. *Rev. Bras. Meteorol.* 19, 89- 98.

Fick, S.E., Hijmans, R.J. (2017). WorldClim 2: new 1-km spatial resolution climate surfaces for global land areas. *Int. J. Climatol.* 37 (12), 4302-4315.  
<https://doi.org/10.1002/joc.5086>.

Flower, R.J. (2013). DIATOM METHODS Diatomites: Their Formation, Distribution, and Uses. Reference Module in Earth Systems and Environmental Sciences, *Encyclopedia of Quaternary Science (Second Edition)*, UK, pp: 501-506

Framiñan, M.B., Brown, O.B. (1996). Study of the Río de la Plata turbidity front, Part I: Spatial and temporal distribution. *Cont. Shelf Res.* 16: 1259-1282.

Franco-Fraguas, P., Burone, L., Mahiques, M., Ortega, L., Urien, M., Muñoz, A., López, G., Marin, Y., Carranza, A., Lahuerta, N., de Mello, C. (2014). Hydrodynamic and geomorphological controls on surface sedimentation at the Subtropical Shelf Front - Brazil-Malvinas Confluence transition off Uruguay (Southwestern Atlantic Continental Margin). *Mar. Geol.* 319, 24- 36. doi: 10.1016/j.margeo.2013.12.010.

Francus, P., Lamb, H., Nakawaga, T., Marshall, M., Brown, E. (2009). The potential of high resolution X-ray fluorescence core scanning: Applications in paleolimnology. *PAGES news* 17(9):93-95.

Franks, S.W. (2002). Identification of a change in climate state using regional flood data. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 6 (1), 11- 16.

Frenguelli, J. (1941). XVI Contribución al conocimiento de las diatomeas argentinas. Diatomeas del Río de la Plata. *Revista del Museo de La Plata (n. s.)* 3, Botánica. 15: 213-334.

Frenguelli, J. (1945). XIX Contribución al conocimiento de las diatomeas argentinas. Diatomeas del Platense. *Revista del Museo de La Plata (n. s.)* 3, Paleontología. 16: 77-221.

Frenguelli, J., Cordini, J. (1937). La diatomita de Quilino contenido y sus posibilidades de explotación *Revista del Museo de la Plata (Nueva serie)* Tomo 1, Sección Geología. 67-116.

Friego, E., Pacca, G., Pereira-Filho, A. J., Rampelloto, P. H., Rigozo, N. R. (2013). Evidence for cosmic ray modulation in temperature records from the South Atlantic Magnetic Anomaly region. *Ann. Geophys.* 31: 1833-1841. doi:10.5194/angeo31-1833-2013.

Fuentes-Franco, R., Giorgi, F., Coppola, E., Kucharski, F. (2016). The role of ENSO and PDO in variability of winter precipitation over North America from twenty first century CMIP5 projections. *Clim. Dyn.* 46, 259-3277. DOI 10.1007/s00382-015-2767-y.

García, N.O., Vargas, W.M. (1996). The spatial variability of runoff and precipitation in the Rio de la Plata basin. *Hydrolog. Sci. J.* 41, 279-299.

Garcia, S., Kayano, M. (2010). Some evidence on the relationship between the South American monsoon and the Atlantic ITCZ. *Theor. Appl. Climatol.* 99:29-38.

Garcia, A. E., Garcia, V. M. T. (2008). Variability of chlorophyll-a from ocean color, images in the La Plata continental shelf region. *Cont. Shelf Res.*, 28, 1568- 1578.

García-Rodríguez, F. (2002). Estudio paleolimnológico de lagunas de Rocha, Castillos y Blanco del Sudeste del Uruguay. Tesis de Doctorado en Biología, Opción Ecología. Programa de Desarrollo de las Ciencias Básicas (PEDECIBA). Universidad de la Republica (UdelaR), Uruguay. 156pp.

García-Rodríguez, F., del Puerto, L., Castiñeira, C., Inda, H., Bracco, R., Sprechmann, P., Scharf, B.W. (2001). Preliminary Paleolimnological Study of Rocha Lagoon, SE Uruguay. *Limnologica* 31:221-228.

García-Rodríguez, F., Mazzeo N, Sprechmann P., Metzeltin D., Sosa F., Treutler H.C., Renom M., Scharf B. y Gaucher C. (2002). Paleolimnological assessment of human impacts in Lake Blanca, SE Uruguay. *Journal of Paleolimnology.* 28:457-468.

García-Rodríguez, F., Metzeltin, D., Sprechmann, P., Trettin, R., Stams, G., Beltrán-Morales, L.F. (2004 a). 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, D.L., Volkheimer, W., Mazzeo, N., Hiller, A., Von Tümpling, W., Scasso, F. (2004 b). 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, L.F. (2004 c). Upper Pleistocene and Holocene development of Castillos Lagoon in relation to sea level variation, SE Uruguay. *N. J. Geol. Paläont. Mhft.* 641-661.

García-Rodríguez, F., Piovano, E., del Puerto, L., Inda, H., Stutz, S., Bracco, R., Panario, D., Córdoba, F., Sylvestre, F., Ariztegui, D. (2009). South American lake paleo-records across the Pampean Region. *PAGES News.* 17: 115-117.

García-Rodríguez, F., Hutton, M., Brugnoli, E., Venturini, N., del Puerto, L., Inda, H., Bracco, R., Burone, L., Muniz, P. (2010). Assessing the effect of natural variability and human impacts on the environmental quality of a coastal metropolitan area (Montevideo Bay, Uruguay). *PANAMJAS.* 5(1):90-99.

García-Rodríguez, F., Brugnoli, E., Muniz, P., Venturini, N., Burone, L., Hutton, M., Rodríguez, M., Pita, A., Kandratavicius, N., Perez, L., Verocai, J. (2014). Warm-phase ENSO events modulate the continental freshwater input and the trophic state of sediments in a large South American estuary. *Mar. Freshwater Res.* 65:1-11.

García-Rodríguez, F., Piccini, C., Carrizo, D., Sánchez-García, L., Perez, L., Crisci, C., Oaquim, A.B.J., Evangelista, H., Soutullo, A., Azcune, G., Lüning, S. (2020). Centennial glacier retreat increases sedimentation and eutrophication in Subantarctic periglacial lakes: A study case of Lake Uruguay. *Science of The Total Environment.* 754 (1). <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2020.142066>.

Garreaud, R.D., Vuille, M., Compagnucci, R., Marengo, J. (2009). Present-day South American climate, *Palaeogeogr. Palaeocl.* 281(3-4):180-195.

Gershunov, A., Barnett, T.P. (1998). Interdecadal Modulation of ENSO Teleconnections. *Bull. Am. Meteorol. Soc.* 79 (12), 2715- 2725.

Goldberg, E.D., Arrhenius, G.O.S. (1958). Geochemistry of pacific pelagic sediments. *Geochim. Cosmochim. Ac.* 13, 153-212.

Gómez, N. (2014). Phytoplankton of the Río de la Plata Estuary. *Advanc. Limnol.* 65: 167–182. DOI: 10.1127/1612-166X/2014/0065-0040.

Gómez, N., Bauer, D.E. (2000). Diversidad fitoplanctónica en la franja costera Sur del Río de la Plata. *Biología Acuática.* 19: 7-26.

Gong, T., Feldstein, S. B., Luo, D. (2013). A Simple GCM Study on the Relationship between ENSO and the Southern Annular Mode. *American Meteorological Society*, 70, 1821- 1832.

Govin, A., Holzwarth, U., Heslop, D., Keeling, L., Zabel, M., Mulitza, S., Collins, J. A., Chiessi, C.M. (2012). Distribution of major elements in Atlantic surface sediments (36°N–49°S): Imprint of terrigenous input and continental weathering, *Geochem. Geophys. Geosys.* 13(1):1525-2027.

Grimm, A.M., Barros, V.R., Doyle, M.E. (2000). Climate variability in southern South America associated with El Niño and La Niña events. *J. Climate.* 13, 35-58.

Grimm, A. M. (2009). Variabilidade interanual do clima no Brasil. En: Cavalcanti, I.F., Ferreira, N.J., Silva, M.G.A.J., Dias, M.A.F. (eds) *Tempo e clima no Brasil*. São Paulo: Oficina de Textos. Cap.22, p.353-374.

Guerrero, R., Acha, E., Framiñan, M., Lasta, C. (1997). Physical oceanography of the Río de la Plata Estuary, Argentina. *Cont. Shelf. Res.* 17: 727-742.

Guiry, M.D., Guiry, G.M. (2017). *AlgaeBase*. World-wide electronic publication, National University of Ireland, Galway. Available at <http://www.algaebase.org> [accessed 15 April 2019].

Guerra, L., Piovano, E., Córdoba, F., Sylvestre, F., Damatto, S. (2015). Hydrological and environmental evolution of the shallow Lake Melincué, central Argentinean Pampas along the last millennium. *Advances in Paleohydrology Research and Applications. Journal of Hydrology*. DOI: 10.1016/j.jhydrol.2015.01.002.

Guerra, L., Piovano, E., Cordoba, F., Tachikawa, K., Rostek, F., Garcia, M., Bard, E., Sylvestre, F. (2016). Climate change evidences from the end of the Little Ice Age to the Current Warm Period registered by Melincue Lake (Northern Pampas, Argentina). *Quat. Int.* <http://dx.doi.org/10.1016/j.quaint.2016.06.033>.

Harris, I., Jones, P.D., Osborn, T.J., Lister, D.H. (2014). Updated high-resolution grids of monthly climatic observations – the CRU TS3.10 Dataset. *Int. J. Climatol.*, 34: 623–642. (doi: 10.1002/joc.3711).

Haberzettl, T., Corbella, H., Fey, M., Jassen, S., Lücke, A., Mayr, C., Ohlendorf, C., Wulf, S., Zolitschka, B. (2007). Late glacial and Holocene wet-dry cycles in southern Patagonia: chronology, sedimentology and geochemistry of a lacustrine record from Laguna Potrok Aike, Argentina. *The Holocene*, 17 (3), 297-310. <https://doi.org/10.1177/0959683607076437>.

Hammer, Ø., Harper, D.A.T., Ryan, P.D. (2001). PAST: Paleontological statistics software package for education and data analysis. *Palaeontologia Electronica*. 4:1-9.



Hammer, Ø. (2010). Time series analysis with PAST. Website of the Natural History Museum, University Oslo, 18 pp.

Hanebuth, T.J.J., Lantzsch, H., Nizou, J. (2015). Mud depocenters on continental shelves—appearance, initiation times, and growth dynamics. *Geo-Mar. Lett.* 35, 487-503. <https://doi.org/10.1007/s00367-015-0422-6>.

Hanebuth, T.J.J., Lantzsch, H., García-Rodríguez, F., Perez, L. (2019). Currents controlling sedimentation: paleo-hydrodynamic variability inferred from the continental-shelf system off SE South America (Uruguay). In: Muniz, P., Conde, D., Venturini, N., Brugnoli, E. (eds), *Ciencias Marino Costeras en el Umbral del Siglo XXI: Desafíos en Latinoamérica y el Caribe (XV COLACMAR)*.

Hartmann, B., Wendler, G. (2005). The significance of the 1976 pacific climate shift in the climatology of Alaska. *J. Clim.* 18, 4824- 4839. doi: 10.1175/JCLI3532.1.

Huang, H.-P., Seager, R., Kushnir, Y. (2005). The 1976/77 transition in precipitation over the Americas and the influence of tropical sea surface temperature. *Clim. Dyn.* 24, 721- 740. DOI 10.1007/s00382-005-0015-6.

Hassan, G. (2010). Paleocological significance of diatoms in argentinean estuaries: what do they tell us about the environment? In ‘Estuaries: Types, Movement Patterns and Climatical Impacts’. (Eds J. R. Crane and A. E. Solomon) pp.71-147. (Nova Science Publishers, New York).

Hassan, G.S., Espinosa, M.A., Isla, F.I. (2008). Fidelity of dead diatom assemblages in estuarine sediments: how much environmental information is preserved? *Palaios.* 23: 112-120.

Hassan, G.S., Tietze, E., De Francesco, C.G. (2009). Modern diatom assemblages in surface sediments from shallow lakes and streams in southern Pampas (Argentina). *Aquatic Sciences*. 71: 487-499.

Hassan, G.S., De Francesco, C.G., Peretti, V. (2012). Distribution of diatoms and mollusks in shallow lakes from the semiarid Pampa region, Argentina: their relative paleoenvironmental significance. *J. Arid Environ.* 78, 65–72. <https://doi.org/10.1016/j.jaridenv.2011.11.002>.

Hasle, G.R., Syvertsen, E.E. (1996). Marine diatoms. In 'Identifying marine phytoplankton' (Ed C. R. Tomas) pp. 383. (Academic Press, San Diego, California).

Hatin, T., Crosta, X., Le Hérisse, A., Droz, L., Marsset, T. (2017). Diatom response to oceanographic and climatic changes in the Congo fan area, equatorial Atlantic Ocean, during the last 190ka BP. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 469: 47-59. <http://dx.doi.org/10.1016/j.palaeo.2016.12.037>.

Henke, L.M.K., Lambert, F.H., Charman, D.J. (2017). Was the Little Ice Age more or less El Niño-like than the Medieval Climate Anomaly? Evidence from hydrological and temperature proxy data: *Clim. Past*. 13(3), 267-301.

Hernandez, A., Sáez, A., Bao, R., Raposeiro, M. T., Doolittle, S, Masqué, P., Rull, V., Gonçalves, V., Vázquez-Loureiro, D., Rubio-Inglés, M. J., Sánchez-López, G, Giralt, S. (2017). The influences of the AMO and NAO on the sedimentary infill in an Azores archipelago lake since ca. 1350CE. *Glob. Planet. Change*, doi: [10.1016/j.gloplacha.2017.05.007](https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2017.05.007).

Hoffmann, A., Thorndycraft, V.R., Brown, G., Coulthard, T.J., Damnati, B., Kale,

V.S., Middelkoop, H., Notebaert, B., Walling, D.E. (2010). Human impact on fluvial regimes and sediment flux during the Holocene: Review and future research agenda. *Glob. Planet. Change.* 72, 87–98.

Hogg, A.G., Hua, Q., Blackwell, P.G., Buck, C.E., Guilderson, T.P., Heaton, T.J., Niu, M., Palmer, J., Reimer, P.J., Reimer, R., Turney, C.S.M., Zimmerman, S.R.H. (2013). ShCal13 Southern Hemisphere calibration, 0-50,000 cal yr BP. *Radiocarbon* 55(4). doi:10.2458/azu\_js\_rc.55.16783

INE. Instituto Nacional de Estadística, Uruguay, (2011). <https://www.ine.gub.uy/>.

Inda, H., García-Rodríguez, F., del Puerto, L., Figueiras, R., Stutz, S., Mazzeo, N. (2016). Discriminating between natural and human induced shifts in a shallow coastal lagoon: a multidisciplinary approach. *Anthropocene*. <http://dx.doi.org/10.1016/j.ancene.2016.09.003>.

Inda, H., García-Rodríguez, F., del Puerto, L., Acevedo, V., Metzeltin, D., Castiñeira, C., Bracco, R., Adams, J.B. (2006). Relationships between trophic state, paleosalinity and climatic changes during the first Holocene marine transgression in Rocha Lagoon, southern Uruguay. *J. Paleolimnol.* 35:699-713.

Inda, H. (2018). El Antropoceno en el sudeste del Uruguay: casas, indicadores y consecuencias. Tesis de Doctorado del Programa de Desarrollo de las Ciencias Básicas (PEDECIBA) Área Biología, Sub-área Ecología. Uruguay. pp: 181.

Iriondo, M. (1999). Climatic changes in the South American plains: Records of a continent-scale oscillation. *Quatern. Int.* 57/58:93-112.

Isla, F I. (2008). ENSO-dominated estuaries of Buenos Aires: The interannual transfer of water from Western to Eastern South America. *Glob. Planet. Change.* 64: 69-75.

Jacques-Coper, M., Garreaud, R. (2014). Characterization of the 1970s climate shift in South America. *Int. J. Climatol.* DOI: 10.1002/joc.4120.

Jones, C., Carvalho, L.M.V. (2013). Climate Change in the South American Monsoon System: Present Climate and CMIP5 Projections. *J. Climate*, 26 (17), 6660-6678. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-12-00412.1>

Juggins, S. (1992). Diatoms in the Thames estuary, England: ecology, paleoecology, and salinity transfer function. (J. Cramer, Berlin). *Bibl. Diatomol.* 25: 1-216.

Jouve, G., Francus, P., Lamoureux, S., Provencher-Nolet, L., Hahn, A., Haberzettl, T., Fortin, D., Nuttin, L. (2013). Microsedimentological characterization using image analysis and  $\mu$ -XRF as indicators of sedimentary processes and climate changes during Lateglacial at Laguna Potrok Aike, Santa Cruz, Argentina. *Quat. Sci. Rev.* 71: 191-204. doi: 841 10.1016/j.quascirev.2012.06.003.

Kayano, M.T., Andreoli, R.V. (2007). Relation of South American summer rainfall interannual variations with the Pacific Decadal Oscillation. *Int. J. Climatol.* 27, 531-540.

Kiem, A.S., Franks, S. W., Kuczera, G. (2003). Multi-decadal variability of flood risk. *Geophys. Res. Lett.* 30 (2), 1035. doi:10.1029/2002GL015992.

Kiem, A.S., Franks, S.W. (2004). Multi-decadal variability of drought risk-Eastern Australia, *Hydrol. Process.* 18: 2039–2050. doi:10.1002/hyp.1460.

Knudsen, M., Jacobsen, B., Seidenkrantz, M.S., Olsen, J. (2014) Evidence for external forcing of the Atlantic Multidecadal Oscillation since termination of the Little Ice Age. *Nat. Commun.* 5: 3323. <https://doi.org/10.1038/ncomms4323>.

Karst, T.L., Smol, J.P. (2000). Paleolimnological evidence of limnetic nutrient concentration equilibrium in a shallow, macrophyte-dominated lake. *Aquatic Science*. 62: 20-38.

Krammer, K., Lange-Bertalot, H. (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., Lange-Bertalot, H. (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., Lange-Bertalot, H. (1991). 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.

Krastel, S., Wefer, G., Hanebuth, T.J.J. (2011). Sediment dynamics and geohazards off Uruguay and the de la Plata River region (northern Argentina and Uruguay). *Geo-Mar. Lett.* 31, 271–283. <https://doi.org/10.1007/s00367-011-0232-4>.

Krastel, S., Wefer, G. and cruise participants, 2012. Report and preliminary results of RV METEOR Cruise M78/3. Sediment transport off Uruguay and Argentina: From the shelf to the deep sea. 19.05.2009–06.07.2009, Montevideo (Uruguay) – Montevideo (Uruguay). *Berichte, Fachbereich Geowissenschaften, Universität Bremen*, 285, pp 79.

Krepper, C.M., García, N.O., Jones, P.D. (2003). Interannual variability in the Uruguay River basin. *Int. J. Climatol.* 23, 103-115. DOI: 10.1002/joc.853.

Kruk, C., Rodríguez-Gallego, L., Quintans, F., Lacerot, G., Scasso, F., Mazzeo, N., Meerhoff, M., Paggi, J. (2006). Biodiversidad y calidad de agua de 18 pequeñas lagunas en la costa sureste de Uruguay. En: Bases para la conservación y el manejo de la costa Uruguay Eds: Menafra R, Rodríguez-Gallego L, Scarabino F y D Conde. *Vida Silvestre Uruguay*, Montevideo, Uruguay. p.: 599-610.

Kruk, C., Rodríguez-Gallego, L., Meerhoff, M., Quintans, F., Lacerot, G., Mazzeo, N., Scasso, F., Paggi, J. (2006). Determinants of biodiversity in subtropical shallow lakes (Atlantic coast, Uruguay). *Freshw. Biol.*, vol. 54, no. 12, pp. 2628–2641, 2009.

Kruk, C., Martínez, A., Martínez de la Escalera, G., Trinchin, R., Manta, G., Segura, A. M., Piccini, C., Brena, B., Yannicelli, B., Fabiano, G., Calliari, D. (2021). Rapid freshwater discharge on the coastal ocean as a mean of long distance spreading of an unprecedented toxic cyanobacteria bloom. *Sci. Total Environ.* 754, 142362. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2020.142362>.

Labat, D., Ronchail, J., Guyot, J. L. (2005). Recent advances in wavelet analyses: Part 2 – Amazon, Parana, Orinoco and Congo discharges time scale variability. *J. Hydrol.* 314, 289- 311.

Lamy, F., Rühlemann, C., Hebbeln, D., Wefer, G. (2002). High- and low-latitude climate control on the position of the southern Peru-Chile Current during the Holocene. *Paleoceanography.* 17(2), 1028, <https://doi.org/10.1029/2001PA000727>.

Lange, C.B., Mostajo, E.L. (1985). Phytoplankton (diatoms and silicoflagellates) from the south western Atlantic Ocean. *Botanica Marina.* 27: 469-476.

Lantzsch, H., Hanebuth, T.J.J., Chiessi, C.M., Schwenk, T., Violante, R. (2014). A high-supply sedimentary system controlled by strong hydrodynamic conditions (the continental margin off the Plata Estuary during the late Quaternary. *Quat. Res.* 81(2):339-354.

Laprida, C., Orgeira, J., García Chaporí, N. (2009). El registro de la Pequeña Edad de Hielo en lagunas pampeanas. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 65:603-611.

Last, W.M. (2001). Mineralogical analysis of lake sediments. En: Last W M y Smol J P (eds). *Tracking Environmental Change Using Lake Sediments. Vol. 2: Physical and Geochemical Methods.* Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, The Netherlands, pp 143-188.

Last, W.M., Smol, J.P. (2001). An introduction to physical and geochemical methods used in paleolimnology. En: Last W M y Smol J P (eds.). *Tracking Environmental Change Using Lake Sediments. Vol. 2: Physical and Geochemical Methods.* Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, The Netherlands, pp 1-6.

Li, J., Xie, S.-P., Cook, E.R., Huang, G., D'Arrigo, R., Liu, F., Ma, J., Zheng, X.T. (2011). Interdecadal modulation of El Niño amplitude during the past millennium. *Nat.* 1. <https://doi.org/10.1038/NCLIMATE1086>.

Licursi, M., Sierra, M.V., Gómez, N. (2006). Diatom assemblages from turbid coastal plain estuary: Río de la Plata (South America). *Journal of Marine Systems.* 62: 35-45.

Licursi, M., Gómez, N., Donadelli, J. (2010). Ecological optima and tolerances of coastal benthic diatoms in the freshwater-mixohaline zone of the Río de la Plata estuary. *Marine Ecology Progress Series.* 418: 105-117.

Libes, S. (2009). Introduction to marine biogeochemistry, segunda edición, ELSEVIER, Academic Press, pp 893.

Lomb, N.R. (1976). Least-squares frequency analysis of unequally spaced data. *Astrophysics and Space Science*, 39(2):447–462.

López-Blanco, CH., Rodríguez-Abaunza, G.A., Seitz, C., Perez, L., Cuña-Rodríguez, C., Fontana, S. (2020). A 700-year multiproxy reconstruction on the Argentinian Pampas inferred from the sediments of Laguna Blanca Grande. *Journal of South American Earth Sciences*. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2020.103000>.

Löwemark, C., Chen, H., Yang, T.-N., Kylander, M., Yu, E.-F., Hsu, Y.-W., Lee, T.-Q., Song, S.-R., Jarvis, S. (2011). Normalizing XRF scanner data: A cautionary note on the interpretation of high-resolution records from organic-rich lakes. *J Asia Earth Sci.* 40:1250-1256.

Ludecke, H.-J., Cina, R., Dammschneider, H.-J., Luning, S. (2020). Decadal and multidecadal natural variability in European temperature. *J. Atmos. and Solar-Terr. Phy.* 205: 105294.

Lumpkin, R., Garzoli, S. (2011). Interannual to decadal changes in the western South Atlantic's surface circulation, *J. Geophys. Res.*, 116, C01014, doi:10.1029/2010jc006285.

Lüning, S., Gałka, M., Bamonte, F. P., García-Rodríguez, F., Vahrenholt, F. (2018). The Medieval Climate Anomaly in South America. *Quat. Int.* 508, 70- 87. doi:10.1016/j.quaint.2018.10.041.



Lutz, V. (2018). Overview on Primary Production in the Southwestern Atlantic. En Plankton Ecology of the Southwestern Atlantic. DOI: 10.1007/978-3-319-77869-3\_6.

MacDonald, G.M., Case, R.A. (2005). Variations in the Pacific Decadal Oscillation over the past millennium. *Geophys. Res.* 32, L08703 <https://doi.org/10.1029/2005GL022478>.

Machado, I., Barreiro, M., Calliari, D. (2013). Variability of chlorophyll-a in the Southwestern Atlantic from satellite images: Seasonal cycle and ENSO influences. *Cont. Shelf Res.* 53, 102- 109.

Maciel, F., Díaz, A., Terra, R. (2013). Multi-annual variability of streamflow in La Plata Basin. Part I: Observations and links to global climate. *Int. J. River Basin Manag.* <http://dx.doi.org/10.1080/15715124.2013.847843>.

Magrin, G.O., Travasso, M.I., Rodriguez, G.R. (2005). Changes in climate and crop production during the 20th century in Argentina. *Climatic Change.* 72, 229-249.

Mahiques, M.M., Wainer, I.K.C., Burone, L., Nagai, R., Sousa, S.H.M., Lopes, Figueira, R.C., da Silveira, I.C.A., Bicego, M.C., Alves, D.P.V., Hammer, O. (2009). A high-resolution Holocene record on the Southern Brazilian shelf: Paleoenvironmental implications. *Quat. Int.* 206, 52-61. DOI: 10.1038/NCLIMATE1086.

Mahiques, M.M., Lopes Figueira, R., de Mello, C., Sousa, S.H., dos Santos, R.F., Ferreira, P.A.L., Kim, B.S.M., Cazzoli, S., Goya, M.C.S.N., Bicego, M.C. (2020). Sedimentation on the southern Brazilian shelf mud depocenters: Insights on potential source areas. *J. S. AM. EARTH SCI.* 100, 102577.

Mann, M.E., Zhang, Z., Hughes, M.K., Bradley, R.S., Miller, S.K., Rutherford, S. (2008). Proxy-based reconstructions of hemispheric and global surface temperature variations over the past two millennia. *PNAS.* 105(36):13252-13257.

Mann, M.E., Zhang, Z., Rutherford, S., Bradley, R., Hughes, M.K., Shindell, D., Ammann, C., Faluvegi, G., Fenbiao, N. (2009). Global Signatures and Dynamical Origins of the Little Ice Age and Medieval Climate Anomaly. *SCIENCE*. 326:1256-1259.

Mantua, N.J., Hare, S.R., Zhang, Y., Wallace, J.M., Francis, R. C. (1997). A Pacific Interdecadal Climate Oscillation with impacts on salmon production. *B. Am. Meteorol. Soc.* 78, 1069-1079.

Marengo, J.A., Ambrizzi, T., Soares, W.R. (2009). Jato de baixos niveis ao longo dos Andes. En: *Tempo e clima no Brasil* (eds: Iracema F, Ferreira N, da Silva GA, Dias MAF). Sao Paulo SP, Brasil, pp: 468.

Martín-Gómez, V., Hernández-García, E., Barreiro, M., López, C. (2016). Interdecadal Variability of Southeastern South America Rainfall and Moisture Sources during the Austral Summertime. *J. Climate*. 29, 6751- 6763. DOI: 10.1175/JCLI-D-15-0803.1.

Marrero, A., Tudurí, A., Perez, L., Cuña, C., Muniz, P., Lopes Figueira, R.C., Mahiques, M.M., Pittauerová, D., Hanebuth, T.J.J., García-Rodríguez, F. (2014). Cambios históricos en el aporte terrígeno de la cuenca del Río de la Plata sobre la plataforma interna uruguaya. *Latin American Journal of Sedimentology and Basin Analysis*. 21(2):165-179.

Marshall, M.H., Lamb, H.F., Huws, D., Davies, S.J., Bates, C.R., Bloemendahl, J., Boyle, J.F., Leng, M.J., Umer, M., Bryant, C.L. (2011). Late Pleistocene and Holocene drought events at Lake Tana, the source of the Blue Nile. *Glob. Planet. Ch.* 78: 147-161. doi: 10.1016/j.glopacha.2011.06.004.

Martínez A, Ortega L. (2007). Seasonal trends in phytoplankton biomass over the Uruguayan Shelf. *Cont. Shelf Res.* 27: 1747-1758.

Martínez A, Ortega L. (2015). Delimitation of domains in the external Río de la Plata estuary, involving phytoplanktonic and hydrographic variables. *Brazilian Journal of Oceanography.* 63(3): 217-228.

Martins, L.R., Urien, C.R. (2004). Aspectos sedimentares da plataforma continental na área de influencia de Rio de La Plata. *Gravel.* 1:68-80.

Martins, L.R., Martins, I.R., Urien, C.M. (2003). Aspectos sedimentares da plataforma continental na área de influencia de Rio de La Plata. *Gravel.* 1, 68-80.

Masson-Delmotte, V., Schulz, M., Abe-Ouchi, A., Beer, L., Ganopolski, A., González Rouco, J.F., Jansen, E., Lambeck, K., Luterbacher, J., Naish, T., Osborn, T., Otto-Bliesner, B., Quinn, T., Ramesh, R., Rojas, M., Shao, X., Timmermann, A. (2013). Information from Paleoclimate Archives. In: *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* (eds: Stocker, T.F., Qin, X., Plattner, G.-K., Tignor, M., Allen, S.K., Boschung, J., Nauels, A., Xia, Y., Bex, V., Midgley, P.M.). Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.

Mathias, G.L., Nagai, R.H., Trindade, R.I.F., Mahiques, M.M. (2014). Magnetic fingerprint of the late Holocene inception of the Río de la Plata plume onto the southeast Brazilian shelf. *Palaeo.* 415. DOI: 10.1016/j.palaeo.2014.03.034.

Mauas, P.J.D., Flamengo, E., Buccino, A.P. (2008). Solar forcing of the stream flow of a continental scale South American river. *Phys. Rev. Lett.* 101(16):168501. doi: 10.1103/PhysRevLett.101.168501.

Mauas, P.J.D., Buccino, A.P., Flamenco, E. (2010). Long-term solar activity influences on South American rivers. *J. Atmos. and Solar-Terr. Phy.* 73: 377-382.

Meehl, G.A., Hu, A., Santer, B.D. (2009). The Mid-1970s Climate Shift in the Pacific and the Relative Roles of Forced versus Inherent Decadal Variability. *J. Clim.* 22: 780-792. DOI: 10.1175/2008JCLI2552.1.

Mechoso, C.R. Dias, P.S., Baethgen, W., Barros, V., Berbery, E. H., Clarke, R., Cullen, H., Ereño, C., Grassi, B. (2001). *Climatology and Hydrology of the Plata Basin. A Document of VAMOS Scientific Study Group on the Plata Basin.* 55 pp. <http://www.clivar.org/sites/default/files/documents/vamos/laplata.pdf>.

Meis, M., Llano M.P. (2018). Hydrostatistical study of the Paraná and Uruguay Rivers. *Intl. J. River Basin Management.* DOI: 10.1080/15715124.2018.1446962.

Méndez, S., Gómez, M., Ferrari, G. (1998). Planktonic studies of the Río de la Plata. In 'Río de la Plata una revisión ambiental' (Eds P. G. Wells and G. R. Daborn), pp 85-112. (Dalhousie University, Halifax).

Metzeltin, D., García-Rodríguez, F. (2003). *Las Diatomeas Uruguayas.* (DI.R.A.C.-Facultad de Ciencias, Montevideo).

Metzeltin, D., Lange-Bertalot, H., García-Rodríguez, F. (2005). Diatoms of Uruguay - Taxonomy, Biogeography, Diversity. *Iconographia Diatomologica.* 15. (Gantner Verlag A R G, Koenigstein, Germany).

Meyer, I., Wagner, I. (2009). The Little Ice Age in Southern South America: Proxy and model based evidence. En: Vimeux F., Sylvestre F., Khodri M. (eds), *Past climate variability in South America and surrounding regions, from the last glacial maximum to the Holocene.* Springer, pp 395-412.

Milliman, J.D., Meade R.H. (1983). World-wide delivery of river sediment to the oceans. *J. GEOL.* 91, 1.

Milliman, J.D., Farnsworth, K.L. (2011). *River Discharge to the Coastal Ocean: A Global Synthesis*. Cambridge University Press, Cambridge.

Milliman, J.D., Farnsworth, K.L., Jones, P.D., Xu, K.H., Smith, L.C. (2008). Climatic and anthropogenic factors affecting river discharge to the global ocean, 1951–2000. *Global Planet. Change.* 62, 187-194.

Mills, K., Schillereff, D., Saulnier-Talbot, E., Gell, P., Anderson, N.J., Arnaud, F., Dong, X., Jones, M., McGowan, S., Massaferrro, J., Moorhouse, J., Perez, L., Ryves, D.B. (2017). Deciphering long-term records of natural variability and human impact as recorded in lake sediments: a palaeolimnological puzzle. *WIREs Water* 2017, 4:e1195. doi: 10.1002/wat2.1195.

Minobe, S. (1997). A 50-70 year climatic oscillation over the North Pacific and North America. *Geoph. Res. Lett.* 24 (6), 683- 686.

Moller, Jr. O.O., Piola, A.R., Freitas, A.C., Campos, E. (2008). The effects of river discharge and seasonal winds on the shelf off southeastern South America. *Cont. Shelf Res.* 28(13):1603-1624.

Moorhouse, H.L., McGowan, S., Taranu, Z., Gregory-Eaves, I., Leavitt, P., Jones, M.D., Barker, P., Brayshaw, S.A. (2018). Regional versus local drivers of water quality in the Windermere catchment, Lake District, United Kingdom: The dominant influence of wastewater pollution over the past 200 years. *Global Change Biology*. DOI: 10.1111/gcb.14299.

Moreno, A., Giralt, S., Valero-Garcés, B., Sáez, A., Bao, R., Prego, R., Pueyo, J., González-Sampériz, P., Taberner O. (2007). A 14kyr record of the tropical Andes: The Lago Chungará sequence (18°S, northern Chilean Altiplano). *Quat. Int.* 161: 4-21. doi: 10.1016/j.quaint.2006.10.020.

Mourelle, D., Perez, L., Hanebuth, T.J.J., Lantsch, H., García-Rodríguez, F. (2018). Climatic, environmental and oceanographic changes over the past millennium, reconstructed from a palynological record on the inner Uruguayan continental shelf. *Journal of Sedimentary Environments*, 3 (4): 234-252.

Mourelle, D., del Puerto, L., Perez, L., Bergamino, L., García-Rodríguez, F. (2020). Late Pleistocene and Late Holocene environment and climate in the campos region of southeastern South America inferred from phytolith, diatom and geochemical data. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 543. 109586. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2020.109586>.

Moy, C. M., Seltzer, G. O., Rodbell, D. T., and Anderson, D. M. (2002). Variability of El Niño/Southern Oscillation activity at millennial timescales during the Holocene epoch: *Nature*, 420, 162.

Müller Melchers, F.E. (1945). Diatomeas procedentes de algunas muestras de turba del Uruguay. *Comunicaciones Botánicas del Museo de Historia Natural de Montevideo*. 1: 1-25.

Müller Melchers, F.E. (1953). New and little known diatoms from Uruguay and the South Atlantic coast. *Comunicaciones Botánicas del Museo de Historia Natural de Montevideo* 3: 1-25.

Müller Melchers, F.E. (1959). Plancton diatoms of the southern Atlantic Argentina and Uruguay coast. *Comunicaciones Botánicas del Museo de Historia Natural de Montevideo*. 3: 1-45.

Negri, R.M., Benavides, H.R., Carreto, J.I. (1988). Algunas características del fortalecimiento del fitoplancton en el frente del Río de la Plata: Las asociaciones fitoplanctónicas. *Publicación de la Comisión Técnica del Frente Marítimo*. 4:151-161.

Newkom, R., Gergis, J. (2012). Southern Hemisphere high-resolution paleoclimatic records of the last 2000 years. *The Holocene*. 22 (5), 501-524.

Nogués-Peagles, J. and coauthors, 2002. Progress in pan American Clivar Research: understanding the South American Monsoon. *Meteorologica*. 27 (1-2), 1-30.

Novello, F., Cruz, F.W., Karmann, I., Burns, S.J., Stríkis, N., Vuille, M., Cheng, H., Edwards, L., Santos, R.V., Frigo, E., Barreto, E.A.S. (2012). Multidecadal climate variability in Brazil's Nordeste during the last 3000 years based on speleothem isotope records. *Geophysical Research Letters* 39, L23706.  
<https://doi.org/10.1029/2012GL053936>.

Novello, V.F., Vuille, M., Cruz, F., Stríkis, N.M., De Paula, M.S., Edwards, R.L. (2016). Centennial-scale solar forcing of the South American Monsoon System recorded in stalagmites. *Scientific Reports* 6 (24762). <https://doi.org/10.1038/srep24762>.

Nunes, L.H., Vicente, A.K., Candido, P.H. (2009). Clima da regioao sudeste do Brasil. En: *Tempo e clima no Brasil* (eds: Iracema F, Ferreira N, da Silva GA, Dias MAF). Sao Paulo SP, Brasil, pp: 468.

O donnell, J. (1993). Surface Fronts in Estuaries: A Review. *Estuaries*, 16, (1): 12-39.

Oglesby, R., Feng, S., Hu, Q., Rowe, C. (2012). The role of the Atlantic Multidecadal Oscillation on medieval drought in North America: Synthesizing results from proxy data and climate models. *Glob. Planet. Change.* 84-85, 56-65.

Ottera, O.H., Bentsen, M., Drange, H., Suo, L. (2010). External forcing as a metronome for Atlantic multidecadal variability. *Nat. Geosci.*, 3(10): 688-694.

Pan, J., Gu, Y., Wang, D. (2014). Observations and numerical modeling of the Pearl River plume in summer season. *J. Geophys. Res. Oceans*, 119. doi:10.1002/2013JC009042.

Pausata, F.S.R., Chafika L., Caballero, R., Battisti, D.S. (2015). Impacts of high-latitude volcanic eruptions on ENSO and AMOC. *PNAS* 112(45), 13784 - 13788. <https://doi.org/10.1073/pnas.1509153112>.

Pankow, H. (1970). Die Kieselalgen flora mecklenburgischer Salzstellen. The Diatom Flora of Some Salt Waters in the Inland of Mecklenburg. *Int. Revue ges. Hydrobiol.* 55(6): 815-843.

Parker, G., Violante R.A., Paterlini C.M., Cavallotto J.L. (2008). Las Secuencias Depositacionales del Plioceno-Cuaternario en la Plataforma Submarina adyacente al Litoral del Este Bonaerense. *Lat. Am. J. Sedimentol. Basin. Anal.* 15 (2), 105-124.

Penalba, O.C., Rivera J.A. (2016). Precipitation response to El Niño/La Niña events in Southern South America-emphasis in regional drought occurrences. *Adv. Geosci.* 42, 1-14. doi:10.5194/adgeo-42-1-2016.

Perez, L. (2010). Distribución de diatomeas en sedimentos superficiales a través de un gradiente trófico y de salinidad, en el Río de la Plata. Tesina de grado Ciencias Biológicas, Facultad de ciencias, Montevideo, Uruguay, pp 47.



Perez, L. (2014). Estudio paleoceanográfico de la plataforma continental interna uruguaya. Tesis de Maestría PEDECIBA Geociencias, Facultad de ciencias, Montevideo, Uruguay, pp 126.

Perez, L., García-Rodríguez, F., Hanebuth, T.J.J. (2016). Variability in terrigenous sediment supply offshore of the Río de la Plata (Uruguay) recording the continental climatic history over the past 1200 years. *Climate of the Past*. 12:623-634.

Perez, L., Brugnoli, E., Muniz, P., Sunesen, I., Sar, E., Crisci, C., Cuña, C., García-Rodríguez, F. (2017 a). Diatom assemblages from surface sediments of the Río de la Plata estuary, Uruguay, *New Zealand Journal of Marine and Freshwater Research*, ISSN: 0028-8330, DOI: 10.1080/00288330.2017.1417318.

Perez, L., García-Rodríguez, F., Hanebuth, T. (2017 b). Paleosalinity changes in the Río de la Plata estuary and on the adjacent Uruguayan continental shelf over the past 1200 cal ka BP: an approach using diatoms as proxy, in: *Applications of paleoenvironmental techniques in estuarine studies, Developments in Paleoenvironmental Research (DPER)*, edited by: Weckström, K., Saunders, P. and Skilbeck, G., Springer.

Perez, L., Crisci, C., Hanebuth, T.J.J., Lantzsch, H., Perera, G., Rodríguez, M., Pérez, A., Fornaro, L., García-Rodríguez, F. (2018). Climatic oscillations modulating the Late Holocene fluvial discharge and terrigenous material supply from the Río de la Plata into the Southwestern Atlantic Ocean. *Journal of Sedimentary Environments*, 3(4): 205-219.

Perez, L., Bareiro, M., Etchevers, I., Crisci, C., García-Rodríguez, F. (2021 a). Centennial hydroclimatic and anthropogenic processes of South East South America modulate interannual and decadal river discharge. *Sci. Total Environ.* 781: 146733. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2021.146733>.

Perez, L., Crisci, C., Lüning, S., de Mahiques, M.M., García-Rodríguez, F. (2021 b). Last millennium intensification of decadal and interannual river discharge cycles into the Southwestern Atlantic Ocean increases shelf productivity. *Glob. Planet. Change*, 196, 103367. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2020.103367>.

Pérez-Rodríguez, M., Gilfedder, B. S., Hennanns, Y. M., Biester, H. (2016). Solar output controls periodicity in lake productivity and wetness at southernmost South America. *Sci. rep.* 6(1): 1-7. DOI: 10.1038/srep37521.

Pekel, J.-F., Cottam, A., Gorelick, N., & Belward, A. S. (2016). High-resolution mapping of global surface water and its long-term changes. *Nature*, 540(7633), 418–422. <https://doi.org/10.1038/nature20584>.

Piola, A., Campos, D., Moller, O., Charo, M., Martinez, C. (2000). Subtropical shelf front off eastern South America. *J. Geoph. Res.* 105(C3):6565-6578.

Piola, A.R., Matano, R.P., Palma, E.D., Moller, Jr.O.O., Campos, E.J.D. (2005). The influence of the Plata River discharge on the western South Atlantic shelf. *Geophys. Res. Lett.* 32, L01603. Doi:10.1029/2004GL021638.

Piola, A.R., Moller, O.O., Guerrero, R.A., Campos, E.J.D. (2008). Variability of the subtropical shelf front off eastern South America: Winter 2003 and summer 2004. *Cont. Shelf Res.* 28:1639-1648.

Piovano, E.L., Ariztegui, D., Bernasconi, S.M., McKenzie, J.A. (2004). Stable isotopic record of hydrological changes in subtropical laguna Mar Chiquita (Argentina) over the last 230 years. *Holocene.* 14(4), 525-535.

Piovano, E., Ariztegui, D., Córdoba, F., Cioccale, M., Sylvestre, F. (2009). Hydrological variability in South America below the Tropic of Capricorn (Pampas and

eastern Patagonia, Argentina) during the last 13.0 ka. En F. Vimeux, F. Sylvestre y M. Khodri (Eds.), Past climate variability from the Last Glacial Maximum to the Holocene in South America and Surrounding regions: From the Last Glacial Maximum to the Holocene. Springer- Developments in Paleoenvironmental Research Series: 323-351.

Pittauerová, D., Hettwig, B., Fischer, H.G. (2011). PB-210 sediment chronology: Focused on supported lead. *Radioprotection* 46(6):277-282. DOI:10.1051/radiopro/20116666s.

Prakash Babu, C., Brumsack, H.-J., Schnetger, B., Bottcher, M.E. (2002). Barium as a productivity proxy in continental margin sediments: a study from the eastern Arabian Sea. *Mar. Geol.* 184, 189-206.

Ragueneau, O., Treguer, P., Leynaert, A., Anderson, R.F., Brzezinski, M.A., DeMaster, D.J., Dugdale, R.C., Dymond, J., Queguiner, B. (2000). A review of the Si cycle in the modern ocean: recent progress and missing gaps in the application of biogenic opal as a paleoproductivity proxy. *Global and Planetary Change*, 26: 317–365.

Razik, S., Chiessi, C.M., Romero, O.E., von Dobeneck, T. (2013). Interaction of the South American Monsoon System and the Southern Westerly Wind Belt during the last 14 kyr. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 374, 28-40.

Rebolledo, L., Lange, C.B., Figueroa, D., Pantoja, S., Muñoz, P., Castro, R. (2005). 20th century fluctuations in the abundance of siliceous microorganisms preserved in the sediments of the Puyuhuapi Channel (441S), Chile. *Rev. Chil. Hist. Nat.* 78 (3), 469–488.

Reimer, P.J., Bard, E., Bayliss, A., Beck, J.W., Blackwell, P.G., Bronk Ramsey, C., Buck, C.E., Edwards, R.L., Friedrich, M., Grootes, P.M., Guilderson, T.P., Haflidason, H., Hajdas, I., Hatté, C., Heaton, T.J., Hoffmann, D.L., Hogg, A.G., Hughen, K.A., Kaiser, K.F., Kromer, B., Manning, S.W., Niu, M., Reimer, R.W., Richards, D.A., Scott,

M.E., Southon, J.R., Turney, C.S.M., van der Plicht, J., 2013. IntCal13 and Marine13 radiocarbon age calibration curves 0-50,000 yr cal BP. *Radiocarbon* 55(4), 1869-1887.

Rein, B. (2007). How do the 1982/83 and 1997/98 El Niños rank in a geological record from Peru?. *Quat. Int.*161, 56-66.

Rein, B., Lückge, A., Reinhardt, L., Sirocko, F., Wolf, A., Dullo W. C. (2005). El Niño variability off Peru during the last 20,000 years. *Paleoceanography*, 20, PA4003, doi:10.1029/2004PA001099.

Rein, B., Luckage, A., Frank, S. (2004). A major Holocene ENSO anomaly during the Medieval Period. *Geophys. Res. Lett.* 31. Doi: 10.1029/2004GLO2016.

Robertson, A.W., Mechoso, C.R. (1998). Interannual and decadal cycles in river flows of Southeastern South America. *J. Clim.* 11, 2579-2581.

Robertson, A.W., Mechoso, C.R. (2000). Interannual and interdecadal variability of the South Atlantic Convergence Zone, *Mon. Weather Rev.*, 128:2947-2957.

Robertson, A.W., Mechoso, C.R., García, N.O. (2001). Interannual prediction of the Paraná river. *Geophys. Res. Lett.* 28 (22), 4235-4238.

Romero, O., Hensen, C. (2002). Oceanographic control of biogenic opal and diatoms in surface sediments of the Southwestern Atlantic. *Mar. Geol.* 186: 263-280.

Romero, O., Armand, L. K. (2010). Marine diatoms as indicators of modern changes in oceanographic conditions. En: Smol, J.P., Stoermer, E.F. (eds). *The Diatoms: Applications for the Environmental and Earth Sciences*, 2nd Edition. Cambridge University Press. Pp: 374- 400.

Romero, O.E., Lange, C.B., Fischer, G., Treppke, U.F., Wefer, G. (1999). Variability in export production documented by downward fluxes and species composition of marine

panctonic diatoms: Observations from the tropical and ecuatorial Atlantic. En: Fischer G, Wefer G (eds) Use of proxies in paleoceanography: Examples from the South Atlantic. Universitat Bremen, Springer, pp 734.

Ropelewski, C.F., Halpert, M.S. (1987). Global and regional scale precipitation patterns associated with the El Niño/Southern Oscillation, *Mon. Weather Rev.* 115: 1606-1626.

Ropelewski, C. F., Jones, P. D., 1987. An extension of the Tahiti-Darwin Southern Oscillation index. *Mon. Weather Rev.* 115: 2161- 2165.

Rosa, F., Dias, J. A., Mendes, I., Ferreira, Ó. (2011). Mid to late Holocene constraints for continental shelf mud deposition in association with river input: the Guadiana Mud Patch (SW Iberia). *Geo-Mar. Lett.* 31(2): 109-121.

Rustic, G. T., Koutavas, A., Marchitto, T. M., and Linsley, B. K. (2015). Dynamical excitation of the tropical Pacific Ocean and ENSO variability by Little Ice Age cooling. *Science*, 350 (6267): 1537-1541.

Saino, T., Shang, S., Mino, Y., Suzuki, K., Nomura, H., Saitoh, S., Miyake, H., Masuzawa, T., Harada, K. (1998). Short term variability of particle fluxes and its relation to variability in sea surface temperature and chlorophyll a field detected by Ocean Color and Temperature Scanner (OCTS) off Sanriku, northwestern North Pacific in the spring of 1997. *J. Oceanogr.* 54(5): 583- 592. DOI: 10.1007/BF02742460.

Salazar, A., Lizano, O.G., Alfaro, E.J. (2004). Composición de sedimentos en las zonas costeras de Costa Rica utilizando Fluorescencia de Rayos-X (FRX), *Rev. Biol. Trop.* 52:0034-7744.

Saldías, G.S., Largier, J.L., Mendes, R., Pérez-Santos, I., Vargas, C.A., Sobarzo, M. (2016). Satellite-measured interannual variability of turbid river plumes off central-southern Chile: Spatial patterns and the influence of climate variability. *Progress in Oceanography*, 146: 212 - 222. <http://dx.doi.org/10.1016/j.pocean.2016.07.007>.

Salvatteci, R., Gutiérrez, D., Field, D., Sifeddine, D., Ortlieb, L., Bouloubassi, I., Boussafir, M., Boucher, H., Cetin, F. (2014). The response of the Peruvian Upwelling Ecosystem to centennial-scale global change during the last two millennia. *Clim. Past*. 10: 715-731. doi:10.5194/cp-10-715-2014.

Sancetta, C. (1999). Diatoms and marine paleoceanography. En: Stoermer E F, Smol J (eds). *Diatoms: Applications for the Environmental and Earth Science*. Cambridge Univ. Press, New York, pp 374-388.

Sar, E.A., Sunesen, I., Castaños, C. (2001). Marine diatoms from Buenos Aires waters (República Argentina). I. Thalassiosiraceae. *Nova Hedwigia*. 73: 199-228.

Sar, E.A., Sunesen, I., Fernandez, P.V. (2007). Marine diatoms from Buenos Aires waters (República Argentina). II. Thalassionemataceae and Rhaphoneidaceae. *Revista Chilena de Historia Natural*. 80: 63-79.

Sar, E.A., Sunesen, I., Lavigne, AS. (2010). *Cymatotheca*, *Tryblioptychus*, *Skeletonema* and *Cyclotella* (Thalassiosirales) from Argentinian coastal waters. Description of *Cyclotella cubiculata* sp. nov. *Vie milieu*. 60: 135-156.

Saurral, R.I. (2010). The hydrologic cycle of the La Plata Basin in the WCRP-CMIP3 multimodel dataset. *J. Hydrometeorol*. 11 (5): 1083-1102.

Seager, R., Naik, N., Baethgen, W., Robertson, A., Kushnir, Y., Nakamura, J., Jurburg, S. (2010). Tropical oceanic causes of interannual to multidecadal precipitation variability in Southeast South America over the past century. *J. Climate*. 23: 5517- 5539.

Schuerch, M., Scholten, J., Carretero, S., García-Rodríguez, F., Kumbier, K., Baechtiger, M., Liebetrau, V. (2016). The effect of long-term and decadal climate and hydrology variations on estuarine marsh dynamics: an identifying case from Rio de la Plata. *Geomorphology*. 269: 122-132.  
<http://dx.doi.org/10.1016/j.geomorph.2016.06.029>.

Schulz, M., Mudelsee, M. (2002). REDFIT: estimating red-noise spectra directly from unevenly spaced paleoclimatic time series. *Computers & Geosciences*. 28: 421-426.

Seager R., Burgman R. J. (2011). Medieval hydroclimate revisited. *PAGES news*. 19(1): 10-15.

Seager, R., Harnik, N., Kushnir, Y., Robinson, J., Miller, J. (2003). Mechanisms of hemispherically symmetric climate variability. *J. Climate*. 16: 2960- 2978.

Seager, R., Naik, N., Baethgen, W., Robertson, A., Kushnir, Y., Nakamura, J., Jurburg, S. (2010). Tropical oceanic causes of interannual to multidecadal precipitation variability in Southeast South America over the past century. *J. Climate*. 23: 5517- 5539.

Seager, R., Naik, N., Vogel, L. (2012). Does global warming cause intensified interannual hydroclimate variability?. *J. Climate*. 25: 3355- 3372.

Shapiro, A. I., Schmutz, W., Rozanov, E., Schoell, M., Haber-reiter, M., Shapiro, A.V. Nyeki, S. (2011). A new approach to the long-term reconstruction of the solar irradiance leads to large historical solar forcing. *Astronomy & Astrophysics* 529, A67, doi:10.1051/0004-6361/201016173

Shen, J., Schoepfer, S. D., Fenga, Q., Zhou, L., Yud, J., Song, H., Wei, H., Algeoa, T. J. (2015). Marine productivity changes during the end-Permian crisis and Early Triassic recovery. *Earth-Sci. Rev.* 149: 136-162. <http://dx.doi.org/10.1016/j.earscirev.2014.11.002>.

Smol, J.P. (1985). The ratio of diatom frustules to chrysophycean statospores: a useful paleolimnological index. *Hydrobiol.* 123:199-208.

Smol, J.P. (2008). Pollution of lakes and rivers, a paleoenvironmental perspective. 2<sup>da</sup> edición. Editorial Blackwell, pp 383.

Sistema Nacional de Áreas Protegidas- SNAP (2021). <https://www.gub.uy/ministerio-ambiente/areas-protegidas>.

Sun, X., Li, Ch., Kuiper, K.F., Zhang Zengjie, G., Jianhua Wijbrans, J.R. (2016). Human impact on erosion patterns and sediment transport in the Yangtze River. *Glob. Planet. Change.* doi: 10.1016/j.gloplacha.2016.06.004.

Stevenson, R.J, Pan, Y. (1999). Assessing environmental conditions in rivers and streams with diatoms. En: Stoermer, E.F., Smol, J.P. (eds). *The Diatoms: Applications for the Environmental and Earth Science*. Cambridge University Press, (2) pp:11- 40.

Stoermer, E.F., Julius, M. (2003). Centric diatoms. En: Wehr, J.D., Sheath, R.G. (eds). *Freshwater algae of North America, ecology and classification*. Elsevier Science, pp 559-594.

Stoermer, E.F., Smol, J.P. (1999). Applications and uses of diatoms: prologue. En: Stoermer, E.F., Smol, J.P. (eds). *The Diatoms: Applications for the Environmental and Earth Science*. CAMBRIDGE University Press (1), pp: 3-10.



Stutz, S., Borel, C.M., Fontana, S.L., and Tonello, M.S. (2012). Holocene changes in trophic states of shallow lakes from the Pampa plain of Argentina. *The Holocene* 22: 1263- 1270.

Stutz, S., Tonello, M.S., González Sagrario, M.A., Navarro, D., Fontana, S.L. (2014). Historia ambiental de los lagos someros de la Llanura Pampeana desde el Holoceno medio: inferencias paleoclimáticas. *Latin American Journal of Sedimentology and Basin Analysis* 21: 119-138.

Syvitski, J.P.M., Vorosmarty, C.J., Kettner, A.J., Green, P. (2005). Impact of humans on the flux of terrestrial sediment to the global coastal ocean. *Science*. 308: 376- 380.

Tyaquicã, P., Veleda, D., Lefèvre, N., Araujo, M., Noriega, C., Caniaux, G., Servain, J., Silva, T. (2017). Amazon Plume Salinity Response to Ocean Teleconnections. *Front. Mar. Sci.* 4: 250. doi: 10.3389/fmars.2017.00250.

Taffs, K.H., Saunders, K.M., Weckström, K., Gell, P.A., Skilbeck, C.G. (2017). Introduction to the Application of Paleoecological Techniques in Estuaries. En: *Applications of paleoenvironmental techniques in estuarine studies, Developments in Paleoenvironmental Research (DPER)*. Weckström, K., Saunders, P., Skilbeck, G. (Eds). Springer. Chapter 1, 1-7.

Thöle, H., Bornemann, A., Heimhofer, U., Luppold, F. W., Blumenberg, M., Dohrmann, R., Erbacher, J. (2019). Using high -resolution XRF analyses as sequence stratigraphic tool in a mudstone -dominated succession (Early Cretaceous, Lower Saxony Basin, Northern Germany). *Deposit. Rec.* 6: 236 - 258.

Toggweiler, J.R., Russell, J. (2008). Ocean circulation in a warming climate. *Nature*. 451(7176): 286-288. doi:10.1038/Nature06590.

Turney, C.S.M., Jones, R.T., Fogwill, C., Hatton, J., Williams, A.N., Hogg, A., Thomas, Z.A., Palmer, J., Mooney, S., Reimer, R.W. (2016). A 250-year periodicity in Southern Hemisphere westerly winds over the last 2600 years. *Clim. Past.* 12: 189- 200. doi:10.5194/cp-12-189-2016.

Usoskin, I.G. (2017). A history of solar activity over millennia. *Living Rev. Sol. Phys.* 14(1): 1-97. <https://doi.org/10.1007/s41116-017-0006-9>.

Varma, V., Prange, M., Lamy, F., Merkel, U., Schulz, M. (2011). Solar-forced shifts of the 917 Southern Hemisphere Westerlies during the Holocene. *Clim. Past.* 7: 339-347.

Torrence, C., Compo, G.P. (1998). A practical guide to wavelet analysis. *BAMS.* 79: 61-78.

Tribovillard, N., Argeo, T.O., Lyons, T., Riboulleau, A, (2006), Trace metals as paleoredox and paleoproductivity proxies: an update. *Chemical Geology.* 232: 12-13.

Troin, M., Vallet-Coulomb, C., Sylvestre, F., Piovano, E. (2010). Hydrological modeling of a closed lake (Laguna Mar Chiquita, Argentina) in the context of 20th century climatic changes. *J. Hydrology.* 393. doi: 10.1016/j.jhydrol.2010.08.019.

Tucci, C.E.M., Clarke, R.T. (1998). Environmental issues in the La Plata Basin. *J. Water Resour. Dev.* 14: 157-174.

Tucci, C.E.M. (2000). Some scientific challenges in the development of South America's water resources. *Hydrolog. Sci. J.* 46: 6, 937-946. DOI: 10.1080/02626660109492887.

Tudurí, A., Bergamino, L., Violante, R., Cavallotto, J.L., García-Rodríguez, F. (2018). Spatial and temporal variation in the present and historical sedimentary organic matter

within the Río de la Plata estuary (South America) in relation to the turbidity/salinity gradient. *J. Sediment. Environ.* 3 (4): 265-279. [doi:10.12957/jse.2018.39152](https://doi.org/10.12957/jse.2018.39152).

Urien, C. M. (1967). Los sedimentos modernos de1 Rio de la Plata Exterior. *Publ. H-106, Servicio de Hidrografia Naval, Armada Argentina.* 4 (2): 113-213.

Urien, C.M., Ewing, M. (1974). Recent sediments and environment of southern Brazil, Uruguay, Buenos Aires, and Rio Negro continental shelf. En: Burk C A, Drake C L (eds). *The Geology of Continental Margins.* Springer, New York, pp: 157-177.

Unkel, I., Fernandez, M., Björck, S., Ljung, K., Wohlfarth, B. (2010). Records of environmental changes during the Holocene from Isla de los Estados (54.4°S), southeastern Tierra del Fuego. *Global and Planetary Change.* 74: 99-113. doi: 10.1016/j.gloplacha.2010.07.003.

Van Dam, H., Mertens, A., Sinkeldam, J. (1994). A coded checklist and ecological indicator values of freshwater diatoms from the Netherlands. *Aquatic Ecology.* 28. 117-133. DOI: 10.1007/bf02334251.

Vance, T.R., Roberts, J.L., Plummer, C.T., Kiem, A.S., van Ommen, T.D. (2015). Interdecadal Pacific variability and eastern Australian mega-droughts over the last millennium. *Geophys. Res. Lett.* 42: 129- 137. doi:10.1002/2014GL062447.

van Oldenborgh, G.J., te Raa, L.A., Dijkstra, H.A., Philip, S.Y. (2009). Frequency- or amplitude-dependent effects of the Atlantic meridional overturning on the tropical Pacific Ocean. *Ocean Sci.* 5: 293- 301. doi: 10.5194/os-5-293-2009.

Van Ommen, T.D., Morgan, V. (2010). Snowfall increase in coastal East Antarctica linked with southwest Western Australian drought. *Nat. Geosci.* 3: 267-272. doi:10.1038/NGEO761, 2010.

Vera, C., Silvestri, G., Liebmann, B., González, P.M.L. (2006). Climate change scenarios for seasonal precipitation in South America from IPCC-AR4 models. *Geoph. Res. Lett.* 33 (13): 1-4, L13707. doi:10.1029/2006GL025759.

Verdon, D.C., Wyatt, A.M., Kiem, A.S., Franks, S.W. (2004). Multidecadal variability of rainfall and streamflow: Eastern Australia. *Water Resour. Res.* 40: 10. <https://doi.org/10.1029/2004WR003234>.

Viers, J., Dupré, B., Gaillardet, J. (2009). Chemical composition of suspended sediments in World Rivers: New insights from a new database. *Sci. Total Environ.* 407(2): 853- 68.

Vidal, C., Perez, L., García-Rodríguez, F. (2016). Diatomeas: bioindicadores de ambientes acuáticos del Uruguay. DIRAC Ediciones, Facultad de Ciencias, UdelaR, Montevideo, Uruguay. 88 pp.

Villalba, R. (2007). Tree-ring evidence for tropical-extratropical influences on climate variability along the Andes in South America. *PAGES News*, 15 (2): 23-25.

Violante, R.A., Parker, G., Cavallotto, J.L. (2001). Evolución de las llanuras costeras del este bonaerense entre la bahía Samborombón y la laguna Mar Chiquita durante el Holoceno. *Rev. Asoc. Geol. Argent.* 56: 51-66.

Vos, P.C., de Wolf, H. (1988). Methodological aspects of paleo-ecological diatom research in coastal areas of the Netherlands. *Geologic en Mijnbouw.* 67: 31-40.

Vos, P.C., de Wolf, H. (1993). Diatoms as a tool for reconstructing sedimentary environments in coastal wetland; methodological aspects. *Hydrobiologia*. 269/270: 285-296.

Vos, P.C., de Wolf, H. (1994). Paleoenvironmental research on diatoms in early and middle Holocene deposits in central North Holland (The Netherlands). *Netherlands Journal of Aquatic Ecology*. 28(1): 97-115.

Vuille, M., Burns, S.J., Taylor, B.L., Cruz, F.W., Bird, B.W., Abbott, M.B., Kanner, L.C., Cheng, H., Novello, V.F. (2012). A review of the South American monsoon history as recorded in stable isotopic proxies over the past two millennia. *Clim. Past*. 8: 1309-1321.

Walker, M. (2005). *Quaternary dating methods*. Wiley, pp 286.

Walling, D. E. (2006). Human impact on land-ocean sediment transfer by the world's rivers. *Geomorphology*. 79: 192- 216.

Wang, L., Lu, H., Liu, J., Gu, Z., Mingram, J., Chu, G., Li, J., Rioual, P., Negendank, J.F.W., Han, J.T. (2008). Diatom-based inference of variations in the strength of Asian winter monsoon winds between 17,500 and 6000 calendar years BP. *J. Geoph. Res.* 113, D21101, doi:10.1029/2008JD010145.

Wefer, G., Berger, W.H., Bijma, J., Fischer, G. (1999). Clues to ocean history: a brief overview of proxies. En: Fischer G, Wefer G (eds), *Use of proxies in paleoceanography: Examples from the South Atlantic*. Universitat Bremen, Springer, pp 734.

Welch, P.D. (1967). The use of Fast Fourier Transform for the estimation of power spectra: A method based on time averaging over short, modified periodograms. *IEEE Transactions on Audio and Electroacoustics*. 15(2): 70-73.

Weltje, G.J., Tjallingii, R. (2008). Calibration of XRF core scanners for quantitative geochemical logging of sediment cores: Theory and application. *Earth Planet. Sci. Lett.* 274(3-4): 423- 438. doi:10.1016/j.epsl.2008.07.054, 2008.

Wetzel, R. (2001). *Limnology. Lake and River Ecosystems*. Third Edition. Elsevier Science, 1006 pp.

Werner, D. (1977). *The biology of diatoms*. Botanical Monographs. University of California Press, Berkeley, pp 498.

Witkowski, A., Lange-Bertalot, H., Metzeltin, D. (2000). Diatom flora of marine coasts 1. *Iconographia Diatomologica* 7. (Gantner Verlag A R G, Koenigstein).

Yan, H., Sun, L., Wang, Y., Huang, W., Qiu, S., Yang, C. (2011). A record of the Southern Oscillation Index for the past 2,000 years from precipitation proxies: *Nature Geoscience*. 4: 611.

Yarincik, K., Murray, M.R.W., Peterson, L.C. (2000). Climatically sensitive eolian and hemipelagic deposition in the Cariaco Basin, Venezuela, over the past 578 000 years: Results from Al/Ti and K/Al. *Paleoceanography*. 15: 210-228. <https://doi.org/10.1029/1999PA900048>.

Zhang, R., Delworth, T.L. (2007). Impact of the Atlantic Multidecadal Oscillation on North Pacific climate variability. *Geoph. Res. Lett.* 34 (23). <https://doi.org/10.1029/2007GL031601>.

Zhou, J., Lau, K.-M. (1998). Does a monsoon climate exist over South America?. *J. Climate*. 11: 1020- 1040.

## 9 ARTÍCULOS PUBLICADOS

De la presente tesis se han desprendido los siguientes artículos que se detallan a continuación:

- I. Perez, L., Brugnoli, E., Muniz, P., Sunesen, I., Sar, E., Crisci, C., Cuña, C. & García-Rodríguez, F. (2017). Diatom assemblages from surface sediments of the Río de la Plata estuary, Uruguay, *New Zealand Journal of Marine and Freshwater Research*, 52(3): 383-397. DOI: <https://doi.org/10.1080/00288330.2017.1417318>
  
- II. Perez, L., Crisci, C., Hanebuth, T.J.J., Lantzsch, H., Perera, G., Rodríguez, M., Pérez, A., Fornaro, L. & García-Rodríguez, F. (2018). Climatic oscillations modulating the Late Holocene fluvial discharge and terrigenous material supply from the Río de la Plata into the Southwestern Atlantic Ocean. *Journal of Sedimentary Environments*, 3(4):205-219. DOI: <https://doi.org/10.12957/jse.2018.38983>
  
- III. Perez, L., Barreiro, M., Etchevers, I., Crisci, C. & García-Rodríguez, F. (2021 a). Centennial hydroclimatic and anthropogenic processes of South East South America modulate interannual and decadal river discharge. *Science of the Total Environment*. 781: 146733. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2021.146733>

- IV. Perez, L., Crisci, C., Lüning, S., de Mahiques, M.M. & García-Rodríguez, F. (2021 b). Last millennium intensification of decadal and interannual river discharge cycles into the Southwestern Atlantic Ocean increases shelf productivity. *Global and Planetary Change*, 196:103367. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2020.103367>
- V. Mourelle, D., Perez, L., Hanebuth, T.J.J., Lantzsch, H. & García-Rodríguez, F. (2018). Climatic, environmental and oceanographic changes over the past millennium, reconstructed from a palynological record on the inner Uruguayan continental shelf. *Journal of Sedimentary Environments*, 3(4):234-252. DOI: <https://doi.org/10.12957/jse.2018.39141>



---

## **Diatom assemblages from surface sediments of the Río de la Plata estuary, Uruguay**

---

PEREZ, L., BRUGNOLI, E., MUNIZ, P., SUNESEN, I., SAR, E., CRISCI, C., CUÑA, C. & GARCÍA-RODRÍGUEZ, F.

2017

New Zealand Journal of Marine and Freshwater Research 52(3): 383-397




## Diatom assemblages from surface sediments of the Río de la Plata estuary, Uruguay

Laura Perez, Ernesto Brugnoli, Pablo Muniz, Inés Sunesen, Eugenia A. Sar, Carolina Crisci, Carolina Cuña & Felipe García-Rodríguez



To cite this article: Laura Perez, Ernesto Brugnoli, Pablo Muniz, Inés Sunesen, Eugenia A. Sar, Carolina Crisci, Carolina Cuña & Felipe García-Rodríguez (2017): Diatom assemblages from surface sediments of the Río de la Plata estuary, Uruguay, New Zealand Journal of Marine and Freshwater Research, DOI: [10.1080/00288330.2017.1417318](https://doi.org/10.1080/00288330.2017.1417318)

To link to this article: <https://doi.org/10.1080/00288330.2017.1417318>

 View supplementary material 

 Published online: 21 Dec 2017.

 Submit your article to this journal 

 View related articles 

 View Crossmark data 

RESEARCH ARTICLE



## Diatom assemblages from surface sediments of the Río de la Plata estuary, Uruguay

Laura Perez<sup>a</sup>, Ernesto Brugnoli<sup>b</sup>, Pablo Muniz<sup>b</sup>, Inés Sunesen<sup>c,d</sup>, Eugenia A. Sar<sup>c,d</sup>, Carolina Crisci<sup>a</sup>, Carolina Cuña<sup>e</sup> and Felipe García-Rodríguez<sup>a</sup>

<sup>a</sup>Centro Universitario Regional Este (CURE-Rocha), Universidad de la República, Rocha, Uruguay; <sup>b</sup>Sección Oceanografía y Ecología Marina, Facultad de Ciencias, Instituto de Ecología y Ciencias Ambientales, Universidad de la República, Montevideo, Uruguay; <sup>c</sup>División Ficología Dr. Sebastián A. Guarrera, Facultad de Ciencias Naturales y Museo, Universidad Nacional de La Plata, Buenos Aires, Argentina; <sup>d</sup>Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas, CONICET, Buenos Aires, Argentina; <sup>e</sup>Centro de Investigaciones en Ciencias de la Tierra (CICTERRA-CONICET), F.C.E.F. y N, Universidad Nacional de Córdoba, Córdoba, Argentina

### ABSTRACT

The Río de la Plata estuary (RdIP) exhibits environmental gradients associated with the freshwater input and oceanic water intrusion. The aim of this study was to assess diatom species distribution in surface sediment samples related to such environmental gradients. The internal section of RdIP was dominated by *Aulacoseira* spp., *Eunotia* spp., *Staurosirella martyi*, *Actinocyclus normanii* and *Thalassiosira baltica*, indicatives of low salinity levels and high trophic conditions, associated with the riverine and estuarine regimes. The external section was dominated by *Coscinodiscus radiatus*, *Thalassiosira* spp., *Paralia sulcata*, *Cyclotella striata*, among other marine taxa, indicatives of high salinity and low trophic conditions, associated with the influence of the Southwestern Atlantic Ocean. Furthermore, the intermediate section presents a mixture of both diatom groups representing mixing conditions. The observed diatom species groups capture fairly well the RdIP environmental variability and can be reliably used for paleoenvironmental studies in this and other similar estuarine systems.

