

**DIVERSIDAD Y MORFOMETRÍA DIATOMOLOGICA FRENTE A  
VARIACIONES AMBIENTALES: ESTUDIO DE REGISTROS  
ACTUALES Y PALEOLIMNOLÓGICOS HOLOCENOS DE LAGOS  
SOMEROS DEL SUDESTE DE SUDAMERICA**



**TESIS DOCTORAL**

**2018**

**Carolina Cuña Rodriguez**

**Directores: Eduardo Piovano y Felipe García Rodriguez**



C I C T E R R A



Doctorado en Ciencias  
Geológicas

TESIS DOCTORAL

**DIVERSIDAD Y MORFOMETRÍA DIATOMOLOGICA FRENTE  
A VARIACIONES AMBIENTALES: ESTUDIO DE REGISTROS  
ACTUALES Y PALEOLIMNOLÓGICOS HOLOCENOS DE  
LAGOS SOMEROS DEL SUDESTE DE SUDAMERICA**

CAROLINA CUÑA RODRÍGUEZ

Centro de Investigaciones en Ciencias de la Tierra (CONICET – UNC)

[ccunarodriguez@gmail.com](mailto:ccunarodriguez@gmail.com)

Directores: Eduardo Piovano y Felipe García Rodríguez

Centro de Investigaciones en Ciencias de la Tierra (CONICET – UNC)

Centro Regional del Este (CURE- Rocha), Universidad de la República, Uruguay

Doctorado en Ciencias Geológicas (FCEFyN)

Córdoba, 2018

COMISION ASESORA

Dra. Gabriela Hassan, Universidad Nacional de Mar del Plata

Dr. Francisco Córdoba, Universidad Nacional de Jujuy

Dra. Cecilia del Papa, FCEFyN, Universidad Nacional de Córdoba

DEFENSA ORAL Y PÚBLICA

Lugar y Fecha:

Calificación:

TRIBUNAL

Firma: .....

Aclaración: .....

Firma: .....

Aclaración: .....

Firma: .....

Aclaración: .....

## Resumen

La región denominada Sudeste de Sudamérica (SESA), abarca centro y norte de Argentina, Uruguay, Paraguay y el sur de Brasil, reviste particular interés debido a su alta variabilidad hidroclimática y su gran biodiversidad. La variabilidad hidroclimática a lo largo del SESA está condicionada por el Sistema Monzónico Sudamericano (SAMS) que determina el balance hídrico de los sistemas lacustres y fluviales que se encuentran en ella. La información contenida en los sedimentos lacustres del SESA ofrece valiosos registros paleolimnológicos para reconstruir cambios climáticos y ambientales ocurridos en la región desde el Último Máximo Glacial (UMG) hasta el presente.

En la región costera de Uruguay se analizó la laguna Peña (34° 00' S - 53° 33' O), la cual provee valiosos registros de la variabilidad ambiental Holocena. El análisis conjunto de los ensambles de diatomeas, la composición de la materia orgánica y variables sedimentológicas permitieron reconocer cuatro etapas de evolución ambiental durante los últimos 2458 cal años: (1) desde 2458 - 1415 cal. a AP, se desarrolló un sistema meso - eutrófico poco profundo con alta abundancia de especies bentónicas aerófilas, con importantes aportes de la cuenca y señales de materia orgánica alóctona. El final de este período es sincrónico con el inicio del Período Cálido Medieval; (2) entre 1415 - 390 cal. a AP, se instaló un sistema dominado por especies dulceacuícolas/salobres, con importante aporte terrestre y bajas temperaturas. La cronología permite asignarlo al registro de la Anomalía Climática Medieval (ACM) y la Pequeña Edad de Hielo (PEH); (3) posterior a 390 cal. a AP, durante el Período Cálido Actual, se identifica el desarrollo de un sistema dominado por especies planctónicas dulceacuícolas, con alta generación de materia orgánica sedimentaria autóctona, y (4) entre 1962 - 2010 cal. a. AD, se desarrolla un sistema eutrófico con altas proporciones de

taxones epifíticos y proliferación de macrófitas en la zona litoral debido al impacto antrópico.

Por otro lado, en la región central Argentina se analizó el archivo paleolimnológico de la Laguna Mar Chiquita, un sistema hipersalino de origen tectónico (30°54' S – 62°51' O), cuyo registro permite analizar la variabilidad hidroclimática de alta y baja frecuencia desde el UMG. La reconstrucción paleoambiental basada en el análisis de multi-indicadores sedimentológicos, geoquímicos y biológicos permitió definir y caracterizar las variaciones ocurridas en la laguna Mar Chiquita durante los últimos 23680 cal a AP. Se identificaron 3 estadios: (1) desarrollo de un sistema lacustre efímero hipersalino que abarca el UMG-Último Terminal-estadial HS1-ACR; (2) un sistema transicional desde condiciones someras a un sistema efímero hipersalino, el cual se habría desarrollado bajo condiciones de extrema sequía, sincrónicas con el Holoceno Medio y (3) un sistema lacustre perenne variable y con mayor productividad primaria, dividido en tres subestadios (I – III) que corresponden al registro de la ACM, la PEH y el siglo XX-XXI, respectivamente.

Considerando que las diatomeas son buenos bioindicadores de las fluctuaciones ambientales y que dichos cambios se ven reflejados en la morfología diatomológica, se analizó la variación de tamaño de las especies dominantes a lo largo de los registros paleolimnológicos de la Laguna Peña y Laguna Mar Chiquita. El análisis de las variaciones del área valvar de las especies dominantes en el registro del Holoceno tardío de la Laguna Peña (*Aulacoseira ambigua*, *Aulacoseira granulata* y *Staurosira construens*) mostraron tendencias diferenciales durante períodos cálidos y fríos. Por otro lado, el tamaño de la especie analizada a lo largo del registro sedimentario de la Laguna Mar Chiquita (*Tryblionella punctata*) mostró variaciones significativas entre el registro de la Pequeña Edad del Hielo y el Periodo Cálido Actual, donde se evidencia una notable

disminución del área valvar a partir de 1981. Esta última consideración puede ser atribuida a la disminución de la salinidad del agua y al incremento de nutrientes en el sistema durante la fase de altas precipitaciones desarrollada en la región para ese período.

## **Abstract**

The Southeastern of South America includes the north and center of Argentina, Uruguay, Paraguay and southern Brazil. The region is of particular interest due to the high hydroclimatic variability and its great biodiversity. The hydroclimatic variability of this region is controlled by the South American Monsoon System (SAMS) that determines the water balance throughout the region and directly impacts on aquatic systems. The information contained in lake sediments of SESA offers valuable information to reconstruct climatic and environmental changes occurred in the region from the Last Glacial Maximum to the present.

Located in eastern Uruguay, Peña Lagoon (34 ° 00 'S - 53 ° 33' W) is a freshwater coastal system, which provides valuable records of Holocene environmental variability. The combined analysis of diatomaceous assemblages, composition of organic matter and sedimentological features allowed to recognize four environmental stages during the last 2458 cal years: (1) from 2458 to 1415 cal. <sup>14</sup>C yr BP, a shallow meso - eutrophic system with a high abundance of aerophilic benthic diatoms specie, with important contributions from the basin, and signs of organic matter from C3 plants, being synchronous with the Medieval Climatic Anomaly (MCA); (2) from 1415 to 390 cal. <sup>14</sup>C yr BP, a system dominated by freshwater/brackish specie, with important land input and low temperatures, synchronous with the Little Ice Age (LIA); (3) after 390 cal. yr BP, a system dominated by freshwater planktonic species, high proportion of autochthonous sedimentary organic matter during the Current Warm Period, and (4) from 1962 to 2010 cal a. AD, the development of an eutrophic system with high proportions of epiphytic diatoms taxa and proliferation of macrophytes in the littoral zone due to land-use changes.

In Central Argentina, the Mar Chiquita Lake is a continental hypersaline system of tectonic origin (30° 54' S - 62° 51' W), which contains the record of high and low frequency hydroclimatic variability from the Last Glacial Maximum to the present. The paleoenvironmental reconstruction based on multiproxy analysis of sedimentological features, geochemical and biological information allowed to define and characterize hydrological variations registered for the last 23,680 cal yr BP. Three stages were identified; (1) a hypersaline ephemeral lacustrine system, spanning the LGM the Last Termination, the Heinrich Stadial S1 and the Antarctic Cold Reversal, (2) a transitional system from shallow conditions to hypersaline ephemeral system. Maximum drought conditions were developed during the Middle Holocene and (3) a perennial lacustrine system with high frequency hydrological variation and comparatively higher primary productivity. This stage was split into three sub-stages (I - III) that correspond to the MCA, the PEH and the XX-XXI century, respectively.

Among bioindicators, diatoms are a well known proxy of environmental variations. Herein, the size variation of predominant diatom species throughout the sedimentary records of Peña Lagoon (*Aulacoseira ambigua*, *Aulacoseira granulata* y *Staurosira construens*) and Mar Chiquita Lake (*Tryblionella punctata*). Variations in the valvar area of dominant diatom species along the Late Holocene paleolimnological record of Laguna Peña depict an increasing/decreasing size trend during warm/cold periods. Conversely, diatom-size throughout the sedimentary record of Mar Chiquita lake showed significant variations when comparing the Little Ice Age and the Current Warm Period records. Important size variations since 1981 can be attributed to both lower salinities in the lake water and an increased nutrients flux into the system under a hyper-humid scenario in the region.



## ÍNDICE

Resumen .....	iii
Abstract.....	vi
ÍNDICE.....	viii
Índice de Figuras .....	xi
Índice de Tablas.....	xiv
Capítulo 1. Introducción General .....	2
1.1 Introducción .....	2
1.2 Objetivos específicos .....	7
1.3 Importancia de la investigación .....	8
1.4 Estructura general de la tesis .....	8
Capítulo 2. Relación entre la variabilidad ambiental Holocena y la composición diatomológica en la Laguna Peña, Sudeste Uruguay .....	37
2.1 Introducción .....	37
2.2 Área de estudio .....	38
2.3 Metodología .....	41
2.3.1 Obtención del testigo sedimentario, muestreo y análisis previos.....	41
2.3.2 Sedimentología.....	41
2.3.3 Análisis diatomológico.....	42
2.3.4 Geoquímica .....	43
2.4 Resultados .....	43
2.4.1 Sedimentología y geoquímica .....	43
2.4.2 Análisis de Diatomeas .....	46
2.5 Discusión .....	50
Estadio 1 - (2458 - 1415 cal a AP) .....	52
Estadio 2 (1415 - 390 cal. a AP) .....	54
Estadio 3 (posterior a 390 cal a AP).....	55
Estadio 4 (1962 - 2010 AD) .....	56
2.6 Conclusión .....	57
Capítulo 3: Análisis paleolimnológico de la Laguna Mar Chiquita (Llanura Chacopampeana, Argentina). Reconstrucción de la variabilidad ambiental desde el Último Máximo Glacial.....	58
3.1 Introducción .....	58
3.2 Área de estudio .....	59
3.3 Metodología .....	62

3.3.1 Toma de testigo sedimentario, y estudios previos.....	62
3.3.2 Cronología.....	62
3.3.3 Modelo de edad.....	63
3.3.4 Geoquímica orgánica.....	64
3.3.5 Estimación de la contribución terrestre a la materia orgánica sedimentaria..	65
3.3.6 Identificación y conteo de diatomeas.....	65
3.4 Resultados.....	66
3.4.1 Modelo de edad.....	66
3.4.2 Sedimentología.....	68
3.4.3 Geoquímica.....	71
3.4.4 Diatomeas.....	73
3.5 Discusión.....	77
Primer estadio.....	87
Segundo estadio.....	91
Tercer estadio.....	93
3.6. Conclusión.....	98
Capítulo 4. Variaciones de tamaño de <i>Aulacoseira</i> spp., <i>Staurosira construens</i> y <i>Tryblionella punctata</i> en el registro paleolimnológico de la Laguna Peña y Laguna Mar Chiquita.....	112
4.1 Introducción.....	112
4.2 Metodología.....	114
4.2.1 Preparación de muestras.....	115
4.2.2 Mediciones de tamaño.....	115
4.2.3 Análisis estadísticos.....	119
4.3 Resultados.....	119
4.3.1 Laguna Peña.....	119
4.3.2 Laguna Mar Chiquita.....	122
4.4 Discusión.....	125
Laguna Peña.....	125
Laguna Mar Chiquita.....	128
4.5 Consideraciones finales.....	131
Capítulo 5. Consideraciones Finales.....	132
Capítulo 6. Bibliografía.....	137
<b>ANEXOS.....</b>	<b>134</b>
<b>ANEXO 1.....</b>	<b>135</b>
<b>Iconografía de la Laguna Peña.....</b>	<b>135</b>

Registro actual .....	136
Lámina 1 .....	136
Lámina 2 .....	138
Iconografía Registro Paleolimnológico .....	140
Lámina 3 .....	140
Lámina 4 .....	142
Lámina 5 .....	144
Lámina 6 .....	146
<b>ANEXO 2</b> .....	148
<b>Iconografía de la Laguna Mar Chiquita</b> .....	148
Registro actual .....	149
Lámina 1 .....	149
Lámina 2 .....	151
Lámina 3 .....	153
Registro Paleolimnológico .....	155
Lámina 4 .....	155
Lámina 5 .....	157
Lámina 6 .....	159
<b>ANEXO 3</b> .....	161
<b>Conteo de diatomeas de la Laguna Peña</b> .....	161
<b>ANEXO 4</b> .....	161
<b>Conteo de diatomeas de la Laguna Mar Chiquita</b> .....	161
<b>ANEXO 5</b> .....	161
<b>Mediciones morfométricas de diatomeas de la Laguna Peña y Laguna Mar Chiquita</b> .....	161

## Índice de Figuras

- Figura 1. Ubicación geográfica del Sudeste de Sudamérica. Círculo grande identifica la Laguna Mar Chiquita y Laguna Peña (círculo pequeño). \_\_\_\_\_ 3
- Figura 2. Ubicación de la Laguna Peña y puntos de muestreo \_\_\_\_\_ 39
- Figura 3. Correlación del registro LP3 con el registro compuesto LP1 - LP2. Las líneas punteadas señalan la correlación estratigráfica entre la susceptibilidad magnética (SM) de LP3 con el tamaño de grano, el porcentaje de arena - arcilla y el porcentaje de materia orgánica sedimentaria medida en el núcleo compuesto LP1 - LP2. Los valores de MO y las Unidades litológicas de LP1 - LP2 fueron tomados de del Puerto et al. (2013). El gráfico del lado derecho muestra la correspondencia de las unidades litológicas (UL) de LP3 con las identificadas por del Puerto et al (2013). En base a los datos físicos, UL V, VI y VII de LP1 - LP2 se consideraron dentro de UL IV identificada en LP3. \_\_\_\_\_ 44
- Figura 4. Descripción de unidades litológicas en LP3: (1) Fotografía de LP3 (106 cm) y (2) imagen de rayos X, (3) zona bandeada de UL I (10 - 15 cm), (4) sedimento arenoso macizo de UL II (26 - 31 cm), (5) restos vegetales UL III (48 - 57 cm), (6) sedimentos arenosos en UL III (84 - 90 cm) y (g) sedimento negro arenoso de UL IV (93 - 100 cm). \_\_\_\_\_ 45
- Figura 5. Relación entre los valores de  $\delta^{13}C$  y C/N en el registro sedimentario (LP1 - LP2) (Datos publicados por del Puerto et al., 2013 y proporcionados por los autores), incluyendo rangos típicos de fuentes según los datos presentados por Meyers (1994) y Lamb et al. (2006). Carbono orgánico disuelto (COD), Carbono orgánico precipitado (COP). \_\_\_\_\_ 46
- Figura 6. Abundancia relativa de especies de diatomeas del registro LP1 (0 - 95 cm) y LP2 (95 - 106 cm). Porcentaje de grupos de diatomeas; planctónico (P), bentónico (B) y epifítico (E). Los resultados del análisis de conglomerados restringidos, unidades litológicas (UL) y las Zonas de ensamblaje de diatomeas (DAZ) se muestran a la derecha de la gráfica. \_\_\_\_\_ 47
- Figura 7. Etapas de la variabilidad climática Holocena en la Laguna Peña durante los últimos 2458 cal año AP. \_\_\_\_\_ 51
- Figura 8. Ubicación de la Laguna Mar Chiquita. Imagen satelital correspondiente al año 2014. Mapa modificado de Troin et al. (2010) y Córdoba et al. (2014). \_\_\_\_\_ 60
- Figura 9. Modelo de edad para TMC02\_2. La gráfica muestra las edades  $^{14}C$  calibradas (rayas verticales azules), modelo de edad representado por área gris degradada, línea punteada roja representa el mejor modelo de edad generado. \_\_\_\_\_ 68
- Figura 10. Descripción sedimentológica. Fotografía y esquema del testigo sedimentario, densidad del sedimento, edades  $^{210}Pb$  y  $^{14}C$ . Unidades sedimentarias, valores de TOC, TIC y granulometría. Las franjas amarillas representan los niveles evaporíticos a lo largo del testigo. Variaciones de nivel en la laguna por cada unidad litológica, franjas anaranjadas representan los hiatos identificados según el modelo cuantitativo (Piovano et al., 2009; Piovano et al., en revisión). La curva de las variaciones de nivel de la laguna está expresada en m s.n.m., los niveles registrados por debajo de 56 m s.n.m. no son considerados reflejo de niveles tan bajos de la laguna, la señal isotópica tan negativa hace referencia a procesos erosivos (hiatos). \_\_\_\_\_ 71

- Figura 11. Modelos cronológicos  $^{210}\text{Pb}$  y  $^{14}\text{C}$  y parámetros geoquímicos a lo largo del registro sedimentario de la Laguna Mar Chiquita. Porcentaje de nitrógeno (%N), porcentaje de carbono (%C), relación carbono-nitrógeno (C/N), carbono orgánico total – carbono inorgánico total (TOC – TIC), delta Carbono 13 ( $\text{‰}^{13}\text{C}$ ). \_\_\_\_\_ 72
- Figura 12. Derecha: Relación  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$  y C/N, incluyendo rangos típicos de fuentes de materia orgánica según datos presentados por Meyers (1994) y Lamb et al. (2006). Derecha: Porcentaje de aporte terrestre a lo largo del registro sedimentario aplicando el análisis “end-members”. \_\_\_\_\_ 73
- Figura 13. Diagrama diatomológico del testigo TMC02-2. Líneas azules: profundidades en las cuales la abundancia de diatomeas no supero las 200 valvas. Líneas grises punteadas: ausencia de diatomeas. \_\_\_\_\_ 75
- Figura 14. Estadios de la Laguna Mar Chiquita durante los 23680 a AP. Subestadios (I, II y III) identificados a lo largo del Estadio 3. Variaciones del nivel de la laguna (m snm) según el modelo extendido propuesto por Piovano et al. (2009), los valores que se encuentran dentro del recuadro verde representan señales isotópicas muy bajas que no pueden ser expresadas en (m snm), en gris se resaltan los hiatos identificados a lo largo del registro. Porcentaje de diatomeas planctónicas (P), ticoplanctónicas (T) y bentónicas (B). Periodos climáticos identificados Último Máximo Glacial (UMG), Última terminación (UT), Estadial Heinrich 1 (HS1), “Antartic Cold Reversal” (ACR), Holoceno medio (HM), Anomalía Climática Medieval (ACM) y Pequeña Edad del Hielo - (PEH) y cronología correspondiente. Variaciones hidroclimáticas y de salinidad desde 1970 hasta la actualidad (Troin et al., 2010; Información provista por PROMAR). \_\_\_\_\_ 78
- Figura 15. Mediciones realizadas en valvas de diatomeas. Largo (L), Ancho (A). \_\_\_\_\_ 116
- Figura 16. Variaciones de tamaño de *Aulacoseira granulata* (A – F), *Aulacoseira ambigua* (G – N). \_\_\_\_\_ 117
- Figura 16. (Continuación) *Staurosira construens* (O – e) y *Tryblionella punctata* (f – u). \_\_\_\_\_ 118
- Figura 17. Registros estratigráficos del Área valvar de *Aulacoseira ambigua*, *Aulacoseira granulata* y *Staurosira construens* (A - C); Índice de Temperatura e Índice de Humedad (D– E) sacados de del Puerto et al. (2013); Variaciones de Temperatura en el Hemisferio Sur publicados en Ahmed et al. (2013) (F). La ACM está resaltada de color naranja, la PEH resaltada en celeste y el PCA en amarillo. \_\_\_\_\_ 121
- Figura 18. Registros estratigráficos del Área valvar de *Tryblionella punctata* (A); Variaciones de nivel de la Laguna Mar Chiquita (modelo semicuantitativo; Piovano et al., en revisión) (B); Aporte de material terrestre (C); Índice de Temperatura (D); sacado de del Puerto et al., 2013). La Anomalía Climática Medieval (ACM) está resaltada de color naranja, la Pequeña Edad del Hielo (PEH) resaltada en celeste y el Periodo Cálido Actual (PCA) en amarillo. \_\_\_\_\_ 124
- Figura 19. Comparación de registros paleolimnológicos en el Sudeste de Sudamérica. A) Laguna Peña. Abundancia de diatomeas, planctónicas (P), bentónicas (B) y epifíticas (E), Área valvar de *Aulacoseira ambigua* ( $\mu\text{m}^2$ ), Área valvar de *Aulacoseira granulata* ( $\mu\text{m}^2$ ), Área valvar de *Staurosira construens* ( $\mu\text{m}^2$ ), Índice de temperatura basado en el registro de silicofitolitos en la Laguna Peña (del Puerto et al., 2013), Periodos climáticos identificados, Anomalía Climática Medieval (ACM), Pequeña Edad del Hielo (PEH) y Periodo Cálido Actual (PCA). B) Laguna Mar Chiquita, Abundancia de diatomeas, bentónicas (B), planctónicas (P) y ticoplanctónicas (T), Variaciones de

*nivel de la laguna, según el modelo semicuantitativo extendido, propuesto por Piovano et al. (2009), Área valvar de Tryblionella punctata ( $\mu\text{m}^2$ ), Índice de temperatura propuesto por del Puerto et al. (2013), periodos climáticos identificados, Último Máximo Glacial (UMG), Estadial Heinrich (HS1), Antarctic Cold Reversal (ACR), Holoceno Medio (HM), Anomalía Climática Medieval (ACM), Pequeña Edad del Hielo (PEH), Siglo XX – XXI.* \_\_\_\_\_ 133

## Índice de Tablas

<i>Tabla 1. Dataciones <math>^{14}\text{C}</math> y <math>^{210}\text{Pb}</math> del registro sedimentario TMC02-2. Las dataciones <math>^{210}\text{Pb}</math> fueron extraídas de Piovano et al. (2002). Código de muestras Beta, realizados en Beta analytics- Miami, Florida; muestras ETH datadas en Zurich y muestras B datadas en AMS Dataciones <math>^{14}\text{C}</math> y <math>^{210}\text{Pb}</math> del registro sedimentario TMC02-2. Las dataciones <math>^{210}\text{Pb}</math> fueron extraídas de Piovano et al. (2002). Código de muestras Beta, realizados en Beta analytics- Miami, Florida; muestras ETH datadas en Zurich y muestras B datadas en AMS Arizona.</i>	63
<i>Tabla 2. Niveles con baja concentración y preservación diatomológica.</i>	76
<i>Tabla 3. Correlación entre dimensiones valvares y parámetros geoquímicos del registro sedimentario LP.</i>	122
<i>Tabla 4. Correlación entre dimensiones valvares de <i>Tryblionella punctata</i> y parámetros geoquímicos del registro sedimentario LMC.</i>	125

## Capítulo 1. Introducción General

### 1.1 Introducción

La región denominada Sudeste de Sudamérica (SESA), abarca centro y norte de Argentina, Uruguay, Paraguay y el sur de Brasil (Fig.1). La geomorfología, predominantemente plana de la región ha promovido la formación de lagos someros (Kröhling e Iriondo, 1999; Zárate, 2003; García-Rodríguez *et al.*, 2009). Los lagos someros son cuerpos de agua con vasta distribución en la región y en el mundo, y son uno de los ambientes continentales más sensibles en responder frente a la acción de forzantes climáticos y antrópicos (Cohen, 2003; Meerhoff *et al.*, 2012). El SESA reviste particular interés para las investigaciones, dada su alta variabilidad hidroclimática (Piovano *et al.*, 2009; Troin *et al.*, 2010; Córdoba *et al.*, 2014; Piovano *et al.*, 2014; Guerra *et al.*, 2015; Troin *et al.*, 2016), su repercusión sobre los sistemas lacustres (Piovano *et al.*, 2009; del Puerto *et al.*, 2011) y su alta biodiversidad (del Puerto *et al.*, 2011; Kruk *et al.* 2010). La variabilidad hidroclimática de la región está condicionada por vientos estacionales que se producen por el desplazamiento del cinturón ecuatorial, que traen la humedad desde el océano Atlántico y el Amazonas denominado Sistema Monzónico Sudamericano (SAMS) (Zhou y Lau 1998; Vera *et al.* 2006; Garreaud *et al.*, 2009). El SAMS determina el balance hídrico a lo largo de la región e impacta directamente en los sistemas acuáticos (Piovano *et al.*, 2009; Troin *et al.*, 2010).





Figura 1. Ubicación geográfica del Sudeste de Sudamérica. Círculo grande identifica la Laguna Mar Chiquita y Laguna Peña (círculo pequeño).

Los sistemas acuáticos lacustres responden frente a cambios ambientales, los cuales, quedan registrados en sus sedimentos a través de diversos atributos tales como facies sedimentarias, mineralogía, geoquímica, ensambles de microfósiles y relaciones isotópicas, entre otros (Lotter, 1989; Battarbee, 2000; Cohen, 2003; Birks y Birks, 2006, Birks, 2008; Smol, 2008; Smol, 2010). La paleolimnología considera estos atributos como indicadores indirectos o *proxies* para reconstruir la variabilidad ambiental pasada e identificar los principales forzantes que regularon dichos cambios (Cohen, 2003; Smol, 2008). Los estudios paleolimnológicos permiten inferir cambios ocurridos en un sistema lacustre, incluyendo a los procesos ocurridos en su cuenca de drenaje (Cohen, 2003; Pienitz y Vincent, 2003; Gierlowski-Kordesch, 2004; Smol 2008, 2010). Los indicadores físicos, químicos y biológicos que se preservan en los sedimentos lacustres proporcionan información sobre eventos pasados y el efecto de los mismos en el sistema lacustre (Köster *et al.*, 2005). En lo que respecta a indicadores biológicos, las diatomeas, son un grupo de algas microscópicas eucariotas especialmente importante, ya que, contribuyen con el 20 a 25% de la productividad primaria mundial (Falkowski *et al.*, 1998, Saade y Bowler, 2009). Están constituidas por dos valvas de sílice (frústulo), se encuentran en todo ambiente acuático, e inclusive en ambientes terrestres con un mínimo de humedad (Round *et al.*, 1990; Seckbach y Kociolek, 2011). Las diatomeas permiten entender de

forma profunda las variaciones ocurridas en el medio, ya que responden rápidamente a las mismas (Lamper y Sommer, 2007). Esto se explica por su pequeño tamaño, ciclo de vida corto y altas abundancias en el medio (Rioual *et al.*, 2007). Las diatomeas fósiles han sido ampliamente utilizadas para inferir condiciones paleoambientales pasadas en general (García-Rodríguez, 2002; García-Rodríguez, 2006; Smol, 2008; Smol, 2010; García-Rodríguez *et al.*, 2009; Hassan, 2013; Pérez *et al.*, 2016; Rojas y Hassan, 2017), incluyendo la reconstrucción de los estados tróficos del sistema (García-Rodríguez, 2004; Hassan, 2013), salinidad (Fritz *et al.*, 1991; Gasse *et al.*, 1997; Sylvestre *et al.*, 2001; Chalié y Gasse *et al.*, 2002; Moiseenko y Razumovskiy, 2009; Espinosa *et al.*, 2012), pH (Round, 1990; Finkelstein *et al.*, 2014), variaciones en el balance hidrológico (Li *et al.*, 2010) entre otros.

Por otra parte, dentro de los indicadores químicos, la relación isotópica de carbono  $\delta^{13}\text{C}$  ha sido ampliamente utilizada en estudios paleolimnológicos, para evaluar cambios en el balance de nutrientes en los cuerpos de agua, como registro de moléculas bióticas y abióticas, que permiten la reconstrucción de procesos ambientales (Talbot y Kelts, 1990; Hassan *et al.*, 1997; Kaushal y Binford, 1999; Müller y Mathesius, 1999; West, *et al.*, 2006). Los valores de la relación isotópica  $\delta^{13}\text{C}$  pueden ser utilizados para identificar el origen de la materia orgánica ya sea de origen terrestre o acuático (Meyers, 1994; Müller y Mathesius, 1999, Mackie *et al.*, 2005; Lamb *et al.*, 2006). Los valores isotópicos en las plantas terrestres dependen de la vía de fijación del  $\text{CO}_2$  en el proceso fotosintético; la fijación directa del  $\text{CO}_2$  atmosférico es la vía característica de las plantas tipo C3, mientras que la fijación del  $\text{CO}_2$  por difusión del mismo en las hojas es la vía característica de las plantas C4 (Rosenbauer, *et al.*, 2009). Las plantas terrestres que se caracterizan por tener vías fotosintéticas C3 muestran valores en las relaciones  $\delta^{13}\text{C}$  con un rango entre -30 y -21‰ mientras que las plantas con vías fotosintéticas C4 presentan valores de  $\delta^{13}\text{C}$  entre

-17 y -9‰ (Gannes, *et al.*, 1998). A su vez, el carbono orgánico de origen marino presenta valores típicos de  $\delta^{13}\text{C}$  que van desde -24 a -18‰ (Meyers, 1994; Lamb, *et al.*, 2006; Rosenbauer, *et al.*, 2009).

Los valores de  $\delta^{13}\text{C}$  y la relación carbono orgánico y nitrógeno total (C/N) puede ser aplicada como un indicador del origen (acuático – terrestre) de la materia orgánica sedimentaria (Meyers, 1994; Hassan *et al.*, 1997; Müller y Mathesius, 1999, Mackie *et al.*, 2005; Lamb *et al.*, 2006, Bueno *et al.*, 2016; Bergamino *et al.*, 2017). De esta manera, el análisis de los cambios de estado pasados en un sistema, basados en el origen (C3 vs C4 o terrestres vs acuáticas) de la materia orgánica sedimentaria ha permitido inferir cambios ambientales relacionados con variaciones de la vegetación circundante, variaciones de nivel, cambios de salinidad y de procesos climáticos (Byrne, *et al.*, 2001; Zech *et al.*, 2009; Bergamino, *et al.*, 2017)

El uso de la paleolimnología, permite reconstruir condiciones limnológicas previas a las registradas instrumentalmente, las cuales generalmente no exceden los últimos 100 años (Smol, 2008). La posibilidad de ampliar la ventana temporal en el estudio del comportamiento de los sistemas lacustres permite identificar y evaluar con mayor claridad las causas de las variaciones en las condiciones limnológicas, las cuales pueden ser producto de la influencia humana o de variaciones naturales del medio (Smol, 2008; Smol, 2010). Los trabajos paleolimnológicos se enfocan en el análisis de multi-indicadores y combinan información sedimentológica, química y biológica para identificar y reconstruir la respuesta del sistema lacustre y de sus cuencas de drenaje frente a la acción de cambios ambientales (García-Rodríguez *et al.*, 2004; Birks y Birks, 2006; Battarbee y Bennion, 2012; del Puerto *et al.*, 2013; Pérez *et al.*, 2016). Las reconstrucciones paleolimnológicas permiten efectuar reconstrucciones climáticas (Pienitz *et al.*, 1999; Battarbee, 2000; Rioual *et al.*, 2007; Quillen *et al.*, 2013; del Puerto

*et al.*, 2013; Ampel *et al.*, 2015, Guerra *et al.*, 2015), identificar cambios en los ciclos de nutrientes (Dixit *et al.*, 2002; Bennion *et al.*, 2004), variaciones de pH (Round, 1990; Finkelstein *et al.*, 2014), variaciones de salinidad (Fritz *et al.*, 1991; Gasse *et al.*, 1997; Chalié y Gasse *et al.*, 2002; Moiseenko y Razumovskiy, 2009), variaciones en el balance hídrico y nivel del agua (Li *et al.*, 2010) entre otros.

Reconstrucciones paleolimnológicas en el SESA ponen en evidencia el desarrollo de un complejo patrón de circulación atmosférica desde el Tardiglacial (aprox. 13000 – 10000 a AP), cuya variabilidad ha impactado profundamente el balance hidrológico a nivel regional (Piovano *et al.*, 2009; García-Rodríguez *et al.*, 2009; Troin *et al.*, 2010; del Puerto *et al.*, 2011; Stutz *et al.*, 2012; del Puerto *et al.*, 2013; Laprida *et al.*, 2014; Córdoba *et al.*, 2014; Piovano *et al.*, 2014; Guerra *et al.*, 2015; Troin *et al.*, 2016). Los modelos de la variabilidad climática para Uruguay (García-Rodríguez *et al.*, 2011), postulan condiciones más frías y secas en el Pleistoceno tardío y Holoceno temprano, condiciones de alta variabilidad climática durante el Holoceno medio y condiciones climáticas similares a las presentes en el Holoceno tardío, excepto por la ocurrencia de la Pequeña Edad de Hielo (i.e., PEH, ~1500 - 1800 AD; Villalba, 1994; Iriondo, 1999). Por el contrario, en la región central de Argentina, el registro del Holoceno medio, postula condiciones frías y secas para la región Pampeana (Muhs and Zárate, 2001, Mancini *et al.*, 2005; Córdoba, 2012; Stutz *et al.*, 2012; Prado *et al.*, 2012). Entre los ca. 900 y 1200 AD se reconoce un pulso húmedo atribuido a la Anomalía Climática Medieval (ACM, Villalba 1994; Mann *et al.*, 2009), posteriormente se registran condiciones áridas entre 1200 - 1530 AD y entre 1750 - 1870 AD, separadas por un estadio de mayor humedad entre 1530 - 1750 AD (Córdoba *et al.*, 2014). El primer pulso seco puede considerarse como el más intenso y de mayor duración, con niveles lacustres muy bajos, mientras que los dos pulsos restantes coincidirían, aproximadamente, con la definición clásica de la

PEH (1400 - 1850 AD) (Wanner *et al.*, 2008; Villalba, 1994; Cioccale, 1999; Iriondo, 1999; Piovano *et al.*, 2009; Stutz *et al.*, 2009; Córdoba, 2014; Laprida *et al.*, 2014, Guerra *et al.*, 2015).

La presente tesis doctoral se basa en el análisis de multi-indicadores (sedimentología, geoquímica y diatomeas) en dos sistemas someros (Laguna Peña, Uruguay LP; y Laguna Mar Chiquita, Argentina LMC), ubicados en el SESA, que hidrológicamente están controlados por el SAMS. El objetivo general de la tesis es evaluar el efecto de la variabilidad ambiental sobre la diversidad y tamaño de diatomeas a lo largo del registro sedimentario de estos sistemas lacustres. La hipótesis planteada postula que la variabilidad de la composición y las clases de tamaño de los ensambles de diatomeas a lo largo de los registros sedimentarios estudiados, estuvieron reguladas por fluctuaciones ambientales ocurridas durante el Holoceno.

### ***1.2 Objetivos específicos***

- Efectuar reconstrucciones paleoambientales basadas en el uso de diatomeas a lo largo del registro sedimentario LMC y LP a partir del análisis de multi-indicadores.
- Analizar la morfometría diatomológica en registros paleolimnológicos holocenos de LMC y LP.
- Generar nuevos modelos de evolución ambiental para cada sistema lacustre, combinando la información paleoecológica con el estado trófico, patrones de sedimentación y su relación con las variaciones hidroclimáticas durante el Holoceno.

### ***1.3 Importancia de la investigación***

La presente tesis incluye el análisis de información biológica, ecológica, geoquímica y sedimentológica de registros paleolimnológicos, los cuales aportan información valiosa para perfeccionar modelos de la evolución ambiental propuestos en la región del SESA. Los resultados obtenidos proveen información novedosa sobre la relación entre las variaciones de tamaños de las diatomeas frente a la acción de forzantes climáticos a nivel regional y sobre la variación temporal de las condiciones paleolimnológicas y sedimentológicas de los sistemas lacustres analizados.

La investigación se enmarca dentro del programa MATES (enfoque multiproxy para el seguimiento de los cambios ambientales en el sur de América del Sur) que tiene como objetivo integrar la investigación paleoclimática realizada tanto en Argentina como en Uruguay. Así como también, está dentro del programa marco de colaboración con la Universidad de la República, Uruguay (UdeLaR) – Centro Universitario Regional Este (CURE – Rocha).

### ***1.4 Estructura general de la tesis***

Los capítulos 2 y 3 se enfocan en la reconstrucción de las variaciones ambientales ocurridas en los últimos milenios en la región del Sudeste de Sudamérica mediante la aplicación del análisis de multi-indicadores, el cual incluye características sedimentológicas, contenido y origen de la materia orgánica sedimentaria y el análisis de los ensambles de diatomeas. En particular, el capítulo 2 presenta el análisis de la variabilidad ambiental y climática del Holoceno tardío, a partir del registro paleolimnológico de la laguna Peña correspondiente a los últimos 2458 cal a. AP. El capítulo 3 analiza la variabilidad ambiental y climática registrada por la Laguna Mar Chiquita desde el Último Máximo Glacial hasta el presente.

Considerando las reconstrucciones paleoambientales realizadas (Cap. 2 y 3) y habiendo identificado periodos paleoclimáticos contrastantes que presentan la misma tendencia a nivel regional, el capítulo 4 se enfoca en el análisis de la respuesta del tamaño de las diatomeas frente a variaciones paleoclimáticas identificadas. Finalmente, el capítulo 5 sintetiza la información de los capítulos de la tesis y compara los resultados obtenidos desde un enfoque regional. Se incluyen Anexos de la Iconografía diatomológica del registro actual y paleolimnológico de la laguna Peña (Anexo 1) y de la Laguna Mar Chiquita (Anexo 2). El anexo 3 y 4, corresponden a los conteos de diatomeas en el registro paleolimnológico de la Laguna Peña y Mar Chiquita, respectivamente. El anexo 5 incluye las mediciones realizadas en las 4 especies de diatomeas consideradas en el presente trabajo. Los anexos 3 – 5 se encuentran almacenados en una base virtual (Mendeley data), se podrá acceder a dicha información mediante los enlaces DOI que se proporcionan en los anexos.

## Capítulo 2. Relación entre la variabilidad ambiental Holocena y la composición diatomológica en la Laguna Peña, Sudeste Uruguay

*Este capítulo ha sido aceptado en Ameghiniana para su publicación*

**Cuña-Rodríguez Carolina, Piovano Eduardo, del Puerto Laura, Inda Hugo y García-Rodríguez Felipe**

### 2.1 Introducción

Los sistemas de lagunas costeras uruguayas proporcionan un conjunto de elementos geomorfológicos, indicadores sedimentológicos, geoquímicos y biológicos, útiles para reconstruir los cambios ambientales pasados, así como también los impactos antropogénicos más recientes (Iriarte, 2006; del Puerto *et al.*, 2011, Inda, 2016). La mayoría de estos sistemas lénticos, desarrollados después de la transgresión marina holocena, alrededor de 5500  $^{14}\text{C}$  cal. a AP (García-Rodríguez *et al.*, 2001; Bracco *et al.*, 2005; Inda *et al.*, 2006), ofrecen valiosos registros paleolimnológicos para reconstruir cambios climáticos y ambientales ocurridos en la región durante el Holoceno (Bracco *et al.* 2005; del Puerto *et al.*, 2006, 2011, 2013; Garcia-Rodriguez *et al.*, 2001, 2002a, 2002b, 2004a, 2004b, 2004c; Garcia-Rodriguez y Witkowski, 2003; Inda *et al.*, 2006, 2016). Una descripción general de la variabilidad climática del Holoceno, y los procesos geológicos asociados a lo largo del entorno costero uruguayo puede encontrarse en García-Rodríguez *et al.*, (2011).

En particular, las reconstrucciones paleolimnológicas realizadas hasta el momento en la Laguna Peña, están basadas exclusivamente en el análisis de silicofitolitos y registros isotópicos. Los resultados indican el desarrollo de tres fases climáticas durante los últimos 2458 años AP (del Puerto *et al.*, 2013). La primera, que abarca desde 2458  $^{14}\text{C}$  cal. a AP hasta 700 AD, se caracterizó por condiciones templadas y húmedas. La segunda fase, entre el año 700 AD y 1200 AD, fue comparativamente más cálida y húmeda y se la asignó al Período Cálido Medieval. Esta etapa no presentó un



comportamiento uniforme, incluyendo un pulso más frío y seco. La tercera etapa climática se extendió desde el año 1200 hasta el presente. La misma mostró una alta variabilidad incluyendo tres fases secas y frías, alcanzando sus máximos en 1300, 1600 y 1900 AD los cuales coinciden con el registro de la Pequeña Edad de Hielo en la región Pampeana de Argentina (Piovano *et al.*, 2009, Córdoba *et al.*, 2014).

En este capítulo, se exploran los indicadores biológicos y físicos del registro paleolimnológico de la laguna de Peña, para realizar inferencias de la variabilidad climática Holocena. Dado que los estudios “*multiproxy*” permiten evaluar la sensibilidad, fortaleza y debilidades de diferentes *proxies* frente a múltiples situaciones ambientales (Birks y Birks, 2006), el análisis de los ensambles de diatomeas y de facies sedimentarias se incluyen para fortalecer reconstrucciones ambientales previas, basadas principalmente en el análisis del registro isotópico y de silicofitolitos (del Puerto *et al.*, 2013).

Los resultados obtenidos muestran que el análisis combinado, de indicadores biológicos con datos derivados de la composición isotópica de la materia orgánica, la geoquímica y “*proxies*” físicos (i.e., susceptibilidad magnética, facies sedimentarias, entre otros) permiten inferir con mayor precisión los cambios ocurridos en el área durante los 2458 años AP.

## 2.2 Área de estudio

La laguna Peña (34° 00' 13" S - 53° 33' 10" O) es una laguna de agua dulce, ubicada en una estrecha franja sedimentaria, llamada "La Angostura", situada entre el Océano Atlántico y la Laguna Negra (Fig. 2). El área de la cuenca y del cuerpo de agua es de 0,5 Km<sup>2</sup> y 0,05 Km<sup>2</sup> respectivamente. La profundidad máxima alcanza 1,8 m (del Puerto *et al.*, 2013). La laguna se encuentra dentro del Parque Nacional Santa Teresa, que ha sido modificado drásticamente durante el siglo XX. Información adicional del sitio de

estudio, incluyendo datos de la vegetación circundante, puede encontrarse en el Puerto *et al.*, (2013).