### ARTICLE HISTORY

Received 6 September 2017  
Accepted 10 December 2017

### ASSOCIATE EDITOR

Sebastian Naeher

### KEYWORDS

Diatoms; auto-ecology; southwestern Atlantic Ocean; sediments; turbidity; salinity; estuary

## Introduction

Diatoms represent a very common tool in both paleolimnological and paleoceanographical studies. To use these biological indicators as proxies of the environmental conditions, correct identification of taxa and reliable knowledge about the environmental conditions they represent are required (ie auto-ecology; Denys and de Wolf 1999; Vos and de Wolf 1988, 1993, 1994; Hassan 2010). In estuaries, salinity is a major determinant of diatom distribution, hence, diatom species analyses have become widely used in paleoenvironmental studies in such environments, eg in determining the continental versus marine influence (Denys and de Wolf 1999; Hassan 2010; Perez et al. 2017). Diatom assemblages from surface sediments are widely used as modern analogues of paleoenvironments, as they

reliably reflect the environmental conditions at the sampling point and have been shown to integrate the annual seasonal scale variability (Juggins 1992; Hassan et al.2008).

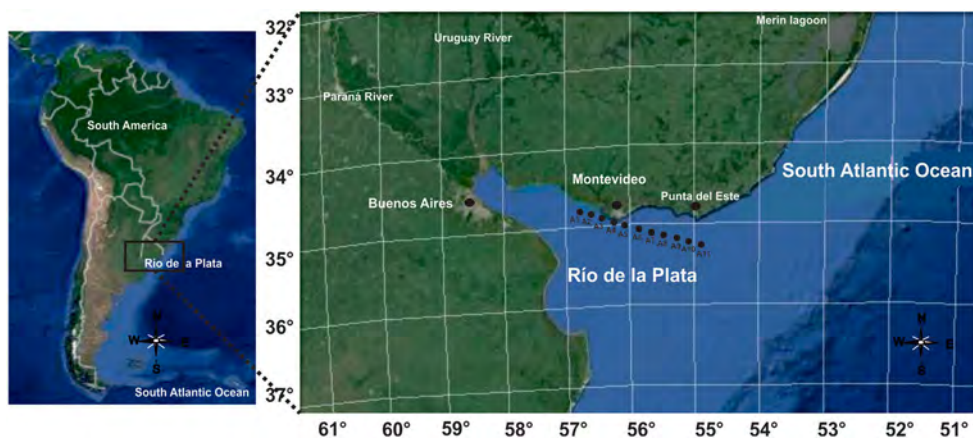
Diatoms in the Río de la Plata (RdLP) and adjacent coastal lagoons have been studied for taxonomic description (Frenguelli 1941, 1945; Müller Melchers 1945, 1952, 1953, 1959). In other studies, diatoms were utilised as proxies for paleosalinity changes to document Holocene sea level changes (coastal lagoons) and continental versus marine influence (RdLP) (García-Rodríguez et al.2004a, 2004b, 2004c, 2010; Inda et al.2006; Mourelle et al.2015; Perez et al. 2016, 2017). However, on only a few occasions (Licursi et al. 2006, 2010), auto-ecological data (ie abundance and distribution of diatoms in relation to environmental variables) have been presented. This means that there are only few studies on modern environmental data of diatoms, and hence, there is a need for further information on modern diatom distribution with respect to environmental gradients in the RdLP, a basis for more robust paleoenvironmental reconstructions (Hassan 2010).

This study aims to contribute information about modern diatom distribution by analysing surface sediment samples from the RdLP, from the riverine through to the marine section. We aim to identify representative diatom species groups associated with the environmental condition (ie salinity and trophic state) at different locations along a transect in the RdLP. Such diatom groups will be used as modern analogues for inferring continental versus marine influence within the RdLP system in future regional paleoenvironmental studies.

## Materials and methods

### Study area

The RdLP estuary ( $35^{\circ}00'$ ;  $36^{\circ}10'S$  to  $55^{\circ}00'$ ;  $58^{\circ}10'W$ ) covering an area of 36,103 km<sup>2</sup> is shared by Uruguay and Argentina (Figure 1). This funnel-shaped river forms a large estuary, the second largest of South America, characterised by a semidiurnal tide with a low tidal amplitude (<1 m). It provides very important socio-economic and environmental



**Figure 1.** Map showing location of the study area. Black dots in the Río de la Plata indicate the position of the sampling stations A1 through A11.

services, and has a highly variable water chemistry because of human impacts (Bisbal 1995; Kurucz et al.1998; Nagy et al.2002) and natural variability at seasonal, inter-annual, decadal and centennial scales (López-Laborde et al.2000; Acha et al.2003). The main tributaries are the Paraná and Uruguay River, with an annual average flow of 16,000 and 6000 m<sup>3</sup> s<sup>-1</sup>, respectively, thus the RdIP outflow exhibits an average value of 22,000 m<sup>3</sup> s<sup>-1</sup> (CARP 1989). The RdIP exhibits intra-annual variability regarding with the river discharge and wind patterns. In this sense, the RdIP outflow shows a maximum river discharge during summer (28,000 m<sup>3</sup> s<sup>-1</sup>) and a minimum during winter (17,500 m<sup>3</sup> s<sup>-1</sup>; Depetris and Pasquini 2007), associated with the intensification/weakening of the South American summer monsoon system, respectively (SAMS; Zhou and Lau 1998). In addition, a northeasterly/southwesterly wind pattern during summer/winter leads to a southward/northward displacement of the low salinity RdIP waters (Guerrero et al.1997; Möller et al.2008; Piola et al.2008). There is also inter-annual and inter-decadal hydrological variability (Garreaud et al.2009), related to the climatic mode of oscillations, ie El Niño–Southern Oscillation (ENSO), and the Pacific Decadal Oscillation (PDO), respectively. Increasing freshwater input into the RdIP is associated with the El Niño events and is enhanced by positive PDO phases, while the opposite is registered during La Niña and negative PDO phases (Depetris and Kempe 1990; Ciotti et al.1995; Depetris et al.2003; Depetris and Pasquini 2007; Garreaud et al.2009; Barreiro 2010). Some studies have identified changes in the salinity of the system and in the trophic state of the sediments related to such hydrological variability of the RdIP (García-Rodríguez et al.2014; Marrero et al.2014; Perez et al. 2016, 2017; Bergamino et al. 2017).

The location of turbidity and salinity fronts depends on the wind direction/intensity, rainfall in the RdIP watershed and the associated interaction between the freshwater input and the marine intrusions from the Southwestern Atlantic Ocean (SWAO, Möller et al.2008; Piola et al.2008; Acha et al. 2008). Thus the system is characterised by two salinity fronts: the bottom salinity front, located in the innermost part of the bottom salt wedge, and the surface salinity front, indicating the transition between the turbid river and the less turbid marine surface waters (Framiñan and Brown 1996).

The area of investigation of this study consists of a transect parallel to the Uruguayan coast (34°85'51''S, 56°88'64.3''W to 35°25'37''S, 54°90'56''W) (Figure 1; Table 1). The 11-station transect was undertaken on board the oceanographic vessel Aldebarán during May 2009. The 11 stations ranged between 6 and 26 metres depth, from the

**Table 1.** Geographical coordinates (latitude and longitude), depth (Z), and environmental variables and measurements (OM = organic matter, Chl a = chlorophyll a, bottom and superficial salinity) of all 11 stations from the Río de la Plata (A1–A11).

Station	Latitude	Longitude	Z (m)	OM (%)	Chl a (µg g <sup>-1</sup> )	Bottom salinity	Superficial salinity
A1	34°85'51''	56°88'64.3''	6.0	6.83	1.25	4.8691	4.2009
A2	34°90'42.1''	56°68'33.3''	7.0	7.14	2.12	11.4303	11.4752
A3	34°94'30.33''	56°48'50.3''	7.0	7.94	1.72	16.6224	15.5211
A4	34°98'50.33''	56°28'67.33''	8.0	8.63	2.14	16.4045	15.2507
A5	35°01'98.67''	56°10'54''	9.0	8.49	2.11	19.7375	16.7086
A6	35°05'48''	55°90'76''	13.0	9.47	0.98	24.5	20.3708
A7	35°09'28.33''	55°70'68''	14.0	7.30	1.07	26.6909	22.9535
A8	35°13'50.33''	55°51'72.67''	21.0	6.81	2.63	29.874	22.6857
A9	35°18'39.33''	55°32'00.67''	20.0	2.17	0.24	30.143	24.5278
A10	35°21'75.67''	55°11'68.67''	23.0	1.95	0.79	30.6543	26.1826
A11	35°25'37''	54°90'56''	26.0	1.02	2.06	30.6248	28.5799

innermost (landward) to the outermost station (seaward, [Table 1](#)). During sampling, conductivity, salinity, temperature and depth were measured using a CTD SBE-19, and surface sediment samples (from the uppermost cm) were taken with a Smith–McIntyre bottom grab for measuring organic matter, chlorophyll a and diatom valve identification and counting.

## Laboratory analyses

### *Organic matter and chlorophyll a*

Organic matter (OM) and chlorophyll a (Chl a) concentration in surface sediments are commonly used as proxies for productivity changes within the estuarine systems, as their concentration change with a shift in trophic state of aquatic systems (Rabalais et al. 2007; García-Rodríguez et al. 2014).

Aliquots of ca. 1 g wet surface sediment (uppermost cm of the grab) were taken for OM and for Chl a determinations. OM measurements were performed using the loss on ignition technique at 550°C according to Byers et al. (1978). For Chl a determinations, the samples were extracted in 90% acetone in the dark at 4°C for 24 h, and centrifuged at 3000 rpm and absorbance was measured using a UV/VIS Beckman DU-650 at 750 and 665 nm (Strickland et al. 1972).

### *Diatom analyses*

Diatom samples were first treated with  $\text{Na}_2\text{P}_2\text{O}_7$  to deflocculate the sediment and eliminate clay particles. Then the samples were treated with 35% HCl to remove inorganic carbonate material. Finally, the samples were boiled with 30%  $\text{H}_2\text{O}_2$  for 2 hours to eliminate OM (Metzeltin and García-Rodríguez 2003). Between each treatment samples were rinsed at least four times with distilled water. Permanent slides were mounted using Entellan® mounting medium (Refractive Index: 1.54). A minimum of 400 valves was counted on each slide with a light microscope at 1250× magnification with oil immersion. Diatom species were identified according to Frenguelli (1941, 1945), Müller-Melchers (1945, 1953, 1959), Hasle and Syversten (1996), Witkowski et al. (2000), Metzeltin and García-Rodríguez (2003), Metzeltin et al. (2005), Sar et al. (2010). Furthermore, the species were separated into groups according to their ecological salinity preference, ie in groups indicating freshwater (F), marine (M) and brackish (b) conditions; and their habitat type, ie in groups indicating benthic (B), planktonic (P), Tycho planktonic (T) according to Pankow (1970), de Wolf (1982), Vos and de Wolf (1988, 1993, 1994), Juggins (1992), Van Dam et al. (1994), Hasle and Syversten (1996), Gómez and Bauer (2000), Al-Kandari et al. (2009) and Guiry and Guiry (2017). Relative abundances of individual species were calculated by dividing the number of valves from each species by the total number of valves counted on each slide/station.

## Data analyses

For analyses of the surface sediment diatom species, we used the most significant taxa (ie 2% in at least three stations, Karst and Smol 2000). Diatom Association Zones (DAZ) were

determined using stratigraphically constrained cluster analyses (CONISS) using the software Tilia v. 2.0.38. To identify the most representative species of each DAZ and its association with environmental variables, a Canonical Correspondence Analysis (CCA) was performed using the CANOCO (ver. 4.5) program.

The CCA included the most significant diatom taxa and the associated environmental physical variables (ie salinity and temperature), proxies of productivity, ie P (phosphorus), TN (total nitrogen), Corg (organic carbon), OM (organic matter) and chlorophyll a (Chl a). Furthermore, we used Ti/Ca ratio as proxy for the terrigenous versus marine input and C/N ratio as proxy for the composition of the OM. P, C/N, TN, Corg and Ti/Ca data were extracted from Burone et al. (2013).

## Results

### *Environmental variables*

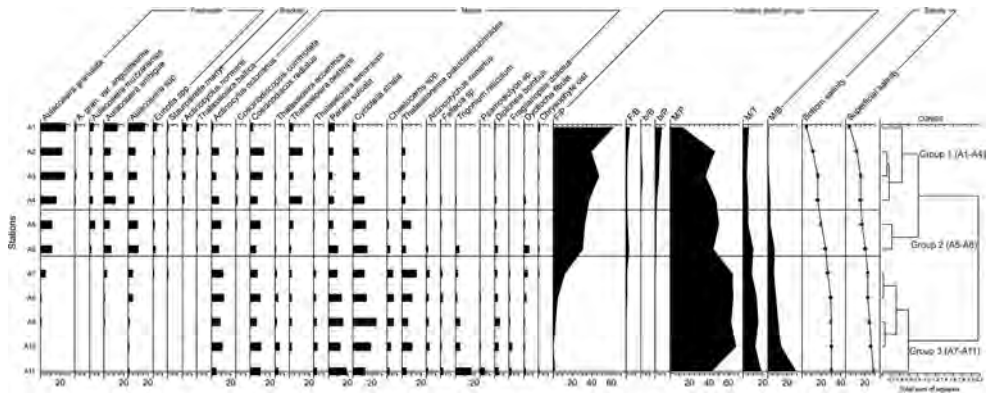
We registered an increasing trend in the values of salinity from the innermost (landward) to the outermost (seaward) stations (A1–A11), with bottom salinity ranging between 4.9 and 30.6 and superficial salinity ranging from 4.2 and 28.6 (Table 1). Furthermore, OM ranged between 1.02% and 9.47% (A11 and A6, respectively) and the highest values were recorded from A1 to A8 (6.81–9.47%) and the minimum values were found in A9–A11 with a decreasing trend (2.17–1.02%). Regarding the Chl a, it ranged between 0.98 and 2.63  $\mu\text{g g}^{-1}$  and there is no specific trend in the values, with the maximum value found in A8 and the minimum in A6 (Table 1).

### *Diatoms*

A total of 78 diatom taxa representing 47 genera were identified in the surface sediment samples from the RdIP transect. Of the taxa, 52 were identified to species level using an optic microscope. The significant taxa belong to 17 genera (ie *Aulacoseira*, *Staurosirella*, *Eunotia*, *Actinocyclus*, *Thalassiosira*, *Coscinodiscopsis*, *Coscinodiscus*, *Cyclotella*, *Paralia*, *Thalassionema*, *Chaetoceros*, *Trigonium*, *Diploneis*, *Fallacia*, *Psammodictyon*, *Fragilariopsis*, *Actinoptychus*). In addition, we identified *Chrysophyte* cysts and *Dictyocha fibula* (Figure 2).

Diatom species with freshwater preference dominate the landward sample sites (A1–A4) and those with marine preference dominate the seaward sites (A7–A11) as indicated by the relative abundances of diatom salinity preference groups in Figure 2. Furthermore, stations A5 and A6 showed intermediate abundances of species with freshwater and marine preference in relation with the landward and the marine sites (Figure 2). These diatom abundances displayed a similar trend to that of salinity (Figure 2). Planktonic taxa dominated in all samples throughout the RdIP, while the benthic taxa showed low abundances but an increasing trend towards the marine sites was recorded, especially in A11 (20%).

The cluster analysis (Figure 2) identified three DAZ: A1 through A4, A5–A6, and A7 through A11 (group 1, 2 and 3, respectively). The inner RdIP stations (group 1), A1 through A4, exhibited clear dominance of the freshwater genera *Aulacoseira*, *Eunotia* and *Staurosirella*, and also brackish taxa, ie *Actinocyclus normanii* and *Thalassiosira baltica* were observed. On the other hand, stations A7 through A11 (group 3) were dominated by marine genus *Thalassiosira*, and the species *Coscinodiscus radiatus*,



**Figure 2.** Relative abundance of diatom species. Individual species are grouped according to salinity preferences on left side of diagram and into salinity-habitat group at right side as follows: the fresh-water planktonic (FP) and benthic (FB), brackish planktonic (bP) and benthic (bB), and marine planktonic (MP), benthic (MB) and tycho planktonic (MT). Furthermore, clustering groups and observed superficial and bottom salinity are shown to the right of the plot.

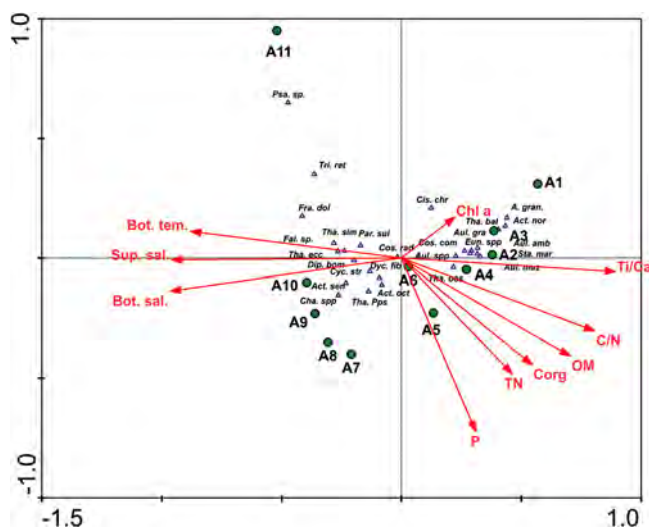
*Coscinodiscopsis commutata*, *Cyclotella striata*, *Diploneis bombus*, *Triceratium reticulum*, *Actinocyclus senarius*, *Fragilariopsis doliolus* and *Thalassionema pseudonitzschioides*. Furthermore, intermediate stations A5 and A6 (group 2) were co-dominated by fresh-water, brackish and marine species (Figure 2).

The axes 1 and 2 of the CCA ordination diagram shown in Figure 3 presented 60.9% and 75.5% of the accumulated variance, respectively. Salinity and temperature explained much of the variation in the diatom data as shown by their strong correlation with axis 1 in the CCA ordination diagram (Figure 3). Axis 2 explains a fair amount of variation between the marine samples (A7–A11) and it appears to be strongly correlated with the productivity proxies, ie P, Corg and TN. Stations A1 through A4 were positively associated with Ti/Ca ratios, Chl a, and negative with both salinity and temperature (ie they are low salinity, low temperature stations). The most representative species of these sites *Aulacoseira granulata*, *A. granulata* var. *angustissima*, *A. muzzanensis*, *A. ambigua*, *Stauriosirella martyi*, *Eunotia* spp., *Actinocyclus normanii*, *Thalassiosira baltica* and *Coscinodiscopsis commutata* relate well to cluster group 1. Station A7 through A11 showed a positive relationship with salinity and temperature and negative with the rest of the variables. The most representative species were those related to cluster group 3, ie *Coscinodiscus radiatus*, *T. oestrupii*, *Actinocyclus octonarius*, *Thalassiosira eccentrica*, *T. simonsenii*, *Paralia sulcata*, *Cyclotella striata*, *Actinocyclus senarius*, *Diploneis bombus*, *Triceratium reticulum*, *Fragilariopsis doliolus* and *Thalassionema pseudonitzschioides*. Finally, stations A5 and A6 (cluster group 2) occur in the middle of the salinity gradient and were positively associated with the productivity proxies P, Corg, OM and TN, especially A5, but no diatom species were clearly associated to these stations (Figure 3).

## Discussion

The salinity gradient observed in this study (Figure 1; Table 1) is the characteristic of the RdIP system, and previous studies have reported distinguished domains (ie riverine,





**Figure 3.** CCA tripot ordination diagram showing position of species (triangles), sites (circles) and environmental variable (arrows). The axes 1 and 2 presented 60.9% and 75.5% of the accumulated variance, respectively. P, C/N, TN (total nitrogen), Corg (organic carbon) and Ti/Al data were extracted from Burone et al. (2013).

estuarine and marine) (Guerrero et al. 1997; Nagy et al. 2002; Calliari et al. 2009; Martínez and Ortega 2015). The OM and Chl a values recorded in the superficial sediments (Table 1) are in accordance with other studies carried out in the RdIP (Burone et al. 2013; García-Rodríguez et al. 2014). The maximum OM concentration values recorded in the present study from the innermost station A1 to A8 could be associated with the high seston load related to the terrestrial supply in the RdIP waters (Calliari et al. 2009; Burone et al. 2013), and the maximum OM recorded in A6 could be a consequence of the flocculation process related to the position of the maximum turbidity front (Table 1, Framiñan and Brown 1996; Burone et al. 2013). Burone et al. (2013) assessed the sediment footprint of riverine versus marine influence along the salinity gradient between the RdIP estuary and the adjacent SWAO shelf, and observed a transition from a tidal river to estuarine and marine zones based on foraminiferous, geochemical and sedimentological analyses. They observed increases in sand and clay content at the transition between tidal river and the estuarine zone associated with the maximum turbidity zone, where increased organic matter content and productivity was observed. In addition, Bergamino et al. (2017) showed that the isotopic signals of surface sediments of the RdIP determined that the upper reaches (ie riverine domain) were influenced by riverine particulate matter, ie  $\delta^{13}\text{C}$  range:  $-24\text{‰}$  to  $-26\text{‰}$  relative to Pee Dee Belemnite (PDB). The lower reaches represented a depositional environment of marine algae, ie  $\delta^{13}\text{C}$  range:  $-21\text{‰}$  to  $-23\text{‰}$  relative to PDB.

The high diatom species number and the co-occurrence of both freshwater and marine diatom species (Figure 2) is probably associated with the intrinsic high productivity and the RdIP estuarine hydrological dynamics (Acha et al. 2008; Möller et al. 2008; Piola et al. 2008). Through this study, we determined that diatom distribution was associated with the hydrological features of the RdIP, related to the

continental input of freshwater from the rivers and the intrusion of marine waters. Thus we recorded a strong correlation among salinity, sites and diatom species, ie the landward sample sites were associated with low salinity and high abundance of freshwater diatom species while seaward stations were related to high salinity and marine diatoms (Figure 3).

The diatom composition/distribution from surface sediments, the environmental variables and the proxies of productivity, origin of OM and terrigenous versus marine input, registered in this study, allowed us to divide the study area into three sections (Figure 3). The inner RdIP section related to group 1 was influenced by continental input of freshwater, which exhibits low salinity and temperature values, high trophic state as recorded by the productivity proxies (OM, P, TN, Corg and Chl a), and continental input (Ti/Ca and C/N), all determining a dominance of freshwater diatom species. The marine section (group 3), which is characterised by low productivity and low supply of terrestrial OM, and therefore low trophic state, and high salinity and temperature values, was related to marine diatom species. We also identified a transitional section, related to group 2, characterised by mixing conditions. Such a transitional zone is related to the position of the turbidity front (Burone et al. 2013), and it is characterised by increases in the productivity proxies and a co-dominance of both freshwater and marine species. Burone et al. (2013) also divided the study area into such sections and determined for the inner section (up to the station 7) a high influence of terrigenous material, ie finer sediments, high particulate OM, Chl a, Corg, TN, P, C/N, Fe/Ca, Ti/Ca and more negative  $\delta^{13}\text{C}$ , while the opposite was registered for the marine section highly influenced by the SWAO waters.

Each of the identified sections, ie inner, transitional and marine, are characterised by specific trophic conditions and salinity values, with distinct diatom associations. The inner section was dominated by planktonic freshwater species (group 1), ie *Aulacoseira granulata*, *A. granulata* var. *angustissima*, *A. ambigua*, *A. muzzanensis* and the benthic *Eunotia* spp. (Coste and Prigiel 2000), but some planktonic brackish species *Actinocyclus normanii* and *Thalassiosira baltica*, were also dominant (Hasle and Syvertsen 1996). Such a mixture of species is the characteristic of estuarine environments and has been previously recorded by other authors for the riverine and estuarine sections of the RdIP (Frenquelli 1941; Müller Melchers 1953; Gómez and Bauer 2000; Ferrari and Pérez 2002; Licursi et al. 2006, Hassan 2010). Furthermore, the most significant species of the inner RdIP (*Aulacoseira* spp., *Actinocyclus normanii* and *Staurisirella martyi*) are all indicators of fairly eutrophic conditions (Table 2, Vos and de Wolf 1993; Van Dam et al. 1994; Coste and Prigiel 2000).

Within diatom group 1, the most abundant species were *Aulacoseira* spp. (Figure 2). These planktonic species show an adaptive advantage, as they can form long filamentous chains and have a morphology that allows them to have a greater surface light absorption and contain accessory pigments that increase their spectrum of absorption (Gómez and Bauer 2000). Consequently, they are adapted to live in systems with a high load of suspended particulate material (Wang et al. 2008), such as the case of the RdIP (Licursi et al. 2006). These species (ie *Aulacoseira granulata*, *A. granulata* var. *angustissima*, *A. ambigua* and *A. muzzanensis*) were recorded previously for the RdIP coastal waters (Gómez and Bauer 2000; Licursi et al. 2006; Hassan 2010). Furthermore, they are also indicators of eutrophic conditions (Van Dam et al. 1994; Bicudo et al. 2016), hence, this group

**Table 2.** Significant (ie 2% in at least three stations, Karst and Smol 2000) diatom species recorded from the RdIP superficial sediment transect (A1–A11), their ecological preferences and the RdIP environmental condition.

Diatom species	Diatom ecological preferences	RdIP environmental condition (Burone <i>et al.</i> 2013)
<i>Aulacoseria granulata</i> (Ehrenberg) Simonsen	Freshwater, planktonic, alkaliphilic and indicative of eutrophic conditions (Pankow 1970; Vos and de Wolf 1993; Van Dam <i>et al.</i> 1994; Bicudo <i>et al.</i> 2016)	A1, A2, A3, A4, Riverine and estuarine environment (ie brackish water). Associated with:
<i>A. granulata</i> var. <i>angustissima</i> (O. Müller) Simonsen		Low and intermediate salinity.
<i>Aulacoseira ambigua</i> (Grunow) Simonsen		High organic matter
<i>A. muzzanensis</i> (Meister) Krammer	Freshwater, planktonic, cosmopolite and indicative of eutrophic conditions (Gómez and Bauer 2000)	High chlorophyll a High Ti/Ca ratio High Fe/Ca ratio
<i>Eunotia</i> Ehrenberg spp.	Freshwater, epiphytic, acidiphilic and indicative of oligotrophic conditions from shallow regions (Van Dam <i>et al.</i> 1994)	More negative values of $\delta^{13}\text{C}$ isotope signal (in sediments)
<i>Stausirella martyi</i> (Héribaud) Morales and Manoylov	Freshwater, epiphytic, alkaliphilic and indicative of meso-eutrophic conditions from temperate and shallow regions (Frenguelli 1941; Pankow 1970; de Wolf 1982)	
<i>Actinocyclus normanii</i> (Gregory) Hustedt	Brackish, planktonic and indicative of eutrophic conditions from temperate regions (de Wolf 1982; Gómez and Bauer 2000)	
<i>Coscinodiscopsis commutata</i> (Grunow) Sar and Sunesen	Marine, planktonic and cosmopolite (Guiry and Guiry 2017)	
<i>Thalassiosira baltica</i> (Grunow) Ostenfeld	Brackish, planktonic (Hasle and Syvertsen 1996)	
<i>Coscinodiscus radiatus</i> Ehrenberg	Marine (oceanic and neritic), planktonic and cosmopolite (Frenguelli 1941; de Wolf 1982;   Hasle and Syvertsen 1996; Al-Kandari <i>et al.</i> 2009)	A7, A8, A9, A10, A11 Marine environment. Associated with:
<i>Thalassiosira eccentrica</i> (Ehrenberg) Cleve	Marine (neritic), planktonic and cosmopolite (Vos and de Wolf 1994; Hasle and Sylversten 1996; Gómez and Bauer 2000; Al-Kandari <i>et al.</i> 2009)	High salinity Low organic matter and relatively low chlorophyll a Low Ti/Ca ratio
<i>T. simonsenii</i> Hasle and Fryxell	Marine, planktonic and warm water region to temperate (Hasle and Syvertsen 1996)	Low Fe/Ca ratio
<i>T. oestrupii</i> (Ostenfeld) Proschkina-Lavrenko ex Hasle	Marine (mainly neritic), planktonic and warm water region to temperate (Sar <i>et al.</i> 2001; Al-Kandari <i>et al.</i> 2009)	More positive values of $\delta^{13}\text{C}$ isotope signal (in sediments)
<i>Paralia sulcata</i> (Ehrenberg) Cleve	Marine (neritic), tytoplanktonic, cosmopolite and commonly found after winter storms (Vos and de Wolf 1994; Hasle and Syvertsen 1996; Al-Kandari <i>et al.</i> 2009)	
<i>Cyclotella striata</i> (Kützing) Grunow	Marine (neritic), planktonic, cosmopolite, eurihaline and abundant in estuaries and coastal lagoons (de Wolf 1982; Vos and de Wolf 1994; Hasle and Syvertsen 1996; Gómez and Bauer 2000; Al-Kandari <i>et al.</i> 2009)	
<i>Actinocyclus octonarius</i> Ehrenberg	Marine (neritic), planktonic, cosmopolite (de Wolf 1982; Hasle and Syvertsen 1996; Al-Kandari <i>et al.</i> 2009)	
<i>Actinoptychus senarius</i> (Ehrenberg) Ehrenberg	Marine (neritic), tytoplanktonic, cosmopolite (de Wolf 1982)	
<i>Diploneis bombus</i> (Ehrenberg) Ehrenberg	Marine and benthic (Guiry and Guiry 2017)	
<i>Triceratium reticulum</i> Ehrenberg	Marine (neritic) and benthic from warm waters (de Wolf 1982; Al-Kandari <i>et al.</i> 2009)	
<i>Fragilariopsis doliolus</i> (Wallich) Medlin and P.A. Sims	Marine and benthic from warm water regions (Hasle and Syvertsen 1996)	
<i>Thalassionema pseudonitzschioides</i> (Schuette & Schrader) Hasle	Marine, planktonic and probably from warm water regions (Hasle and Syvertsen 1996)	

is indicative of high trophic levels in the RdIP. Thus the stations on the inner RdIP (related to group 1) are all influenced by nutrient-rich and suspended material coming from the Paraná and Uruguay Rivers (Nagy et al. 2002; Depetris and Pasquini 2007; Calliari et al. 2009).

The freshwater diatom assemblages, group 1, were gradually replaced along the transect by marine species (group 3), ie *Coscinodiscus radiatus*, *Thalassiosira eccentrica*, *T. simonsenii*, *T. oestrupii*, *Paralia sulcata*, *Cyclotella striata*, *Actinocyclus octonarius*, *Actinopterychus senarius*, *Diploneis bombus*, *Triceratium reticulum*, *Fragilariopsis doliolus* and *Thalassionema pseudonitzschioides*, which were most previously recorded for the RdIP and adjacent Uruguayan coastal waters (Müller Melchers 1959; Ferrando 1962; Burone 1984; Ferrari and Pérez 2002; Metzeltin et al. 2005; Calliari et al. 2009). Such a diatom assemblage was also observed in the adjacent coast of Brazil and Argentina (Lange and Mostajo 1985; Negri et al. 1988; Sar et al. 2001, 2007; Hassan 2010). The fact that both *Coscinodiscus* and *Thalassiosira* were the most abundant genera can be explained because these planktonic genera are the best adapted to neritic and oceanic waters worldwide (Hasle and Syvertsen 1996). Some of the species (*Actinopterychus senarius*, *Paralia sulcata*, *Cyclotella striata*, *Diploneis bombus* and *Coscinodiscus radiatus*) were also recorded in sediment cores of SE Uruguayan coastal lagoons during the Holocene transgressive phases, where the systems exhibited marine/brackish conditions because they were permanently connected to the ocean (García-Rodríguez et al. 2004a, 2004b, 2004c). This transgression event was also related to relatively low trophic state levels as low OM and nutrient levels were observed. In this sense, such diatom species were also observed in station A7 through A11 where low values of OM and also Chl a were measured. Furthermore, *Thalassiosira oestrupii*, *T. simonsenii*, *Triceratium reticulum*, *Fragilariopsis doliolus* and *Thalassionema pseudonitzschioides* are indicative of warm water regions (Table 2). Therefore, this species group is indicating a warm and marine water influence (Hasle and Syvertsen 1996; Méndez et al. 1998; Sar et al. 2001, 2007, 2010) which is evident as the higher temperature values recorded within this section (Figure 3), probably associated with the intrusion of the subtropical waters within the continental shelf related to a la Niña event that occurred during 2009 (Martínez and Ortega 2007; García-Rodríguez et al. 2014).

Group 2 did not show diatom species exclusively associated to this zone (Figure 3), but it was rather observed a mixture of freshwater, brackish and marine diatom species. Therefore, we inferred intermediate values in relation to the adjacent zones (ie groups 1 and 3). This zone indicates the transition between the continental and the marine influence, and it is associated with the position of the turbidity front as previously registered by Burone et al. (2013). The high turbidity inherent of this zone explains the dominance of planktonic species in group 2 and the highest values of benthic species observed in group 3. The latter is a consequence of the flocculation process of particulate matter in the turbidity zone (A5 and A6), which led to a highest light penetration in the external section (seaward), and allowed the development of benthic species, ie *Diploneis bombus*, *Triceratium reticulum* and *Fragilariopsis doliolus* (Calliari et al. 2009).

## Final remarks

The diatom species distribution from superficial sediments is related to the continental input of freshwater into the RdIP and the marine intrusion. Three distinct diatom

groups were identified along the main environmental gradients within the RdIP (evolved from the interaction between terrigenous continental input and oceanic water intrusion). Group 1 is associated with high productivity proxies and low salinity within the riverine and estuarine sections, and the related diatom species were mostly indicative of a freshwater and eutrophic system. On the other hand, group 3 is related to low productivity proxies and high salinity related to the marine domain and the associated diatom species are marine planktonic and benthic and some are indicative of subtropical waters. Group 2 presents a mixture of freshwater, brackish and marine diatom species. Thus presenting intermediate values respect to the adjacent zones (groups 1 and 3). These diatom groups are reliable modern analogues and can be used as proxies for paleoenvironmental studies of the continental versus the marine influence within the RdIP and adjacent continental shelf.

## Acknowledgements

We would like to thank to DINARA (Dirección Nacional de Recursos Acuáticos), PEDECIBA (Programa para el Desarrollo de las Ciencias Básicas), ANII (Agencia Nacional de Investigación e Innovación) and RLB (Red Latinoamericana de Botánica). We would like to express special thanks to the editor and reviewers for their critical comments and suggestions, which improved the manuscript content.

## Disclosure statement

No potential conflict of interest was reported by the authors.

## References

- Acha EM, Mianzan H, Iribarne O, Gagliardini D, Lasta C, Daleo P. 2003. The role of the Río de la Plata bottom salinity front in accumulating debris. *Marine Pollution Bulletin*. 46:197–202.
- Al-Kandari M, Rifaie K, Yamani FY, editors. 2009. Diatoms. En: 'Marine phytoplankton atlas of Kuwait's water'. Safat, Kuwait: Kuwait Institute for Scientific Research.
- Barreiro M. 2010. Influence of ENSO and the South Atlantic Ocean on climate predictability over Southeastern South America. *Climate Dynamics*. 35:1493–1508.
- Bergamino L, Schuerch M, Tudurí A, Carretero S, García-Rodríguez F. 2017. Linking patterns of freshwater discharge and sources of organic matter within the Río de la Plata estuary and adjacent marshes. *Marine and Freshwater Research*. 68:1704. doi:10.1071/MF16286.
- Bicudo DC, Tremarin PI, Almeida PD, Zorzal-Almeida S, Wengrat S, Faustino SB, Costa LF, Bartozek ECR, Rocha ACR, Bicudo CEM, Morales EA. 2016. Ecology and distribution of *Aulacoseira* species (Bacillariophyta) in tropical reservoirs from Brazil. *Diatom Research*. 31 (3):199–215.
- Bisbal GA. 1995. The southeast South American shelf large marine ecosystem: evolution and components. *Marine Policy*. 19:21–38.
- Burone F. 1984. Estudio taxonómico de las Bacillariophyceae de la Bahía de Montevideo (República Oriental del Uruguay). Montevideo, Uruguay: Tesis de Licenciatura, Facultad de ciencias. p. 230.
- Burone L, Ortega L, Franco-Fraguas P, Mahiques M, García-Rodríguez F, Venturini N, Marin Y, Brugnoli E, Nagai R, Muniz P, et al. 2013. A multiproxy study between the Río de la Plata and the adjacent South-Western Atlantic inner shelf to assess the sediment footprint of river vs. marine influence. *Continental Shelf Research*. 55:141–154.
- Byers SC, Mills EL, Stewart PL. 1978. A comparison of methods to determining organic carbon in marine sediments, with suggestion for a standard method. *Hydrobiologia*. 58:43–47.

- Calliari D, Brugnoli E, Ferrari G, Vizziano D. 2009. Phytoplankton distribution and production along a wide environmental gradient in the South-West Atlantic off Uruguay. *Hydrobiologia*. 620:47–61. doi:10.1007/s10750-008-9614-7.
- CARP. 1989. Estudio para la Evaluación de la Contaminación en el Río de la Plata. Comisión Administradora del Río de la Plata, Informe de Avance. 1:1–72.
- Ciotti AM, Odebrecht C, Fillmann G, Möller OO. 1995. Freshwater outflow and subtropical convergence influence on phytoplankton biomass on the southern Brazilian continental shelf. *Continental Shelf Research*. 15:1737–1756.
- Coste M, Prygiel J. 2000. Guide méthodologique pour la mise en oeuvre de l'Indice biologique diatomées. Bordeaux: Cemagref. p. 134.
- Denys L, de Wolf H. 1999. Diatoms as indicators of coastal paleoenvironments and relative sea-level change. In: E. F. Stoermer, J Smol, editors. *The diatoms: applications for the environmental and earth science*. New York: Cambridge University Press; p. 265–277.
- Depetris PJ, Kempe S. 1990. The impact of the El Niño 1982 event on the Paraná River, its discharge and carbon transport. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 89:239–244.
- Depetris PJ, Pasquini AI. 2007. The geochemistry of the Paraná river: an overview. In: M. J. Parma, editor. *Limnology of a subtropical wetland*. Berlin/Heidelberg: Springer-Verlag; p. 144–174.
- Depetris PJ, Probst J-L, Pasquini AI, Gaiero DM. 2003. The geochemical characteristics of the Paraná River suspended sediment load: an initial assessment. *Hydrological Processes*. 17:1267–1277.
- De Wolf H. 1982. Method of coding of ecological data from diatoms for computer utilization. *Mededelingen – Rijks Geologische Dienst*. 36:95–99.
- Ferrando HJ. 1962. Frecuencia estacional del microplancton costero de Montevideo durante el año 1959. Montevideo: Contribuciones planctológicas I, Servicio Oceanográfico y de Pesca. 32 pp.
- Ferrari G, Pérez MC. 2002. Fitoplancton de la costa platense Atlántica de Uruguay (1993–1994). *Iheringia Série Botânica*. 57:263–278.
- Framiñan MB, Brown OB. 1996. Study of the Río de la Plata turbidity front, part I: spatial and temporal distribution. *Continental Shelf Research*. 16:1259–1282.
- Frenguelli J. 1941. XVI contribución al conocimiento de las diatomeas argentinas. *Diatomeas del Río de la Plata*. *Revista del Museo de La Plata (n. s.)* 3. Botánica. 15:213–334.
- Frenguelli J. 1945. XIX contribución al conocimiento de las diatomeas argentinas. *Diatomeas del Platense*. *Revista del Museo de La Plata (n. s.)* 3. Paleontología. 16:77–221.
- García-Rodríguez F, Metzeltin D, Sprechmann P, Beltrán-Morales LF. 2004a. Upper Pleistocene and Holocene development of Castillos Lagoon in relation to sea level variation, SE Uruguay. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie Monatsheft*. 641–661.
- García-Rodríguez F, Metzeltin D, Sprechmann P, Trettin R, Stams G, Beltrán-Morales LF. 2004b. Upper Pleistocene and Holocene paleosalinity and trophic state changes in relation to sea level variation in Rocha Lagoon, southern Uruguay. *Journal of Paleolimnology*. 32:117–135.
- García-Rodríguez F, Sprechmann P, Metzeltin D, Scafati L, Melendi DL, Volkheimer W, Mazzeo N, Hiller A, von Tümpling Jr W, Scasso F. 2004c. Holocene trophic state changes in relation to sea level variation in lake Blanca, SE Uruguay. *Journal of Paleolimnology*. 31:99–115.
- García-Rodríguez F, Stutz S, Inda H, del Puerto L, Bracco R, Panario D. 2010. A multiproxy approach to infer Holocene paleobotanical changes linked to sea-level variation, paleosalinity levels and shallow lake alternative states in Negra Lagoon, SE Uruguay. *Hydrobiologia*. 646:5–20.
- García-Rodríguez F, Brugnoli E, Muniz P, Venturini N, Burone L, Hutton M, Rodríguez M, Pita A, Kandratavicius N, Perez L, Verocai J. 2014. Warm-phase ENSO events modulate the continental freshwater input and the trophic state of sediments in a large South American estuary. *Marine and Freshwater Research*. 65:1–11.
- Garreaud RD, Vuille M, Compagnucci R, Marengo J. 2009. Present-day South American climate. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 281:180–195.
- Gómez N, Bauer DE. 2000. Diversidad fitoplanctónica en la franja costera Sur del Río de la Plata. *Biología Acuática*. 19:7–26.
- Guerrero R, Acha E, Framiñan MB, Lasta C. 1997. Physical oceanography of the Río de la Plata Estuary, Argentina. *Continental Shelf Research*. 17:727–742.

- Guiry MD, Guiry GM. 2017. AlgaeBase. World-wide electronic publication, National University of Ireland, Galway. [accessed 2017 April 15] <http://www.algaebase.org>.
- Hasle GR, Syvertsen EE. 1996. Marine diatoms. In: C. R. Tomas, editor. Identifying marine phytoplankton. San Diego, CA: Academic Press; p. 5–383.
- Hassan G. 2010. Paleoecological significance of diatoms in Argentinean estuaries: what do they tell us about the environment? In: J. R. Crane, A. E. Solomon, editor. Estuaries: types, movement patterns and climatical impacts. New York: Nova Science Publishers; p. 71–147.
- Hassan GS, Espinosa MA, Isla FI. 2008. Fidelity of dead diatom assemblages in estuarine sediments: how much environmental information is preserved? *Palaios*. 23:112–120.
- Inda H, García-Rodríguez F, del Puerto L, Acevedo V, Metzeltin D, Castiñeira C, Bracco R, Adams JB. 2006. Relationships between trophic state, paleosalinity and climatic changes during the first Holocene marine transgression in Rocha Lagoon, southern Uruguay. *Journal of Paleolimnology*. 35:699–713.
- Juggins S. 1992. Diatoms in the Thames estuary, England: ecology, paleoecology, and salinity transfer function. (J Cramer, Berlin). *Bibl Diatomol*. 25:1–216.
- Karst TL, Smol JP. 2000. Paleolimnological evidence of limnetic nutrient concentration equilibrium in a shallow, macrophyte-dominated lake. *Aquatic Science*. 62:20–38.
- Kurucz A, Massello A, Méndez S, Cranston R, Wells P. 1998. Calidad ambiental del Río de la Plata. In: PG Wells, GR Daborn, editor. Río de la Plata una revisión ambiental. Halifax: Dalhousie University; p. 71–86.
- Lange CB, Mostajo EL. 1985. Phytoplankton (diatoms and silicoflagellates) from the south western Atlantic Ocean. *Botanica Marina*. 27:469–476.
- Licursi M, Gómez N, Donadelli J. 2010. Ecological optima and tolerances of coastal benthic diatoms in the freshwater-mixohaline zone of the Río de la Plata estuary. *Marine Ecology Progress Series*. 418:105–117.
- Licursi M, Sierra MV, Gómez N. 2006. Diatom assemblages from turbid coastal plain estuary: Río de la Plata (South America). *Journal of Marine Systems*. 62:35–45.
- López-Laborde J, Perdomo A, Gómez-Erache M, editor. 2000. Diagnostico ambiental y socio-demográfico de la zona costera Uruguaya del Río de la Plata. Informe ECOPLATA. p. 180.
- Marcelo Acha E, Mianzan H, Guerrero R, Carreto J, Giberto D, Montoya N, Carignan M. 2008. An overview of physical and ecological processes in the Río de la Plata Estuary. *Continental Shelf Research*. 28:1579–1588.
- Marrero A, Tudurí A, Perez L, Cuña C, Muniz P, Lopes Figueira RC, Mahiques MM, Pittauerová D, Hanebuth T, García-Rodríguez F. 2014. Cambios históricos en el aporte terrígeno de la cuenca del Río de la Plata sobre la plataforma interna uruguaya. *Latin American Journal of Sedimentology and Basin Analysis*. 21:165–179.
- Martínez A, Ortega L. 2007. Seasonal trends in phytoplankton biomass over the Uruguayan shelf. *Continental Shelf Research*. 27:1747–1758.
- Martínez A, Ortega L. 2015. Delimitation of domains in the external Río de la Plata estuary, involving phytoplanktonic and hydrographic variables. *Brazilian Journal of Oceanography*. 63 (3):217–227.
- Méndez S, Gómez M, Ferrari G. 1998. Planktonic studies of the Río de la Plata. In: PG Wells, GR Daborn, editor. Río de la Plata una revisión ambiental. Halifax: Dalhousie University; p. 85–112.
- Metzeltin D, García-Rodríguez F. 2003. Las diatomeas uruguayas. Montevideo: D.I.R.A.C.-Facultad de Ciencias.
- Metzeltin D, Lange-Bertalot H, García-Rodríguez F. 2005. Diatoms of Uruguay – taxonomy, biogeography, diversity. *iconographia diatomologica*. Vol. 15. Koenigstein, Germany: Gantner Verlag A R G.
- Möller JrOO, Piola AR, Freitas AC, Campos E. 2008. The effects of river discharge and seasonal winds on the shelf off southeastern South America. *Continental Shelf Research*. 28:1607–1624.
- Mourelle D, Prieto A, Pérez L, García-Rodríguez F, Borel M. 2015. Mid and late Holocene multi-proxy analysis of environmental changes linked to sea-level fluctuation and climate variability of the Río de la Plata estuary. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 421:75–88. doi:10.1016/j.palaeo.2015.01.006.

- Müller Melchers FE. 1945. Diatomeas procedentes de algunas muestras de turba del Uruguay. *Comunicaciones Botánicas del Museo de Historia Natural de Montevideo*. 1:1–25.
- Müller Melchers FE. 1952. *Biddulphia chilensis* Grev. as indicator of ocean currents. *Comunicaciones Botánicas del Museo de Historia Natural de Montevideo*. 2:1–25.
- Müller Melchers FE. 1953. New and little known diatoms from Uruguay and the South Atlantic coast. *Comunicaciones Botánicas del Museo de Historia Natural de Montevideo*. 3:1–25.
- Müller Melchers FE. 1959. Plankton diatoms of the southern Atlantic Argentina and Uruguay coast. *Comunicaciones Botánicas del Museo de Historia Natural de Montevideo*. 3:1–45.
- Nagy GJ, Gómez-Erache M, López CH, Perdomo AC. 2002. Distribution patterns of nutrients and symptoms of eutrophication in the Río de la Plata river estuary system. *Hydrobiologia*. 475/476:125–139.
- Negri RM, Benavides HR, Carreto JI. 1988. Algunas características del fortalecimiento del fitoplancton en el frente del Río de la Plata: Las asociaciones fitoplanctónicas. Publicación de la Comisión Técnica del Frente Marítimo. 4:151–161.
- Pankow H. 1970. Die Kieselalgen flora mecklenburgischer Salzstellen. The diatom Flora of some salt waters in the inland of Mecklenburg. *Internationale Revue der Gesamten Hydrobiologie und Hydrographie*. 55(6):815–843.
- Perez L, García-Rodríguez F, Hanebuth TJJ. 2016. Variability in terrigenous sediment supply offshore of the Río de la Plata (Uruguay) recording the continental climatic history over the past 1200 years. *Climate of the Past*. 12:623–634.
- Perez L, García-Rodríguez F, Hanebuth TJJ. 2017. Paleosalinity changes in the Río de la Plata estuary and on the adjacent Uruguayan continental shelf over the past 1200 cal yr BP: an approach using diatoms as proxy. In: K Weckström, P Saunders, G Skilbeck, editor. *Applications of paleoenvironmental techniques in estuarine studies, developments in paleoenvironmental research*. Dordrecht: Springer; p. 529–550.
- Piola AR, Möller OO, Guerrero RA, Campos EJD. 2008. Variability of the subtropical shelf front off eastern South America: winter 2003 and summer 2004. *Continental Shelf Research*. 28:1639–1648.
- Rabalais NN, Turner RE, Gupta BK, Platon E, Parsons ML. 2007. Sediments tell the history of eutrophication and hypoxia in the northern Gulf of Mexico. *Ecological Applications*. 17(5): S129–S143.
- Sar EA, Sunesen I, Castañón C. 2001. Marine diatoms from Buenos Aires waters (República Argentina). I Thalassiosiraceae. *Nova Hedwigia*. 73:199–228.
- Sar EA, Sunesen I, Fernandez PV. 2007. Marine diatoms from Buenos Aires waters (República Argentina). II. Thalassionemataceae and Rhaphoneidaceae. *Revista Chilena de Historia Natural*. 80:63–79.
- Sar EA, Sunesen I, Lavigne AS. 2010. *Cymatotheca*, *Tryblioptychus*, *Skeletonema* and *Cyclotella* (Thalassiosirales) from Argentinian coastal waters. Description of *Cyclotella Cubiculata* sp. nov. *Vie Milieu*. 60:135–156.
- Strickland JDH, Parsons JR. 1972. A practical handbook of seawater analysis. bulletin 167, 2nd ed. Ottawa: Fisheries Research Board of Canada.
- Van Dam H, Mertens A, Sinkeldam J. 1994. A coded checklist and ecological indicator values of freshwater diatoms from the Netherlands. *Netherlands Journal of Aquatic Ecology*. 28: 117–133. doi:10.1007/bf02334251.
- Vos PC, de Wolf H. 1988. Methodological aspects of paleo-ecological diatom research in coastal areas of the Netherlands. *Geologic en Mijnbouw*. 67:31–40.
- Vos PC, de Wolf H. 1993. Diatoms as a tool for reconstructing sedimentary environments in coastal wetland; methodological aspects. *Hidrobiologia*. 269/270:285–296.
- Vos PC, de Wolf H. 1994. Paleoenvironmental research on diatoms in early and middle Holocene deposits in central North Holland (The Netherlands). *Netherlands Journal of Aquatic Ecology*. 28(1):97–115.
- Wang L, Lu H, Liu J, Gu Z, Mingram J, Chu G, Li J, Rioual P, Negendank JFW, Han JT. 2008. Diatom-based inference of variations in the strength of Asian winter monsoon winds between



17,500 and 6000 calendar years BP. *Journal of Geophysical Research*. 113: 171. doi:10.1029/2008JD010145.

Witkowski A, Lange-Bertalot H, Metzeltin D. 2000. *Diatom flora of marine coasts 1. iconographia diatomologica 7*. Koenigstein: Gantner Verlag A R G.

Zhou J, Lau K-M. 1998. Does a monsoon climate exist over South America? *Journal of Climate*. 11:1020–1040.

---

## **Climatic oscillations modulating the Late Holocene fluvial discharge and terrigenous material supply from the Río de la Plata into the Southwestern Atlantic Ocean**

---

PEREZ, L., CRISCI, C., HANEBUTH, T.J.J., LANTZSCH, H., PERERA, G.,  
RODRÍGUEZ, M., PÉREZ, A., FORNARO, L. & GARCÍA-RODRÍGUEZ, F.

2018

Journal of Sedimentary Environments 3(4):205-219

## CLIMATIC OSCILLATIONS MODULATING THE LATE HOLOCENE FLUVIAL DISCHARGE AND TERRIGENOUS MATERIAL SUPPLY FROM THE RÍO DE LA PLATA INTO THE SOUTHWESTERN ATLANTIC OCEAN

**LAURA PEREZ<sup>1\*</sup>, CAROLINA CRISCI<sup>1</sup>, TILL JENS JÖRG HANEBUTH<sup>2</sup>, HENDRIK LANTZSCH<sup>3</sup>, GONZALO PERERA<sup>1</sup>, MAURICIO RODRÍGUEZ<sup>1</sup>, ANDRES PÉREZ<sup>1</sup>, LAURA FORNARO<sup>1</sup> AND FELIPE GARCÍA-RODRÍGUEZ<sup>1,4</sup>**

1 Centro Universitario Regional del Este, CURE-Rocha, Uruguay

2 Department of Coastal and Marine Systems Sciences, Coastal Carolina University, U.S.A.

3 MARUM – Center for Marine Environmental Sciences and Faculty of Geosciences, University of Bremen, Leobener Straße, 28359 Bremen, Germany

4 Universidade Federal do Rio Grande, Instituto de Oceanografia, Programa de Pós-Graduação em Oceanografia Física, Química e Geológica, Brazil

\* CORRESPONDING AUTHOR, lp3\_3@hotmail.com

*Received on 28 August 2018*

*Received in revised form on 28 November 2018*

*Accepted on 2 December 2018*

*Editor: Leticia Burone, Universidad de la República, Uruguay*

Citation:

Perez, L., Crisci, C., Hanebuth, T.J.J., Lantzsch, H., Perera, G., Rodríguez, M., Andres Pérez, A., Fornaro, L., García-Rodríguez, F., 2018. Climatic oscillations modulating the Late Holocene fluvial discharge and terrigenous material supply from the Río de la Plata into the Southwestern Atlantic Ocean. *Journal of Sedimentary Environments*, 3 (4): 205-219.

### Abstract

The Río de la Plata estuary (RdlP) and adjacent continental shelf exhibit complex hydrological processes as a result of a highly variable fluvial discharge and associated terrigenous supply, which are primarily controlled by regional climatic forcing in interaction with the oceanographic system. Previous hydrological studies indicate that Little Ice Age and Medieval Climate Anomaly resulted in increased/decreased river runoff due to an enhanced/weakened precipitation regime. This study aims to analyze the cyclicity in the runoff-related continental supply and the associated climatic oscillation behind it over the past 1,000 cal yr BP. To achieve this, we used a 10-m-long sediment core retrieved from the RdlP mud depocenter, which exhibits an extremely high and fairly constant linear sedimentation rate of 1.1 cm yr<sup>-1</sup>. We performed continuous 1-cm XRF element intensity scans and performed time series analysis on Fe/K, Ti/Al, Fe/Ca, Ti/Ca and Si/Al ratios, considered as regional proxies for inferring fluvial supply. The most significant cyclicities occur at 215, 192, 115, 100, 49, 47, 37, 35, and 2.5-8 yrs recurrence times. The long-term cyclicity is persistent throughout the

whole record for all ratios, and it is probably related to solar forcing, i.e., the 200 yr Vries/Suess cycle, which determines the activity of the South American Monsoon System activity. The shorter climate-related cyclicities (<100 yr) are probably related to the Atlantic Multidecadal Oscillation, the Pacific Decadal Oscillation and the El Niño Southern Oscillation climatic modes, and were registered only for Ti/Al, Fe/K and Si/Al ratios. We further identified an intensification of such shorter climate-related cyclicities over the past 500 yr BP. This study provides new evidence that both tropical Pacific and Atlantic SSTs and solar forcing are the main drivers of changes in rainfall over Southeastern South America on interannual to decadal, multidecadal and centennial scales, and thus modulates the RdlP river discharge.

**Keywords:** Climatic variability. Spectral analyses. XRF element ratios. Mud depocenter. Continental shelf.

### 1. Introduction

Climate variability exerts a direct influence on regional precipitation and continental freshwater supply (Barreiro,

2010; García-Rodríguez et al., 2014, Lüning et al., 2018), on oceanographic processes, and also on sediment transport, resuspension and deposition from the continent to the continental shelf (Lantzsch et al., 2014; Marrero et al., 2014;

Briceño-Zuluaga et al., 2016; Perez et al., 2016). Large estuaries are responsible for most of the terrigenous material supply into the continental margins, and the associated sediment transport processes mobilize terrigenous chemical elements to the coastal zone and continental margins (Depetris, 1968; Bianchi et al., 2007; García-Rodríguez et al., 2014).

In this sense, the chemical elements Ti, Fe and Al are mainly related to aluminosilicates and namely clay minerals as weathering products from the continent (Goldberg and Arrhenius, 1958; Jansen et al., 1998; Yarincik et al., 2000). Therefore, such elements reflect the terrigenous contribution in coastal and offshore sediments (Martins et al., 2007; Burone et al., 2013). The chemical element K in marine sediments is associated with terrigenous material (Goldberg and Arrhenius, 1958). This chemical element is relatively abundant in arid regions where chemical weathering rates are usually low (Govin et al., 2012). Si is an important nutrient in the oceans as it is a basic component of the skeletons of diatoms, radiolarians, silicoflagellates and sponges (DeMaster, 2002; Libes, 2009). Thus, temporal and spatial variability in the annual cycles of Si availability in estuaries and coastal areas depend on both river supply and biological production (Bianchi, 2007). In contrast, Ca mainly reflects the marine biogenic carbonate content in the sediment, and is thus associated with local marine productivity (Haug et al., 2001; Salazar et al., 2004; González-Mora and Sierro, 2007).

Govin et al. (2012) assessed the potential use of Ti/Ca, Fe/Ca, Ti/Al, Fe/K and Si/Al element ratios for Southwestern Atlantic Ocean (SWAO) sediments, to reconstruct different terrestrial past climate regimes. These authors demonstrated that Ti/Ca and Fe/Ca resemble the terrigenous supply versus the marine influence, as most of the Ca corresponded to carbonates, related to a marine origin. Furthermore, the Ti/Al ratio is appropriate to infer the variability in the input of aeolian versus fluvial terrigenous material, in areas of dust deposition. Also, the Fe/K and Si/Al are suitable to reconstruct South American climatic zones, with high values of the Fe and Al, registered in highly weathered tropical areas, and high values of K and Si, in slightly weathered drier regions, and thus are both proxies of the continental runoff (Govin et al., 2012).

Seager et al. (2010) determined that the variability in sea surface temperature (SST) in both the tropical Pacific and Atlantic Oceans cause most of the Southeastern South American (SESA) temporal precipitation changes. These fluctuations account for most of the interannual to multidecadal variability, with SST in the tropical Pacific dominating at interannual timescales, and those of the tropical Atlantic, dominating at long-term scales (Seager et al., 2010). The interannual variability (i.e., 2-8 yrs. cycles) is related to El Niño Southern Oscillation (ENSO; Depetris and Pasquini, 2007b; Garreaud et al., 2009). The decadal and multidecadal climatic variability in SESA mainly results from

two competing climatic modes: the Pacific Decadal Oscillation (PDO) with 30 yr. cycles (Garreaud et al., 2009) and the Atlantic Multidecadal Oscillation (AMO) with 64 yr. cycles (Delworth and Mann, 2000).

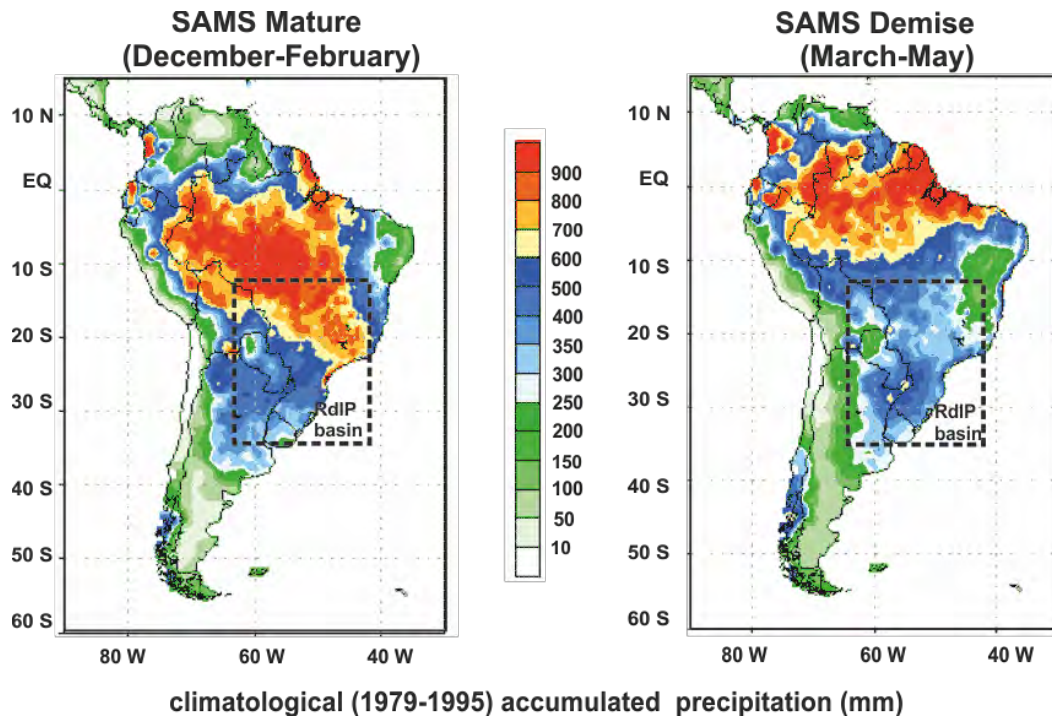
In the Río de la Plata (RdIP) watershed, the seasonal variability in rainfall is mainly linked to a latitudinal migration of the Intertropical Confluence Zone (ITCZ), an equatorial band of convective activity that migrates northwards in winter, and southwards in summer forming the central element of the South American Monsoon System (SAMS; Zhou and Lau, 1998). During the mature phase of SAMS in summer, intensive convective activity is observed (Fig. 1), associated with an enhancement of the equatorial North Atlantic trade winds, a buildup of strong Northwesterlies along the eastern side of the tropical Andes, and a migration of the South Atlantic Convergence Zone (SACZ) towards its southernmost position (Zhou and Lau, 1998). The SACZ is related to a convective band that extends from the Amazonas Basin to the SWAO (Carvalho et al., 2004; Garcia and Kayano, 2010). Hence, SAMS activity is strongest during austral summer, and SACZ leads to an increase in rainfall over the RdIP watershed (Fig. 1; Robertson and Mechoso, 2000; Chiessi et al., 2009). The opposite pattern is commonly observed during austral winter when SAMS activity is weakest (Fig. 1; Carvalho et al., 2004; Chiessi et al., 2009).

There is significant evidence on the climatic changes occurred during the late Holocene: i.e., the Medieval Climate Anomaly (MCA; AD 800–1300) and the Little Ice Age (LIA; AD 1400–1800) in SESA. Both MCA and LIA exerted an influence on the regional rainfall pattern, with distinct regional differences (Cioccale, 1999; Iriondo, 1999; Meyer and Wagner, 2009; Moy et al., 2009; Piovano et al., 2009; Bird et al., 2011; del Puerto et al., 2011, 2013; Vuille et al., 2012; Apaéstegui et al., 2014; Salvattecchi et al., 2014; Perez et al., 2016). Several studies reported a decrease in SAMS activity during MCA and strengthening of SAMS during LIA when compared to pre-MCA times (Fig. 2; Bird et al., 2011; Vuille et al., 2012; Apaéstegui et al., 2014; Salvattecchi et al., 2014). Such studies demonstrated that SAMS is sensitive to the latitudinal displacement of the ITCZ, as a response to temperature changes in the northern hemisphere, particularly over the North Atlantic Ocean (Bird et al., 2011). Thus, SAMS variability appears to be closely related to AMO (Chiessi et al., 2009; Apaéstegui et al. 2014). The strengthening/weakening of SAMS during the LIA/MCA led to an increase/decrease in rainfall over the RdIP watershed, with a concomitant increase/decrease in continental freshwater supply to the adjacent SWAO inner continental shelf (Fig. 2; Perez et al., 2016).

To our knowledge, high-resolution studies dealing with climatic oscillations and the associated changes in RdIP fluvial supply to the inner SESA shelf have not yet been undertaken. This study aims to address the late Holocene interannual, decadal, multidecadal and centennial cyclicities of RdIP fluvial discharge and to relate such variability to the

particular climatic oscillation modes. We analyzed a continuous dataset of high-resolution XRF element ratios using time series analyses to determine the related cyclicity in continental freshwater supply. The additional combination with biogenic Si data allows discriminating between the

particular biogenic and terrigenous Si contribution to the sedimentary record. The results significantly help to understand the long-term paleoenvironmental processes in highly dynamic shelf systems, under the regime of strongly coupled climatic-hydrologic-oceanographic interactions.



**Fig. 1.** Seasonal phases (mature and demise) of SAMS and the resulting seasonal precipitation pattern over the RdIP drainage basin (black dotted box). Source: [http://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/Global\\_Monsoons/American\\_Monsoons/SAMS-Phases/](http://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/Global_Monsoons/American_Monsoons/SAMS-Phases/)

### 1.1 Study area

The RdIP forms through the confluence of the Paraná and Uruguay Rivers and drains into the SWAO as the second largest fluvial system in South America, only exceeded by the Amazon River, at North Brazil (Acha et al., 2003). The watershed covers 20% of the continent (Acha et al., 2004, 2008). The Paraná River is the largest affluent of the RdIP accounting for 73% of its water discharge (Depetris and Paquini, 2007a). The RdIP exhibits maximum water discharge during summer, which, together with a dominance of NE winds, displaces the RdIP plume in the offshore direction. In winter, the river discharge decreases, coinciding with a dominance of SW winds that push the RdIP river plume northward and against the coast (Depetris and Paquini, 2007a; Piola et al., 2008). Most of the RdIP freshwater are supplied by the tropical upper Paraná drainage basin, but the total suspended sediment load is mainly supplied by the arid, mountainous and mostly sedimentary upper Bermejo River drainage basin (Depetris et al., 2003). A total of  $129 \times 10^6$  metric tons of suspended sediments is transported from the Paraná River to the SWAO (Depetris and Giffin, 1968).

The oceanographic system, i.e. the RdIP estuary and adjacent continental shelf, displays a pronounced salinity gradient due to the freshwater supply from the RdIP system, and, to a less extent, from the slightly northward located Patos Lagoon (Acha et al., 2004; Möller et al., 2008; Piola et al., 2008). Below 50 m water depth, oceanographic fronts and mixing processes of water masses of different salinity, nutrient concentration, and temperature are observed as a consequence of the highly energetic confluence of the shelf branches of Brazil and Malvinas Currents. An oceanographic shelf front extends across the outer shelf, i.e., the subtropical shelf front (Piola et al., 2005). Thus, the interaction of the RdIP and the SWAO forms a complex and dynamic system (Calliari et al., 2009).

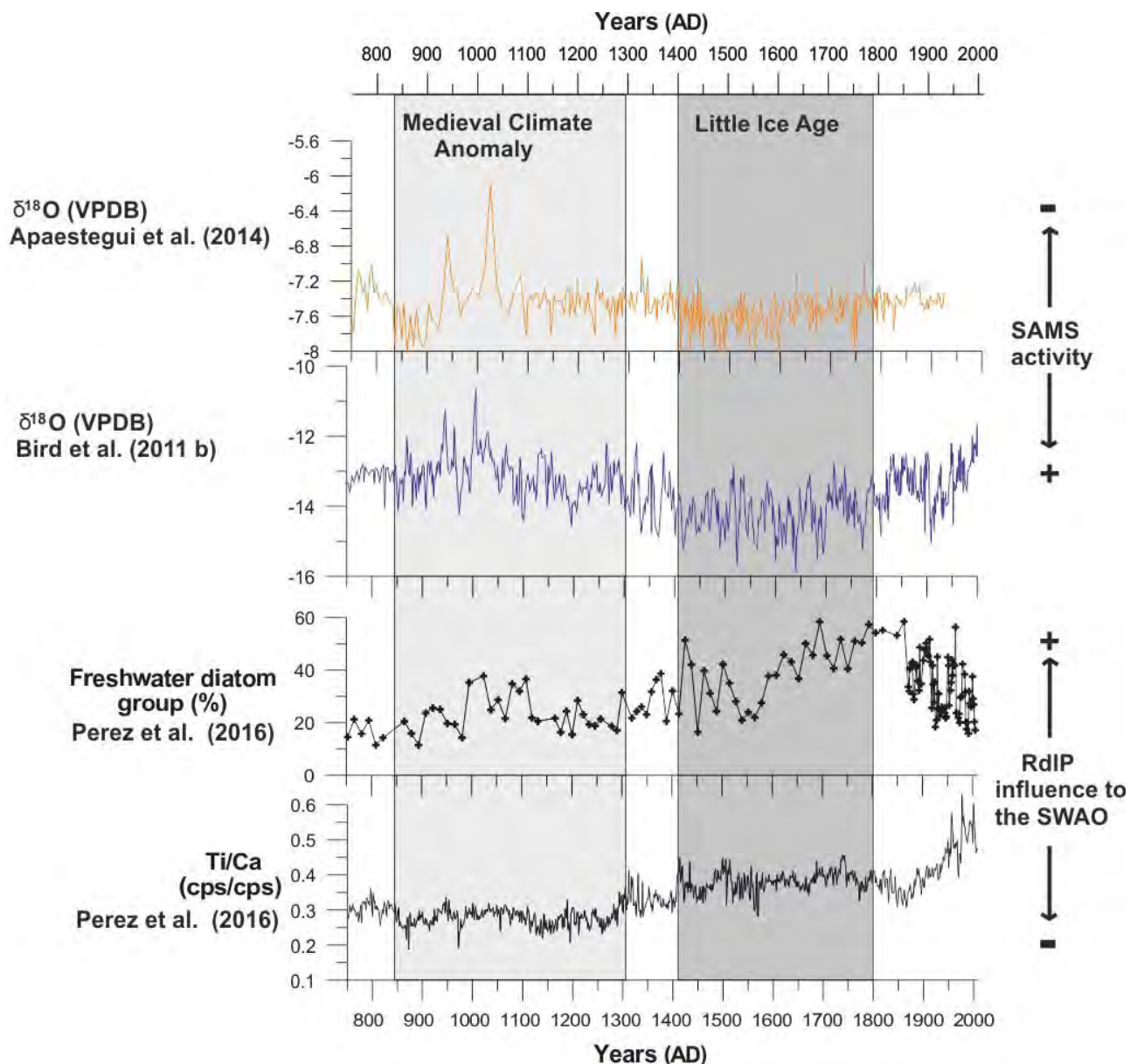
The Uruguayan inner shelf hosts a high accumulation mud depocenter (Martins and Urien, 2004; Lantzsck et al., 2014; Perez et al., 2016). The depocenter forms below the 50 m isobath, inside the RdIP paleo-valley (promoting the deposition and avoiding the resuspension from strong shelf currents), which incised during the lowered sea level associated with the wide, Last Glacial Maximum shelf exposure (Masello and Menafrá, 1998; Martins et al., 2003; Lantzsck et al., 2014).

## 2. Materials and Methods

A 1028-cm long gravity core (GeoB13813-4) was retrieved from the RdIP mud depocenter (34°44.22'S, 53°33.27'W; 57 m water depth) during the research cruise M78/3a with the German research vessel *Meteor* in May 2009 (Krastel et al., 2012; Fig. 3a). During this expedition, sub-bottom echosounder profiling with the shipboard PARASOUND P70 system (4 kHz secondary parametric signal) showed an elongated depression on the seafloor corresponding to the RdIP paleo-valley, which is filled with a differentiated succession of acoustic facies (Fig. 3b; Krastel et al., 2012; Lantzsich et al., 2014).

### 2.1 Age–depth model

Six bivalve shells, evenly distributed over the core and preserved in life position, were collected for radiocarbon dating (Fig. 3c; Lantzsich et al., 2014; Perez et al., 2016). The samples were analyzed using AMS-<sup>14</sup>C (accelerated mass spectrometry) at the Poznan Radiocarbon Laboratory (Poland), (Tab. 1). The raw radiocarbon dates were calibrated using the calibration curve Marine13 (Reimer et al., 2013). The standard reservoir age of 324 ± 30 yr was applied during calibration data (southeastern Brazil; Alves et al., 2016). The age–depth model was developed with the Bacon software (v. 2.2; Blaauw and Christen, 2011; Tab. 1).



**Fig. 2.** Comparisons between late Holocene SESA records: SAMS activity changes (Bird et al., 2011; Apaestegui et al., 2014), and the RdIP freshwater continental supply (Perez et al., 2016), related to the MCA and LIA. Modified from Perez et al. (2016).

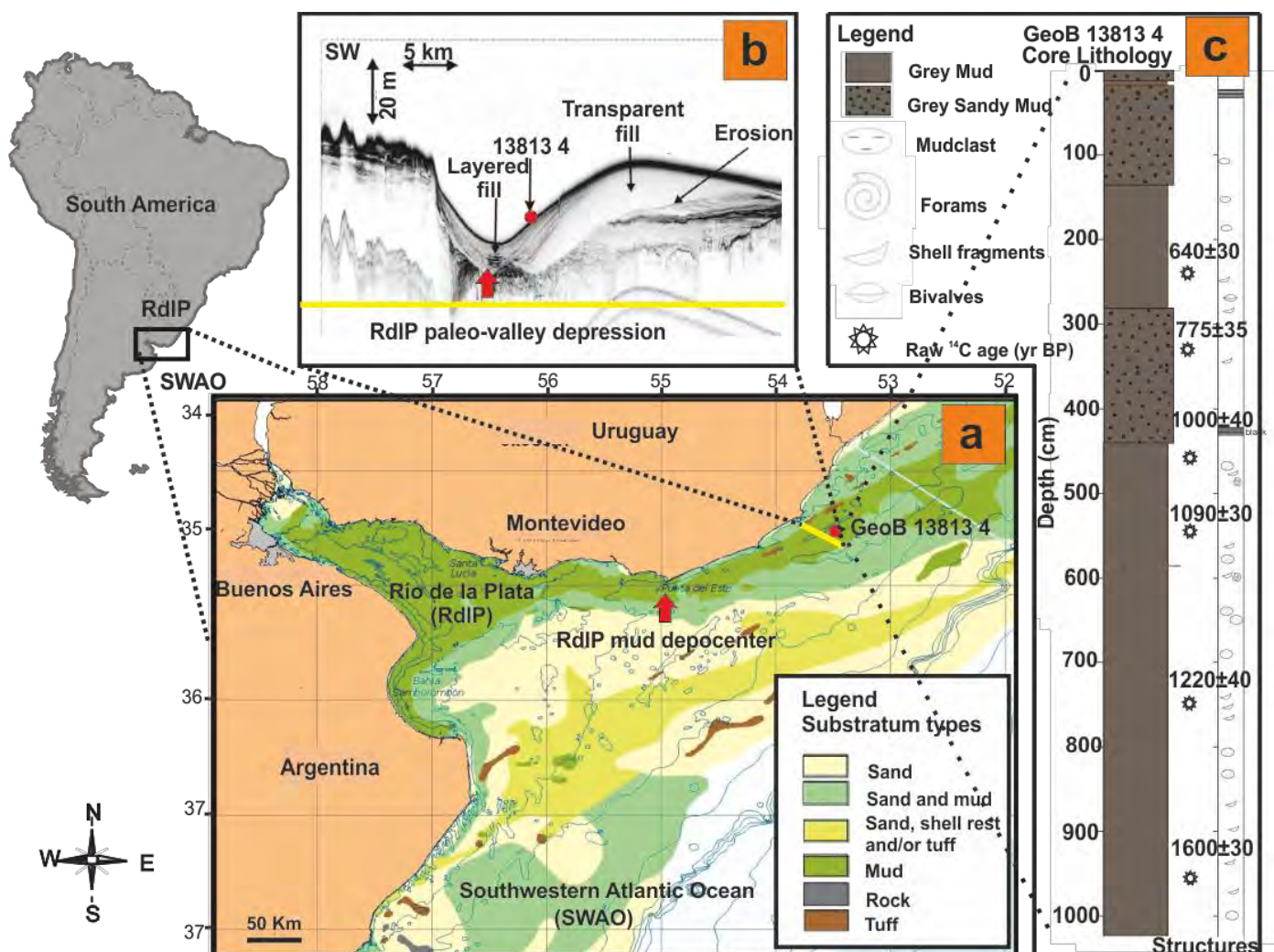
### 2.2 X-ray fluorescence sediment core scanning

Relative intensity distributions of major chemical elements (measured as counts per second, cps) were obtained by XRF sediment core scanning (AVAATECH core scanner at MARUM, University of Bremen) at 1 cm resolution. To remove the dilution effects, element ratios were plotted following the approach described by Weltje and Tjallingii (2008).

In the present study, we re-assessed Fe/K, Ti/Al, Fe/Ca and Ti/Ca as regional proxies for cyclicity in continental runoff and fluvial supply to the inner Uruguayan continental shelf, as previously used in Perez et al. (2016). Also, we particularly tested the use of Si/Al as a proxy for the reconstruction of marine primary productivity.

### 2.3 Fourier transform infrared spectroscopy (FTIR)

FTIR analysis was performed for the estimation of biogenic silica (BSi) content. Sub-samples were taken every 3 cm throughout the whole sediment core, except for the upper 100 cm where the material was sampled every 1 cm. The samples were dried at 100 °C and ground with an agate mortar and a pestle. An aliquot of 0.015 g of the sample material was mixed with 0.15 g of potassium bromide (KBr, which was dried at 105 °C for 2 h before use and then placed in a desiccator overnight). The mixed powder was pressed using a 10-ton hydraulic press to generate a transparent pellet, which was stored in a desiccator for a few hours before analysis. A pure KBr pellet was analyzed as background blank before sample analysis.



**Fig. 3.** (a) Study area. The red circle indicates the location of sediment Core GeoB13813-4 retrieved from the inner-shelf mud depocenter off the Uruguayan coast (map modified from Freplata, 2004). (b) PARASOUND sub-bottom echosounder profile showing the stratified mud depocenter inside the RdIP paleo-valley and its sedimentary filling succession (from Lantzsch et al., 2014). (c) GeoB13813-4 core lithology (from Krastel et al., 2012). Stars on the right of the sediment core indicate the depth of radiocarbon ages. The red arrow indicates the RdIP mud depocenter and yellow line corresponds to the cross-section sub-bottom profile. Extracted from Perez et al. (2016).

A Frontier FTIR spectrometer (Perkin Elmer, USA) was utilized using the KBr technique (Petrovskii et al., 2016). The instrument operated at a range of wavelengths between 400 and 4000  $\text{cm}^{-1}$  and in the absorbance mode. Twenty scans were averaged at a resolution of 2  $\text{cm}^{-1}$ . Spectra were stored and analyzed using the Perkin Elmer spectrum software version 10.03.06.0100. Data treatment was performed using the Origin Pro software (OriginLab, Northampton, MA). FTIR raw data were smoothed using the Savitzky-Golay algorithm with a second-order polynomial and 7 points window. The baseline was carefully determined and subtracted afterward. Data were normalized to the highest peak at 1030  $\text{cm}^{-1}$ . Considering that the band at 800  $\text{cm}^{-1}$  is the most appropriate for estimation of BSi content (Petrovskii et al., 2016), we selected the region of 830-660  $\text{cm}^{-1}$  for the partial least squares (PLS) regression (Lindberg et al., 1983; Wold et al., 2001). In order to perform PLS with full cross-validation, a calibration model was constructed using pure diatomaceous powder (Sigma Aldrich) as a BSi standard signal. A synthetic sediment mixture was prepared by adding BSi in consecutive steps to a reference sediment sample, which was previously screened to ensure a low content of BSi. Such a progressively-increasing mixture of a sediment sample with diatomaceous powder was thoroughly homogenized in a mortar and subsequently analyzed by FTIR (Meyer-Jacob et al., 2014). The optimum number of terms in the PLS calibration model was selected by minimizing the standard error of cross-validation.

#### 2.4. Statistical Analyses

The continuous time series of element ratios were analyzed with the PAST software (Hammer et al., 2001). First, we performed a spectral analysis on the element ratio series (Fe/K, Ti/Al, Fe/Ca, Ti/Ca and Si/Al) following the REDFIT procedure (Schulz and Mudelsee, 2002). REDFIT allows direct processing of unevenly spaced time series, by fitting a first-order autoregressive (AR1) process, characteristic of many climatic processes (Schulz and Mudelsee, 2002). With the REDFIT procedure, the interpolation in the time domain and its inevitable bias can be avoided (Schulz and Mudelsee, 2002). The estimated AR1 model is transformed from the time domain into the

frequency domain. The spectrum of the irregularly spaced time series is determined without the need for interpolation using the Lomb-Scargle Fourier transform (Lomb, 1976; Scargle, 1982, 1989). When performing the spectral analysis with REDFIT, we considered the Welch overlapped segment averaging estimator (Welch, 1967) by dividing the time series into five sections with 50% overlap, and by fitting within each segment, the Lomb-Scargle periodograms considering a Welch window. The resulting periodograms were averaged to obtain the final estimate. To detect significant peaks, the spectrum of a reference red noise was calculated within a 95% confidence interval assuming a  $\chi^2$  distribution, (Schulz and Mudelsee, 2002). Peaks exceeding the upper limit of the confidence interval were considered as significant (Schulz and Mudelsee, 2002). The individual periods of the significant peaks were calculated using the equation:  $1/\text{peak frequency}$ .

This spectral analysis indicates stationary periodicities, which means they do not change dramatically in either amplitude or frequency through time. In many cases, however, non-stationary periodicities are of interest as well (Hammer, 2010). Morlet wavelet analysis is a suitable tool for analyzing these localized variations of power in a time series. By decomposing a time series into time-frequency space, it is possible to determine both dominant modes of variability as well as mode variability with time (Torrence and Compo, 1998). However, the Morelet wavelet analyses do not allow direct processing of unevenly spaced time series but constant times. Thus, based on the striking linear trend observed in the age-depth model and the homogeneous lithology throughout the whole sediment core GeoB13813-4, we assumed a mean linear constant net sediment deposition rate of 1.1  $\text{cm yr}^{-1}$  for wavelet analyses. Based on a mean historical sedimentation rate of 1.1  $\text{cm yr}^{-1}$ , each 1 cm sampling interval was equivalent to a step of 0.9 yr.

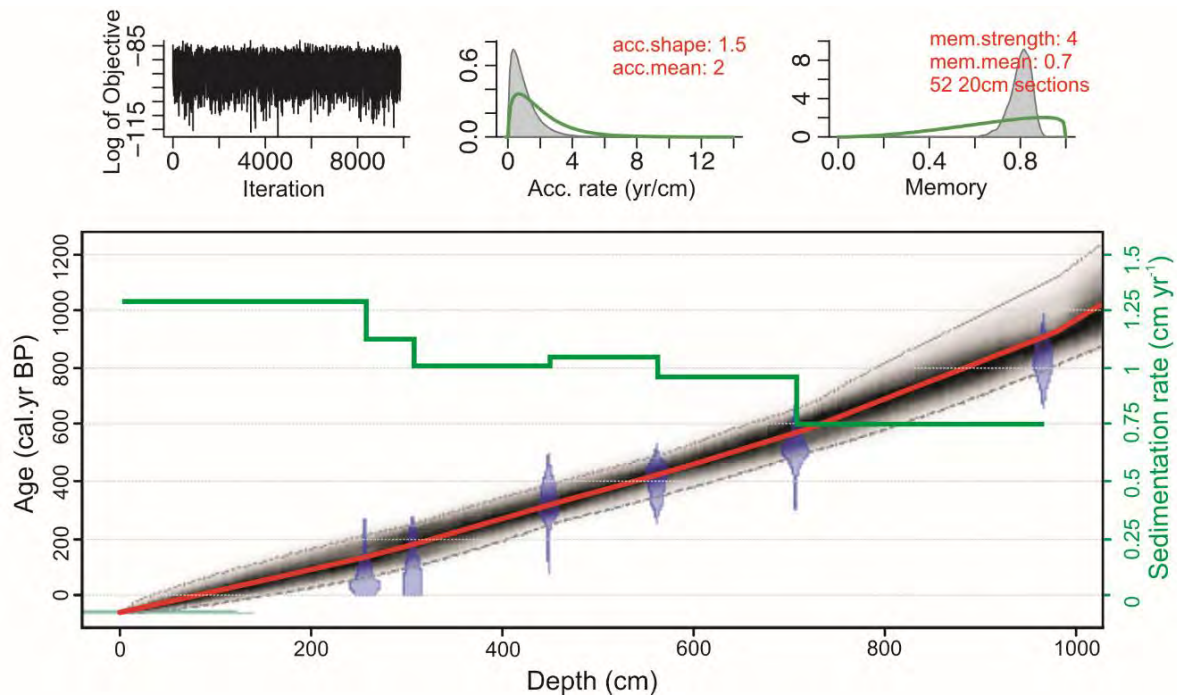
### 3. Results

The sedimentation rates between dated intervals ranged from 0.8 to 1.3  $\text{cm yr}^{-1}$ , from bottom to top of the sediment core, with fairly constant values of 1.0-1.1  $\text{cm yr}^{-1}$  from 305 to 705 cm depth (Tab. 1). The slope of the linear model generated with the weighted average age was of 1.1  $\text{cm yr}^{-1}$ . The base of the core was dated to 908 cal yr BP (Fig. 4).

**Tab. 1.** Radiocarbon dates as obtained from the Bacon modeling.

Lab code # (Poz-)	Depth (cm)	Material	Raw $^{14}\text{C}$ AMS age (yr BP)	2 $\sigma$ (95%) calibrated age (cal. yr BP)	Sedimentation rate ( $\text{cm yr}^{-1}$ )
35198	255	bivalve shells	640 $\pm$ 30	62.9-211.8	1.3
47935	305	bivalve shells	775 $\pm$ 35	102.4-249.7	1.1
42428	447	bivalve shells	1000 $\pm$ 40	247.7-388.4	1.0
35199	560	bivalve shells	1090 $\pm$ 30	347.5-490.3	1.1
47937	705	bivalve shells	1220 $\pm$ 40	484.4-654	1.0
42429	964	bivalve shells	1600 $\pm$ 30	786.7-1102	0.80





**Fig. 4.** The age-depth model for Core GeoB13813-4 using the Bacon program. Upper panels depict the Markov Chain Monte Carlo (MCMC) iterations (left), the prior (green curves) and posterior (grey histograms) distributions for the sedimentation rate (middle panel) and memory (right panel). The bottom panel shows the calibrated  $^{14}\text{C}$  dates (transparent blue), extraction year of the core (-59 yr. BP, 2009 AD, transparent blue light) and the age-depth model (grey stippled lines indicate the 95% confidence intervals; the red curve shows the 'best' fit based on the weighted mean age for each depth). Sedimentation rates are shown in green.

The elemental data showed similar vertical distributions throughout the core depth (Fig. 5). In all cases, lowest element levels were observed from 600 cm to the bottom of the sediment core, while higher and more variable values were detected from 500 cm to the top. Ti/Al, Fe/K, and Si/Al ratios displayed a succession of distinct maximum/minimum peaks from 400 cal yrs BP to present (Fig. 5). All element ratios showed evident increases during the last century, particularly over the past 50 years (Fig. 5).

The spectral analysis of the element ratios performed with the REDFIT method, revealed various significant cycles of multidecadal and centennial variability (i.e. 215, 192, 115, 100, 49, 47, 37, 35 yrs cycles) but also cycles of shorter duration (i.e. at interannual scales ranging from 2.5 to 8 yrs; Fig. 5). Fe/Ca and Ti/Ca presented a comparable pattern with significant cycles of 215 yrs (Fig. 5). Furthermore, Ti/Ca and Fe/Ca showed cycles of 2.5-5 yr but this were too close to 0 and they do not appear as significant in the wavelet analysis (Fig. 5). Spectral analysis of Ti/Al displayed significant cycles of 47, 37 and 2.7-8 yr, while Fe/K and Si/Al displayed similar cycles of 215, 115, 49 and 2.5-5.2 yrs, and 192, 100, 47, 35 and 2.7-3.7 yrs, respectively (Fig. 5). The wavelet analyses of all five element ratios showed that the 192 and 215 yrs cycles were very robust and persisted throughout the whole sediment core, i.e., over the past 1,000 yr BP (Fig. 5). The 35, 37, 47, 49, 100 and 115 yrs cycles were more significant for the Ti/Al, Fe/K and Si/Al and more pronounced during both the LIA and

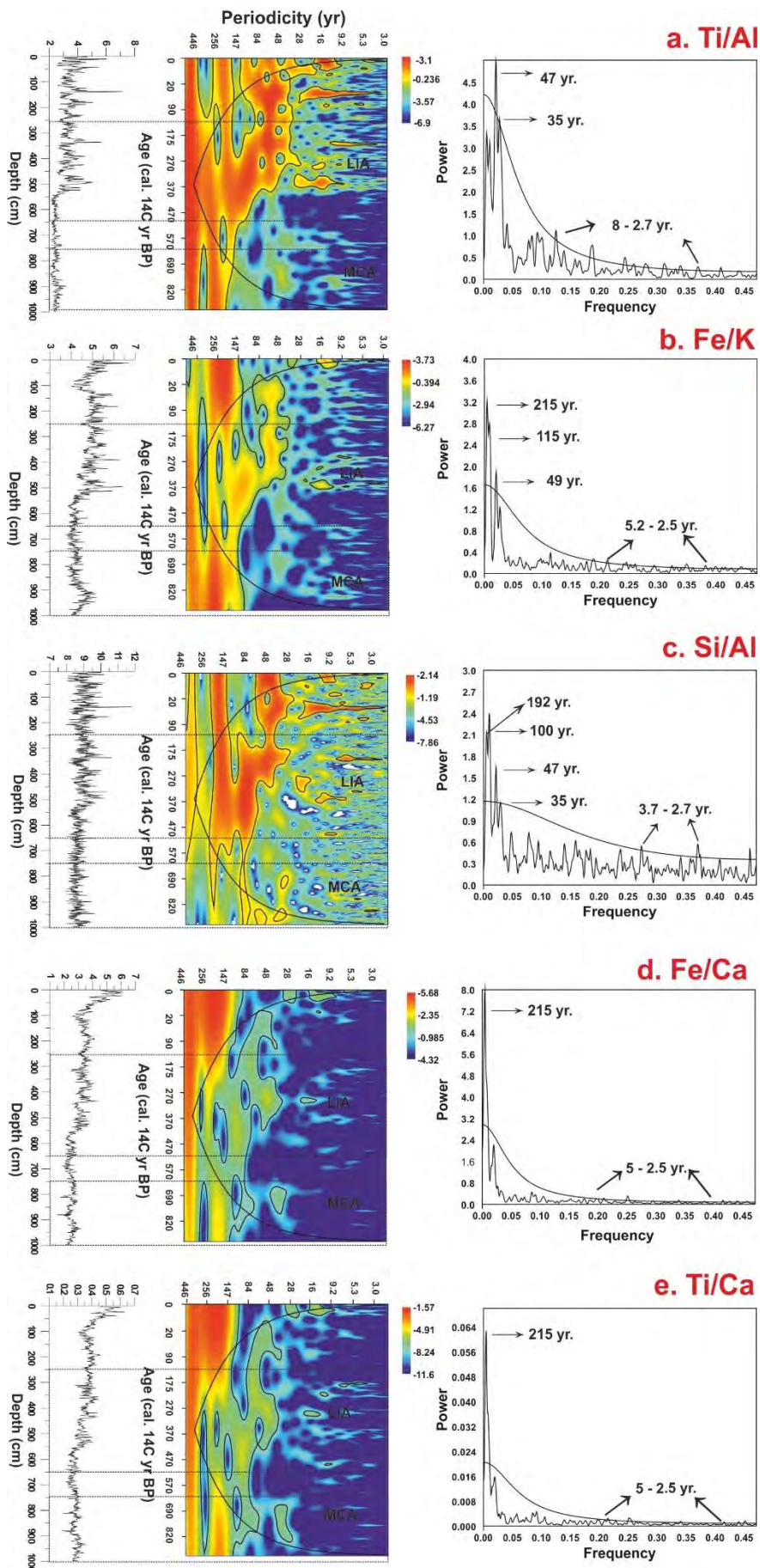
contemporaneous times than during the MCA (Fig. 5). The interannual 2.5-8 yrs cycle was only significant in the wavelet analysis for Ti/Al and Si/Al during some periods of time within the last 400 yr BP (Fig. 5).

The FTIR analyses revealed that the biogenic silica did not show a trend comparable to that of the Si/Al curve (Fig. 6) and the correlation between Si/Al element ratio and biogenic Si was low ( $r^2 = -0.11$ ;  $p < 0.05$ ).

## 4. Discussion

### 4.1. Late Holocene RdIP hydroclimatic history

The XRF element ratios must be interpreted as part of an environmental scenario with a high supply of terrigenous continental sediments (source) deposited in the inner Uruguayan continental shelf (Lantzsch et al., 2014; Perez et al., 2016; Mourelle, this volume). Changes in terrigenous supply are associated with the variability in freshwater discharge to the inner shelf and, therefore, to the variability in rainfall over the RdIP watershed. The geochemical and biological evidences throughout the sediment core ( $\delta^{13}\text{C}$  and C/N values ranging between -20 ‰ and -18.8 ‰ and 9 and 12, respectively, and both influence of freshwater and marine salinity-indicative diatom groups and palynomorphs), suggest a mixed fluvio-marine signal within the RdIP mud depocenter (Lantzsch et al., 2014; Perez et al., 2016; 2017; Mourelle, this volume).



**Fig. 5.** Time series analysis for Ti/Al, Fe/K, Si/Al, Fe/Ca and Ti/Ca. Element ratio profiles are shown in the left panel, the Lomb periodograms using the REDFIT algorithm are shown to the right. The green line in the periodogram represents the 95% confidence interval assuming a  $\chi^2$  distribution. Significant peaks are labeled with their corresponding periods in yr. The results of the wavelet analysis, are shown in the center panel. The abscissa axis corresponds to the depth of the sediment core. The ordinate axis represents the period in yr. Black lines indicate the 95% significance level and the cone of influence (COI). Inside the COI, the edge effects may become important and the results should be considered with precaution (Torrence and Compo, 1998). The color scale represents the spectral power. Major climatic changes are indicated with dotted lines, i.e., MCA and LIA.

Perez et al. (2016; 2017) identified two main stages, representing two contrasting salinity regimes over the inner continental shelf adjacent to the RdIP, during the last 1000 yr BP. The first, concordant with the MCA, characterized by a reduction in both SAMS and SACZ activities, causing a decrease in the rainfall rate, thus resulting in estuarine-marine conditions predominating over the freshwater plume signal. During the second, i.e., the LIA, a strengthening in both SAMS and SACZ activities, should have led to increased rainfall, and therefore, stronger terrigenous/freshwater supply to the inner shelf.

#### 4.2. Element ratios and paleoclimate implication

Numerous studies have used major elements in marine sediments to reconstruct climatic history, but the choice of particular element ratios and the interpretation of such proxies, vary from site to site (Govin et al., 2012). The composition of the terrigenous material that determines the element ratios depends not only on its source (i.e., rock and soil types and their degree of chemical weathering), but are also affected by the input of biogenic opal, calcite, and mafic rock material (Govin et al., 2012). Regarding the sediments influenced by the RdIP river discharge, which are not subject to aeolian input (Mahowald et al., 2006), Govin et al. (2012) observed that Ti/Al, Si/Al and Fe/K ratios resemble the degree of chemical weathering within the drainage basin. This is related to the fact that terrigenous suspended material from the RdIP drainage basin, is mainly related to a mafic rock origin from the arid and mountainous Bermejo River sediments, which are rich in Ti, Si and Fe (Depetris and Griffin 1968; Depetris et al., 2003; Govin et al., 2012). However, biogenic Si can influence the Si/Al ratio (Govin et al., 2012). Hence, to test the use of Si/Al as a proxy for productivity in the study area, we measured the biogenic silica content and calculated the correlation between BSi and the Si/Al ratio, but we observed a weak negative correlation. Thus, we interpreted the Si/Al element ratio, as a proxy for the intensity of continental chemical weathering, also used by Chiessi et al. (2010) for the RdIP watershed. Furthermore, Ti/Ca and Fe/Ca was highly used as proxy for the RdIP continental supply versus the SWAO influence (i.e., Chiessi et al., 2009; Mahiques et al., 2009; Govin et al., 2012; Bender et al., 2013; Burone et al., 2013). Therefore, in this study, we propose that Fe/K, Si/Al, and Ti/Al truly reflect the terrestrial climatic history over the RdIP drainage basin during the Late Holocene. The variation of such ratios

should be related to the changes in the precipitation patterns, which determine the drainage basin chemical weathering, and thus the continental runoff into the adjacent SWAO. In contrast, Ti/Ca, and Fe/Ca do not allow to reliably infer terrestrial climatic conditions as there is a proportion of terrigenous supply relative to the marine calcite production, and thus these element ratios are affected by dilution (Govin et al., 2012). The element ratio cyclicity was determined using time series analysis, and the observed high sedimentation rate, allowed us to infer not only centennial variability for all five ratios, but also further significant cycles of multidecadal and interannual variability (for Fe/K, Si/Al, and Ti/Al).

#### 4.3 Centennial and multidecadal cycles

The wavelet analyses of all five element ratios indicate that the 215 and 192 yr cycles, registered for all periodograms, are very robust, and persistent over the entire record. Such cycles can be related to solar forcing (Patterson et al., 2007; Galloway et al., 2013), e.g., related to the De Vries/Suess 200 yr cycle of solar activity (Novello et al., 2012; Lüdecke et al., 2015). In this sense, such 200 yr Vries/Suess cycle, appears to be the major driver affecting SAMS intensity at centennial time scales, impacting on the northeastern Brazilian rainfalls (Novello et al., 2012, 2016). During warming in the northern hemisphere because of increased solar irradiance, there is a northward shift of the ITCZ with a concomitant weakening of the SAMS (i.e., MCA; Bird et al., 2011; Apaéstegui et al., 2014). Thus, a decreasing RdIP river discharge was inferred during the MCA, while the opposite pattern was inferred during periods of reduced solar irradiance, i.e., LIA (Perez et al., 2016).

The 115, 100, 49 and 47 yr cycles inferred from Ti/Al, Si/Al, and Fe/K element ratios are most probably related to the AMO (Fig. 5; Deser et al., 2010; Ólafsdóttir et al., 2013). Such climatic oscillation cycles were reported for SESA by Chiessi et al. (2009), Seager et al. (2010) and Apaéstegui et al. (2014). AMO is an ongoing series of long-term changes in SST in the North Atlantic Ocean and is considered to be a natural oscillation mode of the Atlantic Ocean's thermohaline circulation (Delworth and Mann, 2000; Deser et al., 2010). AMO exerts an effect on SAMS and SACZ intensity, leading to reduced intensity during positive AMO phases, thus decreasing the precipitations over SESA and vice versa (Chiessi et al., 2009; Apaéstegui et al., 2014). Consequently, a decreased RdIP river flow is expected during

times of lower precipitations (Tab 2). Furthermore, it was documented that during a North Atlantic cooling (negative phase of AMO) a southward shift of the ITCZ takes place, accompanied by an associated increasing of Southern Ocean mid-latitude surface westerlies (Lee et al., 2011). Therefore, an increase in the RdIP river discharge is expected together with the dominance of SW winds, which pushes the RdIP plume northwards (Piola et al., 2008). Despite the multidecadal cycles are evident in Ti/Al, Si/Al and Fe/K periodograms, the intensity of the cycles of all five element ratios, throughout the time, is higher during the LIA and contemporaneous times comparing with those of the MCA (Fig.5). Such a pattern is particularly distinct in Ti/Al, Si/Al and Fe/K wavelet analysis plots, and can be related to the fact that these terrigenous element ratios truly reflect the continental climatic changes over the RdIP drainage basin. On the other hand, Ti/Ca and Fe/Ca are affected by dilution (Govin et al., 2012). Furthermore, this issue explains the absence of such a multidecadal cyclicity in the Fe/Ca and Ti/Ca periodograms.

1998; Krepper et al., 2003). Robertson and Mechoso (2000) and Seager et al. (2010) demonstrated that El Niño conditions have led to increased river flows of SESA. Furthermore, the significant decadal 35 and 37 yr cycles, registered for Ti/Al and Si/Al ratios, are most probably associated with PDO (Deser et al., 2010; Fig.5). PDO and ENSO are related to changes in the Pacific SST (Delworth and Mann, 2000; Deser et al., 2010). ENSO is an interannual anomaly from expected SSTs in the equatorial Pacific Ocean, while PDO is described as a decadal El Niño-like pattern of the Pacific Ocean climate variability (Garreaud et al., 2009). PDO is, at the same time, associated with ENSO as both seem to produce similar climatic effects, although their intrinsic mechanisms are not yet fully understood (Garreaud et al., 2009). Such climatic oscillations play an important role in the precipitation variability within the RdIP watershed (Tab 2; Chiessi et al., 2009; Garreaud et al., 2009). It has been suggested that during both warm phases, there is an increasing trend in precipitation over the RdIP watershed, associated to an intensification of the SAMS and higher RdIP discharge, while the opposite trend was inferred for the cold phases (Tab 2; Ciotti et al., 1995; Depetris and Pasquini, 2007 b; Garreaud et al., 2009; Barreiro, 2010; Marrero et al., 2014). Thus, we observed higher values of Ti/Al, Si/Al and Fe/K during LIA which is considered to be an El Niño-like anomaly, while we recorded the opposite pattern during MCA (Pausata et al., 2015).

#### 4.4 The Atlantic and Pacific teleconnections

The AMO was shown to modify the characteristics of interannual variability in the Pacific (i.e., ENSO), via atmospheric teleconnection patterns, where changes originating in the Atlantic appear to exert an effect on the base-state properties of the Pacific, by altering the trade wind characteristics (Delworth et al., 2007). Therefore, a warm phase of the AMO leads to a weakening in ENSO variability. In contrast, when the northern hemisphere cooling shifts the ITCZ southwards, it triggers a weakening in trade winds over the western and central equatorial Pacific, which propitiates the development of an El Niño-like anomaly (e.g., during LIA; Pausata et al., 2015). This is the most plausible explanation for our observation of an intense AMO followed by more intense PDO and ENSO during the last 500 yr BP. Thus, we infer an increase in the fluvial discharge and terrigenous material supply during the LIA and contemporaneous time due to an intensification of AMO, PDO and ENSO signal. The reason why we only registered AMO, ENSO and PDO climatic modes of oscillations within the Ti/Al, Fe/K and Si/Al element ratio, is because they truly reflect the terrestrial climatic history over the RdIP drainage, while Ti/Ca and Fe/Ca are related to marine productivity also modulated by oceanographic processes. This study introduces further evidence that both tropical Pacific and Atlantic SST and solar forcing are the

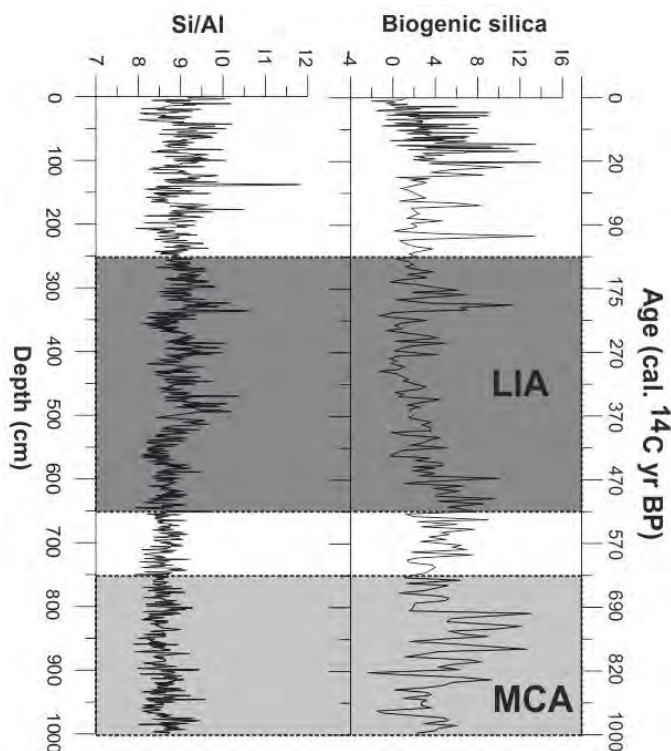


Fig. 6. Variation in Si/Al and biogenic silica (%) in sediment Core GeoB13813-4 for the last 1,000 cal yr BP.

#### 4.4 Decadal and interannual cycles

The shorter frequency cycles (2.5-8 yr cycles) registered only for Ti/Al, Fe/K and Si/Al ratios are most probably related to the ENSO mode of variability (Deser et al., 2010). Similar ENSO short oscillation cycles were determined for both Uruguay and Paraná River (Robertson and Mechoso,

main drivers of SESA changes in rainfall at interannual-decadal, multidecadal and centennial scales. Also, the RdIP watershed precipitation strongly depends on such Pacific-Atlantic interactions (Seager et al., 2010).

## 5. Conclusions

Changes in the XRF element ratios studied from a sediment core retrieved from the RdIP mud depocenter mainly follows the paleoclimatic history of the RdIP drainage basin, but also the paleoceanographic history of the SWAO (related to the marine productivity). In this sense, Ti/Al, Fe/K and Si/Al, follows the degree of chemical weathering and thus, record the terrestrial climatic history over the RdIP drainage basin during the Late Holocene, mostly related to changes of the precipitation patterns. Furthermore, Ti/Ca, and Fe/Ca reflect the continental supply versus the marine biogenic calcite production in the RdIP estuary and the coastal SWAO region and thus is affected by dilution. Thus, Ti/Al, Fe/K and Si/Al were more informative in terms of decipher the climatic oscillation modes affecting the continental input into the Uruguayan inner continental shelf.

This study shows that the terrigenous sediment supply from the RdIP to the continental shelf was strongly controlled by long-term regional climatic cyclicities: i.e., 215 and 192 yrs cycles, most probably related to solar forcing (i.e., the 200 yrs Vries/Suess cycle), as well as by shorter climatic cyclicities (<100 yrs). The most significant shorter cyclicities occur at 115, 100, 49, 47, 37, 35 and 2.5-8 recurrence times, only for Ti/Al, Fe/K and Si/Al. Such shorter climate-related cyclicities are most probably related to the AMO, the PDO and the ENSO climatic modes of oscillations.

Furthermore, the variability of these competing climatic modes modulates the latitudinal migration pattern and the regional establishment of ITCZ, SAMS, and SACZ. As a consequence, these climatic modes and their variability determine the regional precipitation patterns and weathering over SESA and the RdIP drainage basin, and thus determine the input of terrigenous material, as inferred from the element ratios of the inner Uruguayan continental shelf sediments. Furthermore, we observed an intensification of the multidecadal, decadal and interannual cycles during the last 500 yr BP.

**Tab. 2.** Climatic oscillation modes and their relationship to rainfall in the RdIP watershed.

	Climatic oscillation modes					
	AMO		PDO		ENSO	
Phases	+	-	+	-	+	-
RdIP Watershed Rainfall	Decrease	Increase	Increase	Decrease	Increase	Decrease
Reference	Chiessi et al. (2009); Seager et al. (2010)		Garreaud et al. (2009)		Depetris and Pasquini (2007b); Garreaud et al. (2009); Seager et al. (2010)	

## Acknowledgment

We acknowledge PEDECIBA (Programa para el Desarrollo de las Ciencias Básicas) Geociencias, ANII (Agencia Nacional de Investigación e Innovación) and DAAD (German Academic Exchange Service). This research used data acquired at the XRF Core Scanner Lab at the MARUM – Center for Marine Environmental Sciences, University of Bremen, Germany. Sample material has been provided by the GeoB core repository at the MARUM. The data reported in this paper are archived in Pangea ([www.angea.de](http://www.angea.de)). This article is an outcome of the MARUM SD2 project as part of the DFG 543 Research Center/Excellence Cluster “The Ocean in the Earth System” at the University of Bremen. We would like to express special thanks to the editors and reviewers for their critical comments and suggestions, which improved the manuscript content.

## References

- Acha, E.M., Mianzan, H.W., Guerrero, R., Carreto, J., Giberto, D., Montoya, N., Carignan, M., 2008. An overview of physical and ecological processes in the Rio de la Plata Estuary. *Continental Shelf Research* 28, 1579-1588. <https://doi.org/10.1016/j.csr.2007.01.031>
- Acha, E.M., Mianzan, H.W., Guerrero, R.A., Favero, M., Bava, J., 2004. Marine fronts at the continental shelves of austral South America: Physical and ecological processes. *Journal of Marine Systems* 44, 83-105. <https://doi.org/10.1016/j.jmarsys.2003.09.005>
- Acha, E.M., Mianzan, H.W., Iribarne, O., Gagliardini, D., Lasta, C., Daleo, P., 2003. The role of the Río de la Plata bottom salinity front in accumulating debris. *Marine Pollution Bulletin* 46, 197-202. [https://doi.org/10.1016/S0025-326X\(02\)00356-9](https://doi.org/10.1016/S0025-326X(02)00356-9)
- Alves, E., Macario, K., Souza, R., Pimenta, A., Douka, K., Oliveira, F., Chanca, I., Angulo, R., 2016. Corrigendum to ‘Radiocarbon reservoir corrections on the Brazilian coast from prebomb marine shells’. *Quaternary Geochronology* 31, 1-2.

- Apaeístegui, J., Cruz, F.W., Sifeddine, A., Vuille, M., Espinoza, J. C., Guyot, J.L., Khodri, M., Strikis, N., Santos, R.V., Cheng, H., Edwards, L., Carvalho, E., Santini, W., 2014. Hydroclimate variability of the northwestern Amazon Basin near the Andean foothills of Peru related to the South American Monsoon System during the last 1600 years. *Climate of the Past* 10, 1967-1981. <https://doi.org/10.5194/cp-10-1967-2014>
- Barreiro, M., 2010. Influence of ENSO and the South Atlantic Ocean on climate predictability over Southeastern South America. *Climate Dynamics* 35, 493-1508. <https://doi.org/10.1007/S00382-009-0666-9>.
- Bender, V.B., Hanebuth, T., Chiesi, C.M., 2013. Holocene shifts of the subtropical shelf front off Southeastern South America controlled by high and low latitude atmospheric forcings. *Paleoceanography* 28, 1-10. <https://doi.org/10.1002/palo.20044>
- Bianchi, T.S. (ed), 2007. *Biogeochemistry of estuaries*. Oxford University Press, Texas, 700 p.
- Bird, B.W., Abbott, M.B., Vuille, M., Rodbell, D.T., Stansella, N.D., Rosenmeiera, M.F., 2011. 2,300-year-long annually resolved record of the South American summer monsoon from the Peruvian Andes. *PNAS* 108, 8583-8588.
- Blaauw, M., Christen, J.A., 2011. Flexible paleoclimate age-depth models using an autoregressive gamma process. *Bayesian Analysis* 6, 457-474.
- Briceño-Zuluaga, F.J., Sifeddine, A., Caquineau, S., Cardich, J., Salvatelli, R., Gutierrez, D., Ortlieb, L., Velazco, F., Boucher, H., Machado, C., 2016. Terrigenous material supply to the Peruvian central continental shelf (Pisco, 14 S) during the last 1000 years: paleoclimatic implications. *Climate of the Past* 12, 787-798. <https://doi.org/10.5194/cp-12-787-2016>.
- Burone, L., Ortega, L., Franco-Fraguas, P., Mahiques, M., García-Rodríguez, F., Venturini, N., Marin, Y., Brugnoli, E., Nagai, R., Muniz, P., Bicego, M., Figueira, R., Salaroli, A., 2013. A multiproxy study between the Río de la Plata and the adjacent South-western Atlantic inner shelf to assess the sediment footprint of river vs. marine influence. *Continental Shelf Research* 55, 141-154. <https://doi.org/10.1016/j.csr.2013.01.003>
- Calliari, D., Brugnoli, E., Ferrari, G., Vizziano, D., 2009. Phytoplankton distribution and production along a wide environmental gradient in the South-West Atlantic off Uruguay. *Hydrobiologia* 620, 47-61. <https://doi.org/10.1007/s10750-008-9614-7>.
- Carvalho, L.M.V., Jones, C., Liebmann, B., 2004. The South Atlantic Convergence Zone: Intensity, Form, Persistence, and Relationships with Intraseasonal to Interannual Activity and Extreme Rainfall. *Journal of Climate* 17, 88-108.
- Cioccale, M., 1999. Climatic conditions in the central region of Argentina in the last 1000 years. *Quaternary International* 62, 35-47.
- Ciotti, A.M., Odebrecht, C., Fillmann, G., Moller, O.O., 1995. Freshwater outflow and Subtropical Convergence influence on phytoplankton biomass on the southern Brazilian continental shelf. *Continental Shelf Research* 15(14), 1737-1756. [https://doi.org/10.1016/0278-4343\(94\)00091-Z](https://doi.org/10.1016/0278-4343(94)00091-Z)
- Chiesi, C.M., Mulitza, S., Patzold, J., Wefer, G., 2010. How different proxies record precipitation variability over southeastern South America. *PAGES 1st Young Scientists Meeting (YSM) – ‘Retrospective views on our planet’s future’* IOP Publishing: Earth and Environmental Science 9, 012007. <https://doi.org/10.1088/1755-1315/9/1/012007>.
- Chiessi, C.M., Mulitza, S., Patzold, J., Wefer, G., Marengo, J.A., 2009. Possible impact of the Atlantic Multidecadal Oscillation on the South American summer monsoon. *Geophysical Research Letters* 36, L21707. <https://doi.org/10.1029/2009GL039914>
- DeMaster, D.J., 2002. The accumulation and cycling of biogenic silica in the Southern Ocean: revisiting the marine silica budget. *Deep-Sea Research II* 46, 3155-3167.
- Delworth, T.L., Mann, M.E., 2000. Observed and simulated multidecadal variability in the Northern Hemisphere. *Climate Dynamics* 16, 661-676. <https://doi.org/10.1007/s003820000075>
- Delworth, T.L., Zhang R., Mann, M.E., 2007. Decadal to Centennial Variability of the Atlantic From Observations and Models. In: *Ocean Circulation: Mechanisms and Impacts*. Geophysical Monograph Series 173, American Geophysical Union.
- Deser, C., Alexander, M.A., Shang-Ping, X., Phillips, A.S., 2010. Sea Surface Temperature Variability: Patterns and Mechanisms. *Annual Review of Marine Science* 2, 115-43. <https://doi.org/10.1146/annurev-marine-120408-151453>
- del Puerto, L., García-Rodríguez, F., Bracco, R., Castiñeira, C., Blasi, A., Inda, H., Mazzeo, N., Rodríguez, A., 2011. Evolución climática holocénica para el sudeste de Uruguay, Análisis multiproxy en testigos de lagunas costeras. In: García-Rodríguez (ed) *El Holoceno en la zona costera de Uruguay*. Universidad de la República (UdelaR), pp. 117-154.
- del Puerto, L., Bracco, R., Inda, H., Gutierrez, O., Panario, D., García-Rodríguez, F., 2013. Assessing links between late Holocene climate change and paleolimnological development of Peña Lagoon using opal phytoliths, physical, and geochemical proxies. *Quaternary International* 287, 89-100. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2011.11.026>.
- Depetris, P.J., Pasquini, A.I., 2007 a. The geochemistry of the Paraná river: an overview. En: Parma M J (eds) *Limnology of a subtropical wetland*. Springer-Verlag Berlin Heidelberg. pp. 144-174.
- Depetris, P.J., Pasquini, A.I., 2007 b. Discharge trends and flow dynamics of southern southamerican rivers draining the southern Atlantic seaboard: an overview. *Journal of Hydrology* 333, 385-399. <https://doi.org/10.1016/j.hydrol.2006.09005>.
- Depetris, P.J., Probst, J.-L., Pasquini, A.I., Gaiero, D.M., 2003. The geochemical characteristics of the Paraná River suspended sediment load: an initial assessment. *Hydrol. Process.* 17, 1267-1277. <https://doi.org/10.1002/hyp.1283>.
- Depetris, P.J., Griffin, J.J., 1968. Suspended load in the Río de la Plata drainage basin. *Sedimentology*. 11 (1-2), 53-60. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.1968.tb00840.x>
- Freplata, 2004. Análisis Diagnóstico Transfronterizo del Río de la Plata y su Frente Marítimo. Documento Técnico. Proyecto “Protección Ambiental del Río de la Plata y su Frente Marítimo: Prevención y Control de la Contaminación y Restauración de Hábitats”. Proyecto PNUD/GEF/RLA/99/G31, 106.

- Galloway, A., Wigston, R.T., Patterson, G.T., Swindles, E., Reinhardt, H.M., Roe, H.M., 2013. Climate change and decadal to centennial-scale periodicities recorded in a late Holocene NE Pacific marine record: Examining the role of solar forcing. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 386, 669-689. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2013.06.031>
- García, S., Kayano, M., 2010. Some evidence on the relationship between the South American monsoon and the Atlantic ITCZ. *Theoretical and Applied Climatology* 99, 29–38.
- García-Rodríguez, F., Brugnoli, E., Muniz, P., Venturini, N., Burone, L., Hutton, M., Rodríguez, M., Pita, A., Kandravicius, N., Pérez, L., Verocai, J., 2014. Warm phase ENSO events modulate the continental freshwater supply and the trophic state of sediments in a large South American estuary. *Marine and Freshwater Research* 65(1), 1-11. <https://doi.org/10.1071/MF13077>
- Garreaud, R.D., Vuille, M., Compagnucci, R., Marengo, J., 2009. Present-day South American climate. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 281 (3-4), 180-195. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2007.10.032>
- Goldberg, E.D., Arrhenius, G.O.S., 1958. Geochemistry of pacific pelagic sediments. *Geochim. Cosmochim. Ac.* 13, 153-212.
- González-Mora, B., Sierro, F.J., 2007. Caracterización geoquímica de las capas ricas en materia orgánica registradas durante el estadio isotópico marino 7 en el Mar de Alborán (Mediterráneo occidental). *Geogaceta*, 43, 111-114.
- Govin, A., Holzwarth, U., Heslop, D., Keeling, L.F., Zabel M., Mulitza, S., Collins, J.A., Chiessi, C.M., 2012. Distribution of major elements in Atlantic surface sediments (36°N–49°S): Imprint of terrigenous supply and continental weathering. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 13(1), 1525-2027. <https://doi.org/10.1029/2011GC003785>
- Hammer, Ø., Harper, D.A.T., Ryan, P.D., 2001. PAST: Paleontological statistics software package for education and data analysis. *Palaeontologia Electronica* 4(1), 9pp.
- Hammer, Ø., 2010. Time series analysis with PAST. Website of the Natural History Museum, University Oslo, 18 pp.
- Haug, G.H., Hughen, K.A., Sigman, D.M., Peterson, L.C., Rohl, U., 2001. Southward Migration of the Intertropical Convergence Zone through the Holocene. *Science* 293, 1304-1307. <https://doi.org/10.1126/science.1059725>
- Iriondo, M., 1999. Climatic changes in the South American plains: Records of a continent-scale oscillation. *Quaternary International* 57/58, 93-112. [https://doi.org/10.1016/S1040-6182\(98\)00053-6](https://doi.org/10.1016/S1040-6182(98)00053-6)
- Jansen, J.H.F., Van der Gaast, S.J., Koster, B., Vaars, A.J., 1998. CORTEX, a shipboard XRF-scanner for element analyses in split sediment cores. *Marine Geology* 151, 143-153.
- Krastel, S., Wefer, G. and cruise participants, 2012. Report and preliminary results of RV METEOR Cruise M78/3. Sediment transport off Uruguay and Argentina: From the shelf to the deep sea. 19.05.2009 – 06.07.2009, Montevideo (Uruguay) – Montevideo (Uruguay). *Berichte, Fachbereich Geowissenschaften, Universität Bremen*, 285, 79 p.
- Krepper, C.M., García, O.N., Jones, P.D., 2003. Interannual variability in the Uruguay river basin. *International Journal of Climatology* 23, 103-115. <https://doi.org/10.1002/joc.853>
- Lantusch, H., Hanebuth, T.J.J., Chiessi, C.M., Schwenk, T., Violante, R., 2014. A high-supply sedimentary system controlled by strong hydrodynamic conditions (the continental margin off the Plata Estuary during the late Quaternary). *Quaternary Research* 81(2), 339-354. <http://dx.doi.org/10.1016/j.yqres.2014.01.003>
- Lee, S.-Y.H.J., Chiang, K.M., Kathy, S.T., 2011. Southern Ocean wind response to North Atlantic cooling and the rise in atmospheric CO<sub>2</sub>: Modeling perspective and paleoceanographic implications. *Paleoceanography*. 26, PA1214. <https://doi.org/10.1029/2010PA002004>.
- Libes, M., 2009. Introduction to marine biogeochemistry, segunda edición, ELSEVIER, Academic Press, 893 p.
- Lindberg, W., Persson, J.-A., Wold, S., 1983. Partial least-squares method for spectrofluorimetric analysis of mixtures of humic acid and lignin sulfonate. *Analytical Chemistry* 55 (4), 643-648. <https://doi.org/10.1021/ac00255a014>.
- Lomb, N.R., 1976. Least-squares frequency analysis of unequally spaced data. *Ap&SS*. 39(2), 447-462. <https://doi.org/10.1007/BF00648343>.
- Lüdecke, H.J., Weiss, C.O., Hempelmann, M., 2015. Paleoclimate forcing by the solar De Vries/Suess cycle. *Climate of the Past* 11, 279-305. <https://doi.org/10.5194/cpd-11-279-2015>
- Lüning S., Galka M., Bamonte F. P., García-Rodríguez F., Vahrenholt F., 2018. The Medieval Climate Anomaly in South America. *Quaternary International*. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2018.10.041>
- Mahiques, M.M., Wainer, I.K.C., Burone, L., Nagai, R., Sousa, S. H. M., Figueira, R.C.L., da Silveira, I.C.A., Bicego, M.C., Alves D.P.V., Hammer, O., 2009. A high-resolution Holocene record on the Southern Brazilian shelf: Paleoenvironmental implications. *Quaternary International* 206, 52-61. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2008.09.010>
- Mahowald, N.M., Muhs, D.R., Levis, S., Rasch, P.J., Yoshioka, M., Zender, C.S., Luo, C., 2006. Change in atmospheric mineral aerosols in response to climate: Last glacial period, preindustrial, modern, and doubled carbon dioxide climates. *Journal of Geophysical Research D: Atmospheres* 111, D10202. <https://doi.org/10.1029/2005JD006653>
- Marrero, A., Tudurí, A., Pérez, L., Cuña, C., Muniz, P., Lopes, Figueira, R.C., Mahiques, M. M., Pittauerová, D., Hanebuth, T., García-Rodríguez, F., 2014. Cambios históricos en el aporte terrígeno de la cuenca del Río de la Plata sobre la plataforma interna uruguaya. *LAJSA*. 21(2), 165-179.
- Martins, L.R., Martins, I.R., Urien, C.M., 2003. Aspectos sedimentares da plataforma continental na área de influencia de Rio de La Plata. *Gravel* 1, 68-80.
- Martins, L.R., Urien, C.R., 2004. Arcias da plataforma e a erosão costeira. *Gravel* 2, 4-24.
- Martins, V., Dubert, J., Jouanneau, J.-M., Weber, O., Ferreira da Silva, E., Patinha, C., Alverinho Dias, J.M., Rocha, F., 2007. A multiproxy approach of the Holocene evolution of shelf-slope circulation on the NW Iberian continental shelf. *Marine Geology* 239, 1-18. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2006.11.001>
- Masello, A., Menafra, R., 1998. Macro-benthic communities of the Uruguayan coastal zone and adjacent areas, in: Río de la Plata una revisión ambiental. In: Wells, P.G. and Daborn, G.R. (eds), University of Dalhousie, pp. 140-186.
- Meyer, I., Wagner, I., 2009. The Little Ice Age in Southern South America: Proxy and model-based evidence. In: Vimeux F., Sylvestre F., Khodri M. (eds), Past climate variability in South

- America and surrounding regions, from the last glacial maximum to the Holocene. Springer, pp. 395-412.
- Meyer-Jacob, C., Vogel, H., Boxberg, F., Rosén, P., Weber, M.E., Bindler, R., 2014. Independent measurement of biogenic silica in sediments by FTIR spectroscopy and PLS regression. *Journal of Paleolimnology* 52, 245–255. <https://doi.org/10.1007/s10933-014-9791-5>
- Möller Jr., O.O., Piola, A.R., Freitas, A.C., Campos, E., 2008. The effects of river discharge and seasonal winds on the shelf off southeastern South America. *Continental Shelf Research* 28(13), 1603-1624. <https://doi.org/10.1016/j.csr.2008.03.012>
- Moy, C.M., Moreno, P.I., Dunbar, R.B., Kaplan, M.R., Francois J.-P., Villalba, R., Haberzettl, T., 2009. Climate change in Southern South America during the last two millennia, in: Past climate variability in South America and surrounding regions. In: Vimeux, F., Sylvestre, F., Khodri, M., *Developments in Paleoenvironmental Research* 14, Springer, pp. 353-393.
- Novello, F., Cruz, F.W., Karman, I., Burns, S.J., Strikis, N., Vuille, M., Cheng, H., Edwards, L., Santos, R.V., Frigo, E., Barreto, E.A.S., 2012. Multidecadal climate variability in Brazil's Nordeste during the last 3000 years based on speleothem isotope records. *Geophysical Research Letters* 39, L23706. <https://doi.org/10.1029/2012GL053936>
- Novello V. F., Vuille M., Cruz F. W., Strikis N. M., De Paula M. S., Edwards R. L., 2016. Centennial-scale solar forcing of the South American Monsoon System recorded in stalagmites. *Scientific Reports* 6 (24762). <https://doi.org/10.1038/srep24762>.
- Ólafsdóttir, K.B., Geirsdóttir, A., Miller, G.H., Larsen, D.J. 2013. Evolution of NAO and AMO strength and cyclicity derived from a 3-Ka varve-thickness record from Iceland. *Quaternary Science Reviews* 69, 142-154. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2013.03.009>
- Patterson, R.T., Prokoph, A., Reinhardt, E., Roe, H.M., 2007. Climate cyclicity in late Holocene anoxic marine sediments from the Seymour-Belize Inlet complex, British Columbia. *Marine Geology* 24, 123-140. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2007.04.003>
- Pausata, F.S.R., Chafika L., Caballero, R., Battisti, D.S., 2015. Impacts of high-latitude volcanic eruptions on ENSO and AMOC. *PNAS* 112(45), 13784-13788. <https://doi.org/10.1073/pnas.1509153112>
- Perez, L., García-Rodríguez, F., Hanebuth, T.J.J., 2017. Paleosalinity changes in the Río de la Plata estuary and on the adjacent Uruguayan continental shelf over the past 1200 cal ka BP: an approach using diatoms as proxy. In: Weckström, K., Saunders, P., Skilbeck, G. (eds), *Applications of paleoenvironmental techniques in estuarine studies*, *Developments in Paleoenvironmental Research (DPER)*, Springer, pp. 529-550.
- Perez, L., García-Rodríguez, F., Hanebuth, T.J.J., 2016. Variability in terrigenous sediment supply offshore of the Río de la Plata (Uruguay) recording the continental climatic history over the past 1200 years. *Climate of the Past* 12, 623-634. <https://doi.org/10.5194/cp-12-623-2016>.
- Petrovskii, S.K., Stepanova, O.G., Vorobyeva, S.S., Pogodaeva, T.V., Fedotov, A.P., 2016. The use of FTIR methods for rapid determination of contents of mineral and biogenic components in lake bottom sediments, based on studying of East Siberian lakes). *Environmental Earth Sciences* 75, 226. <https://doi.org/10.1007/s12665-015-4953-y>
- Piola, A.R., Matano, R.P., Palma, E.D., Moller, Jr.O.O., Campos E.J.D., 2005. The influence of the Plata River discharge on the western South Atlantic shelf. *Geophysical Research Letters* 32, L01603. <https://doi.org/10.1029/2004GL021638>.
- Piola, A.R., Moller, O.O., Guerrero, R.A., Campos, E.J.D., 2008. Variability of the subtropical shelf front off eastern South America: Winter 2003 and summer 2004. *Continental Shelf Research* 28, 1639-1648. <https://doi.org/10.1016/j.csr.2008.03.013>.
- Piovan, E.L., Ariztegui, D., Cordoba, F., Cioccale, M., Sylvestre, F., 2009. Hydrological variability in South America below the tropic of Capricorn (Pampas and Patagonia, Argentina) during the Last 13.0 Ka. In: Vimeux, F., Sylvestre, F., Khodri, M (eds), *Past climate variability in South America and surrounding regions, from the last glacial maximum to the Holocene*, Springer, pp. 323-352.
- Robertson, A.W., Mechoso, C.R., 2000. Interannual and interdecadal variability of the South Atlantic Convergence Zone. *Monthly Weather Review* 128, 2947-2957. [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(2000\)128<2947:IAVOT>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(2000)128<2947:IAVOT>2.0.CO;2)
- Robertson, A.W., Mechoso, C.R., 1998. Interannual and Decadal Cycles in River Flows of Southeastern South America. *Journal of Climate* 11, 2579-2581. [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(1998\)011<2579:IADCIR>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(1998)011<2579:IADCIR>2.0.CO;2)
- Salazar, A., Lizano, O.G., Alfaro, E.J., 2004. Composición de sedimentos en las zonas costeras de Costa Rica utilizando Fluorescencia de Rayos-X (FRX). *Revista de Biología Tropical* 52, 0034-7744.
- Salvatteci, R., Gutiérrez, D., Field, D., Sifeddine, D., Ortlieb, L., Bouloubassi, I., Boussafir, M., Boucher, H., Cetin, F., 2014. The response of the Peruvian Upwelling Ecosystem to centennial-scale global change during the last two millennia. *Climate of the Past* 10, 715-731. <https://doi.org/10.5194/cp-10-715-2014>
- Scargle, J.D., 1982. Studies in astronomical time series analysis. II. Statistical aspects of spectral analysis of unevenly spaced data. *The Astrophysical Journal* 263(2), 835-853.
- Scargle, J.D., 1989. Studies in astronomical time series analysis. III. Fourier transforms, autocorrelation functions, and cross-correlation functions of unevenly spaced data. *The Astrophysical Journal* 343 (2), 874-887.
- Seager, R., Naik, N., Baethgen, W., Robertson, A., Kushnir, Y., Nakamura, J., Jurburg, S., 2010. Tropical oceanic causes of interannual to multidecadal precipitation variability in Southeast South America over the past century. *Journal of Climate* 23, 5517-5539. <https://doi.org/10.1175/2010JCLI3578.1>
- Schulz, M., Mudelsee, M., 2002. REDFIT: estimating red-noise spectra directly from unevenly spaced paleoclimatic time series. *Computers & Geosciences*. 28, 421-426.
- Torrence, C., Compo, G.P., 1998 A practical guide to wavelet analysis. *BAMS* 79, 61-78.
- Vuille, M., Burns, S.J., Taylor, B.L., Cruz, F.W., Bird, B.W., Abbott, M.B., Kanner, L.C., Cheng, H., Novello, V.F., 2012. A review of the South American monsoon history as recorded in stable isotopic proxies over the past two millennia. *Climate of the Past* 8, 1309-1321. <https://doi.org/10.5194/cp-8-1309-2012>.



- Welch, P.D., 1967. The use of Fast Fourier Transform for the estimation of power spectra: A method based on time averaging over short, modified periodograms. *IEEE Transactions on Audio and Electroacoustics*. AU-15(2), 70-73, <https://doi.org/10.1109/TAU.1967.1161901>.
- Weltje, G.J., Tjallingii, R., 2008. Calibration of XRF core scanners for quantitative geochemical logging of sediment cores: Theory and application. *Earth Planetary Science Letters* 274(3-4), 423-438. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2008.07.054>, 2008
- Wold, S., Sjöström, M., Eriksson, L., 2001. PLS-regression: a basic tool of chemometrics. *Chemometrics and Intelligent Laboratory Systems* 58(2), 109-130.
- Yarincik, K., Murray, M.R.W., Peterson, L.C., 2000. Climatically sensitive eolian and hemipelagic deposition in the Cariaco Basin, Venezuela, over the past 578 000 years: Results from Al/Ti and K/Al. *Paleoceanography* 15, 210-228. <https://doi.org/10.1029/1999PA900048>.
- Zhou J., Lau, K.-M., 1998. Does a monsoon climate exist over South America? *Journal of Climate* 11, 1020-1040. [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(1998\)011<1020:DAMCEO>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(1998)011<1020:DAMCEO>2.0.CO;2)

---

## **Centennial hydroclimatic and anthropogenic processes of South East South America modulate interannual and decadal river discharge**

---

PEREZ, L., BARREIRO, M., ETCHEVERS, I., CRISCI, C. & GARCÍA-RODRÍGUEZ, F.

2021

Science of the Total Environment 781: 146733



# Centennial hydroclimatic and anthropogenic processes of South East South America modulate interannual and decadal river discharge

Laura Perez<sup>a,\*</sup>, Marcelo Barreiro<sup>b</sup>, Ismael Etchevers<sup>a</sup>, Carolina Crisci<sup>a</sup>, Felipe García-Rodríguez<sup>a,c</sup>

<sup>a</sup> Centro Universitario Regional del Este, CURE-Rocha, Ruta 9 intersección Ruta 15, Rocha, Uruguay

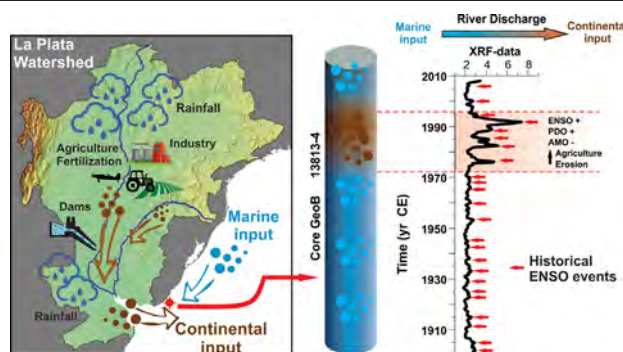
<sup>b</sup> Department of Atmospheric Sciences, Institute of Physics, Universidad de la República, Iguá 4225, Montevideo 11400, Uruguay

<sup>c</sup> Universidade Federal do Rio Grande, Instituto de Oceanografia, Programa de Pós-Graduação em Oceanologia, Rio Grande, Brazil

## HIGHLIGHTS

- The RdIP mud-depocenter holds an outstanding centennial record (13 mm yr<sup>-1</sup>).
- Rainfall and river-discharge frequency/intensity were modulated by ENSO, PDO and AMO.
- Continental input and marine productivity proxies were mainly related to climatic forcing.
- After 1970 CE a sharp increasing trend in proxy data was observed.
- Such a shift is interpreted as a combination of climatic and anthropogenic land use.

## GRAPHICAL ABSTRACT



## ARTICLE INFO

### Article history:

Received 15 December 2020

Received in revised form 13 February 2021

Accepted 21 March 2021

Available online 25 March 2021

Editor: Christian Herrera

### Keywords:

Río de la Plata

Southwestern Atlantic Ocean

Rainfall anomalies

ENSO

PDO

AMO

## ABSTRACT

The Río de la Plata (RdIP) mud depocenter is an outstanding centennial ultra-high-resolution information source of hydroclimatic variability and terrigenous export because sedimentation attains values of 13 mmyr<sup>-1</sup>. Thus, our main objective was to inter-compare and correlate the direct hydroclimatic observations to the proxy record from the RdIP mud depocenter. We correlated continental input and marine productivity proxies to the instrumental historical hydroclimatic observations, and determined the associated periodicity and coherences of such environmental processes by means of wavelet analyses. We discuss the results in the context of both natural climate variability and anthropogenic impacts within the RdIP drainage basin. To this end, we performed a <sup>210</sup>Pb and <sup>14</sup>C mixed age-depth model and  $\mu$ XRF scanning (every 2 mm), and used Ti/Al and Ba/Al as proxies for continental input and marine productivity changes. We incorporated instrumental observations, i.e., rainfall, river discharges and climate variability modes (CVM) such as: El Niño Southern Oscillation (ENSO), Pacific Decadal Oscillation (PDO) and Atlantic Multidecadal Oscillation (AMO). The statistical correlation analyses indicated a consistent correspondence between both proxies and rainfall anomalies for the warm season within the lower Paraná drainage basin. Such rainfall anomalies are dominated at inter-annual, decadal and multi-decadal scales by ENSO, PDO and AMO modes of variability, respectively, which together modulated river flow. Thus, centennial hydrological and proxy variability appear to be mainly modulated by the CVM. In this sense the present study is in close agreement and complementary to previous worldwide studies by showing similar results for RdIP drainage basin. We further identified a strong change in the proxy data after 1970s; i.e., the highest continental input and marine productivity record, and we related it to the combined effect of climatic variability and anthropogenic impact. Such a period is related to a dominance of positive ENSO (El Niño events) and PDO, and negative AMO,

\* Corresponding author at: Centro Universitario Regional del Este, CURE-Rocha, Ruta 9 intersección Ruta 15, 27000 Rocha, Uruguay.  
E-mail address: [lperez@cure.edu.uy](mailto:lperez@cure.edu.uy) (L. Perez).

leading to increased rainfall and runoff over the drainage basin, together with intensified agricultural practices. The strong intensification of agricultural activities, mostly soy beans, together with increasing rainfall and runoff led to increased soil erosion and sediment transport, whose final fate is the RdIP mud depocenter.

© 2021 Elsevier B.V. All rights reserved.

## 1. Introduction

In the absence of accurate continuous instrumental observations, historical reconstructions using proxies from natural archives such as tree rings, coral reefs, speleothems, ice cores and continental and oceanographic sediment cores, can substitute for gaps of long-term environmental information (Last and Smol, 2001; García-Rodríguez et al., 2010; Taffs et al., 2017; Perez et al., 2021). Proxies are indirect measurements of environmental variables such as salinity, terrigenous input or productivity changes (Wefer et al., 1999; Smol, 2008). Given the availability of non-invasive ultra-high resolution scanning techniques, precise environmental and climatic information inferred from the sedimentological record can be correlated to direct historical observations ( $\mu$ XRF, Croudace et al., 2019). Ideally, proxy data should be inter-compared with direct instrumental data at similar scales of variability, to come to the most possibly accurate paleoenvironmental reconstructions (Villalba, 2007; Masson-Delmotte et al., 2013; Córdoba et al., 2014).

Coastal sediment cores hold the particularity of integrating signals from both the continental exports through river discharge and wind dust, and the oceanographic changes in the current systems, which together lead to biological changes, such as productivity (Mathias et al., 2014; Castillo et al., 2017; Mourelle et al., 2018). Since continental and oceanographic signals are both related to climate variability, coastal sediment cores are potential sources of paleoclimatic information (Newkom and Gergis, 2012; Castillo et al., 2017; Perez et al., 2018, 2021). Climatic change and anthropogenic activities exert cumulative effects on coastal areas by modifying the rate and volume of both freshwater and sediment discharge, thus controlling salinity and turbidity fronts (Bianchi, 2007; Milliman et al., 2008; Syvitski et al., 2005; Taffs et al., 2017; Tudurí et al., 2018). In the case of eastern South America, despite the large sediment volumes supplied by the RdIP estuarine system (i.e., 80 to 100 Mt. yr<sup>-1</sup>) (Kraestel et al., 2011; Milliman and Farnsworth, 2011), the shelf is characterized by either persistent non-deposition or local short-term depocenter formation, which indicates occurrence of prevailing strong hydrodynamic conditions (Lantzsch et al., 2014; Hanebuth et al., 2019). The exception to such conditions is restricted to the depression of the Paraná paleo-channel (Zembruski, 1979; Urien, 1967; Urien and Ewing, 1974; Ayup-Zouain, 1988), because such geomorphological depression is sheltered from the strong hydrodynamics (Hanebuth et al., 2019). The onset of this mud depocenter at ~1500 cal yr BP and the gradual shift from sandy to muddy lithology indicates an overall decrease in current strength together with conditions for constant high sediment deposition rate within the Paraná paleochannel (Lantzsch et al., 2014; Perez et al., 2018; Mourelle et al., 2018; Hanebuth et al., 2019). For this reason, the RdIP mudbelt depocenter, has been identified as an exceptional millennial high-resolution continuous source of paleoceanographic information of the South Western Atlantic Ocean (SWAO) (Perez et al., 2021).

Some effort has been made for inferring changes in river input and oceanographic current systems within such mud depocenter for the last millennium (Perez et al., 2017, 2018; Mourelle et al., 2018) and the millennial continental runoff, redox conditions and marine productivity changes within the inner shelf (Perez et al., 2021). In this regard, both proxies of continental input and marine productivity changes (i.e., Ti/Al and Ba/Al element ratios) were highly correlated during the last millennium and were related to the natural climate variability and associated hydrological changes (Mourelle et al., 2018; Perez et al., 2018, 2021). After 1500 CE an intensification of the continental input

and marine productivity changes was inferred, related to El Niño/La Niña Southern Oscillation (ENSO, Ropelewski and Halpert, 1987) (Perez et al., 2021). In addition, Marrero et al. (2014) compared the contemporaneous hydroclimatic trends to the continental versus marine response and the sedimentation within the RdIP mudbelt depocenter. The authors observed the highest continental input after 1970 CE associated with a polarity change of Pacific Decadal Oscillation (PDO, Mantua et al., 1997) (from cold to warm) and Atlantic Multidecadal Oscillation (AMO, van Oldenborgh et al., 2009) (from warm to cold), in conjunction with the strongest El Niño events (Marrero et al., 2014). However, they failed to study the historical variability at inter-annual resolution and did not correlate the available centennial instrumental data on rainfall, river discharge and climatic indexes to the proxy record, because of the lack of high resolution scanning element data. Thus, our main objective was to inter-compare and correlate the direct hydroclimatic observations to the proxy record from the RdIP mud depocenter. To achieve that, we scanned the ultra-high resolution sediment core Geob 13813–4 every 2 mm step-size and performed correlations between continental input and marine productivity proxies (Ti/Al and Ba/Al) and direct hydroclimatic observations. Furthermore, we aimed to determine the related periodicity of proxies and instrumental data and their coherences by means of wavelet analyses, and discussed such results in the context of both natural variability and anthropogenic impacts.