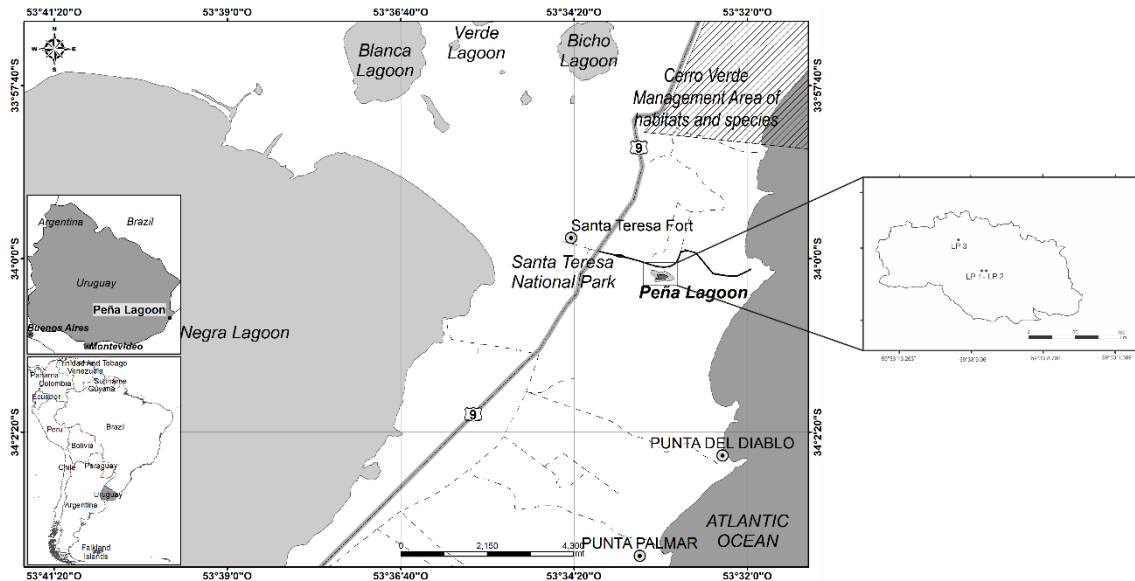


Figura 2. Ubicación de la Laguna Peña y puntos de muestreo

La Laguna Peña es parte de un grupo de pequeños cuerpos de agua ubicados en la costa uruguaya entre los 10 - 20 m s.n.m. (Kruk *et al.*, 2006). La topografía del lugar indica que, a diferencia de las principales lagunas costeras, este sistema acuático se originó como resultado de la dinámica de las dunas costeras (Bracco *et al.*, 2011).

En lo que respecta al clima, la región de estudio se encuentra a lo largo del límite entre las regiones subtropicales y templadas del sudeste de Sudamérica (Cervený, 1998). El clima regional en Sudamérica se define por las variaciones continentales de norte a sur, las asimetrías de este a oeste (dadas por la presencia de los Andes), la forma de la masa terrestre y las condiciones de contorno impuestas por un frío Pacífico sudoriental y un Atlántico cálido al sudoeste (Garreaud *et al.*, 2009). Los Andes se extienden hacia el oeste cubriendo una amplia zona de tierras bajas, desde Colombia y Venezuela hasta las pampas argentinas ubicadas al sur; esta característica geográfica proporciona un entorno único para el desarrollo del sistema monzónico sudamericano (SAMS) (Zhou y Lau,

1998; Vera *et al.*, 2006). El clima de verano en el Sudeste de Sudamérica está vinculado a la Zona de Convergencia del Atlántico Sur (SACZ; siglas en inglés), sistema convectivo que presenta dos patrones. En el primer patrón, la SACZ tiene una posición que corta la línea de la costa más al Norte que los 20°S, provocando abundantes precipitaciones sobre la propia SACZ (Barros *et al.*, 2002) y probablemente, por un fenómeno compensatorio se asocia con anomalías de precipitación negativas en el extremo Sur de Brasil, Sur de Paraguay, Uruguay y Noreste de Argentina (Robertson y Mechoso 2000). En el segundo patrón de circulación, la SACZ toma una posición más austral, estando su intersección con la costa sobre el estado de Sao Paulo, con una drástica disminución en las precipitaciones en la SACZ, lo cual provoca anomalías positivas de precipitación en la misma zona donde el primer patrón registraba tendencias negativas. La SACZ, a su vez, puede verse forzada por anomalías en la temperatura oceánica superficial (SST; siglas en inglés) del Atlántico Sur (Barreiro *et al.*, 2002, 2005). El régimen de masas de viento y agua está controlado por la interacción entre el anticiclón tropical del Atlántico Sur y el anticiclón polar migratorio (Fonzar, 1994).

En el área de estudio, la influencia atlántica causa una moderada amplitud térmica diaria y anual con altos niveles de humedad relativa. La temperatura media es de 17 °C y la precipitación media anual total histórica es de 1200 mm (PROBIDES, 1999; IBERSIS, 2001). La variabilidad climática interanual está influenciada por El Niño Oscilación del Sur (ENOS). Los episodios de El Niño se asocian principalmente con condiciones anómalamente húmedas, mientras que las anomalías de sequía se observan durante los eventos de La Niña. El ENOS, a escala regional, exhibe fluctuaciones estacionales significativas, tales como impactos en la precipitación, que muestran una variabilidad considerable durante el siglo XX. La variabilidad decadal e interdecadal es posiblemente

forzada por la Oscilación Decadal del Pacífico (DOP) y la Oscilación Antártica (AAO) sobre Sudamérica (Barreiro y Tippman, 2008; Garreaud *et al.*, 2009).

### 2.3 Metodología

#### 2.3.1 Obtención del testigo sedimentario, muestreo y análisis previos

Los testigos sedimentarios LP1 y LP2 (de 95 y 156 cm de longitud, respectivamente) se tomaron en 2010 con un *piston corer*. Ambos testigos fueron obtenidos de puntos próximos, por lo que pueden ser considerados como un registro sedimentario compuesto, LP1 - LP2. El año 2014 se obtuvo un tercer testigo sedimentario LP3 (106 cm de largo) con la misma metodología utilizada en 2010. Los sitios de muestreo de los testigos se muestran en la figura 2. El procedimiento de apertura, datación, geoquímica, materia orgánica y análisis isotópico del núcleo LP1 - LP2 se describen en detalle por del Puerto *et al.* (2013). Se tomaron muestras para el análisis de diatomeas y de tamaño de grano cada 2 cm en el testigo LP1 (0-95 cm) y en la parte basal del testigo LP2 (95 - 156 cm); ambos núcleos representan el registro completo de la Laguna Peña de 156 cm largo. La descripción sedimentológica se realizó en el núcleo LP3. La correlación entre el testigo LP3 y LP1 - LP2 se estableció a través de la inspección de características sedimentológicas, tales como estructuras sedimentarias, valores de susceptibilidad magnética, valores de tamaño de grano y contenido de materia orgánica sedimentaria.

#### 2.3.2 Sedimentología

El tamaño de grano del sedimento se midió en muestras de los núcleos LP1 y LP2, utilizando un analizador de tamaño de grano de difracción láser (HORIBA LA-950; Centro de Investigaciones en Ciencias de la Tierra, CICTERRA). Las muestras fueron pre tratadas con 20 mL de 30% H<sub>2</sub>O<sub>2</sub> para eliminar la materia orgánica, y con 20 mL de HCl (10%) para eliminar los carbonatos. Finalmente, las muestras se lavaron con agua

desionizada y se dispersaron en 10 mL de solución  $(\text{NaPO}_3)_6$  para evitar la agregación de partículas. Los datos granulométricos fueron analizados utilizando el programa estadístico GRADISTAT 8.0. La descripción macroscópica del testigo sedimentario se realizó de acuerdo a Schnurrenberger *et al.* (2003), la tabla de Munsell se utilizó para caracterizar el color del sedimento. La susceptibilidad magnética específica ( $\kappa$ ) del volumen de los sedimentos se midió sobre la superficie de la mitad del registro sedimentario LP3, a intervalos de 1 cm con un sensor F Bartington. Los valores se dan en  $10^{-6}$  SI (adimensionales). El testigo sedimentario LP3 se inspeccionó a través de una radiografía XR, en el Departamento de Imagen-DASPU de la Universidad Nacional de Córdoba Argentina (UNC), para identificar con mayor detalle las estructuras sedimentarias.

### *2.3.3 Análisis diatomológico*

Las muestras para análisis de diatomeas ( $n = 39$ ) fueron pre tratadas con  $\text{H}_2\text{O}_2$  para eliminar materia orgánica y con HCl para eliminar  $\text{CaCO}_3$  como se indica en Metzeltin y Garcia-Rodriguez (2003). Las placas permanentes se montaron utilizando resina Entellan (índice de refracción: 1,54).

Las placas se inspeccionaron a 1000x de aumento, con aceite inmersión, utilizando un microscopio óptico Olympus BX53. Se contó un mínimo de 400 valvas de diatomeas en cada placa a lo largo de transectos seleccionados aleatoriamente según Battarbee *et al.* (2002). Las abundancias relativas de cada especie se calcularon dividiendo el número de valvas de cada especie por el número total de valvas contadas en cada muestra. Las diatomeas se identificaron a nivel de especie usando las claves apropiadas (Metzeltin *et al.*, 2005, Metzeltin y García-Rodríguez 2003, Krammer y Lange-Bertalot 1986, 1988, 1991a, 1991b; Frenguelli, 1941, 1945; Round, 1990; ANSP Algae Base de datos de imágenes). La información ecológica de las preferencias de los

taxones de diatomeas (es decir; estado trófico, humedad y salinidad) se obtuvo de Round *et al.* (1990), Denys (1991), Van Dam *et al.* (1994), Rühland *et al.* (2003), Hassan (2010) y Solak *et al.* (2012).

La distribución vertical de las diatomeas más abundantes a lo largo del registro sedimentario (es decir, aquellas especies con abundancia relativa superior al 3% en al menos tres intervalos) fueron graficadas usando el software C2 (Juggins, 2005). Las zonas de diatomeas se determinaron mediante el análisis de agrupamiento restringido (CONISS), utilizando el software Tilia v. 2.0.38.

#### *2.3.4 Geoquímica*

La composición isotópica de la materia orgánica ( $\delta^{13}\text{C}$ ), así como la relación C/N, fueron tomados del trabajo publicado por del Puerto *et al.* (2013). La composición isotópica ( $\delta^{13}\text{C}$ ) y la relación carbono-nitrógeno (C/N) son indicadores útiles para evaluar el origen y la composición de la materia orgánica sedimentaria (Lamb *et al.*, 2006).

### **2.4 Resultados**

#### *2.4.1 Sedimentología y geoquímica*

Con el objetivo de establecer una correlación estratigráfica entre los testigos LP3 y el testigo compuesto LP1 - LP2, se compararon los valores de susceptibilidad magnética de LP3 con las variaciones de tamaño de grano del registro LP1 - LP2. Dado que, altos valores de SM registrados en LP3 coinciden con los sedimentos más gruesos en LP1 y LP2 (Fig. 3), ambas variables se usaron simultáneamente como marcadores estratigráficos para la correlación. El testigo LP3 mostró un patrón uniforme de susceptibilidad magnética (valor promedio 4.7 SI) que fue interrumpido por cambios hacia valores más altos en los intervalos 19, 62 y 104 cm (valor máximo 38.7 SI).

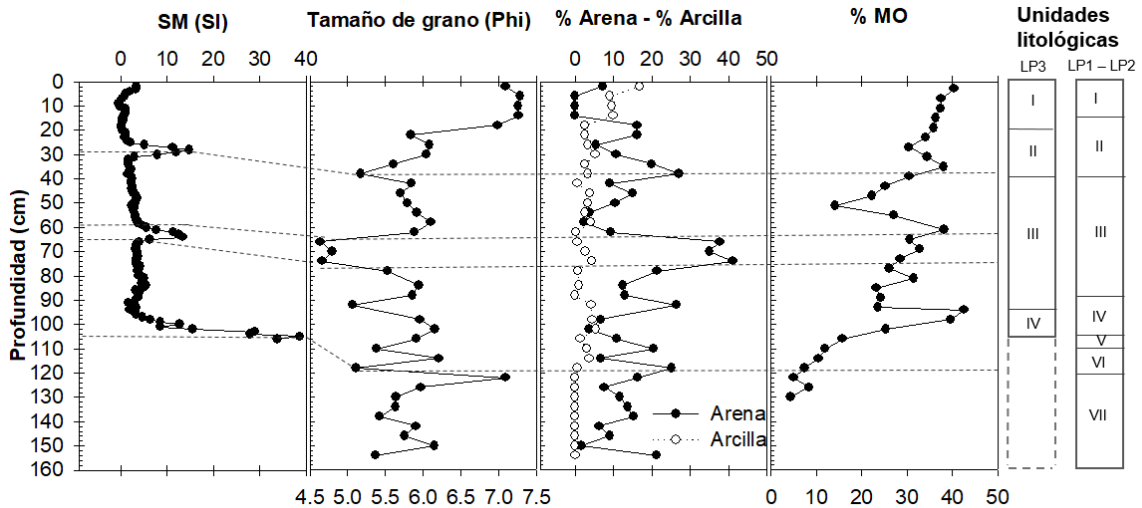


Figura 3. Correlación del registro LP3 con el registro compuesto LP1 - LP2. Las líneas punteadas señalan la correlación estratigráfica entre la susceptibilidad magnética (SM) de LP3 con el tamaño de grano, el porcentaje de arena - arcilla y el porcentaje de materia orgánica sedimentaria medida en el núcleo compuesto LP1 - LP2. Los valores de MO y las Unidades litológicas de LP1 - LP2 fueron tomados de del Puerto et al. (2013). El gráfico del lado derecho muestra la correspondencia de las unidades litológicas (UL) de LP3 con las identificadas por del Puerto et al (2013). En base a los datos físicos, UL V, VI y VII de LP1 - LP2 se consideraron dentro de UL IV identificada en LP3.

El testigo LP3 consistió en sedimentos negro grisáceo arenoso-limoso, macizos bandeados y laminados, con abundantes restos vegetales. Según las características sedimentológicas, susceptibilidad magnética, tamaño de grano, contenido de MO y color del sedimento (Fig. 3 y 4), el registro sedimentario se subdividió en cuatro unidades litológicas (LU): LU IV (106 -93 cm), sedimentos limo arenosos macizos; LU III (93 - 41 cm), sedimentos arenosos bandeados ricos en materia orgánica; LU II (41 - 20 cm), sedimentos arenosos macizos y LU I (20 - 0 cm), sedimentos limosos bandeados. En la figura 3 se presenta un resumen de las características de las unidades litológicas, fotografías y radiografías XR.


Lp3 Fotografía, Radiografía (negativa) y UL	Descripción de Unidades Litológicas
	<p><b>UL_I Sedimentos limosos bandeados</b></p> <p>Sedimentos limosos gris oscuro (10YR 4/1)  Materia orgánica 35,9 - 40%  Susceptibilidad magnética (SI) -0,5 - 3,3  Tamaño de grano (Phi) 7,0 - 7,3</p>
	<p><b>UL_II Sedimentos arenosos macizos</b></p> <p>Sedimentos arenosos grises oscuros (10YR 4/1)  Materia orgánica 25,3 - 38%  Susceptibilidad magnética (SI) 0,9 - 14,7  Tamaño de grano (Phi) 5,2 - 6,1</p>
	<p><b>UL_III Sedimentos arenosos bandeados ricos en materia orgánica</b></p> <p>Sedimentos arenosos grises oscuros (10YR 4/1) con restos de plantas en la parte superior  Materia orgánica 14 - 38%  Susceptibilidad magnética (SI) 1,7 - 13,4  Tamaño de grano (Phi) 4,7 - 6,1</p>
	<p><b>UL_IV Sedimentos limo-arenosos macizos</b></p> <p>Sedimentos limo-arenosos negros (10YR 2/1)  Materia orgánica 15,8 - 42%  Susceptibilidad magnética (SI) 1,9 - 38,7  Tamaño de grano (Phi) 5,1 - 7,1</p>

Figura 4. Descripción de unidades litológicas en LP3: (1) Fotografía de LP3 (106 cm) y (2) imagen de rayos X, (3) zona bandeada de UL I (10 – 15 cm), (4) sedimento arenoso macizo de UL II (26 – 31 cm), (5) restos vegetales UL III (48 – 57 cm), (6) sedimentos arenosos en UL III (84 – 90 cm) y (g) sedimento negro arenoso de UL IV (93 – 100 cm).



La relación entre los valores de  $\delta^{13}\text{C}$  y C/N para cada unidad litológica se muestra en la figura 5. En la UL IV, los valores de  $\delta^{13}\text{C}$  variaron entre -26,7 ‰ y -23,0 ‰, mientras que los valores de C/N oscilaron entre 8,5 y 14,9. La UL III exhibió valores de  $\delta^{13}\text{C}$  entre -27,0 ‰ y -24,5 ‰ y valores de C/N entre 10,0 y 13,7. En la UL II, el  $\delta^{13}\text{C}$  osciló entre -24,7 ‰ y -23,9 ‰ y los valores de C/N oscilaron entre 12,7 y 13,7. La UL I mostró valores  $\delta^{13}\text{C}$  que oscilan entre -25,8 ‰ y -23,9 ‰, y relaciones C/N que varían entre 10,6 y 12,7.

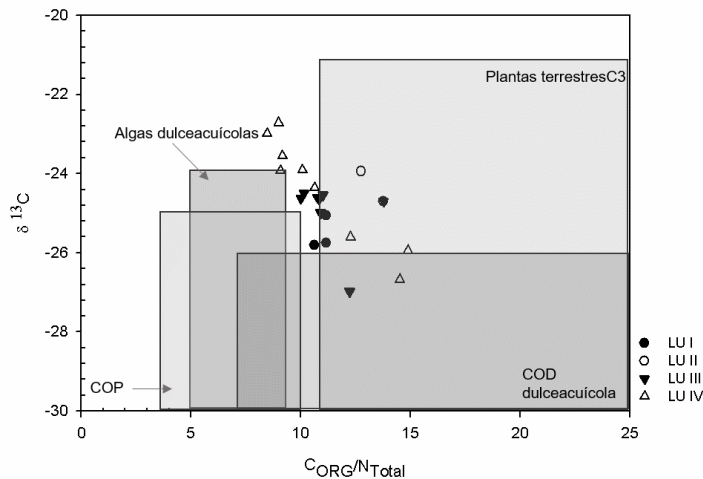


Figura 5. Relación entre los valores de  $\delta^{13}\text{C}$  y C/N en el registro sedimentario (LP1 - LP2) (Datos publicados por del Puerto et al., 2013 y proporcionados por los autores), incluyendo rangos típicos de fuentes según los datos presentados por Meyers (1994) y Lamb et al. (2006). Carbono orgánico disuelto (COD), Carbono orgánico precipitado (COP).

#### 2.4.2 Análisis de Diatomeas

Un total de 109 especies fueron identificadas en 39 muestras seleccionadas del registro LP1 (0 - 95 cm) y LP2 (95 - 156 cm). La distribución vertical de especies de diatomeas mayoritarias, el porcentaje de grupos de diatomeas (planctónico, bentónico y epífítico) y las Zonas de Asociación de Diatomeas (DAZ), inferidos a partir del análisis de agrupamiento restringido CONISS, se presentan en la Figura 6.

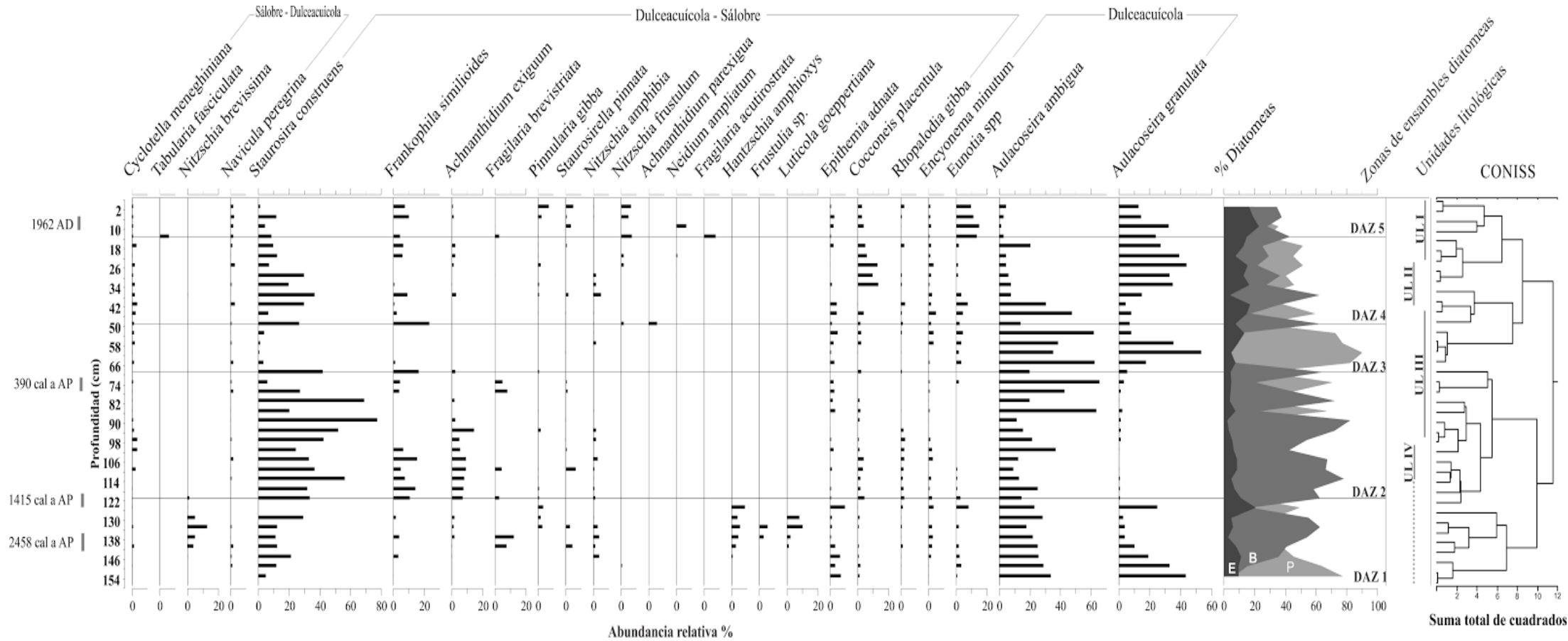


Figura 6. Abundancia relativa de especies de diatomeas del registro LP1 (0 - 95 cm) y LP2 (95 - 106 cm). Porcentaje de grupos de diatomeas; planctónico (P), bentónico (B) y epifítico (E). Los resultados del análisis de conglomerados restringidos, unidades litológicas (UL) y las Zonas de ensamblaje de diatomeas (DAZ) se muestran a la derecha de la gráfica.

Las especies con una abundancia relativa inferior al 3% se excluyeron del análisis estadístico, ya que fueron consideradas especies raras (Whiting y Mc Intire 1985, en Hassan *et al.*, 2006). Por lo tanto, en la Figura 6 se presenta un conjunto de 26 especies codominantes con una abundancia relativa  $\geq 3\%$  en al menos dos profundidades.

El análisis de agrupamiento permitió identificar cinco zonas de diatomeas (DAZ) (Fig. 6). DAZ 1, abarcó la sección basal del registro sedimentario (156 - 122 cm), y estuvo dominada por *Staurosira construens* Ehrenberg, *Aulacoseira ambigua* (Grunow) Simonsen, *Aulacoseira granulata* (Ehrenberg) Simonsen, *Fragilaria brevistriata* (Grunow) Van Heurck, *Encyonema minutum* (Hilse) DGMann en Round, *Nitzschia amphibia* Grunow, *Hantzschia amphioxys* (Ehrenberg) Grunow, *Eunotia* spp, *Epithemia adnata* (Kützing) Brébisson, *Nitzschia brevissima* Grunow, *Frustulia* sp., *Luticola goeppertiana* (Bleisch ex Rabenhorst) DGMann en Round y *Rophalodia gibba* (Ehrenberg) O. Müller. Las especies de diatomeas más abundantes en esta zona fueron las especies planctónicas dulceacuícola *Aulacoseira ambigua* (26%) y *Aulacoseira granulata* (18%) del 156 cm al 148 cm; desde el nivel 148 al 122 cm la especie bentónica - salobre/dulceacuícola *Staurosira construens* estuvo presente en un 13 %. Un valor promedio de 55,5% de taxones aerófilos bentónicos (*Hantzschia amphioxys*, *Nitzschia brevissima*, *Frustulia* sp., *Luticola goeppertiana*) fueron registrados en DAZ 1, de los cuales el 19,5% fueron epífitas (*Epithemia adnata*, *Eunotia* spp., *Rophalodia gibba*) y 25 % planctónicas. En el intervalo 134 - 122 cm hubo un aumento de las especies epífitas (Fig. 6).

En DAZ 2 (122 - 70 cm), la especie bentónica salobre/dulceacuícola *Staurosira construens* mostró una abundancia relativa del 40%, mientras que *Aulacoseira ambigua* exhibió una abundancia relativa del 27%. También se observaron proporciones bajas de

*Cyclotella meneghiniana* Kützing, *Frankophila similioides* Lange-Bertalot y U. Rumrich, *Achnantheidium exiguum* (Grunow) Czarnecki, *Fragilaria brevistriata*, *Epithemia adnata*, *Cocconeis placentula* Ehrenberg y *Rhopalodia gibba*. La abundancia relativa de taxones bentónicos aumentó a un valor promedio de 66,5%, mientras que la especie planctónica *Aulacoseira granulata* disminuyó drásticamente (Figura 6).

En DAZ 3 (70 - 50 cm) la abundancia relativa de taxones planctónicos aumentó, alcanzando aquí el valor más alto (62%) de todo el registro, dominado por *Aulacoseira ambigua* (43%) y *Aulacoseira granulata* (25%). Los taxones bentónicos disminuyeron a 26%, y se observan bajas proporciones de *Staurosira construens*, *Epithemia adnata*, *Rhopalodia gibba*, *Eunotia* spp. y *Encyonema minutum* a lo largo de esta zona (Fig. 6).

En DAZ 4 (50 - 14 cm) los taxones planctónicos y bentónicos alcanzaron el 43% y 33% respectivamente. DAZ 4 estuvo dominado por *Staurosira construens*, y *Aulacoseira granulata*, con menores proporciones de *Aulacoseira ambigua* y *Cocconeis placentula*, registrándose un incremento en las abundancias hacia la sección superior de la zona. Por el contrario, los porcentajes más bajos de *Frankophila similioides*, *Encyonema minutum*, *Nitzschia amphibia*, *Epithemia adnata*, *Eunotia* spp y *Cyclotella meneghiniana*, se registraron en DAZ 4. El porcentaje de *Aulacoseira ambigua* fue mayor en parte superior de la zona, mientras que *Aulacoseira granulata* mostró valores más bajos en la sección basal de la misma (Fig. 6).

En DAZ 5 (14 - 2 cm), los ensambles de diatomeas fueron dominados por *Eunotia* spp y *Aulacoseira granulata*. *Staurosira construens*, mostró una tendencia decreciente hacia la superficie. *Aulacoseira ambigua* registró la menor abundancia relativa a lo largo del registro. En los sedimentos subsuperficiales de esta zona, se observó la presencia de *Nitzschia frustulum*, *Nitzschia ampliatum*, *Pinnularia gibba*, *Staurosirella pinnata* y *Tabularia fasciculata* (Fig. 6).

## 2.5 Discusión

El análisis combinado de proxys geoquímicos, sedimentológicos (Fig. 3 y 4) y ensamblajes de diatomeas (Fig. 6) permitió inferir cambios en las condiciones ambientales de la Laguna de Peña a lo largo de los últimos 2458 años AP.

Se definieron cuatro unidades litológicas (UL) de acuerdo con los cambios en la composición del tamaño de grano y valores de susceptibilidad magnética, ambos parámetros se consideran indicadores de diferentes fuentes de sedimento. Los sedimentos más gruesos en la unidad litológica II – III, con altas proporciones de SM se atribuyen a un mayor aporte de sedimentos arenosos de la cuenca hidrográfica de la laguna.

Según Meyers (1994), los valores de la relación  $\delta^{13}\text{C}$  y C/N nos permitieron inferir una fuente mixta de materia orgánica sedimentaria con señales de microalgas de agua dulce y plantas terrestres C3 en la unidad litológica IV (Figura 5), donde un ambiente con importante proliferación de pastos y fitoplancton/microfitobentos fue inferido por del Puerto *et al.* (2013). Se observaron condiciones ambientales similares en la fuente de materia orgánica sedimentaria en la UL III y UL I, en función de los valores de la relación  $\delta^{13}\text{C}$  y C/N (Figura 5). Sin embargo, en la UL II, tanto los valores isotópicos como la relación C/N indican que la materia orgánica derivó completamente de plantas terrestres C3 (Fig. 5). Por lo tanto, los cambios en la composición isotópica de las relaciones MO y C/N permitieron inferir confiablemente los cambios pasados en la composición de materia orgánica, donde las señales de fitoplancton dulceacuícola y plantas C3 continentales fueron las fuentes más importantes.

La variabilidad en los ensamblajes de diatomeas (DAZ 1-5), combinada con proxys físicos y químicos permite identificar cuatro estadios principales por los cuales habría transcurrido la Laguna Peña durante los últimos 2458 años AP (Fig. 7).

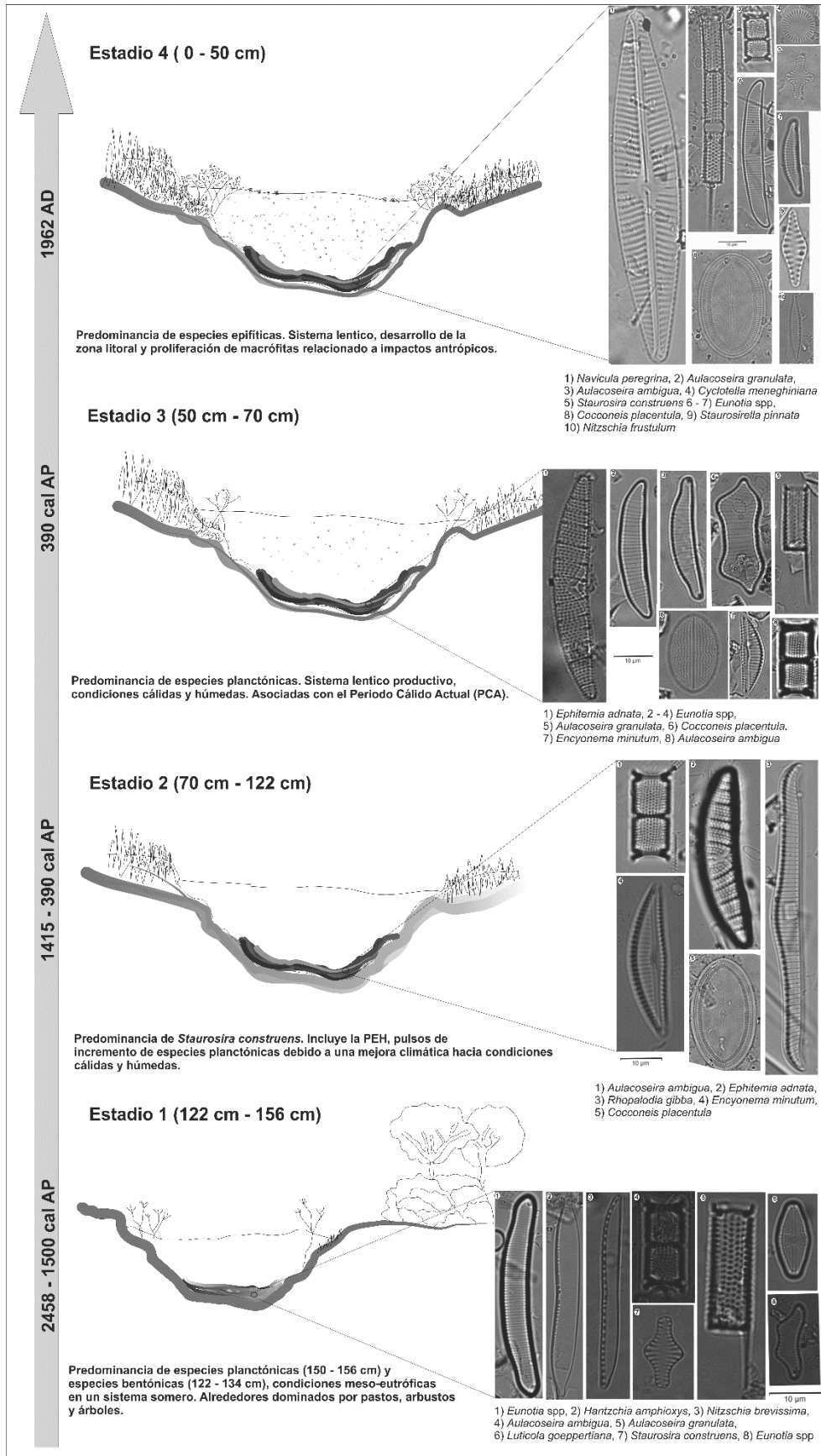


Figura 7. Etapas de la variabilidad climática Holocena en la Laguna Peña durante los últimos 2458 año AP.

Estadio 1 - (2458 - 1415 cal a AP)

Este estadio se registra entre los 122 a 156 cm (es decir, DAZ 1). Se desconoce la edad de los sedimentos basales, pero el intervalo de 127,5 cm fue datado a 2458 cal a AP y la parte superior (122 cm) a 1415 cal a AP. Los sedimentos son predominantemente limos arenosos (Fig. 3 - 4) con una tendencia grano creciente en la parte basal del registro (ca.  $\phi$  5.3) lo que sugiere ingreso de sedimentos arenosos del área circundante de la laguna. Los aportes alóctonos de materia orgánica derivada de la cuenca hidrográfica pueden ser consideradas, de acuerdo a los valores de  $\delta^{13}\text{C}$  (-23,6 ‰), como un aporte de plantas terrestres (Meyers, 1994; Wei *et al.*, 2010) (Fig. 5). Resultados anteriores también mostraron tales aportes externos utilizando el índice OP/OBP (relación silicofitolitos: otras partículas biosilíceas) como un proxy, presentando los valores más altos del registro y el dominio de silicofitolitos de plantas tipo C4 (del Puerto *et al.*, 2013). Hacia el final de la etapa 1 (datada en 1415 a AP), se podrían haber desarrollado condiciones más cálidas y húmedas, correspondientes al inicio de la Anomalía Climática Medieval (ACM, 1400 -800 años AP). Dicho periodo fue inferido para la región Pampeana por Piovano *et al.* (2009) y en Uruguay por Pérez *et al.* (2016) como pulsos más cálidos y húmedos con variaciones en las precipitaciones y los patrones de viento para 1200 cal a AP.

Los taxones bentónicos característicos de ambientes con un mínimo de humedad o temporalmente secos (Denys, 1991; Van Dam *et al.*, 1994) representaron el 55% de la abundancia de diatomeas, de los cuales el 19,5% consistía en taxones epifíticos. Esto indicaría la presencia de plantas acuáticas asociadas a un sistema superficial con una zona litoral bien desarrollada. Li *et al.* (2015) infiere condiciones similares basadas en altas abundancias de taxones epifíticos (i.e., *Epithemia adnata*, *Cocconeis placentula*) en el sudoeste de China. Además, la aparición de las especies planctónicas *Aulacoseira granulata* y *Aulacoseira ambigua*, en la sección basal del registro (150 - 156 cm) permite

inferir un sistema salobre meso eutrófico (e.g., Denys, 1991; Van Dam *et al.*, 1994), con turbulencia del agua y turbidez. Además, *A. granulata* es considerada como una especie termófila vinculada a temperaturas del agua superiores a 15°C (Rioual *et al.*, 2007); estos taxones han sido reportados en sedimentos actuales de lagos Pampeanos de Argentina a temperaturas que varían desde 7° hasta 25°C (Hassan, 2015). La disminución de la abundancia de ambas especies planctónicas, junto con la ocurrencia de *Hantzschia amphioxys*, *Nitzschia brevissima*, *Frustulia* sp. y *Luticola goeppertiana* en DAZ 1, sugieren una reducción en la productividad de la columna de agua del sistema, mayor salinidad (~ 0.9-1.8 ‰, Denys, 1991; Van Dam *et al.*, 1994), condiciones más frías y una disminución en la turbidez del agua, posiblemente como resultado de una reducción del viento. La disminución del tamaño de grano en los sedimentos por encima del intervalo 140 cm indica menor escurrimiento desde la cuenca.

Los resultados obtenidos son consistentes con reconstrucciones previas basadas en el análisis del registro de silicofitolitos de la Laguna Negra, donde también se identificó un período cálido/húmedo entre 1980 ± 40 a AP y 930 ± 45 a AP, el cual incluye un episodio intermedio más seco / frío (Bracco *et al.*, 2005a; 2005b; 2010; del Puerto, 2009).

Los estudios paleolimnológicos, al sur de la llanura pampeana de Argentina, sugirieron que es bastante aceptable suponer que, durante el Holoceno medio-tardío, la relación de P/E fue negativa, debido a una disminución de las precipitaciones, lo que condujo a la salinización, disminución de los niveles de agua y posible desecación de lagos (Stutz *et al.*, 2012). En la región norte de la llanura pampeana, el registro paleolimnológico de la laguna Hinojales indica condiciones salobres/salinas con pulsos de agua dulce cortos entre 4840 - 1200 cal. a AP (Stutz *et al.*, 2012), así como condiciones secas durante la mayor parte del Holoceno tardío (Piovano *et al.*, 2009).



Estadio 2 (1415 - 390 cal. a AP)

Este estadio es registrado por sedimentos arenosos que coinciden totalmente con DAZ 2 (122 cm - 70 cm), la cual estuvo dominada por la especie bentónica *Staurosira construens*, con periodos de aumento en la abundancia de *Aulacoseira ambigua* (Fig. 6). La edad de la sección es 1415 cal. a AP (117 cm) mientras que la parte superior corresponde a 390 cal a AP (73 cm).

Alto contenido de especies fragilarioides como *Staurosira construens* (Stoermer, 1993 en Fey *et al.*, 2009), en concordancia con la desaparición de la especie termófila *A. granulata* nos permitió inferir condiciones frías durante esta etapa. Asimismo, del Puerto *et al.* (2013) informaron un aumento de los morfotipos de silicofitolitos pooides y cloridoides, así como un mayor índice de temperatura: humedad (T: H), sugiriendo valores de temperatura promedio más bajos y condiciones más áridas o altamente estacionales. Por encima del intervalo 90 cm, se infirió un aporte de material alóctono debido a un aumento de la lluvia, basados en los cambios de la abundancia relativa de *S. construens* y *A. ambigua*. Además, los cambios en la abundancia relativa de *S. construens* y el aumento de *A. ambigua* indican una reducción de la salinidad a  $<0,9$  (Van Dam *et al.*, 1994; Alcántara *et al.*, 2002). En el mismo nivel, sedimentos más gruesos, alto contenido de MO sedimentaria, altos valores de la relación C/N y  $\delta^{13}\text{C}$  pueden ser atribuidos a mayores aportes externos. De acuerdo con esto, del Puerto *et al.*, (2013) han deducido altos aportes terrestres y menores temperaturas medias anuales basado en un aumento de silicofitolitos de pastos de invierno. Considerando la edad de la sección superior de esta etapa, la misma puede ser asignada a la Pequeña Edad de Hielo (PEH). Así mismo, otros registros paleolimnológicos del sur de Uruguay (Bracco *et al.*, 2011a, 2011b) indican un cambio climático vinculado a la PEH con cronologías estimadas entre 800 - 200 años AP sugiriendo condiciones climáticas semiáridas con intervalos de

incremento de lluvias. En la llanura central argentina, se identificaron altas salinidades y bajos niveles de lagos para la PEH. Tales condiciones duraron hasta principios de la década de 1970, después de la cual pulsos extremos de balances hídrico positivo fueron inferidos (Villalba, 1994; Piovano *et al.*, 2004; 2009; Córdoba *et al.*, 2014).

*Estadio 3 (posterior a 390 cal a AP)*

Este estadio coincide totalmente con DAZ 3 (50 cm - 70 cm), donde un claro incremento en la abundancia de especies planctónicas de agua dulce como *Aulacoseira granulata* y *A. ambigua*, junto con mayores proporciones de C/N, sugieren un origen autóctono de la materia orgánica (Fig. 5) con una disminución de la entrada de material alóctono que puede también ser inferida a partir de la presencia de sedimentos de grano más fino. Ambas especies planctónicas son consideradas como taxones eutróficos de agua dulce. Altas abundancias de estos taxones se describen para condiciones eutróficas en el Mar Báltico (Andrén, 1999) y en el mar de Botnia (Andrén *et al.*, 2016). De igual forma, *A. granulata* fue la especie dominante bajo altas cargas de nutrientes y condiciones turbias en el lago Lonkoy (Llanura pampeana), asociada con mayores niveles de agua y bajas salinidades (Hassan, 2013). Comparativamente, altas abundancias de diatomeas planctónicas termófilas en la laguna de Peña se pueden atribuir a la aparición de condiciones más cálidas, este periodo de mayores temperaturas puede ser atribuido al Período Calido Actual (PCA, 1850 – 1900/presente) (Bird *et al.*, 2011; Thompson *et al.*, 2013). De igual forma, del Puerto *et al.* (2013) basado en el aumento de células de pastos cortos, registra condiciones más cálidas en la region. La presencia de *A. ambigua* y *A. granulata* sugieren condiciones de mayor trofía (Bicudo *et al.*, 2016) durante el estadio 3 en comparación con la presentada en el estadio 2.

La presencia de sedimentos arenosos (parte de UL II) y fuente de materia orgánica sedimentaria proveniente de plantas terrestres tipo C3 (Fig. 5), además de la presencia del

género *Aulacoseira*, indican condiciones bastante ventosas durante esta etapa. El género *Aulacoseira* se ha utilizado en muchas regiones geográficas como un indicador de fuertes vientos, aguas turbulentas y condiciones de afloramiento de nutrientes (Wang *et al.*, 2008). De igual forma, del Puerto *et al.* (2013) observaron la variabilidad en la composición de silicofitolitos y dedujeron condiciones más frías y secas hacia los 300 años AP, lo que está de acuerdo con la entrada de arena vía eólica en el cuerpo de agua.