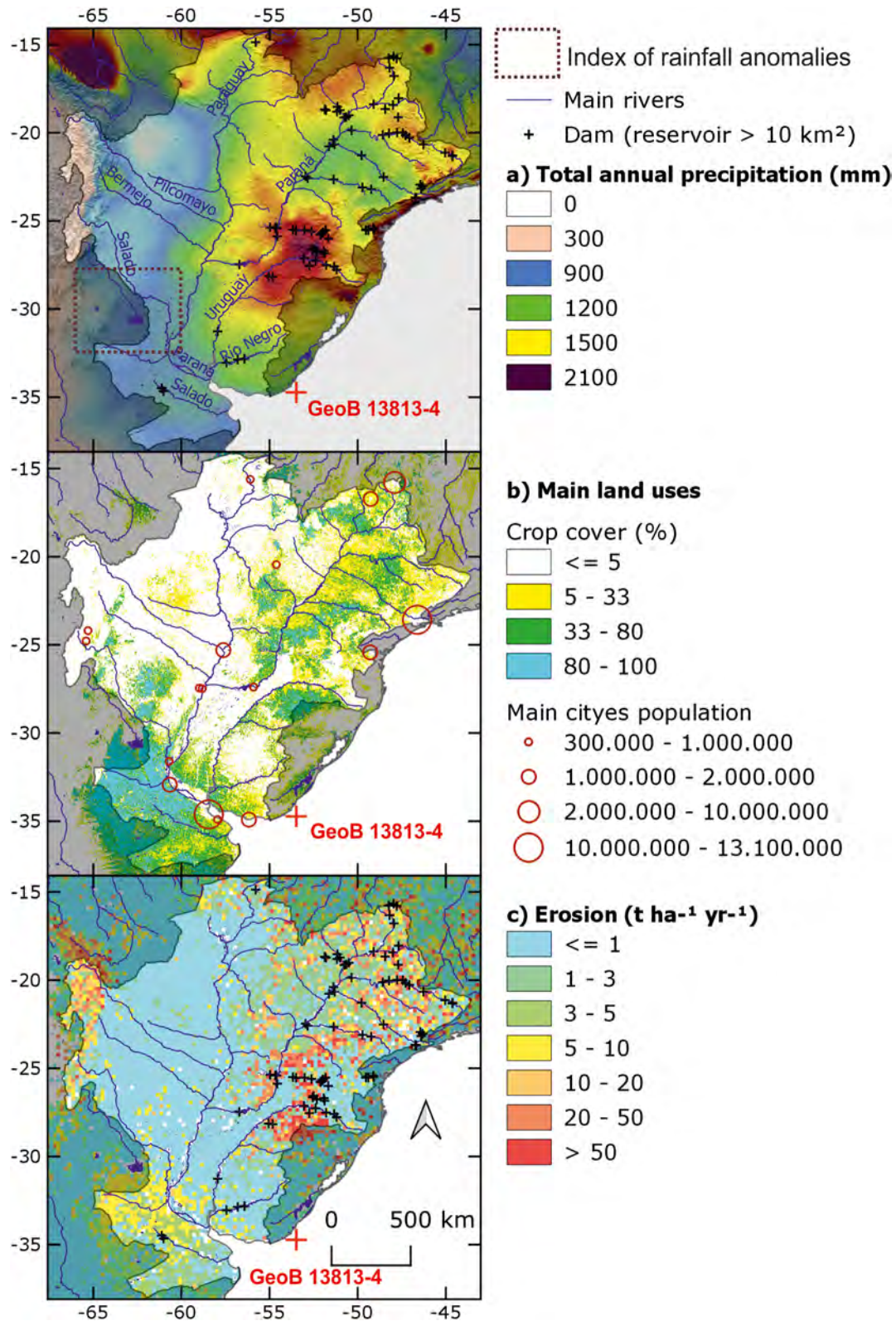
## 2. Regional setting

### 2.1. Río de la Plata watershed

#### 2.1.1. Natural hydroclimatic variability

The RdIP transboundary watershed is the second largest of South America only after the Amazonas, and fifth worldwide (ADT, 2016). The drainage basin encompasses five countries; i.e., Brazil, Argentina, Uruguay, Bolivia and Paraguay. The watershed is 3,170,000 km<sup>2</sup> and drains 20% of the whole South American continent, by mean of a complex network of large rivers (Fig. 1 a) whose flow regime is originated and modulated by rainfall (García and Vargas, 1996; Robertson and Mechoso, 2000; Krepper et al., 2003; Depetris and Pasquini, 2007a, 2007b; ADT, 2016). The Paraná sub-basin is the largest accounting for 49% of the total area, followed by the Paraguay sub-basin representing 35% and Uruguay sub-basin covering 16% (Tucci and Clarke, 1998). The mean historical total annual watershed precipitation is about 1100 mm yr<sup>-1</sup>, decreasing from north to south and from east to west, with the highest rainfall values in the upper Paraná and Paraguay River region, under the influence of the South American Monsoon System (SAMS, Fig. 1a), (Tucci, 2000; Depetris and Pasquini, 2007a; ADT, 2016). The South American low level jet (SALLJ), plays an important role in the transport of moisture from the Amazon to the RdIP watershed. Rainfall variability during the warm season is dominated by a dipolar pattern: when the South Atlantic Convergence Zone (SACZ), which is closely related to the SAMS (García and Kayano, 2010), is strengthened/ weakened, the SALLJ is suppressed/ activated, which implies high/ low rainfall over the northern RdIP basin (upper Paraná and Paraguay rivers) and low/ high in the southern basin (Uruguay and Northeast Argentina) (Doyle and Barros, 2002; Nogués-Paegle et al., 2002; Carvalho and Jones, 2009).

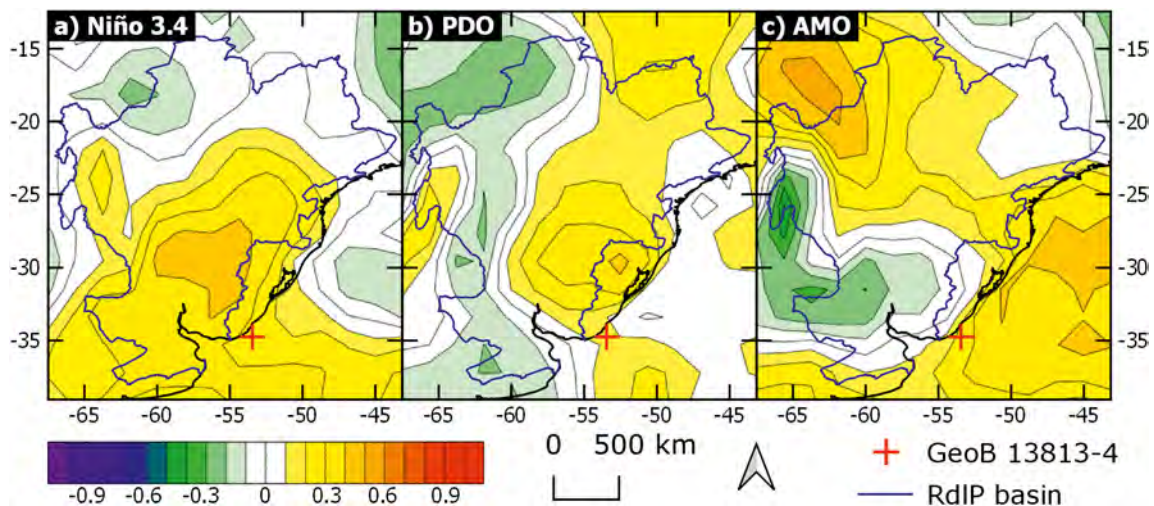
The watershed is sensitive to diverse climate variability modes (CVM such as ENSO, PDO and AMO (Fig. 2, Depetris and Kempe, 1990; Krepper et al., 2003; Barreiro et al., 2014; ADT, 2016)). ENSO time series



**Fig. 1.** a) Total annual precipitations within the RdlP drainage basin. b) Watershed crop cover c) Erosion. Black crosses (Fig. 1a and c) indicate the presence of major dams (> 10 km<sup>2</sup>). Red circles (Fig. 1b) indicate population of main cities. The red cross shows the position of coring station GeoB 13813–4. Data sources: Total annual precipitation (Fick and Hijmans, 2017), Crop cover fraction (Buchhorn et al., 2019) and Erosion (Borrelli et al., 2017). (For interpretation of the references to colour in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

displays a positive correlation with surface precipitation within most of the drainage basin, even more noticeable within the southern region (Fig. 2 a), and during austral spring (Ropelewski and Halpert, 1987; Díaz et al., 1998; Grimm et al., 2000; Berri et al., 2002; Barreiro, 2010).

Accordingly, the watershed monthly regime rainfall shows different distributions under El Niño, La Niña or neutral conditions (Grimm et al., 2000; Krepper et al., 2003; Barros et al., 2006). During El Niño events of increased rainfall are observed in the watershed (Barreiro, 2010;



**Fig. 2.** National Center for Environmental Prediction and National Center for Atmospheric Research (NCEP/NCAR). Reanalysis of precipitation rates within RdIP watershed and the correlation with: **a)** Niño 3.4. SST (October–December), **b)** PDO (January–December) and **c)** AMO (January–December). Correlations provided by the NOAA-ESRL Physical Sciences Laboratory, Boulder Colorado, source: <https://www.esrl.noaa.gov/>.

García-Rodríguez et al., 2014), while La Niña is characterized by regional rainfall deficits identified by negative values of the standardized precipitation index (Penalba and Rivera, 2016). The above mentioned differential precipitation regimes lead to significant changes in river flow (Berri et al., 2002), where in the case of the RdIP, which is the final fate of the watershed river network, river flow can attain values 500% higher than historical levels (García-Rodríguez et al., 2014). Similarly, PDO exhibits positive correlation of annual mean time scales with precipitations over RdIP drainage basin, especially within the eastern region (Fig. 2 b). Contrastingly, AMO commonly displays a positive/negative correlation in the northern/southern half of the drainage basin (Fig. 2 c). Both PDO and AMO play an important role in modulating the SACZ (Robertson and Mechoso, 2000; Carvalho and Jones, 2009; Chiessi et al., 2009) and precipitation over northern Argentina (Barreiro et al., 2014).

### 2.1.2. Anthropogenic impact

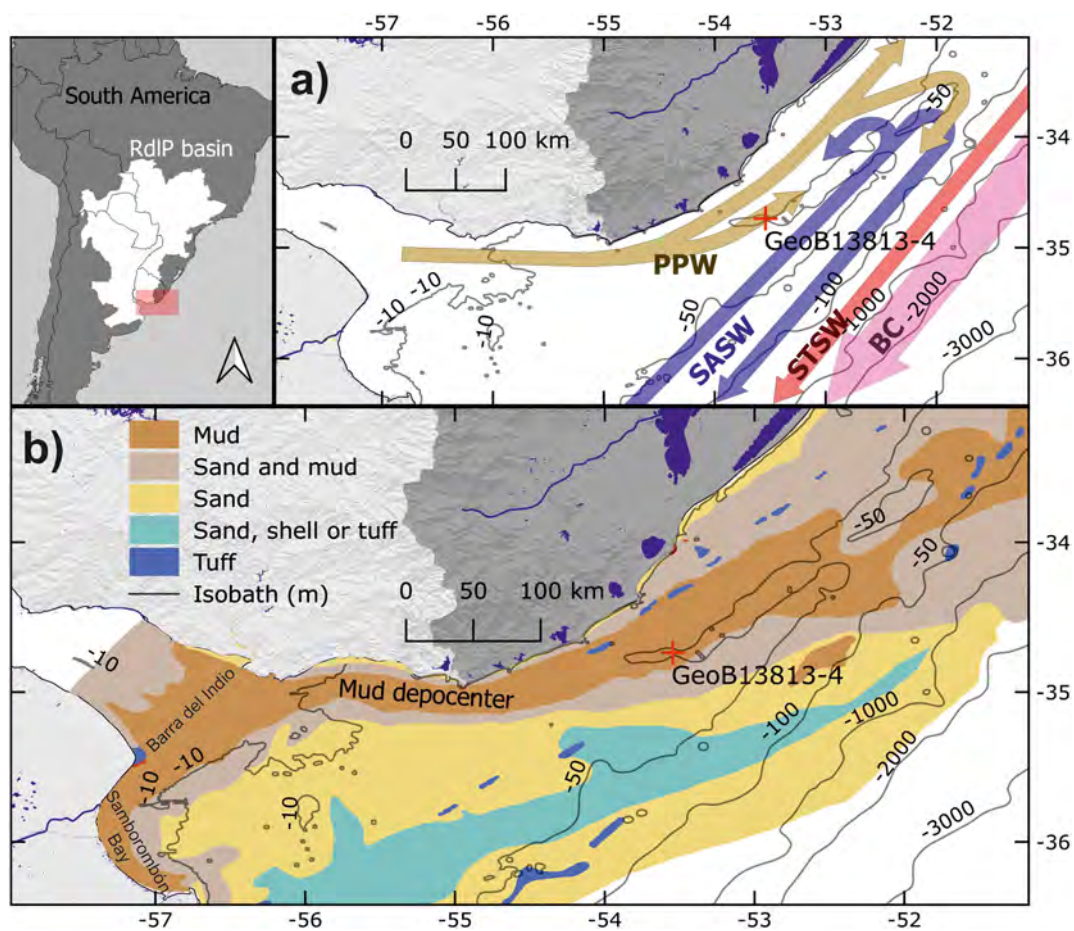
The total population within RdIP drainage basin, which has increased by about ten-fold during the last century, exceeds 110 million of inhabitants, and holds several large cities such as Asunción, Rosario, Buenos Aires, Brasilia, Sao Paulo and Montevideo (Fig. 1 b; Bonachea et al., 2010; ADT, 2016). About 70% of the combined Gross National Product (GNP) of these five countries, is produced within RdIP drainage basin and half of their combined population is currently living on it (Tucci and Clarke, 1998; Bonachea et al., 2010). Furthermore, more than half of GNP of the whole South America is produced within RdIP drainage basin (Tucci, 2000). The hydrological behavior is not only a product of natural climatic variability but also of anthropogenic impact such as hydropower energy production, water supply, navigation, agriculture and land use, industry and climatic change (Tucci and Clarke, 1998; Depetris and Pasquini, 2007a and b; Milliman et al., 2008; ADT, 2016). The upper Paraná and Uruguay River exhibit high hydropower potential and at least 130 large dams have been constructed (Fig. 1 a), which modulate river discharge, sequester sediments, and alter its biogeochemistry (Depetris and Pasquini, 2007a; Bonachea et al., 2010). The RdIP watershed shows agricultural areas with intensive crop cover, particularly in southern Brazil, western Uruguay and eastern Argentina, but also in the upper Paraná (Fig. 1 b). Soy is the most important crop which requires the use of fertilization and herbicide substances (Tucci and Clarke, 1998; Magrin et al., 2005; Baldi and Paruelo, 2008). Such agricultural practices affect the carbon sequestration, soil preservation, thus increasing soil erosion within the drainage basin (Tucci and Clarke, 1998; Tucci, 2000; Baldi and Paruelo, 2008). The highest erosion values at

watershed level are associated to the intensive crop areas and appear to be geographically related to the soil agricultural management (Fig. 1 c).

### 2.2. Río de la Plata mud depocenter

The confluence of Paraná and Uruguay River into the ocean conforms the estuarine system where a pronounced salinity and turbidity gradient develops due to the freshwater discharge (Acha et al., 2004; Moller et al., 2008; Piola et al., 2008; Tudurí et al., 2018), and the associated plume extends along the continental shelf off Uruguay and Brazil (Fig. 3 a, Burrage et al., 2008). The oceanographic system exhibits an interaction of waters with contrasting salinity, nutrient and temperature conditions, related to the confluence of the Brazil and Malvinas currents at the continental slope at about 38° S, and extends towards the continental shelf forming the Subtropical Shelf Front (STSF, Piola et al., 2005; Piola et al., 2008; Franco-Fraguas et al., 2014). The STSF forms a thermohaline boundary between the southward-flowing salty and warm Subtropical Shelf Water (STSW) and the northward-flowing, less salty and colder Subantarctic Shelf Water (SASW) (Fig. 3 a).

The Paraná River accounts for 79% of the continental RdIP input (Depetris and Pasquini, 2007a). The total continental suspended sediment export is  $80 \times 10^6$  tons  $\text{yr}^{-1}$  (Krastel et al., 2011), being ranked 14th in terms of the global sediment discharge to the oceans (Milliman and Meade, 1983). Despite such a huge fine sediment export, the shelf is characterized by either non-deposition or local short-term depocenter formation, which points to the prevailing, persistently strong hydrodynamic conditions over the whole shelf (Lantzsch et al., 2014; Hanebuth et al., 2019). Therefore, surface sediments of the continental shelf are dominated by sandy sediments (Fig. 3 b). The exception to such conditions are the muddy sediments within the depression of the Paraná paleo-channel (Fig. 3 b) extending parallel to the Uruguayan coast below the 50 m isobath (Urien, 1967; Urien and Ewing, 1974; Zembruski, 1979; Ayup-Zouain, 1988; Hanebuth et al., 2019). Hence, this morphological depression of the Paraná paleo-channel offers protection against the strong hydrodynamic conditions of the surrounding shelf, thus favoring deposition and preservation of late Holocene fine sediment fraction (Lantzsch et al., 2014; Perez et al., 2016, 2018; Mourelle et al., 2018; Hanebuth et al., 2019). The onset of this mud depocenter was dated at ~1500 yr BP (Perez et al., 2018; Mourelle et al., 2018), because of the highest precipitation and RdIP river runoff recorded in Río Grande Cone influence for the entire Holocene (Razik et al., 2013). Thus, the gradual change from sandy to



**Fig. 3.** Study area. **a)** Major oceanographic features, showing the PPW (Plata Plume Water), SASW (Subantarctic Shelf Water), STSW (Subtropical Shelf Water) and BC (Brazil Current) (upper panel). Modified from [Bender et al. \(2013\)](#). **b)** Sedimentary facies of the study area (lower panel). Red cross indicates coring station GeoB 13813-4 within the mud depocenter. (For interpretation of the references to colour in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

muddy deposition within the Paraná paleo-valley ([Lantzsch et al., 2014](#)) indicates an overall decrease in current strength during late Holocene, but also increasing input of continental material delivered from the RdIP ([Razik et al., 2013](#); [Hanebuth et al., 2019](#)).

### 3. Materials and methods

#### 3.1. Coring

The sediment core was retrieved during the M78/3a expedition onboard research vessel Meteor in May 2009, using a piston gravity core. It was collected from the RdIP mud depocenter, within the Paraná paleo-channel on the inner Uruguayan continental shelf ([Fig. 3b](#); [Krastel et al., 2012](#)). Sediment core GeoB 13813-4 (34°44.22'S, 53°33.27'W; 57 m water depth) consisted of a 1024-cm-long, fine-grained clayey sediment throughout the entire sequence, but also two zones with influence of fine sand content were observed (0–120 cm and 300–425 cm, [Krastel et al., 2012](#)), which are related to a major continental influence and runoff ([Lantzsch et al., 2014](#); [Perez et al., 2017, 2018, 2021](#); [Mourelle et al., 2018](#)). According to [Lantzsch et al. \(2014\)](#), the whole core is related to U1, which has been described as a stratigraphic unit formed around 1500 cal yr BP ([Lantzsch et al., 2014](#); [Hanebuth et al., 2019](#)). The age-depth model presented here was previously published in [Perez et al. \(2021\)](#), performed with the free Bacon software ([Blaauw and Christen, 2011](#)). Such age-depth model was created by combining six radiocarbon dates obtained from bivalve shells ([Perez et al., 2018](#); [Mourelle et al., 2018](#)) with six  $^{210}\text{Pb}$  samples ([Marrero et al., 2014](#)) (see such studies for further methodological information). From such

an age depth model, increasing sedimentation rates from bottom to top were determined (mean value 10 mm yr<sup>-1</sup>), with the highest sedimentation rates (i.e., 13 mm yr<sup>-1</sup>) observed for the top 255 cm.

In this paper, we analyzed the top 150 cm of core GeoB 13813-4 because it corresponds to the long-term chronological window of instrumental data on precipitation, climatic indices and river discharge introduced in this paper (i.e., from 1905 to 2009 CE).

#### 3.2. Proxy analyses

Sediment core GeoB 13813-4 was XRF scanned every 2 mm step-size using generator settings of 20; 30 and 50 kV, a sampling time of 10 s directly at the split core surface of the archive half using an XRF Core Scanner III (AVAATECH Serial No.12) at the MARUM - University of Bremen (see [Perez et al., 2021](#) for further methodological information). Here, we only analyzed the contemporaneous record (i.e., the last 100 calendar years) for the continental proxies of runoff (Ti/Al) and marine productivity changes (Ba/Al) (i.e., uppermost 150 cm of GeoB 13813-4). Such proxies were already successfully used by [Perez et al. \(2021\)](#), who recorded a low correlation between Ba and the terrigenous non-reactive elements Ti and Al for sediment cores retrieved from the RdIP mud depocenter, thus indicating that Ba is most probably related to biogenic barite ([Goldberg and Arrhenius, 1958](#); [Dymond et al., 1992](#); [Depetris et al., 2003](#)). The use of Ba as productivity proxy, exhibits some shortcomings for inner shelf suboxic sediments, since barite presents remineralization under reducing conditions ([Dymond et al., 1992](#); [Prakash Babu et al., 2002](#)). In [Perez et al. \(2021\)](#) Fe/Mn was used as a worldwide proxy for the reduction/oxidation related to

mixing conditions and/or productivity changes (Boyle, 2001; Habertzett et al., 2007). The highest Ba/Al ratios were recorded under reducing conditions (higher Fe/Mn element ratio), thus indicating the absence of the remineralization process of barite. Therefore, Ba normalized to the detrital Ba/Al is a reliable proxy for marine productivity changes within this system, as previously used for the RdIP system and adjacent Brazilian continental shelf (Burone et al., 2013; Mahiques et al., 2009; Mathias et al., 2014).

From the Bayesian age depth model output every 2 mm, we used proxy time series for the warm season (i.e., the Ti/Al and Ba/Al averages from 0.8 year CE to 0.2 year CE +1).

### 3.3. Contemporaneous instrumental hydroclimatic data

#### 3.3.1. Climate variability modes (CVM)

The CVM indices included in the present study were: Southern Oscillation Index (SOI, Ropelewski and Jones, 1987), PDO index (Mantua et al., 1997), and AMO index (van Oldenborgh et al., 2009). The PDO index was obtained from the Joint Institute for the Study of the Atmosphere and Ocean, University of Washington, (<http://jisao.washington.edu>). The SOI was acquired from the Climatic Research Unit University of East Anglia (<http://www.cru.uea.ac.uk/cru/>). In addition, the AMO index was obtained from KNMI Climate Explorer (<http://climexp.knmi.nl>). The December–February (DJF) trimester was calculated from the monthly values of each climatic index.

#### 3.3.2. Rainfall anomalies

Rainfall time series from the RdIP drainage basin were obtained from the NOAA GHCN (<http://iridl.ldeo.columbia.edu/SOURCES/.NOAA/.NCDC/.GCPS/.MONTHLY/.GRIDDED/?sem=iridl%3ADCAAtmosphere>). Temporal correlations were performed between RdIP drainage basin

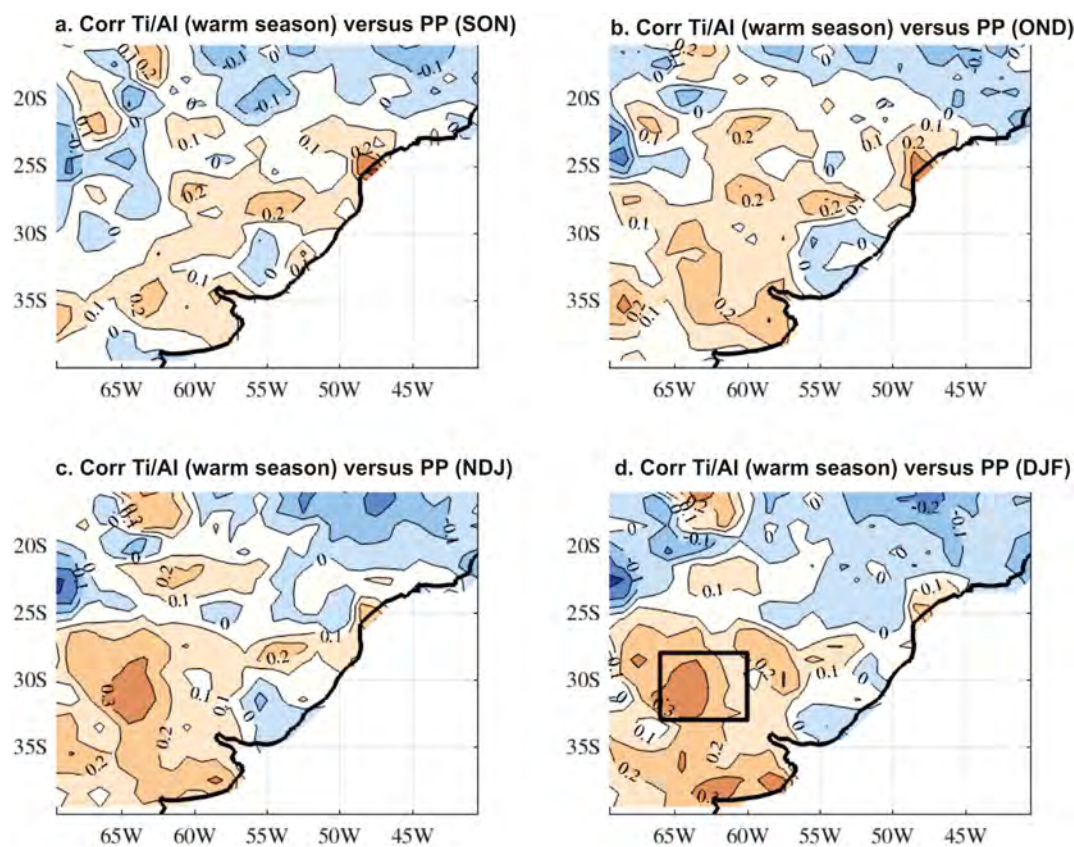
rainfall and Ti/Al proxy time series using proxy data from spring (September–November, SON), summer (December–February, DJF) and warm season (average of spring and summer seasons). We detected the highest correlations between DJF rainfall and the warm season XRF-proxy time series (i.e., 0.34, Fig. 4d) in a region located in northeastern Argentina, indicated with a black box in Fig. 1a, and also in Fig. 4d. Thus, we constructed an index of mean monthly rainfall anomalies for this region [66 W–60 W, 33S–28S] for the period 1905 to 2009 CE (Fig. 1a and Fig. 4).

#### 3.3.3. River discharge

The time series for the last 100 years for the Paraná River ("Tunel subfluvial" station, 31°43'11"S– 60°31'03"W, 1905–2009) and Uruguay River ("Paso de los libres" station, 29°43'17"S 57°04'57"W, 1909–2009) was obtained from the Integrated Hydrological Database of the "Subsecretaría de Recursos Hídricos" from Argentina ([http://www.hidricosargentina.gov.ar/access\\_bd.php](http://www.hidricosargentina.gov.ar/access_bd.php)). The DJF cumulative river discharge was calculated from the monthly values of both Paraná and Uruguay River.

### 3.4. Statistical analyses

The correlation between time series of the continental input (Ti/Al) and marine productivity (Ba/Al) proxies and instrumental hydroclimatic data (rainfall index, CVM, and rivers discharge) for the last 100 years was calculated using Spearman's rank correlation coefficients ( $\rho$ ) and associated  $p$ -values. The stratigraphically constrained cluster analyses performed for both sedimentary proxies time series was obtained using the UPGMA algorithm and Morisita similarity index with the aim of establishing the proxy contemporaneous zones.



**Fig. 4.** Temporal and spatial correlation between rainfall from the RdIP drainage basin and Ti/Al time series record from the RdIP mud depocenter. Warm season = austral spring + summer). Rainfall time series from the RdIP drainage basin were obtained from the NOAA GHCN (<http://iridl.ldeo.columbia.edu/SOURCES/.NOAA/.NCDC/.GCPS/.MONTHLY/.GRIDDED/?sem=iridl%3ADCAAtmosphere>). The black box of Fig. d indicates the geographical region for which the index of monthly mean rainfall anomalies was constructed. Time series = 1905–2009 CE.



Both uni- and multivariate analyses were run using PAST version 3.25 (Hammer et al., 2001).

The correlation techniques make the assumption of stationary statistical properties of the time series. However, non-stationary periodicities are important as well (Hammer, 2010). In these cases, wavelet analysis is an appropriate tool for analyzing specific variations of power for both proxy and instrumental data time series. By decomposing a time series into time–frequency space, it is possible to determine dominant modes of variability as well as temporal mode variability (Torrence and Compo, 1998). The wavelet power spectrum permits the quantification of the main periodic component of a time series and its associated evolution with time (Cazelles et al., 2008). In many cases, it is useful to quantify the statistical relationships between two non-stationary time series, which can be also evaluated by wavelet analysis. This is performed by computing the coherence function, which is a direct measure of the correlation between two time series spectra (Chatfield, 1989). Wavelet coherency offers specific information about the location where the two non-stationary time series are linearly correlated at a particular frequency (or frequency band) and temporal position in the time–frequency domain. The wavelet coherence equals to 1 if there is a perfect linear correlation at particular time location and frequency between both time series (Cazelles et al., 2008). However, close to the wavelet edge of the time series data must be interpreted with caution because of the boundary effect. This zone where edge effects are observed, is known as the cone of influence (COI) and the spectral information below it, should be considered as non-significant (Torrence and Compo, 1998).

## 4. Results

### 4.1. Age depth model and Sedimentary proxies trends

The mixed age–depth model using both radiocarbon and  $^{210}\text{Pb}$  dates yielded similar results to the single age depth models published in previous studies (Mourelle et al., 2018; Perez et al., 2018; Marrero et al., 2014). An increasing trend in sedimentation rate ranging between 8 and 13 mm yr<sup>-1</sup>, was inferred from the bottom to top (Perez et al., 2021). Thus, the contemporary record (i.e., last 100 years) exhibited a

constant sedimentation rate of 13 mm yr<sup>-1</sup>, which yielded a resolution of 0.15 years every 2 mm XRF data (Fig. 5).

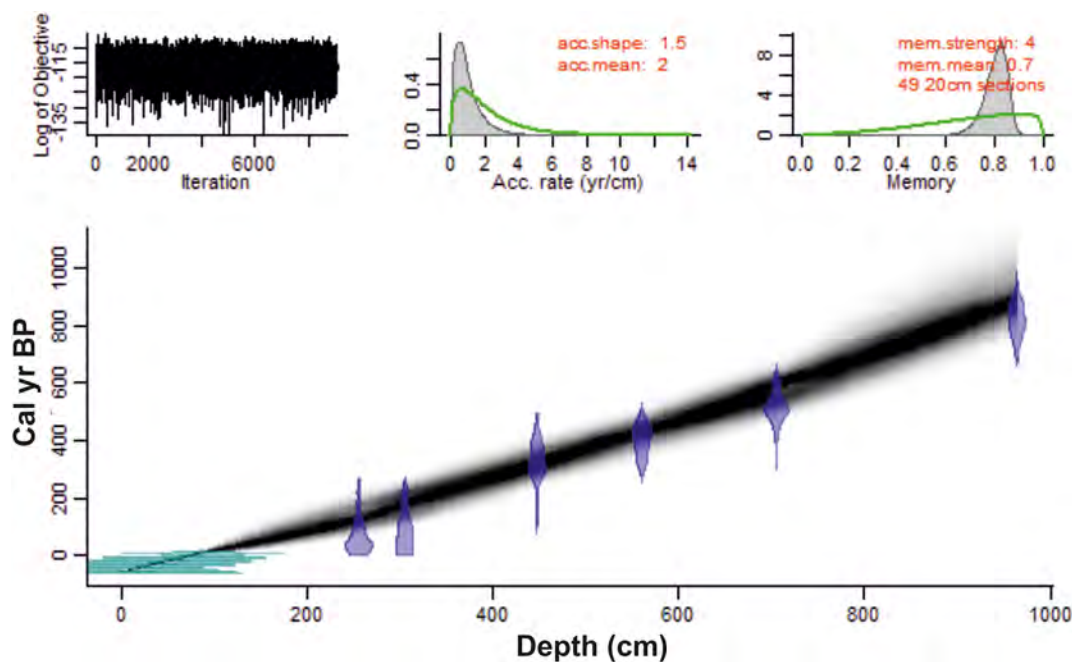
The sedimentary proxies for continental input and marine productivity changes (Ti/Al and Ba/Al respectively), showed a high significant and positive Spearman correlation ( $\rho = 0.9$ ,  $n = 708$ ,  $p \leq 0.01$ ) from 1900 to 2009 CE (Fig. 6). Both proxies displayed relatively constant values ranging between 1.7 and 3 and 0.2–0.6 (for Ti/Al and Ba/Al, respectively) from 1900 to 1975 CE (Fig. 6). After 1975 and until 1995 CE, we recorded the highest values, with five maximum peaks registered for both time series. Such peaks exhibited values from 4 to 8 for Ti/Al, and from 0.8 to 2 for Ba/Al and corresponded to 1976, 1982, 1985, 1989, and 1992 CE. After this series of maximum peaks, a sharp decrease was observed, displaying relatively constant mean values ranging between 2 and 0.2 until 2006 CE (Ti/Al and Ba/Al, respectively), but after 2006 a further increase up to values of 3.5 and 0.5 for both proxies was observed (Fig. 6).

The cluster analyses for both proxies together identified four zones. Zone I (1900–1933 CE) and Zone II (1933–1976 CE) correspond to relatively constant and low values of the sedimentary proxies (Fig. 6). Zone III (1977–1992 CE) is associated to the record of maximum peaks, while zone IV (1993–2009 CE) is related to the low values recorded after the maximum peaks (Fig. 6).

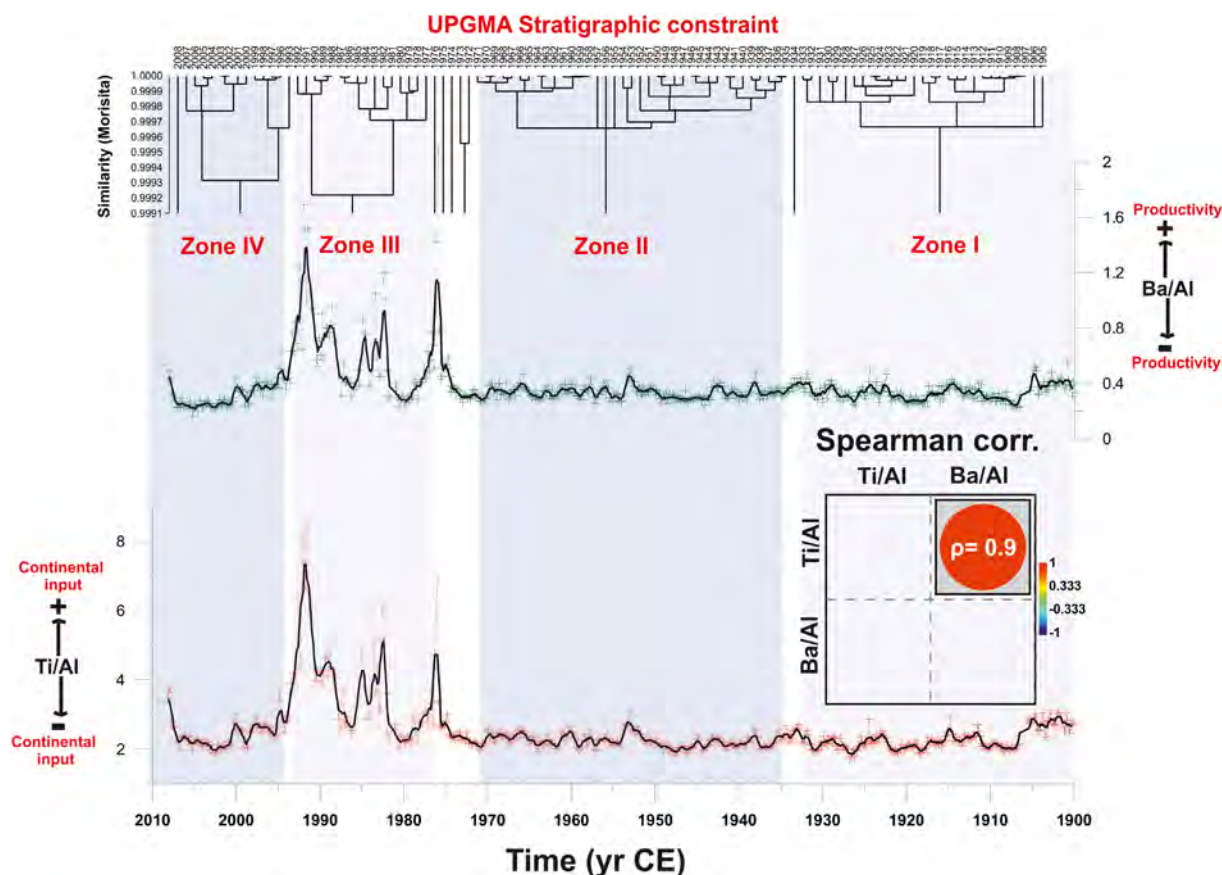
The lake level reconstruction of Mar Chiquita Lagoon, Northern Argentina, for the last century (Piovano et al., 2004, Fig. 7 f) showed similar trends to those of our proxy record from the RdIP mud depositor (Fig. 7 f–h). The highest continental input into the inner continental shelf after 1975 CE, related to Zones III and IV, is associated to the highest positive lake level of Mar Chiquita Lagoon for the last century (of up to 5 m, Fig. 7 f–h). Prior to 1975 CE, Mar Chiquita showed mostly negative values, especially for Zone II, while values close to 0 were recorded for Zone I (Fig. 7 f–h).

### 4.2. Decadal hydroclimatic variability in instrumental data

The CVM trends for Zone I showed a co-dominance of both positive and negative AMO and SOI phases, but also a dominance of a positive PDO phase (Fig. 7 a–c). Furthermore, the weighted average rainfall anomalies presented a dominance of negative values and intermediate



**Fig. 5.** Bayesian age–depth model combining radiocarbon and  $^{210}\text{Pb}$  data for sediment core GeoB 13813–4. The six calibrated  $^{14}\text{C}$  dates are depicted with transparent blue, the  $^{210}\text{Pb}$  dates and the extraction year of the core (–59 yr BP, 2009 CE) are shown in transparent horizontal green lines. The age–depth model (grey stippled lines) indicate the 95% confidence interval. Source: Perez et al. (2021). (For interpretation of the references to colour in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)



**Fig. 6.** Top: stratigraphically constrained cluster analysis. Centennial variability (1900–2009 CE) in continental input and marine productivity proxies (Ba/Al and Ti/Al, represented with red and green lines, respectively). Weighted average fit was added to each graph (depicted with a black line). The Spearman correlation coefficient box ( $\rho = 0.9$ ,  $n = 708$ ,  $p \leq 0.01$ ) is shown between the two graphs. (For interpretation of the references to colour in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

Paraná River discharges (Fig. 7 d and e). Similarly, Zone II presented a similar pattern to that observed for Zone I for rainfall anomalies, Paraná River discharges and SOI phases, but also dominance of positive AMO and negative PDO phases were observed (Fig. 7 a–e). Zone III exhibited dominance of El Niño events (i.e., negative SOI), negative AMO and positive PDO phases, together with positive weighted average rainfall anomalies and Paraná River discharges. In fact, the highest and more variable values of the hydroclimatic variables were registered for this zone (Fig. 7 a–e). Finally, Zone IV also presented similar SOI and PDO patterns to those of Zone III, being both zones related to the strongest El Niño events for the last century (i.e., 1981–82 and 1997–98, Rein, 2007) (Fig. 7 b and c). Contrastingly, the uppermost zone exhibited dominance of a positive AMO phase, intermediate values of Paraná River discharge and a decreasing trend in rainfall anomalies (Fig. 7 a–e).

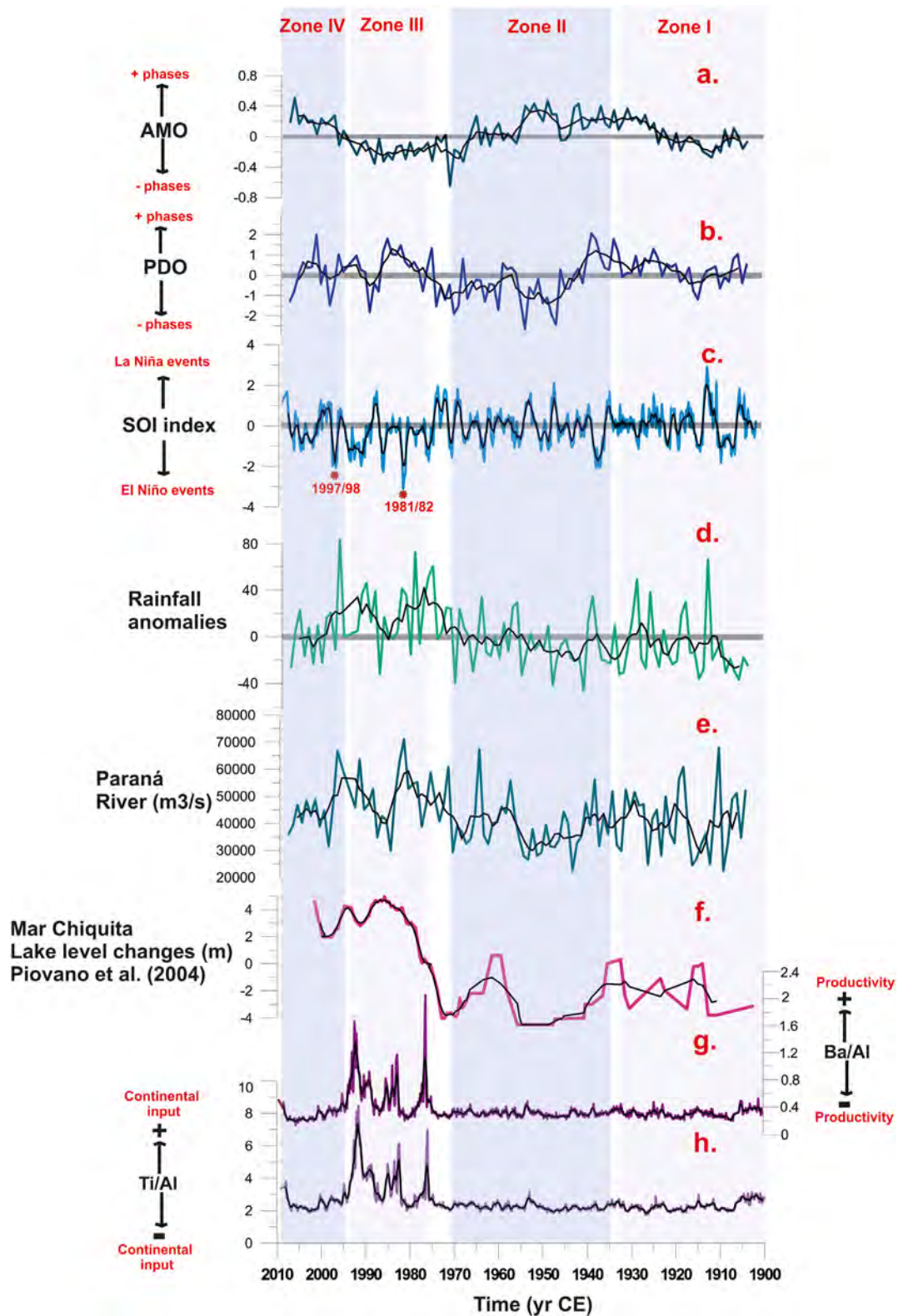
#### 4.3. Correlation of proxies and instrumental hydroclimatic time series

Fig. 8 shows the Spearman's correlation coefficient matrices of the sedimentary proxies (Ti/Al and Ba/Al) and hydroclimatic DJF instrumental data ( $n = 102$ ). The highest significant correlations,  $\rho = 0.6$ , were registered between the Paraná and Uruguay River discharges, and between rainfall anomalies and the Paraná River discharges, while a positive correlation of 0.5 was registered between rainfall and Uruguay River discharge (Fig. 8). In addition, rainfall anomalies presented a negative significant correlation with SOI and AMO (i.e.,  $-0.4$  and  $-0.3$ , respectively), and positive with PDO (0.3) (Fig. 8). Correlations between the CVM, SOI and PDO displayed a negative significant coefficients of  $-0.4$ , and SOI and AMO showed a positive correlation of 0.3. Contrastingly, PDO and AMO were not significantly correlated (Fig. 8). Furthermore, both Paraná and Uruguay River discharges

exhibited a negative correlation of  $-0.3$  with SOI and AMO, but only Paraná River discharge presented a significant positive correlation of 0.3 with PDO. Finally, both Ti/Al and Ba/Al were significantly correlated to rainfall anomalies and Paraná River discharge (i.e., 0.3 and 0.3, respectively), and negatively correlated to AMO (i.e.,  $-0.3$ ) (Fig. 8).

#### 4.4. Wavelet analyses of the proxies and instrumental hydroclimatic time series

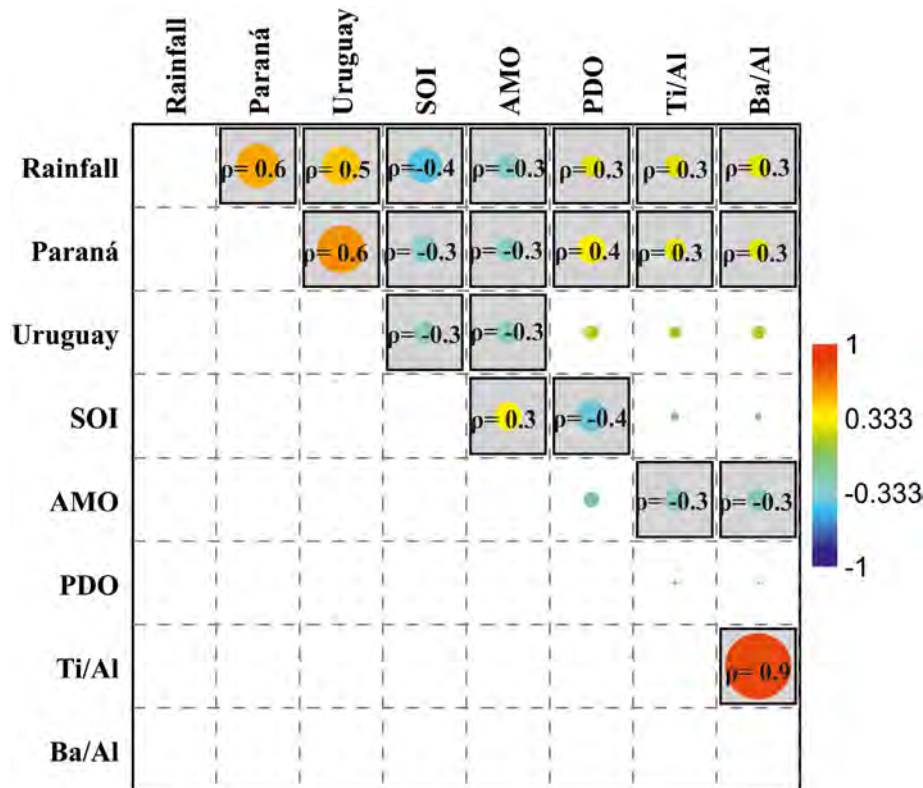
Rainfall anomaly wavelet power spectrum presented high values in the band of 2–8 yr, but it became significant only for the band of 2–4 yr, from 1905 to 1930 and from 1970 to 2008 CE. Furthermore, the average wavelet power spectrum showed peaks of 4–8 yr and 20 yr in the frequency domain (Fig. 9 a). The SOI wavelet power spectrum revealed that this index presented high values in the band between 2 and 8 yr, being the band of 4–8 yr significant throughout the entire time domain, while the band of 2–4 yr became significant only after 1970 CE. Moreover, the average wavelet power spectrum displayed peaks of approximately 6 yr (Fig. 9 b). In addition, PDO presented high values in the bands of 2–10 yr and 16–20 yr throughout the entire time domain. The band of 2–6 yr was significant since 1950 CE onwards, while the period of 20 yr was only significant during 1950–1970 CE. In addition, the PDO average wavelet spectrum showed a peak of 20 yr (Fig. 9 c). The AMO wavelet power spectrum was only significant in the band of 2–4 yr from 1965 CE to the present, and the average of such spectrum presented peaks of 10 and 20–30 yr (Fig. 9 d). Furthermore, Paraná River discharge wavelet power spectrum showed values ranging between 2 and 20 yr throughout the whole time domain, but only became significant in the period band of 2–6 yr for the period from 1905 to 1930 CE. Additionally, the average wavelet power spectrum revealed peaks of



**Fig. 7.** a-d. Instrumental historical data variability in AMO, PDO, SOI and rainfall indexes. e. variability in quarterly data for DJF Paraná River discharges. f. Reconstruction of the lake level changes of Mar Chiquita Lagoon (Piovano et al., 2004). g and h. Historical variability in sedimentary proxies (Ti/Al and Ba/Al). Weighted average fit was added to each graph (depicted with a black line). Zone I through IV are shown in the cluster analysis of Fig. 6.

4, 8–10 and 16–20 yr (Fig. 9 e). The Uruguay River discharge wavelet analysis revealed significant values for the period band of 16–32 yr (from 1970 to 1990 CE) and of 2–16 yr (from 1990 to 2000 CE), and the wavelet average identified peaks of 3, 8 and 25 yr (Fig. 9 f). Finally,

both sedimentary proxies revealed high values of the wavelet power spectra in the band of 2–30 yr from 1970 CE to the present. In this regard, Ti/Al showed significant values in the band of 2–8 yr after 1970 CE, and periods of 2–4 yr from 1930 to 1940 CE, while Ba/Al displayed



**Fig. 8.** Spearman's correlations of time series of the quarterly DJF rainfall anomalies, Paraná and Uruguay River flow time series (DJF), SOI, AMO and PDO climatic indices (DJF), and sedimentary proxies Ti/Al and Ba/Al for the warm season. Significant correlations are indicated with a black square, where positive correlations are depicted with red and negative with light blue.  $n = 102$ ;  $p = 0.01$ . (For interpretation of the references to colour in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

significant values of 2–16 yr after 1970 CE. In addition, both element ratios presented average wavelet peaks of 8 and 16 yr, but Ti/Al also presented a further 30 yr peak (Fig. 9 g and h).

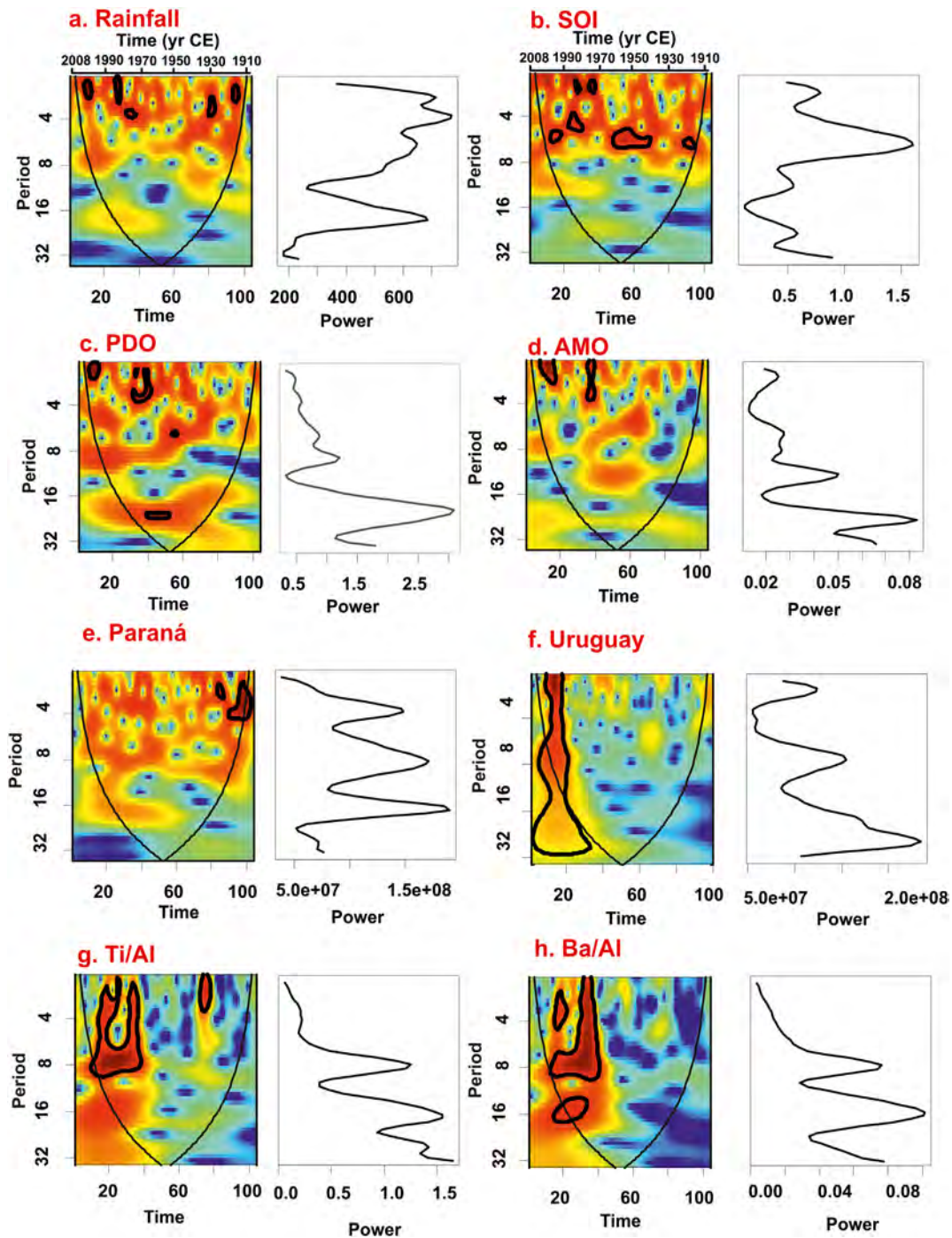
The wavelet coherence between rainfall and SOI was significant for the band of 2–8 yr but before 1970 CE the coherence was only significant in the band of 4–8 yr, while a significant period of 2–6 yr was detected after 1970 CE (Fig. 10 a). Similarly, the wavelet coherence between rainfall and PDO was significant for a period band of 2–8 yr, after 1930 CE and interrupted between 1960 and 1970 CE. Furthermore, the coherence of both times series was significant in the band of 20–30 yr, especially after 1950 CE (Fig. 10 b). The wavelet coherence between rainfall and AMO also displayed significant common cycles for the band of 2–8 yr from 1930 CE to the present (Fig. 10 c). The wavelet coherence between rainfall and Paraná River discharge was significant for the band of 6–10 yr from 1905 to 1950 CE. After 1950 CE, the coherence was significant for the band of 2–8 yr, but it was also very significant for the band of 16–26 yr (Fig. 10 d). The wavelet coherence between rainfall and Ti/Al was significant in a band of 4–10 yr and around 16 yr only after 1970 CE (Fig. 10 e). The Ba/Al coherence with rainfall showed a significant band around 16 yr after 1965 CE, but a significant band of 2–8 yr, especially from 1930 to 1950 CE and after 1970 CE (Fig. 10 f). Finally, wavelet coherence between Paraná discharge and Ti/Al and Ba/Al record displayed a similar association, i.e., a significant band around 16 yr after 1970 CE. In the case of Ti/Al a further band of 2–8 yr rather sporadically distributed throughout the entire time domain was detected, especially from 1908 to 1950 CE (Fig. 10 g and h).

## 5. Discussion

### 5.1. Contemporaneous sedimentation rate

The contemporaneous mud depocenter record for the last 100 yr is associated to the highest sedimentation rate registered over the last

millennium (Perez et al., 2018, 2021; Mourelle et al., 2018). The uppermost 250 cm exhibited the highest net sedimentation rate of  $13 \text{ mm yr}^{-1}$  as also inferred by Marrero et al. (2014) for the last century, which is in close agreement with the combined age depth model presented in Fig. 5 (Perez et al., 2021). The inferred sedimentation rate is extremely high compared to the adjacent Brazil and Argentina inner continental shelf regions (Mahiques et al., 2009, 2020; Mathias et al., 2014), but also to the RdIP middle estuary (i.e., Barra del Indio, Fig. 3 b, Marrero et al., 2014). The high sedimentation rate is a natural consequence of the large contribution of sediments coming from high rainfall and associated river discharge combined with the low hydrodynamic energy within the Paraná paleochannel (Lantzsch et al., 2014; Marrero et al., 2014; Perez et al., 2018, 2021; Mourelle et al., 2018; Hanebuth et al., 2019). Bonachea et al. (2010) studied changes in the contemporaneous sedimentation rates within the RdIP estuary and three sub-basins within its watershed and concluded that there is an intensification in the sedimentation processes after the second half of the 20th Century, which is associated to the geographical human disturbance on land surface (see Fig. 1., Tucci and Clarke, 1998; Bonachea et al., 2010). By comparing our study to that of Bonachea et al. (2010) we observed not only that the sedimentation rate of core GeoB 13813-4 is comparable with the record of Samborombón Bay (outer RdIP estuary, Fig. 3 b) after 1980 (i.e.,  $12 \text{ mm yr}^{-1}$ ), but also that they are both higher than the sedimentation rates registered within the drainage basin. This implies that the erosion and sediment transport within the RdIP drainage basin is being mainly deposited on both margins of the RdIP (Samborombón Bay and RdIP mud depocenter, respectively) depending on the river plume displacement (Framiñan and Brown, 1996; Burrage et al., 2008). Samborombón Bay is a shallow region on the southern coast which is under the influence of the maximum density/turbidity front. On the opposite margin, the Paraná paleo-channel is sequestering most of the particulate material carried by the RdIP river plume northwards (Framiñan and Brown, 1996; Violante et al., 2001; Burrage



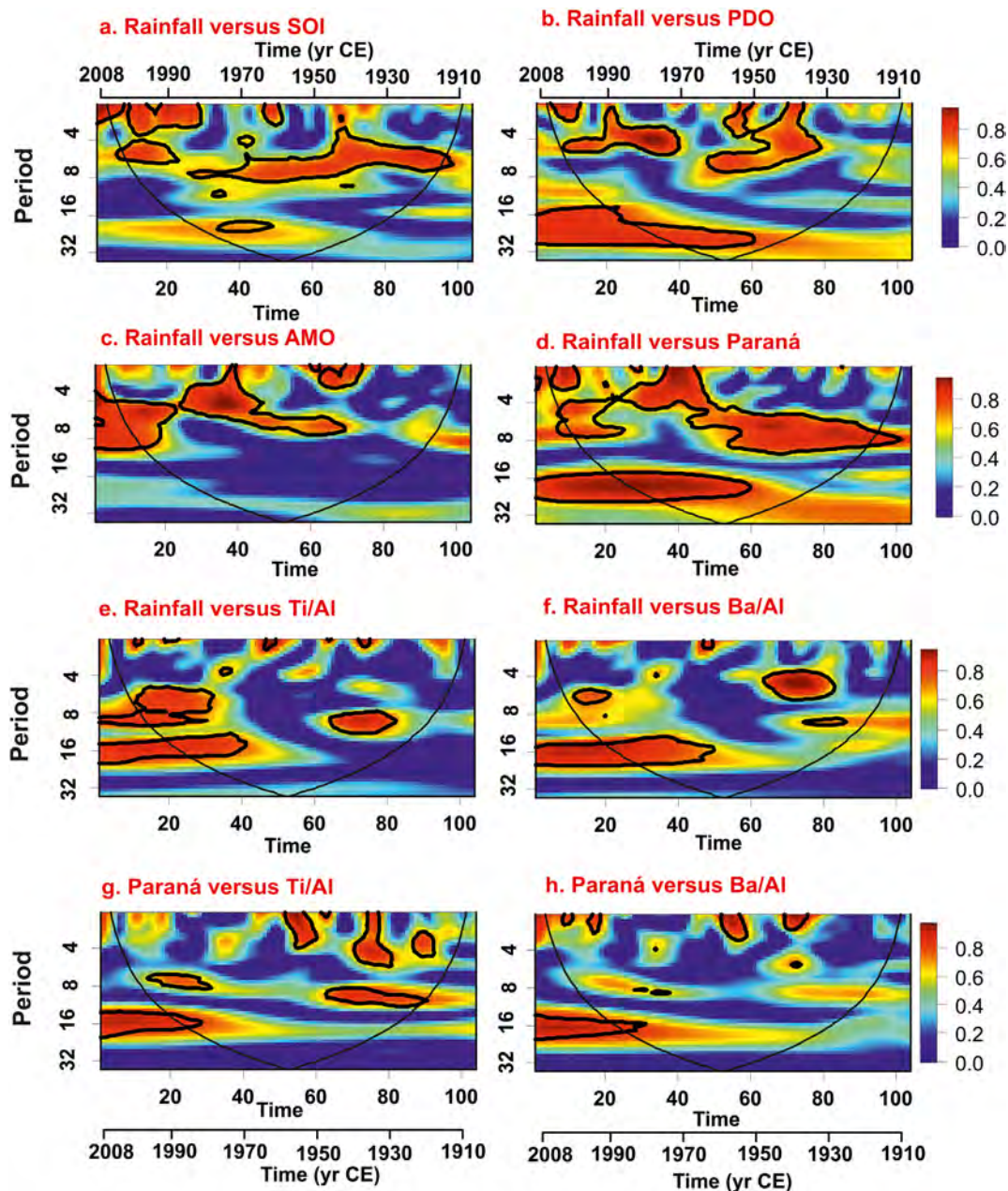
**Fig. 9.** Wavelet power and average wavelet power spectra (left and right, respectively) for the contemporaneous time series of rainfall, SOI, PDO, AMO, Paraná and Uruguay River discharges, Ti/Al and Ba/Al (a through h respectively). The colour code for power values is displayed from dark blue (low values) to dark red (high values). Black lines represent the level of significance ( $\alpha = 5\%$ ) based on 1000 Markov bootstrapped series.  $P$ -values associated to the power values within the region delineated by the black line are lower than 0.05. The black line indicates the cone of influence that delimits the region not influenced by edge effects. The spectral information below the cone is non-significant. (For interpretation of the references to colour in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

et al., 2008; Parker et al., 2008; Hanebuth et al., 2019). Thus, both sides hold a high percentage of fine sediments and sedimentation rates (Urien, 1967; Framiñan and Brown, 1996; Bonachea et al., 2010; Hanebuth et al., 2019).

### 5.2. Contemporaneous proxies and hydroclimatic instrumental general trends: a regional contextualization

The centennial proxy record of continental input of the RdIP mud depocenter is concordant with that of Laguna Mar Chiquita (Fig. 7).

The latter is a large hypersaline lagoon located just further west of the lower RdIP drainage basin, which has experienced important hydrological changes mainly related to rainfall anomalies, and consequently did display significant decadal lake level fluctuations for the last 100 yr (Piovano et al., 2004; Troin et al., 2010; Córdoba et al., 2014; Cuñá-Rodríguez et al., 2020). By comparing our record to that of Laguna Mar Chiquita, we observed very similar trends related to hydroclimatic changes. The good correlation between our record and that of Laguna Mar Chiquita, originates from the fact that rainfall over the region just to the north of the lower Paraná and Salado Rivers drainage basins,



**Fig. 10.** Wavelet coherence between rainfall versus SOI, rainfall versus PDO, rainfall versus AMO, rainfall versus Paraná, rainfall versus Ti/Al, rainfall versus Ba/Al, Paraná versus Ti/Al and Paraná versus Ba/Al (a through h, respectively). Colour code from dark blue (low values) to dark red (high values) are presented to the right of the plot, and the black lines indicate the significant cone of influence that delimits the region not influenced by edge effects. Black lines represent the level of significance ( $\alpha = 5\%$ ) computed based on 1000 Markov bootstrapped series. P-values associated to the coherence values within the region delineated by the black line are lower than 0.05. (For interpretation of the references to colour in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

exhibits the highest correlations with our RdIP river discharge proxy data for the last century. The good correspondence between our record and that of Laguna Mar Chiquita is an additional evidence that, at least for the contemporaneous record, the source of the sediments deposited in the RdIP mud depocenter comes mostly from the lower Paraná.

From the beginning of 20th Century to ca. 1970 CE both low and less variable values were inferred from our proxy record, which corresponds well to the low lake levels of Mar Chiquita because such a period was related to negative weighted average values of rainfall anomalies (Piovano et al., 2004; Córdoba et al., 2014; Cuña-Rodríguez et al., 2020). After 1970 CE, we observed the highest positive rainfall anomalies, which were correlated with the highest RdIP discharge, continental input and marine productivity proxies but also to the highest lake levels

of Laguna Mar Chiquita (Fig. 7). In this sense, after 1970 CE, an increase in rainfall by 10–15% was concomitant with a net increase by 30% in the RdIP river flow (Tucci et al., 2000; Berbery and Barros, 2002; Magrin et al., 2005; Milliman et al., 2008; Maciel et al., 2013; ADT, 2016). Such increases in both rainfall and river discharge after 1970 CE are consistent with both the increase in SALLJ frequency (ADT, 2016), and the longer occurrence of the SAMS (Carvalho et al., 2010; Jones and Carvalho, 2013). The period prior to 1970 CE is climatically related to both positive and negative ENSO and PDO and dominance of positive AMO phases, while the period post 1970 CE is associated to a dominance of positive ENSO and PDO and negative AMO phases, respectively (Fig. 7). Furthermore, the zonation registered for the RdIP sedimentary record presented in the cluster analysis of Fig. 6 is concordant with the behavior

of the Paraná River. In this regard, [García and Vargas \(1998\)](#) studied the changes in the mean discharges of the Paraná River around 1940 and 1970 CE. They inferred a negative trend until 1940 CE, followed by no trend from 1940 to 1970 CE, and finally a positive trend from 1970 to 1998 CE. Thus, our proxies of continental input and marine productivity changes appear to be also modulated by the anomalies of the Paraná River which are naturally modulated by rainfall.

### 5.3. Statistical coherence between proxy data and hydroclimatic instrumental observations

Spearman's analyses between hydroclimatic instrumental and proxy data indicate overall strong significant correlations between rainfall and the CVM, i.e., SOI, PDO and AMO ( $\rho = -0.4, 0.3$  and  $-0.3$ , respectively) ([Fig. 8](#)). Thus, the northeastern Argentina rainfall was directly influenced by the CVM time series for the last 100 yr, consistent with the literature ([Córdoba et al., 2014](#); [Barreiro et al., 2014](#)). [Fig. 2](#) revealed a positive correlation between rainfall anomalies in northeastern Argentina and both ENSO and PDO, and a negative correlation with AMO. The same relationships were obtained not only in the Spearman's analyses, but also in the wavelet plots. In this regard, the wavelet time series analyses showed that rainfall anomalies vary coherently with the three CVM at different time scales. Rainfall displayed distinct cycles within the time series within the inter-annual variability band (also observed for ENSO and PDO, but also for AMO, i.e., 2–8 yr cycles). Furthermore, we detected a decadal variability of ca. 20 yr which was also observed for AMO and PDO ([Fig. 9](#)). Furthermore, the analysis of coherence between rainfall and the CVM, indicated that there is a strong correlation among such climatic modes and the rainfall anomalies ([Fig. 10](#)). In this regard, the coherence with ENSO displayed common cycles in the band of 2–8 yr. The same coherence in rainfall and PDO and AMO was observed after 1930 CE, and presented common decadal oscillation cycles of ca. 20–30 yr. Such hydrological variability was previously studied by [Barreiro et al. \(2014\)](#) who inferred a strong decadal variability in northern Argentina rainfall patterns, corresponding to AMO and PDO, as well to the inter-annual variability related to ENSO. All detected correlations are due to the fact that rainfall within the RdIP drainage basin is influenced by both the Tropical Pacific and Atlantic sea surface temperature anomalies (SST). It has been previously shown that the signal from the different ocean basins can interact destructively/constructively thus diminishing/increasing rainfall anomalies in subtropical South America and that their collective impact exerts interdecadal variability ([Martín-Gómez et al., 2016](#)). For example, [Kayano and Andreoli \(2007\)](#) studied the relationship between ENSO, PDO and South American rainfall patterns, and inferred evidence that PDO generates differences in the strength of ENSO teleconnections. Such teleconnections are constructive/ destructive when ENSO and PDO are in the same/ opposite phase ([Andreoli and Kayano, 2005](#); [Kayano and Andreoli, 2007](#); [Garreaud et al., 2009](#)). Furthermore, there is evidence that conditions over the tropical Atlantic can modulate the impact of ENSO during summer ([Barreiro and Tippmann, 2008](#)). Thus, this study is in close agreement with elsewhere studies showing similar results to those presented here for the RdIP drainage basin. In this sense, other researchers have shown that decadal to multidecadal climate modes of variability in the Pacific Ocean modulated ENSO teleconnections (both frequency and magnitude), implying among others, multi- decadal flood and drought risk in North America and Australia ([Gershunov and Barnett, 1998](#); [Franks, 2002](#); [Kiem et al., 2003](#); [Kiem and Franks, 2004](#); [Verdon et al., 2004](#); [Fuentes-Franco et al., 2016](#)).

The Spearman's correlation analyses between rainfall and the Paraná and Uruguay River discharges yielded high correlation coefficients ( $\rho = 0.6$  and  $0.5$ , respectively). Accordingly, both Paraná and Uruguay rivers also presented inter-annual cycles (i.e., 2–8 yr), as indicated by the average power spectra, although the wavelet spectra were more attenuated, especially in the case of Paraná River ([Fig. 9](#)). The coherence

analyses between rainfall and Paraná River discharge presented common oscillation cycles at the interannual ENSO band, and only after 1950 CE a decadal component was observed (16–25 yr) ([Fig. 10](#)). Such results of interannual (ENSO frequency) and decadal variability (15–17 yr) were previously reported for RdIP discharges and SACZ activities ([Robertson and Mechoso, 1998, 2000](#); [Robertson et al., 2001](#); [Nogués-Paegle, 2002](#); [Barros et al., 2006](#); [Maciel et al., 2013](#); [Meis and Llano, 2018](#)). Furthermore, interannual, quasi-decadal, and quasi-bidecadal periodicity were registered in the flow of many RdIP tributaries ([Depetris and Pasquini, 2007b](#)). At decadal timescale high river discharge was determined associated to anomalously cool SSTs over the tropical North Atlantic ([Robertson and Mechoso, 1998](#)).

We registered significant positive Spearman's correlation between rainfall and the sedimentary proxies ( $\rho = 0.3$ ), between proxies and Paraná River discharge ( $\rho = 0.3$ ), and a significant negative correlation between proxies and AMO ( $\rho = -0.3$ ) ([Fig. 8](#)). In addition, the proxy wavelet analyses displayed significant cycles of 2–8 yr and of 20 yr (especially for Ba/Al) ([Fig. 9](#)), which are related to the inter-annual ENSO and the decadal PDO and AMO variability. The coherence analyses between rainfall/ Paraná and both proxies displayed in both cases common cycles at the ENSO band. As a consequence of the above rainfall anomalies recorded in summer during El Niño, there is also an increase in the RdIP river flows during such El Niño events ([Ropelewski and Halpert, 1987](#); [Berri et al., 2002](#); [Barreiro, 2010](#); [García-Rodríguez et al., 2014](#)). Thus, the sedimentary proxies, rainfall anomalies and river flow display all oscillation cycles in the same interannual ENSO frequency ([Figs. 9 and 10](#)). Furthermore, the coherence analyses between rainfall/ Paraná and both proxies registered a decadal cycle correlation especially after 1970 CE ([Fig. 10](#)), most probably related to PDO and AMO. Thus, CVM through atmospheric teleconnection patterns modulate rainfall changes in the northeastern part of the RdIP drainage basin, which in turns influence both hydrology and terrigenous export. As result, CVM determined the sediment transport and deposition within the RdIP mud depocenter, with a marked decadal and multi-decadal hydrological variability, especially after 1970's ([Maciel et al., 2013](#); [Barreiro et al., 2014](#); [Jacques-Coper and Garreaud, 2014](#)). [Perez et al. \(2018 and 2021\)](#) inferred multi-decadal oscillation cycles for the last millennium (i.e., 50 yr cycles), which were related to AMO. In addition, such a cyclicity was significant and even more intense after 1500 CE, associated to the onset of high continental input within the RdIP mud depocenter ([Perez et al., 2021](#)). In this regard, AMO has been previously reported as a dominant multi- decadal mode modulating SAMS and SACZ activities ([Chiessi et al., 2009](#); [Apaéstegui et al., 2014](#); [Novello et al., 2012](#)), thus influencing RdIP runoff and sediment input into the SWAO ([Perez et al., 2017, 2018, 2021](#)). Thus, it seems that the hydrology of the drainage basin is mainly controlled by the multi-decadal AMO, which is in turn modulated by ENSO and PDO variability at inter-annual and decadal time scales.

### 5.4. The 1970's hydroclimatic shift and the sedimentary response

The highest values of Ti/Al and Ba/Al over the last millennium within the RdIP mud depocenter were registered from 1970 to 2000 CE ([Perez et al., 2018, 2021](#)). The latter is associated with a clear shift in most of the hydroclimatic instrumental data after 1970 CE ([Fig. 7](#)). Such a climatic shift after 1970 CE was extensively registered elsewhere and is related to a change in the regimes of the Tropical Pacific and Atlantic SST ([Minobe, 1997](#); [Huang et al., 2005](#); [Meehl et al., 2009](#); [Cook et al., 2007](#); [Vance et al., 2015](#)).

Rainfall anomalies and Paraná River discharge displayed both the highest values during the 1970's hydroclimatic shift (under a negative phase of AMO, positive PDO and predominant El Niño phases). Both tropical Pacific and Atlantic Oceans are the main drivers of SESA rainfall, being the latter partly responsible for the wetting trend observed during this period, as cold tropical Atlantic SST anomalies have been shown to drive wet SESA conditions ([Seager et al., 2010](#)). Accordingly, during

such a period of positive PDO and negative AMO the strongest El Niño events were recorded (1982/1983 and 1997/1998) not only for the last century but also for the last millennium (Depetris and Kempe, 1990; Rein, 2007; Cai et al., 2014). Such very strong events have caused several floodings, and economic and social losses within South America, but also to other regions (Depetris and Kempe, 1990; Depetris et al., 1996; Camilloni and Barros, 2003; Kane, 2006; Cai et al., 2014; ADT, 2016). The climatic shift documented after 1970 was also observed in Australia, New Zealand, eastern Asia and southern and western Africa, where a drying trend was inferred (Dai et al., 1998; Vance et al., 2015; Verdon-Kidd and Kiem, 2014). In addition, and similar to SESA trends (Jacques-Coper and Garreaud, 2014 and references therein) other studies detected a wetting trend in east Antarctica, Mexico, southwest North America and Alaska (Huang et al., 2005; Cook et al., 2004, 2007; Hartmann and Wendler, 2005; Van Ommen and Morgan, 2010).

### 5.5. El Niño events and their continental input imprint within the RdIP mud depocenter

The RdIP drainage basin is one of the most affected regions in the world by ENSO (ADT, 2016), and according to Berri et al. (2002), a total of 26 El Niño events were registered during the last century. In the case of the continental input record presented in this paper, we registered 36 Ti/Al peaks that exceed the 75th percentile of the time series, and from the 26 El Niño events registered by Berri et al. (2002), at least 22 exceeded such percentile and were concordant with the Ti/Al peaks (Fig. 11). Thus, our record of continental input appears to reflect the influence of El Niño events from Berri et al. (2002) with an efficiency of 85%. At least for the contemporaneous record our evidences indicate that the RdIP mud depocenter holds an outstanding record of El Niño over the last century. In this regard, continental material input, related both to natural and human forcing, determined marine productivity changes through increased freshwater input (Acha et al., 2008; Moller et al., 2008; Machado et al., 2013; García-Rodríguez et al., 2014; Mourelle et al., 2018; Brugnoli et al., 2019; Aubriot et al., 2020; Perez et al., 2021; Kruk et al., 2021). Therefore maximum pulses of continental export to the SWAO, related to El Niño events, imply a higher marine productivity, mainly related to northerly wind pattern and upwelling in the adjacent continental shelf (Machado et al., 2013; García-Rodríguez et al., 2014; Brugnoli et al., 2019). Within the climatic change context, one can expect that such RdIP mud belt sedimentary record will be further affected in the future as greenhouse warming is projected to lead to a significant increase in the frequency of strong El Niño events (Cai et al., 2014), as well as increasing rainfall in the RdIP basin and thus RdIP river runoff for the 21st Century (Vera et al., 2006; Saurral, 2010; Diaz et al., 2013).

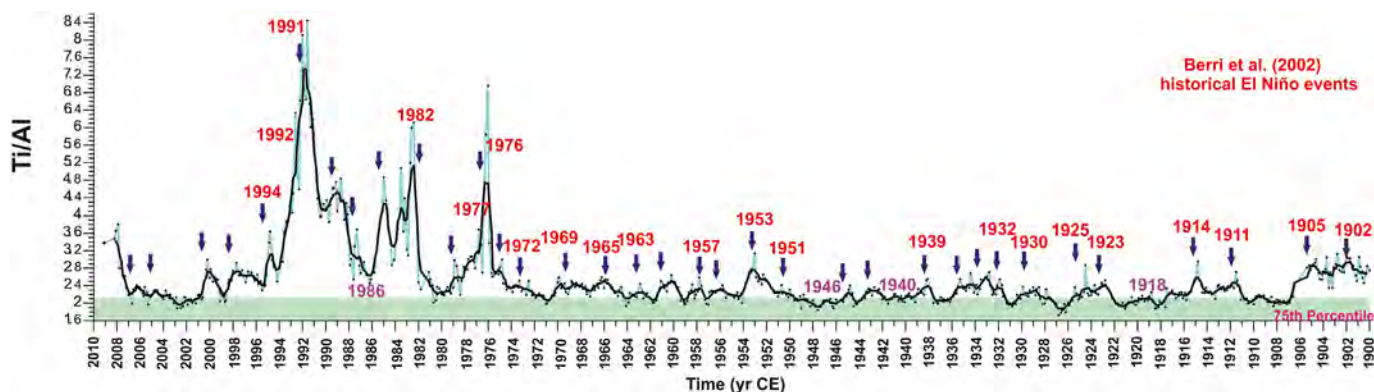
### 5.6. Anthropogenic impact, soil erosion and the sedimentary expression

The hydrographic condition after 1970s should be not only interpreted as a response to climate variability leading to increased rainfall and river discharge, but also to the anthropogenic impact associated with land use change and dam construction (Tucci and Clarke, 1998; Tucci, 2000; Magrin et al., 2005; ADT, 2016).

As mentioned above, Perez et al. (2021) did not find any additional period similar in frequency and magnitude in the sedimentary record over the last millennium as that of 1970–2000 CE (four times higher than the average for the last millennium). The analyses of the reconstructed climate variability modes ENSO, PDO and AMO (Li et al., 2011; MacDonald and Case, 2005; Mann et al., 2009), provided evidence of the existence of similar climatic periods during the last millennium to the period of 1970–2000 CE (i.e., dominance of positive PDO and ENSO phases and negative AMO phase (Perez et al., 2021)). However, no evidence of such a highest frequency and magnitude within the proxy data was recorded before 1970 CE. Thus, we propose that the sedimentological response (the contemporaneous input of continental material and concomitant increase in marine productivity within the inner shelf) to the hydrological conditions after 1970 CE should be not only interpreted as a response of climate variability leading to increased rainfall and river discharge, but also linked to the anthropogenic impact associated with land use change and dam construction (Tucci and Clarke, 1998; Tucci, 2000; Magrin et al., 2005; ADT, 2016).

Land use changes are primarily related to agriculture and cattle/sheep raising, deforestation and urbanization (Baldi and Paruelo, 2008; ADT, 2016). An intensification of deforestation and agricultural activities of crop mainly related to soy production was registered after 1960–1970 CE, which altogether led to a significant decrease in the natural coverage (up to 95% loss in some areas; Tucci and Clarke, 1998; Tucci, 2000; Margin et al., 2005; Baldi and Paruelo, 2008). Furthermore, from 1965 to 1985 CE up to 150 major dams were constructed mainly in the upper Paraná River, which exerted a significant impact on the RdIP flow regime and sediment transport (Depetris and Pasquini, 2007a). The hydrographic conditions related to higher rainfall and river discharge but also the onset of strong anthropogenic impacts after 1970s, determined increasing erosion, floods, changes in vegetation, increasing sedimentation rates and high deposition of sediments within dams (Tucci and Clarke, 1998; Tucci, 2000; Depetris and Pasquini, 2007a; Bonachea et al., 2010). Furthermore, such a degradation of land due to mainly agriculture intensification and of crop monocultures in northern Argentina is generating soil erosion (Fig. 1c) and large amounts of suspended sediments which cause navigation problems in the lower Paraná River (Baldi and Paruelo, 2008).

It is noticeable that the lower Paraná River does not hold significant dam impact within its drainage basin (Fig. 1), so that sediment export



**Fig. 11.** Ti/Al variability as a proxy for continental input for the last 100 years. The green frame indicates the 75th percentile and blue arrows identify those Ti/Al peaks exceeding such a percentile. The historical El Niño events reported by Berri et al. (2002) which are concordant with the recorded Ti/Al peaks represented with red numbers. Those El Niño events not concordant with the proxy data are represented with violet numbers. (For interpretation of the references to colour in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)



within the lower basin would be effectively transported to the continental shelf, at least prior to 1994 CE. After 1994 CE the Yacyretá Dam became operative, one of the biggest dams of the RdIP drainage basin, located in the lower Paraná basin (Canziani et al., 2006; Bauni et al., 2015; ADT, 2016). We inferred therefore, that the decreasing trend observed in proxy data after 1995 CE is a combined result of the reducing trend in the hydrological variables, together with the potential capability of sequestration of the terrigenous export within the Yacyretá Dam (Canziani et al., 2006; Depetris and Pasquini, 2007a; Bonachea et al., 2010; ADT, 2016).

Other studies also recorded significant anthropogenic impacts in the RdIP mud depocenter contemporaneous sediments. Using biological and geochemical proxies (i.e., diatoms and other microalgae, pollen and C and N isotopes and XRF element ratios), other authors inferred changes in nutrient input, increasing metals content related to human activities, catchment modifications and onset of exotic species such as *Pinnus* sp. (Perez et al., 2016 and 2017; Mourelle et al., 2018; Hanebuth et al., 2019), especially after 1950 CE when eutrophication intensified. Thus, the significant current human activities over the RdIP drainage basin, in addition to the hydrological changes related to climatic change, are expected to aggravate eutrophication problems in the RdIP and adjacent coastal zone.

### 5.7. Study limitations

The RdIP mudbelt is a sedimentary facies mostly distributed parallel to the Uruguayan coast, but it is also formed below the estuarine salinity/turbidity front, i.e., the so called Barra del Indio, and to a lesser extent it is set parallel to the coast of Argentina within the Samborombón Bay (Fig. 3 b). The present study has only analyzed a sediment core collected from the paleochannel of the Paraná River. However, it is necessary to attain a comprehensive geographical knowledge by collecting sediment cores from all regions of the sedimentary facies and scan them. This will allow further inferring the effect of centennial hydroclimatic processes and anthropogenic impact on the whole system.

Furthermore, from the XRF data set introduced in this paper, it is not possible to discriminate the natural forcing from anthropogenic impact. However, previous studies did introduce robust evidence that during the last century, the natural variability is indeed linked to anthropogenic impacts, because of increased nutrient input, trace metal content related to industry and agriculture especially after 1950 CE (Perez et al., 2016 and 2017; Mourelle et al., 2018; Hanebuth et al., 2019).

## 6. Concluding remarks

The exceptional mudbelt sedimentary record offers the scientific opportunity of reliably comparing direct hydroclimatic observations recorded for the last 100 years to proxy data and to discuss them in terms of the natural versus anthropogenic variability within the system. The correlations of the contemporaneous record and the instrumental data indicated a good correspondence of the RdIP river discharge with rainfall from Northeastern Argentina (lower Paraná drainage basin) during summer. Such rainfall anomalies are modulated at inter-annual time scales by ENSO, and at decadal and multi-decadal by the PDO and the AMO, and finally determined the RdIP river flow changes. Thus, the natural hydrological and proxy variability are modulated by these climate variability modes.

We observed further evidence that changes in the regimes of the Tropical Pacific and Atlantic SST not only modulated the ENSO teleconnections but also the regional climatic shift recorded after 1970 CE. In accordance with other studies from the RdIP drainage basin, we further detected a significant hydroclimatic change after 1970 CE leading to wetter conditions, which had been also previously recorded for other parts of the world (i.e., east Antarctica, Mexico, southwest North America and Alaska). In the particular case of the RdIP mud depocenter the continental input led to increased marine productivity.

The strong change in the proxy data after 1970 CE registered for the RdIP mud depocenter was fully recorded in the lake level changes inferences from Laguna Mar Chiquita (located in Northern Argentina). After 1970 CE, our proxies of continental input and marine productivity changes presented values up to four times higher than the average for the last millennium, and we related them to a mixture of natural climate variability but also to anthropogenic impact. Such period after 1970 is related to a shift in climate with dominance of positive ENSO and PDO, and negative AMO phases. This climatic scenario, which induced increasing rainfall and runoff over most of the drainage basin, combined with an intensification of land use change having accumulative natural and cultural impact. The main anthropogenic impact in the watershed is the intensification of agricultural activities of crop, mostly soy beans, which in addition to increasing rainfall and runoff led to increasing soil erosion. We further propose that the decreasing trend observed in proxy data after 1995 CE is the result of the reducing trend in the hydrological variables together with the anthropogenic impact of the Yacyretá Dam (one of the biggest dam construction from the RdIP drainage basin, located in the lower Paraná basin) which after becoming operative, could have eventually sequestered terrigenous export associated with the higher erosion from the increased land use intensification after 1995.

### CRedit authorship contribution statement

**Laura Perez:** Conceptualization, Methodology, Formal analysis, Investigation, Writing – original draft, Writing – review & editing, Visualization, Supervision. **Marcelo Barreiro:** Methodology, Formal analysis, Writing – review & editing, Resources, Visualization. **Ismael Etchevers:** Methodology, Formal analysis, Visualization. **Carolina Crisci:** Methodology, Formal analysis, Visualization. **Felipe García-Rodríguez:** Conceptualization, Methodology, Resources, Investigation, Writing – original draft, Writing – review & editing, Resources, Visualization, Funding acquisition, Supervision.

### Declaration of competing interest

The authors declare that they have no known competing financial interests or personal relationships that could have appeared to influence the work reported in this paper.

### Acknowledgments

The Deutscher Akademischer Austauschdienst (DAAD) funded the research visit and the scanning time in Bremen (FGR). This research used data acquired at the XRF Core Scanner Lab at the MARUM – Center for Marine Environmental Sciences, University of Bremen, Germany, where Hendrik Lantzsich and Thomas Westerhold are especially acknowledged. PEDECIBA-Geociencias and SNI-ANII provided financial aid. Thanks to Conselho Nacional de Pesquisa CNPq for the research grant 304007/2019-6 to F. García-Rodríguez. We thank Sebastain Krastel, Till Hanebuth and all the scientists and crew of Meteor Cruise M78/3 for collecting the cores. We would also like to thank two anonymous reviewers that provided very helpful comments that improved this paper. This paper is dedicated to the memory of Juan Clemente (1961–2020), Uruguayan limnologist with expertise on chironomid ecology and taxonomy.

### References

- Acha, E.M., Mianzan, H.W., Guerrero, R.A., Favero, M., Bava, J., 2004. Marine fronts at the continental shelves of austral South America: physical and ecological processes. *J. Marine Syst.* 44, 83–105.
- Acha, E.M., Mianzan, H.W., Guerrero, R., Carreto, J., Giberto, D., Montoya, N., Carignan, M., 2008. An overview of physical and ecological processes in the Rio de la Plata Estuary. *Cont. Shelf Res.* 28, 1579–1588.
- ADT, 2016. Análisis Diagnóstico Transfronterizo (ADT) de la Cuenca del Plata. Programa Marco para la gestión sostenible de los recursos hídricos de la Cuenca del Plata, en

- relación con los efectos de la variabilidad y el cambio climático. 1<sup>a</sup> edición. - Ciudad Autónoma de Buenos Aires: Comité Intergubernamental Coordinador de los Países de la Cuenca del Plata -CIC ; Estados Unidos: Organización de los Estados Americanos - OEA. 308 pp. ISBN 978-987-46456-8-5.
- Andreoli, R., Kayano, M.T., 2005. ENSO-related rainfall anomalies in South America and associated circulation features during warm and cold Pacific decadal oscillation regimes. *Int. J. Climatol.* 25, 2017–2030.
- Apaéstegui, J., Cruz, F.W., Sifeddine, A., Vuille, M., Espinoza, J.C., Guyot, J.L., Khodri, M., Strikis, N., Santos, R.V., Cheng, H., Edwards, L., Carvalho, E., Santini, W., 2014. Hydroclimate variability of the northwestern Amazon Basin near the Andean foothills of Peru related to the South American Monsoon System during the last 1600 years. *Clim. Past* 10, 1967–1981. <https://doi.org/10.5194/cp-10-1967-2014>.
- Aubriot, L., Zabaleta, B., Bordet, F., Sienna, D., Rizzo, J., Achkar, M., Somma, A., 2020. Assessing the origin of a massive cyanobacterial bloom in the Río de la Plata (2019): towards an early warning system. *Water Res.* 181, 115944. <https://doi.org/10.1016/j.watres.2020.115944>.
- Ayup-Zouaini, R.N., 1988. Algunas consideraciones sobre o intercambio sedimentar entre o Río de La Plata exterior e a plataforma Continental adjacente. Informe Unesco sobre Ciencias del Mar, pp. 38–47.
- Baldi, G., Paruelo, J.M., 2008. Land-use and land cover dynamics in South American temperate grasslands. *Ecol. Soc.* 13 (2), 6.
- Barreiro, M., 2010. Influence of ENSO and the South Atlantic Ocean on climate predictability over Southeastern South America. *Clim. Dynam.* 35, 1493–1508.
- Barreiro, M., Tippmann, A., 2008. Atlantic modulation of El Niño influence on summertime rainfall over southeastern South America. *Geophys. Res. Lett.* 35, L16704. <https://doi.org/10.1029/2008GL035019>.
- Barreiro, M., Díaz, N., Renom, M., 2014. Role of the global oceans and land-atmosphere interaction on summertime interdecadal variability over northern Argentina. *Clim. Dyn.* 42, 1733–1753.
- Barros, V., Grimm, A., Robertson, A., Núñez, M., 2006. Caracterización del clima de la cuenca del Plata. *REGA* 3 (2), 13–28.
- Bauni, V., Schivo, F., Capmourtes, V., Homborg, M., 2015. Ecosystem Loss Assessment Following Hydroelectric Dam Flooding: The Case of Yacuyretá, Argentina. Remote Sensing Applications, Society and Environment, pp. 50–60 <https://doi.org/10.1016/j.rsase.2015.06.003>.
- Bender, V.B., Hanebuth, T.J.J., Chiesi, C.M., 2013. Holocene shifts of the subtropical shelf front off Southeastern South America controlled by high and low latitude atmospheric forcings. *Paleoceanography* 28, 1–10. [Doi: 10.1002/palo.20044](https://doi.org/10.1002/palo.20044).
- Berbery, H., Barros, V.R., 2002. The hydrologic cycle of the La Plata basin in South America. *J. Hydrometeorol.* 3, 630–645.
- Berri, G.J., Ghiotto, M.A., García, N.O., 2002. The influence of ENSO in the flows of the upper Paraná River of South America over the past 100 years. *J. Hydrometeorol.* 3, 57–65.
- Bianchi, M., 2007. Biogeochemistry of estuaries. Oxford University Press, Texas. Pp: 700.
- Blaauw, M., Christen, J.A., 2011. Flexible paleoclimate age-depth models using an autoregressive gamma process. *Bay. Anal.* 6, 457–474.
- Bonachea, J., Bruschi, V.M., Hurtado, M.A., Forte, L.M., da Silva, R., Etcheverry, M., Cavallotto, J.L., Dantas, M.F., Pejon, O.J., Zuquette, L.Z., Bezerra, M.A.O., Remondo, J., Rivas, V., Gómez-Arozamena, J., Fernández, G., Cendrero, A., 2010. Natural and human forcing in recent geomorphic change; case studies in the Río de la Plata basin. *Sci. Total Environ.* 408, 2674–2695. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2010.03.000>.
- Borrelli, P., Robinson, D.A., Fleischer, L.R., Lugato, E., Ballabio, C., Alewell, C., Panagos, P., 2017. An assessment of the global impact of 21st century land use change on soil erosion. *Nat. Commun.* 8 (1). <https://doi.org/10.1038/s41467-017-02142-7>.
- Boyle, J.F., 2001. Inorganic geochemical methods in paleolimnology. In: Last, W.M., Smol, J.P. (Eds.), *Tracking Environmental Change Using Lake Sediments: Physical and Geochemical Methods*. vol. 2. Kluwer, Dordrecht, pp. 83–141.
- Brugnoli, E., Brena, B., Venturin, V., Muniz, P., Rodríguez, A., García-Rodríguez, F., 2019. Assessing multimetric trophic state variability during an ENSO event in a large regional estuary (Río de la Plata, South America). *Reg. Stud. Mar. Sci.* <https://doi.org/10.1016/j.rsma.2019.100565>.
- Buchhorn, M., Smets, B., Bertels, L., Lesiv, M., Tsendbazar, N.-E., Herold, M., Fritz, S., 2019. Copernicus Global Land Service: Land Cover 100m: Epoch 2015: Globe. <https://doi.org/10.5281/ZENODO.3243509>.
- Burone, L., Ortega, L., Franco-Fraguas, P., Mahiques, M., García-Rodríguez, F., Venturini, N., Marin, Y., Brugnoli, E., Nagai, R., Muniz, P., Bicego, M., Figueira, R., Salaroli, A., 2013. A multiproxy study between the Río de la Plata and the adjacent South-western Atlantic inner shelf to assess the sediment footprint of river vs. marine influence. *Cont. shelf Res.* 55, 141–154.
- Burrage, D., Wesson, J., Martinez, C., Perez, T., Moller, O., Piola, A., 2008. Patos Lagoon outflow within the Río de la Plata plume using an airborne salinity mapper: Observing an embedded plume. *Cont. Shelf Res.* <https://doi.org/10.1016/j.csr.2007.02.014>.
- Cai, W., Borlace, S., Lengaigne, M., van Rensch, A., Collins, M., Vecchi, G., Timmermann, A., Santos, A., McPhaden, M.J., Wu, L., England, M.H., Wang, G., Guiyardi, E., Jin, F., 2014. Increasing frequency of extreme El Niño events due to greenhouse warming. *Nat.* 511–516.
- Camilloni, I., Barros, V., 2003. Extreme discharge events in the Paraná River and their climate forcing. *J. Hydrol.* 278, 94–106.
- Canziani, G.A., Ferrati, R., Rossi, C., Ruiz-Moreno, D., 2006. The influence of climate and dam construction on the Ibera wetlands, Argentina. *Reg. Environ. Change* 6 (4), 181–191. <https://doi.org/10.1007/s10113-006-0018-9>.
- Carvalho, L.M.V., Jones, C., 2009. Zona de convergencia do Atlântico Sul. In: Iracema, F., Ferreira, N., da Silva, G.A., Dias, M.A.F. (Eds.), *Tempo e clima no Brasil*. Sao Paulo SP, Brasil (468 pp).
- Carvalho, L.M.V., Jones, C., Silva, A.E., Liebmann, B., Silva Dias, P.L., 2010. Short communication the south American monsoon system and the 1970s climate transition. *Int. J. Climatol.* [DOI https://doi.org/10.1002/joc.2147](https://doi.org/10.1002/joc.2147).
- Castillo, A., Valdés, J., Sifeddine, A., Reyss, J.-L., Bouloubassi, I., Ortlieb, L., 2017. Changes in biological productivity and ocean-climatic fluctuations during the last ~1.5kyr in the Humboldt ecosystem off northern Chile (27°S): A multiproxy approach: *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 485, 798–815.
- Cazelles, B., Chavez, M., Berteaux, D., Menard, F., Vik, J.O., Jenouvrier, S., Stenseth, N.C., 2008. Wavelet analysis of ecological time series. *Oecologia* 156, 287–304. <https://doi.org/10.1007/s00442-008-0993-2>.
- Chatfield, C., 1989. *The Analysis of Time Series: An Introduction*. 4<sup>th</sup> Edition, Chapman and Hall, New York. Pp: 120.
- Chiessi, C.M., Multiza, S., Patzold, J., Wefer, G., Marengo, J.A., 2009. Possible impact of the Atlantic multidecadal oscillation on the South American summer monsoon. *Geophys. Res. Lett.* 36, L21707. <https://doi.org/10.1029/2009GL039914>.
- Cook, E.R., Woodhouse, C.A., Eakin, C.M., Meko, D.M., Stahle, D.W., 2004. Long-term aridity changes in the western United States. *Science* 306, 1015–1018.
- Cook, E.R., Seager, R., Cane, M.A., Stahle, D.W., 2007. North American drought: reconstructions, causes, and consequences. *Earth Sci. Rev.* 81 (1–2), 93–134. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2006.12.002>.
- Córdoba, F.E., Guerra, L., Cuña-Rodríguez, C., Sylvestre, F., Piovano, E., 2014. Una visión paleolimnológica de la variabilidad hidroclimática reciente en el centro de Argentina: desde la pequeña edad de hielo al Siglo XXI. *Lat. Am. J. Sedimentol. Basin Anal.* 21 (2), 139–163.
- Croudace, I.W., Lowemark, L., Tjallingii, R., Zolitschka, B., 2019. Current perspectives on the capabilities of high resolution XRF core scanners. *Quat. Int.* 514, 5–15.
- Cuña-Rodríguez, C., Piovano, E.L., García-Rodríguez, F., Sylvestre, F., Rostek, F., Bernasconi, S., Ariztegui, D., 2020. Paleolimnological record of the Pampean plains (Argentina) as a natural archive of South American hydroclimatic variability since the LGM to the Current Warm Period. *Quat. Sci. Rev.* 250, 106675. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2020.106675>.
- Dai, A., Trenberth, K.E., Karl, T.R., 1998. Global variations in droughts and wet spells: 1900–1995. *Geophys. Res. Lett.* 25 (17), 3367–3370.
- Depetris, P.J., Kempe, S., 1990. The impact of the El Niño event on the Paraná River, its discharge and carbon transport. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol. (Global and Planetary Change Section)*. 89, 239–244.
- Depetris, P.J., Pasquini, A.L., 2007a. The geochemistry of the Paraná river: an overview. In: Parma, M.J. (Ed.), *Limnology of a Subtropical Wetland*. Springer-Verlag, Berlin Heidelberg, pp. 144–174.
- Depetris, P.J., Pasquini, A.L., 2007b. Discharge trends and flow dynamics of southern South American rivers draining the southern Atlantic seaboard: an overview. *J. Hydrol.* 333, 385–399. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2006.09.005>.
- Depetris, P.J., Kempe, S., Latif, M., Mook, W.G., 1996. ENSO-controlled flooding in the Paraná River (1904–1991). *Naturwissenschaften* 83, 127–129.
- Depetris, P.J., Probst, J.-L., Pasquini, A.L., Gaiero, D.M., 2003. The geochemical characteristics of the Paraná River suspended sediment load: an initial assessment. *Hydrol. Process* 17, 1267–1277. <https://doi.org/10.1002/hyp.1283>.
- Díaz, A., Studzinski, C.D., Mechoso, C.R., 1998. Relationships between precipitation anomalies in Uruguay and southern Brazil and sea surface temperature in the Pacific and Atlantic oceans. *J. Clim.* 11, 251–271.
- Díaz, A., Maciel, F., Saurral, R., 2013. Multi-annual variability of streamflow in La Plata Basin. Part II: simulations for the twenty-first century. *Int. J. River Basin Manag.* 11 (4), 361–371. <https://doi.org/10.1080/15715124.2014.880708>.
- Doyle M., Barros V., 2002. Midsummer low-level circulation and precipitation in subtropical South America and related sea surface temperature anomalies in the South Atlantic. *J. Climate*. 15, 3394–3410.
- Dymond, J., Suess, E., Lyle, M., 1992. Barium in deep-sea sediment: a geochemical proxy for paleoproductivity. *Paleoceanography* 7, 163–181.
- Fick, S.E., Hijmans, R.J., 2017. WorldClim 2: new 1-km spatial resolution climate surfaces for global land areas. *Int. J. Climatol.* 37 (12), 4302–4315. <https://doi.org/10.1002/joc.5086>.
- Framiñan, M.B., Brown, O.B., 1996. Study of the Río de la Plata turbidity front, part I: spatial and temporal distribution. *Cont. Shelf Res.* 16 (10), 1259–1282.
- Franco-Fraguas, P., Burone, L., Mahiques, M., Ortega, L., Urien, M., Muñoz, A., López, G., Marin, Y., Carranza, A., Lahuerta, N., de Mello, C., 2014. Hydrodynamic and geomorphological controls on surface sedimentation at the Subtropical Shelf Front - Brazil-Malvinas Confluence transition off Uruguay (Southwestern Atlantic Continental Margin). *Mar. Geol.* 319, 24–36. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2013.12.010>.
- Franks, S.W., 2002. Identification of a change in climate state using regional flood data. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 6 (1), 11–16.
- Fuentes-Franco, R., Giorgi, F., Coppola, E., Kucharski, F., 2016. The role of ENSO and PDO in variability of winter precipitation over North America from twenty first century CMIP5 projections. *Clim. Dyn.* 46, 259–3277. <https://doi.org/10.1007/s00382-015-2767-y>.
- García, S., Kayano, M., 2010. Some evidence on the relationship between the South American monsoon and the Atlantic ITCZ. *Theor. Appl. Climatol.* 99, 29–38.
- García, N.O., Vargas, W.M., 1996. The spatial variability of runoff and precipitation in the Río de la Plata basin. *Hydrolog. Sci. J.* 41, 279–299.
- García-Rodríguez, F., Hutton, M., Brugnoli, E., Venturini, N., del Puerto, L., Inda, H., Bracco, R., Burone, L., Muniz, P., 2010. Assessing the effect of natural variability and human impacts on the environmental quality of a coastal metropolitan area (Montevideo Bay, Uruguay). *PANAMJAS*. 5 (1), 90–99.
- García, N.O., Vargas, W.M., 1998. The temporal climatic variability in the 'río de la plata' basin displayed by the river discharges. *Clim. Change* 38, 359–379. <https://doi.org/10.1023/A:1005386530866>.

- García-Rodríguez, F., Brugnoli, E., Muniz, P., Venturini, N., Burone, L., Hutton, M., Rodríguez, M., Pita, A., Kandraticius, N., Perez, L., Verocai, J., 2014. Warm-phase ENSO events modulate the continental freshwater input and the trophic state of sediments in a large South American estuary. *Mar. Freshw. Res.* 65, 1–11.
- Garreaud, R.D., Vuille, M., Compagnucci, R., Marengo, J., 2009. Present-day South American climate. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol.* 281 (3–4), 180–195.
- Gershunov, A., Barnett, T.P., 1998. Interdecadal modulation of ENSO teleconnections. *Bull. Am. Meteorol. Soc.* 79 (12), 2715–2725.
- Goldberg, E.D., Arrhenius, G.O.S., 1958. Geochemistry of pacific pelagic sediments. *Geochim. Cosmochim. Acta* 13, 153–212.
- Grimm, A.M., Barros, V.R., Doyle, M.E., 2000. Climate variability in southern South America associated with El Niño and La Niña events. *J. Clim.* 13, 35–58.
- Haberzettl, T., Corbella, H., Fey, M., Jassen, S., Lücke, A., Mayr, C., Ohlendorf, C., Wulf, S., Zolitschka, B., 2007. Late glacial and Holocene wet-dry cycles in southern Patagonia: chronology, sedimentology and geochemistry of a lacustrine record from Laguna Potrok Aike, Argentina. *The Holocene* 17 (3), 297–310. <https://doi.org/10.1177/0959683607076437>.
- Hammer, Ø., 2010. *Time Series Analysis with PAST*. University Oslo, Website of the Natural History Museum (18 pp).
- Hammer, Ø., Harper, D.A.T., Ryan, P.D., 2001. PAST: paleontological statistics software package for education and data analysis. *Palaeontol. Electron.* 4, 1–9.
- Hanebuth, T.J.J., Lantzsich, H., García-Rodríguez, F., Perez, L., 2019. Currents controlling sedimentation: paleo-hydrodynamic variability inferred from the continental-shelf system off SE South America (Uruguay). In: Muniz, P., Conde, D., Venturini, N., Brugnoli, E. (eds), *Ciencias Marino Costeras en el Umbral del Siglo XXI: Desafíos en Latinoamérica y el Caribe (XV COLACMAR)*.
- Hartmann, B., Wendler, G., 2005. The significance of the 1976 pacific climate shift in the climatology of Alaska. *J. Clim.* 18, 4824–4839. <https://doi.org/10.1175/JCLI3532.1>.
- Huang, H.-P., Seager, R., Kushnir, Y., 2005. The 1976/77 transition in precipitation over the Americas and the influence of tropical sea surface temperature. *Clim. Dyn.* 24, 721–740. <https://doi.org/10.1007/s00382-005-0015-6>.
- Jacques-Coper, M., Garreaud, R., 2014. Characterization of the 1970s climate shift in South America. *Int. J. Climatol.* DOI <https://doi.org/10.1002/joc.4120>.
- Jones, C., Carvalho, L.M.V., 2013. Climate change in the South American monsoon system: present climate and CMIP5 projections. *J. Clim.* 26 (17), 6660–6678. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-12-00412.1>.
- Kane, R.P., 2006. Unstable ENSO relationship with Indian regional rainfall. *Int. J. Climatol.* 26 (6), 771–783. <https://doi.org/10.1002/joc.1281>.
- Kayano, M.T., Andreoli, R.V., 2007. Relation of South American summer rainfall interannual variations with the Pacific Decadal Oscillation. *Int. J. Climatol.* 27, 531–540.
- Kiem, A.S., Franks, S.W., 2004. Multi-decadal variability of drought risk-Eastern Australia. *Hydro. Process.* 18, 2039–2050. <https://doi.org/10.1002/hyp.1460>.
- Kiem, A.S., Franks, S.W., Kuczera, G., 2003. Multi-decadal variability of flood risk. *Geophys. Res. Lett.* 30 (2), 1035. <https://doi.org/10.1029/2002GL015992>.
- Krastel, S., Wefer, G., Hanebuth, T.J.J., 2011. Sediment dynamics and geohazards off Uruguay and the de la Plata River region (northern Argentina and Uruguay). *Geo-Mar. Lett.* 31, 271–283. <https://doi.org/10.1007/s00367-011-0232-4>.
- Krastel, S., Wefer, G., and cruise participants, 2012. Report and preliminary results of RV METEOR Cruise M78/3. Sediment transport off Uruguay and Argentina: From the shelf to the deep sea. 19.05.2009–06.07.2009. Montevideo (Uruguay) – Montevideo (Uruguay). *Berichte, Fachbereich Geowissenschaften, Universität Bremen*, 285, pp 79.
- Krepper, C.M., García, N.O., Jones, P.D., 2003. Interannual variability in the Uruguay River basin. *Int. J. Climatol.* 23, 103–115. <https://doi.org/10.1002/joc.853>.
- Kruk, C., Martínez, A., Martínez de la Escalera, G., Trinchin, R., Manta, G., Segura, A.M., Piccini, C., Brena, B., Yannicelli, B., Fabiano, G., Calliari, D., 2021. Rapid freshwater discharge on the coastal ocean as a mean of long distance spreading of an unprecedented toxic cyanobacteria bloom. *Sci. Total Environ.* 754, 142362. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2020.142362>.
- Lantzsich, H., Hanebuth, T.J.J., Chiessi, C.M., Schwenk, T., Violante, R., 2014. A high-supply sedimentary system controlled by strong hydrodynamic conditions (the continental margin off the Plata Estuary during the late Quaternary). *Quat. Res.* 81 (2), 339–354.
- Last, W.M., Smol, J.P., 2001. An introduction to physical and geochemical methods used in paleolimnology. In: Last, W.M., Smol, J.P. (Eds.), *Tracking Environmental Change Using Lake Sediments. Physical and Geochemical Methods vol. 2*. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, The Netherlands, pp. 1–6.
- Li, J., Xie, S.-P., Cook, E.R., Huang, G., D'Arrigo, R., Liu, F., Ma, J., Zheng, X.T., 2011. Interdecadal modulation of El Niño amplitude during the past millennium. *Nat. 1*. <https://doi.org/10.1038/NCLIMATE1086>.
- MacDonald, G.M., Case, R.A., 2005. Variations in the Pacific Decadal Oscillation over the past millennium. *Geophys. Res. Lett.* 32, L08703. <https://doi.org/10.1029/2005GL022478>.
- Machado, I., Barreiro, M., Calliari, D., 2013. Variability of chlorophyll-a in the southwestern Atlantic from satellite images: seasonal cycle and ENSO influences. *Cont. Shelf Res.* 53, 102–109.
- Maciel, F., Díaz, A., Terra, R., 2013. Multi-annual variability of streamflow in La Plata Basin. Part I: Observations and Links to Global Climate. *River Basin Manag. Int. J.* <https://doi.org/10.1080/15715124.2013.847843>.
- Magrin, G.O., Travasso, M.I., Rodríguez, G.R., 2005. Changes in climate and crop production during the 20th century in Argentina. *Clim. Chang.* 72, 229–249.
- Mahiques, M.M., Wainer, I.K.C., Burone, L., Nagai, R., Sousa, S.H.M., Lopes, Figueira, R.C., da Silva, I.C.A., Bicego, M.C., Alves, D.P.V., Hammer, O., 2009. A high-resolution Holocene record on the Southern Brazilian shelf: Paleoenvironmental implications. *Quat. Int.* 206, 52–61. DOI: <https://doi.org/10.1038/NCLIMATE1086>.
- Mahiques, M.M., Lopes Figueira, R., de Mello, C., Sousa, S.H., dos Santos, R.F., Ferreira, P.A.L., Kim, B.S.M., Cazzoli, S., Goya, M.C.S.N., Bicego, M.C., 2020. Sedimentation on the southern Brazilian shelf mud depocenters: insights on potential source areas. *J. S. Am. Earth Sci.* 100, 102577.
- Mann, M.E., Zhang, Z., Rutherford, S., Bradley, R., Hughes, M.K., Shindell, D., Ammann, C., Faluvegi, G., Fensholt, N., 2009. Global signatures and dynamical origins of the little ice age and medieval climate anomaly. *SCI.* 326, 1256–1259.
- Mantua, N.J., Hare, S.R., Zhang, Y., Wallace, J.M., Francis, R.C., 1997. A Pacific Interdecadal climate oscillation with impacts on salmon production. *B. Am. Meteorol. Soc.* 78, 1069–1079.
- Marrero, A., Tudurí, A., Perez, L., Cuña, C., Muniz, P., Lopes, F.R.C., Mahiques, M.M., Alves, L.F.P., Pittauerová, D., Hanebuth, T.J.J., 2014. Cambios históricos en el aporte terrígeno de la cuenca del Río de la Plata sobre la plataforma interna Uruguaya. *Lat. Am. J. Sedimentol. Basin Anal.* 21, 165–179.
- Martín-Gómez, V., Hernández-García, E., Barreiro, M., López, C., 2016. Interdecadal variability of southeastern South America rainfall and moisture sources during the austral summertime. *J. Clim.* 29, 6751–6763. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-15-0803.1>.
- Masson-Delmotte, V., Schulz, M., Abe-Ouchi, A., Beer, L., Ganopolski, A., González Rouco, J.F., Jansen, E., Lambeck, K., Luterbacher, J., Naish, T., Osborn, T., Otto-Bliesner, B., Quinn, T., Ramesh, R., Rojas, M., Shao, X., Timmermann, A., 2013. Information from Paleoclimate Archives. In: *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* (eds: Stocker, T.F., Qin, X., Plattner, G.-K., Tignor, M., Allen, S.K., Boschung, J., Nauels, A., Xia, Y., Bex, V., Midgley, P.M.). Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- Mathias, G.L., Nagai, R., Trindade, R.I.F., Mahiques, M.M., 2014. Magnetic fingerprint of the late Holocene inception of the Río de la Plata plume onto the southeast Brazilian shelf. *Palaeo.* 415. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2014.03.034>.
- Meehl, G.A., Hu, A., Santer, B.D., 2009. The mid-1970s climate shift in the Pacific and the relative roles of forced versus inherent decadal variability. *J. Clim.* 22, 780–792. <https://doi.org/10.1175/2008JCLI2522.1>.
- Meis, M., Llano, M.P., 2018. Hydrostatistical study of the Paraná and Uruguay Rivers. *Int. J. River Basin Management*. DOI <https://doi.org/10.1080/15715124.2018.1446962>.
- Milliman, J.D., Farnsworth, K.L., 2011. *River discharge to the coastal ocean: a global synthesis*. Cambridge University Press, Cambridge.
- Milliman, J.D., Meade, R.H., 1983. World-wide delivery of river sediment to the oceans. *J. Geol.* 91, 1.
- Milliman, J.D., Farnsworth, K.L., Jones, P.D., Xu, K.H., Smith, L.C., 2008. Climatic and anthropogenic factors affecting river discharge to the global ocean, 1951–2000. *Glob. Planet. Chang.* 62, 187–194.
- Minobe, S., 1997. A 50–70 year climatic oscillation over the North Pacific and North America. *Geoph. Res. Lett.* 24 (6), 683–686.
- Moller, O.O. Jr., Piola, A.R., Freitas, A.C., Campos, E., 2008. The effects of river discharge and seasonal winds on the shelf off southeastern South America. *Cont. Shelf Res.* 28 (13), 1603–1624.
- Mourelle, D., Perez, L., Hanebuth, T.J.J., Lantzsich, H., García-Rodríguez, F., 2018. Climatic, environmental and oceanographic changes over the past millennium, reconstructed from a palynological record on the inner Uruguayan continental shelf. *J. Sediment. Environ.* 3 (4), 234–252.
- Newkom, R., Gergis, J., 2012. Southern Hemisphere high-resolution paleoclimatic records of the last 2000 years. *The Holocene* 22 (5), 501–524.
- Nogués-Peagles, J., coauthors, 2002. Progress in pan American Clivar Research: understanding the South American Monsoon. *Meteorologica*. 27 (1–2), 1–30.
- Novello, F., Cruz, F.W., Karmann, I., Burns, S.J., Strikis, N., Vuille, M., Cheng, H., Edwards, L., Santos, R.V., Frigo, E., Barreto, E.A.S., 2012. Multidecadal climate variability in Brazil's Nordeste during the last 3000 years based on speleothem isotope records. *Geophys. Res. Lett.* 39, L23706. <https://doi.org/10.1029/2012GL053936>.
- van Oldenborgh, G.J., te Raa, L.A., Dijkstra, H.A., Philip, S.Y., 2009. Frequency- or amplitude-dependent effects of the Atlantic meridional overturning on the tropical Pacific Ocean. *Ocean Sci.* 5, 293–301. <https://doi.org/10.5194/os-5-293-2009>.
- Parker, G., Violante, R.A., Paterlini, C.M., Cavallotto, J.L., 2008. *Las Secuencias Deposicionales del Plioceno-Cuaternario en la Plataforma Submarina adyacente al Litoral del Este Bonaerense*. *Lat. Am. J. Sedimentol. Basin Anal.* 15 (2), 105–124.
- Penalba, O.C., Rivera, J.A., 2016. Precipitation response to El Niño/La Niña events in Southern South America—emphasis in regional drought occurrences. *Adv. Geosci.* 42, 1–14. <https://doi.org/10.5194/adgeo-42-1-2016>.
- Perez, L., García-Rodríguez, F., Hanebuth, T.J.J., 2016. Variability in terrigenous sediment supply offshore of the Río de la Plata (Uruguay) recording the continental climatic history over the past 1200 years. *Clim. Past* 12, 623–634. <https://doi.org/10.5194/cp-12-623-2016>.
- Perez, L., García-Rodríguez, F., Hanebuth, T.J.J., 2017. Paleosalinity changes in the Río de la Plata estuary and on the adjacent Uruguayan continental shelf over the past 1200 cal ka BP: an approach using diatoms as proxy, in: *Applications of paleoenvironmental techniques in estuarine studies, Developments in Paleoenvironmental Research (DPER)*. Weckström, K., Saunders, P., Skilbeck, G. (Eds), Springer.
- Perez, L., Crisci, C., Hanebuth, T.J.J., Lantzsich, H., Perera, G., Rodríguez, M., Pérez, A., Fornaro, L., García-Rodríguez, F., 2018. Climatic oscillations modulating the Late Holocene fluvial discharge and terrigenous material supply from the Río de la Plata into the Southwestern Atlantic Ocean. *J. Sediment. Environ.* 3 (4), 205–219.
- Perez, L., Crisci, C., Lüning, S., de Mahiques, M.M., García-Rodríguez, F., 2021. Last millennium intensification of decadal and interannual river discharge cycles into the Southwestern Atlantic Ocean increases shelf productivity. *Glob. Planet. Chang.* 196, 103367. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2020.103367>.
- Piola, A.R., Matano, R.P., Palma, E.D., Moller, Jr.O.O., Campos, E.J.D., 2005. The influence of the Plata River discharge on the western South Atlantic shelf. *Geophys. Res. Lett.* 32, L01603. DOI: <https://doi.org/10.1029/2004GL021638>.
- Piola, A.R., Moller, O.O., Guerrero, R.A., Campos, E.J.D., 2008. Variability of the subtropical shelf front off eastern South America: Winter 2003 and summer 2004. *Cont. Shelf Res.* 28, 1639–1648. <https://doi.org/10.1016/j.csr.2008.03.013>.

- Piovano, E.L., Ariztegui, D., Bernasconi, S.M., Mckenzie, J.A., 2004. Stable isotopic record of hydrological changes in subtropical laguna Mar Chiquita (Argentina) over the last 230 years. *Holocene*. 14 (4), 525–535.
- Prakash Babu, C., Brumsack, H.-J., Schnetger, B., Bottcher, M.E., 2002. Barium as a productivity proxy in continental margin sediments: a study from the eastern Arabian Sea. *Mar. Geol.* 184, 189–206.
- Razik, S., Chiessi, C.M., Romero, O.E., von Dobeneck, T., 2013. Interaction of the South American Monsoon System and the Southern Westerly Wind Belt during the last 14 kyr. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 374, 28–40.
- Rein, B., 2007. How do the 1982/83 and 1997/98 El Niños rank in a geological record from Peru? *Quat. Int.* 161, 56–66.
- Robertson, A.W., Mechoso, C.R., 1998. Interannual and decadal cycles in river flows of Southeastern South America. *J. Clim.* 11, 2579–2581.
- Robertson, A.W., Mechoso, C.R., 2000. Interannual and interdecadal variability of the South Atlantic Convergence Zone. *Mon. Weather Rev.* 128, 2947–2957.
- Robertson, A.W., Mechoso, C.R., García, N.O., 2001. Interannual prediction of the Paraná river. *Geophys. Res. Lett.* 28 (22), 4235–4238.
- Ropelewski, C.F., Halpert, M.S., 1987. Global and regional scale precipitation patterns associated with the El Niño/Southern Oscillation. *Mon. Weather Rev.* 115, 1606–1626.
- Ropelewski, C.F., Jones, P.D., 1987. An extension of the Tahiti–Darwin Southern Oscillation index. *Mon. Weather Rev.* 115, 2161–2165.
- Saurral, R.I., 2010. The hydrologic cycle of the La Plata Basin in the WCRP-CMIP3 multimodel dataset. *J. Hydrometeorol.* 11 (5), 1083–1102.
- Seager, R., Naik, N., Baethgen, W., Robertson, A., Kushnir, Y., Nakamura, J., Jurburg, S., 2010. Tropical oceanic causes of interannual to multidecadal precipitation variability in Southeast South America over the past century. *J. Clim.* 23, 5517–5539.
- Smol, J.P., 2008. Pollution of lakes and rivers, a paleoenvironmental perspective. 2<sup>nd</sup> ed. Editorial Blackwell. Pp: 383.
- Syvitski, J.P.M., Vorosmarty, C.J., Kettner, A.J., Green, P., 2005. Impact of humans on the flux of terrestrial sediment to the global coastal ocean. *Science*. 308, 376–380.
- Taffs, K.H., Saunders, K.M., Weckström, K., Gell, P.A., Skilbeck, C.G., 2017. Introduction to the application of paleoecological techniques in estuaries. In: Weckström, K., Saunders, P., Skilbeck, G. (Eds.), *Applications of Paleoenvironmental Techniques in Estuarine Studies, Developments in Paleoenvironmental Research (DPER)*. Springer, pp. 1–7 (Chapter 1).
- Torrence, C., Compo, G.P., 1998. A practical guide to wavelet analysis. *BAMS*. 79, 61–78.
- Troin, M., Vallet-Coulomb, C., Sylvestre, F., Piovano, E., 2010. Hydrological modeling of a closed lake (Laguna Mar Chiquita, Argentina) in the context of 20th century climatic changes. *J. Hydrol.* 393. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2010.08.019>.
- Tucci, C.E.M., 2000. Some scientific challenges in the development of South America's water resources. *Hydrolog. Sci. J.* 46 (6), 937–946. <https://doi.org/10.1080/02626660109492887>.
- Tucci, C.E.M., Clarke, R.T., 1998. Environmental issues in the La Plata Basin. *J. Water Resour. Dev.* 14, 157–174.
- Tudurí A., Bergamino, L., Violante, R., Cavallotto, J.L., García-Rodríguez, F., 2018. Spatial and temporal variation in the present and historical sedimentary organic matter within the Río de la Plata estuary (South America) in relation to the turbidity/salinity gradient. *J. Sediment. Environ.* 3 (4), 265–279. [doi:10.12957/jse.2018.39152](https://doi.org/10.12957/jse.2018.39152).
- Urien, C.M., 1967. Los sedimentos modernos de Río de la Plata Exterior. *Publ. H-106, Servicio de Hidrografía Naval, Armada Argentina*. 4 (2), 113–213.
- Urien, C.M., Ewing, M., 1974. Recent sediments and environment of southern Brazil, Uruguay, Buenos Aires, and Rio Negro continental shelf. In: Burk, C.A., Drake, C.L. (eds). *The Geology of Continental Margins*. Springer, New York, pp157–177.
- Van Ommen, T.D., Morgan, V., 2010. Snowfall increase in coastal East Antarctica linked with southwest Western Australian drought. *Nat. Geosci.* 3, 267–272. [doi:10.1038/NNGEO761](https://doi.org/10.1038/NNGEO761), 2010.
- Vance, T.R., Roberts, J.L., Plummer, C.T., Kiem, A.S., van Ommen, T.D., 2015. Interdecadal Pacific variability and eastern Australian mega-droughts over the last millennium. *Geophys. Res. Lett.* 42, 129–137. <https://doi.org/10.1002/2014GL062447>.
- Vera, C., Silvestri, G., Liebmann, B., González, P.M.L., 2006. Climate change scenarios for seasonal precipitation in South America from IPCC-AR4 models. *Geophys. Res. Lett.* 33 (13), 1–4 L13707. <https://doi.org/10.1029/2006GL025759>.
- Verdon, D.C., Wyatt, A.M., Kiem, A.S., Franks, S.W., 2004. Multidecadal variability of rainfall and streamflow: Eastern Australia. *Water Resour. Res.* 40, 10. <https://doi.org/10.1029/2004WR003234>.
- Verdon-Kidd, D.C., Kiem, A.S., 2014. Synchronicity of historical dry spells in the Southern Hemisphere. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 18, 2257–2264. <https://doi.org/10.5194/hess-18-2257-2014>.
- Villalba, R., 2007. Tree-ring evidence for tropical-extratropical influences on climate variability along the Andes in South America. *PAGES News* 15 (2), 23–25.
- Violante, R.A., Parker, G., Cavallotto, J.L., 2001. Evolución de las llanuras costeras del este bonaerense entre la bahía Samborombón y la laguna Mar Chiquita durante el Holoceno. *Rev. Asoc. Geol. Argent.* 56, 51–66.
- Wefer, G., Berger, W.H., Bijma, J., Fischer, G., 1999. Clues to ocean history: a brief overview of proxies. In: Fischer, G., Wefer, G. (eds.) *Use of proxies in paleoceanography: Examples from the South Atlantic*. Universitat Bremen, Springer. Pp: 734.
- Zembruscki, S., 1979. Geomorfologia da margem continental sul brasileira e das bacias oceanicas adjacentes. In: Chaves, H.A.F. (Ed.). *Geomorfologia da margem continental Brasileira e das areasoceanicas adjacentes, Projeto REMAC n° 7, Rio de Janeiro*, 129–174.

---

## **Last millennium intensification of decadal and interannual river discharge cycles into the Southwestern Atlantic Ocean increases shelf productivity**

---

PEREZ, L., CRISCI, C., LÜNING, S., DE MAHIQUES, M.M. & GARCÍA-RODRÍGUEZ, F.

2021

Global and Planetary Change 196:103367



## Last millennium intensification of decadal and interannual river discharge cycles into the Southwestern Atlantic Ocean increases shelf productivity

Laura Perez<sup>a,\*</sup>, Carolina Crisci<sup>a</sup>, Sebastian Lüning<sup>b</sup>, Michel Michaelovitch de Mahiques<sup>c</sup>, Felipe García-Rodríguez<sup>a,d</sup>

<sup>a</sup> Centro Universitario Regional del Este, CURE-Rocha, Ruta 9 intersección Ruta 15, Rocha, Uruguay

<sup>b</sup> Institute for Hydrography, Geocology and Climate Sciences, Hauptstraße 47, 6315 Ägeri, Switzerland

<sup>c</sup> IO-USP Sao Paulo Oceanographic Institute of the University of São Paulo, Praça do Oceanográfico, 191, 05508-120 São Paulo, SP, Brazil

<sup>d</sup> Universidade Federal do Rio Grande, Instituto de Oceanografia, Programa de Pós-Graduação em Oceanologia, Rio Grande, Brazil

### ARTICLE INFO

#### Keywords:

Climatic modes of oscillation  
Climatic change  
Productivity  
Río de la Plata  
Time series analyses  
XRF scanning

### ABSTRACT

Large rivers represent transitional environments between the coast and the open ocean which discharge is influenced by both climate and anthropogenic impacts. In general, historical information on river discharges does not extend beyond 100-yr data series. This is the case of the Río de la Plata (RdIP) watershed, which represents a very important geographic region sensitive to El Niño Southern Oscillation (ENSO). Thus, this study analyzes a continuous millennial, high-resolution record of river discharge oscillation cycles into the ocean and associated productivity changes. We used two 10-m-long sediment cores retrieved from the high-resolution RdIP mud depocenter from the inner continental shelf off Uruguay, namely GeoB 13813-4 and GeoB 13817-2. The first sediment core yielded a mean linear sedimentation rate of 9.7 mm yr<sup>-1</sup>, while the second exhibited a lower resolution, with a mean rate of 7.1 mm yr<sup>-1</sup>. Differences in the sedimentation rate are attributed to the distance to the continental source. We performed 2-mm-step-size XRF scanning and used the Ti/Al, Fe/K, Fe/Ca and Si/Al element ratios as proxies for terrigenous supply into the Southwestern Atlantic Ocean (SWAO), and Fe/Mn as a proxy of the redox conditions. At the same time, Ba/Al ratios recorded productivity changes. We detected significant cycles of 50, 20, 10, 2–7 yr, and less than 1 yr for most of the element ratios of both cores. We inferred that cyclicity was related to the Climatic Modes of Oscillation (CMO): Atlantic Multidecadal Oscillation (AMO), Pacific Decadal Oscillation (PDO), Southern Annular Mode (SAM) and ENSO. The CMO play a crucial role in modulating the geochemical characteristic of the terrigenous fine sediments, building up the RdIP mud depocenter. The process of millennial intensification of river discharge, and the associated increase in productivity, were both modulated by the ENSO mode of variability, particularly after the onset of the Little Ice Age (LIA) especially after 1500 CE. During the LIA, ENSO displayed mostly decadal cycles, whilst after the end of the LIA and onset of the Current Warm Period (CWP), the cyclicity intensified to half-decade cycles. After 1970s, river discharge attained maximum magnitude and frequency as a sign of combined natural and anthropogenic forcing, but we also inferred a concomitant increase in productivity. Herein, we introduce evidence that global warming is causing an intensification of the inter-annual hydro-climatic variability within SESA and land-use practices (mainly intensification of soya crops and deforestation) are producing significant soil erosion after 1970. This intensification represents an early warning signal to anticipate a further increase in continental input and productivity within SWAO, which holds both regional and global implications.

**Abbreviations:** RdIP, Río de la Plata; SWAO, Southwestern Atlantic Ocean; SESA, Southeastern South America; CMO, Climatic Modes of Oscillation; ENSO, El Niño Southern Oscillation; PDO, Pacific Decadal Oscillation; AMO, Atlantic Multidecadal Oscillation; SAM, Southern Annular Mode; ITCZ, Intertropical Convergence Zone; SAMS, South American Monsoon System; SACZ, South Atlantic Convergence Zone; SWW, Southern Hemisphere westerly wind belt system; SST, Sea Surface Temperature; PPW, Plata Plume Water; STSF, Subtropical Shelf Front; STSW, Subtropical Shelf Water; SASW, Subantarctic Shelf Water; MCA, Medieval Climatic Anomaly; LIA, Little Ice Age; CWP, Current Warm Period..

\* Corresponding author at: Centro Universitario Regional del Este, CURE-Rocha, Ruta 9 intersección Ruta 15, 27000 Rocha, Uruguay.

E-mail address: [lperez@cure.edu.uy](mailto:lperez@cure.edu.uy) (L. Perez).

<https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2020.103367>

Received 30 April 2020; Received in revised form 22 September 2020; Accepted 27 October 2020

Available online 31 October 2020

0921-8181/© 2020 Elsevier B.V. All rights reserved.

## 1. Introduction

The study of natural systems aiming to assess global climatic changes requires data acquisition and analysis at different scales of variability, which encompass daily, annual, decadal, centennial, and millennial processes. Environmental databases dealing with direct observations are mostly available from daily to decadal variability and effectively resolve scientific questions of monitoring relevance. From multi-decadal and centennial to millennial processes, one of the most important sources of evidence is the sedimentary record (Smol, 2008). The statistical properties of such records arise from the resolution and continuity of the information. Since marine mud depocenters hold outstanding high-resolution continuous records of millennial information (Hanebuth et al., 2015, 2019), inter-annual, decadal and centennial oscillation cycles can be appropriately investigated (Perez et al., 2016, 2018; Mourelle et al., 2018). Given the availability of non-invasive millimetric scanning step-size techniques ( $\mu$ XRF; Croudace et al., 2019), such mud depocenter environments represent an excellent study case to demonstrate how paleoceanographic data can replace long-term oceanographic and hydrologic direct observations (Croudace et al., 2019).

River discharge into the oceans is a fundamental process for maintaining the estuarine hydrological dynamics and associated geochemical and sedimentary cycles, carbon uptake and primary production (Milliman and Meade, 1983; Bianchi, 2007; Hoffmann et al., 2010). According to Clark et al. (2015) South America contributes with about 30% of the world's river flow into the ocean. This is related to the fact that the continent contain two major drainage basins, i.e., the Amazon and Río de la Plata (RdIP), which are respectively ranked as 1st and 9th in terms of global water discharge, and 1st and 5th in terms of drainage basin size (Milliman and Meade, 1983; Milliman et al., 2008). Coastal oceanographic systems exhibit transitional characteristics such as salinity and turbidity gradients developing from the river discharge in the form of plumes (Burrage et al., 2008; Tudurí et al., 2018). Such a riverine discharge is affected by human activities and natural forcing and carries vast amounts of fine sediments eroded from coastal watersheds (Syvitski et al., 2005; Walling, 2006; Depetris and Pasquini, 2007a, 2007b; Milliman et al., 2008; Viers et al., 2009; Hoffmann et al., 2010; Sun et al., 2016). In this sense the RdIP, is the 14th largest sediment discharge source into the ocean worldwide (Milliman and Meade, 1983). The RdIP is formed by the confluence of the Paraná and Uruguay River, where the main sediment source comes from the Paraná River (Depetris and Pasquini, 2007a, 2007b). The retention/dispersal mechanisms modulating the sediment budget indicate that about one-third of the terrigenous material is deposited within the mud depocenter and the remaining fraction is exported to the ocean (Hanebuth et al., 2015). The RdIP paleo-valley mud depocenter formation started at about 1500 yr BP and was classified as a mid-shelf depocenter growing at a 600–850 cm/kyr as a consequence of increased precipitation and weakening of currents (Lantzsch et al., 2014; Hanebuth et al., 2015, 2019). Therefore, the climatic forcing is identified as a critical control for both mud depocenter formation and growth, and exerts differential conditions for shelf sedimentation (Perez et al., 2018; Mourelle et al., 2018). However, there is still a general lack of studies dealing with the influence of the Climatic Modes of Oscillation (CMO) on the long-term river discharge changes and associated productivity (Milliman and Farnsworth, 2011).

In the case of the Southern hemisphere, especially Southeastern South America (SESA), there is still only weak evidence of hydrological responses to CMO at inter-annual, decadal and multi-decadal time scales (Milliman and Fransworth, 2011; Newkom and Gergis, 2012). The most important CMO modulating SESA are the inter-annual El Niño Southern Oscillation (ENSO) and Southern Annular Mode (SAM), and the decadal and multi-decadal Pacific Decadal Oscillation (PDO) and Atlantic Multidecadal Oscillation (AMO) (Depetris and Pasquini 2007 b; Garreaud et al., 2009; Chiessi et al., 2009; Milliman and Fransworth, 2011). ENSO and PDO are indices of the sea surface temperature (SST) changes from the Pacific Ocean, and both play an important role in the variability of

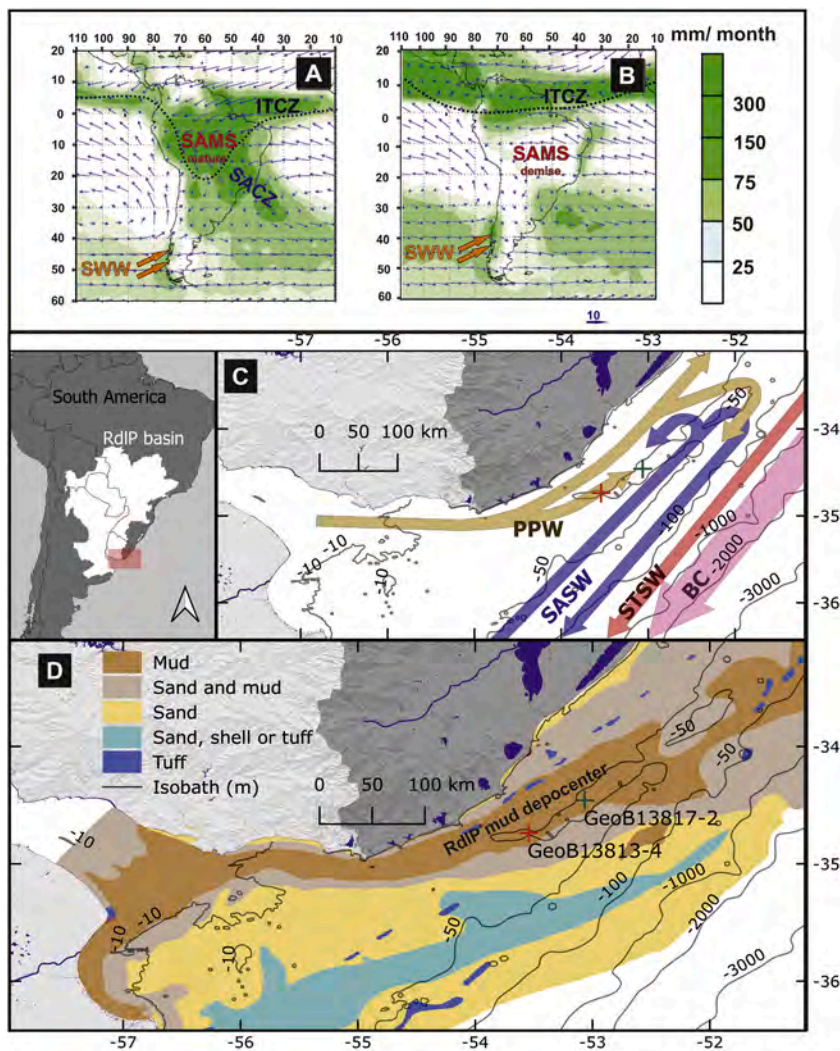
the South Atlantic Convergence Zone (SACZ) (Robertson and Mechoso, 2000; Carvalho and Jones, 2009). SACZ is a convective band extending from the Amazon to the Southwest Atlantic Ocean (SWAO), closely related to the South American Monsoon System (SAMS) (Garcia and Kayano, 2010), which increases precipitation mainly over the Paraná River during intense activity, i.e., the austral summer season (Fig. 1 A) (Carvalho et al., 2004). Furthermore, AMO is an index of the SST from the North Atlantic Ocean, which also modulates SACZ and SAMS activities at multi-decadal time scales (Chiessi et al., 2009; Novello et al., 2012). SAM is associated with a latitudinal displacement of the Southern Hemisphere westerly wind belt system (SWW), related to a southward/northward contraction in their positive/negative phases which determined higher cyclonic activity in the high/mid-latitudes (Fig. 1 A and B) (Nunes et al., 2009).

The combined effect of all the different CMO modulates the precipitation regime in SESA, which exerts a direct impact on the magnitude of river flow, especially in the upper reaches of the RdIP (García-Rodríguez et al., 2014). Although there are instrumental data available on mean annual river discharge (Schuerch et al., 2016), the first observations come from the beginning of the 21st Century. Therefore, in this paper we introduce millennial proxy data on inter-annual river discharge oscillation cycles of SESA into the SWAO, with the aim of assessing changes in continental terrigenous exports and associated productivity changes related to natural variability and anthropogenic influence. We have revisited Perez et al. (2018), who had previously performed time-series analyses at 10 mm step-size scanning resolution. Since we realized that core GeoB 13813-4 represents an excellent source of continuous ultra-high resolution of paleoceanographic information, we re-scanned this core, as well as core GeoB 13817-2 (Figs. 1 and 2) at 2 mm step-size and focus our findings on inter-annual to annual resolution for the last millennium.

## 2. Regional setting

The RdIP flows into the SWAO as the second largest fluvial system of South America (Acha et al., 2003; Mechoso et al., 2001). The watershed covers 20% of the continent's area (equivalent to 3.1 million km<sup>2</sup>), and it is shared by five South American countries thus contributing significantly to their economies (Tucci and Clarke, 1998; Mechoso et al., 2001; Acha et al., 2004, 2008). The drainage basin is one of the most important food producers of the world, i.e., cereals and soybeans (Mechoso et al., 2001). The Paraná River is the largest affluent of the RdIP, accounting for 79% of the total water discharge (Depetris and Pasquini, 2007a, 2007b). The mean total annual precipitation over the drainage basin is about 1100 mm yr<sup>-1</sup>, from which 20% reaches the adjacent ocean (Mechoso et al., 2001). Rainfall decreases from north to south within the RdIP drainage basin, and from east to west, with highest mean annual values in the upper Paraná River, related to the influence of the SAMS (Fig. 1 A). Thus, the RdIP exhibits maximum water discharge during austral summer, related to the maximum Paraná River discharges registered during February, which, together with a dominance of NE winds, displaces the RdIP plume offshore (Fig. 1 A). In winter, the river discharge decreases coinciding with a dominance of SW winds, which pushes the RdIP river plume along the coast further north (Fig. 1 B) (Mechoso et al., 2001; Depetris and Pasquini, 2007a, 2007b; Piola et al., 2008). The RdIP basin is the primary source of sediments entering into the SWAO, and most of the suspended material transported derives from the erosion of the Paraná Volcanic Province (Depetris et al., 2003).

The oceanographic system, i.e., the RdIP estuary and adjacent continental shelf, displays a pronounced salinity gradient due to the freshwater discharges and to a less extent, to the Patos/Mirim Lagoon complex (Acha et al., 2004; Moller Jr. et al., 2008; Piola et al., 2008). The combined effect of the freshwater discharge and SW winds modulates the Plata Plume Water (PPW) that extends northwards along the continental shelf off Uruguay and Brazil (Fig. 1 C, Burrage et al., 2008; Piola et al., 2008). Below 50 m water depth, the Subtropical Shelf Front



**Fig. 1.** The study area. A and B South American atmospheric features (austral summer and winter, respectively) showing the ITCZ (Intertropical Convergence Zone), SAMS (South American Monsoon System) and SWW (Southern Hemisphere westerly wind belt system). A and B modified from Garreaud et al. (2009). C. *major* oceanographic features, showing the PPW (Plata Plume Water), SASW (Subantarctic Shelf Water), STSW (Subtropical Shelf Water) and BC (Brazil Current). C modified from Bender et al. (2013). D. Sedimentary facies of the study area. Red and green crosses indicate the location of sediment cores GeoB 13813-4 and 13817-2. (For interpretation of the references to colour in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

(STSF) generates an interaction of water masses of different salinity, nutrient concentration, and temperature, which extends from the inner shelf at about 32°S to nearly 36°S at the shelf break (Fig. 1 C, Piola et al., 2008). The STSF forms a thermohaline boundary between the southward-flowing warm and salty Subtropical Shelf Water (STSW) and the northward-flowing, cold and less salty Subantarctic Shelf Water (SASW) (Fig. 1 C, Piola et al., 2005; Piola et al., 2008; Franco-Fraguas et al., 2014). Such a frontal shelf system represents a continuation of the Brazil-Malvinas Confluence Zone (Piola et al., 2008). Thus, the interaction of the RdIP and the SWAO forms a complex and dynamic system, which exhibits high primary productivity (mostly dominated by diatoms), not only because of the interaction between the PPW and the oceanographic shelf fronts but also because of its relation to the regional climate, such as the influence of ENSO (Lange and Mostajo, 1985; Ciotti et al., 1995; Martinez and Ortega, 2007; Garcia and Garcia, 2008; Calliari et al., 2009; Franco-Fraguas et al., 2014).

During the Holocene, the STSF shifted the latitudinal position as a consequence of changes in the SWW related to the intensification of ENSO during the last 4000 yr, more recently combined with anthropogenic impacts during the last 200 yr (Bender et al., 2013; Sachs et al., 2018). Furthermore, during the Medieval Climatic Anomaly (MCA), the Brazil Current was intensified (Chiessi et al., 2014; Lüning et al., 2018), as well as the adjacent upwelling zone (i.e., Cabo Frío; Lüning et al., 2018). Furthermore, the PPW has changed their northward influence leading to changes in the productivity of the SWAO continental shelf, i.

e., higher values after 1500 yr BP related to terrigenous input (Mahiques et al., 2009).