#### *Estadio 4 (1962 - 2010 AD)*

Los 50 cm superiores del registro sedimentario que incluyen DAZ 4 y DAZ 5, consistieron en un tamaño de grano más fino y un mayor contenido de OM, lo que refleja una mayor productividad primaria desde 1962 AD hasta el presente. Altas proporciones de especies epifíticas como *Cocconeis placentula*, *Eunotia* spp, *Epithemia adnata* y *Encyonema minutum* sugieren un sistema léntico eutrófico con una zona litoral bien desarrollada asociada a la proliferación de macrófitas. Con base en el aumento de silicofitolitos del morfotipo Oryzoide, del Puerto *et al.* (2013) reportaron un paleoambiente similar, donde un aumento en la vegetación hidrofílica podría haberse desencadenado por condiciones cálidas y húmedas. Un mayor estado de trofia puede inferirse de la creciente tendencia en la MO sedimentaria y de aguas ácidas, como lo sugiere el aumento de *Eunotia* spp., característico de aguas húmicas, donde comúnmente se observa la degradación de macrófitas (Eloranta y Soinninen, 2002). Cambios similares fueron reportados en los primeros 10 cm del registro paleolimnológico (atribuido al siglo pasado) del lago Lonkoy en Argentina, que se atribuyeron al impacto agrícola (Hassan, 2013). A pesar de que en los alrededores de la Laguna Peña no existen prácticas agrícolas significativas, existe una planta de tratamiento de agua que arroja los sedimentos residuales a la laguna Peña, provocando la proliferación de macrófitas.

## 2.6 Conclusión

El análisis conjunto de los ensambles de diatomeas, la composición de la materia orgánica y las variables sedimentológicas permitieron reconocer cuatro etapas ambientales principales durante la evolución ambiental de la LP correspondiente a los últimos 2458 cal años (i) Desde 2458 - 1415 cal. a AP, un sistema meso - eutrófico poco profundo con alta abundancia de especies bentónicas aerófilas, con importantes aportes de la cuenca, y señales de materia orgánica de plantas C3. Este estadio podría ser sincrónico con el inicio del Período Cálido Medieval (ii) desde 1415 - 390 cal. a AP, un sistema dominado por especies dulceacuícolas/salobres, con importante aporte terrestre y bajas temperaturas, pudiendo ser atribuida con la Pequeña Edad de Hielo (800 – 200 cal. a AP), (iii) posterior a 390 cal. a AP, un sistema dominado por especies planctónicas dulceacuícolas, alta proporción de materia orgánica sedimentaria autóctona durante el Período Cálido Actual, y (iv) desde 1962 - 2010 cal a. AD, un sistema eutrófico con altas proporciones de taxones epifíticos y proliferación de macrófitas en la zona litoral debido a los recientes impactos humanos.

Los resultados señalan la importancia de los registros paleolimnológicos ya que estos han proporcionado información valiosa sobre la respuesta de los sistemas acuáticos a la variabilidad climática Holocena como también a la influencia antrópica. Estudios a escala regional en el Sudeste de Sudamérica indican tendencias paleoclimáticas similares; condiciones predominantemente secas durante períodos fríos (e.g., PEH) y condiciones de mayor humedad durante periodos cálidos (e.g., ACM y PCA).

**Capítulo 3: Análisis paleolimnológico de la Laguna Mar Chiquita (Llanura Chacopampeana, Argentina). Reconstrucción de la variabilidad ambiental desde el Último Máximo Glacial.**

**3.1 Introducción**

La Laguna Mar Chiquita es un sistema salino continental de origen tectónico (Ciriaco y Iriondo, 2007; Mon y Gutiérrez 2009), ubicado en la Llanura Chacopampeana (30°54' S – 62°51' O). Es un sistema que se comporta como buen “sensor” de la variabilidad hidroclimática pasada y presente en latitudes medias de América del Sur (Bucher, 2006; Piovano *et al.*, 2006; Piovano *et al.*, 2009). Contiene el registro de la variabilidad hidroclimática de alta y baja frecuencia desde el Último Máximo Glacial (UMG) hasta la actualidad (Piovano *et al.*, 2009). Las características de la laguna han despertado el interés de investigadores que se han enfocado en la geoquímica del agua (Martínez *et al.*, 1994), geología y geomorfología del sistema (Carignano, 1999; Kröhling e Iriondo, 1999), datos históricos (Cioccale, 1999), paleolimnología (Piovano *et al.*, 2002; Piovano *et al.*, 2004a; Piovano *et al.* 2004b; Piovano *et al.*, 2006; Piovano *et al.*, 2009; Córdoba *et al.*, 2014; Coianiz *et al.*, 2015; Piovano *et al.*, en preparación), hidrológicos (Troin *et al.*, 2010; Troin *et al.*, 2015) y biológicos (Reati *et al.*, 1997). Un resumen general del sistema puede encontrarse en Bucher (2006).

Durante el siglo XX – XXI la laguna ha desarrollado marcadas fluctuaciones en el nivel de su altura limnimétrica (i.e., posición de la línea de costa m s.n.m.), como resultado de la variabilidad hidroclimática ocurrida en las latitudes medias de América del Sur (Piovano *et al.*, 2009). La alta variabilidad hidroclimática de la región está controlada por la actividad del Sistema Monzónico Sudamericano (SAMS), que transporta humedad desde el océano Atlántico y el Amazonas hacia el subtrópico (Zhou y Lau 1998; Vera *et al.* 2006), determinando el balance hídrico y la dinámica de los sistemas lacustres chacopampeanos (Piovano *et al.*, 2009; Troin *et al.*, 2010). La

estimación semi-cuantitativa de los niveles de la Laguna Mar Chiquita, a partir de la composición isotópica de la materia orgánica como un “*proxy*” hidrológico, permitió la reconstrucción de la variabilidad pasada, mostrando una alternancia de niveles altos y bajos durante los últimos 13000  $^{14}\text{C}$  cal a AP (Piovano *et al.*, 2004a; Piovano *et al.*, 2009).

En el presente capítulo se efectúa el análisis “*multiproxy*” del registro palolimnológico de la LMC, el cual considera información sedimentológica, geoquímica, composición isotópica de la materia orgánica y de los ensambles diatomológicos en el registro sedimentario para reconstruir la variabilidad climática de la Laguna Mar Chiquita desde el UMG hasta el presente.

### **3.2 Área de estudio**

La Laguna Mar Chiquita (LMC) es un gran cuerpo de agua, somero y salino designado sitio RAMSAR por la UNESCO desde el año 2002. Está ubicada en una depresión tectónica formada durante el Pleistoceno medio (Kröhling e Iriondo, 1999; Mon y Gutiérrez, 2009), situado en la provincia geológica denominada Llanura Chaco Pampeana, que ocupa más de un millón de kilómetros cuadrados (Russo *et al.* 1979; Chebli *et al.* 1999). La LMC está comprendida entre los  $62^{\circ}10'$  y  $63^{\circ}10'$  O y los  $30^{\circ}$  y  $31^{\circ}$  S (Figura 8), siendo el receptáculo final de una cuenca endorreica de extensión ~ 127.000  $\text{Km}^2$ . La LMC se caracteriza por presentar marcadas fluctuaciones en su volumen como resultado de cambios temporales en el balance hídrico regional (Piovano *et al.* 2009; Troin *et al.*, 2010, Troin *et al.*, 2015) las cuales repercuten directamente sobre la química del agua. La composición del agua es alcalina (pH *circa* 8), cloruradas-sulfatadas-sódicas, hiper-saturadas con calcita y yeso durante niveles bajos y con calcita durante niveles altos (Martinez *et al.*, 1994). Los registros históricos e instrumentales muestran que los niveles y la salinidad en la LMC son variables; 1911 AD ( $300 \text{ g L}^{-1}$ ), 1930 ( $259 \text{ g L}^{-1}$ ), 1951 AD ( $251 \text{ g L}^{-1}$ ), 1971 AD ( $270 \text{ g L}^{-1}$ ), 1984 AD ( $29 \text{ g L}^{-1}$ ), 1991

AD (50 g L<sup>-1</sup>), 2003 AD (~31 g L<sup>-1</sup>) y 2014 (79 g L<sup>-1</sup>) (Troin et al, 2010, Piovano *et al.*, en revisión).

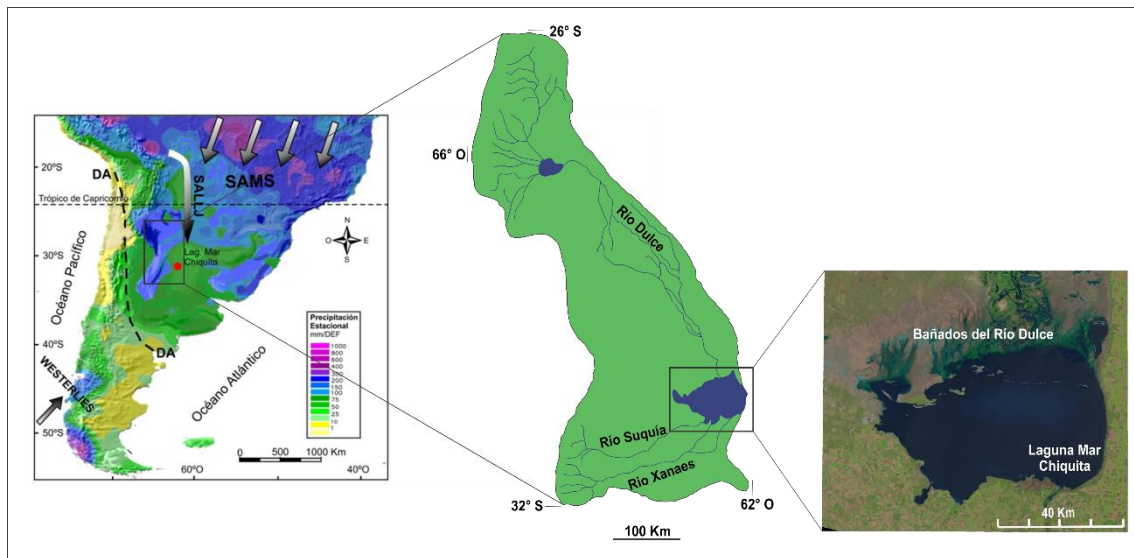


Figura 8. Ubicación de la Laguna Mar Chiquita. Imagen satelital correspondiente al año 2014. Mapa modificado de Troin *et al.* (2010) y Córdoba *et al.* (2014).

De norte a sur la cuenca de la LMC presenta un clima subtropical – templado cálido, con un promedio de precipitación de 1300 mm año<sup>-1</sup> y temperatura anual de 20 °C, dichos valores varían en la parte sur donde los valores promedios de precipitación y temperatura son de 806 mm año<sup>-1</sup> y 18 °C, respectivamente. De acuerdo al año hidrológico, los valores mínimos de precipitación se registran normalmente entre junio y agosto, mientras que los máximos durante diciembre y marzo (Troin *et al.*, 2010).

El clima regional está definido principalmente por una de las mayores características atmosféricas que controlan la variabilidad climática estacional en el Sudeste de Sudamérica (SESA), el Sistema Monzónico Sudamericano (SAMS, siglas en inglés; Zhou y Lau, 1998). El SAMS es caracterizado por la migración latitudinal y estacional de la Zona de Convergencia Intertropical (ITCZ, siglas en inglés). La ITCZ se encuentra entre los trópicos y corresponde a una zona de bajas presiones. En esta faja convergen los vientos alisios del SE (en el hemisferio Sur) y NE (en el hemisferio Norte), produciendo movimientos ascendentes con convección profunda, abundante nubosidad y

precipitación continua e intensa (Inzunza, 2000; Grodsky y Carton, 2003). La ITZC migra estacionalmente hacia el N y S, desplazándose hasta 20° y 30° sobre el continente. Durante el verano austral (diciembre a marzo) se desplaza hacia el S desde la Cuenca del Amazonas hasta aproximadamente el N de Argentina, recibiendo esta región la mayor parte de las precipitaciones anuales durante estos meses. En cambio, durante el invierno austral (junio a septiembre) alcanza la ubicación más septentrional, produciéndose la estación seca en la parte central del continente y las máximas precipitaciones en el N de Sudamérica y el Caribe. Por otro lado, la Zona de Convergencia del Atlántico Sur (SACZ, siglas en inglés) es un complejo convectivo que se extiende hacia el Sudeste de Sudamerica desde la Amazonía, que presenta dos patrones: en el primer patrón, la SACZ tiene una posición que corta la línea de la costa más al Norte que los 20°S, provocando abundantes precipitaciones sobre la propia SACZ (Barros et al., 2002) y probablemente, por un fenómeno compensatorio se asocia con anomalías de precipitación negativas en el extremo Sur de Brasil, Sur de Paraguay, Uruguay y Noreste de Argentina (Robertson y Mechoso 2000). En el segundo patrón de circulación, la SACZ toma una posición más austral, estando su intersección con la costa sobre el estado de Sao Paulo, con una drástica disminución en las precipitaciones en la SACZ, lo cual provoca anomalías positivas de precipitación en la misma zona donde el primer patrón registraba tendencias negativas.

Según la clasificación de regiones fitogeográficas Silva *et al.*, 2011, la laguna Mar Chiquita está rodeada por Bosques Chaqueños al Oeste y Espinal de Este a Oeste. Ambas zonas fitogeográficas comprenden vegetación tanto xerófila (característica de ambientes secos y áridos) como mesofítica (ambientes con un mínimo de humedad), con alta diversidad de especies maderables y no maderables, dominadas por especies del género *Aspidosperma* y *Prosopis*.



### 3.3 Metodología

#### 3.3.1 Toma de testigo sedimentario, y estudios previos

Se analizó el testigo sedimentario TMC02-2 (4 metros de longitud) conservado en el repositorio Paleolimnológico del CICTERRA. El mismo fue extraído durante el año 2002 en la parte más profunda de la Laguna Mar Chiquita mediante el empleo “Vibra-Corer”. Se consideró la reconstrucción de niveles basados en la información isotópica ( $\delta^{13}\text{C}_{\text{materia orgánica}}$ ) fue tomada de datos publicados (Piovano *et al.*, 2004a; 2009, en revisión). La metodología correspondiente puede encontrarse en Piovano *et al.* (2004a).

#### 3.3.2 Cronología

La edad del registro sedimentario de la LMC fue determinada mediante la combinación de cronología  $^{210}\text{Pb}$  y  $^{14}\text{C}$  en los testigos TMC00-1 y TMC02-2 respectivamente, los cuales se correlacionaron mediante la comparación de características sedimentarias puntuales (i.e. facies sedimentarias, niveles evaporíticos; susceptibilidad magnética). El esquema de correlación se plantea en Piovano *et al.* (2009). La datación mediante  $^{210}\text{Pb}$  fue realizada sobre el testigo sedimentario TMC00-1 (Piovano *et al.*, 2002). Los niveles datados por el método del  $^{210}\text{Pb}$  incluyen los 56 cm superiores. El modelo cronológico planteado y las edades  $^{210}\text{Pb}$  fueron extrapoladas hasta el nivel 117 cm (datos publicados en Piovano *et al.*, 2002, 2004; Tabla 1). La edad del registro comprendido entre los 123 cm al 379,5 cm fue determinada mediante el desarrollo de un modelo cronológico bayesiano (Blaauw y Christen, 2011) para el cual, se utilizaron edades  $^{14}\text{C}$  AMS efectuadas en el AMS Laboratory de la Universidad de Arizona, ETH y Beta analytics (Tabla 1).

Las dataciones radiocarbónicas fueron efectuadas en 5 niveles (131,5 cm, 161 cm, 181 cm, 243,5 cm, 266 cm y 365 cm). En los 4 niveles superiores (131,5 - 243,5 cm) se analizaron muestras de materia orgánica sedimentaria y en los niveles 266 cm y 365 cm

### Capítulo 3. Reconstrucción paleoambiental de la Laguna Mar Chiquita

se analizaron restos orgánicos (*i.e.* restos de foraminíferos, ostrácodos y restos de vegetales). Los restos orgánicos fueron recuperados del material retenido en tamiz (apertura > 63 µm) y separados bajo lupa estereo-microscópica Leica S6E con aumento de 4x (Centro de Investigaciones en Ciencias de la Tierra, CICTERRA). Las muestras fueron enviadas al laboratorio NSF AMS de la Universidad de Arizona. Las edades radiocarbónicas obtenidas y calibradas se presentan en la Tabla 1.

Tabla 1. Dataciones  $^{14}\text{C}$  y  $^{210}\text{Pb}$  del registro sedimentario TMC02-2. Las dataciones  $^{210}\text{Pb}$  fueron extraídas de Piovano *et al.* (2002). Código de muestras Beta, realizados en Beta analytics- Miami, Florida; muestras ETH datadas en Zurich y muestras B datadas en AMS Dataciones  $^{14}\text{C}$  y  $^{210}\text{Pb}$  del registro sedimentario TMC02-2. Las dataciones  $^{210}\text{Pb}$  fueron extraídas de Piovano *et al.* (2002). Código de muestras Beta, realizados en Beta analytics- Miami, Florida; muestras ETH datadas en Zurich y muestras B datadas en AMS Arizona.

Código muestra	Nivel datado (cm)	Datación $^{210}\text{Pb}$ AD(*)	Datación $^{14}\text{C} \pm \text{error}$	Tasa de sedimentación (cm/año)	Edades calibradas (95,4%) AP
	20 - 25	1976		0,94	
	50 - 55	1900		0,30	
Beta-206364(**)	131,5		1200 ± 40	0,05	1026
ETH-26692(**)	161,5		1590 ± 60	0,006	1701
ETH-26694(**)	181		4220 ± 95	0,008	4803
Beta-206365(**)	243		11100 ± 70	0,008	14807,2
B10566	266		14000 ± 46	0,005	16941
B10567	365		17170 ± 410	0,01	22797

(\*) Previamente publicadas en Piovano *et al.* (2002, 2004)

(\*\*) Previamente publicadas en Piovano *et al.* (2009)

#### 3.3.3 Modelo de edad

El modelo de edad se realizó usando un análisis bayesiano en Bacon (versión 2.2; Blaauw y Christen, 2011), las edades fueron calibradas usando la curva SHCal13 (Hogg *et al.*, 2013) (Tabla 1).

El modelo de edad generado simula la acumulación de sedimento a través de pequeños incrementos aleatorios, así como también considera variabilidad en la tasa de

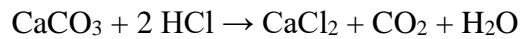
acumulación (Blaauw y Christen, 2011). El modelo cronológico radiocarbónico se desarrolló entre los niveles 131,5 cm a 365 cm considerando 47 secciones. Siguiendo lo sugerido por Blaauw y Christen (2011), se asumió una distribución gamma para la tasa de acumulación, con una media de acumulación de 100 años/cm y una forma 1,5. Un largo de 4 y un promedio de 0,7 fueron fijados para la variabilidad de acumulación para la distribución beta. A lo largo del registro paleolimnológico, los niveles caracterizados por el desarrollo de evaporitas y por relaciones isotópicas  $\delta^{13}\text{C}_{\text{om}}$  que presentaran excursiones hacia valores muy negativos (indicadoras de niveles bajos; Piovano et al., 2004) fueron considerados como hiatos o interrupciones en la sedimentación. Similares consideraciones fueron efectuadas por Piovano *et al.*, (2009) quienes consideran que la duración de los eventos transgresivos ofrece incertidumbre a causa de una posible pérdida de su registro completo debido a la exposición sub-aérea del fondo durante niveles bajos. En base a los atributos mencionados (evaporitas, composición isotópica y facies) se identificaron ocho hiatos en los niveles 162, 170, 205, 245, 255, 300, 327 y 331 cm, los cuales, fueron considerados al momento del desarrollo del modelo de edades propuesto (Fig. 9).

#### *3.3.4 Geoquímica orgánica*

Los porcentajes de nitrógeno total (N); carbono total (C) y carbono orgánico total (TOC) fueron determinados por combustión y separación cromatográfica en un analizador elemental CNS (NA Fisons) en el Centre Europeen de Recherche et d'Enseignement des Geosciences de l'Environnement (CEREGE), siguiendo la metodología propuesta por Verardo *et al.* (1990).

El contenido de carbonatos se efectuó mediante Calcímetro automático – Dream electronic (CEREGE). La cantidad de  $\text{CaCO}_3$  presente en el sedimento es calculada

mediante la medición de la presión del CO<sub>2</sub> generada en el recipiente posterior a la inyección de HCl.



La inyección de HCl se realizó en frascos de vidrio estándar que contenían entre 90 y 150 mg de muestra. Muestras de carbonato de calcio  $\geq 99\%$  SIGMA fueron usadas como muestras estándar.

### *3.3.5 Estimación de la contribución terrestre a la materia orgánica sedimentaria*

Para distinguir la fuente de la materia orgánica sedimentaria en base a sus relaciones isotópicas se aplicó un modelo de balance de masas isotópicas simple siguiendo la metodología aplicada en Christopher y Hooper (1992). Esta metodología permite identificar la contribución relativa de las diferentes fuentes de materia sedimentaria y su grado de mezcla (i.e., terrestre vs autóctona), Se tomó como valor  $\delta^{13}\text{C}$  referencial de la laguna Mar Chiquita al valor de la composición isotópica de la materia orgánica acumulada en episodios de niveles altos. Los valores máximos y mínimos de la relación isotópica del registro sedimentario MC como valores de referencia para la discriminación de una fuente de contribución de materia orgánica sedimentaria mixta. La ecuación utilizada fue:

$$\% \text{ Terrestre} = [(\delta^{13}\text{C}_i - \delta^{13}\text{C}_{\text{AUT}}) / (\delta^{13}\text{C}_{\text{Terrestre}} - \delta^{13}\text{C}_{\text{AUT}})] \times 100$$

Dónde:  $\delta^{13}\text{C}_i$  es la señal isotópica de cada una de las muestras,  $\delta^{13}\text{C}_{\text{AUT}}$  es el valor referencial como señal isotópica propia de la LMC (correspondiente a la señal emitida durante niveles altos),  $\delta^{13}\text{C}_{\text{Terrestre}}$  es el valor referencial como señal isotópica propia de fuentes terrestres. La ecuación fue modificada a partir de la aplicada por Remeikaitė-Nikienė et al. (2016).

### *3.3.6 Identificación y conteo de diatomeas*

Las muestras para el análisis de diatomeas fueron pre-tratadas con H<sub>2</sub>O<sub>2</sub> y HCl para eliminar materia orgánica y carbonatos respectivamente siguiendo la metodología

propuesta en Metzeltin y García-Rodríguez (2003). Se prepararon placas permanentes para efectuar el conteo usando resina Entellan (Índice de refracción: 1,54).

Las placas permanentes fueron observadas en un aumento de 1000x con aceite de inmersión usando un microscopio óptico Olympus BX53 (Universidad Mayor de San Andrés, La Paz - Bolivia). Se contó un mínimo de 400 valvas por cada muestra siguiendo lo propuesto por Battarbee *et al.* (2002). Las diatomeas fueron identificadas a nivel de especie usando bibliografía especializada (i.e. Metzeltin *et al.*, 2005, Metzeltin y García-Rodríguez 2003, Krammer y Lange-Bertalot 1986, 1988, 1991a, 1991b; Frenguelli, 1941, 1945; Round, 1990; Ehrlich, 1995; ANSP Algae Image Database). La abundancia relativa de las especies fue calculada dividiendo el número de valvas contadas de cada especie por el número total de valvas contadas en cada placa.

Para el análisis se consideró aquellas especies con abundancia relativa superior al 3% y su distribución vertical fue graficada utilizando el software Tilia v. 2.0.38. La información obtenida fue procesada mediante el análisis de conglomerados restringidos (CONISS) lo cual permitió determinar zonas diatomológicas a lo largo del registro estudiado.

### **3.4 Resultados**

#### *3.4.1 Modelo de edad*

El modelo cronológico del registro paleolimnológico de la laguna Mar Chiquita se obtuvo combinando modelos de edades por datación  $^{210}\text{Pb}$  (TMC00-1; ver Piovano *et al.*, 2002) y  $^{14}\text{C}$  – AMS (Piovano *et al.*, 2009 y nuevos datos obtenidos en esta tesis) (Tabla 1). Como se indicará, la edad de los 56 cm superiores del registro sedimentario TMC00-1 fue establecida mediante el método  $^{210}\text{Pb}$  (Piovano *et al.*, 2002). El modelo de edades se extendió hasta el nivel 117 cm, el cual corresponde a un nivel evaporítico

presente en todos los testigos extraídos. La extrapolación del modelo por debajo del nivel 56 cm se efectuó considerando una tasa de acumulación de 0,29 cm/año, la cual corresponde a la tasa de acumulación durante niveles bajos, en correspondencia con las facies con alto contenido de evaporitas identificadas a lo largo del intervalo 56 – 117 cm. El modelo de edades  $^{210}\text{Pb}$  no se extiende más allá de 117 cm (1690 AD) ya que el desarrollo areal del nivel evaporítico (presente en todos los testigos analizados de la LMC) permite considerar la presencia de un importante hiato.

El nivel más joven datado mediante  $^{14}\text{C}$  se ubica a los 131,5 cm. Las edades en el testigo TMC02-2 han sido calibradas y ajustadas al modelo según las funciones sugeridas por defecto en Bacon (Blaauw y Christen, 2011). La variabilidad temporal de la tasa de acumulación y la presencia de hiatos, inferidos a partir de la presencia de niveles evaporíticos y la reconstrucción semicuantitativa de paleo-niveles (Piovano *et al.*, 2002; 2004a y 2009) impiden la sustitución de profundidad por tiempo. La extrapolación de edades se realizó hasta los 379,9 cm, nivel al que se le atribuye una edad estimada de 23680 cal a AP, el hiato existente a los 380 cm impide la extrapolación de edades por debajo de ese nivel. Para el intervalo 117-131,5 cm (última edad por extrapolación de  $^{210}\text{Pb}$  y primer nivel datado mediante la técnica radiocarbónica) se consideró la tasa de acumulación estimada para el nivel 131,5 cm (0,05cm cm/año) hasta el desarrollo del hiato ubicado a los 117 cm, lo cual permite inferir una edad 834,8 AP a los 123 cm.

Los resultados obtenidos del modelo bayesiano para el registro sedimentario TMC02-2 muestra tasas de acumulación variables, con un rango desde 0,05 cm/año a 0,005 cm/año (Tabla 1). La tasa más baja de sedimentación (0,005 cm/año) se calculó entre el nivel 243,5 – 266,5 cm.

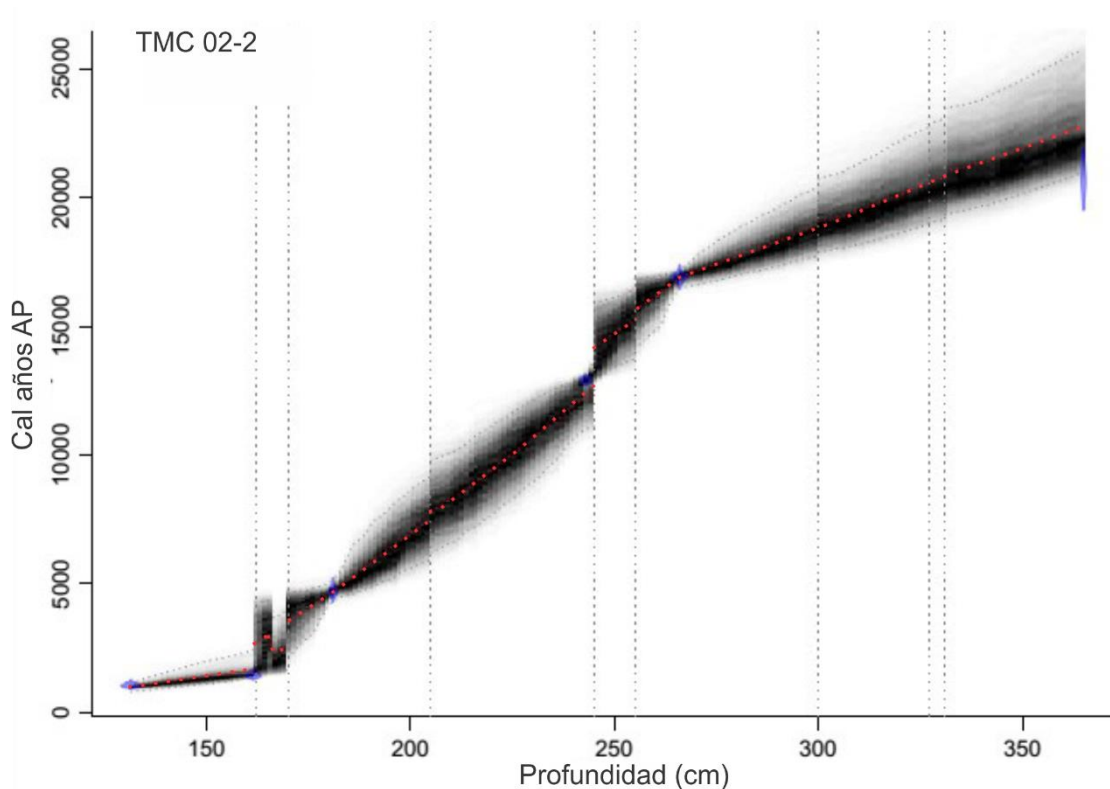


Figura 9. Modelo de edad para TMC02\_2. La gráfica muestra las edades  $^{14}\text{C}$  calibradas (rayas verticales azules), modelo de edad representado por área gris degradada, línea punteada roja representa el mejor modelo de edad generado.

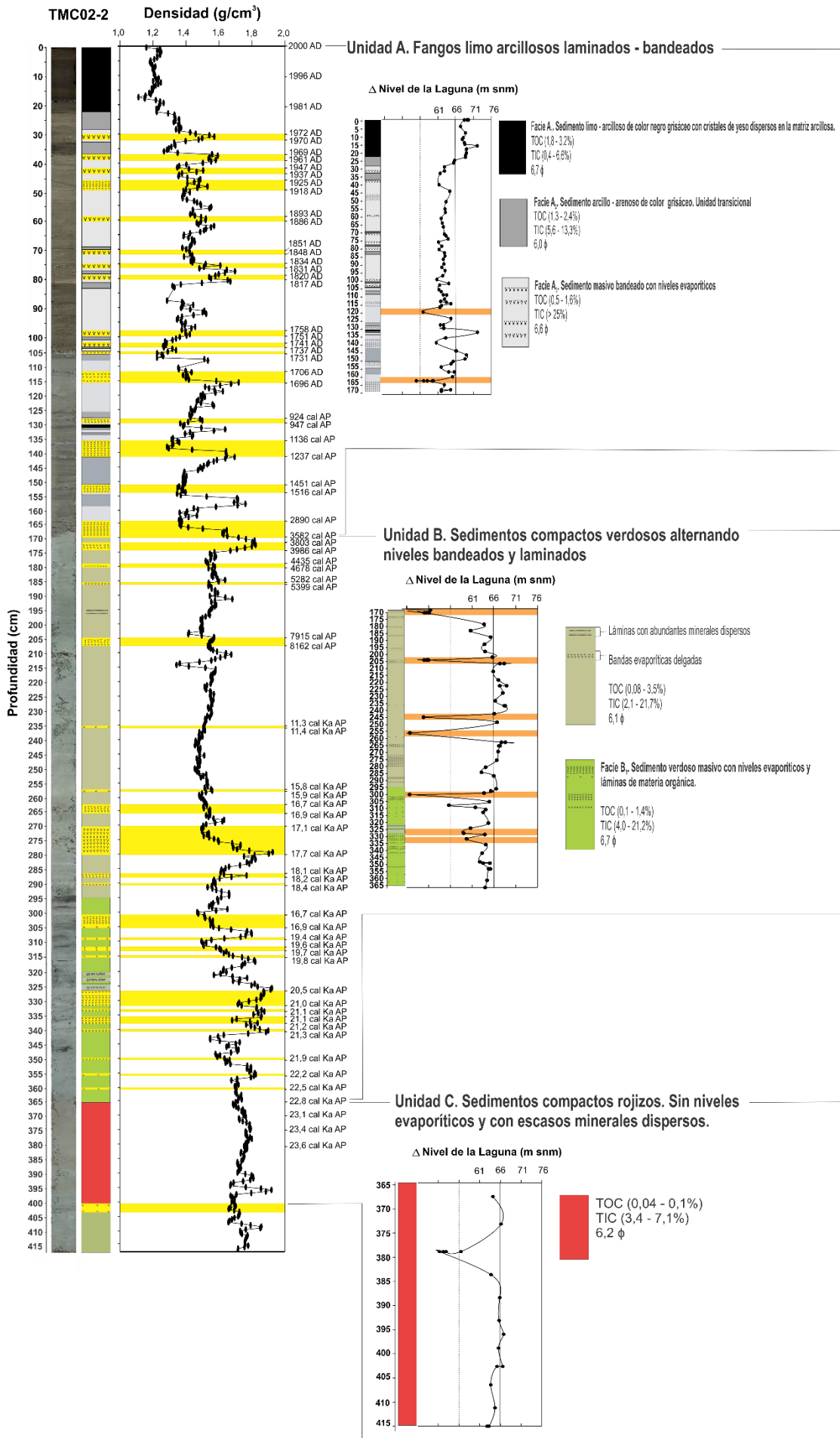
### 3.4.2 Sedimentología

Se reconocieron 3 unidades litológicas (UL) a lo largo del registro TMC02-2 de 4,18 m de longitud (Fig. 10). La UL A (0 – 170 cm; 2002 AD – 3582 Cal a AP) está representada por fangos limo – arcillosos laminados a bandeados, dentro de la cual se identificaron 3 facies sedimentarias: a) **facies A<sub>1</sub>**; sedimento limo-arcilloso de color negro grisáceo con cristales de yeso dispersos en la matriz arcillosa, b) **facies A<sub>2</sub>**; sedimento arcillo – arenoso de color grisáceo y c) **la facies A<sub>3</sub>**; sedimento bandeado con niveles evaporíticos. La facies A<sub>2</sub> se presenta con características transicionales entre las facies A<sub>1</sub> y A<sub>3</sub>. La UL A alberga 16 niveles evaporíticos y de acuerdo a la reconstrucción de paleo-niveles basada en la relación isotópica del  $\delta^{13}\text{C}$  en materia orgánica (Piovano *et al.*, 2004) permite identificar 2 hiatos de magnitud considerable en los niveles 162 cm y 170 cm.

La UL B (170 – 367 cm; 3582 cal a AP – 22820 cal a AP y 400 – 418 cm), está representada por sedimentos compactos verdosos, caracterizados por la alternancia de niveles clásticos bandeados y laminados que alternan con evaporitas en láminas delgadas incluyendo minerales evaporíticos dispersos en la matriz detrítica (Fig. 10). Dentro de la UL B se identificó la facies B<sub>1</sub> compuesta de sedimento verdoso masivo con niveles evaporíticos y láminas de materia orgánica. A lo largo de la unidad, se identificaron 21 niveles evaporíticos de espesor variable, siendo el de mayor espesor el identificado entre los niveles 271 – 280 cm (17100 – 17700 Cal a AP). Los hiatos identificados a lo largo de la UL B corresponden a los niveles 205 cm, 245 cm, 255 cm, 300 cm, 327 cm y 331 cm.

La tercera unidad litológica (UL C) identificada entre los niveles 367 cm y 418 cm, consiste en sedimentos compactos rojizos, sin niveles evaporíticos y con escasos minerales evaporíticos dispersos (Fig. 10). La edad basal de la unidad, por extrapolación del modelo de edades, no pudo ser determinada por la existencia de un hiato en el nivel 380 cm, sin embargo, el inicio de esta unidad (367 cm) tiene una edad de 22820 cal a AP.





### Capítulo 3. Reconstrucción paleoambiental de la Laguna Mar Chiquita

Figura 10. Descripción sedimentológica. Fotografía y esquema del testigo sedimentario, densidad del sedimento, edades  $^{210}\text{Pb}$  y  $^{14}\text{C}$ . Unidades sedimentarias, valores de TOC, TIC y granulometría. Las franjas amarillas representan los niveles evaporíticos a lo largo del testigo. Variaciones de nivel en la laguna por cada unidad litológica, franjas anaranjadas representan los hiatos identificados según el modelo cuantitativo (Piovano et al., 2009; Piovano et al., en revisión). La curva de las variaciones de nivel de la laguna está expresada en m s.n.m., los niveles registrados por debajo de 56 m s.n.m. no son considerados reflejo de niveles tan bajos de la laguna, la señal isotópica tan negativa hace referencia a procesos erosivos (hiatos).

#### 3.4.3 Geoquímica

Las concentraciones de nitrógeno total (N) en la materia orgánica sedimentaria presenta valores medios de 0,022%, manteniéndose bajas desde la base del testigo (418 cm) hasta el nivel 170 cm (0,032% y 0,007%; valores máximos y mínimos respectivamente), Desde los 170 cm hasta los 30 cm, la concentración de N muestra un ligero incremento, con valores promedios de 0,09%, y a partir del nivel 30 cm hacia la superficie, se registran las mayores concentraciones del registro sedimentario (i.e., 0,31% valor promedio, Fig. 11).

El carbono orgánico total (TOC) se mantiene con valores bajos a lo largo de todo el registro, con un valor promedio de 0,99%, en los 23 cm superiores se registra un notable aumento de la concentración (2,77%). La concentración de carbono total (C), la relación de carbono-nitrógeno (C/N) y el carbono inorgánico total (TIC) fueron bajas en la base del testigo (408 – 330 cm) registrándose valores de 0,79%, 62,8 y 0,10%, respectivamente (Fig. 4). A partir de los 300 cm la relación C/N mostró una tendencia decreciente, observándose incluso una marcada disminución en los 30 cm superiores, con valores promedios de 9,87. El % TOC y TIC presentaron un aumento entre el nivel 330 – 276 cm, teniendo el valor máximo a los 300 cm (i.e., 2,90% y 20,96% respectivamente). Las concentraciones de TIC mostraron marcado comportamiento fluctuante entre los niveles 310 cm hasta los 30 cm, a lo largo de los 30 cm superiores se observa una drástica disminución del porcentaje con valores promedios de 2,57% (Fig. 11).

### Capítulo 3. Reconstrucción paleoambiental de la Laguna Mar Chiquita

La relación  $\delta^{13}\text{C}_{\text{om}}$  presenta fluctuaciones desde la base del testigo hasta el nivel 130 cm, mostrando seis cambios marcados o excursiones en los niveles 330 cm, 300 cm, 257 cm, 243 cm, 206 cm y 170 cm con valores de  $-9,69\text{‰}$ ,  $-6,34\text{‰}$ ,  $-5,43\text{‰}$ ,  $-8,85\text{‰}$ ,  $-8,68\text{‰}$  y  $-5,32\text{‰}$ , respectivamente (Fig. 3). A partir del nivel 170 cm hasta 30 cm el  $\delta^{13}\text{C}_{\text{om}}$  muestra una tendencia constante con valores promedio de  $-17,12\text{‰}$  y desde el nivel 30 cm el valor promedio cambia a  $-20,68\text{‰}$  (Fig. 11).

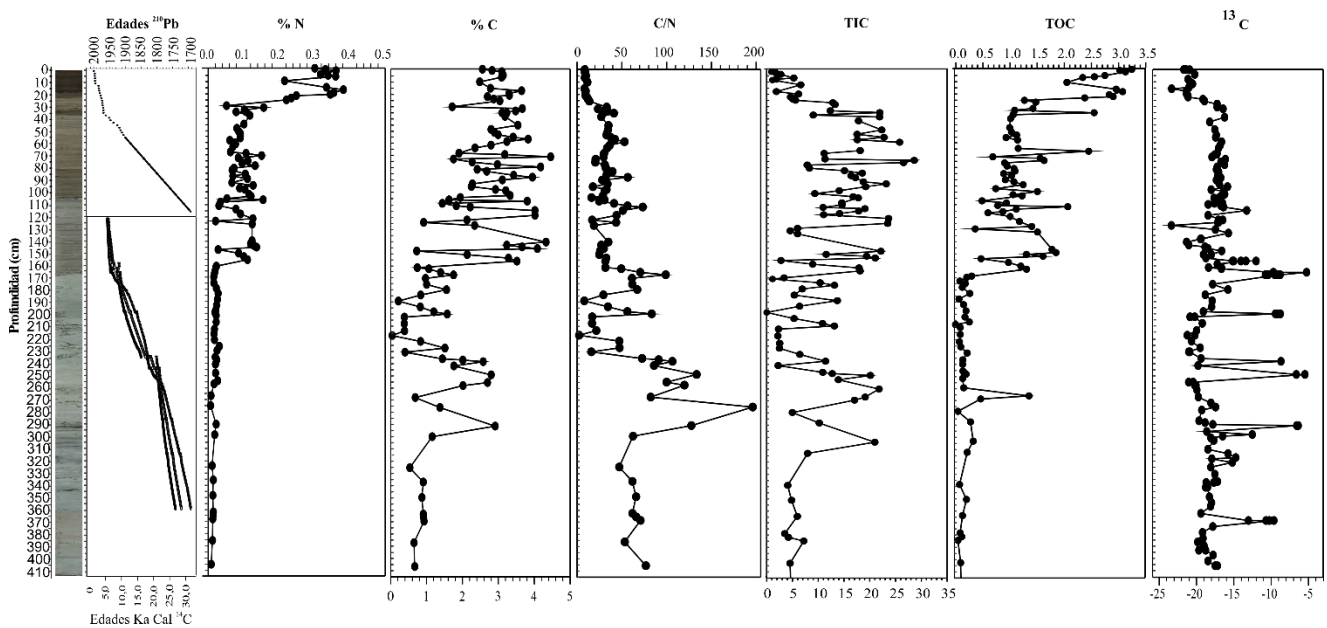


Figura 11. Modelos cronológicos  $^{210}\text{Pb}$  y  $^{14}\text{C}$  y parámetros geoquímicos a lo largo del registro sedimentario de la Laguna Mar Chiquita. Porcentaje de nitrógeno (%N), porcentaje de carbono (%C), relación carbono-nitrógeno (C/N), carbono orgánico total – carbono inorgánico total (TOC – TIC), delta Carbono 13 ( $\text{‰}^{13}\text{C}$ ).

La variación temporal de la composición de materia orgánica sedimentaria (MOS) en Mar Chiquita a través de sus relaciones isotópicas  $\delta^{13}\text{C}_{\text{om}}$  y la relación C/N fue analizada según el diagrama de Lamb *et al.* (2006). Los resultados indican que se puede considerar que la fuente de materia orgánica sedimentaria es una combinación de algas de ambientes salinos, plantas C3 y C4 (Fig. 12a). Para determinar el porcentaje de aporte de MOS se identificaron los valores máximos de  $\delta^{13}\text{C}_{\text{om}}$  para la materia orgánica terrestre y la materia orgánica fitoplanctónica halófila ( $-5,20\text{‰}$  y  $-23,32\text{‰}$ , respectivamente), con dichos valores se realizaron las estimaciones correspondientes aplicando el análisis de

“end member mixing analysis” (Christophersen y Hooper, 1992; Bănaru *et al.*, 2007; Remeikaitė-Nikienė *et al.*, 2016). Dicho análisis mostró que el porcentaje de aporte de MOS de origen terrestre a lo largo del testigo sedimentario TMC02-2 fue variable (Fig. 12b). Los niveles en los cuales el porcentaje de aporte terrestre superó el 50% fueron: 380 cm (68,8%), 307,5 cm (59,7%), 300 cm (93,2%), 257 cm (95,6%), 246 cm (80,9%), 173 cm (78,4%), 171 cm (99,9%), 161,5 cm (52,1%) y 119 cm (55,6%). En los 30 cm superiores se observó una disminución del aporte terrestre registrándose los menores porcentajes del registro sedimentario (14,6%) (Fig. 12b).

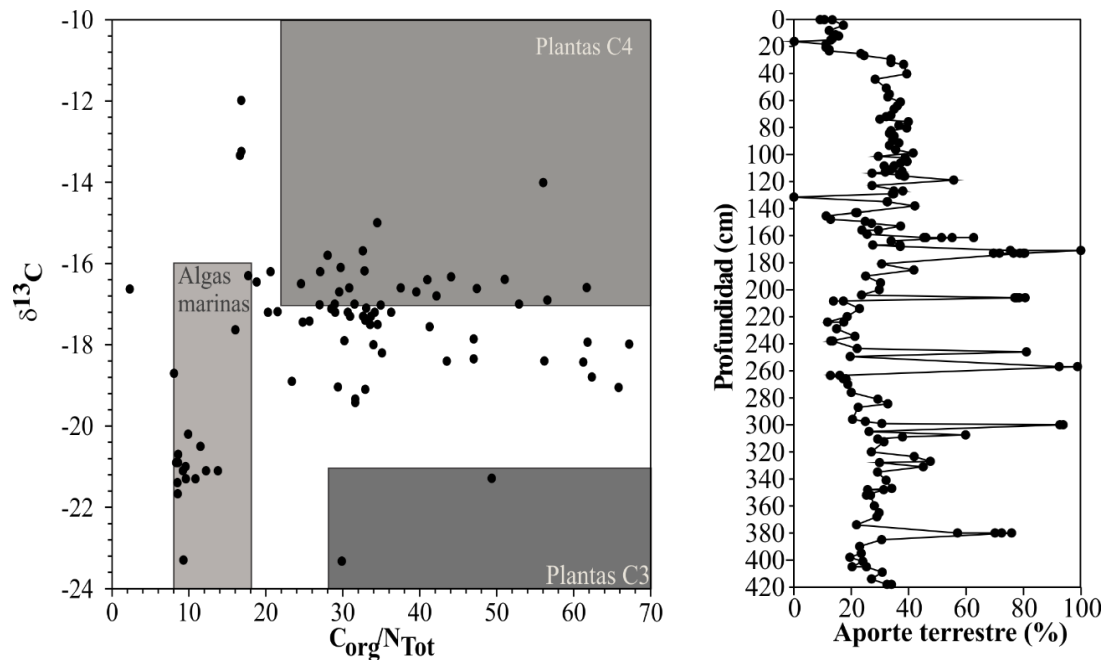


Figura 12. Derecha: Relación  $\delta^{13}\text{C}$  y C/N, incluyendo rangos típicos de fuentes de materia orgánica según datos presentados por Meyers (1994) y Lamb *et al.* (2006). Derecha: Porcentaje de aporte terrestre a lo largo del registro sedimentario aplicando el análisis “end-members”.

#### 3.4.4 Diatomeas

El análisis diatomológico de las 135 muestras analizadas del testigo sedimentario de Mar Chiquita permitió identificar un total de 97 especies co-dominantes. Considerando que Mar Chiquita es un ambiente salino y que en este tipo de sistemas la riqueza específica suele ser baja, se realizó un Análisis de Componentes Principales (ACP) para evaluar la importancia de todas las especies presentes en el ensamble diatomológico. Dicho análisis

permitió identificar las especies que aportan mayor información (n=15) a lo largo del registro sedimentario (Fig. 13). El posterior análisis de agrupamiento permitió dividir la secuencia en tres zonas diatomológicas (Fig. 13).

En 10 intervalos del registro se observó baja riqueza específica registrándose solo cinco especies por muestra (i.e. 14 cm, 18,4 cm, 70,5 cm, 123 cm, 176 cm, 284 cm, 311 cm, 313 cm y 405 cm). En los intervalos 315 cm y 391 cm se registraron 3 especies y en el 334 cm se registraron 2 especies, siendo la muestra con menor riqueza específica a lo largo de todo el registro sedimentario. La flora diatomológica estuvo dominada por especies perifíticas, cuyos exponentes mejor representados fueron *Tryblionella punctata* W. Smith, *Amphora coffeaeformis* (C. Agardh) Kützing, *Amphora* sp.1 (Ehrlich), *Nitzschia pusilla* Grunow y *Navicula salinicola* Hustedt, *Diploneis ovalis* (Hilse) Cleve, *Tryblionella constricta* (Kützing) Poulin y *Tryblionella hungarica* (Grunow) Frenguelli, *Rhopalodia gibberula* (Ehrenberg) Otto Müller. Se identificaron cuatro especies planctónicas (i.e. *Cyclotella caspia* Grunow, *Cyclotella meneghiniana* Kützing, *Cyclotella striata* (Kützing) Grunow y *Paralia sulcata* (Ehrenberg) Cleve) siendo *Cyclotella striata* la que presentó mayor abundancia. Todas las especies identificadas correspondieron a ambientes salinos – salobres, siendo especies características de ambientes mesosalinos (5-20 g.L<sup>-1</sup>) e hipersalinos (60 - 200 g.L<sup>-1</sup>). No se identificaron especies dulceacuícolas a lo largo del registro sedimentario

Capítulo 3. Reconstrucción paleoambiental de la Laguna Mar Chiquita

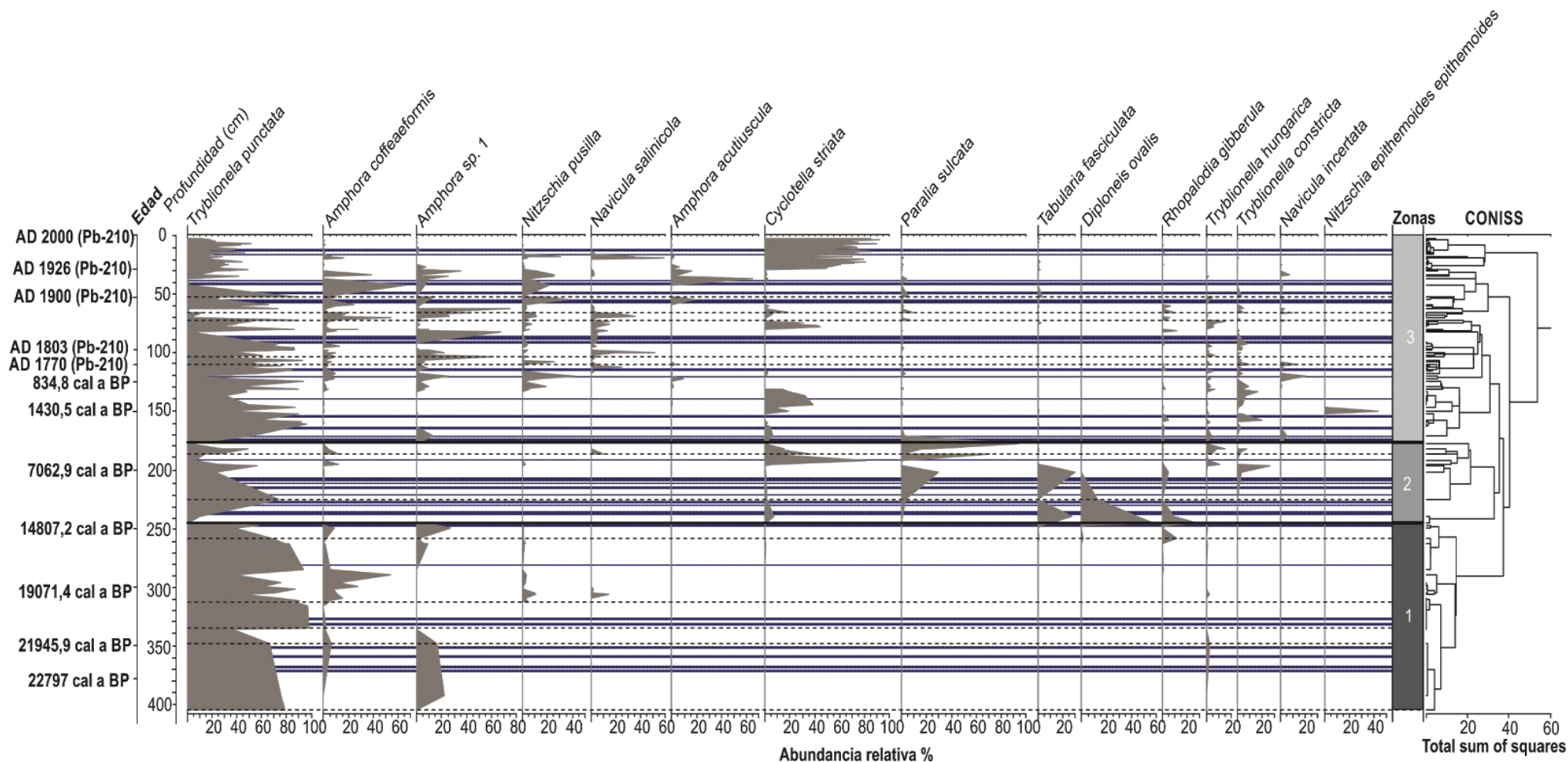


Figura 13. Diagrama diatomológico del testigo TMC02-2. Líneas azules: profundidades en las cuales la abundancia de diatomeas no supera las 200 valvas. Líneas grises punteadas: ausencia de diatomeas.

Capítulo 3. Reconstrucción paleoambiental de la Laguna Mar Chiquita

De las muestras analizadas (n=135), hubo niveles donde las diatomeas presentaron signos de disolución, así como también el número de valvas contadas en ciertos niveles fue menor a 400 valvas, dicha información es resumida en la Tabla 2.

Tabla 2. Niveles con baja concentración y preservación diatomológica.

Condición	Zona	Nivel (cm)	Nº de valvas contadas
Baja concentración de diatomeas. Signos de disolución.	Zona 3 (n=9)	11, 15, 37, 54, 55, 86, 119, 138, 153	< 100 valvas
	Zona 2 (n=6)	190, 206, 214, 220, 229, 234	
Baja concentración de diatomeas.	Zona 3 (n=11)	18, 50, 63,7, 70, 93, 96, 116, 145, 159, 169	< 400 valvas
	Zona 2 (n=2)	185, 224	
	Zona 1 (n=8)	257, 311, 313, 315, 334, 335, 347, 391	

El análisis de agrupamiento permitió diferenciar tres zonas diatomológicas. La Zona 1 (243,5 – 408 cm), agrupó 23 intervalos de profundidad, y registró la menor riqueza específica. Dicha zona estuvo dominada por *Tryblionella punctata* (58%), en menor proporción *Amphora coffeaeformis* (11%), *Amphora sp.* (5,3%) y con proporciones mínimas *Nitzschia pusilla*, *Navicula salinicola* y *Tryblionella hungarica* (Fig. 13).

La Zona 2 (170 – 243,5 cm), está definida por la agrupación de 12 muestras, en la cual predominaron las especies bentónicas *Tryblionella punctata* (31%), *Diploneis ovalis* (20%) y *Tabularia fasciculata* (16,4%), se registró la especie planctónica *Cyclotella striata* (23%) y la especie ticoplanctónica *Paralia sulcata* (12,1%) y en menor proporción las especies *Tryblionella constricta*, *Rhopalodia gibberula* y *Tryblionella hungarica* (Fig. 13).

La Zona 3 (0 – 170 cm), agrupó la mayor cantidad de muestras (n=100), y registró la mayor riqueza específica, con predominio de la especie *Tryblionella punctata*, aunque

su la abundancia relativa de dicha especie presenta fluctuaciones a lo largo de toda la zona. Las especies *Amphora coffeaeformis*, *Amphora* sp., *Nitzschia pusilla* y *Navicula salinicola* estuvieron presentes con proporciones de 35, 30, 20 y 15% respectivamente, entre los 30 – 130 cm. Se observó baja abundancia relativa de *Tryblionella constricta*, *Tryblionella hungarica*, *Rhopalodia gibberula* y *Paralia sulcata*. *Cyclotella striata* fue la especie dominante en los 30 cm superiores del testigo presentando una abundancia mayor al 60% (Fig. 13).

### **3.5 Discusión**

El análisis combinado de *proxies* sedimentológicos, geoquímicos (Fig. 10 y 11) y los ensambles de diatomeas (Fig. 13) permitieron inferir para los últimos 23680 <sup>14</sup>C cal AP cambios en la salinidad y variaciones del estado trófico como resultado de la variabilidad en el balance hidrológico de la Laguna Mar Chiquita.

Se identificaron tres estadios principales por los cuales habría pasado el sistema (Fig. 14).



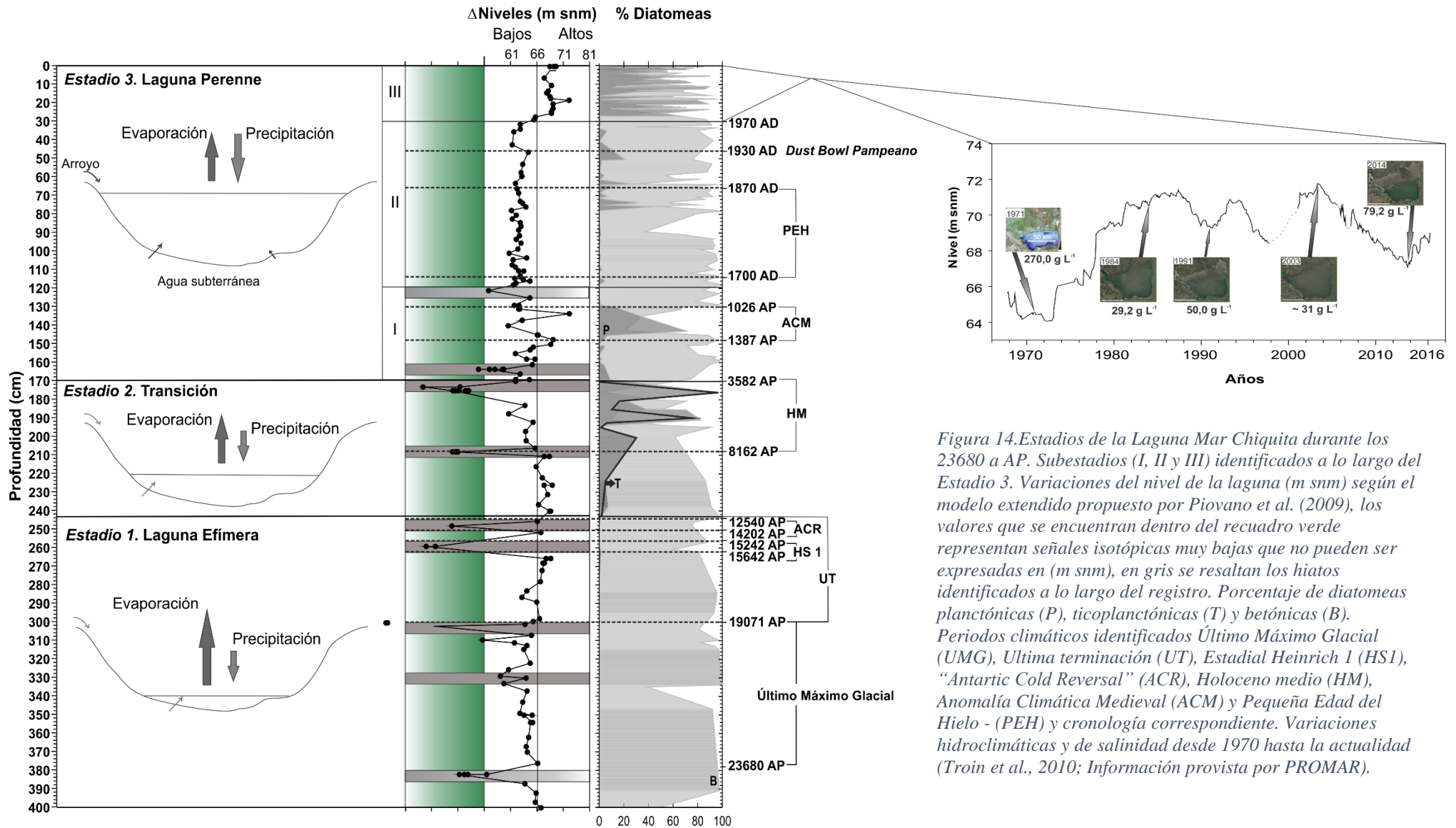


Figura 14. Estadios de la Laguna Mar Chiquita durante los 23680 a AP. Subestadios (I, II y III) identificados a lo largo del Estadio 3. Variaciones del nivel de la laguna (m snm) según el modelo extendido propuesto por Piovano et al. (2009), los valores que se encuentran dentro del recuadro verde representan señales isotópicas muy bajas que no pueden ser expresadas en (m snm), en gris se resaltan los hiatos identificados a lo largo del registro. Porcentaje de diatomeas planctónicas (P), ticoplanctónicas (T) y betónicas (B). Periodos climáticos identificados Último Máximo Glacial (UMG), Última terminación (UT), Estadial Heinrich 1 (HS1), "Antarctic Cold Reversal" (ACR), Holoceno medio (HM), Anomalía Climática Medieval (ACM) y Pequeña Edad del Hielo - (PEH) y cronología correspondiente. Variaciones hidroclimáticas y de salinidad desde 1970 hasta la actualidad (Troin et al., 2010; Información provista por PROMAR).

*Primer estadio*

El primer estadio, de laguna efímera dominante con fases de niveles medios está registrado entre los niveles 408 - 243,5 cm. Su edad basal es desconocida, sin embargo, el modelo bayesiano estima para el nivel 379 cm una edad de 23680  $^{14}\text{C}$  cal AP y para el nivel 243,5 cm una edad de 12350  $^{14}\text{C}$  cal AP. El ensamble diatomológico dominado por *Tryblionella punctata*, *Amphora coffeaeformis* y *Amphora sp.1* y en menor proporción *Nitzschia pusilla* (Fig. 13) permite inferir condiciones de hipersalinidad, típica de ambientes someros, donde predomina la evaporación frente a la precipitación (Hustedt, 1930, Cholnoky 1968 en Zalat y Vildary, 2007). *A. coffeaeformis* es una especie alcalófila ( $\text{pH} > 7$ ) normalmente presente en ambientes subácueos (Van Dam, 1994) y *Amphora sp.1* fue descrita por Ehrlich (1985) como una especie meso-halobia a poli-halobia en lagos salinos de Israel, que también fue hallada en lagos salinos bolivianos (Sylvestre 2015, com. pers.). En general las aguas de la laguna son alcalinas ( $\text{pH} > 8$ ) de tipo Na-Cl-SO<sub>4</sub> (Martínez, 1994) con salinidades variables entre 29 y 360 g.L<sup>-1</sup> según el nivel de la laguna (Piovano, 2000). Durante periodos de niveles bajos las aguas se sobresaturan con calcita y yeso, el aumento de la salinidad del agua resulta en una disminución sustancial de la productividad primaria (Reati *et al.*, 1997; Żelazna-Wieczorek *et al.*, 2015). Hassan *et al.* (2014) han reportado bajos niveles de preservación en los frústulos de diatomeas como consecuencia de variaciones en la salinidad. Estudios realizados sobre el registro actual y paleolimnológico de *Cyclotella meneghiniana* mostraron que la menor preservación de los frústulos se registro durante periodos de ambientes salinos a hipersalinos (Hassan y De Francesco, 2015), esto estaría en correspondencia con la baja concentración de diatomeas registrada en niveles de la zona (Tabla 2). Lo anterior se ve registrado por el depósito de sedimentos pobres en materia orgánica y ricos en yeso-

calcita-halita, lo cual se corresponde con los sedimentos macizos intercalados con niveles de minerales evaporíticos dispersos, identificados en UL C y parte de UL B (Facies B1) (Fig. 3). Los valores de la relación  $\delta^{13}\text{C}$  y C/N permiten inferir una fuente y composición de materia orgánica sedimentaria de plantas terrestres C3 y C4 (Fig. 12a) siendo la contribución terrestre superior al 70% (380 cm, 300 cm y 246 cm) (Fig. 12b). El modelo cronológico desarrollado para este período estima una edad de 23.680  $^{14}\text{C}$  cal a AP para el nivel 379 y para el nivel 243,5 cm una edad de 12350  $^{14}\text{C}$  cal a AP, lo que indica que este estadio abarca el registro desde el Último Máximo Glacial (UMG), Estadial Heinrich 1 (HS1) hasta el “*Antartic Cold Reversal*” (ACR) (Bard *et al.*, 2000; Clark *et al.*, 2009; Barker *et al.* 2009).

En lo que respecta al UMG se pueden inferir condiciones de sequía, las cuales han sido propuestas en diversos sectores de la región pampeana (Bonadonna *et al.*, 1999; Tonni *et al.*, 1999; Muhs y Zarate, 2001; Prieto *et al.*, 2004; Piovano *et al.*, 2006; Zech *et al.*, 2008; Violante *et al.*, 2014). Dicho periodo fue documentado entre los 23000 y 17000 años AP (Fleming *et al.*, 1998; Yokohama *et al.*, 2000; Hulton *et al.*, 2002). Berman *et al.* (2016), lo asignaron a ~21000 a AP en base a estudios paleoclimáticos en Sudamérica, al sur de los 20°S a ambos lados de la cordillera de los Andes. Estudios realizados en el Sudeste de Sudamérica asignan al UMG entre los 26000 – 19000 a AP (Clark *et al.*, 2009; Baker y Fritz, 2015; Martini *et al.*, 2017). Las variables analizadas permiten inferir un ambiente de laguna efímera, somera, alcalina y de alta salinidad.

El UMG es caracterizado como un período frío con disminución de las precipitaciones y consecuentemente condiciones de sequía bien marcadas (Muhs y Zarate, 2001; Prieto *et al.* 2004; Piovano *et al.*, 2006; Zech *et al.*, 2008; Rabassa, 2008; Clark *et al.*, 2009), escenario concordante con los resultados inferidos, ya que

condiciones áridas y secas se ven reflejadas en el desarrollo de 3 hiatos identificados en los niveles 331 cm (21025 – 20783  $^{14}\text{C}$  cal AP), 327 cm (20620 -20564  $^{14}\text{C}$  cal AP) y 300 cm (19071 – 18883  $^{14}\text{C}$  cal AP) (Fig. 14). Al igual que en la región pampeana, el UMG en la Amazonia Brasileña se registra como secas y de niveles bajos entre 35000 – 18200  $^{14}\text{C}$  cal AP, tal como se presenta en el análisis paleolimnológico del Lago do Saci donde se identificó un hiato entre los 18200 y 9200  $^{14}\text{C}$  cal AP (Fontes *et al.*, 2017). En Crominia (Brasil) se registró un hiato entre 18500 y 6500  $^{14}\text{C}$  cal AP (Salgado Labouriau *et al.*, 1997). Mayle *et al.* (2000) analizando el registro palinológico del bosque húmedo en el sudeste de Bolivia, encontró una tasa de sedimentación baja asociada a bajos contenidos de carbono e infirió un clima seco, entre los 42500 - 11000  $^{14}\text{C}$  cal AP. Si bien las reconstrucciones paleoambientales registran condiciones áridas y disminución del nivel de los cuerpos de agua a nivel regional, existen diferencias cronológicas en cada uno de los registros, atribuibles a la rapidez de respuesta de cada uno de los sistemas frente a la variabilidad hidroclimática regional.

Posterior al UMG comienza un período más cálido a nivel global interrumpido por episodios más cortos de enfriamientos (el *Antartic Cold Reversal* ACR, en el Hemisferio Sur y el *Younger Dryas* YD, en el Hemisferio Norte) (Denton *et al.*, 2010). Este período, corresponde con el inicio de la última deglaciación, denominado Terminación I o Última Terminación (UT) (Clark *et al.*, 2009; Denton *et al.*, 2010). El inicio de la UT se produjo ~20000 AP en el Hemisferio Norte y ~18000 AP en el Hemisferio Sur (Clark *et al.*, 2009; Denton *et al.*, 2010). En lo que respecta al registro sincrónico con el periodo UT se identificó un hiato en el nivel 255 cm (15662 – 15242  $^{14}\text{C}$  cal AP), sincrónico con el Estadal Heinrich 1 (HS1, ~18000 y 14600 AP), registrado como un periodo de enfriamiento en el Hemisferio norte y como un periodo cálido y húmedo en el hemisferio sur (Bard *et al.*, 2000; Monnin *et al.*, 2001; Denton *et al.*, 2005;

Cruz *et al.*, 2005; Barker *et al.*, 2009; Denton *et al.*, 2010; Shakun *et al.*, 2012; Kanner *et al.*, 2012; Zanor *et al.*, 2017).

De acuerdo a la reconstrucción de niveles de la laguna, basada en proxies isotópicas, entre los 17768 – 16702  $^{14}\text{C}$  cal AP se registra un aumento en los niveles de la laguna. Sin embargo, esta reconstrucción no es reflejada por el ensamble de diatomeas, el cual registra bajas concentraciones a lo largo de dicho periodo (Tabla 2). Esta discrepancia puede deberse a que cada proxy refleja diferentes factores ambientales en un rango de escalas espaciales, con diferentes umbrales de respuesta y, en consecuencia, muestran diferentes fortalezas y debilidades (Birks y Birks, 2006). Estudios previos experimentales y de campo realizados en el Hemisferio Norte indican que la temperatura, pH, salinidad y la fuerza iónica son factores que afectan la disolución de las valvas de diatomeas en ambientes salinos (Flower, 1993; Ryves *et al.*, 2006). Experimentos realizados por Díaz y Hassan (2016) en ensambles de diatomeas actuales de la región Pampeana Argentina revelan la influencia significativa de concentraciones de NaCl y NaHCO<sub>3</sub> en los rangos de disolución. Por lo que, la discrepancia de respuesta entre los proxys considerados puede deberse a un problema tafonómico debido a las condiciones del ambiente (Ryves *et al.*, 2006; Hassan y De Francesco, 2017).

El hiato identificado en el nivel 245 cm (14202 – 12540  $^{14}\text{C}$  cal AP) es sincrónico con el ACR (~14600 – 12800 AP) identificado como un periodo árido y frío (Rabassa y Clapperton 1990, Clapperton, 1993; Prieto, 1996; Ariztegui *et al.*, 1997; Heusser, 1998; Tonni *et al.*, 2003; Labeyrie *et al.*, 2003). Violante *et al.* (2014) observó el incremento de procesos erosivos en la plataforma continental Argentina durante dicho periodo. Otras interpretaciones climáticas mediante el uso de secuencias polínicas evidenciaron fases subhúmedas secas a semiáridas durante el periodo comprendido

entre 16000 – 12000 años cal. AP, en la región Pampeana Argentina (Tonello y Prieto, 2010) y el noroeste argentino (Martini *et al.*, 2013).

#### Segundo estadio

El segundo estadio cuya edad es estimada entre 12350 <sup>14</sup>C cal AP (243,5 cm) y 3582 <sup>14</sup>C cal AP (170 cm), está registrado por sedimentos verdosos compactos intercalados con niveles de minerales evaporíticos dispersos que coinciden completamente con la zona diatomológica 2 (243,5 – 170 cm) y la parte superior de la UL B. El modelo semicuantitativo de paleoniveles de la LMC (Piovano *et al.*, 2009, Fig.14), reconstruye un aumento del nivel de la laguna a los 12350 <sup>14</sup>C cal AP (243,5 cm), condición que se mantiene hasta los 8162 <sup>14</sup>C cal AP (208 cm), seguida de una disminución drástica del nivel de la laguna llegando a un nivel mínimo a los 4803 <sup>14</sup>C cal AP (181 cm) con fase de niveles bajos hasta los 3582 <sup>14</sup>C cal AP. Se identifican 2 hiatos a lo largo de este estadio entre los 7875 - 7482 <sup>14</sup>C cal AP (205 cm) y entre los 3582 – 2517 <sup>14</sup>C cal AP (170 cm). La fuente de la materia orgánica constituye una combinación algal y plantas terrestres C3 y C4, siendo predominantes las plantas terrestres C3 según la relación  $\delta^{13}\text{C}$  y C/N, teniendo una importante contribución terrestre en los niveles 205 y 170 cm, que concuerdan con niveles bajos evaporíticos de la laguna (Fig. 12a - b).

El ensamble diatomológico a lo largo de este estadio refleja la misma tendencia propuesta por el modelo semicuantitativo propuesto por Piovano *et al.* (2009). El mismo estuvo dominado por especies bentónicas (*i.e.*, *Tryblionella punctata*, *Diploneis ovalis*, *Tabularia fasciculata* y *Rhopalodia gibberula*) hasta los 4803 <sup>14</sup>C cal AP (181 cm) (Fig. 13), infiriendo un sistema somero hipersalino con intervalos de menor salinidad y aumento de la columna de agua. Lo cual es corroborado por aumento de la abundancia de la especie planctónica marina-salobre *Cyclotella striata* entre los 12350 - 10738 <sup>14</sup>C

cal AP y 5872 - 4678  $^{14}\text{C}$  cal AP (243,5 - 230 cm y 190 - 180 cm) (Fig. 13). Posteriormente, una fase de disminución de nivel progresivo fue inferida debido a la presencia de la especie ticoplanctónica marina-salobre *Paralia sulcata* desde los 10738 - 3582  $^{14}\text{C}$  cal AP (230 - 170 cm). Telléz Gutierrez y Schillizzi (2002) reportaron para ~10000 años AP condiciones húmedas y un aumento de la precipitación en la costa sur Bonaerense. Sin embargo, el ensamble diatomológico también presenta altas abundancias de las especies bentónicas *Tabularia fasciculata*, *Diploneis ovalis* y *Rhopalodia gibberula*, las cuales reflejan un ambiente salino somero con desarrollo de la zona litoral (Van Dam, 1994). *Tabularia fasciculata* es considerada una especie holourihalina litoral, registrada en ambientes dulceacuícolas (Germain, 1981 en Sylvestre *et al.*, 2001) y en lagunas someras hipersalinas (Ehrlich, 1978). Noël (1984) reportó los rangos de salinidad de la especie entre 5 y 84%. Ensamblados de *Cyclotella striata* y *Paralia sulcata* han sido reportadas como especies costeras normalmente presentes en la zona litoral en el delta Tièn del río Mekong en Vietnam (Cuc y Dam, 2016). *Paralia sulcata* es una especie ticoplanctónica eurihalina acorde con regímenes de salinidad cambiantes (Snoeijs, 1999). La dominancia de especies eurihalinas ha sido observada en estuarios de la provincia de Buenos Aires (Hassan *et al.*, 2006, 2007, 2010) y en lagunas de la costa brasileña (Sylvestre *et al.*, 2001). La respuesta de las diatomeas a la salinidad puede variar ampliamente entre especies y aún dentro de ellas. Hay evidencias que indican que una especie de diatomea puede mostrar diferentes óptimos de salinidad en diferentes cuerpos de agua, sin embargo, los rangos de tolerancia generalmente se superponen (Cumming y Smol 1993). Por lo que, combinando las evidencias geoquímicas (TOC, C/N y TIC, Fig. 11) sedimentológicas y biológicas se infiere un ambiente transicional desde condiciones someras con aumento de la columna de agua (12350 - 8162  $^{14}\text{C}$  cal AP) hacia condiciones hipersalinas, característica de una laguna

efímera (8162 hasta 3582  $^{14}\text{C}$  cal AP) siendo esta última cronológicamente concordante con el Holoceno medio. Prado *et al.* (2012) realizaron la caracterización del Holoceno medio (7000 - 5000 AP) para el este de Sudamérica mediante el análisis de estudios *multi-proxy* existentes en la región concordantes con dicha cronología. Reportan condiciones de extrema sequía debido a un debilitamiento del SAMS, el cual es explicado por la disminución de la insolación de verano austral, generando un menor contraste térmico continente - océano, evitando así la formación de nubes. Stutz *et al.* (2014) mediante la comparación de estudios de multi-indicadores en lagos someros del sudeste de la llanura Pampeana indican que durante el Holoceno medio y tardío (7000 - 4000 cal a AP) estuvieron sometidos a fluctuaciones hidrológicas con alternancia de períodos de sequía – inundación, y/o de períodos con altas tasas de evaporación, lo que habría ocasionado, la salinización de los cuerpos de agua y de los terrenos circundantes, sobre los que se desarrollaba la comunidad halófila, como así también variaciones en la columna de agua. De igual forma el registro paleolimnológico de la Laguna Miscardi en el Altiplano Chileno reporta condiciones de extrema sequía durante 9000 - 4000 AP (Grosjean *et al.*, 2003). Estudios paleoambientales realizados al sudeste y sur de la llanura Pampeana postulan condiciones de mayor aridez relativa entre los 5000 - 4000 años AP (Zárate, 2005; Mancini *et al.*, 2005; Stutz *et al.*, 2010; Vilanova *et al.*, 2010; Córdoba, 2012; Laprida *et al.*, 2014).

#### *Tercer estadio*

El tercer estadio comprende los 170 cm superiores del registro sedimentario abarcando los últimos dos milenios. Coincide completamente con la UL A y la zona diatomológica 3, donde se observa un claro incremento de la riqueza específica. A partir de los 2517  $^{14}\text{C}$  cal AP (170 cm) se observa un incremento del %N, la relación C/N muestra una tendencia decreciente hacia la superficie, cuya fuente principal de materia



orgánica es una combinación de algas y plantas terrestres (C3 y C4) predominando la fuente de plantas tipo C4. El análisis de “*end members*” refleja un estadio con baja contribución terrestre, por lo que se infirió un sistema con variaciones de menor intensidad y mayor productividad primaria. El estadio fue subdividido en tres subestadios; el *Subestadio I* (170 – 131 cm), el *Subestadio II* (131 – 32 cm) y el *Subestadio III* (32 – 0 cm) (Fig. 14).

### ***Subestadio I***

El modelo isotópico de variaciones de nivel de la Laguna Mar Chiquita refleja que a partir de los 2517 <sup>14</sup>C cal AP se observa una tendencia de incremento en el nivel de la laguna llegando a un máximo hacia los 1026 <sup>14</sup>C cal AP, el cual en el registro diatomológico se ve representado por un pulso de *Cyclotella striata* entre los 148 – 131 cm (1387 – 1026 <sup>14</sup>C cal AP). Considerando la cronología el mismo puede ser considerado como coetáneo con la Anomalía Climática Medieval (ACM), caracterizado como un período de condiciones climáticas, con elevada temperatura y humedad para la región central Argentina (Cioccale, 1999; Villalba, 1994; Piovano *et al.*, 2009), comprendido entre 900 – 1300 AD y 800 - 1400 AP para el Sur de Sudamérica (Villalba, 1994). El registro de la ACM en LMC no es uniforme y presenta tres periodos de niveles bajos a los 1344 <sup>14</sup>C cal AP (146 cm), 1257 <sup>14</sup>C cal AP (142 cm) y 1175 <sup>14</sup>C cal AP (138 cm), siendo el de mayor intensidad el registrado en el cm 142 (Fig. 14). El análisis de estalagmitas del sudeste de Brasil coincidentes cronológicamente con la ACM refleja condiciones cálidas y húmedas y atribuyen estas condiciones a un incremento de las lluvias en la región amazónica debido al desplazamiento hacia el sur de la Zona de Convergencia Intertropical (ITZC) (Bernal *et al.*, 2016). Iriondo (1999) reporta condiciones cálidas y húmedas en la región pampeana para el periodo comprendido entre 800 – 1400 AP, de igual forma alrededor de 1300 AD, el registro pampeano de

micromamíferos indica mayor temperatura que la actual (Pardiñas, 1996; Pardiñas y Tonni, 2000). del Puerto *et al.* (2013) identifica mediante el análisis de silicofitolitos condiciones cálidas y húmedas para la ACM interrumpidos por periodos secos y fríos en el registro de la Laguna Peña en Uruguay.

**Subestadio II (1026 AP – 1970 AD)**

El subestadio II comprendido entre 131 - 32 cm, se caracterizó como un periodo de niveles bajos con la presencia de especies bentónicas aerófilas (i.e., *Amphora coffeaeformis*, *Amphora sp. 1*, *Nitzschia pusilla*), un marcado aumento del TIC debido a una mayor concentración iónica de la laguna. Cronológicamente dicho periodo es atribuido a la Pequeña Edad del Hielo (PEH), época caracterizada como fría y árida intercalada con excursiones de periodos húmedos (1400–1800 AD; Villalba, 1994; Cioccale, 1999; Iriondo, 1999; Piovano *et al.*, 2009; del Puerto *et al.*, 2011, 2013; Guerra *et al.*, 2015; Pérez *et al.*, 2016). Reconstrucciones paleohidrológicas y paleoambientales realizadas en Argentina (i.e., Laguna Melincué, Lagunas Encadenadas del Oeste, Chascomus, Del Monte, La Brava entre otras) indican que en general durante la PEH predominaron condiciones áridas a lo largo de la región Pampeana (Laprida *et al.*, 2014, Guerra *et al.*, 2015, Córdoba *et al.*, 2014). La misma se caracteriza por déficits hídricos, niveles bajos a extremadamente bajos de las lagunas, con episodios de fases lacustres de niveles intermedios de menor duración. El registro faunístico a lo largo de Argentina para la PEH indica condiciones semiáridas a áridas con temperaturas más bajas que las actuales, desde fines del siglo XVIII hasta la segunda mitad del siglo XIX (Tonni, 2017). Stutz *et al.* (2009) realizaron el análisis paleolimnológico considerando indicadores biológicos (e.g., polen, diatomeas, silicofitolitos) de la laguna Nahuel Rucá, observaron que durante los últimos 400 años se verificó un descenso en las temperaturas y un régimen hidrológico altamente variable, durante el periodo vinculado con la PEH.

Condiciones similares fueron las observadas por Laprida y Valero-Garcés (2009) mediante el estudio de asociaciones de ostrácodos de la laguna Chascomus. En el Sudeste de Uruguay del Puerto *et al.* (2013) describió la PEH, como un periodo frío con eventos áridos identificados a los 1300 AD, 1600 AD y 1900 AD. Las condiciones secas y áridas marcadas por niveles bajos de la laguna Mar Chiquita, se extienden hasta la década de los años 1970 AD (32 cm), sin embargo, un periodo de mayor sequía es observado alrededor de los 1930 AD (46 - 48 cm), el cual ha sido denominado “*Dust Bowl Pampeano*” (Viglizzo y Frank, 2006; Tripaldi *et al.*, 2013). Este periodo también ha sido identificado en otros registros sedimentarios de la región pampeana (e.g., Melincué, Encadenadas del Oeste) (Córdoba, 2012; Guerra, 2015)

### **Subestadio III**

A partir de los 1970 AD se produce un drástico aumento en las precipitaciones en la región pampeana (Compagnucci *et al.*, 2002; Boulanger *et al.*, 2005; Pasquini *et al.*, 2006; Garreaud *et al.*, 2009) y en consecuencia se produce un aumento en los niveles de la laguna (Piovano *et al.*, 2009; Troin *et al.*, 2010; Troin *et al.*, 2015), la extensión alcanzada por la LMC fue la máxima registrada tanto según datos instrumentales como por las reconstrucciones palolimnológicas (Piovano *et al.*, 2009), teniendo un aumento del nivel de aprox. 7 metros (Córdoba *et al.*, 2014). Este aumento drástico en los niveles de la laguna, se ve reflejado en el ensamble diatomológico, el cual registra el aumento de la especie planctónica *Cyclotella striata*, alcanzando los máximos porcentajes de abundancia a lo largo de todo el registro sedimentario (Fig. 13), de igual forma se observa la drástica disminución de la contribución terrestre registrada en el sistema (Fig. 12b) y el aumento de la concentración de nitrógeno, alcanzando los máximos valores del registro (Fig. 11). El aumento en el contenido de N y la disminución en la relación C/N a partir de 1970 reflejaría el cambio del estado trófico de la laguna hacia estados de

mayor trofia, con aumento de la productividad primaria producto de la disminución de la salinidad (Fig.11) durante fases de niveles altos (Piovano *et al.*, 2002; da Silva *et al.*, 2008; Coianiz *et al.*, 2015). Estados de mayor trofia pueden ser producto del aumento drástico de la productividad primaria en un sistema, sin embargo, en la mayoría de los casos también están asociados con actividades antrópicas (Mackay *et al.*, 2004). En la región pampeana se registra el aumento del uso de agroquímicos (Miglioranza *et al.*, 2003), lo cual generó un mayor flujo de nutrientes desde la cuenca hacia la laguna aumentando los niveles de trofia del sistema.

El aumento de los niveles de lacustres a partir de 1970 es observado en diversos sistemas de la región Pampeana (i.e., Laguna Melincué, Encadenadas del Oeste) (Piovano *et al.*, 2009; Córdoba *et al.*, 2014; Guerra *et al.*, 2015). Estudios de las precipitaciones en el SESA durante el último siglo sugiere que el incremento de las precipitaciones estaría asociado a un aumento en el grado de interacción colectiva entre los océanos tropicales y las precipitaciones (Martín-Gómez *et al.*, 2016), lo cual estaría relacionado con la intensificación del SAMS durante el verano austral (Compagnucci *et al.*, 2002; Vera *et al.*, 2006; Garreaud *et al.*, 2009). Las fases de niveles altos alcanzaron el máximo hacia el año 2003, posteriormente se observa un descenso de los niveles de la laguna con un reverso a partir de 2013 - 2014 hacia niveles comparativamente más altos (Fig. 7) (Troin *et al.*, 2010; PROMAR).