### 3. Materials and methods

#### 3.1. Coring

Two sediment cores were retrieved from the RdIP mud depocenter on the inner Uruguayan continental shelf using a piston gravity core, during the M78/3a expedition onboard research vessel Meteor in May 2009 (Fig. 1; Krastel et al., 2012). Sediment core GeoB 13813-4 (34°44.22'S, 53°33.27'W; 57 m water depth) was 1024-cm-long, while sediment core GeoB 13817-2 (34°27.55'S, 53°5.52'W; 61 m water depth) was 1111-cm-long and was retrieved further northern of the RdIP mud depocenter (Figs. 1 and 2).

During this oceanographic expedition, sub-bottom echo-sounder profiling with the shipboard PARASOUND system (4 kHz secondary parametric signal) displayed an elongated depression on the seafloor, corresponding to the Paraná paleo-valley filled with a complex succession of acoustic facies (Krastel et al., 2012). Above this depression, four stratigraphic units were defined (U1-U4), (Fig. 2, Lantzsch et al., 2014). The basal unit U4, is of unknown age and composition, and Lantzsch et al. (2014) inferred its deposition during a sea-level rise prior to U3. Unit U3 consists of laminations of mud and fine sand related to a tidal origin formed around 12,000 cal yr BP. Between U3 and U2, an erosional



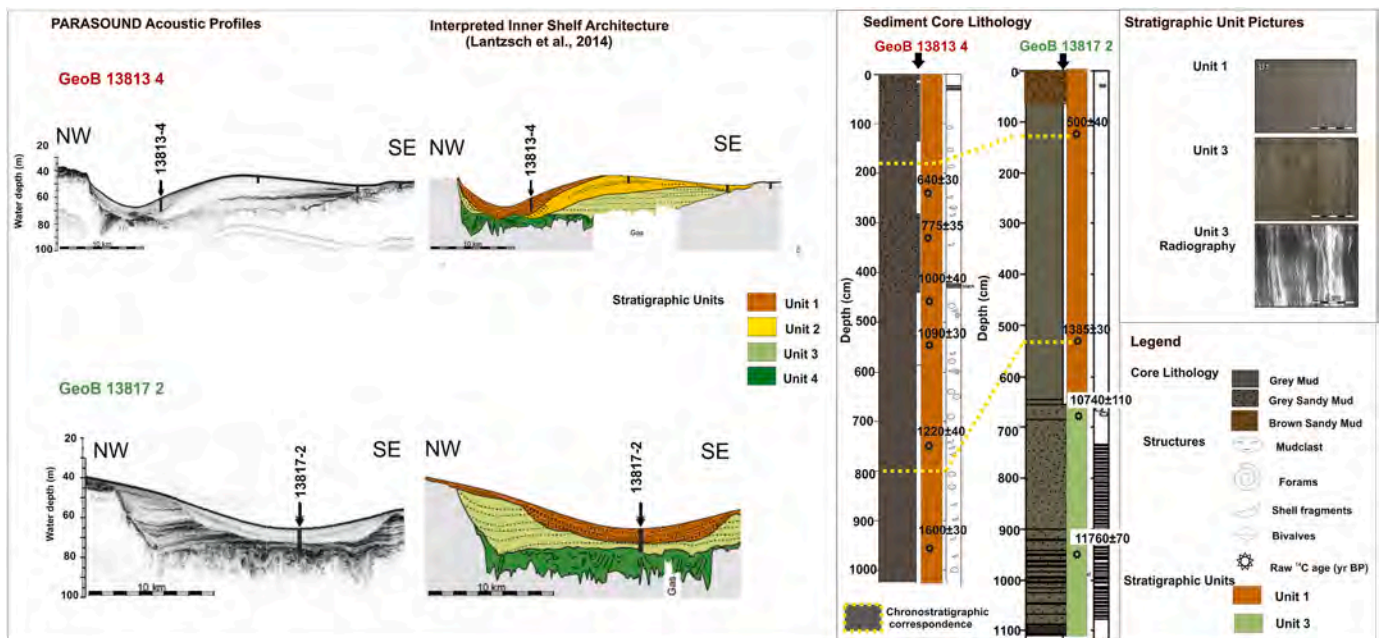


Fig. 2. Parasound sub-bottom profile (4 kHz) from the Río de la Plata (RdIP) mud depocenter showing their filling succession and stratigraphic architecture interpretation of the profiles according to Lantzsch et al. (2014) indicating the positions of GeoB 13813-4 and 13817-2 sediment cores (left). The right panel shows the age, lithological descriptions, and the chronostratigraphic correlation between sediment cores (yellow dashed lines). Redrawn from Lantzsch et al. (2014). (For interpretation of the references to colour in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

surface was identified. U2 is related to deposition of fine sand generated during the maximum Holocene sea-level rise. U1 presented 12 m of very fine silt sediments, which has started accumulating around 1500 cal yr BP (Fig. 2; Lantzsch et al., 2014). Thus, U1 represents the high accumulation mud depocenter resulting from a local focusing of the RdIP sediment discharge (>50 m water depth, Fig. 2, Martins and Urien, 2004; Lantzsch et al., 2014; Perez et al., 2018; Mourelle et al., 2018). The RdIP mud depocenter forms inside the Paraná paleo-valley, having incised during lowered sea level associated with widespread shelf exposure (Masello and Menafrá, 1998; Martins et al., 2003; Lantzsch et al., 2014; Hanebuth et al., 2019).

### 3.2. Age-depth model

The radiocarbon ages used during this study were published previously in Lantzsch et al. (2014), Perez et al. (2018), and Mourelle et al. (2018). For core GeoB 13813-4 bivalve shells preserved in life position were dated, collected from six sediment samples evenly distributed over the entire sediment core, while for GeoB 13817-2 bivalve shells from two sediment samples were dated. The samples were analyzed using AMS- $^{14}\text{C}$  (accelerated mass spectrometry) at the Poznan Radiocarbon Laboratory in Poland. For regional reservoir correction, the conventional age of  $324 \pm 30$  yr, as determined by Alves et al. (2016), was applied. Finally, the age-depth models were performed using the radiocarbon data with the free Bacon software (Blaauw and Christen, 2011). In the case of core GeoB 13813-4,  $^{210}\text{Pb}$  chronology already published elsewhere (Marrero et al., 2014) was included into the model (see Table S1 and Fig. S1 in the supplementary material). Due to the potential age-depth model uncertainties generated by the low radiocarbon sample number of core GeoB 13817-2 (i.e., two samples), we correlated and compared high-resolution Ti/Al data and used them as a chemostratigraphic marker (see supplementary material, Fig. S2) (Davies et al., 2015; Thöle et al., 2019).

### 3.3. Sediment proxy analyses: XRF

XRF Core Scanner data were obtained every 2 mm down-core using

generator settings of 20; 30 and 50 kV, a sampling time of 10 s directly at the split core surface of the archive half using an XRF Core Scanner III (AVAATECH Serial No.12) at MARUM - University of Bremen. The split-core surface was covered with a 4- $\mu\text{m}$  thin SPEXCerti Prep Ultralene1 foil to avoid contamination of the XRF measurement unit and desiccation of the sediment. The reported data have been acquired by an SGX Sorsortech Silicon Drift Detector (ModelSiriusSD® D65133Be-INF with 133 eV X-ray resolution), the Topaz-X High-Resolution Digital MCA, and an Oxford Instruments 100 W Neptune X-Ray tube with rhodium (Rh) target material. Raw data spectra were processed by the analysis of X-ray spectra by the Iterative Least square software (WIN AXIL) package from Canberra Eurisys. Element ratios were plotted following the approach described by Weltje and Tjallingii (2008).

Many worldwide studies used the ratios of major elements in sediments from marine environments, aiming to reconstruct the climatic variability and environmental changes worldwide (e.g., Croudace et al., 2019). The choice of the element ratios as proxies and their interpretation vary at regional to local scale (Govin et al., 2012). We used the approach described in Perez et al. (2016, 2018) and analyzed the element ratios Ti/Al, Fe/K, and Si/Al as proxies for the chemical vs. physical weathering. Furthermore, Ti/Ca and Fe/Ca were used as proxies of the continental vs. the marine influence. Finally, we explored the use of Ba/Al as a proxy for productivity changes and Fe/Mn as a proxy of the reduction vs. the oxidation (Boyle, 2001; Prakash Babu et al., 2002; Habertzettl et al., 2007; Mahiques et al., 2009; Mathias et al., 2014; Shen et al., 2015).

### 3.4. Contemporaneous hydro-climatic data

The CMO indices for the last 100 yr used in this work were the following: Southern Oscillation Index (SOI) (Ropelewski and Jones, 1987), PDO (Mantua et al., 1997), SAM (Marshall, 2003) and AMO (van Oldenborgh et al., 2009). The PDO (1900-present) index was obtained from the Joint Institute for the Study of the Atmosphere and Ocean, University of Washington, <http://jisao.washington.edu>. Likewise, the SOI (1866-present) was obtained from the Climatic Research Unit University of East Anglia, UK, <http://www.cru.uea.ac.uk/cru/>. AMO (1874-

present) was obtained from KNMI Climate Explorer <http://climexp.knmi.nl> and SAM (1957- present) from the National Center for Atmospheric Research <https://climatedataguide.ucar.edu/climate-data/marshall-southern-annular-mode-sam-index-station-based>. The annual average was calculated from the monthly values of each climatic index (January-December).

The time series of the last 100 yr for the Paraná River (*Tunel sub-fluvial* station) was obtained from the Integrated Hydrological Database of the 'Subsecretaría de Recursos Hídricos' from Argentina ([http://www.hidricosargentina.gov.ar/access\\_bd.php](http://www.hidricosargentina.gov.ar/access_bd.php)). Paraná River flow anomalies ( $Q'$ ) were calculated as recommended in Piovano et al. (2004), using the following equation:  $Q' = (Q_a - Q_m) / Q_m$ . Where  $Q_a$  is the annual river discharge value, and  $Q_m$  is the mean river discharge from the time series (i.e., 1909 CE- present).

### 3.5. Reconstructed CMO

The reconstruction of SAM, PDO, ENSO, and AMO for the last 1000 yr, was obtained from the climatic reconstructions of Abram et al. (2014), MacDonald and Case (2005), Li et al. (2011) and Mann et al. (2009), respectively.

### 3.6. Statistical analyses

The continuous-time series of proxies and climatic data and the correlations were analyzed with the PAST software (Hammer et al., 2001). We calculated Spearman's rank correlation coefficients ( $\rho$ ) and associated  $p$ -values to evaluate the correlation among XRF element ratios between both sediment cores (GeoB 13813-4 and 13817-2). Furthermore, we performed spectral analysis on the XRF element ratios data following the REDFIT procedure (Schulz and Mudelsee, 2002). REDFIT allows direct processing of unevenly spaced time series by fitting a first-order autoregressive (AR1) process, characteristic of many climatic processes (Schulz and Mudelsee, 2002). Within the REDFIT procedure, the interpolation in the time domain, and its inevitable bias can be avoided (Schulz and Mudelsee, 2002). The estimated AR1 model is transformed from the time domain into the frequency domain. The spectrum of the irregularly spaced time series is determined without the need for interpolation using the Lomb-Scargle Fourier transform (Lomb, 1976; Scargle, 1982, 1989). When performing the spectral analysis with REDFIT, we considered the Welch overlapped segment averaging estimator (Welch, 1967) by dividing the time series into five sections with 50% overlap, and by fitting within each segment, the Lomb-Scargle periodograms considering a Welch window. The resulting periodograms were averaged to obtain the final estimate. For the detection of significant peaks, the spectrum of a reference red noise was calculated within a 95% confidence interval, assuming a  $\chi^2$  distribution, (Schulz and Mudelsee, 2002). Peaks exceeding the upper limit of the confidence interval were considered as significant (Schulz and Mudelsee, 2002). The individual periods of the significant peaks were calculated using the equation:  $1/\text{peak frequency}$ .

The redfit analysis indicates stationary periodicities without temporal changes in neither amplitude nor frequency. In many cases, however, non-stationary periodicities are of interest as well (Hammer, 2010). For such cases, Morlet wavelet analysis is a suitable tool for analyzing localized variations of power in a time series, by decomposing a time series into time-frequency space, it is possible to determine both dominant modes of variability as well as mode of variability with time (Torrence and Compo, 1998). However, such wavelet analyses do not allow direct processing of unevenly spaced time series but only even intervals. Based on the striking constant linear trend observed in the age-depth models and the homogeneous lithology throughout both sediment cores, we calculated that each 2 mm scanning interval was equivalent to a step of 0.2 and 0.28 yr for GeoB 13813-4 and 13817-2, respectively (see section 4.1).

## 4. Results

### 4.1. $^{14}\text{C}$ chronology and core lithology

Sediment core GeoB 13813-4 consists of a fully homogenous, fine-grained clayey sediment (Grey Mud) throughout the entire sequence. It displays two zones with some influence of fine sand content from 0 to 120 cm and 300–425 cm (Sandy Grey Mud). Furthermore, it exhibited shell fragments, bivalves, and foraminifera throughout the sediment core (Fig. 2, Krastel et al., 2012). In contrast, sediment core GeoB 13817-2, consisted of homogeneous fine-grained clayed sediment for the top 620 cm, while below this depth, laminations of sand and clay sediments were observed (Fig. 2). According to the interpretation of Lantzsch et al. (2014), core GeoB 13813-4 is entirely related to U1, while the upper section of GeoB 13817-2 (i.e. 620 cm to the top) is related to U1, while the remaining basal section is associated to U3. Thus, in the present study, we only analyzed sediment core GeoB 13817-2 from the top to 538 cm (i.e. last radiocarbon date), while sediment core GeoB 13813-4 was entirely analyzed.

The GeoB 13813-4 sedimentation rates range from 8 to 13 mm yr<sup>-1</sup>, from the bottom to the top, with relatively constant values of 10–11 mm yr<sup>-1</sup> from 705 to 305 cm depth (Table 1). The slope of the linear model generated with the weighted average age obtained from the Bayesian age-depth model (Fig. 3 A), was 9.72 mm yr.<sup>-1</sup> ( $r^2$ : 0.99; Fig. 3 B). Thus, we assumed a constant linear sedimentation rate of 10 mm yr.<sup>-1</sup>, which determined a resolution of 0.2 years every 2 mm XRF data. Sediment core GeoB 13817-2 exhibited sedimentation rates ranging from 7 to 8 mm yr<sup>-1</sup>, from the bottom to top (Table 1). The slope of the linear model obtained from the Bayesian weighted average age-depth model (Fig. 3 A) was 7.1 mm yr.<sup>-1</sup> ( $r^2$ : 0.999; Fig. 3 B), leading to a resolution of 0.28 year every 2 mm XRF data.

According to the weighted average ages obtained from both age-depth models, we inferred a stratigraphic correlation, from which the interval 114 cm depth core from GeoB 13817-2 can be correlated to the interval 185 cm depth of core GeoB 13813-4. At the same time, section 538 cm of core GeoB 13817-2 can be stratigraphically correlated to section 800 cm of core GeoB 13813-4 (Fig. 2).

### 4.2. General trends in elemental ratios

We observed synchronic changes in Ba/Al, Fe/K, Ti/Al, Fe/Mn, Si/Al, and Fe/Ca, for both sediment cores (Fig. 4 A–F), with lower and more constant values from 900 to about 1600 CE. After that, higher and more variable values were recorded, with a distinct increase in both ratio values and variability for the last 100 yr (Fig. 4 A–F). The correlation between sediment cores for Ti/Al and Fe/K exhibited the highest coefficient ( $\rho = 0.7$ ,  $p < 0.01$ ,  $n = 1309$ ), Ba/Al and Fe/Ca showed a lower value ( $\rho = 0.5$ ,  $p < 0.01$ ,  $n = 1309$ ), and finally Fe/Mn and Si/Al displayed the lowest coefficients ( $\rho = 0.3$ , and  $\rho = 0.2$ ,  $p < 0.01$ , respectively,  $n = 1309$ ) (Fig. 4 A–F).

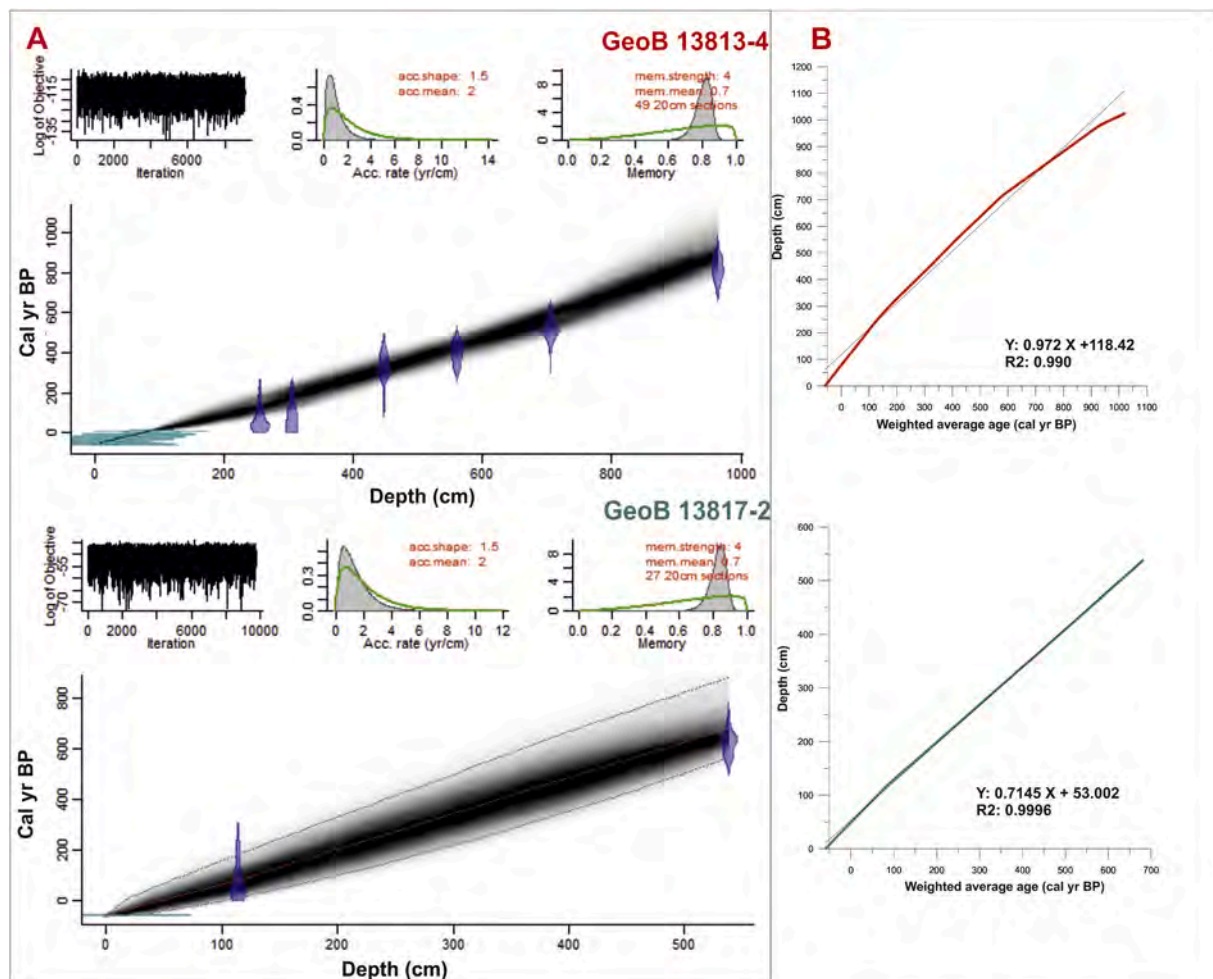
Fig. 5 shows the oscillation modes of variability for Paraná River discharge anomalies SOI, PDO, AMO, and SAM, and the variability in all element ratios for only core GeoB 13813-4 from 1900 CE to the present. We excluded core GeoB 13817-2 from this analysis because the upper 17 cm of the core (i.e., after ca. 1990 CE) were disturbed and could not be properly scanned. Furthermore, GeoB 13817-2 presented a lower resolution and constant values within the XRF element ratios (see Fig. S7 from supplementary material). Core GeoB 13813-4 displayed relatively constant element ratios from 1900 to 1970, but after this year, it registered an increased variability with at least three maximum peaks, except for Fe/Mn that displayed a negative trend from 1900 CE to the present (Fig. 5 B). This period corresponded to negative AMO, SAM, and SOI, and positive PDO and anomalies of the Paraná River discharge (Fig. 5 A).

Fig. 6 illustrates the reconstructed CMO, i.e., PDO, ENSO, AMO, and SAM, for the last millennium, and Ti/Al ratios for both sediment core

**Table 1**

Radiocarbon dates for both sediment core GeoB 13813-4 and 13817-2, and calculated sedimentation rate from the Bacon age-depth modeling.

GeoB	Lab # (Poz-)	Depth (cm)	Raw $^{14}\text{C}$ age (yr BP)	2 $\sigma$ (95%) cal. yr BP	Weighted average age (cal yr BP)	Sedimentation rate ( $\text{mm yr}^{-1}$ )
13813-4	35,198	255	640 $\pm$ 30	78–203	135	13
	47,935	305	775 $\pm$ 35	112–245	179	11
	42,428	447	1000 $\pm$ 40	253–388	318	10
	35,199	560	1090 $\pm$ 30	348–491	424	11
	47,937	705	1220 $\pm$ 40	487–652	570	10
	42,429	964	1600 $\pm$ 30	787–1100	908	8.0
13817-2	42,431	114	500 $\pm$ 40	10–181	80	8.0
	42,432	538	1385 $\pm$ 30	564–882	681	7.0

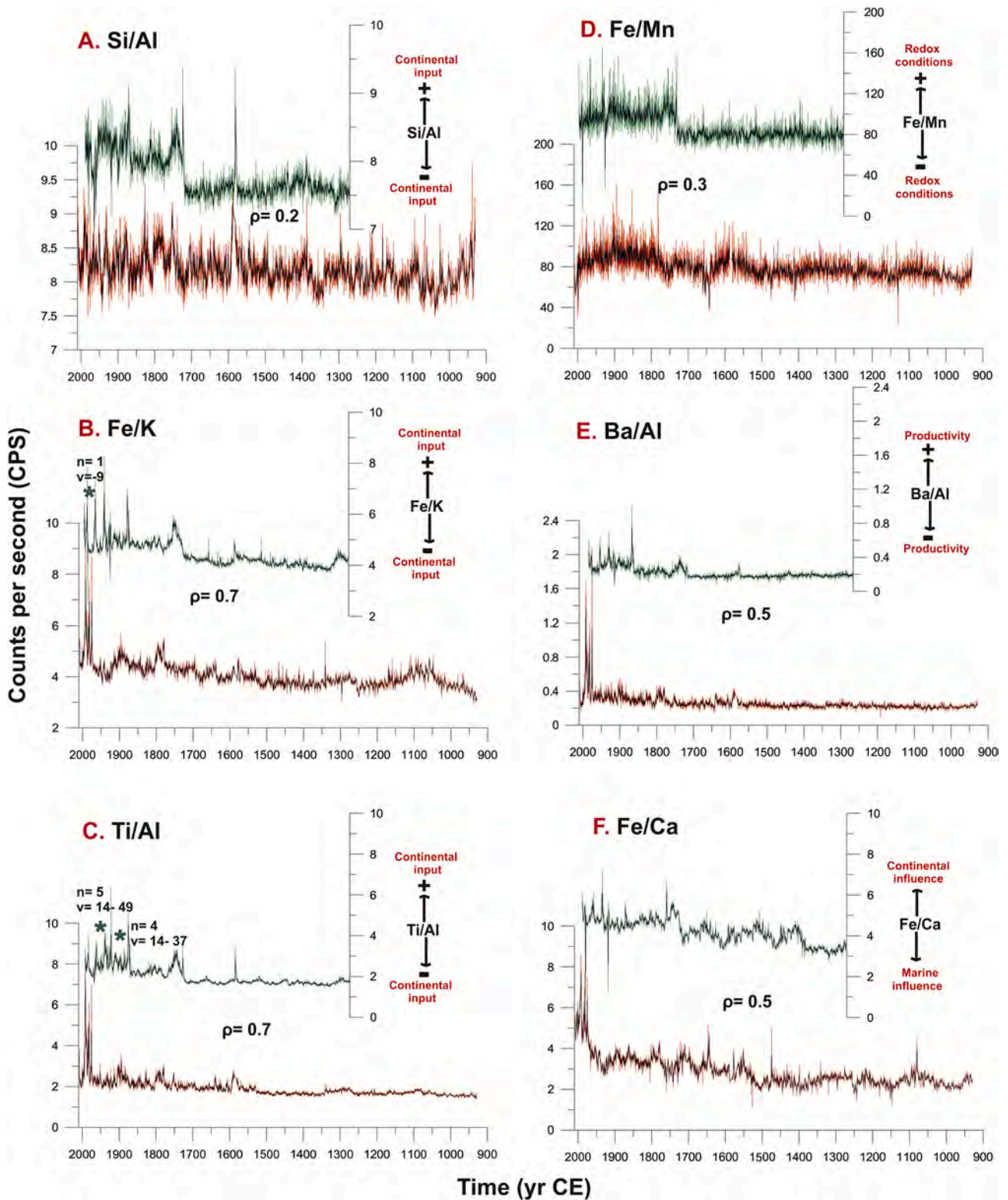


**Fig. 3.** A. Bayesian age-depth model for sediment core GeoB 13813-4 and 13817-2, upper and lower panel, respectively. The central panels show the calibrated  $^{14}\text{C}$  dates (transparent blue), extraction year of the core ( $-59$  yr BP, 2009 CE) and  $^{210}\text{Pb}$  chronology (transparent blue light) and the age-depth model (grey stippled lines indicate the 95% confidence intervals; the red curve shows the best possible fit based on the weighted mean age for each depth). B. linear models obtained from the Bayesian weighted average age-depth models and their corresponding slopes. The chronostratigraphic correlation between core GeoB 13813-4 and 13817-2 is depicted in Fig. 2.  $^{210}\text{Pb}$  data taken from Marrero et al. (2014). (For interpretation of the references to colour in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

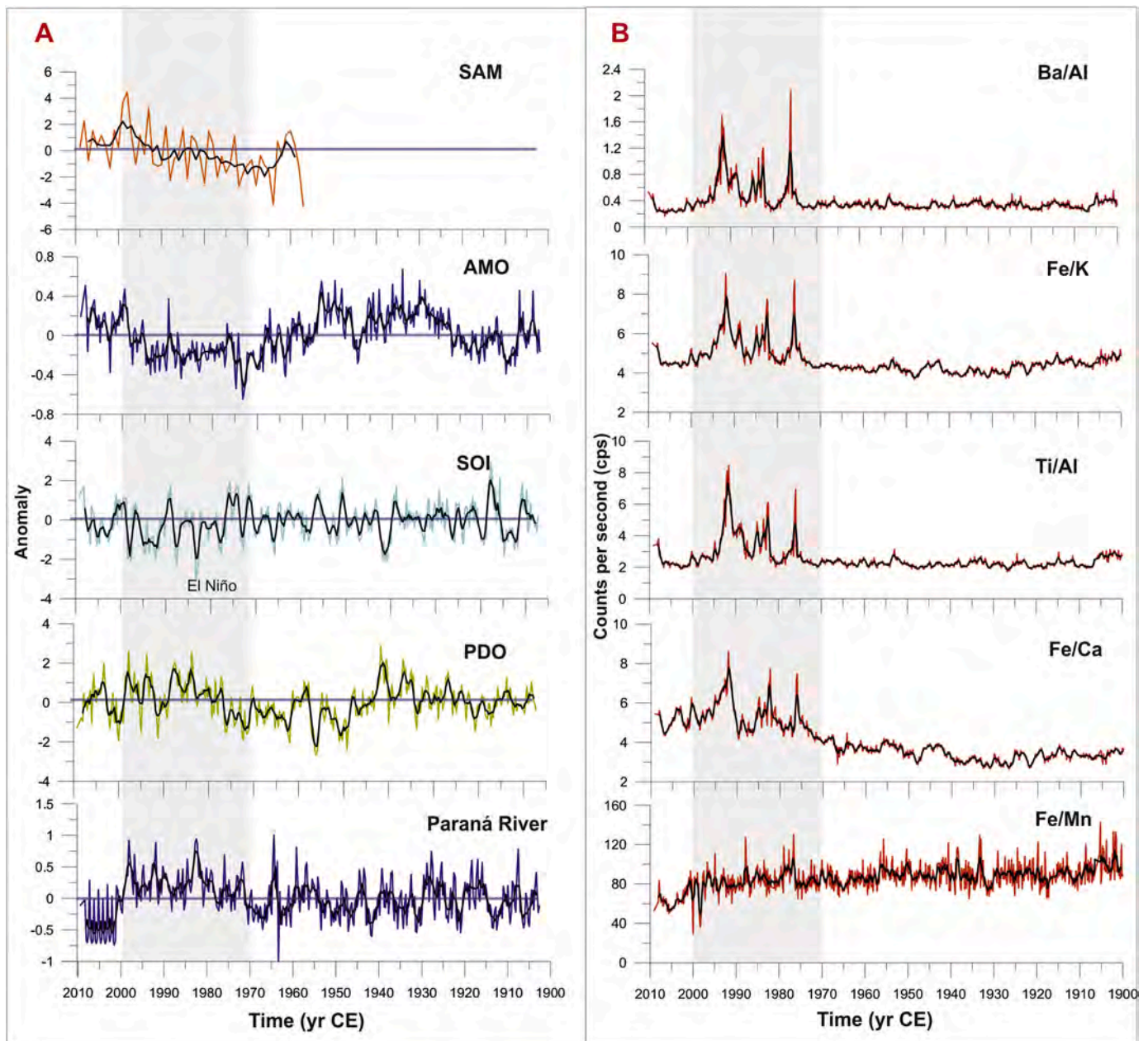
GeoB 13813-4 and 13817-2. From 900 to 1500 CE, negative ENSO and PDO together with positive AMO and SAM dominance were observed. Such period is related to the lowest and more constant values of the continental proxy Ti/Al recorded for both sediment cores. After 1500 CE to the present, a negative AMO was consistently registered, along with positive PDO and ENSO phases, combined with variable values within the SAM.

#### 4.3. Centennial, decadal, inter-annual and annual variability

The time series analysis results for all element ratios yielded somewhat similar periodograms and wavelet plots for both sediment cores (Figs. 7 and 8). Regarding sediment core GeoB 13813-4, the element ratios Ti/Al and Ba/Al displayed significant cycles of approximately 51, 20, 13–8 yr. and less than 0.7 yr. Also, Ba/Al showed a cyclicality of 7–2.6 yr., while Ti/Al only showed 2.5–2 yr cycles (Fig. 7 A and B). Furthermore, Fe/K showed cycles of 51, 21, 13–10 yr., while Fe/Ca presented cycles of 56, 21, 8, 3.7, and less than 0.7 yr., and Fe/Mn displayed cycles



**Fig. 4.** High-resolution 2 mm step-size XRF element ratios: Ti/Al, Fe/K and Si/Al (A, B and C), Fe/Mn, Ba/Al, and Fe/Ca (D, E and F). Red lines correspond to GeoB 13813-4, while green lines correspond to GeoB 13817-2. Data smoothed lines at 2 mm averaged intervals. The weighted average fits were added to the graphs. Spearman's correlation coefficient ( $\rho$ ) between sediment cores are indicated for each element ratio, as well as their proxy meaning. Ti/Al and Fe/K outliers recorded for GeoB 13817-2 are indicated with asterisks, where n is equivalent to the number of corresponding outliers and v to the value of such outliers. (For interpretation of the references to colour in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)



**Fig. 5.** A: Hydrological and climatic modes of oscillation from 1900 to 2008 CE. B: XRF element ratios for core GeoB 13813-4. The weighted average fits were added to each element ratio.

of 72, 24, 12, and 7.5–2.7, (Fig. 7 C–E).

According to the wavelet plots of sediment core GeoB 13813-4, we inferred an intensification of significant ( $p < 0.05$ ) multi-decadal and decadal cycles after 1400–1500 CE for all element ratios, which is most noticeable for Ba/Al and Ti/Al (Fig. 7 A–E). Such an intensification of multi-decadal, decadal, but also inter-annual cycles is more evident for the last 100 yr especially for Ti/Al, Ba/Al, and Fe/K (Fig. 7 A–E). Concerning Fe/Mn wavelet analysis, it also showed an intensification of multi-decadal and decadal cycles after 1500 CE but also a sign of the intra-annual cycles from 1700 to 1900 CE was registered, which is not presented in the rest of the element ratios (Fig. 7 E).

Time-series analyses for core GeoB 13817-2 are shown in Fig. 8. The element ratio Ti/Al presented significant cycles of less than 1.5 yr., while Ba/Al displayed significant cycles of 49, 20, and 8–3.7 (Fig. 8 A and B). Moreover, Fe/K showed cycles of 45, 20, 13 and less than 0.7 yr., while Fe/Ca exhibited cycles of 42 and less than 1 yr., and Fe/Mn displayed

cycles 43, 19, 10, 1.5–1.3, and 0.7 (Fig. 8 C–E). As also observed within the wavelet plots of GeoB 13813-4, sediment core GeoB 13817-2 also displayed significant and more intense multi-decadal cycles for the element ratios Ti/Al, Ba/Al, and Fe/K after about 1500 CE to the present. Finally, decadal, inter-annual, and intra-annual cycles turned significant and more intense only after 1850 CE (Fig. 8 A–C). Fe/Ca wavelet analyses revealed significant multi-decadal cycles and patches of significant decadal cycles throughout the entire sediment core (i.e., 1300 CE – to the present). Inter-annual cycles experienced an intensification during the last 100 yr (Fig. 8 D). Finally, Fe/Mn wavelet analyses showed an intensification of multi-decadal and decadal cycles after 1500 CE, and a significant inter and intra-annual cycles from 1700 to 1900 CE were registered (Fig. 8 E).

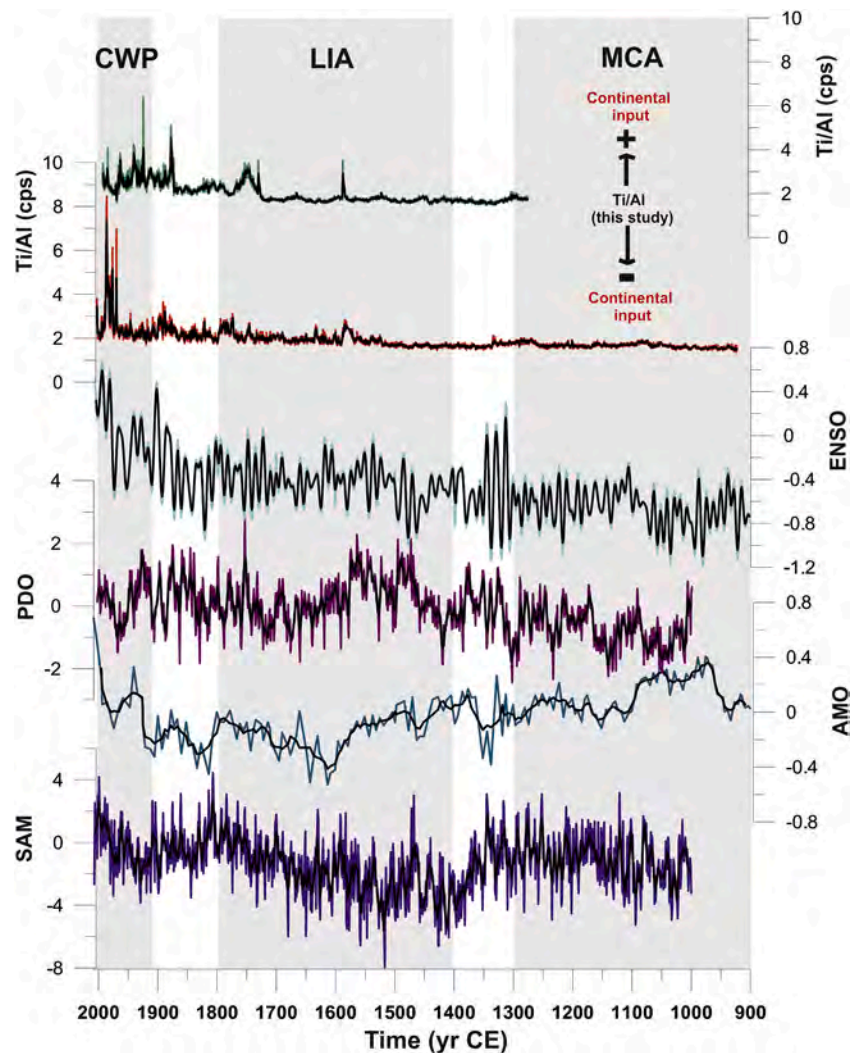


Fig. 6. Reconstructed climatic modes of oscillation, i.e. SAM, AMO, PDO and ENSO for the last 1000 yr, together with Ti/Al ratios for both sediment core GeoB 13813-4 and GeoB 13817-2 (from bottom to top, respectively). Data were extracted from Li et al. (2011), MacDonald and Case (2005), Mann et al. (2009), and Abram et al. (2014) for ENSO, PDO, AMO, and SAM, respectively. The weighted average fit was added to each mode of oscillation and proxy data.

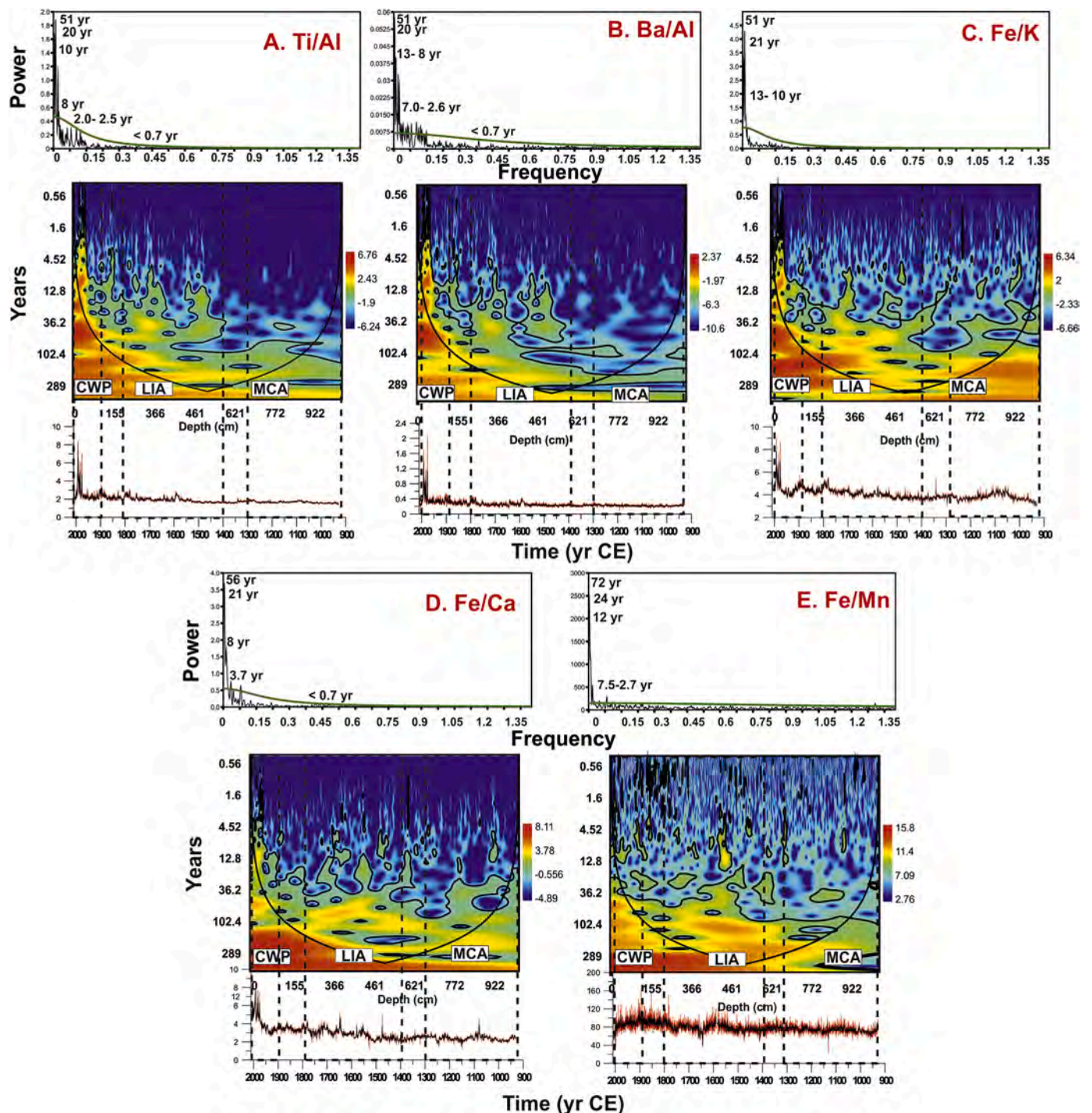
## 5. Discussion

### 5.1. Millennial natural variability

We inferred a very good chronostratigraphic correspondence between both sediment cores (Fig. 2, Lantzsch et al., 2014) retrieved about 50 km away from each other (Fig. 1). However, given the low radiocarbon datings for core GeoB 13817-2, we performed the correlation Ti/Al between both cores and used this variable as a chemostratigraphic marker (see supplementary material, Fig. S2A and B). The use of XRF chemostratigraphy of mud-dominated sediment cores has been successfully implemented elsewhere as a sequence chronostratigraphic tool (Davies et al., 2015; Thöle et al., 2019). The significant and high positive correlation coefficients of XRF element correlations were in our case especially applicable to infer terrigenous input. Sediment core GeoB 13,817–2 spans from 1300 to prior to 2009 CE, while core GeoB 13813-4 spans from 900 to 2009 CE. Core GeoB 13813-4 exhibits an exceptionally high and almost linear sedimentation rate, and based on the high chemostratigraphic correlation with core GeoB 13817-2 (Fig. S2A and B), such a linear sedimentation condition can be extrapolated. Other papers for the southern Brazilian inner shelf (Mahiques et al., 2009, 2020; Mathias et al., 2014), but also for other continental shelves of the world (Bernárdez et al., 2008; Rosa et al., 2011; Castillo et al., 2017),

inferred lower sedimentation than our study (i.e.,  $9.7 \text{ mm yr}^{-1}$  and  $7.1 \text{ mm yr}^{-1}$  for GeoB 13813-4 and 13817-2, respectively). This is a consequence of the huge amount of terrigenous export, accounting for  $80 \times 10^6 \text{ tons yr}^{-1}$  (Krstel et al., 2011) which represents a significant contribution of the global discharge to the oceans (Milliman and Meade, 1983) for building the high-resolution mudbelt archive (Lantzsch et al., 2014; Hanebuth et al., 2015, 2019; Mahiques et al., 2020).

The higher sedimentation rate of core GeoB 13813-4 than that of core GeoB 13817-2, is a consequence of the geographical proximity to the continental source (i.e., RdIP river mouth). The Paraná paleo-channel offers topographic protection to the strong shelf current system, i.e., STSF, and there are, therefore, adequate conditions for the constant deposition of fine material (Hanebuth et al., 2019). This topographical control is the factor controlling the millennial build-up of the depocenter. In addition, the increase in precipitation over the RdIP watershed during the late Holocene (Lantzsch et al., 2014; Mathias et al., 2014; Hanebuth et al., 2019) must have intensified this process accordingly. Thus, we observed the highest sedimentation during the last century, related to a precipitation trend leading to increased Paraná River discharge (Milliman et al., 2008; Seager et al., 2010). Also, the anthropogenic impact within the drainage basin of the RdIP, plays an important role in determining changes in the sedimentary system and mud depocenter formation (Hanebuth et al., 2019). The latter is a

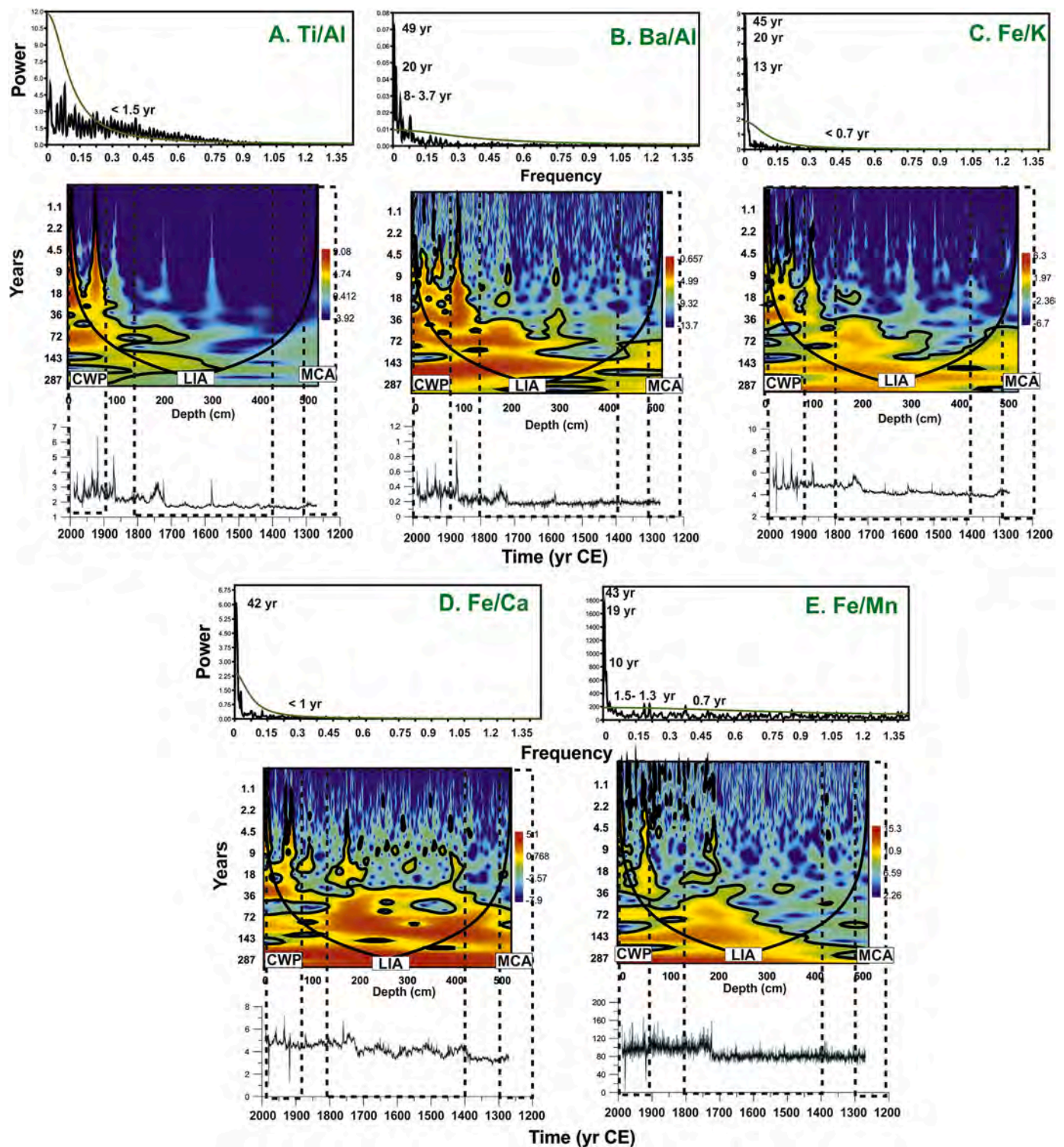


**Fig. 7.** A through E: Time-series analyses of the element ratios Ti/Al, Ba/Al, Fe/K, Fe/Ca, and Fe/Mn from sediment core GeoB 13813-4. The variability in element ratios is shown below each wavelet plot and the corresponding periodograms above them. The green line in each Lomb periodogram represents the 95% confidence interval assuming a  $\chi^2$  distribution. Significant peaks are labeled with numbers indicating their corresponding cycles in yr. (For interpretation of the references to colour in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

consequence of soil erosion derived from land use activities such as agriculture and deforestation, transport and retention of sediments within dams (Tucci and Clarke, 1998; Mechoso et al., 2001; Depetris and Pasquini 2007 a and b; Perez et al., 2017; Mourelle et al., 2018; Hanebuth et al., 2019). Furthermore, Bonachea et al. (2010) determined higher sedimentation rates related to the intensification of such anthropogenic activities in the RdIP (i.e., after 1960s).

The significant correlations between both cores (see supplementary material, Figs. S2 and S3) allow the sedimentation processes to be

extrapolated to a wider geographical area than that discussed in Perez et al. (2018) to an extension of approximately 50 km, i.e., from coring site GeoB 13813-4 to GeoB 13817-2 site (Fig. 1). Ti/Al and Fe/K have been successfully used as proxies for continental input and Fe/Ca as a proxy of the continental vs. marine influence within the continental shelf (Perez et al., 2016, 2018). We tried the use of Ba/Al to reconstruct long-term marine productivity changes (Dymond et al., 1992; Prakash Babu et al., 2002; Shen et al., 2015), as it has been successfully performed in the SWAO, particularly in surface sediments of the RdIP and



**Fig. 8.** A through E: Time-series analyses of the element ratios Ti/Al, Ba/Al, Fe/K, Fe/Ca, and Fe/Mn for sediment core GeoB 13817-2. The variability in element ratios is shown below each wavelet plot and the corresponding periodograms above them. The green line in each Lomb periodogram represents the 95% confidence interval assuming a  $\chi^2$  distribution. Significant peaks are labeled numbers indicating their corresponding cycles in yr. (For interpretation of the references to colour in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

adjacent continental shelf (Mahiques et al., 2009; Burone et al., 2013). In this sense, high positive and significant correlation observed between Ti/Al and Ba/Al for both sediment core GeoB 131,813–4 ( $\rho = 0.76$ ,  $n = 5013$ ,  $p < 0.01$ ), and GeoB 13817-2 ( $\rho = 0.73$ ,  $n = 2601$ ,  $p < 0.01$ ), could be related to the fact that Ba/Al is a reliable proxy for productivity changes, associated to the fertilization of the continental river

discharges (García-Rodríguez et al., 2014). We recorded a low correlation between Ba and the terrigenous non-reactive elements Ti and Al for both sediment cores (see supplementary material, Fig. S4), thus indicating that Ba is most probably related to biogenic barite (Goldberg and Arrhenius, 1958; Dymond et al., 1992; Depetris et al., 2003). The use of Ba as productivity proxy, exhibits some shortcomings for shallow shelf



suboxic sediments, since barite exhibits remineralization under reducing conditions (Dymond et al., 1992; Prakash Babu et al., 2002). We used Fe/Mn as a worldwide proxy for the reduction/oxidation related to mixing conditions and/or productivity changes (Boyle, 2001; Habertzett et al., 2007). Herein we recorded the highest Ba/Al ratios in concordance with reducing conditions (higher Fe/Mn element ratio), thus indicating the absence of the remineralization process of barite. Therefore, the set of proxies discussed further in this paper, represents a reliable source of information not only for inferring terrigenous supply but also for deciphering productivity changes from Ba/Al and more reducing conditions indicated from Fe/Mn (related to higher productivity and/or stabilization of the water column).

This paper agrees with statements by Perez et al. (2018), who previously analyzed time-series of core GeoB 13813-4 at 10 mm step-size scanning resolution. Given that this core represents an excellent source of late Holocene paleoceanographic information, we did re-scan this core, as well as core GeoB 13817-2 (Figs. 1 and 2) at 2 mm step-size. The first important fact is that all the findings reported by Perez et al. (2018) and Mourelle et al. (2018), about the oscillation cycles at 10 mm step-size and associated paleoceanographic processes, hold for 2 mm step-size scanning for both sediment cores. Therefore, centennial and multi-decadal variability will not be discussed here as they were fully discussed elsewhere (Perez et al., 2018; Mourelle et al., 2018). Instead, we will focus on decadal, inter-annual to annual resolution for the last millennium.

The ENSO oscillation cycles had already been detected in the time series analyses reported by Perez et al. (2018). Still, in some cases, they did appear as non-significant, or the data were noisy. However, using now a five-fold higher scanning resolution, not only ENSO cyclicity was distinctly significant for both cores, but we were also able to identify several cycles of less than one year (Figs. 7 and 8). Hence, this mud depocenter deposit off Uruguay is a unique continuous source of long-term information. The inter-annual significant cycles ranged from 8 to 1.5 yr, and they are indeed related to the ENSO mode of variability. Both Paraná and Uruguay Rivers exhibit inter-annual oscillations in phase with ENSO, with higher discharges occurring during warm phases (El Niño) and lower during cold phases (La Niña), (Robertson and Mechoso, 1998; Berri et al., 2002; Depetris and Pasquini 2007 b; Isla, 2008). Thus, a higher continental input into the adjacent inner continental shelf during El Niño events is observed compared to La Niña events (Fig. S8, supplementary material).

Furthermore we identified intra-annual significant cycles of 0.7 yr. Such cycles are most probably related to the SAMS mature and demise phases, related SACZ activity and changes in the wind pattern within an annual cycle; i.e., intra-seasonal SAM events (Zhou and Lau, 1998; Depetris and Pasquini, 2007b; Piola et al., 2008; Gong et al., 2013). However, such cycles should be interpreted with caution because minimum sampling resolution is 0.2 yr and 0.28 yr for core GeoB13813-4 and GeoB13817-2, respectively.

According to the wavelet analyses, we recognize an intensification of inter-annual and decadal significant cycles after 1500 CE, even more observable within the last 100 yr. A similar intensification was also registered in the CMO reconstructions (ENSO, PDO, AMO, and SAM) performed by Li et al. (2011), MacDonald and Case (2005), Mann et al. (2009) and Abram et al. (2014). In this sense, Li et al. (2011) determined that ENSO variance was reduced during MCA and increased during LIA, reaching the highest levels during CWP. Multi-decadal and decadal variability in XRF continental input proxies from the mud depocenter was related to CMO (Perez et al., 2018), as they play an essential role in modulating the precipitation changes over the RdIP drainage basin, and concomitant RdIP fluvial discharge influencing the continental input and productivity changes into the inner shelf. In this sense, Seager et al. (2010) determined that both Tropical Pacific and Atlantic SST are main drivers of rainfall changes over SESA, being the Tropical Pacific related to inter-annual and inter-decadal processes, while the Atlantic to multi-decadal variability. Thus both drivers jointly modulate RdIP river

discharge.

During the negative AMO phase, there is a rainfall increase within the SACZ linked to a discharge increase of the RdIP. The opposite trend is observed for the positive phase of the AMO (Chiessi et al., 2009). At either inter-annual or inter-decadal scales, both ENSO and PDO induce a clear effect on the variability of SAMS and SACZ. During the positive ENSO and PDO phases, there is an increase in the RdIP discharge because of the more intense SACZ activity, while an opposite trend occurs during the negative phases (Ferreira et al., 2004; Seager et al., 2010). Likewise, during positive PDO phases, El Niño events are even more intense (Garreaud et al., 2009). Furthermore, there is evidence that SAM is closely related to ENSO at both interannual and inter-decadal time scales (Seager et al., 2003; Gong et al., 2013). During SAM positive phase, which is more frequent during La Niña event, the SWW contracts itself southwards, leading to more intense cyclonic activity in high latitudes and less intense in the mid-latitudes, thus resulting in lower RdIP river discharge. In contrast, the opposite pattern is observed during SAM negative phases (Nunes et al., 2009).

We observed lower XRF element ratios during the MCA, related to positive AMO and SAM, but negative PDO and ENSO. The opposite pattern was inferred for the LIA and CWP (i.e., higher XRF ratios; Figs. 4–6). Therefore, the resulting long-term effect of the CMO exerts a long-term environmental control on continental freshwater input to the RdIP (Fig. 6). The most plausible explanations for our inferences on variability in continental input related to climatic change during the last millennium (MCA and LIA) are: (i) a concordant negative/positive PDO and ENSO phases (which leads to a La Niña-like/El Niño-like pattern during MCA/LIA); (ii) positive/negative AMO phases and weakening/strengthening and southward/northward of the SWW during MCA/LIA leading to reducing/increasing precipitations over SESA; and (iii) lower/higher RdIP river discharge and continental input into the mud depocenter during MCA/LIA (Lamy et al., 2002; Ferreira et al., 2004; Rein et al., 2004; Chiessi et al., 2009; Meyer and Wagner, 2009; Oglesby et al., 2012; Salvatucci et al., 2014; Castillo et al., 2017; Hernández et al., 2017; Mourelle et al., 2018). We also determined a higher productivity during the period of increased river discharge, i.e., LIA, as revealed by Ba/Al element ratios but also geochemical productivity proxies (total organic carbon, total nitrogen, and  $\delta^{13}\text{C}$ ) (see supplementary material, Fig. S6). Thus, the continental freshwater input from the RdIP into the SWAO increases productivity within the adjacent continental shelf as recorded in the present study. Similar results were already reported for the contemporaneous studies, with major impacts on local and regional fisheries (Acha et al., 2008; Moller Jr. et al., 2008; García-Rodríguez et al., 2014; Brugnoli et al., 2019; Aubriot et al., 2020).

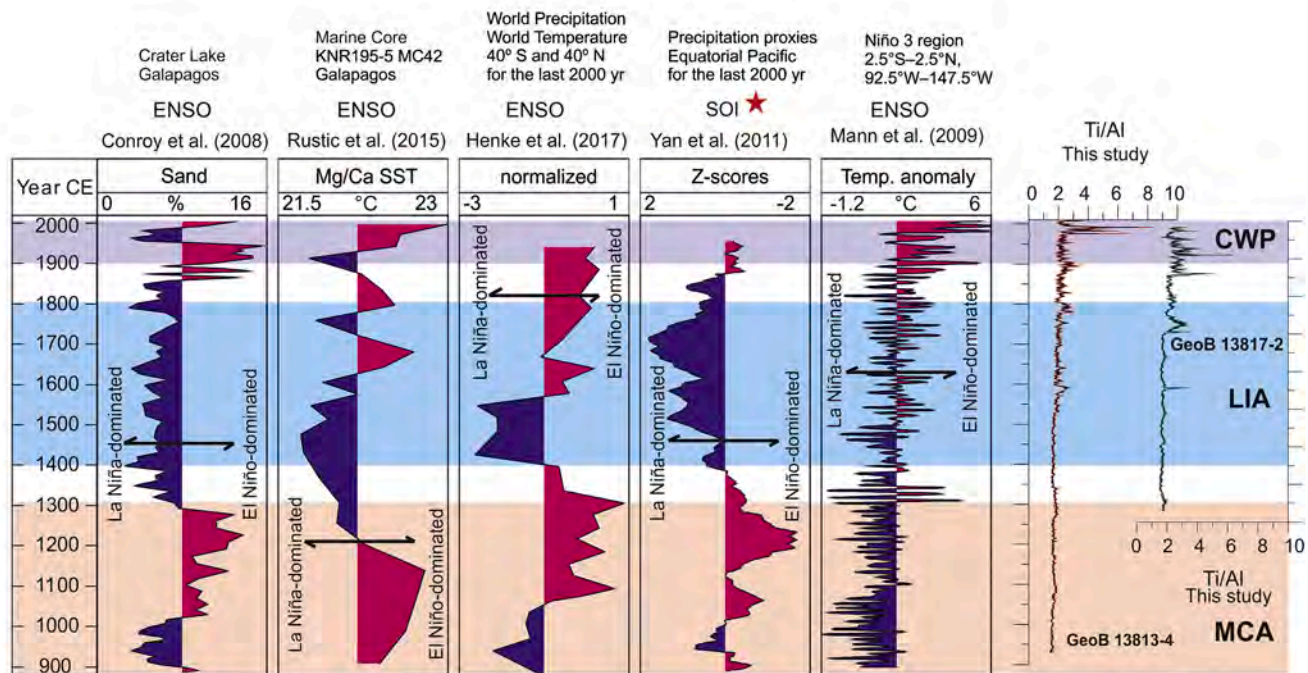
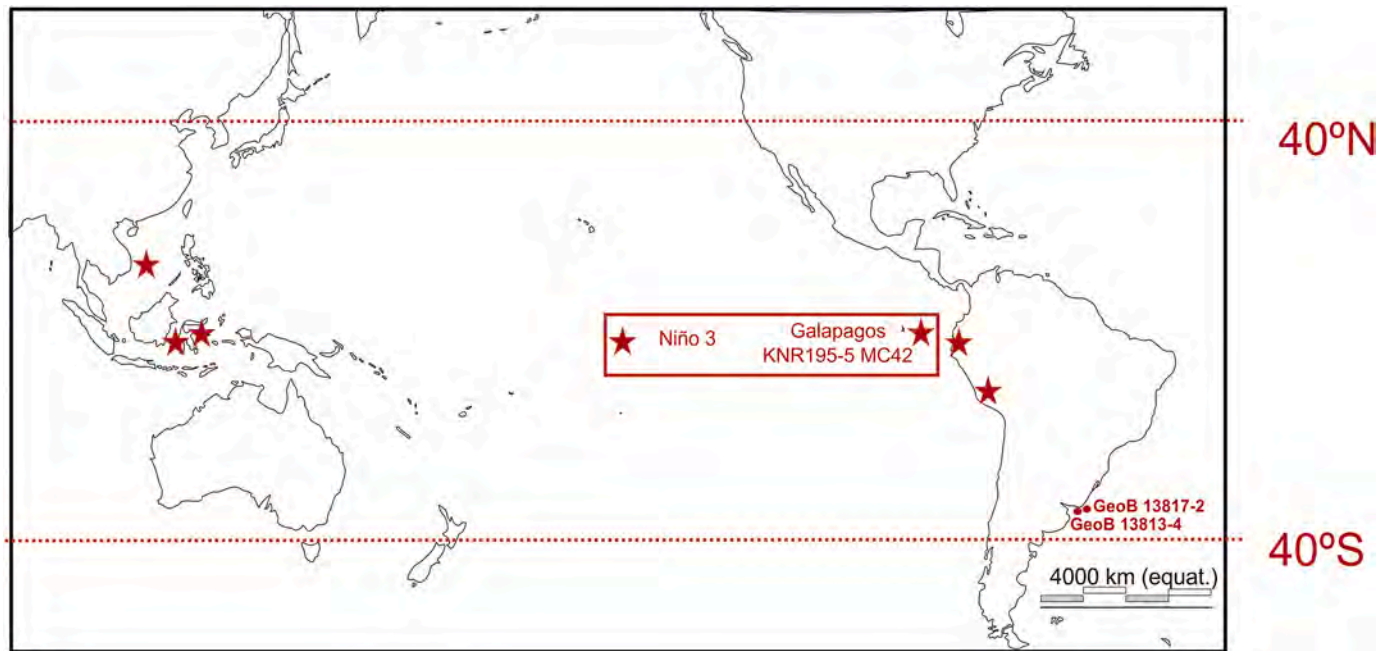
## 5.2. Decadal anthropogenic and natural variability

The anthropogenic impact and related climatic variability also played an important role in the intensification of the CMO during the CWP. Henley et al. (2011) determined an increase in the variance of PDO signal after 1900 CE, but also using either Tropical South Atlantic Index of ENSO observational data, many authors revealed stronger signal from 1965 to 2000 CE (Labat et al., 2005; Depetris and Pasquini, 2007b). It has been proposed that the contemporaneous anthropogenic impact leading to rising temperatures will result in a significant intensification of future ENSO events (Cai et al., 2014). In this sense, Seager et al. (2012) assume that global warming may be causing an increase of the inter-annual hydro-climatic variability within SESA, which is in good agreement with our record of highest runoff registered during CWP, accompanied by an intensification in inter-annual cycles. Furthermore, Koirala et al. (2014) proposed a scenario of increasing river flow for SESA in projection with climatic change. If this intensification continues within the next decades, this will probably lead to even further higher continental input and productivity within the inner shelf (García-Rodríguez et al., 2014; Brugnoli et al., 2019).

Such an intensification of the XRF inter-annual cycles was even most

noticeable during 1970–2000 CE, related not only to a positive PDO and ENSO but also negative AMO and SAM phases (Fig. 5), combined with anthropogenic impacts within the drainage basin. Since 1970 CE, the RdIP has experienced a significant increase in river discharge associated to an increase in the rainfall by 30% over the Paraná River watershed (Camilloni, 2005; Milliman et al., 2008; Mauas et al., 2008, 2010). We determined the highest continental influence and input accordingly into the adjacent continental shelf after 1970 CE. Such an increased river

discharge pattern was associated to the occurrence of the strongest ENSO events during the last century (i.e., 1981/82 and 1997/98). These are also considered as the strongest late Holocene events (Rein, 2007), which are observed during a positive PDO phase and negative AMO and SAM phases (1970–2000, Compagnucci et al., 2002; Garreaud et al., 2009). According to Depetris and Kempe (1990), the Paraná River discharge increased by 60% during the 1982 ENSO event compared to the long-term average. In this regard, positive PDO phases enhanced the



Ti/Al vs Mann et al. (2009) Temp Anomaly

GeoB 13813-4  $\rho = 0.5$ ;  $n = 1063$ ;  $p < 0.01$

GeoB 13817-2  $\rho = 0.35$ ;  $n = 720$ ;  $p < 0.01$

**Fig. 9.** ENSO global trends for the last millennium (modified from Lüning et al., 2018), compared to cores GeoB 13813-4 and GeoB 13817-2. The geographical location of the comparative records is shown in the world map. The Spearman's correlations between Mann et al. (2009) ENSO reconstruction and Ti/Al data from both core GeoB 13813-4 and GeoB 13817-2 are shown to the bottom of the plot.

El Niño strength, and such events determine increases in the precipitation regime over most of the RdIP drainage basin (Ciotti et al., 1995; Depetris and Pasquini, 2007a, 2007b; Garreaud et al., 2009). Furthermore, AMO negative phases also modulate the precipitation over SESA, thus enhancing the SAMS during negative AMO (Chiessi et al., 2009). We inferred that during strong positive PDO, ENSO, and negative SAM and AMO phases (e.g., 1970–2000), the RdIP discharge increased significantly, and such a condition implies high pulses of continental export to the shelf. We registered three distinct peaks in 1970, 1980, and 1990 CE (Fig. 5), which are most probably related to the Paraná River decadal variability, i.e., 10 yr cycles associated to sunspots and PDO (Depetris and Pasquini 2007 a and b; Mauas et al., 2010). The high continental input registered after 1970, which is so far the highest record into the SWAO for the last millennium, should be not only related to an intensification of CMO, especially ENSO, but also to an anthropogenic impact (Perez et al., 2017; Mourelle et al., 2018; Hanebuth et al., 2019). In this sense, Tucci and Clarke (1998), detected significant environmental human impacts within the RdIP drainage basin, such as deforestation from 1950 to 1990 CE and the intensification of agricultural practices after 1970 CE (mainly related to annual soy crops). Such land-uses have increased soil erosion for most of the RdIP drainage basin, especially the upper Paraná, Paraguay, Pilcomayo and Bermejo Rivers, being these the main sources of sediments (Tucci and Clarke, 1998; Mechoso et al., 2001; Bonachea et al., 2010). Soil erosion rates related to such activities were estimated to be 300 and 40 tons km<sup>-2</sup> yr<sup>-1</sup> for both the upper and lower RdIP basins (Mechoso et al., 2001). Consequently, such anthropogenic impact will further increase the intensification of continental runoff into the SWAO leading to even higher productivity.

### 5.3. Geographical comparison

According to the global last millennium ENSO reconstructions, the MCA was characterized by ambiguous El Niño-La Niña-like state, depending on the region. Some studies determined an El Niño-like state during MCA (eg., Moy et al., 2002; Conroy et al., 2008, 2010; Yan et al., 2011; Rustic et al., 2015; Henke et al., 2017, Fig. 9). In contrast, Mann et al. (2009) inferred a dominance of La Niña-like state in the Tropical Pacific for the MCA (Fig. 9). Furthermore, reconstruction of ENSO activity from the eastern Pacific coasts, i.e., Chile and Perú revealed also a weak El Niño activity during MCA (Rein et al., 2004, 2005; Salvattecchi et al., 2014; Castillo et al., 2017). Seager and Burgman (2011), reviewed the MCA hydro-climatic changes from North America and explained such period of mega droughts as a La Niña-like state and persistent positive North Atlantic SST anomalies. In this study, both GeoB cores investigated by us (Figs. 7 and 8), exhibit the weakest significant signal of ENSO cyclicity for the MCA, and we observed accordingly the lowest and less variable continental input into the RdIP mud depocenter during the MCA. During the first half of the LIA global ENSO records indicate dominance of La Niña-like conditions, but during the second half of the LIA, after 1500 CE, a shift to El Niño-dominated conditions was inferred by some authors (Mann et al., 2009; Li et al., 2011; Rustic et al., 2015; Henke et al., 2017). In agreement with some of the global trends, our records indicate an intensification of ENSO cyclicity during the second half of the LIA, and a concomitant increase in the continental input and variability within the RdIP mud depocenter was inferred after 1500 CE (Figs. 7 and 8). During the CWP all records clearly show dominance of El Niño-like conditions (Fig. 9), and we inferred the most intense El Niño cyclicity (Rein et al., 2004; Rein, 2007; Mann et al., 2009; Li et al., 2011; Salvattecchi et al., 2014; Rustic et al., 2015; Castillo et al., 2017). Since Mann et al. (2009) record displays a resolution comparable to that of our data, we calculated the chronostratigraphic correlation and we obtained a very good coefficient between our continental input proxy and the SST from the El Niño 3 region (Fig. 9), i.e., positive and significant Spearman's correlations for both core GeoB 13813-4 and 13817-2 and ENSO reconstruction (Fig. 9). This indicates that such anomalies from

the Tropical Pacific determined at least in part the precipitation patterns over the RdIP drainage basin and the river runoff into the SWAO (Fig. 9). Therefore, the inferences presented by us are in close agreement with the last millennium ENSO global trends.

## 6. Concluding remarks

We inferred high-resolution river discharge and associated paleoceanographic sediment deposition that allow the reconstruction of terrigenous river supply to the inner shelf off Uruguay at centennial, decadal and interannual variability. The process of intensification of the ENSO mode of variability started after the onset of the LIA, which chronology can be set at 1500 CE, and determined also an intensification of continental input and increased productivity in the SWAO. During the LIA, ENSO displayed mostly decadal cycles, but after the end of the LIA and onset the CWP, the cyclicity intensified to half-decade cycles. As of 1970s, river discharge attained maximum magnitude and frequency as a sign of combined natural and anthropogenic forcing. The strongest last millennium El Niño events and land-use practices (mainly intensification of soya crops and deforestation) have increased continental runoff, soil erosion and deposition of continental material into the SWAO, leading to increased shelf productivity. Future scenarios indicate that both climatic change and land-uses practices will further lead to increasing continental runoff thus further affecting the earth cycles.

## Declaration of Competing Interest

The authors declare that they have no known competing financial interests or personal relationships that could have appeared to influence the work reported in this paper.