La importancia de analizar a los dos últimos milenios de forma conjunta permite evidenciar la “variabilidad climática natural”, su impacto y magnitud pasada para poder contextualizar el cambio climático actual y valorar sus potenciales consecuencias a corto, mediano y largo plazo (Morellón *et al.*, 2017). De igual forma permite contrastar un escenario controlado únicamente por la variabilidad climática natural y otro escenario en el cual coexisten los factores naturales con los antrópicos (ingreso de

nutrientes, contaminación, cambio de uso de suelo, entre otros). Franke y Donner (2017) caracterizan a los últimos dos milenios como un periodo de suma importancia para los estudios paleoclimatológicos, ya que, ha sido un periodo con clima relativamente estable en comparación con períodos glaciales. Wanner *et al.* (2008) y el informe del IPCC (2013) resaltan la ausencia de cambios climáticos rápidos y bruscos de gran magnitud a escalas de tiempo decadales ó centenales, lo que habría propiciado el desarrollo de las sociedades humanas modernas, mientras que períodos anteriores de condiciones climáticas inestables se han visto marcados con frecuencia por el declive cultural (Coombes y Barber, 2005; Marcott y Shakun, 2015). Considerando lo observado en el registro paleolimnológico de los últimos dos milenios en la LMC sería errado caracterizarlo como un periodo climáticamente estable ya que se evidencia el mayor cambio hidroclimático de la historia, provocando drásticas modificaciones en el funcionamiento del sistema como también a nivel paisajístico (Piovano *et al.*, 2002, 2004, 2009; Córdoba *et al.*, 2014). De igual forma registros paleolimnológicos del SESA albergan evidencia de este periodo hiper húmedo en facies sedimentarias ricas en materia orgánica, altas concentraciones de TOC entre otros indicadores (Piovano *et al.*, 2002, 2004 y 2009; Córdoba, 2012; Stupar *et al.*, 2014; Guerra *et al.*, 2015; Córdoba *et al.*, 2017).

### **3.6. Conclusión**

La reconstrucción paleoambiental basada en el análisis de multi-indicadores sedimentológicos, geoquímicos y biológicos permite definir y caracterizar las variaciones registradas por la laguna Mar Chiquita desde el Último Máximo Glacial hasta la actualidad. De acuerdo a las reconstrucciones combinando datos sedimentológicos, geoquímicos y diatomológicos, se puede considerar que durante los últimos 23680 AP la Laguna Mar Chiquita atravesó por 3 estadios: i) un sistema lacustre

### *Capítulo 3. Reconstrucción paleoambiental de la Laguna Mar Chiquita*

efímero hipersalino donde el origen de la materia orgánica era netamente terrestre (plantas C3 y C4) que abarca el UMG el UT, el HS1 y el ACR, ii) un sistema transicional desde condiciones someras con aumento de la columna de agua, expansión del área de la laguna y desarrollo de la zona litoral a un sistema efímero hipersalino, con una fuente materia orgánica predominantemente terrestre C3. Las condiciones de máxima sequía son sincrónicas con el Holoceno Medio y iii) un sistema lacustre perenne con variación de alta frecuencia y con mayor productividad primaria, con una fuente combinada de materia orgánica (autóctona y terrestre C4) subdividido en tres subestadios (I – III) que corresponden con la ACM, la PEH y el siglo XX-XXI, respectivamente.

El registro sedimentario de la Laguna Mar Chiquita es excepcionalmente valioso ya que representa un archivo detallado de los cambios hidroclimáticos ocurridos en la región, como resultado del control efectuado por el sistema monzónico sudamericano. Estos resultados, con otros obtenidos en diferentes sistemas lacustres de la región pampeana permiten conocer y entender la magnitud y expresión de la variabilidad hidroclimática a escala regional como también la respuesta del sistema lacustre frente a diferentes condiciones ambientales y climáticas diversas.

## Capítulo 4. Variaciones de tamaño de *Aulacoseira* spp., *Staurosira construens* y *Tryblionella punctata* en el registro paleolimnológico de la Laguna Peña y Laguna Mar Chiquita

### 4.1 Introducción

El presente capítulo se centra en el análisis de la relación entre el tamaño de las diatomeas y las variaciones climáticas registradas en el archivo natural de la Laguna Peña (Rocha – Uruguay) y la Laguna Mar Chiquita (Córdoba – Argentina). Como se ha mencionado anteriormente, la región reviste particular interés debido a su variabilidad hidroclimática de alta y baja frecuencia durante el Holoceno (Piovano *et al.*, 2009; Córdoba *et al.*, 2014; Guerra *et al.*, 2015). El análisis de diatomeas a lo largo del registro sedimentario holoceno de ambos sistemas indica la existencia de variaciones de tamaño de una misma especie a lo largo de los testigos estudiados, por lo que surge como interrogante si dichas variaciones pueden ser atribuidas a cambios ambientales generados por la variabilidad hidroclimática registrada en la región.

Como se ha indicado anteriormente, las diatomeas son indicadores biológicos cuyo análisis permite reconstruir las variaciones ocurridas en el medio (Lamper y Sommer, 2007). Su valor como bioindicador se debe gran parte a su alta abundancia en los sistemas acuáticos y su ciclo de vida corto (Rioual *et al.*, 2007) durante el cual predomina la reproducción asexual, durante la cual el frústulo se divide y cada valva produce una nueva valva de menor tamaño (Round *et al.*, 1990). La reproducción asexual se produce hasta un umbral de tamaño donde es necesaria la reproducción sexual (Cherpurnov *et al.*, 2004), la cual resulta mediante la formación de auxosporas, vía que permite el reestablecimiento del tamaño específico de cada especie (Round *et al.*, 1990; Turkia y Lepisto, 1999).

#### Capítulo 4. Variaciones de tamaño de diatomeas a lo largo del Holoceno Tardío

A lo largo del tiempo y bajo una serie de ciclos reproductivos (asexuales) consecutivos, el tamaño general de la especie disminuye siguiendo la regla de *MacDonald-Pfitzer* (MacDonald, 1869; Pfitzer, 1869 en Phillips, 2013). Un ejemplo de lo mencionado lo presentan las diatomeas céntricas (i.e., *Aulacoseira*), en las cuales el diámetro se ve reducido a lo largo de ciclos reproductivos consecutivos (Round et al., 1990; Turkia y Lepisto, 1999). Debido a la rigidez de las valvas, el crecimiento solo puede ocurrir en una sola dirección (Round *et al.*, 1990). Margalef (1969) realizó el análisis de las variaciones de tamaño en especies de diatomeas centrales (i.e., *Melosira*, *Paralia sulcata*) y observó que la reducción de tamaño registrada para cada especie sigue un patrón cíclico y no así un patrón de disminución continuo que pueda ser atribuido a las sucesivas divisiones celulares. Los resultados sugieren que el tamaño del frústulo puede depender de factores ambientales, como la temperatura y salinidad, así como también sugirió que la concentración de nutrientes puede ser también un factor relevante.

Estudios previos sugieren que los mecanismos evolutivos pasivos (i.e., deriva génica) tienden a incrementar los rangos máximos y mínimos de tamaño, aunque no afectan el tamaño corporal medio del grupo (Mackay *et al.*, 2004; Finkel *et al.*, 2005 y Finkel *et al.*, 2007). El trabajo publicado por Mackay *et al.* (2004) evalúa los cambios ocurridos durante los últimos 1000 años en el Lago Baikal y muestra que las especies de diatomeas endémicas no presentan cambios tan marcados como otras especies presentes. En el mismo trabajo se destaca también que el tamaño tendió a disminuir durante las últimas décadas, probablemente debido al cambio climático en la región, aunque se considera además la influencia antropogénica (desechos industriales) como factor condicionante. Finkel *et al.* (2005) evaluaron los patrones de macroevolución en el tamaño de diatomeas marinas durante el Cenozoico y observaron que los mayores



cambios en la diversidad de especies, rango de tamaño y área promedio del frústulo, corresponden con el registro de cambios en la circulación del océano y eventos asociados con las variaciones climáticas ocurridas durante dicho periodo. Posteriormente, Finkel *et al.* (2007) se enfoca en el estudio de los cambios de la macroevolución en el tamaño del fitoplancton marino durante los últimos 65 millones de años. Sus resultados sugieren que el clima y su relación con el desarrollo de la estratificación de la columna de agua, representa un factor abiótico responsable de cambios en la macroevolución de la estructura de tamaño de las comunidades fitoplanctónicas marinas.

Existen otras investigaciones que también se han enfocado en el estudio de las variaciones de tamaño a lo largo del tiempo, como es el caso del estudio realizado por Crosta (2009) quien vinculó la variación de tamaño de dos especies de diatomeas durante el Holoceno, observándose que las variaciones de tamaño estarían relacionadas con las variaciones de micro y macro nutrientes en el medio. El estudio realizado por Paterson *et al.* (2008) evalúa el efecto combinado de la presión antrópica y el cambio climático sobre la composición del fitoplancton. Otra contribución destacable es la de Winder *et al.* (2009) en el Lago Tahoe, en la cual se analiza el efecto del cambio climático en especies de diatomeas planctónicas, mostrando que el calentamiento climático contemporáneo genera presión en el tamaño celular de las diatomeas a la vez que se identifica una disminución de tamaño y una expansión corporal en periodos con se incremento en la estratificación de la columna de agua.

#### **4.2 Metodología**

La descripción detallada de los sitios de estudio, muestreos y desarrollo del marco cronológico de los registros sedimentarios se presenta en los capítulos 2 y 3

correspondientes a las reconstrucciones paleolimnológicas realizadas en la Laguna Peña y en la Laguna Mar Chiquita; respectivamente.

#### 4.2.1 Preparación de muestras

Los preparados diatomológicos usados en las reconstrucciones paleoambientales de la Laguna Peña (Capítulo 2) y de la Laguna Mar Chiquita (Capítulo 3) fueron reanalizados en el presente capítulo.

#### 4.2.2 Mediciones de tamaño

Se midió el largo (L) y ancho (A) en más de cuarenta especímenes por cada intervalo (Cortese y Gersonde, 2012). Las mediciones se realizaron en valvas completas de *Aulacoseira granulata*, *Aulacoseira ambigua*, *Staurosira construens* y *Tryblionella punctata*. Las especies *A. granulata*, *A. ambigua* y *S. construens* son las especies predominantes en el registro paleolimnológico LP1 – LP2 (Fig. 6). La especie *T. punctata* es la especie predominante en el registro LMC (Fig. 13). De acuerdo a su morfometría se calcularon las áreas de las valvas asimilándolas a un cilindro (*Aulacoseira* spp.), rombo (*S. construens*) y elipse (*T. punctata*), siguiendo lo propuesto por Hillebrand *et al.* (1999) (Fig. 15). Ejemplos de los especímenes, ilustrando las variaciones de tamaño se presentan en la Fig. 16. Todas las mediciones fueron realizadas manualmente, usando el software Image (J). El error estándar de las mediciones (L, A) fue de 0,34  $\mu\text{m}$ . El error estándar del cálculo del área valvar fue de 2,05%, basado en el error estándar de las mediciones.

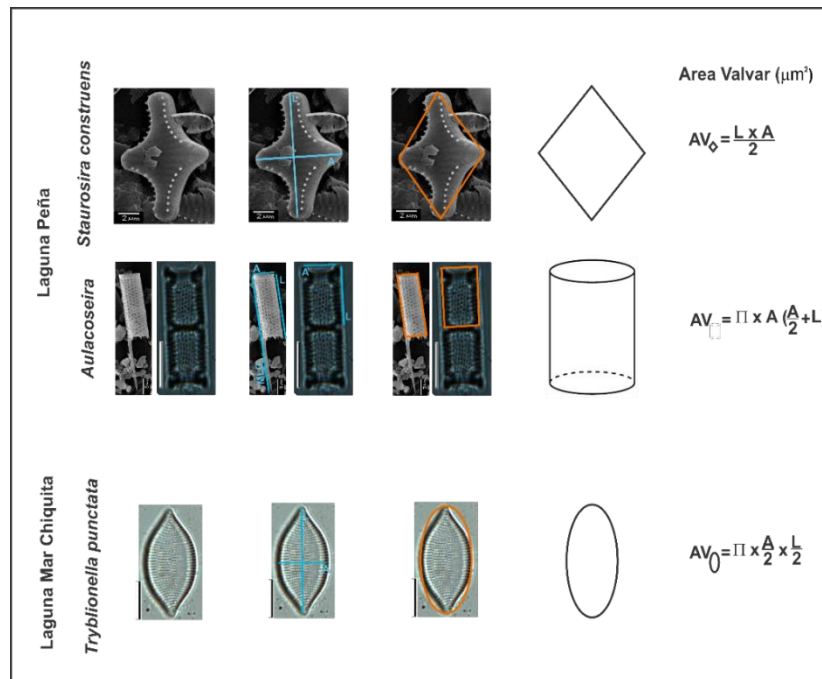


Figura 15. Mediciones realizadas en valvas de diatomeas. Largo (L), Ancho (A).

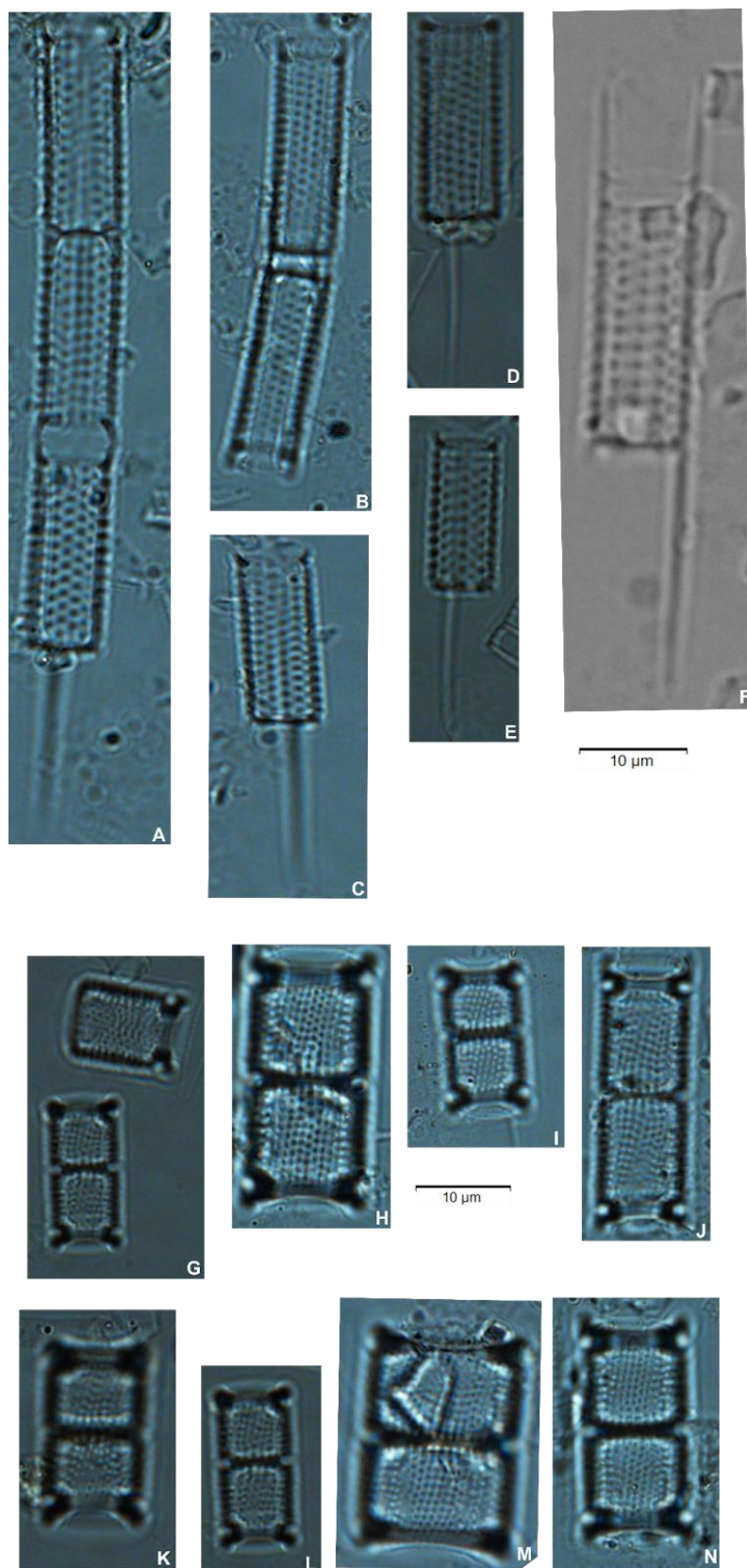


Figura 16. Variaciones de tamaño de *Aulacoseira granulata* (A – F), *Aulacoseira ambigua* (G – N).

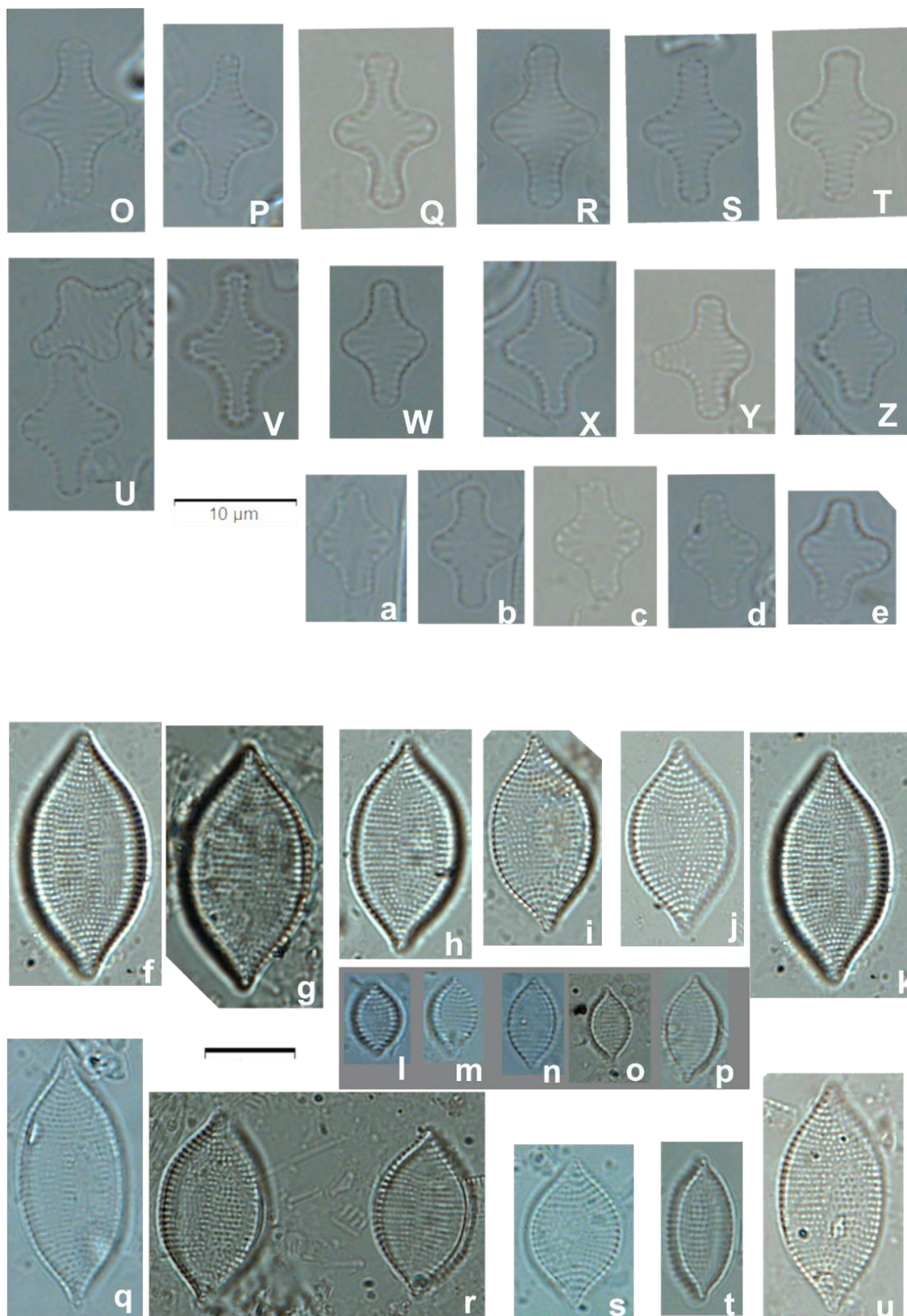


Figura 17. (Continuación) *Staurosira construens* (O – e) y *Tryblionella punctata* (f – u).

#### 4.2.3 Análisis estadísticos

Se analizaron las variaciones del área valvar (AV) de las diatomeas contenidas en los registros de la ACM, la PEH y el PCA en LP y MC (capítulos 2 y 3). La información se analizó estadísticamente mediante análisis de correlación y análisis de varianza (ANOVA) de una vía, utilizando el software PAST (PAleontological STatics) (Hammer *et al.*, 2001) y R versión 3.2.3 (R Core Team, 2015).

### 4.3 Resultados

#### 4.3.1 Laguna Peña

Las especies medidas fueron aquellas que registraron predominancia a lo largo del registro sedimentario LP1 – LP2 (Cap. 2, Fig. 6), el cual corresponde a los últimos 2458 cal a AP.

#### ***Aulacoseira ambigua* (Grunow) Simonsen**

El largo (L) y ancho (A) de los frustulos de *A. ambigua* fueron medidos en 29 intervalos del registro sedimentario. Los valores de L varían entre 9,8 – 11,3  $\mu\text{m}$ , el A entre 9,8 – 8,2  $\mu\text{m}$  y el rango de AV calculada varía entre 493,1 – 387,7  $\mu\text{m}^2$ .

El valor AV promedio de *A. ambigua* a lo largo del registro de la ACM (800 – 1400 AP, 900 – 1300 AD) fue de 449,2  $\mu\text{m}^2$  (max= 486,8  $\mu\text{m}^2$  – min= 398,1  $\mu\text{m}^2$ ), siendo 7 los intervalos analizados que corresponden a dicho período (785 – 1334 AD). La PEH (200 – 800 AP, 1400 – 1900 AD) estuvo representada por 10 intervalos, en los cuales el AV media fue de 448,7  $\mu\text{m}^2$  (max= 493,0  $\mu\text{m}^2$  – min= 403,1  $\mu\text{m}^2$ ). El PCA (1850 AD – presente) incluye 2 intervalos, registrándose un AV media de 408,8  $\mu\text{m}^2$  (max= 430,0  $\mu\text{m}^2$  – min= 387,7  $\mu\text{m}^2$ ) (Fig. 17A).

#### Capítulo 4. Variaciones de tamaño de diatomeas a lo largo del Holoceno Tardío

El análisis de varianzas ANOVA de una vía no mostró diferencias significativas ( $p > 0.05$ ) entre el AV media de la especie a lo largo de los tres periodos climáticos comparados.

##### ***Aulacoseira granulata* (Ehrenberg) Simonsen**

Las mediciones del L, A y AV de la especie *A. granulata*, realizadas en 16 intervalos del registro sedimentario mostraron rangos entre 17,4 – 21,1  $\mu\text{m}$ , 5,3 – 9,8  $\mu\text{m}$  y 814,9 – 341,3  $\mu\text{m}^2$ , respectivamente.

Las AV medias de la especie a lo largo del registro de los periodos climáticos analizados fueron: 385,5  $\mu\text{m}^2$  para la PEH (n=8) y 484,2  $\mu\text{m}^2$  para el PCA (n=4) (Fig. 17B). Los intervalos que corresponderían con el registro de la ACM no presentaron la cantidad de especímenes suficientes para llegar al tamaño muestral indicado, por lo que no se cuenta con el registro del AV de *A. granulata* para dicho periodo. La comparación del AV de la especie a lo largo de los periodos climáticos considerados no mostró diferencias significativas ( $p > 0,05$ ).

##### ***Staurosira construens* Ehrenberg**

La especie *Staurosira construens* fue medida en 18 intervalos del registro, las mediciones de L, A y el cálculo del AV mostraron rangos entre 11,7 – 9,3  $\mu\text{m}$ , 7,9 – 6,1  $\mu\text{m}$  y 46,9 – 32,6  $\mu\text{m}^2$ , respectivamente. Las AV medias a lo largo de la ACM, PEH y ACM fueron: 40,4  $\mu\text{m}^2$  (max= 46,9 – min= 32,7; n=9), 41,1  $\mu\text{m}^2$  (max= 45,3 – min= 35,8; n=2), PCA 40,2  $\mu\text{m}^2$  (n=1), respectivamente (Fig. 17C). No se encontraron diferencias significativas en al AV de la especie a lo largo de los 3 periodos climáticos.

Capítulo 4. Variaciones de tamaño de diatomeas a lo largo del Holoceno Tardío

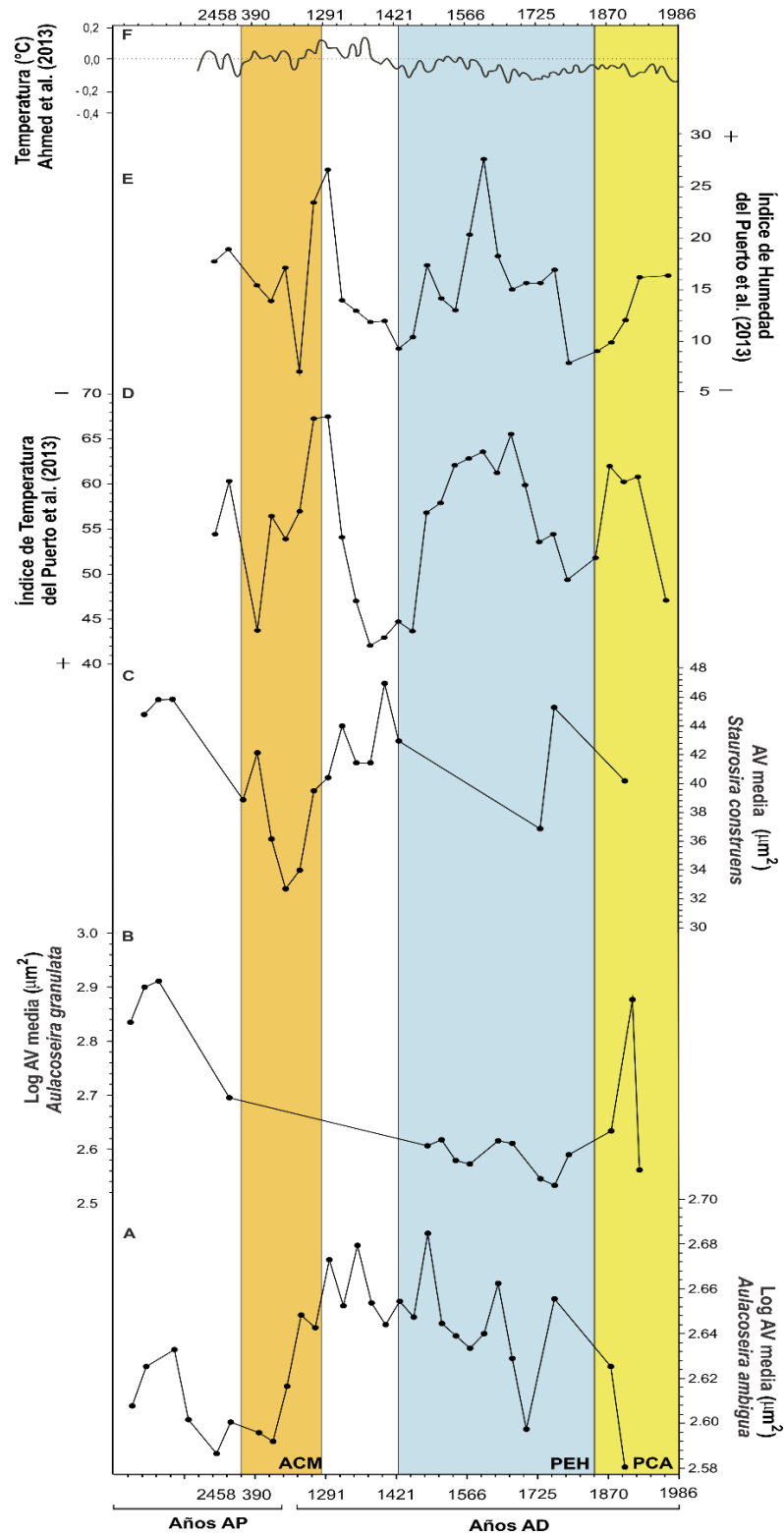


Figura 187. Registros estratigráficos del Área valvar de *Aulacoseira ambigua*, *Aulacoseira granulata* y *Staurosira construens* (A - C); Índice de Temperatura e Índice de Humedad (D– E) sacados de del Puerto et al. (2013); Variaciones de Temperatura en el Hemisferio Sur publicados en Ahmed et al. (2013) (F). La ACM está resaltada de color naranja, la PEH resaltada en celeste y el PCA en amarillo.



#### Capítulo 4. Variaciones de tamaño de diatomeas a lo largo del Holoceno Tardío

Se realizó un análisis de correlación entre las mediciones realizadas en cada especie y los parámetros físicos y geoquímicos analizados en el registro sedimentario (i.e., tamaño de grano y materia orgánica) así como también con los índices de temperatura (IT) y humedad (IH) calculados a partir de silicofitolitos por del Puerto et al. (2013) (Tabla 3).

Tabla 3. Correlación entre dimensiones valvares y parámetros geoquímicos del registro sedimentario LP.

Taxon y mediciones	Tamaño de grano ( $\phi$ )	Materia orgánica (%)	Índice de temperatura	Índice de Humedad
<b>A. ambigua (n=29)</b>				
Largo	NS	NS	NS	NS
Ancho	-0,34	0,46*	NS	NS
Area valvar	-0,33	0,47 *	NS	NS
<b>A. granulata (n=16)</b>				
Largo	NS	-0,55	NS	NS
Ancho	NS	NS	NS	NS
Area valvar	NS	NS	NS	NS
<b>S. construens (n=18)</b>				
Largo	NS	0,58*	NS	NS
Ancho	NS	0,47*	-0,45	NS
Area valvar	NS	0,53*	NS	NS

(\*) Valores con  $p$  significativos ( $< 0,05$ ), valores sin ninguna marca son marginalmente significativos usando un nivel significativo de 0,05. NS: No significativo.

#### 4.3.2 Laguna Mar Chiquita

En el registro sedimentario TMC02-2 se midió L, A y se calculó el AV de *Tryblionella punctata*, especie predominante a lo largo de todo el registro sedimentario con abundancias relativas superiores al 10% (Cap.3; Fig. 13). Las mediciones de la especie se realizaron en 45 intervalos, a lo largo de los 200 cm superiores del registro (Anexo 5), los cuales comprenden desde la edad 7062  $^{14}\text{C}$  cal a AP, abarcando el Holoceno medio y tardío.

***Tryblionella punctata* (W. Smith) Grunow**

Las mediciones realizadas sobre el frustulo de *T. punctata* mostraron valores de L entre 29,7 – 7,4  $\mu\text{m}$ , A entre 13,9 – 4,7  $\mu\text{m}$  y el rango del promedio del AV calculada para la especie fue de 330,1 – 28,2  $\mu\text{m}^2$ .

El AV de *T. punctata* en el registro de la ACM (1026 – 1387 cal a AP) presentó un valor promedio de 148,5  $\mu\text{m}^2$  (max = 263,3 – min = 33,4; n=8), en el correspondiente a la PEH (1500 – 1870 AD) se registró un valor promedio de 201  $\mu\text{m}^2$  (max = 201,9 – min = 96,7; n = 17) y a lo largo del PCA (1870 AD - actualidad) la especie mostró un valor de 94,6  $\mu\text{m}^2$  (max = 330,3 – min= 28,2; n = 8) (Fig. 18A). Los resultados del test de ANOVA de una vía entre los tres periodos climáticos comparados indican que el AV de *T. punctata* es estadísticamente diferente entre la PEH y PCA ( $p < 0.05$ ) (Fig. 18A). El AV de *T. punctata* presenta una correlación significativa ( $r = -61,4, p < 0,05$ ) con las variaciones de nivel ocurridas en la Laguna Mar Chiquita (Fig. 18B), así como también con el aporte de materia orgánica terrestre ( $r = 68, p < 0,05$ ) a lo largo del registro analizado, el cual comprende desde los 7062  $^{14}\text{C}$  cal AP (Fig. 18C).

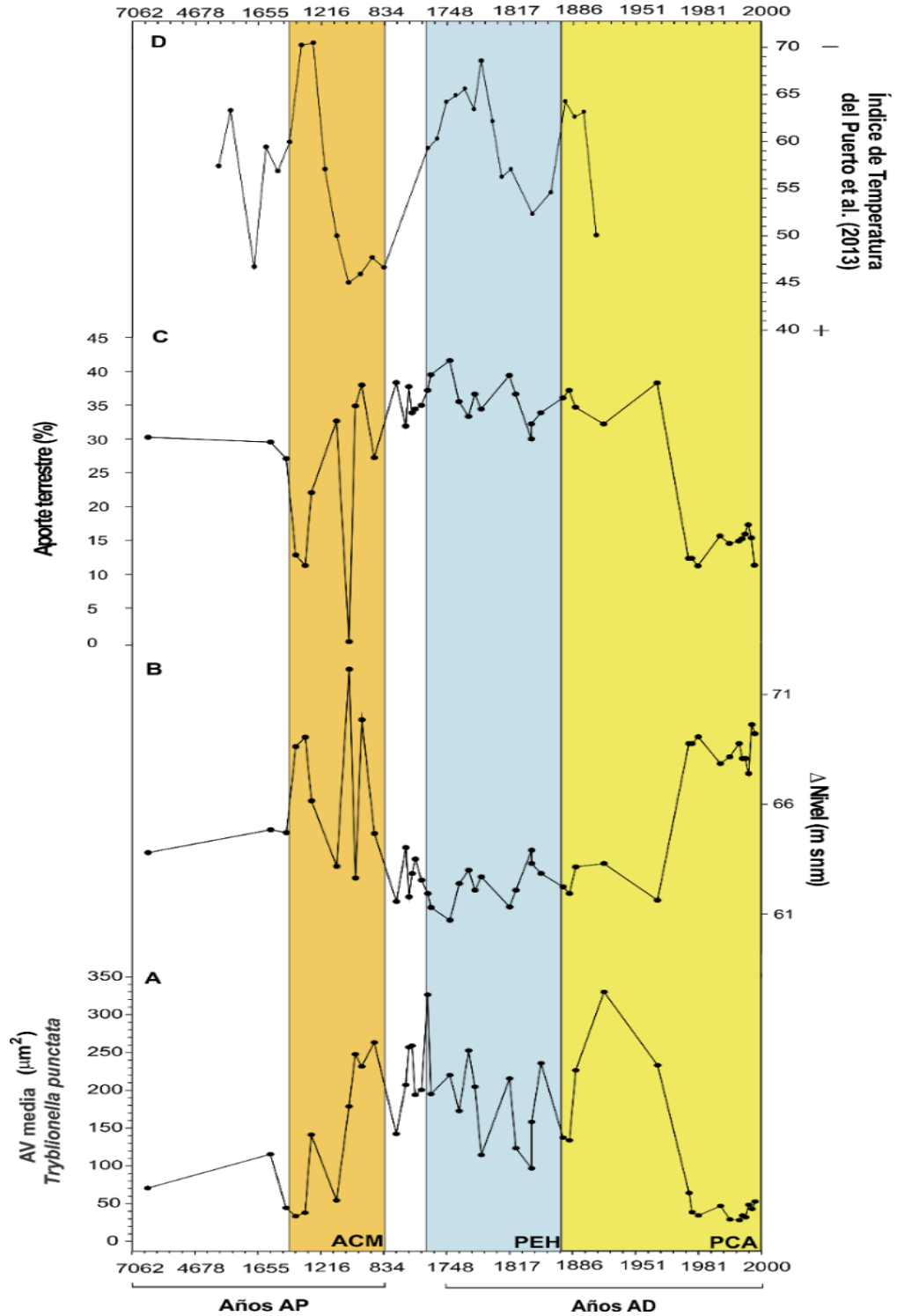


Figura 19. Registros estratigráficos del Área valvar de *Tryblionella punctata* (A); Variaciones de nivel de la Laguna Mar Chiquita (modelo semicuantitativo; Piovano et al., en revisión) (B); Aporte de material terrestre (C); Índice de Temperatura (D; sacado de del Puerto et al., 2013). La Anomalía Climática Medieval (ACM) está resaltada de color naranja, la Pequeña Edad del Hielo (PEH) resaltada en celeste y el Periodo Cálido Actual (PCA) en amarillo.

#### Capítulo 4. Variaciones de tamaño de diatomeas a lo largo del Holoceno Tardío

De igual forma, se realizaron correlaciones entre las mediciones realizadas en la especie y los indicadores geoquímicos (i.e., N, C, C/N, TOC, TIC) (Tabla 4). Todos los indicadores geoquímicos mostraron una correlación significativa con las mediciones (L, A y AV) de *T. punctata* excepto el % C.

Tabla 4. Correlación entre dimensiones valvares de *Tryblionella punctata* y parámetros geoquímicos del registro sedimentario LMC.

Taxon y mediciones	N	C/N	TOC	TIC
<i>T. punctata</i> (n=29)				
Largo	-0,67*	0,47*	-0,69*	0,45*
Ancho	-0,68*	0,47*	-0,69*	0,44*
Area valvar	-0,65*	0,46*	-0,67*	0,44*

(\*) Valores con *p* significativos (< 0,05)

#### 4.4 Discusión

##### Laguna Peña

El análisis del tamaño (AV) de las tres especies de diatomeas analizadas a lo largo del registro de la Laguna Peña no mostró diferencias significativas entre los tres periodos climáticos comparados. Sin embargo, analizando la gráfica, se puede observar que las tres especies medidas presentan tendencias diferentes a lo largo de los distintos periodos climáticos. *Aulacoseira ambigua*, presenta una tendencia de aumento de tamaño (AV) durante la ACM (Fig.18) que coincide con el aumento del Índice de temperatura propuesto por del Puerto *et al.* (2013) (Fig. 18C), lo cuál reflejaría una disminución en la temperatura dentro de esta fase climática. Posteriormente, durante la PEH el AV de *A. ambigua* es altamente fluctuante registrándose los tamaños más grandes durante periodos de temperaturas bajas. El AV de la especie durante el PCA muestra una tendencia de disminución de tamaño, observándose los especímenes más chicos de todo el registro sedimentario analizado. Por otra parte, el tamaño de *A.*

*granulata* presenta fluctuaciones sin una tendencia clara a lo largo de la PEH, mientras que durante PCA se observa un incremento del AV, siendo los mayores tamaños de todo el registro.

El género *Aulacoseira* se ha utilizado en muchas regiones geográficas como un indicador de turbulencia y fuertes vientos (Wang *et al.*, 2008), de temperaturas que oscilan entre 7 – 25°C (Rioual *et al.*, 2007; Hassan, 2015) y condiciones de mayor trofía (Andrén, 1999; Hassan, 2013; Andrén *et al.*, 2016; Bicudo *et al.*, 2016). Los resultados obtenidos en el presente capítulo muestran que el A y el AV de *A. ambigua* tienen correlación negativa significativa ( $p < 0.05$ ) con el tamaño de grano (Tabla 3), parámetro que tiene estrecha relación con la entrada de material particulado ya sea por escorrentía o por aporte eólico. De igual forma, el A y AV de *A. ambigua* mostraron una correlación positiva significativa con la materia orgánica, mientras que el L de *A. granulata* mostró una relación negativa con dicho parámetro. Gómez *et al.* (1995) estudiaron la variación morfológica de *A. granulata* en 30 reservorios españoles, encontrando una correlación positiva entre el alto del manto de *A. granulata* y *A. granulata* var. *angustissima* y la concentración de nutrientes. Estudios de campo reportan que las variaciones de tamaño en especies del género *Aulacoseira* parecen ser sensibles a variaciones de nutrientes, aunque las respuestas dependen de cada especie (Gómez *et al.*, 1995; Turkia y Lepisto, 1999; Selbie *et al.*, 2011). El tamaño promedio de cada especie puede ser reflejo de variaciones en las condiciones ambientales y bióticas, asociadas con el calentamiento global (Kamenir *et al.*, 2004).

Altas abundancias de especies fragilarioides como *Staurosira construens* han sido relacionadas con condiciones frías y oligotróficas (Pienitz *et al.*, 1995; Laing y Smol, 2000; Rosén *et al.*, 2000; Fey *et al.*, 2009). Los resultados obtenidos muestran

que tanto el L, A y AV de *S. construens* presentan correlación significativa con la materia orgánica sedimentaria (Tabla 3), la cual se asocia con aportes de material externo a la laguna. Bennion et al. (2001) reconstruyeron la historia trófica de 4 lagos someros del Reino Unido, aplicando funciones de transferencia para determinar las concentraciones de fósforo total, los resultados muestran que especies como *Staurosira construens*, *Pseudostaurosira brevistriata* y *Staurosirella pinnata* tienen un amplio rango de tolerancia ecológica, mostrando que no son indicadores eficientes del estado trófico.

Schmidt et al. (2004) analizó la distribución y variaciones de tamaño de fragilarioides en sedimentos superficiales de 40 lagos de los Alpes Austriacos, los resultados obtenidos muestran que el largo medio mínimo de la especie *Fragilaria cf. exiguiformis* se aproxima a la temperatura óptima de dicha especie. Esto se atribuye a que la temperatura óptima ó estimula la división celular ó las células no se dividen sexualmente. El AV de *S. construens* mostró una relación directamente proporcional con la temperatura, el aumento del AV durante periodos cálidos puede estar ligado con un incremento en la concentración de nutrientes en la laguna, de acuerdo a lo inferido en la reconstrucción paleoambiental de la Laguna Peña (Cap. 2). Shukla et al. (2013) evaluaron la variación del área valvar de *Fragilariopsis kerguelensis* en registros sedimentarios que abarcan los últimos 42000 años en la región polar del océano Atlántico e Índico. El estudio observó mayor área valvar de *F. kerguelensis* durante condiciones más favorables (mayor temperatura) debido a la posible formación de auxosporas más grandes gracias a la absorción optimizada del ácido silícico durante dichos períodos. Cortese y Gersonde (2007) analizaron la variabilidad del tamaño de las válvulas de *F. kerguelensis* en 64 muestras de sedimentos superficiales del frente Polar Antártico, los valores promedio del área valvar durante periodos de primavera/verano fueron mayores a los registrados durante otoño/invierno. Dicha variabilidad estacional

del tamaño fue relacionada con la respuesta del organismo frente a una mayor disponibilidad de nutrientes y como una respuesta de defensa frente a depredadores.

#### *Laguna Mar Chiquita*

El AV de la especie *Tryblionella punctata* en el registro sedimentario de la Laguna Mar Chiquita (LMC) reflejó diferencias significativas ( $p < 0,05$ ) entre la PEH y el PCA (Fig. 18A). Durante la PEH el AV de *T. punctata* se caracterizó por presentar una tendencia altamente fluctuante, mientras que durante el PCA se observaron dos grupos de tamaño; **1**) desde 1886 hasta 1981, período en el que los organismos presentan un AV promedio de  $212,2 \mu\text{m}^2$ ; y **2**) desde 1980 hasta la actualidad, caracterizado por organismos de menor AV (valor promedio  $41,2 \mu\text{m}^2$ ) (Fig. 18A). La reducción del AV observada a partir de 1980 es concordante y sincrónica con el aumento de la concentración de N en el registro sedimentario (Fig. 11, Capítulo 3), el cual reflejaría el aumento de la productividad primaria. Lo anterior habría sido una respuesta conjunta a la disminución de salinidad, por un aumento de las precipitaciones en la región, y a un mayor ingreso de N desde la cuenca, posiblemente por el uso de fertilizantes en zonas circundantes (Miglioraza et al., 2003). Mackay et al (2004) observaron que el tamaño de las diatomeas del Lago Baikal en las últimas décadas tendió a disminuir probablemente por cambios climáticos recientes o producto de la contaminación del lago debido a actividades antropogénicas.

La salinidad de LMC está estrechamente relacionada con la variabilidad hidroclimática de alta y baja frecuencia (Capítulo 3). Existen estudios que postulan que el tamaño de organismos fitoplanctónicos tiene una relación directa con la salinidad (Litchman et al., 2009; Telesh et al., 2015). Esta relación se constató que el AV de *T. punctata* durante períodos de mayor salinidad el AV fue mayor, siendo concordante con

la correlación negativa significativa entre el AV y las variaciones de nivel reconstruidas para la laguna, así como también con la correlación positiva significativa con el aporte de material terrestre al sistema (Fig. 18B - C). Por otro lado, el AV de *T. punctata* presentó correlación significativa positiva con C/N y TIC (Tabla 4) y correlación significativa negativa con N y TOC (Tabla 4). La relación C/N está relacionada con la productividad y el origen de la materia orgánica del sistema. El TIC está relacionado con el aumento de la salinidad del agua que a su vez repercute en la disminución de la productividad primaria (Reati *et al.*, 1997; Piovano *et al.*, 2004a). La teoría metabólica postula que organismos pertenecientes a especies de menor tamaño, que se encuentran en ambientes con mayor temperatura y disponibilidad de recurso tienden a tener mayores índices de crecimiento poblacional (estrategas “*r*”) (Brown *et al.*, 2004). Esta postulación sería concordante con la disminución del AV de *T. punctata* (Fig. 5A) y el aumento de las concentraciones de N y TOC (Fig. 11, Capítulo 3) a partir de 1981.

Los resultados obtenidos en el presente estudio muestran, que la variación del AV de las especies analizadas, puede ser atribuida a cambios en los parámetros ambientales (i.e., temperatura, nutrientes, salinidad). Existe la hipótesis de que el calentamiento global no sólo seleccionaría poblaciones de menor tamaño dentro de las comunidades, sino que también provocaría la disminución del tamaño promedio de especies individuales (Atkinson *et al.*, 2003). Daufresne *et al.* (2009) realizó un estudio experimental interespecífico basado en mesocosmos, donde se observaron que, frente a incrementos de temperatura, los tamaños de los organismos fitoplanctónicos tienden a disminuir. Los resultados aquí presentados muestran que esta tendencia no se repite en forma similar en todos los sistemas ni tampoco en todas las especies. En el registro de LP el AV de *Aulacoseira ambigua* tiende a aumentar con el descenso de la temperatura, mientras que *Staurosira construens* presenta la tendencia opuesta. Considerando que



*Aulacoseira ambigua* es una especie termófila y *Staurosira construens* una especie característica de ambientes fríos, la tendencia opuesta registrada en ambas especies, estaría relacionada con el desarrollo de las mismas durante sus respectivos óptimos ambientales (Schmidt *et al.*, 2004; Schmidt *et al.*, 2006).

Por otro lado, la relación negativa significativa encontrada entre las variaciones de nivel de la LMC con las variaciones del AV de *Tryblionella punctata*, sugieren que la salinidad es un factor determinante en el tamaño de *T. punctata*. Adams *et al.* (2013) sobre comunidades de diatomeas bentónicas en corrientes de aguas geotermales en Islandia, demostraron que la temperatura no determina el tamaño de las valvas de diatomeas, por lo que postula que las diatomeas podrían ser una importante excepción a la regla de tamaño y temperatura tanto a nivel de especie como de comunidad. Esta consideración sugiere que el tamaño de las diatomeas responde a variaciones en el medio bajo condiciones extremas (*i.e.*, aguas termales, ambientes salinos). La relación negativa significativa encontrada entre las variaciones de nivel de la LMC con las variaciones del AV de *Tryblionella punctata*, sugieren que la salinidad es un factor determinante en el tamaño de *T. punctata*.

Si bien los resultados obtenidos en el presente trabajo sugieren cambios del AV durante ACM, PEH y PCA, es necesario analizar registros de diatomeas actuales considerando gradientes de salinidad, nutrientes y temperatura, para poder vincular las variaciones del AV con factores ambientales. Por lo tanto, el tema ameritaría ahondar en la investigación, considerando otros lagos de América del Sur, que presenten características similares a los sistemas estudiados, generar funciones de transferencia con la información generada, para posteriormente poder aplicar los resultados obtenidos a registros paleolimnológicos.

#### 4.5 Consideraciones finales

Los resultados obtenidos en el registro de LP indican que el AV de *Aulacoseira ambigua* presenta una tendencia a aumentar con el descenso de la temperatura, mientras que el AV de *S. construens* se comporta de manera opuesta, dicha tendencia puede ser atribuida a los óptimos climáticos de cada especie. No obstante, las variaciones de tamaño en ambas especies no mostraron diferencias significativas a lo largo de los tres periodos climáticos analizados.

Por el contrario, a lo largo del registro de LMC *T. punctata* mostró variaciones significativas entre la PEH y PCA, así como también se registraron variaciones en el tamaño a partir de 1981, las cuales fueron atribuidas a la disminución de la salinidad y posiblemente por mayor ingreso de nutrientes al sistema debido al efecto conjunto del desarrollo de un período hiperhúmedo y aumento de las actividades antrópicas (agricultura) en el área circundante de la Laguna Mar Chiquita.

Los resultados obtenidos en el registro sedimentario de la LMC sugieren que las variaciones del AV registradas responden a cambios extremos de las condiciones ambientales, siendo la salinidad el forzante que determina los tamaños de las diatomeas en el sistema.

## **Capítulo 5. Consideraciones Finales**

Los estudios paleolimnológicos en el centro de Argentina y Uruguay, han proporcionado información valiosa, sobre la respuesta de los lagos someros frente a la variabilidad climática regional pasada, la cual está condicionada por el SAMS. Los resultados de investigaciones previas realizadas en la región, así como los obtenidos en el presente trabajo, destacan la importancia del SESA para descifrar los forzantes de los cambios ocurridos en la circulación atmosférica. El análisis de los registros paleolimnológicos de ambos sistemas (LP y LMC) indica tendencias paleoclimáticas similares. A continuación, se presenta la comparación de los distintos periodos climáticos identificados a lo largo de ambos registros, así como también la respuesta de los sistemas durante dichos periodos a una escala macro; considerando el sistema y el área circundante y a una escala micro; considerando la morfometría de las especies de diatomeas predominantes (Fig. 19).

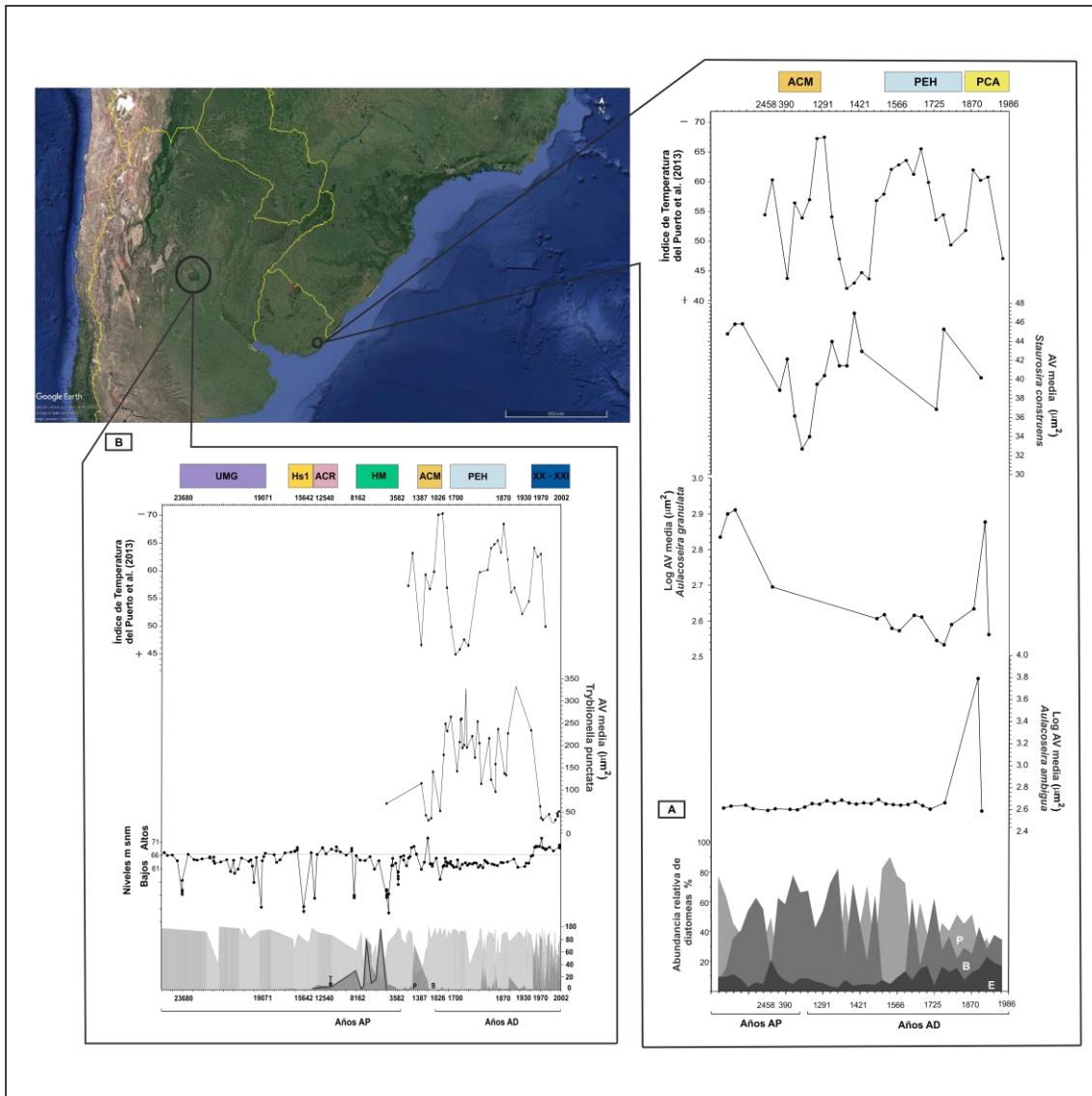


Figura 19. Comparación de registros paleolimnológicos en el Sudeste de Sudamérica. A) Laguna Peña. Abundancia de diatomeas, planctónicas (P), bentónicas (B) y epifíticas (E), Área valvar de *Aulacoseira ambigua* ( $\mu\text{m}^2$ ), Área valvar de *Aulacoseira granulata* ( $\mu\text{m}^2$ ), Área valvar de *Staurosira construens* ( $\mu\text{m}^2$ ), Índice de temperatura basado en el registro de silicofitolitos en la Laguna Peña (del Puerto et al., 2013), Periodos climáticos identificados, Anomalía Climática Medieval (ACM), Pequeña Edad del Hielo (PEH) y Periodo Cálido Actual (PCA). B) Laguna Mar Chiquita, Abundancia de diatomeas, bentónicas (B), planctónicas (P) y ticoplanctónicas (T), Variaciones de nivel de la laguna, según el modelo semicuantitativo extendido, propuesto por Piovano et al. (2009), Área valvar de *Tryblionella punctata* ( $\mu\text{m}^2$ ), Índice de temperatura propuesto por del Puerto et al. (2013), periodos climáticos identificados, Último Máximo Glacial (UMG), Estadial Heinrich (HS1), Antártico Cold Reversal (ACR), Holoceno Medio (HM), Anomalía Climática Medieval (ACM), Pequeña Edad del Hielo (PEH), Siglo XX – XXI.

Los periodos climáticos desde el UMG hasta el Holoceno medio han sido registrados únicamente en la LMC ya que el registro de la LP solo abarca los últimos 2458 cal a AP. El UMG (21000 – 19000  $^{14}\text{C}$  cal a AP) es un periodo frío y árido con contribución predominantemente terrestre, donde la laguna tenía condiciones hipersalinas

con predominancia de diatomeas aerófilas (Fig. 19). Posteriormente, el Último terminal (19071 - 12350  $^{14}\text{C}$  cal a AP) inicia con una mejoría climática registrada por un aumento en los niveles de la laguna, este aumento de nivel no es evidenciado en el ensamble diatomológico, hecho atribuido a problemas tafonómicos por las condiciones hipersalinas y alcalinas que anteceden y preceden a dicho evento, esta fase de mejora climática estuvo seguida por el HS1 (15642 - 15242  $^{14}\text{C}$  cal a AP) y el ACR (14202 - 12540  $^{14}\text{C}$  cal a AP) ambos periodos áridos donde se registran hiatos. Finalizado el ACR se observa tanto en el registro diatomológico como en el modelo semicuantitativo el aumento de los niveles de la laguna entre los 12350 – 8162  $^{14}\text{C}$  cal a AP, marcando un periodo característico de un sistema somero, con aumento de la altura de la columna de agua y el desarrollo de la zona litoral, el cual a partir de los 8162 hasta los 3582  $^{14}\text{C}$  cal a AP ingresa en un periodo de extrema sequía, convirtiéndose en una laguna efímera hipersalina dominada por especies ticoplanctónicas y bentónicas aerófilas, sincrónico con el Holoceno Medio (Fig. 19). El final de este periodo se ve marcado por de un hiato que antecede al registro de los últimos dos milenios.

Los últimos dos milenios en la región del SESA ha seguido la misma tendencia, se ha identificado el periodo sincrónico con la ACM, como un periodo predominantemente cálido intercalado por periodos fríos y secos. En MC (1387 - 1026  $^{14}\text{C}$  cal a AP) se registra el incremento de la abundancia de especies planctónicas, aumento de la altura de la columna de agua y consecuentemente la reducción de la salinidad (Fig. 19). En la LP (~ 1400 años AP) se observa la predominancia de especies epifitas, el desarrollo de la zona litoral y la proliferación de macrófitas (Fig. 19). La repercusión de este evento cálido en el tamaño de las especies de diatomeas predominantes en los registros sedimentarios correspondientes refleja una tendencia diferencial para cada especie estudiada. *Aulacoseira ambigua* aumenta de tamaño y *Staurosira construens*

disminuye su AV con el descenso de temperatura. Posteriormente, el registro de la PEH (1500 - 1870 AD) refleja condiciones predominantemente frías y secas intercaladas por episodios de mejoras climáticas (episodios húmedos) en ambos sistemas. El tamaño valvar durante este periodo es altamente variable sin mostrar una tendencia clara (Fig. 19).

Desde 1870 AD hasta el presente, ambos registros reflejan un marcado aumento de la productividad primaria desde 1962 AD en LP y desde 1970 AD en MC (Fig. 19). Sin embargo, características intrínsecas de cada sistema genera un escenario diferente, en MC se observa un drástico aumento en la extensión de la laguna, repercutiendo en la disminución de la salinidad y consecuentemente en la productividad primaria. Por el contrario, en la LP se observa un drástico aumento de la proporción de especies epifíticas, expansión de la zona litoral y proliferación de macrófitas. En ambos sistemas los cambios han sido atribuidos a la conjunción de la variabilidad ambiental natural y al efecto antrópico, el cual en ambos casos repercutió en la concentración de nutrientes disponibles en el medio. Este incremento de nutrientes también afectó los tamaños de las diatomeas los cuales presentan una reducción de tamaño durante las últimas décadas.

El abordaje de estudios de multi-indicadores que consideran aspectos sedimentológicos, geoquímicos, isotópicos y biológicos con el objetivo de reconstruir la variabilidad ambiental ocurrida en el SESA desde el UMG hasta el presente han mostrado ser una herramienta útil que proporciona información considerando distintas aristas de un escenario global. Cada indicador refleja distintos factores ambientales en un mismo rango de escala espacial y consecuentemente la combinación de varios indicadores en el análisis permite que las fortalezas de cada uno sean aprovechadas, así como también identifica las debilidades de otros. A lo largo de la reconstrucción de LMC se identificó diferencia en la magnitud de respuesta entre el registro diatomológico y los indicadores isotópicos,

lo cual puede ser atribuido a problemas tafonómicos en ambientes salinos – alcalinos que impiden la buena preservación de las valvas de diatomeas. Por otro lado, el registro diatomológico no permitió identificar pulsos cortos de sequía dentro de periodos húmedos y cálidos (e.g., ACM), consideramos que esta respuesta puntual pueda deberse al amplio rango de salinidad que presenta la especie planctónica indicadora de niveles altos.

Los resultados obtenidos en el presente trabajo permiten generar nuevos elementos en el esquema regional de variabilidad hidroclimática pasada en el SESA para identificar su control sobre sistemas lacustres someros de la región, así como también analiza e integra información novedosa en estudios paleoambientales puntualizando el efecto de la variabilidad climática sobre el tamaño de las diatomeas. Este trabajo proporciona nuevos resultados que se incluirán en el marco general del Programa MATES (enfoque *multiproxy* para el seguimiento de los cambios ambientales en el sur de América del Sur) que tiene como objetivo integrar la investigación paleoclimática realizada tanto en Argentina como en Uruguay.

**Capítulo 6. Bibliografía**

- Adams, G. L., Pichler, D. E., Cox, E. J., O'gorman, E. J., Seeney, A., Woodward, G., y Reuman, D. C. (2013). Diatoms can be an important exception to temperature–size rules at species and community levels of organization. *Global Change Biology*, 19(11), 3540-3552.
- Alcántara Israde, I., Garduño-Monroy, V. H., y Ortega Murillo, R. 2002. Paleoambiente lacustre del Cuaternario tardío en el centro del lago de Cuitzeo. *Hidrobiológica*, 12(1), 61-78.
- Ampel, L., Kylander, M.E., Steinhorsdottir, M., Wohlfarth, B., 2015. Abrupt climate change and early lake development—the Late glacial diatom flora at Hässeldala Port, southeastern Sweden. *Boreas* 44, 94-102.
- Andrén, E., Shimmield, G., y Brand, T. 1999. Environmental changes of the last three centuries indicated by siliceous microfossil records from the southwestern Baltic Sea. *The Holocene*, 9(1): 25-38.
- Andrén, E., Telford, R. J., y Jonsson, P. 2016. Reconstructing the history of eutrophication and quantifying total nitrogen reference conditions in Bothnian Sea Coastal Waters. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*.
- Angulo, R. J., Lessa, G. C., y de Souza, M. C. 2006. A critical review of mid-to late-Holocene sea-level fluctuations on the eastern Brazilian coastline. *Quaternary Science Reviews*, 25(5): 486-506.
- ANSP Algae Image Database from the Phycology Section, Patrick Center for Environmental Research, The Academy of Natural Sciences at <http://diatom.acnatsci.org/AlgaeImage/>
- Ariztegui, D., Bianchi, M.M., Massaferró, J., Lafargue, E. y Niessan, F. 1997. Interhemispheric synchrony of late-glacial climatic instability as recorded in proglacial Lake Mascardi, Argentina. *Journal of Quaternary Science* 12:133-138.
- Atkinson D, Ciotti BJ, Montagnes DJS (2003) Protists decrease in size linearly with temperature: ca. 2.5% degrees C (-1). *Proceedings of the Royal Society B: Biological Sciences*, 270, 2605–11.
- Baker, P. A., y Fritz, S. C. 2015. Nature and causes of Quaternary climate variation of tropical South America. *Quaternary Science Reviews*, 124, 31-47.
- Barker, S., Diz, P., Vautravers, M.J., Pike, J., Knorr, G., Hall, I.R., Broecker, W.S., 2009. Interhemispheric Atlantic seesaw response during the last deglaciation. *Nature* 457, 1097e1102. <http://dx.doi.org/10.1038/nature07770>.
- Bănarú, D., Harmelin-Vivien, M., Gomoiu, M. T., y Onciu, T. M. 2007. Influence of the Danube River inputs on C and N stable isotope ratios of the Romanian coastal waters and sediment (Black Sea). *Marine Pollution Bulletin*, 54(9), 1385-1394.



- Bard, E., Rostek, F., Turon, J., Gendreau, S., 2000. Hydrological impact of Heinrich events in the subtropical northeast Atlantic. *Science* 289, 1321–1324.
- Barreiro, Marcelo, and Andrés Tippmann 2008. Atlantic modulation of El Niño influence on summertime rainfall over southeastern South America. *Geophysical Research Letters* 35.16.
- Barreiro, M., P. Chang, and R. Saravanan. 2002. Variability of the South Atlantic Convergence Zone simulated by an atmospheric general circulation model, *J. Climate*, 15, 745–763.
- Barreiro, M., Chang, P. and R. Saravanan. 2005. Simulated precipitation response to SST forcing and potential predictability in the region of the South Atlantic convergence zone. *Climate Dynamics*, 24(1), 105-114.
- Barros, V., M. González, B. Liebmann y I. Camilloni, 2000. Influence of the South Atlantic convergence zone and South Atlantic sea surface temperature on interannual summer rainfall variability in Southeastern South America. *Theoretical and Applied Climatology* 67:123-133.
- Battarbee, R. W. 2000. Palaeolimnological approaches to climate change, with special regard to the biological record. *Quaternary Science Reviews*, 19(1), 107-124.
- Battarbee, R. W., Jones, V. J., Flower, R. J., Cameron, N. G., Bennion, H., Carvalho, L., y Juggins, S. 2002. *Diatoms*. Springer Netherlands. pp. 155-202.
- Battarbee R. W. y H. Bennion. 2012. Using paleolimnological and limnological data to reconstruct the recent history of European lake ecosystems: Introduction. *Freshwater Biology* doi:10.1111/j.1365-2427.2012.02857.
- Bergamino, L., Schuerch, M., Tudurí, A., Carretero, S., y Garcia-Rodriguez, F., 2017. Linking patterns of freshwater discharge and sources of organic matter within the Río de la Plata estuary and adjacent marshes. En: *Marine and Freshwater Research*, en prensa.
- Berman, A. L., Silvestri, G. E., y Tonello, M. S. (2016). Differences between Last Glacial Maximum and present-day temperature and precipitation in southern South America. *Quaternary Science Reviews*, 150, 221-233.
- Bernal, J. P., Cruz, F. W., Stríkis, N. M., Wang, X., Deininger, M., Catunda, M. C. A., Ortega-Obregón C., Cheng H., Lawrence Edwards R. y Auler, A. S. 2016. High-resolution Holocene South American monsoon history recorded by a speleothem from Botuverá Cave, Brazil. *Earth and Planetary Science Letters*, 450, 186-196.
- 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. y E. A. Morales. (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., Stansell, N. D., y M. F. Rosenmeier. 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(21), 8583-8588.

- Birks, H. H., y Birks, H. J. B. 2006. Multi-proxy studies in palaeolimnology. *Vegetation History and Archaeobotany*, 15(4): 235-251.
- Birks, H. J. B. 2008. Holocene climate research—progress, paradigms, and problems. *Natural Climate Variability and Global Warming: A Holocene Perspective*, 7-57.
- Blaauw, M., y Christen, J. A. (2011). Flexible paleoclimate age-depth models using an autoregressive gamma process. *Bayesian analysis*, 6(3), 457-474.
- Bonadonna, F., Leone, G. y G. Zanchetta. 1999. Stable isotope analyses on the last 30 ka molluscan fauna from Pampa grassland, Bonaerense region, Argentina. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 153: 289 - 308.
- Boulangier, J.P., J. Leloup, O. Penalba, M. Rusticucci, F. Lafon y W. Vargas, 2005. Observed precipitation in the Paraná-Plata hydrological basin: long-term trends, extreme conditions and ENSO teleconnections. *Clymate Dynamics* 24:393-413.
- Bracco, R., Montaña, J., Bossi, J., Panarello, H., Ures, C. 2000. Evolución del Humedal y Ocupaciones Humanas en el Sector Sur de la Cuenca de la Laguna Merín. *Arqueología de las Tierras Bajas*. Coirolo, A. y Bracco, R. (eds.). MEC. 99-116.
- Bracco R., Inda H., del Puerto L., Castiñeira C, Sprechmann P.y F. García-Rodríguez. 2005. Relationships between Holocene sea level variation, trophic development and climate change in Negra Lagoon, southern Uruguay. *Journal of Paleolimnology*. 33: 252-262.
- Bracco R., del Puerto L., Inda H., Panario D., Castiñeira C.y F. García-Rodríguez. 2011a. The relationship between emergence of mound builders in SE Uruguay and climate change inferred from opal phytolith records. *Quaternary International*, 245: 62 – 73.
- Bracco, R., Garcia-Rodriguez, F., Inda, H., del Puerto, L., Castiñeira, C. y D. Panario. 2011b. Niveles relativos del mar durante el pleistoceno final-Holoceno en la costa de Uruguay. In: García-Rodríguez, F. (Ed.), *EL Holoceno en la zona costera del Uruguay*. CSIC-UdelaR, Facultad de Ciencias, Montevideo, pp. 65 - 94.
- Brunetto, E. y M. Iriondo, 2007. Neotectónica en la Pampa Norte (Argentina). *Revista de la Sociedad Geológica de España* 20:17-29.
- Brown J. H., Gillooly J. F., Allen A. P., Savage V. M. y G. B. West. 2004. Toward a Metabolic Theory of Ecology. *Ecology* 85 (7):1771 – 1789.
- Byrne, R., Ingram, L.B., Starratt, S. y Malamud-Roam, F., 2001. Carbon-isotope, diatom, and pollen evidence for late Holocene salinity change in a brackish marsh in the San Francisco Estuary. En: *Quaternary Research*, 55, pp.66-76.
- Bucher, E. H. A. (ed). 2006. Bañados del Río Dulce y Laguna Mar Chiquita (Córdoba-Argentina). Academia Nacional de Ciencias (Córdoba, Argentina).
- Bueno, C., 2016. Isótopos estables de C y N, y la relación Corg/Norg como indicadores del origen de la materia orgánica en los sedimentos de la zona costera de Montevideo: un análisis histórico y actual. Montevideo: Facultad de Ciencias. (Tesis de Maestría).

- Byrne, R., Ingram, L.B., Starratt, S. y Malamud-Roam, F., 2001. Carbon-isotope, diatom, and pollen evidence for late Holocene salinity change in a brackish marsh in the San Francisco Estuary. En: *Quaternary Research*, 55, pp.66-76.
- Carignano C.A. 1999. Late Pleistocene to recent climate change in Córdoba province, Argentina: geomorphological evidence. *Quaternary International*, 57-58:117-134.
- Cerveny, R.S.1998. Present climates of South America. In: Hobbs JE, Lindesay JA, Bridgman HA (eds) *Climates of the southern continents: Present, past and Future*. John Wiley, Hoboken, NJ.
- Chalié, F., y Gasse, F. 2002. Late Glacial–Holocene diatom record of water chemistry and lake level change from the tropical East African Rift Lake Abiyata (Ethiopia). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 187(3), 259-283.
- Chebli, G.A., Mozetic, M.E., Rossello, E.A. y Bühler, M., 1999. Cuencas sedimentarias de la llanura Chacopampeana. *Geología Argentina, Instituto de Geología y Recursos Minerales. Anales*: 29 (20): 627-644.
- Cherpurnov, V., Mann, D., Sabbe, K., y Vyverman, W., 2004. Experimental studies on sexual reproduction in diatoms. *International Review of Cytology*, 237, 91–154.
- Christophersen, N., y Hooper, R. P. 1992. Multivariate analysis of stream water chemical data: The use of principal components analysis for the end-member mixing problem. *Water Resources Research*, 28(1): 99-107.
- Cioccale, M., 1999. Climatic fluctuations in the central region of Argentina in the last 1000 years. *Quaternary International* 62: 35-47.
- Clapperton, C. 1993. *Quaternary Geology and Geomorphology of South America*. Elsevier, 779 p., Amsterdam.
- Clark, P.U., Dyke, A.S., Shakun, J.D., Carlson, A.E., Clark, J., Wohlfarth, B., Mitrovica, J.X., Hostetler, S.W., McCabe, A.M., 2009. The last glacial maximum. *Science* 325, 710e714. <http://dx.doi.org/10.1126/science.1172873>.
- Cohen, A.S., 2003. *Paleolimnology: The History and Evolution of Lake Systems*. Oxford University Press, New York, 500 pp.
- Coianiz, L., Ariztegui, D., Piovano, E. L., Lami, A., Guilizzoni, P., Gerli, S., y Waldmann, N. 2015. Environmental change in subtropical South America for the last two millennia as shown by lacustrine pigments. *Journal of paleolimnology*, 53(2), 233-250.
- Compagnucci, R.H. 2011. Atmospheric circulation over Patagonia from the Jurassic to present: a review through proxy data and climatic modeling scenarios. *Biological Journal of Linnean Society* 103: 229 - 249.
- Compagnucci RH, Agosta EA, Vargas WM. 2002. Climatic change and quasi-oscillations in central-west Argentina summer precipitation: Main features and coherent behaviour with southern African region. *Clim Dyn* 18:421–435.

- Coombes P, y Barber K. 2005. Environmental determinism in Holocene research: causality or coincidence? *Area* 37(3):303–311. doi:10.1111/j.1475-4762.2005.00634.x
- Córdoba, F., 2012. El registro climático del Holoceno tardío en latitudes medias del SE de Sudamérica: Limnogeología de las Lagunas Encadenadas del Oeste, Argentina. Tesis Doctoral, Universidad Nacional de Córdoba, Argentina, 285 pp. (Inédita).
- Córdoba, F. E., Guerra, L., Cuña Rodríguez, C., Sylvestre, F., y Piovano, E. L. 2014. Una visión paleolimnológica de la variabilidad hidroclimática reciente en el centro de Argentina: desde la pequeña edad de hielo al siglo XXI. *Latin American Journal Of Sedimentology and Basin Analysis*, 21(2), 0-0.
- Córdoba, F. E., Piovano, E. L., Guerra, L., Mulsow, S., Sylvestre, F., y Zárata, M. 2017. Independent time markers validate 210 Pb chronologies for two shallow Argentine lakes in Southern Pampas. *Quaternary International*.
- Coronato, A.M.J., Salemme, M. y Rabassa, J. 1999. Paleoenvironmental conditions during the early peopling of Southernmost South America (Late Glacial-Early Holocene, 14-8 ka BP). *Quaternary International* 53/54: 77-92
- Cortese, G., Gersonde, R., Maschner, K., y Medley, P. (2012). Glacial-interglacial size variability in the diatom *Fragilariopsis kerguelensis*: Possible iron/dust controls?. *Paleoceanography*, 27(1).
- Cúc, N. T. T., y D. Đ. Lâm. 2016. Diatom Responses to Holocene Environmental Changes in the Tiền Delta-Mekong River System. *VNU Journal of Science: Earth and Environmental Sciences*, 29(3).
- Cumming, B. F., y Smol, J. P. (1993). Development of diatom-based salinity models for paleoclimatic research from lakes in British Columbia (Canada). In Twelfth international diatom symposium (pp. 179-196). Springer, Dordrecht.
- Crosta X. 2009. Holocene size variations in two diatom species off East Antarctica: Productivity vs environmental conditions. *Deep-Sea Research I* 56: 1983 – 1993.
- Cruz Jr., F.W., Burns, S.J., Karmann, I., Sharp, W.D., Vuille, M., Cardoso, A.O., Ferrari, J.A., Silva Dias, P.L, Viana Jr., O., 2005. Insolation-driven changes in atmospheric circulation over the past 116,000 years in subtropical Brazil. *Nature* 434, 63–66.
- da Silva, L. S. V., Piovano, E. L., de Almeida Azevedo, D., y de Aquino Neto, F. R. (2008). Quantitative evaluation of sedimentary organic matter from Laguna Mar Chiquita, Argentina. *Organic Geochemistry*, 39(4), 450-464.
- Daufresne, M., Lengfellner, K., & Sommer, U. 2009. Global warming benefits the small in aquatic ecosystems. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 106(31), 12788-12793.
- del Puerto L., García-Rodríguez F., Inda H., Bracco R., Castiñeira C. y J.B. Adams. 2006. Paleolimnological evidence of Holocene paleoclimatic changes in Lake Blanca, southern Uruguay. *Journal of Paleolimnology*, 36: 151-163.

- del Puerto L., Garcia-Rodriguez F., Inda H., Bracco R., Catiñeira C., Blasi A., Inda H., Mazzeo N. and A. Rodríguez. 2011. Evolución climática holocénica para el sudeste de Uruguay. En: El Holoceno en la zona costera de Uruguay. Editor Felipe Garcia-Rodriguez. Unidad de Comunicaciones de la Universidad de la República (UCUR).
- del Puerto L., Bracco R., Inda H., Gutierrez O., Panario D., and F. Garcia-Rodriguez. 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.
- Denton, G.H., Alley, R.B., Comer, G.C., Broecker, W.S., 2005. The role of seasonality in abrupt climate change. *Quaternary Science. Reviews* 24, 1159–1182.
- Denton, G. H., Anderson, R. F., Toggweiler, J. R., Edwards, R. L., Schaefer, J. M., y Putnam, A. E. 2010. The last glacial termination. *Science*, 328(5986): 1652-1656.
- Denys, L. 1991. A check-list of the diatoms in the Holocene deposits of the western Belgian coastal plain with a survey of their apparent ecological requirements, Vol II.
- Doyle, M. E., and V. R. Barros. 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.
- Ehrlich, A. 1995. Atlas of the inland-water diatom flora of Israel. Geological Survey of Israel.
- Ehrlich, A., 1978. The diatoms of the hypersaline Solar Lake (NE Sinai). *Israel J. Bot.* 27: 1–13.
- Eloranta, P., y Soininen, J. 2002. Ecological status of some Finnish rivers evaluated using benthic diatom communities. *Journal of Applied Phycology*, 14(1): 1-7.
- Espinosa, M. A., Hassan, G. S., y Isla, F. I. 2012. Diatom-inferred salinity changes in relation to Holocene sea-level fluctuations in estuarine environments of Argentina. *Alcheringa: An Australasian Journal of Palaeontology*, 36(3), 373-386.
- Espinosa, M. A., y F. I. Isla. 2014. Modern diatom assemblages in surface sediments from meso-macrotidal estuaries of Patagonia, Argentina. *Pan-American Journal of Aquatic Sciences*. 10(1): 29 – 43.
- Falkowski PG, Barber RT, Smetacek V. 1998. Biogeochemical controls and feedbacks on ocean primary production. *Science* 281:200–207.
- Fey, M., Korr, C., Maidana, N. I., Carrevedo, M. L., Corbella, H., Dietrich, S., Habertzettl T., Kuhng G., Lückee A., Mayrh C. y Ohlendorf, C. 2009. Palaeoenvironmental changes during the last 1600 years inferred from the sediment record of a cirque lake in southern Patagonia (Laguna Las Vizcachas, Argentina). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 281(3), 363-375.

- Finkel Z. V., Katz M. E., Wright J. D., Schofield O. M. E. y P. G. Falkowski. 2005. Climatically driven macroevolutionary patterns in the size of marine diatoms over the Cenozoic. *PNAS* 102 (25): 8927 – 8932.
- Finkel Z. V., Sebbo J., Feist-Burkhardt S., Irwin A. J., Katz M. E., Schofield O. M. E. y J. R. Young. 2007. A universal driver of macroevolutionary change in the size of marine phytoplankton over the Cenozoic. *PNAS* 104 (51): 20416 – 20420.
- Finkelstein, S. A., Bunbury, J., Gajewski, K., Wolfe, A. P., Adams, J. K., y Devlin, J. E. 2014. Evaluating diatom-derived Holocene pH reconstructions for Arctic lakes using an expanded 171-lake training set. *Journal of Quaternary Science*, 29(3), 249-260.
- Fleming, K., Johnston, P., Zwart, D., Yokoyama, Y., Lambeck, K. y J. Chappell. 1998. Refining the eustatic sea-level curve since the Last Glacial Maximum using far- and intermediate-field sites. *Earth and Planetary Science Letters* 163: 327 - 342.
- Fontes, D., Cordeiro, R. C., Martins, G. S., Behling, H., Turcq, B., Sifeddine, A., ... y Rodrigues, R. A. (2017). Paleoenvironmental dynamics in South Amazonia, Brazil, during the last 35,000 years inferred from pollen and geochemical records of Lago do Saci. *Quaternary Science Reviews*, 173, 161-180.
- Fonzar, B.C., 1994. A circulação atmosférica da América do Sul e Os grandes sistemas planetários e os subsistemas regionais que atingem o continente: localização e trajetórias. *Caderno de Geociências, IBGE, Rio de Janeiro* 11: 11 - 33.
- Franke, J. G., y Donner, R. V. 2017. Dynamical anomalies in terrestrial proxies of North Atlantic climate variability during the last 2 ka. *Climatic Change*, 1-14.
- Frenquelli J., 1924. Diatomeas de Tierra de Fuego. *Anales de la Sociedad Científica Argentina*. Tomo XCVII: 1 – 14.
- Frenquelli J., 1928. Diatomeas del Oceano Atlántico, frente a Mar del Plata (República Argentina). *Anales del Museo Nacional de Historia Natural*. Tomo XXXIV: 1 – 29.
- Frenquelli J., 1930. *Apuntes de Geología Uruguaya*. Instituto de Geología y Perforaciones. Boletín N° 11: 1 – 47. Montevideo.
- Frenquelli J., 1932. Diatomeas de Montevideo. *Ostenia*, pp. 122 – 130.
- Frenquelli J., 1935. Diatomeas de la Mar Chiquita, al norte de Mar del Plata. *Notas del Museo de la Plata*. Tomo I: 129 – 140.
- Frenquelli J., 1938. Diatomeas del Querendinensestuarino. *Revista del Museo de la Plata*. Tomo I: 20 -41.
- Frenquelli J., 1939. Diatomeas del Golfo de San Matías. *Revista del Musea de la Plata*. Tomo II: 14 – 18.
- Frenquelli J., 1945. Las diatomeas del Platense. *Revista del Museo de la Plata*. Tomo III: 77 – 221.

- Fritz, S. C., y Juggins, S. 1991. Reconstruction of past changes in salinity and climate using a diatombased transfer function. *Nature*, 352(6337), 706.
- García-Rodríguez F., D. Metzeltin, P. Sprechmann, R. Trettin, G. Stams, L.F. Beltrán Morales 2004. Upper Pleistocene and Holocene paleosalinity and trophic state changes in relation to sea level variation in Rocha Lagoon, southern Uruguay. *Journal of Paleolimnology* 32: 117-134.
- García-Rodríguez F., P. Sprechmann, D. Metzeltin, L. Scafati, D.L. Melendi, W. Volkheimer, N. Mazzeo, A. Hiller, W., Tümpling Jr., F. Scasso. 2004. Holocene trophic state changes in relation to sea level variation in Lake Blanca, SE Uruguay. *Journal of Paleolimnology*. 31: 99 - 115.
- García-Rodríguez F., A. Witkowski. 2003. Inferring sea level variation from relative percentages of *Pseudopodosira kosugii* in Rocha lagoon, SE Uruguay. *Diatom Research*. 18: 49-59.
- García-Rodríguez F., C. Castiñeira, B. Scharf, P. Sprechmann. 2002a. The relationship between sea level variation and trophic state in the Rocha Lagoon, Uruguay. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie Monatsheft*. 2002(1): 27-47.
- García-Rodríguez, F, N. Mazzeo, P. Sprechmann, D. Metzeltin, F. Sosa, H.C. Treutler, M. Renom, B. Scharf, C. Gaucher. 2002b. Paleolimnological assessment of human impacts in Lake Blanca, SE Uruguay. *Journal of Paleolimnology*. 28: 457-468.
- García-Rodríguez F., L. del Puerto, H. Inda, C. Castiñeira, R. Bracco, P. Sprechmann, B. Scharf. 2001. Preliminary paleolimnological study of Rocha Lagoon, SE Uruguay. *Limnologica*. 31: 221-228
- García-Rodríguez, F., Piovano E.; Del Puerto L., Inda H., Stutz S., Bracco R., Panario D., Cordoba F., Sylvestre F. y D. Ariztegui. 2009. South American lake paleo-records across the Pampean Region. *PAGES News*. 17: 115-117.
- García-Rodríguez, F. 2011. El Holoceno en la zona costera del Uruguay. Montevideo, CSIC-UdelaR, 262 pp. [www.csic.edu.uy/renderResource/index/resourceId/22925/siteId/3](http://www.csic.edu.uy/renderResource/index/resourceId/22925/siteId/3)
- Garreaud, R.D., M. Vuille, R. Compagnucci y J. Marengo, 2009. Present-day South American Climate (LOTRED South America). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 281:180-195.
- Gasse, F., Barker, P., Gell, P. A., Fritz, S. C., y Chalieu, F. 1997. Diatom-inferred salinity in palaeolakes: an indirect tracer of climate change. *Quaternary Science Reviews*, 16(6), 547-563.
- Gierlowski-Kordesch, Elizabeth 2004. *Paleolimnology: the history and evolution of lake systems*. 184-186 pp.
- Gomez N, Riera JL, Sabater S. 1995. Ecology and morphological variability of *Aulacoseira granulata* (Bacillariophyceae) in Spanish reservoirs. *Journal of Plankton Research* 17:1-16 DOI 10.1093/plankt/17.1.1.