## Acknowledgments

The Deutscher Akademischer Austauschdienst (DAAD) funded the research visit and the scanning time in Bremen (FGR). This research used data acquired at the XRF Core Scanner Lab at the MARUM – Center for Marine Environmental Sciences, University of Bremen, Germany, where Hendrik Lantzsch and Thomas Westerhold are especially acknowledged. PEDECIBA-Geociencias and SNI-ANII provided financial aid. Thanks to Conselhon Nacional de Pesquisa CNPq for the research grant 304007/2019-6 to F. García-Rodríguez and grant 300962/2018-5 to M.M. de Mahiques. We thank Sebastain Krastel, Till Hanebuth and all the scientists and crew of Meteor Cruise M78/3 for collecting the cores. We also thank Ismael and Camilo Etchevers for their technical support with some of the figures. Jed Kaplan and an anonymous reviewer provided helpful comments that improved this paper. Laura Perez dedicates this paper to the loving memory of her mother Silva Becoña, as she passed away while resubmitting this paper.

## Appendix A. Supplementary data

Supplementary data to this article can be found online at <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2020.103367>.

## References

- Abram, N.J., Mulvaney, R., Vimeux, F., 2014. Evolution of the Southern Annular Mode during the past millennium. *Nat.* 4 (7), 564–569.
- Acha, E.M., Mianzan, H.W., Iribarne, O., Gagliardini, D., Lasta, C., Daleo, P., 2003. The role of the Río de la Plata bottom salinity front in accumulating debris. *Mar. Pollut. Bull.* 46, 197–202.
- Acha, E.M., Mianzan, H.W., Guerrero, R.A., Favero, M., Bava, J., 2004. Marine fronts at the continental shelves of austral South America: physical and ecological processes. *J. Mar. Syst.* 44, 83–105.
- Acha, E.M., Mianzan, H.W., Guerrero, R., Carreto, J., Giberto, D., Montoya, N., Carignan, M., 2008. An overview of physical and ecological processes in the Río de la Plata Estuary. *Cont. Shelf Res.* 28, 1579–1588.

- Alves, E., Macario, K., Souza, R., Pimenta, A., Douka, K., Oliveira, F., Chanca, I., Angulo, R., 2016. Corrigendum to 'Radiocarbon reservoir corrections on the Brazilian coast from prebomb marine shells'. *Quat. Geochronol.* 31, 1–2.
- Aubriot, L., Zabaleta, B., Bordet, F., Sienra, D., Risso, J., Achkar, M., Somma, A., 2020. Assessing the origin of a massive cyanobacterial bloom in the Río de la Plata (2019): towards an early warning system. *Water Res.* 181, 115944. <https://doi.org/10.1016/j.watres.2020.115944>.
- Bender, V.B., Hanebuth, T., Chiesi, C.M., 2013. Holocene shifts of the subtropical shelf front off Southeastern South America controlled by high and low latitude atmospheric forcings. *Paleoceanography* 28, 1–10. <https://doi.org/10.1002/palo.20044>.
- Bernárdez, P., González-Álvarez, R., Francés, G., Prego, R., Bárcena, M.A., Romero, O.E., 2008. Paleoproductivity changes and upwelling variability in the Galicia Mud Patch during the last 5000 years: geochemical and microfloral evidence. *The Holocene* 18 (8), 1207–1218.
- Berri, G.J., Ghiotto, M.A., Garcia, N.O., 2002. The influence of ENSO in the flows of the Upper Paraná River of South America over the past 100 years. *J. Hydrometeorol.* 2, 57–65.
- Bianchi, T.S., 2007. *Biogeochemistry of Estuaries*. Oxford University Press, Texas, p. 700.
- Blaauw, M., Christen, J.A., 2011. Flexible paleoclimate age-depth models using an autoregressive gamma process. *Bayesian Anal.* 6, 457–474.
- Bonachea, J., Bruschi, V.M., Hurtado, M.A., Forte, L.M., da Silva, R., Etcheverry, M., Cavallo, J.L., Dantas, M.F., Pejon, O.J., Zuquette, L.Z., Bezerra, M.A.O., Remondo, J., Rivas, V., Gómez-Arozamena, J., Fernández, G., Cendrero, A., 2010. Natural and human forcing in recent geomorphic change; case studies in the Río de la Plata basin. *Sci. Total Environ.* 408, 2674–2695. <https://doi.org/10.1016/J.SCITOTENV.2010.03.00>.
- Boyle, J.F., 2001. Inorganic geochemical methods in paleolimnology. In: Last, W.M., Smol, J.P. (Eds.), *Tracking Environmental Change Using Lake Sediments: Physical and Geochemical Methods*, vol. 2. Kluwer, Dordrecht, pp. 83–141.
- Brugnoli, E., Brena, B., Venturin, V., Muniz, P., Rodríguez, A., García-Rodríguez, F., 2019. Assessing multimetric trophic state variability during an ENSO event in a large regional estuary (Río de la Plata, South America). *Reg. Stud. Mar. Sci.* <https://doi.org/10.1016/j.rsma.2019.100565>.
- Burone, L., Ortega, L., Franco-Fraguas, P., Mahiques, M., García-Rodríguez, F., Venturin, N., Marin, Y., Brugnoli, E., Nagai, R., Muniz, P., Bicego, M., Figueira, R., Salaroli, A., 2013. A multiproxy study between the Río de la Plata and the adjacent South-western Atlantic inner shelf to assess the sediment footprint of river vs. marine influence. *Cont. Shelf Res.* 55, 141–154.
- Burrage, D., Wesson, J., Martinez, C., Perez, T., Moller, O., Piola, A., 2008. Patos Lagoon outflow within the Río de la Plata plume using an airborne salinity mapper: observing an embedded plume. *Cont. Shelf Res.* <https://doi.org/10.1016/j.csr.2007.02.014>.
- Cai, W., Borlace, S., Lengaigne, M., van Rensch, A., Collins, M., Vecchi, G., Timmermann, A., Santos, A., McPhaden, M.J., Wu, L., England, M.H., Wang, G., Guiyardi, E., Jin, F., 2014. Increasing frequency of extreme El Niño events due to greenhouse warming. *Nat.* 111–116.
- Calliari, D., Brugnoli, E., Ferrari, G., Vizziano, D., 2009. Phytoplankton distribution and production along a wide environmental gradient in the South-West Atlantic off Uruguay. *Hydrobiol.* 620, 47–61. <https://doi.org/10.1007/s10750-008-9614-7>.
- Camilloni, I., 2005. Variabilidad y tendencias hidrológicas en la cuenca del Plata. In: Fangos, V., Menendez, A., Nagy, G. (Eds.), *El cambio climático en el Río de la Plata*. CIMA, Buenos Aires (201 pp.).
- Carvalho, L.M.V., Jones, C., 2009. Zona de convergencia do Atlântico Sul. In: Iracema, F., Ferreira, N., da Silva, G.A., Dias, M.A.F. (Eds.), *Tempo e clima no Brasil* (Sao Paulo SP, Brasil, 468 pp.).
- Carvalho, L.M.V., Jones, C., Liebmann, B., 2004. The South Atlantic Convergence Zone: intensity, form, persistence, and relationships with intraseasonal to interannual activity and extreme rainfall. *J. Clim.* 17, 88–108.
- Castillo, A., Valdés, J., Sifeddine, A., Reyss, J.-L., Bouloubassi, I., Ortlieb, L., 2017. Changes in biological productivity and ocean-climatic fluctuations during the last ~1.5kyr in the Humboldt ecosystem off northern Chile (27°S): a multiproxy approach. *Paleoceanogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 485, 798–815.
- Chiesi, C.M., Mulitza, S., Patzold, J., Wefer, G., Marengo, J.A., 2009. Possible impact of the Atlantic Multidecadal Oscillation on the South American summer monsoon. *Geophys. Res. Lett.* 36, L21707 <https://doi.org/10.1029/2009GL039914>.
- Chiesi, C.M., Mulitza, S.G., Jeroen, S.J.B., Campos, M.C., Gurgel, M.H.C., 2014. Variability of the Brazil Current during the late Holocene. *Palaeo* 3. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2013.12.005>.
- Ciotti, A.M., Odebrecht, C., Fillmann, G., Moller, O.O., 1995. Freshwater outflow and Subtropical Convergence influence on phytoplankton biomass on the southern Brazilian continental shelf. *Cont. Shelf Res.* 15 (14), 1737–1756.
- Clark, E.A., Sheffield, J., Van Vliet, M.T.H., Nijssen, B., Lettenmaier, D., 2015. Continental Runoff into the Oceans (1950–2008). *J. Hydrol.* 16, 1502–1520. <https://doi.org/10.1175/JHM-D-14-0183.1>.
- Compagnucci, R.H., Agosta, E.A., Vargas, W.M., 2002. Climate change and quasi-oscillations in central West Argentina summer precipitation: main features and coherent behaviour with Southern African region. *Clim. Dyn.* 18, 421–435.
- Conroy, J.L., Overpeck, J.T., Cole, J.E., Shanahan, T.M., Steinitz-Kannan, M., 2008. Holocene changes in eastern tropical Pacific climate inferred from a Galapagos lake sediment record. *Quat. Sci. Rev.* 27 (11), 1166–1180.
- Conroy, J.L., Overpeck, J.T., Cole, J.E., 2010. El Niño/Southern Oscillation and changes in the zonal gradient of tropical Pacific sea surface temperature over the last 1.2 ka. *PAGES News* 18 (1), 32–36.
- Croudace, I.W., Lowemark, L., Tjallingii, R., Zolitschka, B., 2019. Current perspectives on the capabilities of high resolution XRF core scanners. *Quat. Int.* 514, 5–15.
- Davies, S.J., Lamb, H.F., Roberts, S.J., 2015. Micro-XRF core scanning in palaeolimnology: recent developments. In: Croudace, I.W., Rothwell, R.G. (Eds.), *Micro-XRF Studies of Sediment Cores, Developments in Paleoenvironmental Research*. 17, pp. 189–226. [https://doi.org/10.1007/978-94-017-9849-5\\_7](https://doi.org/10.1007/978-94-017-9849-5_7).
- Depetris, J., Kempe, S., 1990. The impact of the El Niño 1982 event on the Paraná River, its discharge and carbon transport. *Glob. Planet. Chang.* 89, 239–244.
- Depetris, P.J., Pasquini, A.I., 2007a. The geochemistry of the Paraná river: an overview. In: Parma, M.J. (Ed.), *Limnology of a Subtropical Wetland*. Springer-Verlag Berlin Heidelberg, pp. 144–174.
- Depetris, P.J., Pasquini, A.I., 2007b. Discharge trends and flow dynamics of southern South American rivers draining the southern Atlantic seaboard: an overview. *J. Hidrol.* 333, 385–399. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2006.09.005>.
- Depetris, P.J., Probst, J.-L., Pasquini, A.I., Gaiero, D.M., 2003. The geochemical characteristics of the Paraná River suspended sediment load: an initial assessment. *Hydrol. Process.* 17, 1267–1277. <https://doi.org/10.1002/hyp.1283>.
- Dymond, J., Suess, E., Lyle, M., 1992. Barium in deep-sea sediment: a geochemical proxy for paleoproductivity. *Paleoceanography*. 7, 163–181.
- Ferreira, N.J., Sanches, M., Silva Dias, M.A.F., 2004. Composicao da zona de convergencia do atlântico sul em Periodos de el Niño e la Niña. *Rev. Bras. Meteorol.* 19, 89–98.
- Franco-Fraguas, P., Burone, L., Mahiques, M., Ortega, L., Urien, M., Muñoz, A., López, G., Marin, Y., Carranza, A., Lahuerta, N., de Mello, C., 2003. Hydrodynamic and geomorphological controls on surface sedimentation at the Subtropical Shelf Front - Brazil-Malvinas Confluence transition off Uruguay (Southwestern Atlantic Continental Margin). *Mar. Geol.* 319, 24–36. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2013.12.010>.
- García, A.E., García, V.M.T., 2008. Variability of chlorophyll-a from ocean color, images in the La Plata continental shelf region. *Cont. Shelf Res.* 28, 1568–1578.
- García, S., Kayano, M., 2010. Some evidence on the relationship between the South American monsoon and the Atlantic ITCZ. *Theor. Appl. Climatol.* 99, 29–38.
- García-Rodríguez, F., Brugnoli, E., Muniz, P., Venturin, N., Burone, L., Hutton, M., Rodríguez, M., Pita, A., Kandratavicius, N., Perez, L., Verocai, J., 2014. Warm phase ENSO events modulate the continental freshwater supply and the trophic state of sediments in a large South American estuary. *Mar. Freshw. Res.* 65, 1–11. <https://doi.org/10.1071/MF13077>.
- Garreaud, R.D., Vuille, M., Compagnucci, R., Marengo, J., 2009. Present-day South American climate. *Paleoceanogr. Palaeoclimatol.* 281 (3–4), 180–195.
- Goldberg, E.D., Arrhenius, G.O.S., 1958. Geochemistry of Pacific pelagic sediments. *Geochim. Cosmochim. Acta* 13, 153–212.
- Gong, T., Feldstein, S.B., Luo, D., 2013. A simple GCM study on the relationship between ENSO and the Southern Annular Mode. *Am. Meteorol. Soc.* 70, 1821–1832.
- Govin, A., Holzwarth, U., Heslop, D., Ford Keeling, L., Zabel, M., Mulitza, S., Collins, J. A., Chiesi, C.M., 2012. Distribution of major elements in Atlantic surface sediments (36°N–49°S): imprint of terrigenous input and continental weathering. *Geochem. Geophys. Geosyst.* 13 (1), 1525–2027.
- Haberzettl, T., Corbella, H., Fey, M., Jassen, S., Lücke, A., Mayr, C., Ohlendorf, C., Wulf, S., Zolitschka, B., 2007. Lateglacial and Holocene wet-dry cycles in southern Patagonia: chronology, sedimentology and geochemistry of a lacustrine record from Laguna Potrok Aike, Argentina. *The Holocene* 17 (3), 297–310. <https://doi.org/10.1177/0959683607076437>.
- Hammer, Ø., 2010. *Time Series Analysis with PAST*. Website of the Natural History Museum, University Oslo, (18 pp.).
- Hammer, Ø., Harper, D.A.T., Ryan, P.D., 2001. PAST: paleontological statistics software package for education and data analysis. *Paleoentol. Electron.* 4 (1) (9 pp.).
- Hanebuth, T.J.J., Lantzsch, H., Nizou, J., 2015. Mud depocenters on continental shelves—appearance, initiation times, and growth dynamics. *Geo-Mar. Lett.* 35, 487–503. <https://doi.org/10.1007/s00367-015-0422-6>.
- Hanebuth, T.J.J., Lantzsch, H., García-Rodríguez, F., Perez, L., 2019. Currents controlling sedimentation: paleo-hydrodynamic variability inferred from the continental-shelf system off SE South America (Uruguay). In: Muniz, P., Conde, D., Venturin, N., Brugnoli, E. (Eds.), *Ciencias Marino Costeras en el Umbral del Siglo XXI. Desafíos en Latinoamérica y el Caribe (XV COLACMAR)*.
- Henke, L.M.K., Lambert, F.H., Charman, D.J., 2017. Was the little ice age more or less El Niño-like than the Medieval Climate Anomaly? Evidence from hydrological and temperature proxy data. *Clim. Past* 13 (3), 267–301.
- Henley, B.J., Thyer, M.A., Kuczera, G., Franks, S.W., 2011. Climate formed stochastic hydrological modeling: incorporating decadal-scale variability using paleo data. *Water Resour. Res.* 47 (11), w11509.
- Hernández, A., Sáez, A., Bao, R., Raposeiro, M.T., Doolittle, S., Masqué, P., Rull, V., Gonçalves, V., Vázquez-Loureiro, D., Rubio-Inglés, M.J., Sánchez-López, G., Giral, S., 2017. The influences of the AMO and NAO on the sedimentary infill in an Azores archipelago lake since ca. 1350CE. *Glob. Planet. Chang.* <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2017.05.007>.
- Hoffmann, A., Thorndycraft, V.R., Brown, G., Coulthard, T.J., Dammati, B., Kale, V.S., Middelkoop, H., Notebaert, B., Walling, D.E., 2010. Human impact on fluvial regimes and sediment flux during the Holocene: Review and future research agenda. *Glob. Planet. Chang.* 72, 87–98.
- Isla, F.I., 2008. ENSO-dominated estuaries of Buenos Aires: the interannual transfer of water from Western to Eastern South America. *Glob. Planet. Chang.* 64, 69–75.
- Koiraal, S., Hirabayashi, Y., Mahendran, R., Kanae, S., 2014. Global assessment of agreement among streamflow projections using CMIP5 model outputs. *Environ. Res. Lett.* 9, 064017 <https://doi.org/10.1088/1748-9326/9/6/064017>.
- Krastel, S., Wefer, G., Hanebuth, T.J.J., 2011. Sediment dynamics and geohazards off Uruguay and the de la Plata River region (northern Argentina and Uruguay). *Geo-Mar. Lett.* 31, 271–283. <https://doi.org/10.1007/s00367-011-0232-4>.

- Krastel, S., Wefer, G., Cruise participants, 2012. Report and preliminary results of RV METEOR Cruise M78/3. Sediment transport off Uruguay and Argentina: From the shelf to the deep sea. 19.05.2009–06.07.2009, Montevideo (Uruguay) – Montevideo (Uruguay), vol. 285. Berichte, Fachbereich Geowissenschaften, Universität Bremen, p. 79.
- Labat, D., Ronchail, J., Guyot, J.L., 2005. Recent advances in wavelet analyses: part 2 – Amazon, Parana, Orinoco and Congo discharges time scale variability. *J. Hydrol.* 314, 289–311.
- Lamy, F., Rühlemann, C., Hebbeln, D., Wefer, G., 2002. High- and low-latitude climate control on the position of the southern Peru-Chile Current during the Holocene. *Paleoceanography*. 17 (2), 1028. <https://doi.org/10.1029/2001PA000727>.
- Lange, C.B., Mostajo, E.L., 1985. Phytoplankton (diatoms and silicoflagellates) from the south western Atlantic Ocean. *Bot. Mar.* 27, 469–476.
- Lantzsch, H., Hanebuth, T.J.J., Chiessi, C.M., Schwenk, T., Violante, R., 2014. A high-supply sedimentary system controlled by strong hydrodynamic conditions (the continental margin off the Plata Estuary during the late Quaternary). *Quat. Res.* 81 (2), 339–354.
- Li, J., Xiel, S.-P., Cook, E.R., Huang, G., D'Arrigo, R., Liu, F., Ma, J., Zheng, X.T., 2011. Interdecadal modulation of El Niño amplitude during the past millennium. *Nat.* 1 <https://doi.org/10.1038/NCLIMATE1086>.
- Lomb, N.R., 1976. Least-squares frequency analysis of unequally spaced data. *Ap&SS*. 39 (2), 447–462. <https://doi.org/10.1007/BF00648343>.
- Lüning, S., Gaika, M., Bamonte, F.P., García-Rodríguez, F., Vahrenholt, F., 2018. The medieval climate anomaly in South America. *Quat. Int.* 508, 70–87. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2018.10.041>.
- MacDonald, G.M., Case, R.A., 2005. Variations in the Pacific Decadal Oscillation over the past millennium. *Geophys. Res. Lett.* 32, L08703 <https://doi.org/10.1029/2005GL022478>.
- Mahiques, M.M., Wainer, I.K.C., Burone, L., Nagai, R., Sousa, S.H.M., Lopes, Figueira, R. C., da Silveira, I.C.A., Bicego, M.C., Alves, D.P.V., Hammer, O., 2009. A high-resolution Holocene record on the Southern Brazilian shelf: paleoenvironmental implications. *Quat. Int.* 206, 52–61. <https://doi.org/10.1038/NCLIMATE1086>.
- Mahiques, M.M., Figueira, R., Sousa, S., Santos, R.F., Ferreira, P.A.L., Kim, B.S. M., Goya, S.C., de Matos, Maria C.S.N., Bicego, M.C., 2020. Sedimentation on the southern Brazilian shelf mud depocenters: insights on potential source areas. *J. S. Am. Earth Sci.* 100, 102577.
- Mann, M.E., Zhang, Z., Rutherford, S., Bradley, R., Hughes, M.K., Shindell, D., Ammann, C., Faluvegi, G., Fenbái, N., 2009. Global signatures and dynamical origins of the little ice age and medieval climate anomaly. *SCI*. 326, 1256–1259.
- Mantua, N.J., Hare, S.R., Zhang, Y., Wallace, J.M., Francis, R.C., 1997. A Pacific Interdecadal Climate Oscillation with impacts on salmon production. *Bull. Amer. Meteor. Soc.* 78, 1069–1079.
- Marrero, A., Tudurí, A., Perez, L., Cuña, C., Muniz, P., Lopes Figueira, R.C., Mahiques, M. M., Alves de Lima Ferreira, P., Pittauerová, D., Hanebuth, T.J.J., 2014. Cambios históricos en el aporte terrígeno de la cuenca del Río de la Plata sobre la plataforma interna Uruguayua. *Lat. Am. J. Sedimentol. Basin Anal.* 21, 165–179.
- Marshall, G.J., 2003. Trends in the Southern Annular Mode from observations and reanalyses. *J. Clim.* 16, 4134–4143.
- Martinez, A., Ortega, L., 2007. Seasonal trends in phytoplankton biomass over the Uruguayan Shelf. *Cont. Shelf Res.* 27, 1747–1758.
- Martins, L.R., Urien, C.R., 2004. Areias da plataforma e a erosão costeira. *Gravel*. 2, 4–24.
- Martins, L.R., Martins, I.R., Urien, C.M., 2003. Aspectos sedimentares da plataforma continental na área de influencia de Rio de La Plata. *Gravel*. 1, 68–80.
- Masello, A., Menafra, R., 1998. Macrobenthic communities of the Uruguayan coastal zone and adjacent areas. In: Wells, P.G., Daborn, G.R. (Eds.), *Río de la Plata una revisión ambiental*. University of Dalhousie, pp. 140–186.
- Mathias, G.L., Nagai, R.H., Trindade, R.I.F., Mahiques, M.M., 2014. Magnetic fingerprint of the late Holocene inception of the Río de la Plata plume onto the southeast Brazilian shelf. *Palaeo* 415. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2014.03.034>.
- Mauas, P.J.D., Flamenco, E., Buccino, A.P., 2008. Solar forcing of the stream flow of a continental scale South American river. *Phys. Rev. Lett.* 101.
- Mauas, P.J.D., Buccino, A.P., Flamenco, E., 2010. Long-term solar activity influences on South American rivers. *J. Atmos. Solar-Terr. Phys.* 73, 377–382.
- Mechoso, C.R., Dias, P.S., Baethgen, W., Barros, V., Berbery, E.H., Clarke, R., Cullen, H., Ereño, C., Grassi, B., 2001. Climatology and Hydrology of the Plata Basin. A Document of VAMOS Scientific Study Group on the Plata Basin (55 pp.). <http://www.clivar.org/sites/default/files/documents/vamos/laplata.pdf>.
- Meyer, I., Wagner, L., 2009. The little ice age in Southern South America: proxy and model based evidence. In: Vimeux, F., Sylvestre, F., Khodri, M. (Eds.), *Past Climate Variability in South America and Surrounding Regions, from the Last Glacial Maximum to the Holocene*. Springer, pp. 395–412.
- Milliman, J.D., Farnsworth, K.L., 2011. *River Discharge to the Coastal Ocean and Global Synthesis*. Cambridge University Press (382 pp.).
- Milliman, J.D., Meade, R.H., 1983. World-wide delivery of river sediment to the oceans. *J. Geol.* 91, 1.
- Milliman, J.D., Farnsworth, K.L., Jones, P.D., Xu, K.H., Smith, L.C., 2008. Climatic and anthropogenic factors affecting river discharge to the global ocean, 1951–2000. *Glob. Planet. Chang.* 62, 187–194.
- Moller Jr., O.O., Piola, A.R., Freitas, A.C., Campos, E., 2008. The effects of river discharge and seasonal winds on the shelf off southeastern South America. *Cont. Shelf Res.* 28 (13), 1603–1624.
- Mourelle, D., Perez, L., Hanebuth, T.J.J., Lantzsch, H., García-Rodríguez, F., 2018. Climatic, environmental and oceanographic changes over the past millennium, reconstructed from a palynological record on the inner Uruguayan continental shelf. *JSE* 3 (4), 234–252. <https://doi.org/10.12957/jse.2018.39141>.
- Moy, C.M., Seltzer, G.O., Rodbell, D.T., Anderson, D.M., 2002. Variability of El Niño/Southern Oscillation activity at millennial timescales during the Holocene epoch. *Nature* 420, 162.
- Newkom, R., Gergis, J., 2012. Southern Hemisphere high-resolution paleoclimatic records of the last 2000 years. *The Holocene* 22 (5), 501–524.
- Novello, F., Cruz, F.W., Karmann, I., Burns, S.J., Stríkis, N., Vuille, M., Cheng, H., Edwards, L., Santos, R.V., Frigo, E., Barreto, E.A.S., 2012. Multidecadal climate variability in Brazil's Nordeste during the last 3000 years based on speleothem isotope records. *Geophys. Res. Lett.* 39, L23706 <https://doi.org/10.1029/2012GL053936>.
- Nunes, L.H., Vicente, A.K., Candido, P.H., 2009. Clima da região sudeste do Brasil. In: Iracema, F., Ferreira, N., da Silva, G.A., Dias, M.A.F. (Eds.), *Tempo e clima no Brasil*. Sao Paulo SP, Brasil, p. 468.
- Oglesby, R., Feng, S., Hu, Q., Rowe, C., 2012. The role of the Atlantic Multidecadal Oscillation on medieval drought in North America: synthesizing results from proxy data and climate models. *Glob. Planet. Chang.* 84–85, 56–65.
- van Oldenborgh, G.J., te Raa, L.A., Dijkstra, H.A., Philip, S.Y., 2009. Frequency- or amplitude-dependent effects of the Atlantic meridional overturning on the tropical Pacific Ocean. *Ocean Sci.* 5, 293–301. <https://doi.org/10.5194/os-5-293-2009>.
- Perez, L., García-Rodríguez, F., Hanebuth, T.J.J., 2016. Variability in terrigenous sediment supply offshore of the Río de la Plata (Uruguay) recording the continental climatic history over the past 1200 years. *Clim. Past* 12, 623–634. <https://doi.org/10.5194/cp-12-623-2016>.
- Perez, L., García-Rodríguez, F., Hanebuth, T.J.J., 2017. Paleosalinity changes in the Río de la Plata estuary and on the adjacent Uruguayan continental shelf over the past 1200 cal ka BP: an approach using diatoms as proxy. In: Weckström, K., Saunders, P., Skilbeck, G. (Eds.), *Applications of Paleoenvironmental Techniques in Estuarine Studies, Developments in Paleoenvironmental Research (DPER)*. Springer, pp. 529–550.
- Perez, L., Crisci, C., Hanebuth, T.J.J., Lantzsch, H., Perera, G., Rodríguez, M., Pérez, A., Fornaro, L., García-Rodríguez, F., 2018. Climatic oscillations modulating the Late Holocene fluvial discharge and terrigenous material supply from the Río de la Plata into the Southwestern Atlantic Ocean. *JSE* 3 (4), 205–219. <https://doi.org/10.12957/jse.2018.38983>.
- Piola, A.R., Matano, R.P., Palma, E.D., Moller Jr., O.O., Campos, E.J.D., 2005. The influence of the Plata River discharge on the western South Atlantic shelf. *Geophys. Res. Lett.* 32, L01603 <https://doi.org/10.1029/2004GL021638>.
- Piola, A.R., Moller, O.O., Guerrero, R.A., Campos, E.J.D., 2008. Variability of the subtropical shelf front off eastern South America: Winter 2003 and summer 2004. *Cont. Shelf Res.* 28, 1639–1648. <https://doi.org/10.1016/j.csr.2008.03.013>.
- Piovano, E.L., Ariztegui, D., Bernasconi, S.M., Mckenzie, J.A., 2004. Stable isotopic record of hydrological changes in subtropical Laguna Mar Chiquita (Argentina) over the last 230 years. *Holocene*. 14 (4), 525–535.
- Prakash Babu, C., Brumsack, H.-J., Schnetger, B., Bottcher, M.E., 2002. Barium as a productivity proxy in continental margin sediments: a study from the eastern Arabian Sea. *Mar. Geol.* 184, 189–206.
- Rein, B., 2007. How do the 1982/83 and 1997/98 El Niños rank in a geological record from Peru? *Quat. Int.* 161, 56–66.
- Rein, B., Luckage, A., Frank, S., 2004. A major Holocene ENSO anomaly during the Medieval Period. *Geophys. Res. Lett.* 31 <https://doi.org/10.1029/2004GL020116>.
- Rein, B., Lückge, A., Reinhardt, L., Sirocko, F., Wolf, A., Dullo, W.C., 2005. El Niño variability off Peru during the last 20,000 years. *Paleoceanography* 20, PA4003. <https://doi.org/10.1029/2004PA001099>.
- Robertson, A.W., Mechoso, C.R., 1998. Interannual and decadal cycles in river flows of Southeastern South America. *J. Clim.* 11, 2579–2581.
- Robertson, A.W., Mechoso, C.R., 2000. Interannual and interdecadal variability of the South Atlantic Convergence Zone. *Mon. Weather Rev.* 128, 2947–2957.
- Ropelewski, C.F., Jones, P.D., 1987. An extension of the Tahiti-Darwin Southern Oscillation index. *Mon. Weather Rev.* 115, 2161–2165.
- Rosa, F., Dias, J.A., Mendes, I., Ferreira, Ó., 2011. Mid to late Holocene constraints for continental shelf mud deposition in association with river input: the Guadiana Mud Patch (SW Iberia). *Geo-Mar. Lett.* 31 (2), 109–121.
- Rustic, G.T., Koutavas, A., Marchitto, T.M., Linsley, B.K., 2015. Dynamical excitation of the tropical Pacific Ocean and ENSO variability by Little Ice Age cooling. *Science* 350 (6267), 1537–1541.
- Sachs, J.P., Blois, J.L., McGee, T., Wolhowe, M., Haberle, S., Clark, G., Atahan, P., 2018. Southward shift of the Pacific ITCZ during the Holocene. *Paleoceanog. Paleoclimatol.* 33, 1383–1395. <https://doi.org/10.1029/2018PA003>.
- Salvattei, R., Gutiérrez, D., Field, D., Sifeddine, D., Ortlieb, L., Bouloubassi, I., Boussafir, M., Boucher, H., Cetin, F., 2014. The response of the Peruvian Upwelling Ecosystem to centennial-scale global change during the last two millennia. *Clim. Past* 10, 715–731. <https://doi.org/10.5194/cp-10-715-2014>.
- Scargle, J.D., 1982. Studies in astronomical time series analysis. II. Statistical aspects of spectral analysis of unevenly spaced data. *ApJ* 263 (2), 835–853.
- Scargle, J.D., 1989. Studies in astronomical time series analysis. III. Fourier transforms, autocorrelation functions, and cross-correlation functions of unevenly spaced data. *ApJ* 343 (2), 874–887.
- Schuerch, M., Scholten, J., Carretero, S., García-Rodríguez, F., Kumbier, K., Baechtger, M., Liebetrau, V., 2016. The effect of long-term and decadal climate and hydrology variations on estuarine marsh dynamics: an identifying case from Río de la Plata. *Geomorphology*. 269, 122–132. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2016.06.029>.
- Schulz, M., Mudelsee, M., 2002. REDFIT: estimating red-noise spectra directly from unevenly spaced paleoclimatic time series. *Comput. Geosci.* 28, 421–426.
- Seager, R., Burgman, R.J., 2011. Medieval hydroclimate revisited. *PAGES News* 19 (1), 10–15.

- Seager, R., Harnik, N., Kushnir, Y., Robinson, J., Miller, J., 2003. Mechanisms of hemispherically symmetric climate variability. *J. Clim.* 16, 2960–2978.
- Seager, R., Naik, N., Baethgen, W., Robertson, A., Kushnir, Y., Nakamura, J., Jurburg, S., 2010. Tropical oceanic causes of interannual to multidecadal precipitation variability in Southeast South America over the past century. *J. Clim.* 23, 5517–5539.
- Seager, R., Naik, N., Vogel, L., 2012. Does global warming cause intensified interannual hydroclimate variability? *J. Clim.* 25, 3355–3372.
- Shen, J., Schoepfer, S.D., Fenga, Q., Zhou, L., Yud, J., Song, H., Wei, H., Algeoa, T.J., 2015. Marine productivity changes during the end-Permian crisis and Early Triassic recovery. *Earth-Sci. Rev.* 149, 136–162. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2014.11.002>.
- Smol, J.P., 2008. *Pollution of Lakes and Rivers: A Paleoenvironmental Perspective*. Blackwell Publishing Ltd, p. 400.
- Sun, X., Li, Ch., Kuiper, K.F., Zhang Zengjie, G., Jianhua Wijbrans, J.R., 2016. Human impact on erosion patterns and sediment transport in the Yangtze River. *Glob. Planet. Change*. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2016.06.004>.
- Syvitski, J.P.M., Vorosmarty, C.J., Kettner, A.J., Green, P., 2005. Impact of humans on the flux of terrestrial sediment to the global coastal ocean. *Science*. 308, 376–380.
- Thöle, H., Bornemann, A., Heimhofer, U., Luppold, F.W., Blumenberg, M., Dohrmann, R., Erbacher, J., 2019. Using high-resolution XRF analyses as sequence stratigraphic tool in a mudstone-dominated succession (Early Cretaceous, Lower Saxony Basin, Northern Germany). *Deposit. Rec.* 6, 236–258.
- Torrence, C., Compo, G.P., 1998. A practical guide to wavelet analysis. *BAMS*. 79, 61–78.
- Tucci, C.E.M., Clarke, R.T., 1998. Environmental issues in the La Plata Basin. *J. Water Resour. Dev.* 14, 157–174.
- Tudurí, A., Bergamino, L., Violante, R., Cavallotto, J.L., García-Rodríguez, F., 2018. Spatial and temporal variation in the present and historical sedimentary organic matter within the Río de la Plata estuary (South America) in relation to the turbidity/salinity gradient. *J. Sediment. Environ.* 3 (4), 265–279. <https://doi.org/10.12957/jse.2018.39152>.
- Viers, J., Dupré, B., Gaillardet, J., 2009. Chemical composition of suspended sediments in World Rivers: new insights from a new database. *Sci. Total Environ.* 407 (2), 853–868.
- Walling, D.E., 2006. Human impact on land-ocean sediment transfer by the world's rivers. *Geomorphology*. 79, 192–216.
- Welch, P.D., 1967. The use of Fast Fourier Transform for the estimation of power spectra: a method based on time averaging over short, modified periodograms. *IEEE Trans. Audio Electroacoust.* AU-15 (2), 70–73. <https://doi.org/10.1109/TAU.1967.1161901>.
- Weltje, G.J., Tjallingii, R., 2008. Calibration of XRF core scanners for quantitative geochemical logging of sediment cores: theory and application. *Earth Planet. Sci. Lett.* 274 (3–4), 423–438. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2008.07.054>.
- Yan, H., Sun, L., Wang, Y., Huang, W., Qiu, S., Yang, C., 2011. A record of the Southern Oscillation Index for the past 2,000 years from precipitation proxies. *Nat. Geosci.* 4, 611.
- Zhou, J., Lau, K.-M., 1998. Does a monsoon climate exist over South America? *J. Clim.* 11, 1020–1040.

---

**Climatic, environmental and oceanographic changes over the past millennium, reconstructed from a palynological record on the inner Uruguayan continental shelf**

---

MOURELLE, D., PEREZ, L., HANEBUTH, T.J.J., LANTZSCH, H. & GARCÍA-RODRÍGUEZ, F.

2018

Journal of Sedimentary Environments 3(4):234-252

## CLIMATIC, ENVIRONMENTAL AND OCEANOGRAPHIC CHANGES OVER THE PAST MILLENNIUM, RECONSTRUCTED FROM A PALYNOLOGICAL RECORD OF THE INNER URUGUAYAN CONTINENTAL SHELF

DOMINIQUE MOURELLE<sup>1\*</sup>, LAURA PEREZ<sup>1</sup>, TILL JENS JÖRG HANEBUTH<sup>2</sup>, HENDRIK LANTZSCH<sup>3</sup> AND FELIPE GARCÍA-RODRÍGUEZ<sup>1,4</sup>

1 Centro Universitario Regional del Este, CURE-Rocha, Uruguay

2 Department of Coastal and Marine Systems Sciences, Coastal Carolina University, U.S.A.

3 MARUM – Center for Marine Environmental Sciences and Faculty of Geosciences, University of Bremen, Leobener Straße, 28359 Bremen, Germany

4 Universidade Federal do Rio Grande, Instituto de Oceanografia, Programa de Pós-Graduação em Oceanografia Física, Química e Geológica, Rio Grande, Brazil

\* CORRESPONDING AUTHOR, domodica@gmail.com

Received on 21 September 2018

Received in revised form on 17 December 2018

Accepted on 18 December 2018

Editor: Leticia Burone, Universidad de la República, Uruguay

Citation:

Mourelle, D., Perez, L., Hanebuth, T.J.J., Lantzsch, H., García-Rodríguez, F., 2018. Climatic, environmental and oceanographic changes over the past millennium, reconstructed from a palynological record on the inner Uruguayan continental shelf. *Journal of Sedimentary Environments*, 3 (4): 234-252.

### Abstract

In order to strengthen and update knowledge on climatic, environmental and oceanographic changes on the inner Uruguayan continental shelf, we studied pollen, dinocyst and other non-pollen palynomorph assemblages on the sediment core GeoB13813-4. This core was taken from the Rio de la Plata (RdIP) mud depocenter and its remarkable high sedimentation rate for the last ca. 1000 cal yr BP reflects the high terrigenous supply from RdIP. Most pollen and spores are originated from the RdIP grasslands, the vegetation that covers the lower reaches of the La Plata Drainage Basin (LPDB). They mainly represent the regionally dominant grasslands, but also the riparian forests, *Butia yatay* palm populations, and the herbaceous-bushy marshes around the mouth of the estuary. Pollen from salt marshes, Atlantic rainforest, and *Araucaria* forests located in southern Brazil reached the study site, probably transported by coastal ocean currents, whereas pollen from Andean regions would represent a long-distance transport by wind. Changes in both proportion and concentration of freshwater and marine

palynomorphs indicate variability in freshwater input to the inner Uruguayan shelf. From ca. 1000 to 230 cal yr BP, significant marine influence of Subtropical Shelf Waters (STSW) was inferred, which was diluted by the freshwater supply from the Uruguayan mainland. This time interval was interrupted between ca. 690 to 575 cal yr BP by an increased freshwater contribution to the study area under the influence of Subantarctic Shelf Waters (SASW). From ca. 230 to 25 cal yr BP, a strong influence of RdIP waters was detected, only followed by another phase of dominant STSW during the past century. Such changes were related to regional climatic variability, i.e., Medieval Climate Anomaly, Little Ice Age and Current Warm Period. After ca. 1960 AD, the anthropogenic impact within the LPDB was clearly evidenced both by eutrophication and the first occurrence of PINUS pollen.

Keywords: Palynology. Dinocysts. Diatoms. Southeastern South America. Southwestern Atlantic Ocean. Past climate.

### 1. Introduction

Palaeoceanographic records derived from marine sediment cores taken at a mud belt, located on the inner shelf of the southwestern Atlantic Ocean, provide an exceptional sedimentary record to reconstruct climatic and environmental changes during the Late Holocene (Anderson, 2007; Lantzsch et al., 2014; Perez et al., 2016). In particular, pollen analyses significantly contribute to the

knowledge of past vegetational and climatic changes over the South American continent because they capture the variability derived from an interaction between a large river system (discharge as a result of precipitation) and an oceanic frontal zone on the continental shelf (location as a result of the regional wind regime; Mourelle et al, 2015a; Gu et al., 2017). Studies of marine depositional successions also allow for a direct correlation of marine and terrestrial signals as



combined indicators of paleoenvironmental changes (Behling et al., 2002). Palynomorphs deposited in marine sediment may include both autochthonous (i.e., dinocysts) and allochthonous elements having originated from terrestrial vegetation (pollen grains, spores) and freshwater biota (algae, cyanobacteria). The allochthonous components also reflect long-distance transport by winds, fluvial discharge and ocean currents (Vernal, 2009). In addition, allochthonous elements can provide detailed information on the vegetation cover, but this requires a careful interpretation of marine pollen diagrams because of the complex transport pattern and sedimentation processes in the coastal ocean, which may lead to a strong potential bias of the results (Dupont, 1999). Palynological studies from marine successions collected from the inner continental shelf thus allow for paleoenvironmental reconstructions at local and regional scales.

Until today, palynological analyses in the *campos* region of the RdIP grasslands, the main complex of extended grassland ecosystems in South America (750,000 km<sup>2</sup>, 28°-38°S; Soriano, 1991; Dixon et al., 2014) (Fig. 1A), have been used for paleolimnological reconstructions. Such studies suggested that grasslands were dominant in the whole region during the Late Holocene, while locally in the surroundings of the water bodies, the vegetation would have been diverse, consisting of freshwater marshes and riparian forests, under wet climatic conditions (Behling et al., 2005; Iriarte, 2006; García-Rodríguez et al., 2010; Mourelle et al., 2015a, b; 2017, 2018). This observation is consistent with the conditions inferred from the analysis of other paleo-environmental proxies, which inferred temperate to warm and humid conditions for the last 2000 cal yr BP (Iriarte, 2006; del Puerto, 2009). However, concomitant pulses of climatic amelioration and deterioration caused changes in the structure, composition and extension of plant communities (del Puerto, 2009). In particular, for southern Uruguay, the occurrence of both a warmer and more humid pulse during the Medieval Climatic Anomaly (MCA, 900-1250 AD), and a drier and colder pulse during the Little Ice Age (LIA, 1400-1850 AD) were suggested (del Puerto et al., 2013). Palynological analyses from the *campos* region do not reflect such climatic variability, possibly due to the low temporal resolution of the Late Holocene depositional successions.

Multi-proxy records performed on marine gravity cores have been studied to reconstruct vegetation, climate, and ocean dynamics in southern Brazil and the adjacent South Atlantic for the last 73.5 kyr (e.g., Razik et al., 2013; Gu et al., 2017, 2018b). These records were characterized by low temporal resolution for the Late Holocene. However, the inner continental shelf off the Uruguayan coast is characterized by an elongated seafloor depression, which represents the pre-Holocene surface of the ancient fluvial valley of the RdIP (RdIP paleo-valley; RPPV) (Cavallotto and Violante, 2005; Lantzsch et al., 2014). The RPPV extends

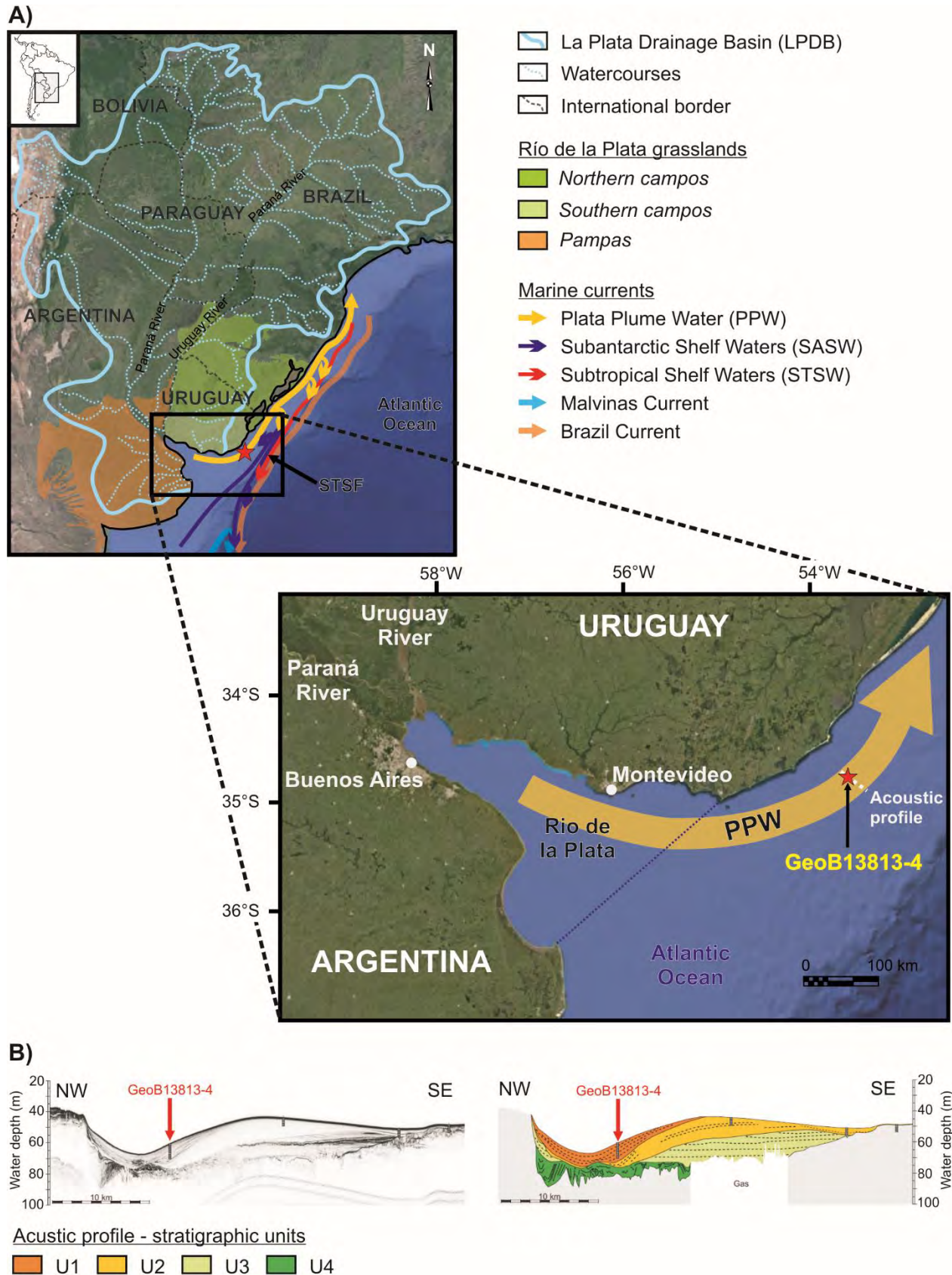
from the Paraná River to Rio Grande do Sul (Brazil), carved under sub-aerial conditions during the last pre-Holocene regression, and then filled up during the last sea-level rise (Cavallotto, 2002; Cavallotto and Violante, 2005; Lantzsch et al., 2014). Sediment core GeoB13813-4 was taken from such sediments, containing a 10-m long record that encompasses the past millennium (Lantzsch et al., 2014) and therefore yields a high-resolution archive for a detailed and continuous paleoecologically reconstruction. In this sense, Perez et al. (2016, 2017, 2018) studied the diatom flora, conventional geochemical (C, N, and their isotopes), XRF element ratios (Ca, Ti, Al, Fe, and K) and biogenic silica (BSi) on core GeoB13813-4 to decipher the history of terrigenous sediment input from the RdIP system. In this study, we analyze the palynological content with in the same core in order to (1) determine how palynological assemblages changed in relation to the continental sediment supply, (2) evaluate the paleobotanical potential of this succession with regard to the different types of vegetation that proliferate in southeastern South America, and (3) integrate our results into a multi-proxy approach by comparing pollen to other paleoceanographic and paleolimnological records from the southeastern South America for the last 1000 cal yr BP in order to strengthen and update knowledge on climatic, environmental and oceanographic changes.

## 2. Study Area

### 2.1 Hydrology and hydrography

The continental margin off southeastern South America is characterized by both high sediment supply from the RdIP, as well as the confluence of two important oceanographic currents (Möller et al., 2008; Palma et al., 2008; Lantzsch et al., 2014) (Fig. 1). The RdIP constitutes the lower reach of LPDB, the second largest river system in South America, draining an area of approximately 3.1x10<sup>6</sup> km<sup>2</sup>, which represents about 20% of the South American continent (Acha et al., 2008) (Fig. 1). The RdIP is formed by the confluence of the Paraná and Uruguay rivers, and discharges an average of 23,000 m<sup>3</sup> s<sup>-1</sup> of freshwater and a large amount of sediment (some 79.8x10<sup>6</sup> t yr<sup>-1</sup>) into the southwestern Atlantic Ocean (Depetris et al., 2003; Piola et al., 2008; Krastel et al., 2012; Razik et al., 2013; Lantzsch et al., 2014). The Paraná River supplies 79% of this discharge, and the Uruguay River contributes the remaining 21% (Pasquini and Depetris, 2007). Most of this discharge forms the low-salinity Plata Plume Water (PPW) that is spreads out over the inner Uruguayan and Brazilian continental shelf (Palma et al., 2008; Piola et al., 2008) (Fig. 1).

The inner continental shelf is overflowed by the Subtropical Shelf Front (STSF) that forms a thermohaline boundary between the northward-flowing, cold and less saline SASW and the southward-directed warm and salty STSW (Möller et al., 2008; Piola et al., 2008) (Fig. 1).



**Fig. 1.** A) Map of the study area: La Plata Drainage Basin, Rio de la Plata grasslands, and shelf water masses of the southwestern Atlantic Ocean. STSF: Subtropical Shelf Front. Inlet map: location of seismo-acoustic profile and core GeoB13813-4. Maps modified from Piola et al. (2005, 2008) and Lantzsch et al. (2014). B) Seismo-acoustic 4 kHz (PARASOUND) profile and interpreted inner-shelf architecture, with GeoB13813-4 core position, modified from Lantzsch et al. (2014).

The STSF is suggested to be the shelf-ward shallow-water continuation of the Brazil-Malvinas Confluence Zone, where the cold and less salty northward-flowing Malvinas Current collides with the warm, salty southward-flowing Brazil Current (Piola et al., 2000; Palma et al., 2008; Lantzsch et al., 2014) (Fig. 1).

## 2.2 Inner-shelf architecture and stratigraphic units

The inner continental shelf off the Uruguayan coast is characterized by an elongated seafloor depression that is located 40 km off the coast (Lantzsch et al., 2014). This depression represents the pre-Holocene surface of the ancient fluvial valley of the RdIP, that was about 35 km wide and up to 50 m deep before it became partly filled by Holocene sediments during the last sea-level rise (Cavallotto and Violante, 2005; Lantzsch et al., 2014). Above this depression, four stratigraphic units (U1-U4) have been defined according to their sedimentary characteristics, bounding unconformities and their acoustic facies (Lantzsch et al., 2014) (Fig. 1). U4 truncates into older strata (although of uncertain age). Channels were filled during sea-level rise and preceded the formation of U3, which sedimentary characteristics indicate a tidal origin under estuarine conditions. U2 represents a local inner-shelf sand depocenter that formed at ca. 4600 cal yr BP, when sea level was approximately +3 m higher than present level (Prieto et al., 2017), and therefore developed under full-marine conditions. U1 sediment accumulation started around 1000 cal yr BP, and represents a relatively modern shelf mud depocenter above the observed RPPV (Lantzsch et al., 2014).

## 2.3 Climate

Regional atmospheric circulation is under the influence of the South American Monsoon System (SAMS) and the South Atlantic semi-permanent high-pressure cell (Vera et al., 2006; Razik et al., 2013). Both systems are responsible for the transport of considerable moisture over the eastern LPDB, and hence, for the seasonal precipitation peak of the austral summer, when the Intertropical Convergence Zone (ITCZ) migrates southwards (Vera et al., 2006; Garreaud et al., 2009; Razik et al., 2013). During the austral winter, the Southern Westerly Wind Belt (SWWB) extends northwards to ~30° S promoted by the northerly position of ITCZ. As a consequence, the anticyclones gather moisture from local air masses and generate precipitation along the eastern LPDB by creating tropospheric instabilities associated with persistent polar fronts (Garreaud et al., 2009; Razik et al., 2013).

The regional climatic system exhibits an interannual and interdecadal variability, associated to environmental changes related to the El Niño-Southern Oscillation (ENSO) and the Pacific Decadal Oscillation (PDO), respectively (Depetris and Pasquini, 2007; Garreaud et al., 2009; Barreiro, 2010). It has been suggested that during both the warm El Niño and the positive PDO phases, there is an increasing trend in

precipitations over the LPDB associated with an intensification of SAMS, which leads to a higher river discharge (Depetris and Pasquini, 2007; Garreaud et al., 2009; Barreiro, 2010; García-Rodríguez et al., 2014). At multidecadal timescales, the Atlantic Multidecadal Oscillation (AMO) seems to reduce SAMS intensity in its positive phase (Chiessi et al., 2009). The opposite trend has been observed for negative ENSO, PDO and AMO phases.

The northward penetration of PPW along the Brazilian coast is primarily controlled by the intensity of southerly winds and secondarily by continental run-off. This northward expansion occurs predominantly during the austral winter (Piola et al., 2000, 2005). As a consequence, PPW drifts from 28°S during the austral winter to approximately 38°S during the summer, when northeasterly winds force a southeastward retreat of the PPW, spreading low-salinity waters over the entire continental shelf off the RdIP (Guerrero et al., 1997; Piola et al., 2000; Palma et al., 2008).

## 2.4 Vegetation

The lower reaches of LPDB flow through the RdIP grasslands, divided by León (1991) into the *pampas*, in the eastern Argentina, and the *campos*, in Uruguay and southern Rio Grande do Sul in Brazil (Fig. 1A). The *campos* region displays a noticeable biodiversity, with ca. 3000 species of vascular plants, including more than 550 different grass species from very diverse genera, such as *Paspalum*, *Nassella* and *Aristida* (Andrade et al., 2018). The presence of woody species gradually diminishes from north to south, many of them reaching their southern distribution boundary in *campos* region, hence being absent in the *pampas*.

Natural grasslands represent the predominant vegetation type in the *campos* region and are extended all over Uruguay (ca. 65% of the territory), in flat and gently-rolling relief, hills, gentle hills and low mountains (Lezama et al., 2011; MGAP-DIEA, 2011). Woody vegetation covers approximately 4.3% of the territory (Petraglia and Dell'Acqua, 2006), and consists of about 300 species of trees and shrubs (Brussa and Grela, 2007). They proliferate constrained to certain topographic features with relatively high-water availability or wind protection. Further information about the different vegetation types that develop in the *campos* region can be found elsewhere (Mourelle and Prieto, 2012, 2016).

Along the margin of rivers and water streams, riparian forests develop, dominated by tree species that are spatially arranged according to their water requirements. Hydrophilous trees develop in the floodplains, while mesophilous vegetation develops in areas of reduced water availability. Some exclusive hydrophilous taxa are *SALIX CHILENSIS*, *PHYLLANTHUS SELLOWIANUS*, *CEPHALANTHUS GLABRATUS* and *SEBASTIANIA COMMERSONIANA*, whereas some mesophilous ones are *SCUTIA BUXIFOLIA*, *CELTIS EHRENBERGIANA*, *LITHRAEA*

MOLLEOIDES, *SCHINUS LONGIFOLIUS* and many MYRTACEAE (e.g., *BLEPHAROCALYX SALICIFOLIUS*, *MYRCEUGENIA GLAUDESCENS*, *MYRCLANTHES CISPLATENSIS*) and Primulaceae (e.g., *MYRSINE CORIACEA*, *MYRSINE FERRUGINEA*) (Brussa and Grela, 2007). Humid riparian forests understory promotes the development of pteridophytes. *Butia yatay* palm grows interspersed among the dominant grasslands in Entre Ríos, Corrientes and Santa Fe provinces in Argentina, Uruguay and Rio Grande do Sul, Brazil (Geymonat and Rocha, 2009). They are considered as part of a relict community developed over sandy soils (Patterer et al., 2017).

In particular, the presence of tropical vegetation along the Uruguay River leads to a much higher biodiversity in comparison to other minor rivers in the region. Similarly, the floristic contributions from the Paraná River generate a particularly high diversity on the southwestern Uruguayan coast (Brussa and Grela, 2007). Eastwards, salt marshes develop in intertidal coastal areas and topographic depressions that get seasonally inundated by marine water of the Atlantic Ocean. They are dominated by *Spartina* (Poaceae), *Sarcocornia* (Chenopodiaceae), *Sarcopus* (Cyperaceae) and *Juncus* (Juncaceae), all halophilous taxa (Isacch et al., 2006).

The vegetation of the Paraná River floodplain is a mosaic of vegetation assemblages, where in addition to riparian forests, herbaceous-bushy marshy vegetation with species tolerant to various degrees and frequencies of flooding develop. Marshy-herbaceous vegetation contains aquatic grasses (*Panicum elephantipes*), rooted floating species (*Ludwigia peploides*), and rooted species (*POLYGONUM PUNCTATUM*), while the bushy species consist of *Solanum glaucophyllum*, *Sesbania virgata*, *Mimosa pigra* and *Baccharis salicifolia* (Marchetti et al., 2013). In addition, different assemblages of aquatic vegetation are related to the characteristics of the floodplain water bodies, where rooted aquatic species such as *Myriophyllum aquaticum*, *Erydra anagallis* and *Hydrocotyle bonariensis* appear among the most frequent species. Other frequent species are free floating *Eichhornia* spp., *Azolla filiculoides*, *Limnobium laevigatum*, rooted floating *NYPHOIDES INDICA*, *POLYGONUM FERRUGINEUM* and *PASPALUM REPENS* (Marchetti et al., 2013).

After the European colonization, the *campos* region has progressively become one of the most important areas of livestock and grain production in the world (Bilenca and Miñarro, 2004). Furthermore, the expansion of cropland areas, the introduction of exotic grass species and their associated weeds, and more recently the substitution of grasslands for exotic forest plantations, mainly by *Eucalyptus* spp. and *PINUS* spp., deeply modified the original landscape (Paruelo et al., 2004; Panario and Gutiérrez, 2007).

### 3. Materials and Methods

#### 3.1 Sampling and sediment analyses

A 1028 cm long sediment core (GeoB13813-4; 34°44.22'S, 53°33.27'W) was taken from the mud

depocenter (57 m water depth) using a gravity corer during research cruise M78/3a with the German research vessel METEOR on May 2009 (Fig. 1). During this expedition, 4 kHz sediment-acoustic data were collected with the Parasound P70 sub-bottom profiling and bathymetric survey system aboard RV Meteor (Krastel et al., 2012). Detailed information about the acoustic profiles from the Uruguayan shelf has been published by Lantzsich et al. (2014).

Sub-samples for pollen, spores, organic-walled dinoflagellate cysts (dinocysts) and other non-pollen palynomorphs (NPPs) were analyzed. In addition, further samples from the bottom of the core were analyzed for diatoms, in order to expand the diatomological study of Perez et al. (2017).

#### 3.2 Stratigraphy and Chronology

The chronology of core GeoB13813-4 is based on six radiocarbon dates, determined on bivalve shell samples that were distributed evenly over the core and preserved in life position (Table 1) (Perez et al., 2016).

Radiocarbon dates were calibrated against the Marine13 calibration curve (Reimer et al., 2013). For reservoir correction, the conventional age of  $324 \pm 30$  years determined by Alves et al. (2016) was applied. Age-depth model was constructed by the Bayesian age-depth modelling approach using the program “Bacon” (Blauw and Christen, 2011).

#### 3.3 Palynological analysis

Standard techniques were performed for palynological extraction using KOH, HCl, and HF (Fægri and Iversen, 1989). Acetolysis process was not applied to avoid the damage of dinocysts. Two *Lycopodium clavatum* spore tablets were added before treatment to calculate palynomorph concentration (Stockmarr, 1971).

Due to the low pollen concentration, at least 100 pollen grains were counted for all samples. Pollen grains and spores were considered as originated from the terrestrial vegetation and therefore represent the “continental” component to the palynomorph assemblage. Their proportions were calculated as the percentage of the total pollen sum plus spores sum. Algae and cyanobacteria represent the freshwater continental input, referred to as the “freshwater” component; whereas dinocysts, foraminifera and acritarchs represent the “marine” component to the palynomorph assemblage. Algae, cyanobacteria, dinocysts, foraminifera and acritarchs were calculated as the percentage of the total palynomorphs sum. The presence of *Azolla filiculoides* was inferred from the presence of their spores, glochids or massulae.

Pollen and spores were identified using atlases and published keys (e.g., Bauermann et al., 2013; Mourelle and Prieto, 2016), and the modern reference collection at the CURE-Rocha, Uruguay. Identification of dinocysts and

NPPs was based on van Geel (2001), Borel et al. (2003), Borel (2007) and Zonneveld et al. (2013). Vascular plant nomenclature follows the system of the Missouri Botanical Garden (<http://www.tropicos.org/>). Since there are significant differences between the concepts of “plant taxa” and “palynomorphological types” and in order to provide the necessary nomenclatural clarity as well, names of pollen and spores are presented in SMALL CAPITALS in figures and refrain from using *italics* (de Klerk and Joosten, 2007).

Results are presented as percentage and concentration palynomorph diagrams. All identified palynomorphs were considered to calculate the percentages and for numerical analysis. Palynomorph zones (PalZ) were determined by a CONISS stratigraphically constrained cluster analysis, and

diagrams were drawn using the TGView 2.0.4 program (Grimm, 2004).

### 3.4 Diatom analysis

Diatom samples were treated with Na<sub>2</sub>P<sub>2</sub>O<sub>7</sub>, 35%, HCl and 30% H<sub>2</sub>O<sub>2</sub> (Metzeltin and García-Rodríguez, 2003). A minimum of 400 valves was counted in each sample. Diatom species were identified and separated into groups according to their ecological salinity preference, i.e., freshwater, marine and marine-brackish, following the standard diatom literature (e.g., Hasle and Syvertsen, 1996; Witkowski et al., 2000; Metzeltin and García-Rodríguez, 2003; Metzeltin et al., 2005; Hassan et al., 2009; Sar et al., 2010).

**Tab. 1.** Radiocarbon dates from GeoB13813-4 core (Perez et al., 2016). Poz = Poznań Radiocarbon Laboratory (Poland).

Code (Poz-)	Depth (cm)	<sup>14</sup> C yr BP	Bacon weighted average age (cal yr BP)	Sedimentation rate (cm yr <sup>-1</sup> )
35198	255	640 ±30	136	1.3
47935	305	775 ±35	180	1.1
42428	447	1000 ±40	317	1.0
35199	560	1090 ±30	424	1.1
47937	705	1220 ±40	570	1.0
42429	964	1600 ±30	908	0.8

Results are presented in summarized diatoms percentage diagram, as the complete analysis has been published elsewhere (Perez et al., 2017). Taxa of indicative of warm waters were grouped (referred hereafter to as WW diatoms): *Thalassiosira oestrupii*, *Thalassionema pseudonitzschoides*, *Trigonium reticulum*, *Trigonium alternans* and *Cymatobeca weissflogii*. Diatom zones (DZ) were determined by using the CONISS stratigraphically constrained cluster analysis performed using all identified diatoms, and diagrams were drawn using the TGView 2.0.4 program (Grimm, 2004). Biogenic silica (BSi) analysis detailed in Perez et al. (2018) was used as indicative of diatom concentration changes relative to the 405 cm diatom concentration.

## 4. Results

### 4.1 Stratigraphy and chronology

The 4 kHz seismo-acoustic profiles reveal that the sedimentary succession of core GeoB13813-4 exclusively covers unit U1 (Fig. 1) (Lantzsch et al., 2014). It predominantly consists of gray mud with scattered shells throughout. Gray sandy mud is present between 520 and 260 cm depth, and in the upper most 130 cm (Fig. 2) (Krastel et al., 2012). The sediment core record spans the last 1000 cal yr BP. Radiocarbon dates and sediment stratigraphy indicate continuous sedimentation at an average rate of 1.1 cm yr<sup>-1</sup> (Table 1; Fig. 3).

### 4.2 Palynological analysis

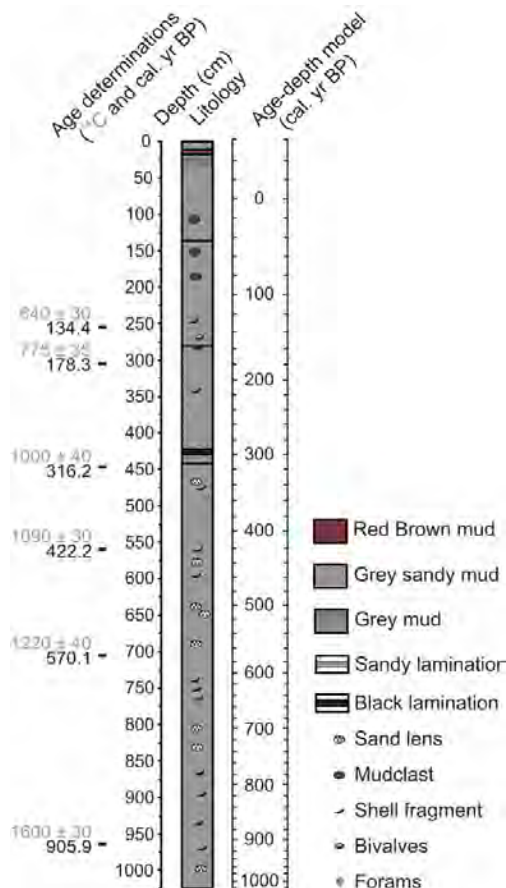
Pollen and spores contents of core GeoB13813-4 are characterized by herbs dominance (15-50%), mainly POACEAE, ASTERACEAE, CYPERACEAE and CHENOPODIOIDEAE (Figs. 4, 5). Despite woody pollen taxa were present throughout the sequence (<10%), each pollen type has a scattered distribution. They were represented by both mesophilous (MYRTACEAE, CELTIS, MYRSINE, LITHRAEA/SCHINUS, RHAMNACEAE and ALLOPHYLUS EDULIS) and hydrophilous (SALIX CHILENSIS, PHYLLANTHUS SELLOWIANUS, SEBASTIANA/ACANTHOSYRIS and CEPHALANTHUS GLABRATHUS) taxa. Woody pollen from plants not described for the RdLP grasslands was also found, such as PODOCARPUS, ALNUS and NOTHOFAGUS, as well as PINUS from alien plants were registered in the uppermost part. Aquatic herbs reached up to 3% and were mainly represented by emergent taxa (e.g., POLYGONUM, APIACEAE, TYPHA and ECHINODORUS). Submerged MYRIOPHYLLUM and floating AZOLLA were also present. Spores were represented by Bryophytes (<3%) and Pteridophytes (<5%). Such palynomorphs represent the “continental” component to the palynomorph assemblage of the sediment core (20-55%).

NPPs include algae (*Botryococcus* and *Pediastrum*) and cyanobacteria (*Gloeotrichia*) and represent the “freshwater” component to the palynomorph assemblage, whose

proportion did not significantly change over time (<5%). Dinocysts included *Operculodinium centrocarpum* and *Spiniferites* spp., and acritarchs encompassed *Michrystidium* and *Cymatiosphaera*. Dinocysts and acritarchs, together with foraminifera, represent the “marine” component (45-85 %). Such marine palynomorph proportions and concentrations were variable throughout the sequence (Figs. 4, 5).

terms of proportions and as in their concentration. Marine palynomorphs fluctuated around 60% (50-70%), still characterized by the dominance of dinocysts, but a decrease towards the upper section is observed, while the acritarch abundance increased up to 20%. Continental and freshwater palynomorph concentrations exhibited very similar values, whereas marine palynomorph concentrations sharply decreased, showing values lower than 20,000 palynomorphs/cm<sup>3</sup>.

PalZ-III (120 - 0 cm): dominance of marine palynomorphs was recorded, where dinocysts increased and acritarchs diminished in relation to the previous zone. In addition, marine palynomorphs showed a slight increase in their concentration, ranging from 20,000 to 30,000 palynomorph/cm<sup>3</sup>. A subzone was visually established to accommodate distinctive changes: PalZ-IIIb (65 cm) showed lower dinocysts and higher acritarchs proportions than PalZ-IIIa (<65 and >5%, respectively). In addition, a slightly higher freshwater palynomorph concentration was detected (with peaks higher than 400 palynomorphs/cm<sup>3</sup>), simultaneously with the first PINUS appearance in the pollen spectra (Fig. 4).



**Fig. 2.** Sediment description (modified from Krastel et al., 2012) and radiocarbon dates from GeoB13813-4 core, plotted against depth, and calibrated age scale (see Fig. 3).

CONISS cluster analysis applied to all identified palynomorphs allowed to define the following three palynological zones (PalZ; Figs. 4,5).

PalZ-I (1028 - 360 cm): marine palynomorph proportion fluctuated around 65% (45-85%), characterized by the dominance of dinocyst assemblage, mainly represented by *O. centrocarpum* (35-75%), accompanied by acritarchs (<15%) and foraminiferal linings (<5%). The marine palynomorphs showed highest concentration, with fluctuations and several peaks >60,000 palynomorphs/cm<sup>3</sup>. Continental palynomorph concentration showed values around 20,000 palynomorphs/cm<sup>3</sup> (but reaching values higher than 30,000 palynomorphs/cm<sup>3</sup>), while freshwater forms mainly fluctuated around 500 palynomorphs/cm<sup>3</sup>, reaching values up to 1700 palynomorphs/cm<sup>3</sup>.

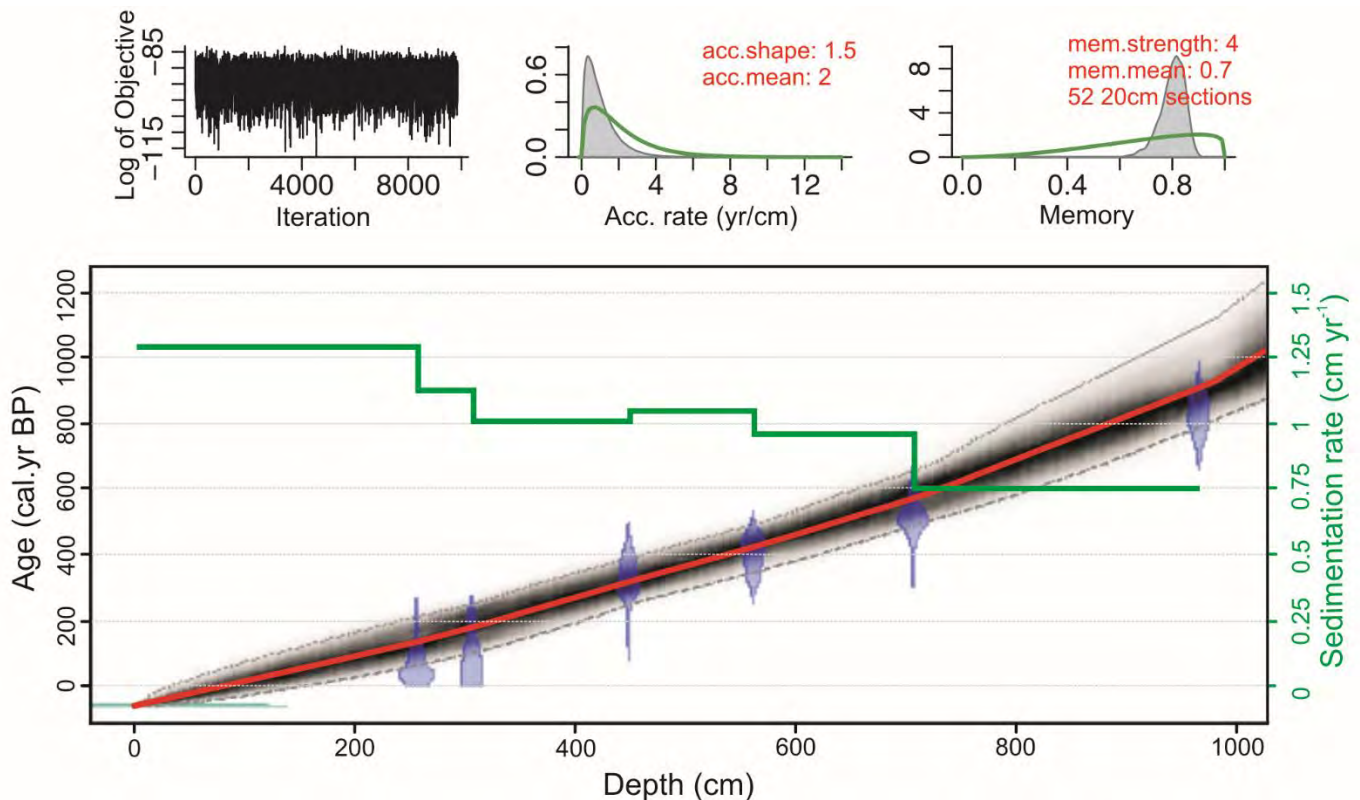
PalZ-II (360 - 120 cm): palynological assemblage shifted toward a continental and marine co-dominance, both in

#### 4.3 Diatom analysis

Figure 6 shows the summarized diatom percentage diagram. Tychoplanktonic marine taxa are mainly represented by *Paralia sulcata*, whereas the freshwater group is almost exclusively made up of many species of *Aulacoseira* spp. all over the sequence.