- González-Rouco, F., von Storch, H. y E. Zorita. 2003. Deep soil temperature as proxy for surface air-temperature in a coupled model simulation of the last thousand years. *Geophysical Research Letters* 30, 2116.
- Guerra, L., E. Piovano, F. Córdoba, F. Sylvestre y S. Damatto, 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.
- Grodsky, S.A. y Carton, J.A., 2003. The Intertropical Convergence Zone in the South Atlantic and the Equatorial cold tongue. *Journal of Climate*, 16, 723-733.
- Grosjean, M., Cartajena, I., Geyh, M. A., y Núñez, L. 2003. From proxy data to paleoclimate interpretation: the mid-Holocene paradox of the Atacama Desert, northern Chile. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 194(1): 247-258.
- Hassan, K. M., Swinehart, J. B., y Spalding, R. F. 1997. Evidence for Holocene environmental change from C/N ratios, and  $\delta^{13}\text{C}$  and  $\delta^{15}\text{N}$  values in Swan Lake sediments, western Sand Hills, Nebraska. *Journal of Paleolimnology*, 18(2): 121-130.
- Hassan, G. S., Espinosa, M. A., and Isla, F. I. 2006. Modern diatom assemblages in surface sediments from estuarine systems in the southeastern Buenos Aires Province, Argentina: *Journal of Paleolimnology*. 35: 39–53.
- Hassan, G. S. 2010. Paleoeological significance of diatoms in Argentinean Estuaries: What do they tell us about the environment?. *Estuaries: Types, Movement Patterns and Climatological Impacts*, 71.
- Hassan, G. S. 2013. Diatom-based reconstruction of middle to late Holocene paleoenvironments in Lake Lonkoy, southern Pampas, Argentina. *Diatom research*, 28(4), 473-486.
- Hassan, G. S. 2015. On the benefits of being redundant: low compositional fidelity of diatom death assemblages does not hamper the preservation of environmental gradients in shallow lakes. *Paleobiology*, 41(1): 154-173.
- Heiri, O., Lotter, A. F., y Lemcke, G. 2001. Loss on ignition as a method for estimating organic and carbonate content in sediments: reproducibility and comparability of results. *Journal of Paleolimnology*, 25(1): 101-110.
- Heusser, C.J. 1998. Deglacial paleoclimate of the American sector of the Southern Ocean: Late Glacial-Holocene records from the latitude of Canal Beagle (55°S), Argentine Tierra del Fuego. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 141: 277-301.
- Hillebrand H., Dürselen C. D., Kirschtel D., Pollinger D. y T. Zohary. 1999. Biovolume calculation for pelagic and benthic microalgae. *Journal of Phycology* 35: 403–424.
- Hilligsoe KM, Richardson K, Bendtsen J, Sorensen L-L, Nielsen TG, Lyngsgaard MM. 2011. Linking phytoplankton community size composition with temperature, plankton food web structure and sea-air CO<sub>2</sub> flux. *Deep Sea Research-I* 58:826–838 DOI 10.1016/j.dsr.2011.06.004.



- Hulton, N.R.I., Purves, R.S., Mc. Cullock, R.D., Sugden, R.D. y M.J. Bentley. 2002. The Last Glacial Maximum and deglaciation in southern South America. *Quaternary Science Reviews* 21: 233 - 241.
- Hogg, A. G., Hua, Q., Blackwell, P. G., Niu, M., Buck, C. E., Guilderson, T. P., y Turney, C. S. 2013. SHCal13 Southern Hemisphere calibration, 0–50,000 years cal BP. *Radiocarbon*, 55(4): 1889-1903.
- IBERSIS, 2001. Regulación Hídrica de los Bañados de Rocha. Informe mecanografiado. EVARSA, Montevideo, Uruguay.
- Inda, H.; Garcia-Rodriguez F.; del Puerto L.; Acevedo V.; Metzeltin D.; Castiñeira C.; Bracco R. y J.B. ADAMS. Relationships between trophic state, paleosalinity and climatic changes during the first Holocene marine transgression in Rocha Lagoon, southern Uruguay. *Journal of Paleolimnology* 35: 699 – 712.
- Inda H., F. García-Rodríguez, L. del Puerto, R. Figeiras, S. Stutz, N. Mazzeo 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>.
- Inzunza, J., 2000. Meteorología descriptiva y aplicaciones en Chile. Universidad de Concepción, Concepción. Chile. <http://www.udec.cl/~jinzunza/meteo/cap1.pdf>
- IPCC. 2013. Climate Change 2013 - The Physical Science Basis: Working Group and Contribution to the 5th Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge University Press, Cambridge. doi:10.1017/CBO9781107415324.004
- Iriarte, J. 2006. Vegetation and climate change since 14,810 14 C yr BP in southeastern Uruguay and implications for the rise of early Formative societies. *Quaternary Research*, 65(1), 20-32.
- Iriondo, M. 1999. Last Glacial Maximum and Hypsithermal in the Southern Hemisphere. *Quaternary International* 62: 11 - 19.
- Juggins S., 2005. C2: software for ecological and palaeoecological data analysis and visualization, version (1.5).
- Kamenir, Y., Dubinsky, Z., y Zohary, T. 2004. Phytoplankton size structure stability in a meso-eutrophic subtropical lake. *Hydrobiologia*, 520(1): 89-104.
- Kanner, L.C., Burns, S.J., Cheng, H., Edwards, R.L., 2012. High-latitude forcing of the South American summer monsoon during the last glacial. *Science* 335, 570–573
- Kaushal, S., y Binford, M. W. 1999. Relationship between C: N ratios of lake sediments, organic matter sources, and historical deforestation in Lake Pleasant, Massachusetts, USA. *Journal of Paleolimnology*, 22(4): 439-442.
- Köster, D., Pienitz, R., Wolfe, B. B., Barry, S., Foster, D. R., y Dixit, S. S. (2005). Paleolimnological assessment of human-induced impacts on Walden Pond

- (Massachusetts, USA) using diatoms and stable isotopes. *Aquatic Ecosystem Health y Management*, 8(2), 117-131.
- Krammer K. y H. Lange-Bertalot. 1986. Bacillariophyceae. 1. Teil: Naviculaceae. In Ettl H., J. Gerloff, H. Heynig y D. Mollenhauer (eds), *Süsswasserflora von Mitteleuropa*, Band 2/2. VEB Gustav Fischer Verlag, Jena, 596 pp.
- Krammer K. y H. Lange-Bertalot. 1988. Bacillariophyceae. 2. Teil: Bacillariaceae, Ephitemiaceae, Surirellaceae. In Ettl H., J. Gerloff, H. Heynig y D. Mollenhauer (eds), *Süsswasserflora von Mitteleuropa*, Band 2/2. VEB Gustav Fischer Verlag, Jena, 596 pp.
- Krammer K. y H. Lange-Bertalot. 1991a. Bacillariophyceae. 3. Teil: Centrales, Fragilariaceae, Eunotiaceae. In Ettl H., J. Gerloff, H. Heynig y D. Mollenhauer (eds), *Süsswasserflora von Mitteleuropa*, Band 2/3. Gustav Fischer Verlag, Jena, 598 pp.
- Krammer K. y H. Lange - Bertalot. 1991b. Bacillariophyceae. 4. Teil: Achnanthaceae, Kritische Ergänzungen zu Navicula (Lineolatae) und Gomphonema, Gesamtliteraturverzeichnis Teil 1-4. In Ettl H., J. Gerloff, H. Heynig y D. Mollenhauer (eds), *Süsswasserflora von Mitteleuropa*, Band 2/4. Gustav Fischer Verlag, Jena, 437 pp.
- Kröhling D.M. y Iriondo M. (1999). Upper Quaternary Palaeoclimates of the Mar Chiquita Area, North Pampa, Argentina. *Quaternary International*, 57/58:149-163.
- Kruk, C., Rodríguez-Gallego, L., Quintanas, A.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. In: Menafrá, R., Rodríguez-Gallego, L., Scarabino, F., Conde, D. (Eds.), *Bases para la conservación y el manejo de la costa uruguaya*. Vida Silvestre, Uruguay Montevideo, pp. 599 - 610.
- Kruk C., Huszar V. L. M., Peeters E. T. H. M., Bonilla S., Costa L., Rling M. L., Reynolds C. S. y M. Scheffer. 2010. A morphological classification capturing functional variation in phytoplankton. *Freshwater Biology* Vol. 55: 614 – 617.
- Labeyrie, L., Cole, J., Alverson, K. y Stocker, T. 2003. The history of climate dynamics in the Late Quaternary. En Alverson, K. Alverson, K.D., Bradley, R.S. y Pedersen, T.F. (eds.) *Paleoclimate, Global Change and the Future*. The IGBP Series, PAGES (Past Global Changes Program), Springer: 33-62, Berlin Heidelberg.
- Labraga, J. C., Frumento, O., y López, M. (2000). The atmospheric water vapor cycle in south america and the tropospheric circulation. *Journal of climate*, 13(11), 1899-1915.
- Laing, T.E. y J.P. Smol. 2000. Factors influencing diatom distributions in circumpolar treeline lakes of northern Russia. *Journal of Phycology* 36: 1035-1048.
- Lamb, A. L., Wilson, G. P. y M. J. Leng. 2006. A review of coastal palaeoclimate and relative sea-level reconstructions using  $\delta^{13}C$  and C/N ratios in organic material. *Earth-Science Reviews* 75, 29–57. doi:10.1016/J.EARSCIREV.2005.10.003
- Lampert, W., y Sommer, U. 2007. *Limnoecology: the ecology of lakes and streams*. Oxford university press.

- Laprida, C. y Valero Garcés, B. 2009. Cambios ambientales de épocas históricas en la pampa bonaerense en base a ostrácodos: historia hidrológica de la laguna de Chascomús. *Ameghiniana* 46 (1): 95-111.
- Laprida, C., Massaferro, J., Mercau, R., Josefina, M., y Cusminsky, G. 2014. Paleobioindicadores del fin del mundo: ostrácodos y quironómidos del extremo sur de Sudamérica en ambientes lacustres cuaternarios. *Latin American Journal of Sedimentology and Basin Analysis*, 21(2), 0-0.
- Li, Y. M., Ferguson, D. K., Wang, Y. F., y Li, C. S. 2010. Paleoenvironmental inferences from diatom assemblages of the middle Miocene Shanwang Formation, Shandong, China. *Journal of Paleolimnology*, 43(4), 799-814.
- Li, Y., Rioual, P., Shen, J., y Xiao, X. 2015. Diatom response to climatic and tectonic forcing of a palaeolake at the southeastern margin of the Tibetan Plateau during the late Pleistocene, between 140 and 35ka BP. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 436, 123-134.
- Litchman E., Klausmeier C. A. y K. Yoshiyama. 2009. Contrasting size evolution in marine and freshwater diatoms. *PNAS* 106 (8): 2665 – 2670.
- Lotter André F. 1989. Subfossil and modern diatom plankton and the paleolimnology of Rotsee (Switzerland) since 1850. *Aquatic Science* 51(4): 338 – 350.
- Mackay A. W., Ryves D. B., Battarbee R. W., Flower R. J., Jewson D., Rioual P. y M. Sturm. 2004. 1000 years of climate variability in central Asia: assessing the evidence using Lake Baikal (Russia) diatom assemblages and the application of a diatom-inferred model of snow cover on the lake. *Global and Planetary Change* 46: 281 – 297.
- Mackie, E. A., Leng, M. J., Lloyd, J. M., y Arrowsmith, C. 2005. Bulk organic  $\delta^{13}\text{C}$  and C/N ratios as palaeosalinity indicators within a Scottish isolation basin. *Journal of Quaternary Science*, 20(4): 303-312.
- Mancini, M. V., Paez, M. M., Prieto, A. R., Stutz, S., Tonello, M., y Vilanova, I. 2005. Mid-Holocene climatic variability reconstruction from pollen records (32–52 S, Argentina). *Quaternary International*, 132(1), 47-59.
- Mann, D. G. 2010. Discovering diatom species: is a long history of disagreements about species-level taxonomy now at an end? *Plant ecology and evolution*, 143(3), 251-264.
- Marcott SA., y Shakun JD. 2015. Holocene climate change and its context for the future. In: *PAGES Magazine Workshop Report*, vol 23, p 28
- Margalef Ramón 1969. Size of centric diatoms as an ecological indicator, *SIL Communications*, 1953-1996, 17:1, 202-210, DOI: 10.1080/05384680.1969.11903887
- Martínez, D.E., Gómez Peral, M. y J. Maggi. 1994. Caracterización geoquímica y sedimentológica de los fangos de la laguna Mar. Chiquita, Provincia de Córdoba: aplicación del análisis multivariante. *Rev. Asoc. Geol. Argentina*, 49: 26 – 38.

- Martini, M.A., Strelin, J.A., Astini, R.A., 2013. Inventario y caracterización morfoclimática de los glaciares de roca en la Cordillera Oriental argentina (entre 22° y 25° S): *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 30(3): 569–581.
- Martini, M. A., Kaplan, M. R., Strelin, J. A., Astini, R. A., Schaefer, J. M., Caffee, M. W., y Schwartz, R. 2017. Late Pleistocene glacial fluctuations in Cordillera Oriental, subtropical Andes. *Quaternary Science Reviews*, 171, 245-259.
- Mayle, F. E., Burbridge, R., y Killeen, T. J. 2000. Millennial-scale dynamics of southern Amazonian rain forests. *Science*, 290(5500), 2291-2294.
- Meerhoff M., Teixeira-de Mello F., Kruk C., Alonso C., González-Bergonzoni I., Pacheco J. P., Lacerot G., Arim M., Beklioglu M., Brucet S., Goyenola G., Iglesias C., Mazzeo N., Kosten S. y E. Jeppensen. 2012. Environmental Warming in Shallow Lakes: A Review of Potential Changes in Community Structure as Evidenced from Space-for-Time Substitution Approaches. En: *Advances in Ecological Research Vol. 36*. Elsevier.
- Melo, W.D., Schillizzi, R., Perillo, G.M.E. y Piccolo, M.C. 2003. Influencia del área continental pampeana en la evolución morfológica del estuario de Bahía Blanca. *Revista de la Asociación Argentina de Sedimentología* 10: 37-50.
- Metzeltin D., Lange-Bertalot H. and F. García-Rodríguez.2005. Diatoms of Uruguay - Taxonomy, Biogeography, Diversity. In Lange-Bertalot (Ed): *Iconographia Diatomologica Vol 15*. A.R.G. Gantner Verlag, distributed by Koeltz Scientific Books. Koenigstein, Germany. 737 pp. 246 Plates
- Metzeltin, D. y García-Rodríguez, F., 2003. *Las Diatomeas Uruguayas*. DIRAC Ediciones, Facultad de Ciencias, Montevideo, Uruguay, 208 pp.
- Meyers. P. 1994. Preservation of elemental and isotopic source identification of sedimentary organic matter. *Chemical Geology* 114, 289–302. doi:10.1016/0009-2541(94)90059-0
- Miglioranza, K. S., de Moreno, J. E., y Moreno, V. J. 2004. Organochlorine pesticides sequestered in the aquatic macrophyte *Schoenoplectus californicus* (CA Meyer) Sojak from a shallow lake in Argentina. *Water research*, 38(7), 1765-1772.
- Miller, G., Brigham-Grette, J., Alley, R., Anderson, L., Bauch, H., Douglas, M., Edwards, M., Elias, S., Finney, B., Fitzpatrick, J., Funder, S., Herbert, T., Hinzman, L., Kaufman, D., MacDonald, G., Polyak, L., Robock, A., Serreze, M., Smol, J., Spielhagen, R., White, J., Wolfe, A., y Wolfe, E., 2010a. Temperature and precipitation history of the Arctic. *Quaternary Science Reviews*, 29, 1679-1715.
- Moiseenko, T.T., Razumovsky, L.V. 2009: A new technique for reconstructing the cation-anion balance in lakes by diatom analysis. *Doklady Biological Sciences* 427: 325–328.
- Mon, R. y A.A. Gutiérrez, 2009. The Mar Chiquita Lake: An indicator of intraplate deformation in the central plain of Argentina. *Geomorphology* 111:111-122.
- Moran XAG, López-Urrutía A, Calvo-Díaz A, Li WKW. 2009. Increasing importance of small phytoplankton in a warmer ocean. *Global Change Biology* 16:1137–1144. DOI 10.1111/j.1365-2486.2009.01960. x.

- Morellón, M., Moreno, A., Vegas, J., Mata, P., y Valero-Garcés, B. 2017. Interpretación y correlación de registros paleoclimáticos cuaternarios. *Enseñanza de las Ciencias de la Tierra*, 25(1): 100.
- Muhs DR y M. Zárate. 2001 Late Quaternary eolian records of the Americas and their paleoclimatic significance. In: Markgraf W (ed) *Interhemispheric climate linkages*. Academic Press, New York.
- Müller, A., y Mathesius, U. 1999. The palaeoenvironments of coastal lagoons in the southern Baltic Sea, I. The application of sedimentary Corg/N ratios as source indicators of organic matter. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 145(1-3), 1-16.
- Nicolini, M., Saulo, A. C., Torres, J. C., y Salio, P. 2002. Enhanced precipitation over southeastern South America related to strong low-level jet events during austral warm season. *Meteorologica, Special Issue for the South American Monsoon System*, 27(1): 59-69.
- Noël, D., 1984. Les diatomées des saumures et des sédiments de surface du Salin de bras del Port (Santa Pola, province Alicante, Espagne). *Rev. Invest. géol.* 38/39: 79–107.
- Nogués-Paegle, Julia, and Kingtse C. Mo. 1997. Alternating wet and dry conditions over South America during summer. *Monthly Weather Review* 125(2): 279-291.
- Novello, V. F., Cruz, F. W., Vuille, M., Stríkis, N. M., Edwards, R. L., Cheng, H., Emerick S., de Paula M. S., Li X., Barreto E. S., Karmann, I y R. V. Santos. 2017. A high-resolution history of the South American Monsoon from Last Glacial Maximum to the Holocene. *Scientific Reports*, 7.
- Pardiñas, U.F.J. 1996. El registro fósil de *Bibimys Massoia*, 1979 (Rodentia) en la Argentina. Consideraciones sobre los *Scapteromyiini* (Cricetidae, Sigmodontinae) y su distribución durante el Plioceno-Holoceno en la región pampeana. *Mastozoología Neotropical*; 3(I): 15-38
- Pardiñas, U.F.J. y Tonni, E.P. 2000. A giant vampire (Mammalia, Chiroptera) in the late Holocene from the Argentinean pampas: paleoenvironmental significance. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 160: 213-221.
- Paterson A. M., Winter J.G., Nicholls K. H., Clark B. J., Ramcharan C.W., Yan N. D. y K. M. Somers. 2008. Long-term changes in phytoplankton composition in seven Canadian Shield lakes in response to multiple anthropogenic stressors. *Canadian Journal and Canadian of Fisheries and Aquatic Sciences* 65: 846 – 861.
- Pasquini, A.I., K.L. Lecomte, E.L. Piovano y P.J. Depetris, 2006. Recent rainfall and runoff variability in central Argentina. *Quaternary International* 158:127-139.
- Pérez, L., García-Rodríguez, F., y Hanebuth, T. J. J. 2016. Variability in terrigenous sediment supply offshore of the Rio de la Plata (Uruguay) recording the continental climatic history over the past 1200 years. *Climate of the Past Discussions*, 11(2).
- Perez, L., García-Rodríguez, F. y 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 years:

- an approach using diatoms as a proxy. En: Weckström, K., Saunders, K., Gell, P. y Skilbeck, G., eds., 2017. Applications of paleoenvironmental techniques in estuarine studies springer Netherlands. Berlín: Springer. ISBN 978-94-024-0988-8.
- Perga, M. E., Frossard, V., Jenny, J. P., Alric, B., Arnaud, F., Berthon, V. y Magny, M. 2015. High-resolution paleolimnology opens new management perspectives for lakes adaptation to climate warming. *Frontiers in Ecology and Evolution*, 3, 72.
- Phillips, K. L. 2013. Size variation of planktonic diatoms on glacial-interglacial time scales in the sediment record of Lake El'gygytgyn, north-east Russia (Doctoral dissertation, Bowling Green State University).
- Pienitz, R., Smol, J. P., y MacDonald, G. M. 1999. Paleolimnological reconstruction of Holocene climatic trends from two boreal treeline lakes, Northwest Territories, Canada. *Arctic, Antarctic, and Alpine Research*, 82-93.
- Piovano, E., S. Damatto Moreira y D. Ariztegui, 2002. Recent environmental changes in Laguna Mar Chiquita (Central Argentina): A sedimentary model for a highly variable saline lake. *Sedimentology* 49:1371-1384.
- Piovano, E., D. Ariztegui, S.M. Bernasconi, y J. A. McKenzie, 2004a. The isotopical record of hydrological changes in subtropical South America over the last 230 years. *The Holocene* 14:525- 535.
- Piovano, E. L., F.E. Larizatti, D. Favaro, S.M. Oliveira, S.R. Damatto, B. Mazzilli y D. Ariztegui, 2004b. Geochemical response of a closed-lake basin to 20th century recurring droughts/wet intervals in the subtropical Pampean plains of South America. *Journal of Limnology* 63 (1), 21-32.
- Piovano E.L., Ariztegui D., Cioccale M et al. 2006. Reconstrucciones paleolimnológicas desde el Último Máximo Glacial en el sur de Sudamérica: Megasistemas en antifase hidrológica III Congreso Argentino de Cuaternario y Geomorfología, Tomo II:659 – 669
- Piovano E. L., Ariztegui D., Córdoba F., Cioccale M. y F. Sylvestre. 2009. Hydrological Variability in South America Below the Tropic of Capricorn (Pampas and Patagonia, Argentina) During the Last 13.0 Ka. En: *Past Climate Variability in South America and Surrounding Regions*. Springer Netherlands pp. 323 – 351.
- Piovano, E. L., Córdoba, F. E. y S. Stutz. 2014. Limnogeology in Southern South America: an overview. *Latin American journal of sedimentology and basin analysis*, 21(2):65-75.
- Prado, L., Wainer, I., Chiessi, C., Ledru, M. P., y Turcq, B. 2013. A mid-Holocene climate reconstruction for eastern South America. *Climate of the Past*, 9(5): 2117-2133.
- Prieto, A., Blasi, A.M., De Francesco, C.G. y C. Fernández. 2004. Environmental history since 11.000 14C yr BP of the northeastern Pampas, Argentina, from alluvial sequences of the Lujan river, *Quaternary Research* 62:146 - 161.
- Prieto, A. R. 1996. Late Quaternary vegetation and climatic changes in the Pampa grassland of Argentina. *Quaternary Research* 45: 73-88.

- PROMAR. Estación Biológica Mar Chiquita, IDEA Conicet y Centro de Zoología Aplicada, Universidad Nacional de Córdoba.
- PROBIDES, 1999. Plan Director: Reserva de la Biósfera Bañados del Este. PROBIDES (Programa de Conservación de la Biodiversidad y Desarrollo Sustentable de los Humedales del Este), Montevideo, Uruguay, 304 pp.
- Quillen, A. K., Gaiser, E. E., y Grimm, E. C. 2013. Diatom-based paleolimnological reconstruction of regional climate and local land-use change from a protected sinkhole lake in southern Florida, USA. *Journal of Paleolimnology*, 49(1): 15-30.
- Rabassa, J. y Clapperton, C. 1990. Quaternary glaciations of the Southern Andes. *Quaternary Science Review* 9: 153-174.
- Rabassa, J., 2008. Late Cenozoic Glaciations in Patagonia and Tierra del Fuego. *Developments in Quaternary Sciences* 11: 151 - 205.
- Rabassa, J.L., Coronato, A. y Martínez, O. 2011. Late Cenozoic glaciations in Patagonia and Tierra del Fuego: an updated review. *Biological Journal of Linnean Society* 103: 316-335.
- Reati G.J., Florín M., Fernández G.J. y C. Montes. 1997. The Laguna de Mar Chiquita (Córdoba, Argentina): A little Known, Secularly Fluctuating, Saline Lake. *International Journal of Salt Lake Research*, 5:187-219.
- Remeikaitė-Nikienė, N., Lujanienė, G., Malejevas, V., Barisevičiūtė, R., Žilnius, M., Garnagudrė, G., y Stankevičius, A. 2016. Distribution and sources of organic matter in sediments of the south-eastern Baltic Sea. *Journal of Marine Systems*, 157, 75-81.
- Rioual P., Andrieu-Ponel V., Beaulieub J. L., Reille M., Svobodovac H. y R. W. Battarbee. 2007. Diatom responses to limnological and climatic changes at Ribains Maar (French Massif Central) during the Eemian and Early Würm. *Quaternary Science Reviews* 26 :1557–1609.
- Rojas, L. A., y Hassan, G. S. 2017. Distribution of epiphytic diatoms on five macrophytes from a Pampean shallow lake: host-specificity and implications for paleoenvironmental reconstructions. *Diatom Research*, 1-13.
- Round, F. E., Crawford, R. M. y Mann, D. G. 1990. *The Diatoms-Biology and Morphology of the Genera*. Cambridge University Press, Cambridge, 747 pp.
- Rosén, P., R. Hall, T. Korsman y I. Renberg, I. 2000. Diatom transfer-functions for quantifying past air temperature, pH and total organic carbon concentrations from lakes in northern Sweden. *J. Paleolimnol.*, 24: 109-123.
- Russo, A., Ferello, R. y Chebli, G., 1979. Llanura Chaco-Pampeana. II Simposio de Geología Regional Argentina, Academia Nacional de Ciencias, I: 139-184. Córdoba
- Rühland, K. M., Smol, J. P., y Pienitz, R. 2003. Ecology and spatial distributions of surface-sediment diatoms from 77 lakes in the subarctic Canadian tree line region. *Canadian Journal of Botany*, 81(1): 57-73.
- Saade A. y Bowler C. 2009. Molecular tools for discovering the secrets of diatoms. *Bioscience* 59:757–765.

- Salgado-Labouriau, M. L., Casseti, V., Ferraz-Vicentini, K. R., Martin, L., Soubiès, F., Suguio, K., y Turcq, B. (1997). Late Quaternary vegetational and climatic changes in cerrado and palm swamp from Central Brazil. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 128(1-4), 215-226.
- Salio, Paola, Matilde Nicolini, y Edward J. Zipser. 2007. Mesoscale convective systems over southeastern South America and their relationship with the South American low-level jet. *Monthly Weather Review* 135(4): 1290-1309.
- Schmidt, R., Kamenik, C., Lange-Bertalot, H., y Rolf, K. L. E. E. 2004. *Fragilaria* and *Staurosira* (Bacillariophyceae) from sediment surfaces of 40 lakes in the Austrian Alps in relation to environmental variables, and their potential for palaeoclimatology. *Journal of Limnology*, 63(2), 171-189.
- Schmidt, D. N., Lazarus, D., Young, J. R., y Kucera, M. 2006. Biogeography and evolution of body size in marine plankton. *Earth-Science Reviews*, 78(3-4), 239-266.
- Schnurrenberger, D., Russell, J., y K. Kelts. 2003. Classification of lacustrine sediments based on sedimentary components. *Journal of Paleolimnology*, 29(2): 141-154.
- Selbie DT, Sweetman JN, Etherton P, Hyatt KD, Rankin DP, Finney BP, Smol JP. 2011. Climate change modulates structural and functional lake ecosystem responses to introduced anadromous salmon. *Canadian Journal of Fisheries and Aquatic Sciences* 68:675–692. DOI 10.1139/f2011-006.
- Seckbach, J., y Kociolek, P. (Eds.). 2011. *The diatom world* (Vol. 19). Springer Science y Business Media.
- Shukla, S. K., Crosta, X., Cortese, G., y Nayak, G. N. 2013. Climate mediated size variability of diatom *Fragilariopsis kerguelensis* in the Southern Ocean. *Quaternary Science Reviews*, 69, 49-58.
- Smol P. J., 2008. *Pollution of lakes and rivers, a paleoenvironmental perspective*, second edition. Editorial Blackwell. 383 pp.
- Smol, P. J., 2010. The power of the past: using sediments to track the effects of multiple stressors on lake ecosystems. *Freshwater Biology*, 55(s1), 43-59.
- Solak, C. N., Barinova, S., Acs, E., y Dayioglu, H. 2012. Diversity and ecology of diatoms from Felent creek (Sakarya river basin), Turkey. *Turkish Journal of Botany*, 36(2): 191-203.
- Stupar, Y., G. García, J. Schafer, S. Schmidt, E. Piovano, G. Blanc, F. Huneau y P. Le Coustumer, 2014. Identificación de fases portadoras y flujos de mercurio en el registro sedimentario de la Laguna del Plata, región central de Argentina *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas* 31:104-115.
- Stutz, S., M. Borel, S. Fontana, L. del Puerto, H. Inda, F. García-Rodríguez y M. Tonello, 2010. Late Holocene climate and environment of the SE Pampa grasslands, Argentina, inferred from biological indicators in shallow, freshwater Lake Nahuel Rucá. *Journal of Paleolimnology* 44:761-775.



- Stutz, Silvina, Tonello, Marcela Sandra, González Sagrario, María de los Ángeles, Navarro, Diego, y Fontana, Sonia L. 2014. Historia ambiental de los lagos someros de la llanura Pampeana (Argentina) desde el Holoceno medio. *Latin American journal of sedimentology and basin analysis*, 21(2):0 - 0.
- Sylvestre, F., B. Beck-Eichler, W. Duleba, y J-P. Debenay. 2001. Modern benthic diatoms distribution in a hypersaline coastal lagoon: The Lagoa de Ararumama (R.J.), Brazil. *Hydrobiologia* 443: 213-231.
- Talbot, M. R., and K. Kelts. 1990. Paleolimnological Signatures from Carbon and Oxygen Isotopic Ratios in Carbonates, from Organic Carbon-Rich Lacustrine Sediments: Chapter 6, 99-112 pp.
- Team, R. C. 2013. R foundation for statistical computing. Vienna, Austria, 3(0).
- Téllez-Gutierrez, B., y Schillizzi, R. 2002. Asociaciones de Diatomeas en Paleoambientes Cuaternarios de la Costa Sur de la Provincia de Buenos Aires. Argentina: *Pesquisas em Geociências*, 29(1): 59-70.
- Telesh, I. V., Schubert, H., y Skarlato, S. O. 2015. Size, seasonality, or salinity: What drives the protistan species maximum in the horohalinicum? *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 161, 102-111.
- Thompson, L. G., Mosley-Thompson, E., Davis, M. E., Zagorodnov, V. S., Howat, I. M., Mikhailenko, V. N., y P. N. Lin. 2013. Annually resolved ice core records of tropical climate variability over the past~ 1800 years. *Science*, 340(6135): 945-950.
- Tonni, E.P., Cione, A.L., Figini y A.J. 1999. Predominance of arid climates indicated by mammals in the pampas of Argentina during the late Pleistocene and Holocene. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 147: 257 - 281.
- Tonni, E.P., Carlini, A.A., Scillato Yañé, G. J. y Figini, A.J. 2003. Cronología radiocarbónica y condiciones climáticas en la Cueva del Milodón (sur de Chile) durante el Pleistoceno Tardío. *Ameghiniana* 40: 609-615.
- Tonni, E. P. 2017. Cambios climáticos en la región pampeana oriental durante los últimos 1000 años. Una síntesis con énfasis en la información zoogeográfica. *Revista del Museo de La Plata*, 2(1): 1-11.
- Tripaldi, A., M.A. Zárate, S.L. Forman, T. Badger, M.E. Doyle y P.L. Ciccioli, 2013. Geological evidence for a drought episode in the western Pampas (Argentina, South America) during the early-mid 20th century. *The Holocene* 23:1731-1746.
- Troin, M., C. Vallet-Coulomb, F. Sylvestre y E. Piovano, 2010. Hydrological modeling of a closed lake (Laguna Mar Chiquita, Argentina) in the context of 20th century climatic changes. *Journal of Hydrology* 393:233-244.
- Troin, M., Vrac, M., Khodri, M., Caya, D., Vallet-Coulomb, C., Piovano, E., y Sylvestre, F. 2016. A complete hydro-climate model chain to investigate the influence of sea surface temperature on recent hydroclimatic variability in subtropical South America (Laguna Mar Chiquita, Argentina). *Climate Dynamics*, 46(5-6), 1783-1798.

- Turkia J, Lepisto L. 1999. Size variations of planktonic *Aulacoseira Thwaites* (Diatomae) in water and in sediment from Finish lakes of varying trophic state. *Journal of Plankton Research* 21:757–770. DOI 10.1093/plankt/21.4.757.
- Van Dam, H., Mertens, A., y Sinkeldam, J. 1994. A coded checklist and ecological indicator values of freshwater diatoms from the Netherlands. *Aquatic Ecology*, 28(1), 117-133.
- Vera, C., W. Higgins, J. Amador, T. Ambrizzi, R. Garreaud, D. Gochis, D. Gutzler, D. Lettenmaier, J. Marengo, C. Mechoso, J. Noguès-Paegle, P.L. Silva Diaz y C. Zhang, 2006. Towards a unified view of the American Monsoon System. *Journal of Climate* 19: 4977-5000.
- Verardo, D. J., Froelich, P. N., McIntyre, A. 1990. Determination of organic carbon and nitrogen in sediments using the Carlo Erba N-1500 analyser. *Deep Sea Research*, 37 (1): 157-165.
- Vilanova, I., A.R. Prieto, S. Stutz y E.A. Bettis, 2010. Holocene vegetation changes along the southeastern coast of the Argentinean Pampa grasslands in relation to sea-level fluctuations and climatic variability: palynological analysis of alluvial sequences from Arroyo Claromecó. *Paleogeography, Paleoecology, Paleoclimatology* 298:210-223.
- Villalba, R., 1994. Tree ring and glacial evidence for the Medieval Warm Epoch and the Little Ice Age in southern South America. *Climatic Change* 26:183-197.
- Violante, R. A., Costa, I. P., Cavallotto, J. L., Paterlini, C. M., Marcolini, S., y G. Bozzano. 2014. Rasgos morfosedimentarios, procesos y evolución de la plataforma continental argentina desde el último máximo glacial. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 71(2), 292 - 310.
- Wang, L., Lu, H., Liu, J., Gu, Z., Mingram, J., Chu, G., Li J., Rioual P., Negendank J.F.W., Han J., y T. Liu. 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: Atmospheres*, 113(D21).
- Wanner H, Beer J, Butikofer J, Crowley TJ, Cubasch U, Flückiger J, Goosse H, Grosjean M, Joos F, Kaplan JO, Kuttel M, Muller SA, Prentice IC, Solomina O, Stocker TF, Tarasov P, Wagner M, Widmann, M. 2008. Mid- to Late Holocene climate change: an overview. *Quat Sci Rev* 27(19):1791–1828. doi: 10.1016/j.quascirev.2008.06.013
- Wei, Z., Jibin, X., Jixiu, C., Yanming, Z., Qiaohong, M., Jun, O., Ying, C., Zhiguo, Z., Wei, L., 2010. Bulk organic carbon isotopic record of lacustrine sediments in Dahu swamp, eastern Nanling mountains in South China: implication for catchment environmental and climatic changes in the last 16,000 years. *Journal of Asian Earth Sciences* 38, 162e169.
- West, J. B., Bowen, G.J., Cerling, T.E. y Ehleringer, J.R., 2006. Stable isotopes as one of nature's ecological recorders. En: *Trends in Ecology and Evolution*, 21, pp.408-414.
- Winder M., Reuter J. E. y G. Schladow. 2009. Lake warming favours small-sized planktonic diatom species. *Proceedings of the Royal Society B* 1:9 (doi 10.1098/rspb.2008.1200).
- Yokoyama, Y., Lambeck, K., De Deckker, P., Johnston, P. y L.K., Fifield. 2000. Timing of the Last Glacial Maximum from observed sealevel minima. *Nature* 46: 713 - 716.

- Yvon-Durocher G, Montoya JM, Trimmer M, Woodward G. 2011. Warming alters the size spectrum and shifts the distribution of biomass in freshwater ecosystems. *Global Change Biology* 17:1681–1694 DOI 10.1111/j.1365-2486.2010.02321.x.
- Zalat, A., y S. S. Vildary. 2007. Environmental change in Northern Egyptian Delta lakes during the late Holocene, based on diatom analysis. *Journal of Paleolimnology*, 37(2): 273 - 299.
- Zanor, G. A., Piovano, E. L., Ariztegui, D., Vennemann, T., Martínez-Jaime, O. A., y Puy-Alquiza, M. J. 2017. Reconstrucción paleohidrológica de la Salina de Ambargasta (Argentina) durante los últimos 45000 años mediante geoquímica de isótopos estables. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 69(3): 505-527.
- Zárate, M. A. 2003. Loess of southern South America. *Quaternary Science Reviews*, 22(18): 1987-2006.
- Zech, W., Zech, M., Zech, R., Peinemann, N., Morras, H., Moretti, L., Ogle, N., Kalim, R., Fuchs, M., Schad, P., B. Glaser. 2009. Late Quaternary palaeosol records from subtropical (38 S) to tropical (16 S) South America and palaeoclimatic implications. *Quaternary International*, 196(1): 107 - 120.
- Żelazna-Wieczorek, J., Olszyński, R. M., y Nowicka-Krawczyk, P. 2015. Half a century of research on diatoms in athalassic habitats in central Poland. *Oceanological and Hydrobiological Studies*, 44(1): 51-67.
- Zhou, J. y K.M. Lau, 1998. Does a monsoon climate exist over South America? *Journal of Climate* 11:1020-1040.

# **ANEXOS**

# **ANEXO 1**

## **Iconografía de la Laguna Peña**

## **Registro actual**

### **Lámina 1**

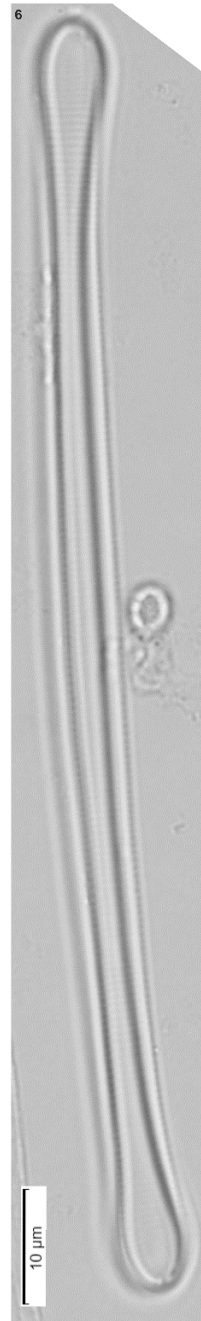
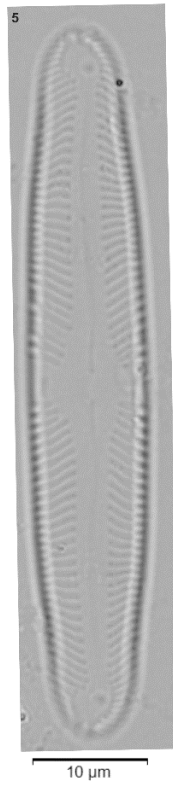
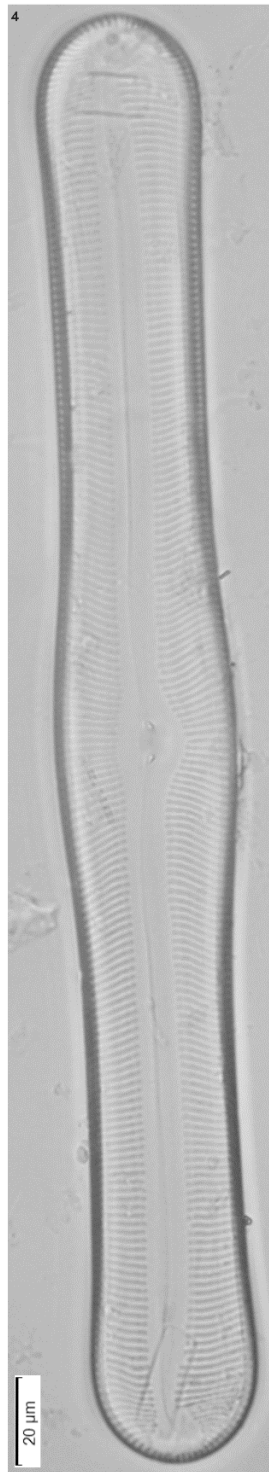
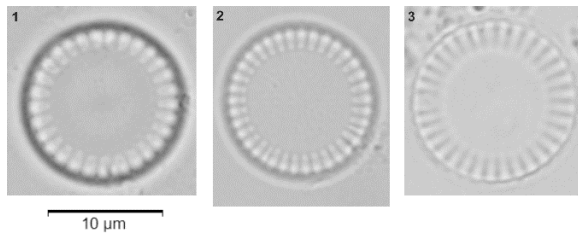
**1 - 3:** *Cyclotella meneghiniana* Kützing

**4:** *Pinnularia maior* Ehrenberg

**5:** *Pinnularia marchica* I. Schönfelder in Krammer

**6:** *Eunotia flexuosa* (Brébisson ex Kützing) Kützing

Lámina 1



## **Lámina 2**

**1, 2:** *Gomphonema turris* var. *brasiliense* Frenguelli

**3 – 4:** *Encyonema minutum* (Hilse) D.G. Mann in Round

**5:** *Cymbella* sp.

**6:** *Gomphonema augur* Ehrenberg

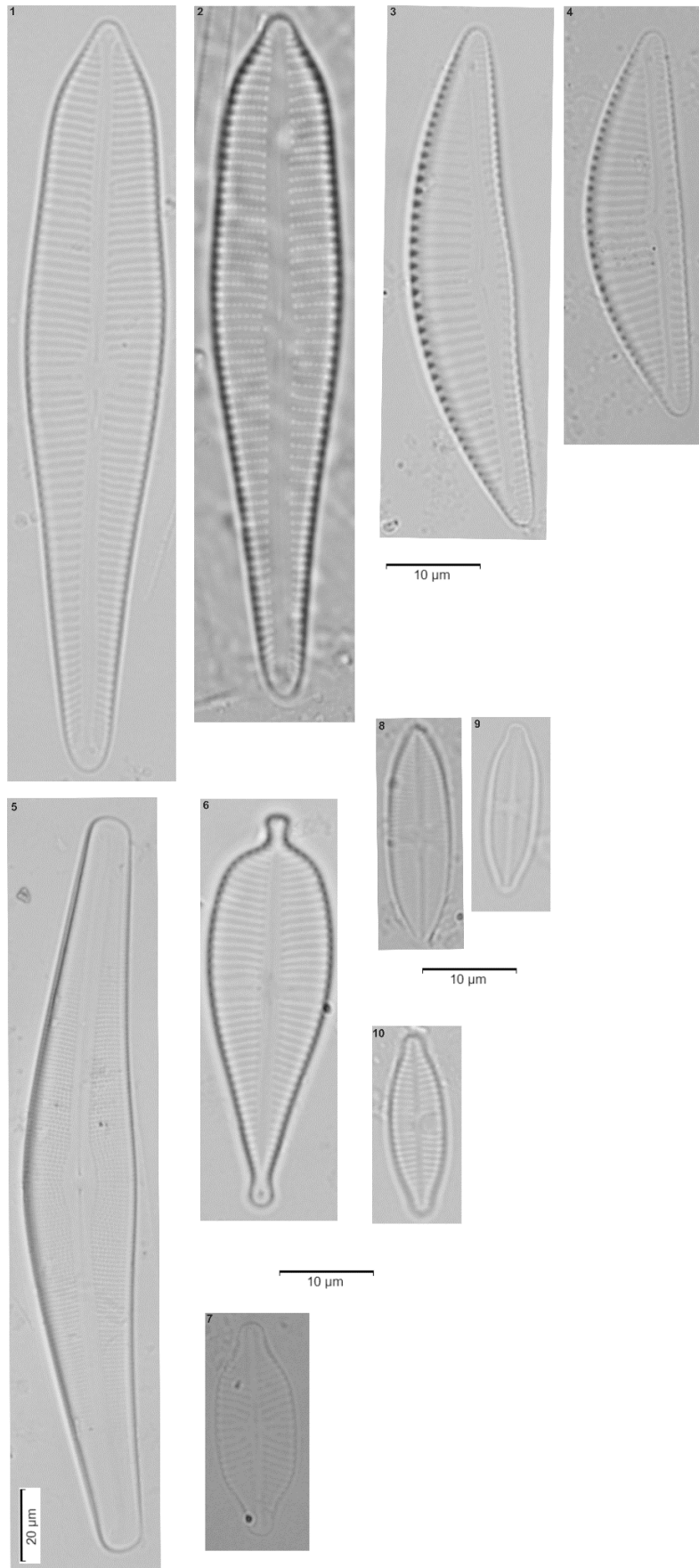
**7:** *Placoneis abundans* Metzeltin, Lange-Bertalot & García-Rodríguez

**8 – 9:** *Lemnicola hungarica* (Grunow) Round & Basson

**10:** *Planothidium biporum* (Hohn & Hellerman) Lange-Bertalot



Lámina 2



## **Iconografía Registro Paleolimnológico**

### **Lámina 3**

**1, 2:** *Aulacoseira granulata* (Ehrenberg) Simonsen

**3 – 5:** *Aulacoseira ambigua* (Grunow) Simonsen

**6:** *Discostella stelligera* (Cleve & Grunow) Houk & Klee

**7 – 10:** *Cyclotella meneghiniana* Kützing

**11 – 15:** *Staurosira construens* Ehrenberg

**16:** *Staurosirella pinnata* (Ehrenberg) D.M. Williams & Round

**17 - 19:** *Eunotia monodon* Ehrenberg

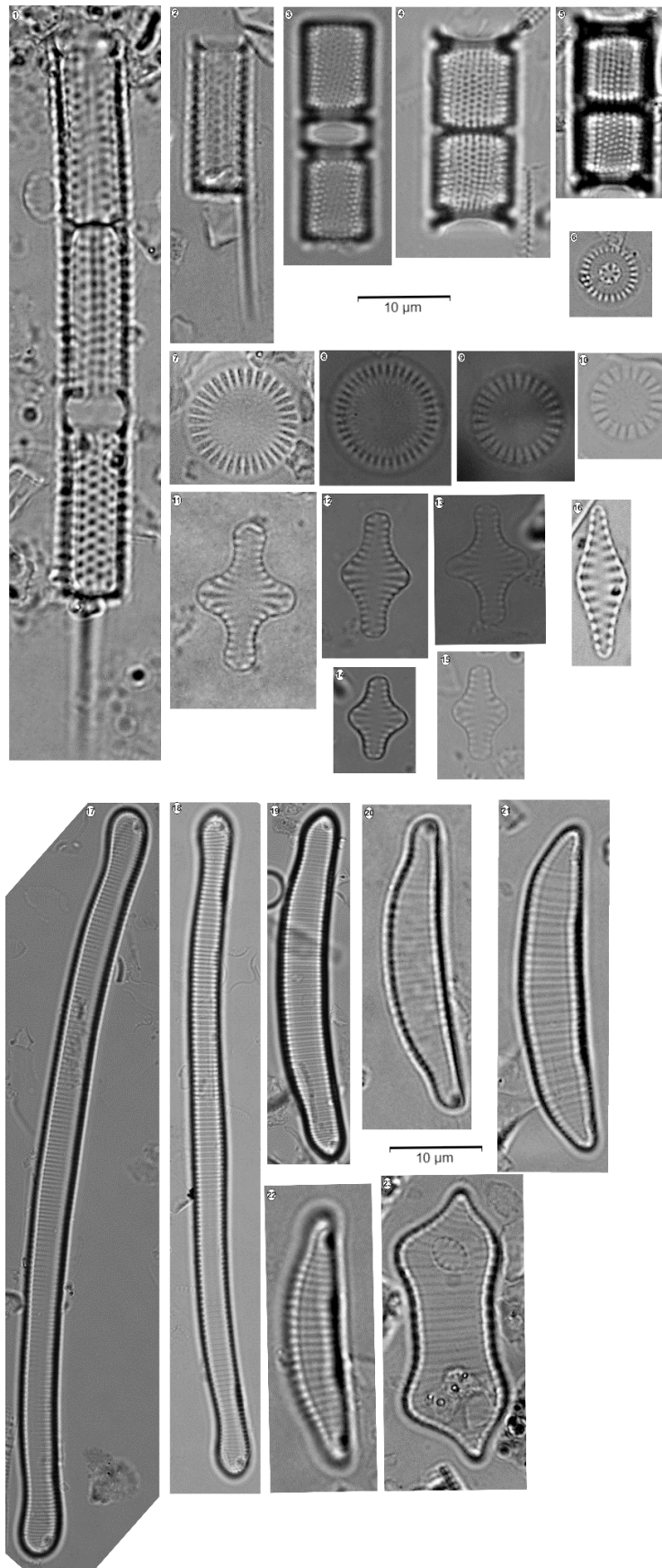
**20:** *Eunotia* sp.