Five diatom zones were defined based on the CONISS cluster analysis. DZ-I (1028 - 800 cm) was dominated by marine diatoms (up to 85%), mainly represented by tycho planktonic and planktonic taxa. Freshwater diatoms displayed values up to 30%. DZ-II (800 - 710 cm) registered a sharp increase in freshwater diatoms to values up to 45% (together with the concomitant decrease in marine diatoms). In DZ-III (710 - 300 cm) marine diatoms dominated the assemblages again, reaching values up to 80%, with a slight decreasing tendency towards the upper section (DZ-III a to DZ-IIIb; 530 cm). In DZ-IV (300 - 100 cm), the freshwater diatoms dominated the assemblages with values up to 60%. Finally, freshwater diatom values decreased, with a concomitant increase in marine forms and, for the first time, of the marine-brackish group. These changes were further accentuated from 65 cm depth to the top of the core, where marine and marine-brackish diatoms reached values up to 70% and 30%, respectively.

Relatively high abundance of *Chaetoceros* spp. resting spores were observed throughout the sediment core (min = 0, max = 21.6 and mean = 7.7%), except for zones DZ-II, DZ-IIIb and DZ-IV (commonly of most up to 5%; Fig. 6). Resting spores were positively correlated with the group of the WW diatoms ( $r^2 = 0.42, p < 0.05$ ), and they showed the same tendency described above, but at slightly higher values (up to 30%).



**Fig. 3.** Age-depth model for Geob13813-4. Upper panels depict the Markov Chain Monte Carlo (MCMC) iterations (left); prior (green) and posterior (gray) distributions of accumulation rate (middle); and memory  $R$  (right). The bottom panel shows the age-depth model (gray), overlaying the calibrated distributions of the individual dates (blue); and sedimentation rates (green). Gray striped lines indicate the age-depth model's 95% probability intervals, and the red curve the "best" fit based in the weighted mean age for each depth.

## 5. Discussion

### 5.1 Environmental background

The mud depocenter on the inner Uruguayan continental shelf is characterized by homogeneous, predominantly muddy facies containing few shell fragments (Figs. 1B, 2). The transition from sand (U2) to mud (U1) deposition required a further weakening of the shelf current regime, most probably related to the southward shift of the STSF towards its modern position due to a stronger southward flow of the STSW, driven by more intense austral trade winds (Lantzsch et al., 2014; Razik et al., 2015). In addition, the beginning of unit U1 sediment accumulation should be connected to changes in LPDB, likely associated with the stabilization of the sea level (Prieto et al., 2017) and the onset of humid conditions in the Late Holocene (Behling, 2002; Behling et al., 2005; del Puerto et al., 2013; Mourelle et al., 2017), the latter having led to increasing RdIP discharge at about 2000 cal yr BP (Mahiques et al. 2009; del Puerto et al. 2013; Lantzsch et al. 2014). As a result of the increasing fluvial discharge and sediment transport, the Paraná delta formed at *ca.* 1700 cal yr BP (Cavallotto et al., 2004).

Sediment accumulation of unit U1 started around 1000 cal yr BP (Figs. 2, 3). Its remarkably high sedimentation rate reflects the strong and focused terrigenous supply by the RdIP. This agrees with Nd-isotope measurements on the

sedimentary unit U1 that clearly identify the RdIP as the sole sediment source for the mud depocenter (Lantzsch et al., 2014).

### 5.2 Continental vegetation

Palynological assemblages deposited in the mud depocenter record consist of both allochthonous (pollen grains, spores, algae and cyanobacteria) and autochthonous (dinocysts, foraminifera and acritarchs) elements (Figs. 4, 5). No important changes were observed in pollen assemblages which could reflect stable plant communities at regional scale for the last 1000 cal yr BP, in agreement with other studies from the *campos* region and adjacent areas (Behling, 2002; Vilanova and Prieto, 2012; Mourelle et al., 2018, and references therein). However, fluctuations in the palynomorph concentration and in freshwater algae and cyanobacteria abundances (Figs. 5, 6) suggest variability in the freshwater input to the inner Uruguayan continental shelf. This freshwater influence is supported by conventional geochemical (C, N, and their isotopes), XRF element ratios (Ca, Ti, Al, Fe, and K) and diatom proxy data (Perez et al., 2016, 2017).

Pollen assemblages indicate the dominance of grasslands in the landscapes, mainly by the major POACEAE and ASTERACEAE values (Fig. 4). Nevertheless, POACEAE pollen

probably comes also from the extensive floodplains of the Paraná River, where aquatic grasses such as *Panicum elephantipes* and *Paspalum repens* are very abundant, together

with many CYPERACEAE and aquatic herbs, all of them also present in the pollen spectrum (e.g., CYPERACEAE, AZOLLA, POLYGONUM, MYRIOPHYLLUM and APIACEAE).

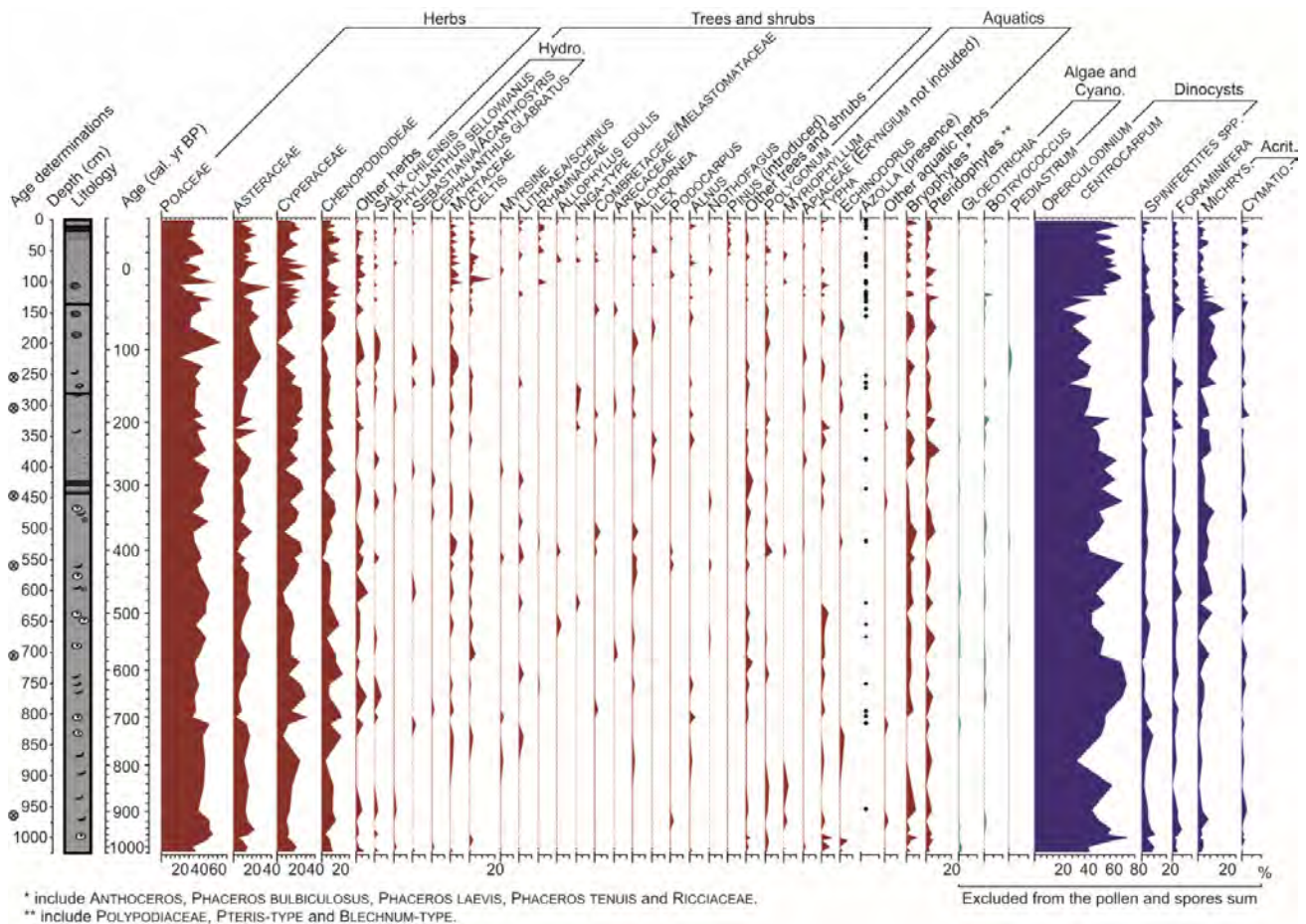
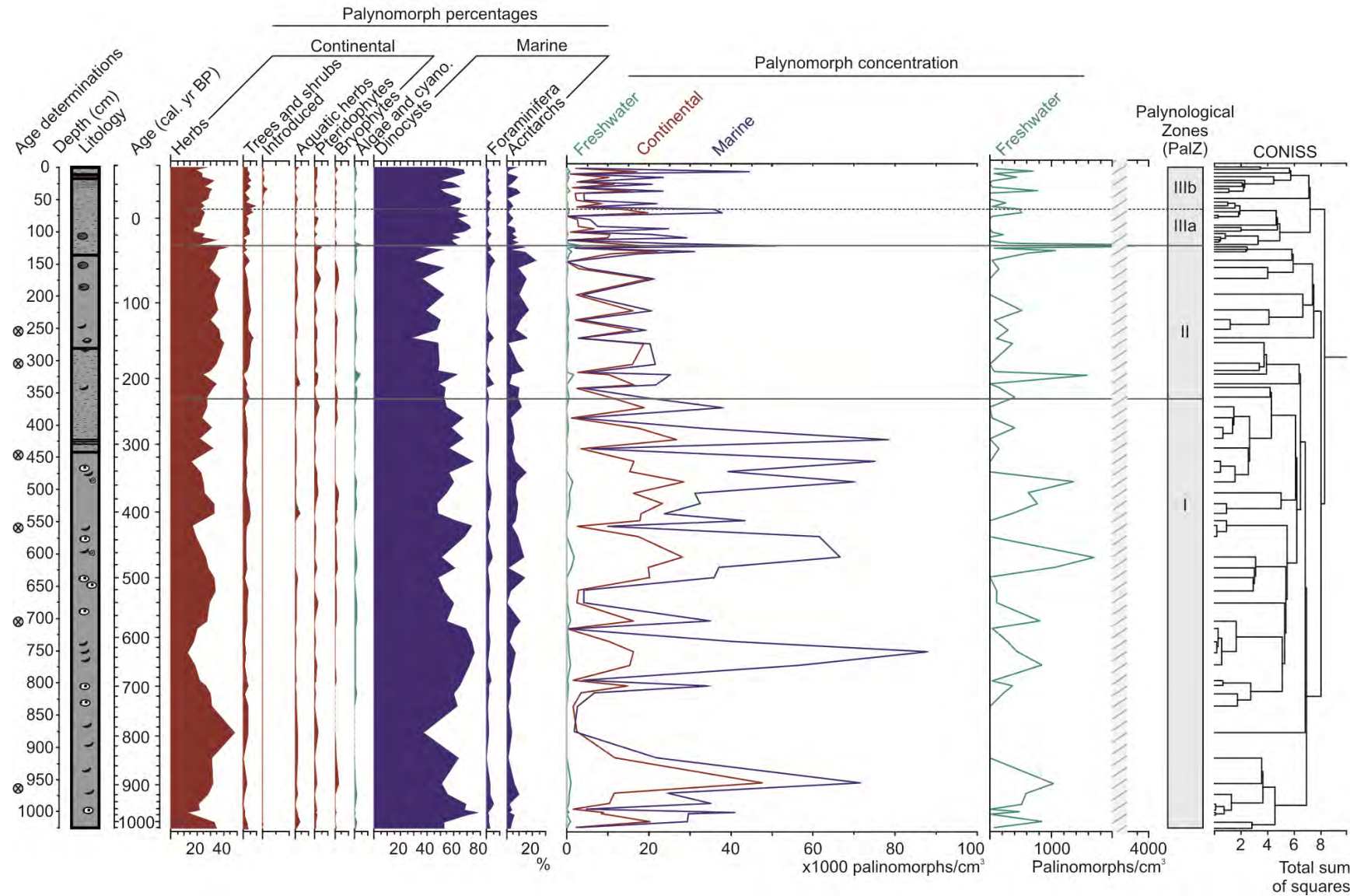


Fig. 4. Pollen, spores, dinocysts and NPPs percentage diagram for the main palynomorph types from GeoB13813-4 core. Hydro.: hydrophilous taxa; Cyano.: cyanobacteria; Michryst.: *Michrystidium*; Cymatio.: *Cymatiosphaera*; Acrit.: acritarchs.

Woody taxa from riparian forests in the *campos* region have mostly zoophilous pollination and they produce low quantities of poorly dispersed pollen grains (Mourelle and Prieto, 2016; Mourelle et al., 2017). As a consequence, the relatively low amount of woody pollen (<5%; Fig. 5) represents an important contribution into the mud depocenter, considering their very low concentration and its scattered presence throughout the sequence. Most of these pollen grains probably originated from riparian forest developed along the margins of the Paraná and Uruguay rivers, as suggested by the presence of hydrophilous *SALIX CHILENSIS*, *PHYLLANTHUS SELLOWIANUS*, *SEBASTLANIA/ACANTHOSYRIS* and *CEPHALANTHUS GLABRATUS* that exclusively develop in such forest types. Spores, mainly pteridophytes, are also frequent in modern riparian forest samples (Mourelle and Prieto, 2012), and are more easily transported by water over longer distances than pollen grains (Dai et al., 2014), which explains their important contribution to the analyzed assemblages. Woody

pollen and spores transported via fluvial processes were already described for the northern RdIP coast (Mourelle et al., 2015a). More specifically, some woody pollen grains correspond to taxa that display their southern distribution boundary in the *campos* region of Rio Grande do Sul, such as *ALCHORNEA TRIPLINERVIA*, *INGA VERA* or *TERMINALLIA AUSTRALIS* (Sobral et al., 2006). *INGA VERA* and *TERMINALLIA AUSTRALIS* are also observed southwards along the Uruguay River (Brussa and Grela, 2007). As a consequence, *ALCHORNEA*, *INGA-TYPE* and *COMBRETACEAE/MELASTOMATACEAE* pollen reach the study area through hydrodynamic processes from the Uruguay River discharge into the RdIP. Probably, *ARECACEAE* pollen also reach the study area by the same riverine route, originating from the *Butia yatay* palm populations that nowadays grow interspersed among grasslands on both river sides. Although *ARECACEAE* pollen is usually under-represented, surface samples from *Butia yatay* palm populations showed relatively high values of this type of pollen (ca. 7-8%, Mourelle and Prieto, 2012; Muñoz, 2017).





**Fig. 5.** Summary pollen and NPPs percentage and concentration diagrams, CONISS analysis and Palynological Zones (PalZ) from GeoB13813-4 core. Gray stripes represent axis brake.

The Patos Lagoon delivers freshwater to the southwestern Atlantic Ocean through a single man-made outlet, where intertidal salt marshes develop (Isaach et al., 2006). Further north, Atlantic rainforest dominates the coastal plains of southern Brazil, represented by species such as *ALCHORNEA TRIPLINERVIA* and *EUTERPE EDULIS*, as well as of many MYRTACEAE (Scudeller et al., 2001). In the highlands, the landscape is covered by a mosaic of grassland and *Araucaria* forests, the latter represented by *Araucaria angustifolia*, *Podocarpus lambertii* and *Ilex*, among others (IBGE, 2012). Therefore, pollen of CYPERACEAE, CHENOPODIOIDEAE and TYPHA (reliable indicators of Patos Lagoon coastal salt marshes; Medeanic, 2006; Medeanic et al., 2007), as well as ARECACEAE, ALCHORNEA, ILEX and PODOCARPUS, could have reached the study site being transported from southern Brazil southwards by the STSW. Morphological characteristics of Podocarpus pollen grains facilitate their dispersal through the air (Lu et al., 2011), so they probably reached the study area by wind transport from Brazil. Southwards, riparian forests and salt marshes developed scattered in the Uruguayan coast, particularly around numerous small water courses that flow into the RdIP and Atlantic Ocean. However, these areas do not seem to provide significant amounts of pollen to the inner continental shelf, given the huge amounts of sediments discharged by the RdIP.

ALNUS and NOTHOFAGUS pollen indicate long distance transport, with ALNUS stemming from the “Yungas” forests of northwestern Argentina, north of latitude 30°S, and NOTHOFAGUS from the foothills of the Andes, south of latitude 37 °S. Both pollen types probably reach the study area by wind, as they have been found in modern surface samples from the *campos* region overall Uruguay (Mourelle and Prieto, 2012). Nonetheless, Gu et al. (2018b) suggest that NOTHOFAGUS pollen could also reach southwestern Atlantic Ocean transported by rivers draining south and central Argentina. After reaching the ocean, Malvinas Current likely transports NOTHOFAGUS pollen northwards.

The human modification of the *campos* region, particularly due to the afforestation of economically important tree species, is indicated by PINUS pollen since ca. 1960 AD.

### 5.3 Inner Uruguayan continental shelf scenarios of material distribution and accumulation

#### 5.3.1 From ca. 1000 to 230 cal yr BP (1028 - 360 cm depth; PalZ-I – DZ-I to DZ-III)

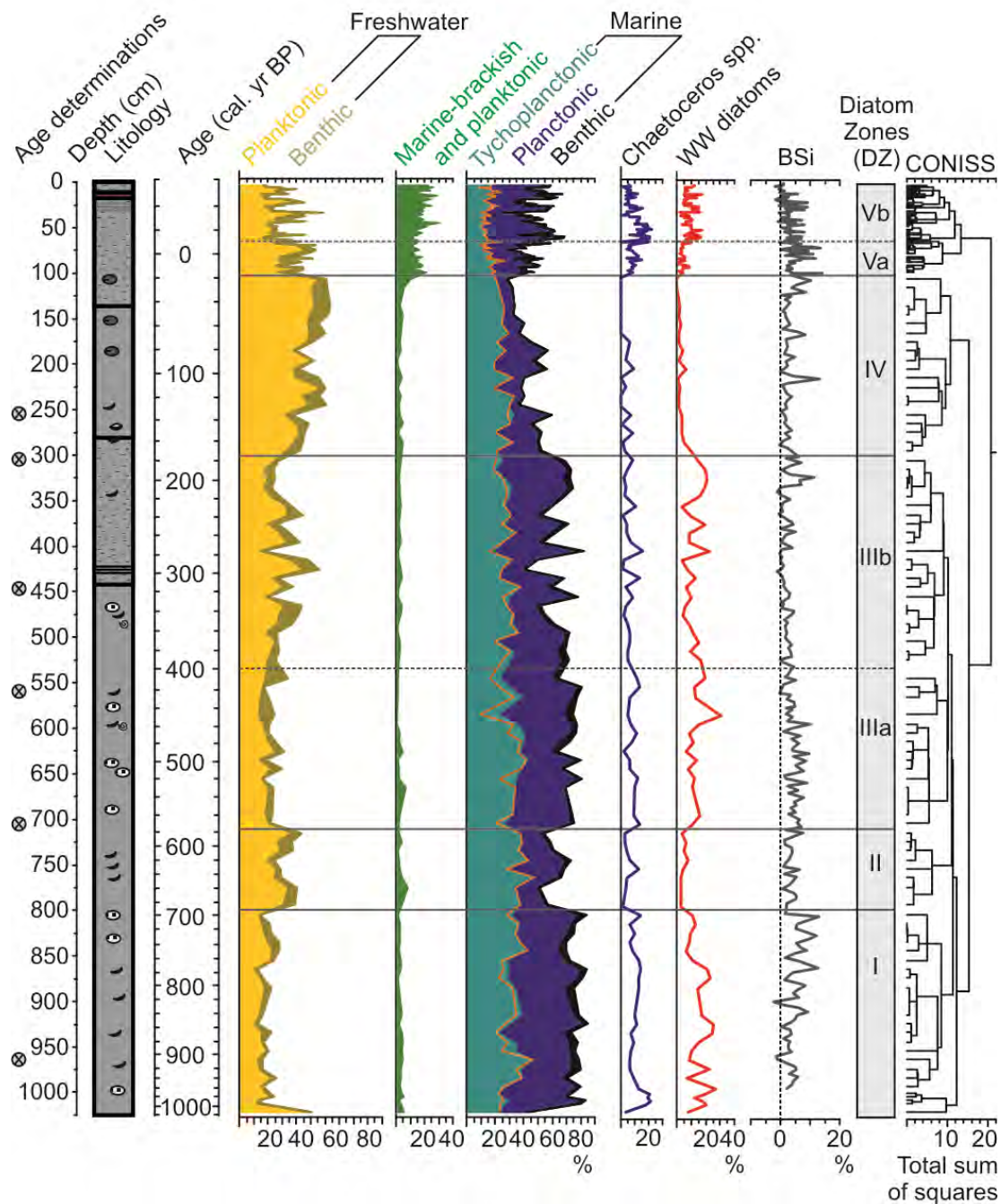
Marine conditions were inferred by the dominance of marine palynomorphs, both proportion and concentration, mainly represented by *Operculodinium centrocarpum* dinocyst (Figs. 4, 5). *Operculodinium centrocarpum* is a cosmopolitan and phototrophic dinocyst recorded in a wide range of temperature (from as low as 6.3°C to as high as 23.7°C) and salinity conditions, but highly abundant in sediments below

the marine Brazil Current (Wall et al., 1977; Zonneveld et al., 2013; Gu et al., 2018a). Its relatively high abundance suggests an influence of the northern warm water masses on the upper section of the water column at the coring site, also supported by the presence of ALCHORNEA and PODOCARPUS pollen, which would have reached the study area carried by STSW waters. *Spiniferites* spp. are also cosmopolitan and phototrophic dinocysts, very frequent in modern marine sediment (Zonneveld et al., 2013; Gu et al., 2018b). Their presence, together with foraminiferal linings and *Michrystridium* and *Cymatiosphaera* acritarchs, supports the inference of a significant marine influence (Borel, 2003) on the inner Uruguayan continental shelf.

This influence of STSW waters is also suggested by the dominance of marine diatoms, mainly *Paralia sulcata*, and by the high WW diatoms proportions (Fig. 6). *Paralia sulcata* displays salinity ranges between 15 and 22 (optimum 20), considered as a meso-polihaline diatom (Hassan et al., 2009). WW diatoms are indicative of tropical-subtropical systems (de Wolf, 1982; Hasle and Syvertsen, 1996; Kandari et al., 2009), abundant in sediments underneath the Brazil Current and diminishing in sediments located further south (Romero and Hensen, 2002). Furthermore, and despite the fact that it is not always possible to identify the *Chaetoceros* species only through the analyses of their resting spores (Ishii et al., 2011), we were able to identify four species that also indicate warm water conditions: *Chaetoceros costatus*, *Chaetoceros seiracanthus*, *Chaetoceros lorenzianus* and *Chaetoceros didymus* (Hasle and Syversten 1996; Romero and Hensen, 2002; Kandari et al., 2009; Sar et al., 2010). *Chaetoceros* resting spores could also be suggesting such warm environmental conditions.

In contrast, freshwater input from the mainland to the inner Uruguayan continental shelf is also detected, carrying allochthonous palynomorphs such as algae (*Botryococcus* and *Pediastrum*) and cyanobacteria (*Gloeotrichia*), freshwater diatoms, and terrigenous lithic material rich in Ti and Fe from the RdIP watershed (Perez et al., 2018). Freshwater diatoms are almost only represented by *Aulacoseira* spp. (Perez et al., 2017), a widespread genus inhabiting lacustrine/riverine freshwaters, where it is commonly an important component of the phytoplankton developing under several trophic conditions (Denys et al., 2003; Hassan, 2010). Its co-occurrence together with *Paralia sulcata* in the sediment of the mud depocenter could be explained by this freshwater input to the inner continental shelf.

However, fluctuations in the palynomorph concentration suggest variable intensity in freshwater input, supported by fluctuating Ti/Ca, Fe/Ca and C/N ratios (Perez et al., 2017, 2018). The progressive decrease in diatom concentration at a time when marine diatoms are replaced by freshwater ones (DZ-IIIa to DZ-IIIb) suggests an increasing intensity of the fluvial input over time.



**Fig. 6.** A) Summary diatom percentage diagram, *Chaetoceros* spp., warm-water taxa proportion (WW diatoms), Biogenic silica proportion (BSi; Perez et al., 2018), CONISS analysis and Diatom Zones (DZ) from GeoB13813-4 core. Dotted orange line represents *Paralia sulcata* proportion. Modified from Perez et al. (2017).

Superimposing this general trend, different environmental characteristics are suggested for the time interval at 690 to 575 cal yr BP (800 – 710 cm depth; PalZ-I – DZ-II). Increasing freshwater contribution to the inner continental Uruguayan shelf is indicated by the sharp increase in freshwater diatoms relative to the marine species, as well as by a decreasing BSi proportion, which is interpreted as a depletion of the diatom signal. Nevertheless, marine conditions persisted allowing *Paralia sulcata* and dinoflagellates to be present.

However, the WW diatoms decrease (mainly *Thalassiosira oestrupii* and *Thalassionema pseudonitzschoides*) suggests that the study area was influenced by the cold and less salty SASW marine waters during this time interval. In addition, and since we were not able to identify all the *Chaetoceros* resting spores, the peak found in this period could correspond to a cold-water influence indicated by species belonging to the Malvinas Current, as it was previously found by Romero and Hensen (2002) for the southwestern Atlantic Ocean. Furthermore, *Operculodinium centrocarpum*, while indisputably

abundant in sediments beneath warm water currents, is certainly not limited to warm waters but also abundant underneath cool waters (Wall et al., 1977). *Operculodinium centrocarpum* cysts are produced by *Protoceratium reticulum*, a dinoflagellate with a wide geographical distribution, in a range of hydrographic conditions, which comprise different water masses including the Malvinas Current (Akselman, 2015).

### 5.3.2 From ca. 230 to 25 cal yr BP (1590 to 1925 AD; 360 – 115 cm depth; PalZ-II – DZ-IV)

During this period, a strong influence of RdIP waters, transported via PPW into the inner continental shelf, is indicated by a sharp decrease in marine palynomorphs concentration, within which the dinocyst proportion decreases relative to an increase in acritarchs (Fig. 5). A dinocyst decline could be consequence of an ecological inhibition of dinoflagellates by high turbidity and low salinity (Tyson, 2012), whereas *Micbrystridium* and *Cymatiosphaera* acritarchs seem to be able to tolerate turbid environments, as suggested by the fossil record from the RdIP northern coast (Mourelle et al., 2015a). High C/N and terrigenous element ratios suggest an increasing supply in suspended continent-derived material (Lamb et al., 2006; Perez et al., 2017, 2018), and historical documents report that since 1975 AD a Paraná Delta high rate of progradation of about 100 m yr<sup>-1</sup> (Barros et al., 2005).

A weak STSW influence is also indicated by very sparse WW diatom taxa, the marine diatoms being replaced by freshwater forms (Fig. 6), mainly *Aulacoseira granulata* and *Aulacoseira ambigua* (Perez et al., 2017). These species indicate eutrophic conditions in the RdIP during this time interval, and they are also adapted to live in systems with high amounts of suspended particulate matter, such as the case of RdIP (Licursi et al., 2006).

### 5.3.3 From ca. 25 cal yr BP to the present (1925 AD to the present; 115 cm depth to the top core; PalZ-III – DZ-V)

Over the past century, a major oceanic influence, mainly by the STSW is suggested by a high marine palynomorph concentration, where dinocyst abundance increased and acritarchs decreased (Fig. 5), thus suggesting the return towards saltier and less turbid waters on the inner Uruguayan continental shelf. This observation is supported by the presence of marine-brackish and marine diatoms (including warm-water indicators), whose abundance significantly increased during this interval. Freshwater input is evidenced by the presence of freshwater algae and cyanobacteria, and of freshwater diatoms (Figs. 5, 6). High C/N ratios indicate a significant continental contribution to the sedimentary organic matter composition (Perez et al., 2017).

After ca. 1960 AD (65 cm depth; PalZ-IIb – DZ-Vb) the scenario substantially changes, in parts due to a major influence by the STSW, but mainly due to the anthropogenic

impact in the LPDB (Bonachea et al., 2010). Increased erosion by overgrazing, agricultural activities, and deforestation has caused a rise in nutrient levels in the southwestern Atlantic Ocean, as documented by Gu et al. (2018a) for the past 120 years. Eutrophication favors periodic proliferation and dominance of harmful blooms of cyanobacteria, which increases water turbidity and hence restricts light penetration in the affected ecosystems (Paerl and Paul, 2012). Higher *Gloeotrichia* frequencies reaching the inner continental shelf during this period could be a consequence of such a scenario, as well as a decrease in diatom production (inferred by decreased BSi; Figs. 4, 6). In addition, a high input of nutrients to the coastal ocean is commonly associated with turbidity (Margalef, 1978; Möller et al., 2008), which could have promoted the acritarchs development observed for that period. Such a kind of nutrient enrichment is also suggested by the presence of *Actinocyclus normanii* diatom and by the highest values in  $\delta^{15}\text{N}$  recorded over the past millennium (Perez et al., 2017). The appearance of PINUS sp. pollen (Fig. 4) is related to forestation activities, strongly promoted during this period (Panario and Gutiérrez, 2007).

### 5.4 Southwestern Atlantic Ocean scenarios and paleoclimatic implications

A southward shift of the ITCZ during Late Holocene would have increased instability and amplified the potential for SWWB wind anomalies which are required to initiate ENSO events (Haug et al., 2001; Lengaigne et al., 2004; Koutavas et al., 2006). Therefore, wetter conditions and higher rainfall over southwestern Atlantic Ocean (Behling, 2002; Behling et al., 2005; Mourelle et al., 2017), in particular during the more frequent El Niño events, could have been originated by increased precipitation over LPDB related with a high ENSO amplitude around 2000 cal yr BP (Woodroffe et al., 2003; Gyllencreutz et al., 2010), displacing the PPW northward and enhancing sediment export to the southwestern Atlantic Ocean (Perez et al., 2017), providing the sediment to the mud depocenter. However, this long-term trend of changing the amount of rainfall over southwestern Atlantic Ocean was overlain by inter-annual to decadal, multi-decadal and centennial variations (Moy et al., 2002), which modulate the RdIP river discharge. Short-term cyclicities (<100 yr) were assigned to the AMO, PDO and ENSO climatic modes, while long-term changes were most probably related to solar forcing (Perez et al., 2018). Terrigenous sediment supply from the RdIP to the Uruguayan continental shelf was strongly controlled by both long-term regional climatic cyclicities as well as inter-annual frequencies (Perez et al., 2018), and the palynological and diatomological assemblages in the record sensitively document these changes (Figs. 5, 6).

From ca. 1000 to 230 cal yr BP, the inner Uruguayan continental shelf was characterized by strong marine influence, more precise the STSW. Such condition has also

been inferred over the inner continental shelf off southern Brazil (Gu et al., 2017). STSW most likely exerted a major influence on these areas because of the prevalence of northeasterly winds (Perez et al., 2017). Climatically, this period is partially related to the MCA (1050 to 700 cal yr BP; 900 to 1250 AD) and to the LIA (550 to 100 cal yr BP; 1400 to 1850 AD), interpreted as times when the SAMS mean state was first significantly weakening (MCA) and afterwards strengthening again (LIA), respectively (Lamy et al., 2001; Vuille et al., 2012; Apaéstegui et al., 2014; Lüning et al., 2018). Climatic conditions derived from these states seem to correlate well with our observations, in which the lowest freshwater input from mainland to the inner Uruguayan continental shelf took place during the MCA, whereas the trend of increase intensity in freshwater input is partially concomitant to the LIA, which would have caused a northward shift of the PPW.

Between MCA and LIA, our results suggest an influence of SASW on the inner Uruguayan continental shelf. This observation could be explained by a northward shift in SWWB, which entails a northward extension of the Malvinas Current along with a northward shift of the Brazil-Malvinas Confluence Zone (Sijp and England, 2008), supplying cold marine waters into the study area through the STSW. In addition, El Niño events are triggered by atmospheric noise, especially by the SWWB anomalies (Lengaigne et al., 2004; Koffman et al., 2014), and so this SWWB northward extension could be related also to increase rainfall over LPDB. Both the prevalence of the southwesterly winds and the higher terrigenous supply would consequently have provoked a northward displacement of the PPW.

From ca. 230 to 25 cal yr BP, the inner Uruguayan continental shelf was characterized by the strongest influence of RdIP waters overall the period, transported via PPW into the inner continental shelf under low marine influence. Increased influx of water from the main land can be attributed to an increase in precipitation over LPDB and/or a prevalence of the SWWB winds, and consequently a northward displacement of the PPW (Perez et al., 2017). This could suggest strong El Niño activity.

Finally, the period from 1925 AD to the present integrates the Current Warm Period (1900 AD to present), developed on a scenario of anthropogenic climatic change and is characterized by a reduced SASM activity, which happened more abrupt and sustained than the onset of the MCA (Bird et al., 2011). A southward migration of the SWWB took place during Current Warm Period (Bender et al., 2013; Koffman et al., 2014), which might have determined a stronger STSW influence in the study area. However, our major finding clearly highlights a positive trend in yearly averaged precipitation mainly from the late 1960s to the early 1980s (Boulanger et al., 2005). The lower/higher RdIP river discharge before/after 1970 is related to a dominance of La Niña/El Niño events accompanied with a cold/warm PDO phases, and positive/negative AMO phases (Marrero et al., 2014).

## 6. Conclusion

Geographical location, grain size distribution, sedimentation rate, as well as geochemical and biological (paleontological and diatomological) analyses indicate a strongly fluctuating fluvio-marine depositional environment over the mud depocenter on the inner Uruguayan continental shelf during Late Holocene. More specifically, the sedimentary record is defined as a marine deposit with a significant admixture of a continuous, powerful fluvial input but with variable intensity of this riverine influence through time.

Freshwater supply carried terrigenous material, such as pollen and spores that were captured by the Paraná and Uruguay rivers flowing through the southeastern South America basin. This paleontological material reflects the terrestrial vegetation on the lower reach of the LPDB. Its spectrum mainly represents the regionally dominant grasslands, but also the riparian forests, *Butia yatay* palm populations, and the herbaceous-bushy marshes around the mouth of the estuary. Such results reflect stable plant communities at regional scale for the last 1000 cal yr BP, which are in agreement with other studies from the *campos* region and adjacent areas.

Paleontological data also evidence that pollen from remote phytogeographical areas reaches the study site, mainly transported (1) by coastal ocean currents from salt marshes, Atlantic rainforest, and *Araucaria* forests in southern Brazil; and (2) by wind from Andean forests. This long-distance transported pollen highlights the high paleobotanical potential of this sequence, because of capturing pollen from a large regional scale.

Ecological information provided by changes in dinocysts, acritarchs, algae and cyanobacteria proportion and concentrations in GeoB13813-4 sediments represent a new line of evidence of changes in terrestrial run-off to the inner Uruguayan continental shelf, mainly related to a variable precipitation regime over LPDB, in addition to ocean hydrography and wind activity. The main scenarios characterizing the environmental dynamics include:

(1) From ca. 1000 to 230 cal yr BP: significant marine STSW influence was inferred, diluted by the freshwater supply from the Uruguayan mainland of increased intensity over time. Climatically, this period is partially related to the MCA and the LIA, when the SAMS mean state was first significantly weakening (MCA) and thereafter strengthening again (LIA), with the consequent lower/higher freshwater contributions into the inner Uruguayan continental shelf, respectively.

(2) This period was interrupted between ca. 690 to 575 cal yr BP by increased freshwater contribution under SASW influence. This observation could be explained by a northward shift in SWWB, which entails a northward extension of the Malvinas Current along with a northward shift of the Brazil-Malvinas Confluence Zone.

(3) From ca. 230 to 25 cal yr BP, a strong influence of RdIP waters was detected that could be attributed to an

increase in precipitation over LPDB and/or a prevalence of the SWWB winds, thus suggesting a strong El Niño activity and a northward displacement of the PPW.

(4) Return to dominant STSW over the past century, climatically related to the Current Warm Period developed on a scenario of anthropogenic climatic change characterized by a reduced SASM activity. In particular, after ca. 1960 AD the anthropogenic impact within the LPDB was evidenced by both eutrophication and the appearance of PINUS sp. pollen.

#### Acknowledgment

This study was supported by PEDECIBA (Programa para el Desarrollo de las Ciencias Básicas) Geociencias, ANII (Agencia Nacional de Investigación e Innovación) and DAAD (German Academic Exchange Service). Sample material has been provided by the GeoB core repository at the MARUM - Center for Marine Environmental Sciences, University of Bremen, Germany. The data reported in this paper are archived in Pangaea ([www.pangaea.de](http://www.pangaea.de)). We thank R. Odino and the Dinamige for giving support during the laboratory work. Special thanks to A. R. Prieto and the anonymous reviewers for their comments and suggestions which improved the final version.

#### References

- Acha, E.M., Mianzan, H., Guerrero, R., Carreto, J., Giberto, D., Montoya, N., Carignan, M., 2008. An overview of physical and ecological processes in the Rio de la Plata Estuary. *Continental Shelf Research* 28, 1579-1588. <https://doi.org/10.1016/j.csr.2007.01.031>
- Akselman, R., Krock, B., Alpermann, T.J., Tillmann, U., Borel, C.M., Almandoz, G.O., Ferrario, M.E., 2015. *Protoceratium reticulatum* (Dinophyceae) in the austral Southwestern Atlantic and the first report on YTX-production in shelf waters of Argentina. *Harmful algae* 45, 40-52. <https://doi.org/10.1016/j.hal.2015.03.001>
- Alves, E., Macario, K., Souza, R., Pimenta, A., Douka, K., Oliveira, F., Chanca, I., Angulo, R., 2016. Corrigendum to 'Radiocarbon reservoir corrections on the Brazilian coast from prebomb marine shells'[Quat. Geochronol. 29 (2015) 30-35]. *Quaternary Geochronology* 31, 1-2.
- Anderson, D.M., 2007. Paleooceanography. In: Elias, S. (ed.), *Encyclopedia of Quaternary Science*, Amsterdam, Elsevier, pp. 1599-1609.
- Andrade, B.O., Marchesi, E., Burkart, S., Setubal, R.B., Lezama, F., Perelman, S., Schneider, A.A., Trevisan, R., Overbeck, G.E. Boldrini, I.I., 2018. Vascular plant species richness and distribution in the Rio de la Plata grasslands. *Botanical Journal of the Linnean Society* 188, 250-256. <https://doi.org/10.1093/botlinnean/boy063>
- Apaéstegui, J., Cruz, F.W., Sifeddine, A., Espinoza, J.C., Guyot, J.L., Khodri, M., Strikis, N., Santos, R.V., Cheng, H., Edwards, L., Carvalho, E., Santini, W., 2014. Hydroclimate variability of the South American Monsoon System during the last 1600 yr inferred from speleothem isotope records of the north-eastern Andes foothills in Peru. *Climate of the Past - Discussions* 10, 533-561. <https://doi.org/10.5194/cpd-10-533-2014>
- Barreiro, M., 2010. Influence of ENSO and the South Atlantic Ocean on climate predictability over Southeastern South America. *Climate Dynamics* 35, 1493-1508. <https://doi.org/10.1007/s00382-009-0666-9>
- Barros, V.B., Menéndez, Á., Natenzon, C., Codignotto, O., Kokot, R., Bischoff, S., 2005. El cambio climático y la Costa Argentina del Río de la Plata. Buenos Aires: Fundación Ciudad.
- Bauermann, S.G., Radaeski, J.N., Evaldt, A.C.P., Queiroz, E.P., Mourelle, D., Prieto, A.R., da Silva, C.I., 2013. Pólen nas Angiospermas: diversidade e evolução. Rio Grande do Sul. Editora da ULBRA.
- Behling, H., Pillar, V.D., Bauermann, S.G., 2005. Late Quaternary grassland (Campos), gallery forest, fire and climate dynamics, studied by pollen, charcoal and multivariate analysis of the São Francisco de Assis core in western Rio Grande do Sul (southern Brazil). *Review of Palaeobotany and Palynology* 133, 235-248. <https://doi.org/10.1016/j.revpalbo.2004.10.004>
- Behling, H., Arz, H.W., Pätzold, J., Wefer, G., 2002. Late Quaternary vegetational and climate dynamics in southeastern Brazil, inferences from marine cores GeoB 3229-2 and GeoB 3202-1. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 179, 227-243. [https://doi.org/10.1016/S0031-0182\(01\)00435-7](https://doi.org/10.1016/S0031-0182(01)00435-7)
- Behling, H., 2002. South and Southeast Brazilian grasslands during Late Quaternary times: a synthesis. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 177, 19-27. [https://doi.org/10.1016/S0031-0182\(01\)00349-2](https://doi.org/10.1016/S0031-0182(01)00349-2)
- Bender, V.B., Hanebuth, T.J.J., Chiessi, C.M., 2013. Holocene shifts of the Subtropical Shelf Front off southeastern South America controlled by high and low latitude atmospheric forcings. *Paleoceanography* 28, 481-490. <https://doi.org/10.1002/palo.20044>
- Bilena, D., Miñarro, F., 2004. Identificación de Áreas Valiosas de Pastizal (AVPs) en las Pampas y Campos de Argentina, Uruguay y sur de Brasil. Buenos Aires: Fundación Vida Silvestre Argentina.
- Bird, B.W., Abbott, M.B., Vuille, M., Rodbell, D.T., Stansell, N.D., Rosenmeier, M.F., 2011. A 2,300-year-long annually resolved record of the South American summer monsoon from the Peruvian Andes. *Proceedings of the National Academy of Sciences* 108, 8583-8588. <https://doi.org/10.1073/pnas.1003719108>
- Blaauw, M., Christen, J.A., 2011. Flexible paleoclimate age-depth models using an autoregressive gamma process. *Bayesian Analysis* 6, 457-474.
- Borel, C.M., 2007. Algas no síliceas y acritarcos de depósitos costeros holocenos en el arroyo La Ballenera, Buenos Aires, Argentina. *Ameghiniana* 44, 359-366.
- Borel, C.M., 2003. Palinología (con énfasis en algas y acritarcos) del Holoceno del sud-sudeste bonaerense: su importancia paleoecológica. PhD thesis, Universidad Nacional del Sur, Bahía Blanca.
- Borel, C.M., Guerststein, G.R., Prieto, A.R., 2003. Palinomorfos acuáticos (algas y acritarcos) del Holoceno de la laguna Hinojales (Buenos Aires, Argentina): interpretación paleoecológica. *Ameghiniana* 40, 531-544.
- Boulangier, J.P., Leloup, J., Penalba, O., Rusticucci, M., Lafon, F., Vargas, W., 2005. Observed precipitation in the Paraná-Plata hydrological basin: long-term trends, extreme conditions and ENSO teleconnections. *Climate Dynamics* 24, 393-413. <https://doi.org/10.1007/s00382-004-0514-x>

- Brussa, C.A., Grela, I., 2007. Flora Arbórea del Uruguay. Con énfasis en las especies de Rivera y Tacuarembó. Montevideo: COFUSA.
- Cavallotto, J.L., Violante, R.A., 2005. Geología y Geomorfología del Río de la Plata. *In:* deBarrio, R. E., Etcheverry, M. F., Caballé, M. F., Llambias, E. (Eds.), Geología y Recursos Minerales de la Provincia de Buenos Aires, La Plata, Relatorio del XVI Congreso Geológico Argentino, pp. 237-254.
- Cavallotto, J.L., Violante, R.A., Parker, G., 2004. Sea-level fluctuations during the last 8600 years in the de la Plata river (Argentina). *Quaternary International* 114, 155-165. [https://doi.org/10.1016/S1040-6182\(03\)00050-8](https://doi.org/10.1016/S1040-6182(03)00050-8)
- Cavallotto, J.L., 2002. Evolución holocena de la llanura costera del margen sur del Río de la Plata. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 57, 376-388.
- Chiessi, C.M., Multitza, S., Patzold, J., Wefer, G., Marengo, J.A., 2009. Possible impact of the Atlantic Multidecadal Oscillation on the South American summer monsoon. *Geophysical Research Letters* 36, L21707. <https://doi.org/10.1029/2009GL039914>.
- Dai, L., Weng, C., Lu, J., Mao, L., 2014. Pollen quantitative distribution in marine and fluvial surface sediments from the northern South China Sea: new insights into pollen transportation and deposition mechanisms. *Quaternary International* 325, 136-149. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2013.09.031>
- de Klerk, P., Joosten, H., 2007. The difference between pollen types and plant taxa: a plea for clarity and scientific freedom. *Quaternary Science Journal* 56, 162-171. <http://dx.doi.org/10.23689/figeo-1295>
- del Puerto, L., Bracco, R., Inda, H., Gutiérrez, O., Panario, D., García-Rodríguez, F., 2013. Assessing links between late Holocene climate change and paleolimnological development of Peña Lagoon using opal phytoliths, physical, and geochemical proxies. *Quaternary International* 287, 89-100. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2011.11.026>
- del Puerto, L., 2009. Reconstrucción Paleoclimática y Paleoambiental para el Pleistoceno Tardío / Holoceno en el Sudeste del Uruguay: aporte del análisis de silicofitolitos. MSc Thesis, Facultad de Ciencias. Universidad de la República, Montevideo.
- Denys, L., Muylaert, K., Krammer, K., Joosten, T., Reid, M., Rioual, P., 2003. *Anuloseira subborealis* stat. nov. (Bacillariophyceae): a common but neglected plankton diatom. *Nova Hedwigia* 77, 407-427. <https://doi.org/10.1127/0029-5035/2003/0077-0407>
- Depetris, P. J., Pasquini, A.I., 2007. Discharge trends and flow dynamics of southern south American rivers draining the southern Atlantic seaboard: an overview. *Journal of Hydrology* 333, 385-399. <https://doi.org/10.1016/j.hydrol.2006.09.005>.
- Depetris, P.J., Probst, J.-L., Pasquini, A.I., Gaiero, D.M., 2003. The geochemical characteristics of the Paraná River suspended sediment load: an initial assessment. *Hydrological Processes* 17, 1267-1277. <https://doi.org/10.1002/hyp.1283>.
- de Wolf, H., 1982. Method of coding of ecological data from diatoms for computer utilization. *Mededelingen – Rijks Geologische Dienst* 36, 95-98.
- Dixon, A. P., Faber-Langendoen, D., Josse, C., Morrison, J., Loucks, C.J., 2014. Distribution mapping of world grassland types. *Journal of Biogeography* 41, 2003-2019. <https://doi.org/10.1111/jbi.12381>
- Dupont, L. M., 1999. Pollen and spores in marine sediments from east Atlantic -A view from the Ocean into the African continent. *In:* Fischer, G., Wefer, G. (Eds.), *Use of proxies in Paleooceanography: Examples from the South Atlantic*, Verlag Berlin Heidelberg, Springer, pp. 523-546.
- Fægri, K., Iversen, J., 1989. *Textbook of Pollen Analysis*. New York: John Wiley & Sons.
- García-Rodríguez, F., Brugnoli, E., Muniz, P., Venturini, N., Burone, L., Hutton, M., Rodríguez, M., Pita, A., Kandravicius, N., Perez, L., Verocai, J., 2014. Warm-phase ENSO events modulate the continental freshwater input and the trophic state of sediments in a large South American estuary. *Marine and Freshwater Research* 65, 1-11. <https://doi.org/10.1071/MF13077>
- García-Rodríguez, F., Stutz, S., Inda, H., del Puerto, L., Bracco, R., Panario, D., 2010. A multiproxy approach to inferring Holocene paleobotanical changes linked to sea-level variation, paleosalinity levels, and shallow lake alternative states in Negra Lagoon, SE Uruguay. *Hydrobiologia* 646, 5-20. <https://doi.org/10.1007/s10750-010-0184-0>
- Garreaud, R.D., Vuille, M., Compagnucci, R., Marengo, J., 2009. Present-day South American climate. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 281, 180-195. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2007.10.032>
- Grimm, E.C., 2004. *Tilia Software 2.0.4*. Springfield, Illinois. Illinois State Museum. Research and Collection Center.
- Gu, F., Chiessi, C.M., Zonneveld, K.A., Behling, H., 2018a. Shifts of the Brazil-Falklands/Malvinas Confluence in the western South Atlantic during the latest Pleistocene–Holocene inferred from dinoflagellate cysts. *Palynology* 1-11. <https://doi.org/10.1080/01916122.2018.1470116>
- Gu, F., Chiessi, C.M., Zonneveld, K.A., Behling, H., 2018b. Late Quaternary environmental dynamics inferred from marine sediment core GeoB6211-2 off southern Brazil. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 496, 48-61. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2018.01.015>
- Gu, F., Zonneveld, K.A., Chiessi, C.M., Arz, H.W., Pätzold, J., Behling, H., 2017. Long-term vegetation, climate and ocean dynamics inferred from a 73,500 years old marine sediment core (GeoB2107-3) off southern Brazil. *Quaternary Science Reviews* 172, 55-71. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2017.06.028>
- Guerrero, R.A., Acha, E.M., Framiñan, M.B., Lasta, C.A., 1997. Physical oceanography of the Rio de la Plata Estuary, Argentina. *Continental Shelf Research* 17, 727-742. [https://doi.org/10.1016/S0278-4343\(96\)00061-1](https://doi.org/10.1016/S0278-4343(96)00061-1)
- Geymonat, G., Rocha, N., 2009. M'butiá Ecosistema único en el mundo. Casa Ambiental, Castillos, Rocha, Uruguay. Glassman.
- Gyllencreutz, R., Mahiques, M.M., Alves, D.V.P., Wainer, I.K.C., 2010. Mid- to late Holocene paleoceanographic changes on the southeastern Brazilian shelf based on grain size records. *The Holocene* 20, 863-875. <https://doi.org/10.1177/0959683610365936>
- Haug, G.H., Hughen, K.A., Sigman, D.M., Peterson, L.C., Röhl, U., 2001. Southward migration of the Intertropical Convergence Zone through the Holocene. *Science* 293, 1304-1308.
- Hasle, G.R., Syvertsen, E.E., 1996. Marine diatoms. *In:* Tomas, C. R. (Ed.), *Identifying Marine Phytoplankton*, San Diego, Academic Press, pp. 5-385.

- Hassan, G., 2010. Paleocological significance of diatoms in Argentinean estuaries: what do they tell us about the environment? *In*: Crane, J. R., Solomon, A. E. (Eds.). *Estuaries: types, movement patterns and climatical impacts*, New York, Nova Science Publishers, pp. 71-147.
- Hassan, G.S., Espinosa, M.A., Isla, F.I., 2009. Diatom-based inference model for paleosalinity reconstructions in estuaries along the northeastern coast of Argentina. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 275, 77-91.
- IBGE, 2012. Manual técnico da vegetação brasileira: sistema fitogeográfico, inventário das formações florestais e campestres, técnicas e manejo de coleções botânicas, procedimentos para mapeamentos. IBGE, Coordenação de Recursos Naturais e Estudos Ambientais, 233 p. <https://biblioteca.ibge.gov.br/index.php/biblioteca-catalogo?view=detalhes&id=263011>
- Iriarte, J., 2006. Vegetation and climate change since 14.810 <sup>14</sup>C yr. B.P. in southeastern Uruguay and implications for the rise of early Formative societies. *Quaternary Research* 65, 20-32. <https://doi.org/10.1016/j.yqres.2005.05.005>
- Isacch, J.P., Costa, C.S.B., Rodríguez-Gallego, L., Conde, D., Escapa, M., Gagliardini, D. A., Iribarne, O.O., 2006. Distribution of saltmarsh plant communities associated with environmental factors along a latitudinal gradient on the southwest Atlantic coast. *Journal of Biogeography* 33, 888-900. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2699.2006.01461.x>
- Ishii, K.-I., Iwataki, M., Matsuoka K., Imai, I., 2011. Proposal of identification criteria of resting spores of *Chaetoceros* species (Bacillariophyceae) from a temperate coastal sea. *Phycology* 50, 351-362. <https://doi.org/10.2216/10-36.1>
- Kandari, M., Rifaie, K., Yamani, F.Y., 2009. Diatoms. *In*: Kandari, M., Rifaie, K., Yamani, F.Y. (Eds.). *Marine phytoplankton atlas of Kuwait's water*. Kuwait Institute for Scientific Research, Kuwait, pp. 26-136.
- Koffman, B.G., Kreutz, K.J., Breton, D.J., Kane, E.J., Winski, D.A., Birkel, S.D., Kurbatov, A.V., Handley, M. J., 2014. Centennial-scale variability of the Southern Hemisphere westerly wind belt in the eastern Pacific over the past two millennia. *Climate of the Past* 10: 1125-1144. <https://doi.org/10.5194/cp-10-1125-2014>.
- Koutavas, A., Olive, G.C., Lynch-Stieglitz, J., 2006. Mid-Holocene El Niño–Southern Oscillation (ENSO) attenuation revealed by individual foraminifera in eastern tropical Pacific sediments. *Geology* 34, 993-996.
- Krastel, S., Wefer, G., 2012. Report and preliminary results of RVMETEOR Cruise M78/3. Sediment Transport off Uruguay and Argentina: From the Shelf to the Deep Sea; 19.05.2009–06.07.2009, Montevideo (Uruguay)–Montevideo (Uruguay) Berichte aus dem Fachbereich Geowissenschaften 285 (Fachbereich Geowissenschaften, Bremen).
- Lamb, A.L., Wilson, G.P., Leng, M.J., 2006. A review of coastal palaeoclimate and relative sea-level reconstructions using  $\delta^{13}\text{C}$  and C/N ratios in organic material. *Earth-Science Reviews* 75, 29-57. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2005.10.003>
- Lamy, F., Hebborn, D., Rohn, U., Wefer, G., 2001. Holocene rainfall variability in southern Chile: a marine record of latitudinal shifts of the southern westerlies. *Earth and Planetary Science Letters* 185: 369-382. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(00\)00381-2](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(00)00381-2)
- Lantzsch, H., Hanebuth, T.J., Chiessi, C. M., Schwenk, T., Violante, R.A., 2014. The high-supply, current-dominated continental margin of southeastern South America during the late Quaternary. *Quaternary Research* 81, 339-354. <https://doi.org/10.1016/j.yqres.2014.01.003>
- Lengaigne, M., Guilyardi, E., Boulanger, J. P., Menkes, C., Delecluse, P., Inness, P., Cole, J., Slingo, J., 2004. Triggering of El Niño by westerly wind events in a coupled general circulation model. *Climate Dynamics* 23, 601-620. <https://doi.org/10.1007/s00382-004-0457-2>
- León, R.J.C., 1991. Río de la Plata grasslands. *In*: Coupland, R.T. (Ed.), *Natural grasslands: introduction and western hemisphere*. *Ecosystems of the World*, Amsterdam, Elsevier, pp. 369-376, 380-387.
- Lezama, F., Altesor, A., Pereira, M., Paruelo, J.M., 2011. Capítulo I. Descripción de la heterogeneidad florística de los pastizales naturales de las principales regiones geomorgológicas de Uruguay. *In*: Altesor, A., Ayala, W., Paruelo, J. M. (Eds.), *Bases ecológicas y tecnológicas para el manejo de pastizales*, Montevideo, Serie FPTA- INIA, pp. 15-32.
- Licursi, M., Sierra, M. V., Gómez, N., 2006. Diatom assemblages from a turbid coastal plain estuary: Río de la Plata (South America). *Journal of Marine Systems* 62, 35-45. <https://doi.org/10.1016/j.jmarsys.2006.03.002>
- Lu, Y., Jin, B., Wang, L., Wang, Y., Wang, D., Jiang, X.X., Chen, P., 2011. Adaptation of male reproductive structures to wind pollination in gymnosperms: cones and pollen grains. *Canadian Journal of Plant Science* 91, 897-906. <https://doi.org/10.4141/CJPS2011-020>
- Lüning, S., Galkab, M., Bamonte, F.P., García-Rodríguez, F., Vahrenholt, F., 2018. The Medieval Climate Anomaly in South America. *Quaternary Internacional* (in press). <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2018.10.041>
- Mahiques, M.M., Wainer, I.K.C., Burone, L., Nagai, R., Sousa, S. H. M., Figueira, R.C.L., Silveira, I.C.A., Bicego, M.C., Alves, D.P.V., Hammer, O., 2009. A high-resolution Holocene record on the Southern Brazilian shelf: Paleoenvironmental implications. *Quaternary International* 206, 52-61. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2008.09.010>
- Marchetti, Z.Y., Latrubesse, E.M., Pereira, M.S., Ramonell, C.G., 2013. Vegetation and its relationship with geomorphologic units in the Parana River floodplain, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 46, 122-136. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2013.03.010>
- Margalef, R., 1978. Life-forms of phytoplankton as survival alternatives in an unstable environment. *Oceanologica Acta* 1, 493-509. <https://archimer.ifremer.fr/doc/00123/23403/>
- Marrero, A., Tudurí, A., Perez, L., Cuña, C., Muniz, P., Lopes Figueira, R.C., Mahiques, M.M., Alves de Lima Ferreira, P., Pittauerová, D., Hanebuth, T.J.J., 2014. Cambios históricos en el aporte terrígeno de la cuenca del Río de la Plata sobre la plataforma interna Uruguay. *Latin American Journal of Sedimentology and Basin Analysis* 21, 165-179.
- Metzeltin, D., Lange-Bertalot, H., García-Rodríguez, F., 2005. Diatoms of Uruguay - Taxonomy, Biogeography, Diversity. Koenigstein: Gantner Verlag, A.R.G.
- Metzeltin, D., García-Rodríguez, F., 2003. *Las Diatomeas Uruguayas*. Montevideo: Facultad de Ciencias.
- MGAP-DIEA. 2011. Censo General Agropecuario 2011. Resultados definitivos. Montevideo: Ministerio de Ganadería, Agricultura y Pesca.
- Möller Jr., O.O., Piola, A.R., Freitas, A.G., Campos, E.J.D., 2008. The effects of river discharge and seasonal winds on the shelf



- off southeastern South America. *Continental Shelf Research* 28, 1607-1624. <https://doi.org/10.1016/j.csr.2008.03.012>
- Mourelle, D., Macedo, R.B., Prieto, A.R., 2018. Análisis palinológico actual y del Cuaternario Tardío en la región de los *campos* (Uruguay y sur de Brasil): estado de las investigaciones, dificultades y potencialidades. *In: Prieto, A. R. (Ed.), Metodologías y estrategias del análisis palinológico del Cuaternario tardío. Publicación Electrónica de la Asociación Paleontológica Argentina* 18, 156-170. <https://doi.org/10.5710/PEAPA.28.05.2018.258>
- Mourelle, D., Prieto, A. R., García-Rodríguez, F., 2017. Riparian woody vegetation history in the *campos* region, Southeastern South America, during two-time windows: late Pleistocene and late Holocene. *Quaternary Science Reviews* 167, 14-29. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2017.04.024>
- Mourelle, D., Prieto, A.R., 2016. Pollen and spores from surface samples in the campos region of Uruguay and their paleoecological implications. *Acta Botanica Brasílica* 30, 351-370. <https://doi.org/10.1590/0102-33062016abb0117>
- Mourelle, D., Prieto, A.R., Pérez, L., García-Rodríguez, F., Borel, C.M., 2015a. Mid and late Holocene multiproxy analysis of environmental changes linked to sea-level fluctuation and climate variability of the Río de la Plata estuary. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 421, 75-88. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2015.01.006>
- Mourelle, D., Prieto, A.R., García-Rodríguez, F., 2015b. Cambios de la vegetación en la cuenca de la Laguna Merín, Uruguay, durante los últimos ca. 2000 cal. años AP. *Revista Brasileira de Paleontologia* 18, 509-520. <https://doi.org/10.4072/rbp.2015.3.13>
- Mourelle, D., Prieto, A.R., 2012. Modern pollen assemblages of surface samples and their relationships to vegetation in the *campos* region of Uruguay. *Review of Palaeobotany and Palynology* 181, 22-33. <https://doi.org/10.1016/j.revpalbo.2012.05.003>
- Moy, C.M., Seltzer, G.O., Rodbell, D.T., Anderson, D.M., 2002. Variability of El Niño/Southern Oscillation activity at millennial timescales during the Holocene epoch. *Nature* 420, 162-165.
- Muñoz, N.E., 2017. Estudio palinológico (de superficie y aéreo) del pastizal-palmar del Parque Nacional El Palmar (Colón, Entre Ríos): generación de un modelo análogo. PhD Thesis, Universidad Nacional de Córdoba, Córdoba.
- Paerl, H.W., Paul, V.J., 2012. Climate change: links to global expansion of harmful cyanobacteria. *Waterresearch* 46, 1349-1363. <https://doi.org/10.1016/j.watres.2011.08.002>
- Palma, E.D., Matano, R.P., Piola, A.R., 2008. A numerical study of the Southwestern Atlantic Shelf circulation: Stratified ocean response to local and offshore forcing. *Journal of Geophysical Research Oceans* 113, C11. <https://doi.org/10.1029/2007JC004720>
- Panario, D., Gutiérrez, O., 2007. La política forestal industrial del estado uruguayo. *In: Política y Pasteras en el Río Uruguay: Medio Ambiente, Modelos Productivos y Movimiento Social*, Buenos Aires, pp. 1-9.
- Paruelo, J. M., Piñeiro, G., Altésor, A., Rodríguez, C., Oesterheld, M., 2004. Cambios estructurales y funcionales asociados al pastoreo en los Pastizales del Río de la Plata. *In: XX Reunión del grupo Campos-Cono Sur*, Salto, pp. 53-60.
- Patterer, N.I., Zucol, A.F., Passeggi, E., 2017. Análisis fitolíticos en suelos formados sobre antiguas terrazas del Río Uruguay (Colón, Entre Ríos): primera evidencia de retracción de los palmares de *Butia yatay* (Mart.). *Becc. Publicación Electrónica de la Asociación Paleontológica Argentina* 17, 1-17. <https://doi.org/10.5710/PeaPa.20.03.2017.122>
- Pasquini, A.I., Depetris, P.J., 2007. ENSO-triggered exceptional flooding in the Paraná River: where is the excess water coming from? *Journal of Hydrology* 383 (2010), 186-193. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2009.12.035>
- Perez, P., Crisci, C., Hanebuth, T.J.J., Lantzsch, H., Perera, H., Rodríguez, M., Pérez, A., Fornaro, L., García-Rodríguez, F., 2018. Climatic oscillations modulating the Late Holocene fluvial discharge and terrigenous material supply of the Río de la Plata into the Southwestern Atlantic Ocean. *Journal of Sedimentary Environments*, 3 (4): 205-219. <https://doi.org/10.12957/jse.2018.38983>
- Perez, L., García-Rodríguez, F., Hanebuth, T.J.J., 2017. Paleosalinity changes in the Río de la Plata estuary and on the adjacent Uruguayan continental shelf over the past 1,200 cal ka BP: an approach using diatoms as proxy. *In: Weckström, K., Saunders, P.G.K., Skilbeck, G. (Eds.), Applications of paleoenvironmental techniques in estuarine studies, Developments in Paleoenvironmental Research (DPER)*, Springer.
- Perez, L., García-Rodríguez, F., Hanebuth, T.J.J., 2016. Variability in terrigenous sediment supply offshore of the Río de la Plata (Uruguay) recording the continental climatic history over the past 1200 years. *Climate of the Past* 12, 623-634. <https://doi.org/10.5194/cp-12-623-2016>
- Petraglia, C., Dell'Acqua, M., 2006. Actualización de la carta forestal del Uruguay con imágenes del año 2004. Sistema de Información Geográfica de la Dirección General de Recursos Naturales Renovables (DGRNR) - Ministerio de Ganadería, Agricultura y Pesca (MGAP). Montevideo, 27 p.
- Piola, A.R., Möller Jr., O.O., Guerrero, R.A., Campos, E.J.D., 2008. Variability of the subtropical shelf front off eastern South America: Winter 2003 and summer 2004. *Continental Shelf Research* 28, 1639-1648. <https://doi.org/10.1016/j.csr.2008.03.013>
- Piola, A.R., Matano, R.P., Palma, E.D., Möller Jr., O.O., Campos, E.J.D., 2005. The influence of the Plata River discharge on the western South Atlantic shelf. *Geophysical Research Letters* 32, L01603. <https://doi.org/10.1029/2004GL021638>
- Piola, A.R., Campos, E.J.D., Möller Jr., O.O., Charo, M., Martinez, C., 2000. Subtropical Shelf Front off eastern South America. *Journal of Geophysical Research* 105, 6565-6578. <https://doi.org/10.1029/1999JC000300>
- Prieto, A.R., Mourelle, D., Peltier, W.R., Drummond, R., Vilanova, I., Ricci, L., 2017. Relative sea-level changes during the Holocene in the Río de la Plata, Argentina and Uruguay: A review. *Quaternary International* 442, 35-49. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2016.02.044>
- Razik, S., Chiessi, C. M., Romero, O.E., von Döbenek, T., 2013. Interaction of the South American Monsoon System and the Southern Westerly Wind Belt during the last 14 kyr. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 374, 28-40. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2012.12.022>
- Reimer, P.J., Bard, E., Bayliss, A., Beck, J.W., Blackwell, P.G., Ramsey, C.B., Buck, C.E., et al., 2013. IntCal13 and Marine13 radiocarbon age calibration curves 0–50,000 years cal BP. *Radiocarbon* 55, 1869-1887. [https://doi.org/10.2458/azu\\_js\\_rc.55.16947](https://doi.org/10.2458/azu_js_rc.55.16947)
- Romero, O.E., Hensen, C., 2002. Oceanographic control of the biogenic opal and diatoms in surface sediments of the

- Southwestern Atlantic. *Marine Geology* 186, 263-280. [https://doi.org/10.1016/S0025-3227\(02\)00210-4](https://doi.org/10.1016/S0025-3227(02)00210-4)
- Sar, E. A., Sunesen, I., Lavigne, A. S., 2010. *Cymatobeca*, *Tryblioptychus*, *Skeletonema* and *Cyclotella* (Thalassiosirales) from Argentinian coastal waters. Description of *Cyclotellacubiculata* sp. nov. *Vie Milieu* 60, 135-156.
- Sijp, W.P., England, M.W., 2008. The effect of a northward shift in the southern hemisphere westerlies on the global ocean. *Progress in Oceanography* 79, 1-19. <https://doi.org/10.1016/j.poccean.2008.07.002>
- Scudeller, V.V., Martins, F.R., Shepherd, G.J. 2001. Distribution and abundance of arboreal species in the atlantic ombrophilous dense forest in Southeastern Brazil. *Plant Ecology* 152, 185-199. <https://doi.org/10.1023/A:1011494228661>
- Sobral, M., Jarenkow, J.A., Brack, P., Irgang, B., Larocca, J., Rodrigues, R.S., 2006. Flora arbórea e arborescente do Rio Grande do Sul. São Carlos. RiMa: Novo Ambiente.
- Soriano, A., 1991. Río de la Plata grasslands. In: Coupland, R. T. (Ed.), *Natural grasslands: introduction and western hemisphere. Ecosystems of the World*, Amsterdam, Elsevier, pp. 367-369.
- Stockmarr, J., 1971. Tablets with spores used in absolute pollen analysis. *Pollen et Spores* 13, 615-621. <https://doi.org/10.1177/0959683615574584>
- Tyson, R. V., 2012. *Sedimentary organic matter: organic facies and palynofacies*. Devon, Springer Science & Business Media.
- van Geel, B., 2001. Non-pollen palynomorphs. In: Smol, J.P., Birks, H.J.B., Last, W.M. (Eds.), *Tracking Environmental Change Using Lake Sediments. Volumen 3: Terrestrial, Algal and Siliceous Indicators*, Dordrecht, Kluwer Academic Publishers, pp. 99-119.
- Vera, C., Higgins, W., Amador, J., Ambrizzi, T., Garreaud, R. D., Gochis, D., Gutzler, D., Lettenmaier, D., Marengo, J., Mechoso, C.R., Nogues-paegle, J., Silva Dias, P.L., Zhangl, C., 2006. Toward a Unified View of the American Monsoon Systems. *Journal of Climate - Special Section* 19, 4977-5000. <https://doi.org/10.1175/JCLI3896.1>
- Vernal, A., 2009. Marine palynology and its use for studying nearshore environments. *Earth and Environmental Science* 5, 012002. <https://doi.org/10.1088/1755-1307/5/1/012002>
- Vilanova, I., Prieto, A.R., 2012. Historia de la vegetación de las llanuras costeras de la Bahía Samborombón (~35,5°S), Argentina, desde 7800 <sup>14</sup>C años. *Ameghiniana* 49, 303-318. [https://doi.org/10.5710/AMGH.v49i3\(499\)](https://doi.org/10.5710/AMGH.v49i3(499))
- Vuille, M., Burns, S.J., Taylor, B.L., Cruz, F.W., Bird, B.W., Abbott, M.B., Kanner, L.C., Cheng, H., Novello, V. F., 2012. A review of the South American monsoon history as recorded in stable isotopic proxies over the past two millennia. *Climate of the Past* 8, 1309-1321. <https://doi.org/10.5194/cp-8-1309-2012>
- Wall, D., Dale, B., Lohmann, G. P., Smith, W.K., 1977. The environmental and climatic distribution of dinoflagellate cysts in modern marine sediments from regions in the North and South Atlantic Oceans and adjacent seas. *Marine Micropaleontology* 2, 121-200.
- Witkowski, A., Lange-Bertalot, H., Metzeltin, D., 2000. Diatom flora of marine coasts 1. In: Lange-Bertalot, H. (Ed.) *Iconographia Diatomologica*, vol. 7, A.R.G. Gantner Verlag, pp. 925.
- Woodroffe, C.D., Beech, M.R., Gagan, M.K., 2003. Mid-late Holocene El Niño variability in the equatorial Pacific from coral microatolls. *Geophysical Research Letters* 30, 1358. <https://doi.org/10.1029/2002GL015868>
- Zonneveld, K.A., Marret, F., Versteegh, G.J., Bogus, K., Bonnet, S., Bouimetarhan, I., Crouch, E., et al., 2013. Atlas of modern dinoflagellate cyst distribution based on 2405 data points. *Review of Palaeobotany and Palynology* 191, 1-197. <https://doi.org/10.1016/j.revpalbo.2012.08.003>