**21:** *Eunotia yberai* Frenguelli

**22:** *Eunotia incisa* W. Smith ex W.Gregory

**23:** *Eunotia gibbosa* Grunow

Lámina 3



**Lámina 4**

**1 – 3:** *Cocconeis placentula* Ehrenberg

**4:** *Diploneis smithii* (Hilse) Cleve

**5:** *Planothidium rostratum* (Østrup) Lange-Bertalot

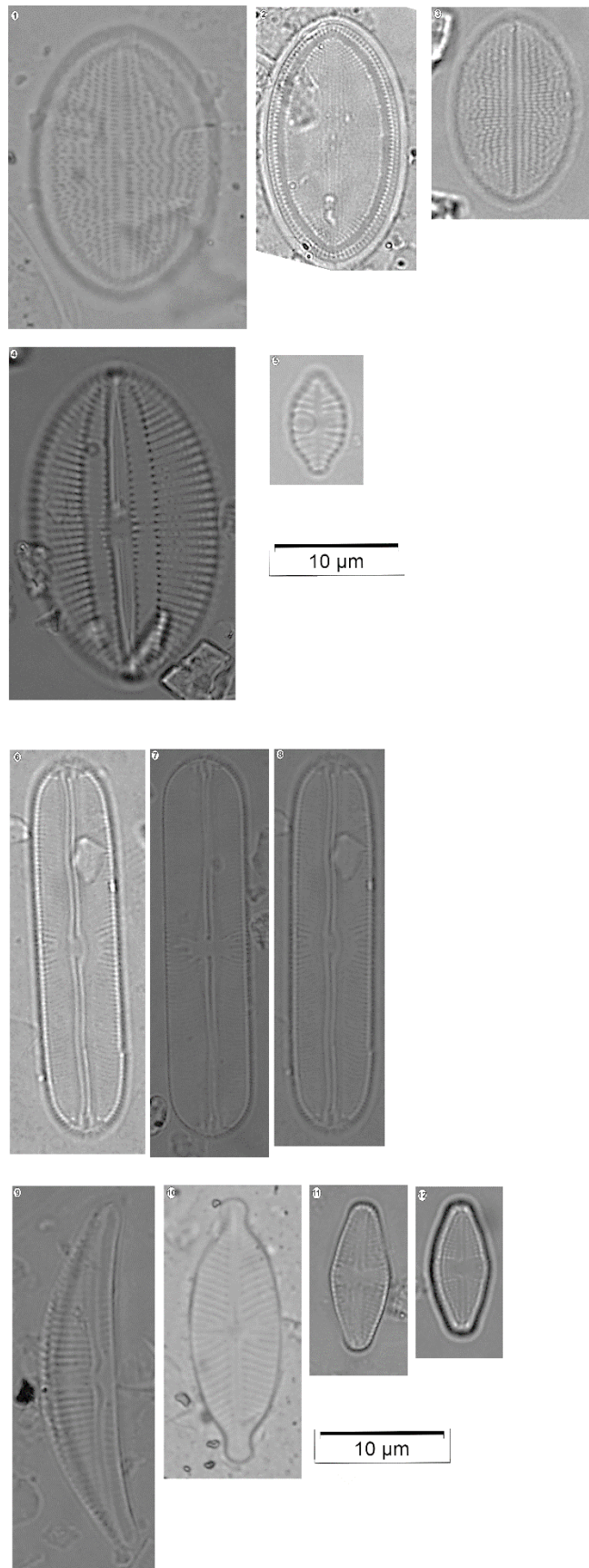
**6 – 8:** *Sellaphora pupula* (Kützing) Mereschkovsky

**9:** *Amphora copulata* (Kützing) Schoeman & R.E.M. Archibald

**10:** *Placoneis abundans* Metzeltin, Lange-Bertalot & García-Rodríguez

**11, 12:** *Luticola goeppertiana* (Bleisch) D.G. Mann ex J. Rarick, S.Wu, S.S.Lee & Edlund

Lámina 4



## **Lámina 5**

**1:** *Neidium ampliatum* (Ehrenberg) Krammer in Krammer & Lange-Bertalot

**2, 3:** *Navicula peregrina* (Ehrenberg) Kützing

**4:** *Stauroneis phoenicenteron* (Nitzsch) Ehrenberg

**5:** *Cymbella cistula* (Ehrenberg) O. Kirchner

**6:** *Frustulia rhomboides* (Ehrenberg) De Toni

**7 – 9:** *Gomphonema anglicum* Ehrenberg

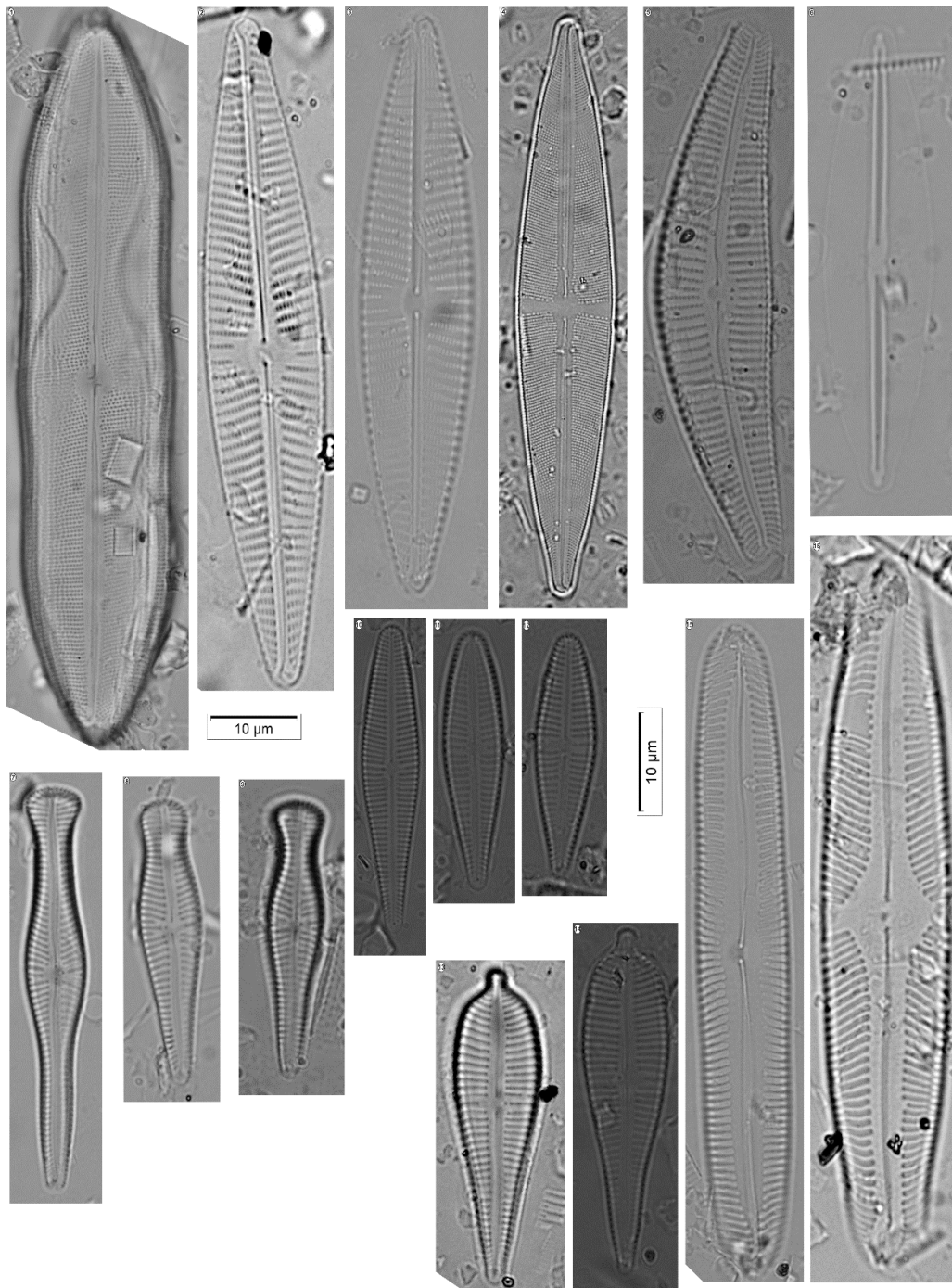
**10 – 12:** *Gomphonema yberiensis* Frenguelli

**13, 14:** *Gomphonema augur* Ehrenberg

**15:** *Pinnularia viridis* (Nitzsch) Ehrenberg

**16:** *Pinnularia marchica* I. Schönfelder in Krammer

Lámina 5



## **Lámina 6**

**1:** *Hantzschia amphioxys* (Ehrenberg) Grunow

**2:** *Nitzschia brevissima* Grunow

**3:** *Nitzschia frustulum* (Kützing) Grunow

**4:** *Rhopalodia musculus* (Kützing) Otto Müller

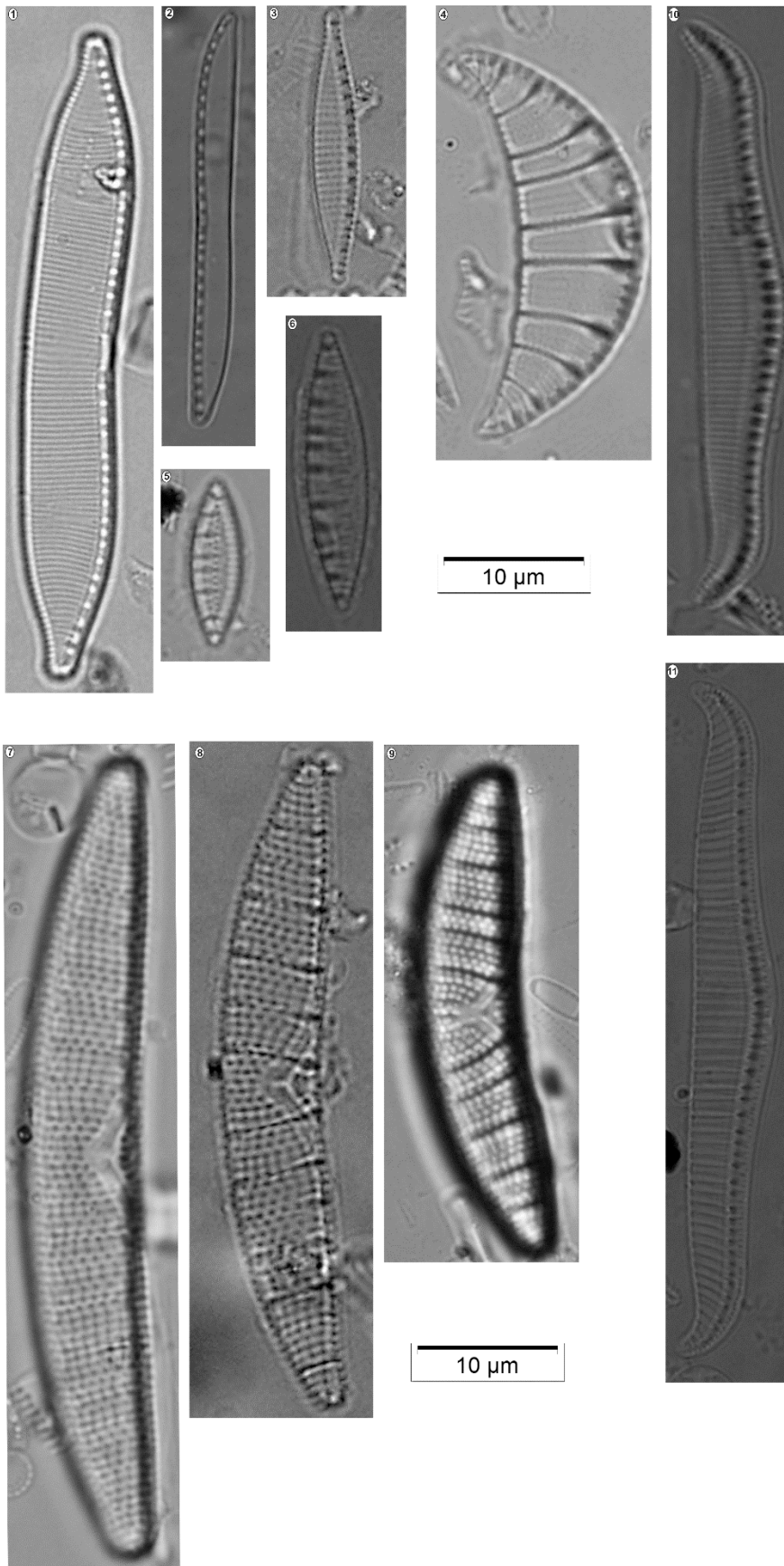
**5, 6:** *Nitzschia denticula* Grunow

**7 - 9:** *Epithemia adnata* (Kützing) Brébisson

**10 – 11:** *Rhopalodia gibba* (Ehrenberg) Otto Müller



Lámina 6



# **ANEXO 2**

## **Iconografía de la Laguna Mar Chiquita**

## **Registro actual**

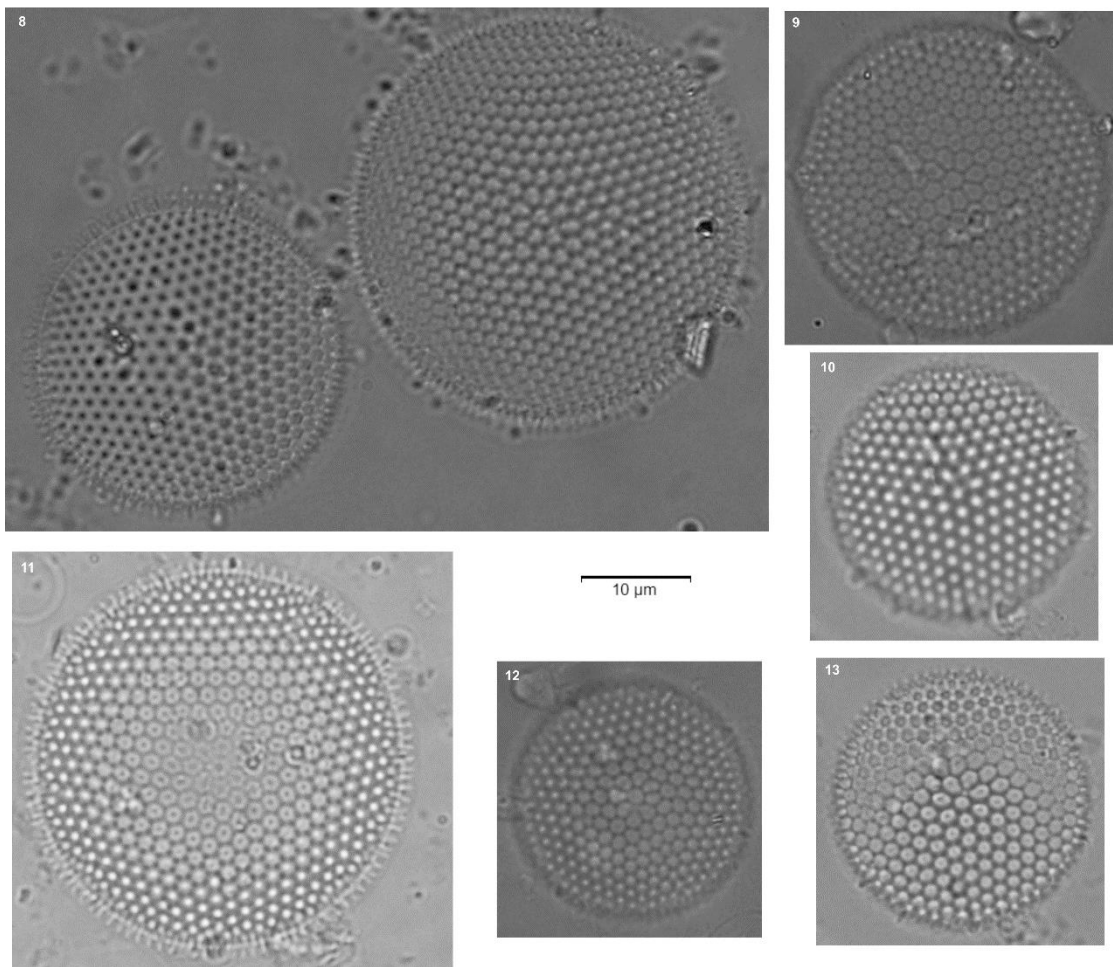
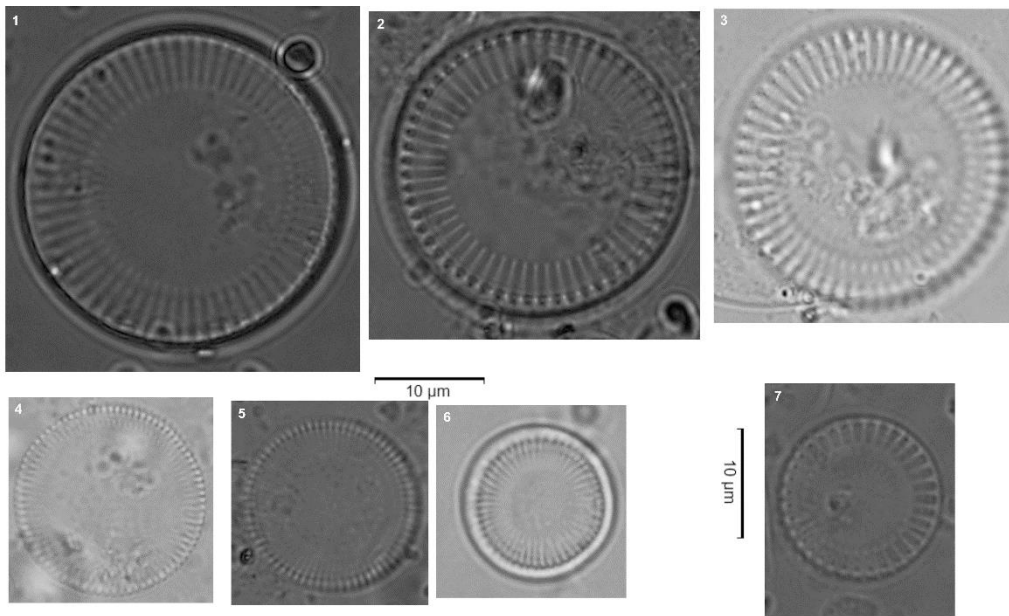
### **Lámina 1**

**1 – 6:** *Cyclotella striata* (Kützing) Grunow in Cleve & Grunow

**7:** *Cyclotella meneghiniana* Kützing

**8 -13:** *Coscinodiscus radiatus* Ehrenberg

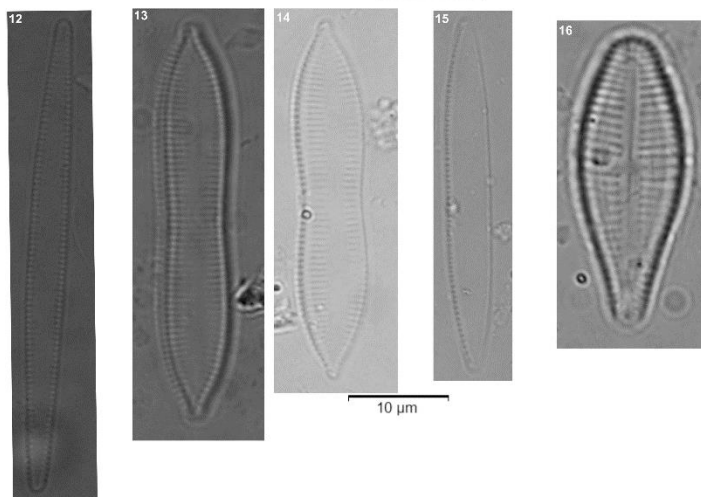
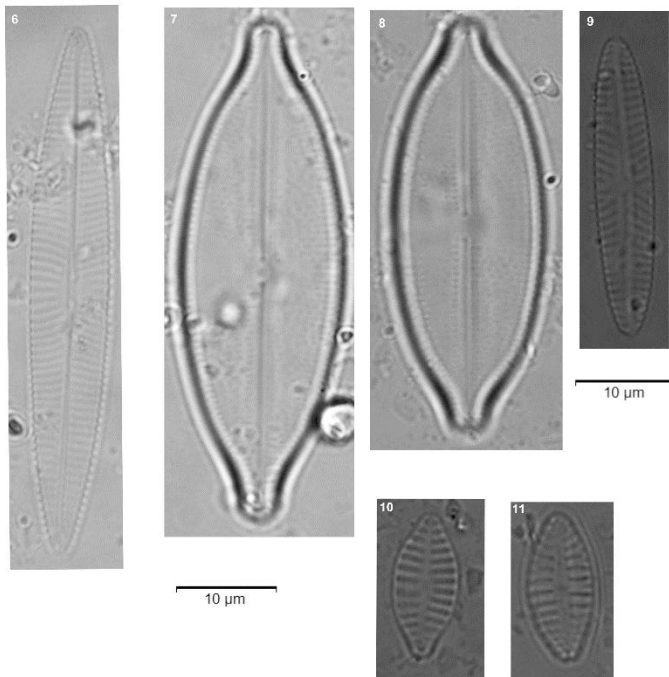
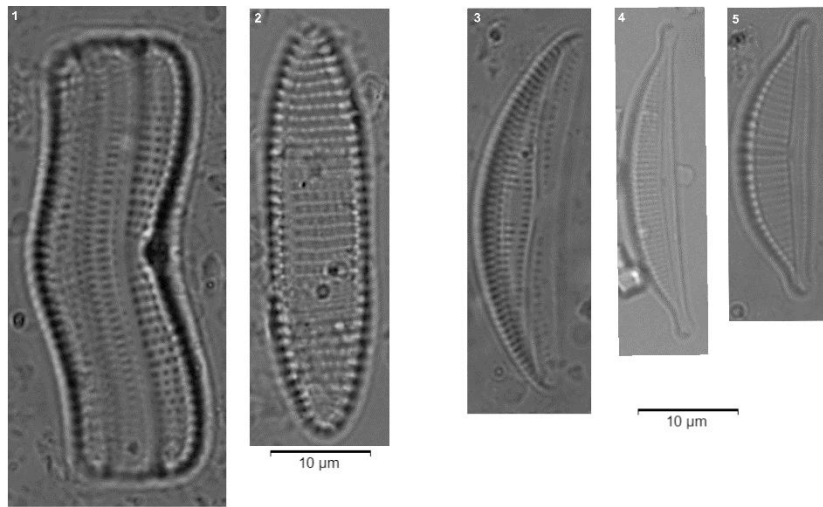
# Lámina 1



## **Lámina 2**

- 1, 2:** *Achnantes brevipes* C. Agardh
- 3:** *Amphora copulata* (Kützing) Schoeman y R. E. M. Archibald
- 4:** *Amphora coffeaeformis* (C. Agardh) Kützing
- 5:** *Amphora acutiuscula* Kützing
- 6:** *Navicula viridula* (Kützing) Ehrenberg
- 7, 8:** *Anomoeoneis sphaerophora* Pfitzer
- 9:** *Navicula cincta* (Ehrenberg) Ralfs
- 10, 11:** *Planothidium delicatulum* (Kützing) Round & Bukhtiyarova
- 12:** *Fragilaria fasciculata* (C. Agardh) Lange-Bertalot
- 13, 14:** *Nitzschia constricta* (W. Gregory) Grunow
- 15:** *Nitzschia pusilla* Grunow
- 16:** *Gomphonema olivaceum* (Hornemann) Brébisson

## Lámina 2

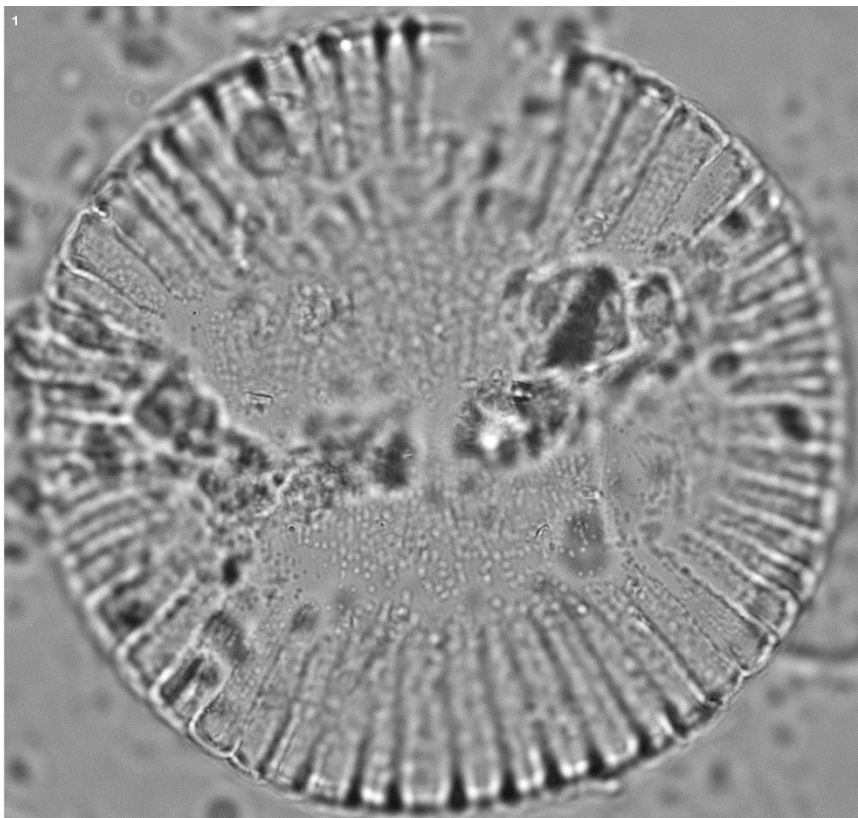


### **Lámina 3**

**1:** *Campylodiscus clypeus* (Ehrenberg) Ehrenberg ex Kützing

**2, 3:** *Surirella striatula* Turpin

Lámina 3



10  $\mu$ m





## Registro Paleolimnológico

### Lámina 4

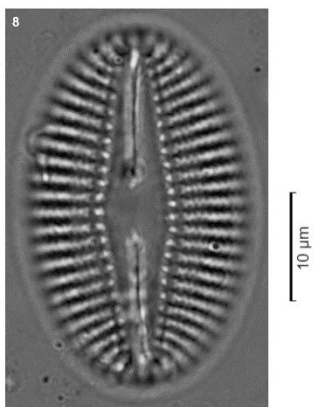
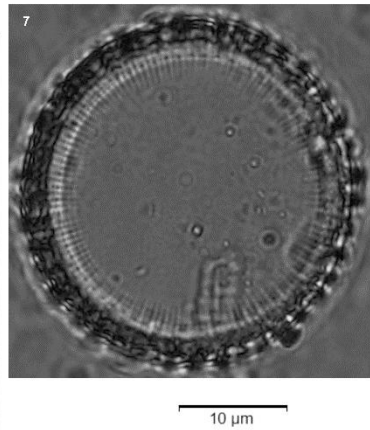
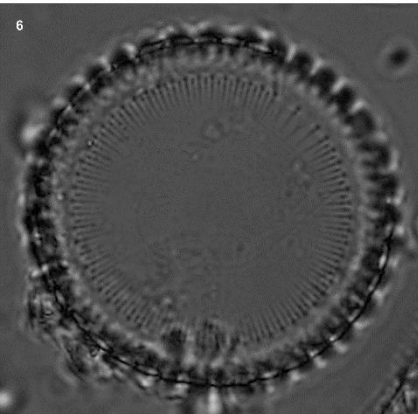
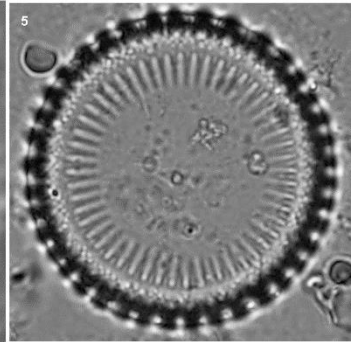
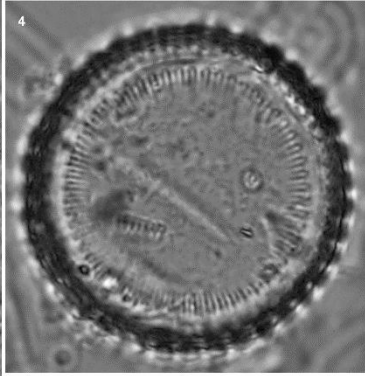
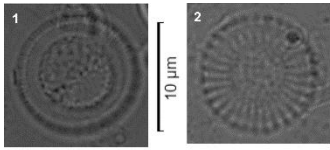
1: *Cyclotella caspia* Grunow

2: *Cyclotella meneghiniana* Kützing

3 – 7: *Paralia sulcata* (Ehrenberg) Cleve

8: *Diploneis smithii* (Brébisson) Cleve

# Lámina 4



## **Lámina 5**

**1:** *Craticula halophila* (Grunow) D. G. Mann

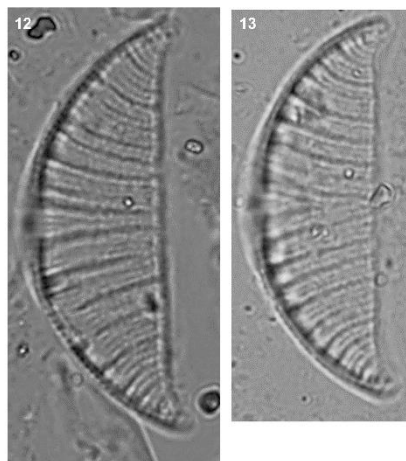
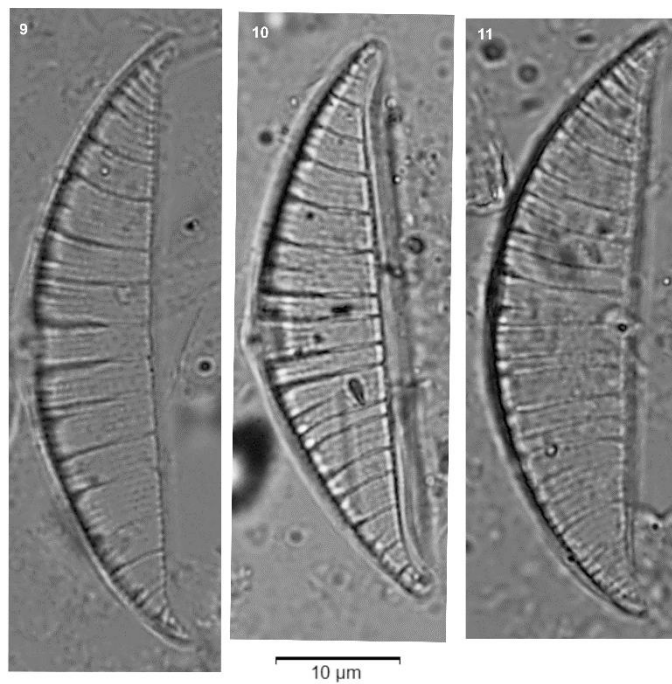
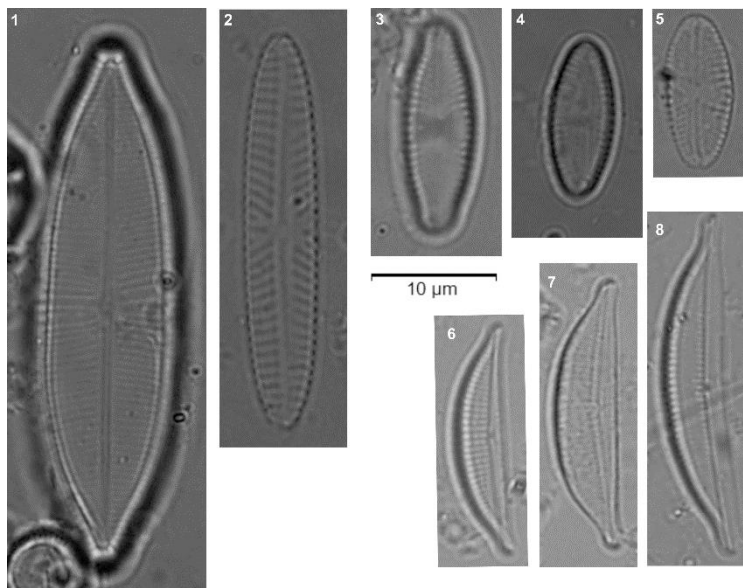
**2:** *Navicula cincta* (Ehrenberg) Ralfs

**3 – 5:** *Luticola mutica* (Kützing) D. G. Mann

**6 - 8:** *Amphora veneta* Kützing

**9 - 13:** *Rhopalodia musculus* (Kützing) Otto Müller

Lámina 5



## **Lámina 6**

**1, 2:** *Nitzschia acicularis* (Kützing) W. Smith

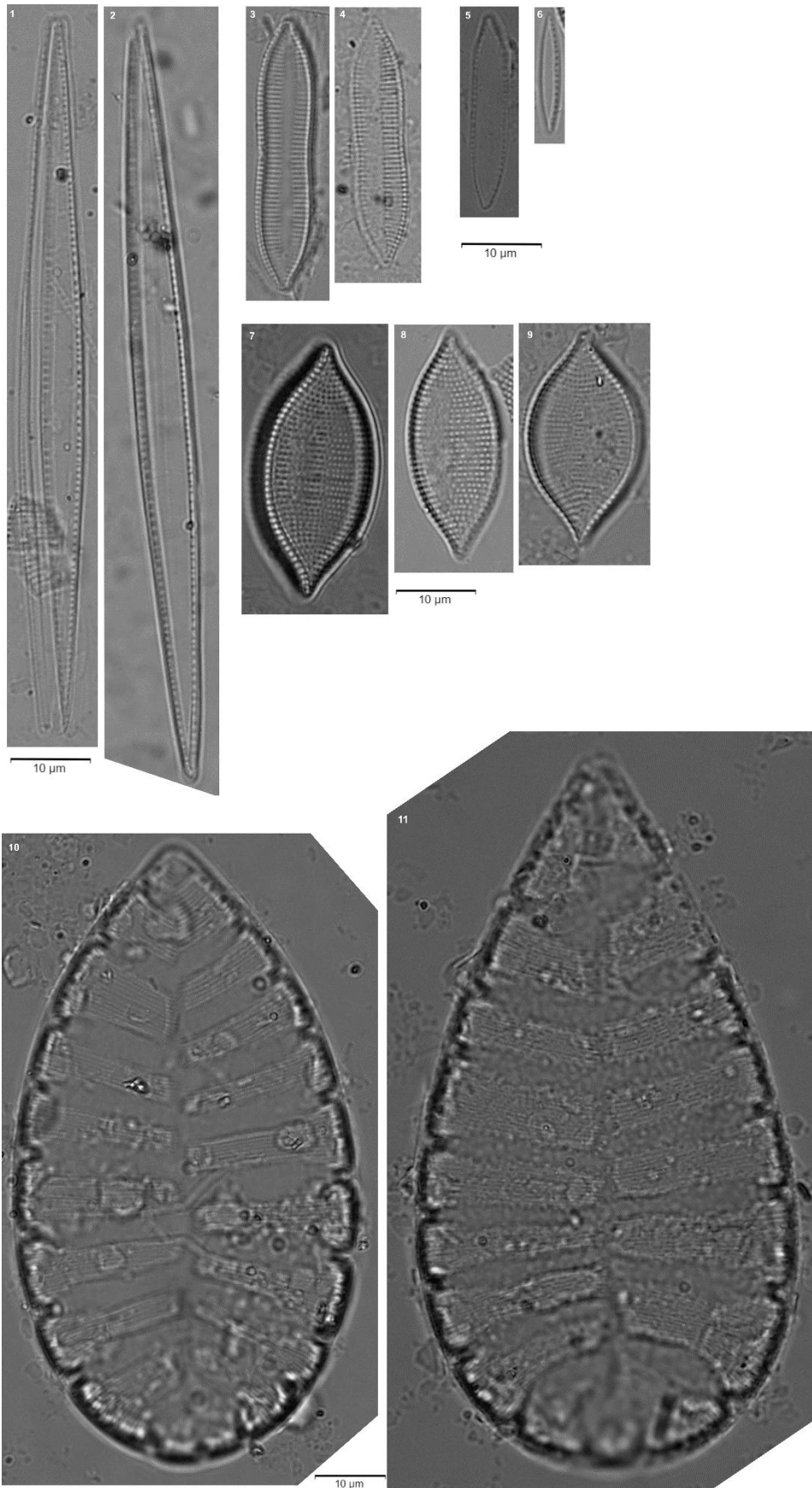
**3, 4:** *Nitzschia constricta* (W. Gregory) Grunow

**5, 6:** *Nitzschia palea* (Kützing) W. Smith

**7 - 9:** *Tryblionella punctata* W. Smith

**10, 11:** *Surirella striatula* Turpin

Lámina 6



## **ANEXO 3**

**Conteo de diatomeas de la Laguna  
Peña**

## **ANEXO 4**

**Conteo de diatomeas de la Laguna  
Mar Chiquita**

## **ANEXO 5**

**Mediciones morfométricas de  
diatomeas de la Laguna Peña y  
Laguna Mar Chiquita**

Las bases de datos correspondientes a los Anexos 3 – 5 se encuentran en una plataforma virtual que permite el acceso a ellos. Los DOI correspondientes para cada base de datos se detallan a continuación:

**ANEXO 3. Conteo de diatomeas Laguna Peña – Uruguay**

doi:10.17632/3j4x8tvpwv.1

**ANEXO 4. Conteo de diatomeas Laguna Mar Chiquita – Argentina**

doi:10.17632/3j4x8tvpwv.1

**ANEXO 5. Mediciones morfométricas de diatomeas de la Laguna Peña y Mar Chiquita**

doi:10.17632/cpws286zwk.1