

Universidad de Buenos Aires
Facultad de Ciencias Exactas y Naturales



Tesis de Licenciatura en Paleontología

Reconstrucción paleoclimática en la transición Pampa-Patagonia: la señal paleolimnológica de la Laguna Cochicó, provincia de Buenos Aires

Vera Daniela Maciel

Directora: Dra. María Sofía Plastani

Codirectora: Dra. Cecilia Laprida

**Laboratorio de Sondeos de Ambientes Continentales y Marinos
(SACMa)**

**Instituto de Estudios Andinos “Don Pablo Groeber” (IDEAN),
UBA-CONICET**

Marzo de 2021

Resumen

La laguna Cochicó ($62^{\circ}19' S$ $36^{\circ}56' O$) forma parte de la cuenca de Las Lagunas Encadenadas del Oeste (LEO), ubicada en la transición de dos dominios climáticos diferentes: Pampa y Patagonia. Por ello, su reconstrucción ambiental presenta interés paleoclimático, al presentar una alta sensibilidad a las variaciones dadas por la intensificación de uno u otro dominio.

Con el objetivo de reconstruir las fases hidroclimáticamente controladas de Cochicó en los últimos ~ 1100 años, se analizó su registro paleolimnológico a partir de un testigo sedimentario utilizando como *proxies* a ostrácodos y contenidos de carbono orgánico e inorgánico total.

La laguna Cochicó presentó marcada variabilidad en sus condiciones ambientales durante el último milenio, tal como indica en conjunto el comportamiento de los distintos parámetros estudiados a lo largo del testigo. Se reconocieron los eventos de la Anomalía Climática Medieval (ACM; 880-1200 AD), la Pequeña Edad de Hielo (PEH; 1200-1850 AD) y la transición hacia un régimen de laguna permanente como consecuencia del aumento de precipitaciones en el contexto del calentamiento del siglo XX.

La ACM en Cochicó se caracterizó por ser un período de mayor humedad relativa, con un estado de aguas claras de baja salinidad y productividad, así como comunidades ecuables de ostrácodos que indicarían condiciones favorables.

La PEH presentó condiciones heterogéneas que dan cuenta de fases de déficits y excesos hídricos expresadas como variaciones de salinidad, productividad y características de los ensambles de ostrácodos, que tienden a una menor diversidad.

La salida de la PEH se vió reflejada por un progresivo aumento de las precipitaciones aunque con marcada inestabilidad, incluyendo períodos de sequías. A partir del siglo XX se desarrollaron actividades con impacto antrópico tales como la agricultura intensiva y obras de infraestructura hídrica, que repercutieron en las condiciones de la laguna. En el primer caso, tienen incidencia en su estado de turbidez (tanto por eutrofización y aporte sedimentario), mientras que en el segundo en la regulación del nivel de sus aguas. Ambas condiciones se verifican en la evolución de los niveles de productividad, salinidad y abundancias de ostrácodos, ya con nula diversidad.

El registro paleolimnológico de Cochicó muestra una adecuada correspondencia con otros estudios realizados en la cuenca de las LEO y la región pampeana, por lo que puede profundizarse la señal climática contenida en la laguna a partir de otros *proxies*.

Índice de contenidos

1. Introducción	1
a. El Cuaternario y las reconstrucciones paleoclimáticas	1
b. La Paleolimnología.....	10
c. Proxies	14
Ostrácodos.....	14
TOC/TIC	20
d. Área de estudio	23
Las lagunas de la Región Pampeana	23
Las Lagunas Encadenadas del Oeste	27
2. Objetivos.....	33
3. Hipótesis.....	34
4. Materiales y métodos.....	35
a. Extracción y apertura de testigo	35
b. Modelo de edades	36
c. Procesamiento de muestras.....	36
d. Picking y conteos	37
e. Determinaciones taxonómicas	38
f. TOC/TIC.....	39
g. Análisis cuantitativos.....	41
Zonaciones	41
Diversidad	43
Equitabilidad	44
5. Resultados.....	46
a. Estratigrafía	46
b. Modelo de edades	48
c. Sistemática Paleontológica	51
d. Ostrácodos y zonaciones	63
e. Diversidad y equitabilidad	70
f. TOC/TIC.....	70
6. Discusión.....	74
a. Limnocitíridos pampeanos	74
b. Ánálisis del registro de la Laguna Cochicó y su evolución	76
c. Comparación del registro de Cochicó con otras lagunas pampeanas.....	90

d. Comparación del registro de Cochicó con otras lagunas de las LEO	93
7. Conclusiones	96
8. Bibliografía	98
9. Anexo: Láminas	126

Índice de figuras y láminas

Figura 1. Morfología externa de un caparazón de ostrácodo.....	16
Figura 2. Representantes de las superfamilias no marinas de Podocopida.....	18
Figura 3. Localización del área de estudio	27
Figura 4. Diagonal Árida Sudamericana	30
Figura 5. Foto del testigo TCOCHBA.	47
Figura 6. Modelo de edades para TCOCHBA.....	49
Figura 7. Litología y facies del registro estratigráfico de TCOCHBA.....	50
Figura 8. Resultados de zonaciones del modelo Broken-Stick.	65
Figura 9. Gráfico estratigráfico de abundancias y zonaciones de TCOCHBA.....	69
Figura 10. TOC (%)	72
Figura 11. TIC (%).....	73
Figura 12. Gráficos de boxplot para distintos iones en ambientes los que se halló <i>Limnocythere cusminskyae</i>	75
Figura 13. Gráfico integrador de la información obtenida de TCOCHBA.	79
Figura 14. Comparación entre las fases hidrológicas obtenidas para Laguna Cochicó con otras lagunas de la cuenca de las LEO.	82
Figura 15. Propuesta de modelo de evolución para la laguna Cochicó en los últimos ~1100 años.....	90
Lámina 1	127
Lámina 2	129
Lámina 3	131
Lámina 4	133

1. Introducción

a. El Cuaternario y las reconstrucciones paleoclimáticas

El Cuaternario es el último de los tres períodos de la era Cenozoica, comenzando hace 2,58 millones de años (M.a.) y continuando hasta la actualidad (Cohen et al., 2013). Este período se caracteriza por una ciclicidad de períodos glaciales (“eras de hielo”: enfriamientos con gran desarrollo de calotas de hielo que alcanzan latitudes actualmente templadas) intercalados con interglaciales (fases de calentamiento relativo que separan a dos glaciales). Los forzantes de estos estadíos se relacionan a la periodicidad de las variaciones orbitales terrestres y resultan en magnitudes diferenciales de insolación estacionales y latitudinales, afectando el equilibrio térmico de la tierra y con ello, el clima (Imbrie & Imbrie, 1980). No obstante, el registro geológico muestra que la tasa y amplitud del cambio climático ha variado durante el último millón de años y esto, descartando variaciones astronómicas significativas en relación a los ciclos anteriores, estaría relacionado a una progresiva evolución de la modulación y amplificación de los forzantes orbitales por parte del sistema terrestre (Cohen & Gibbard, 2019). El modelo de oscilación climática asociado al Cuaternario se explica por la reestructuración de la circulación oceánica y atmosférica que se dio a partir de la formación del istmo de Panamá, que cerró la comunicación entre los océanos Atlántico y Pacífico hace unos 3,2 M.a. (Plioceno medio) y determinó las condiciones necesarias para provocar glaciaciones masivas

en el Hemisferio Norte, sobre todo durante mínimos de irradiación solar (e.g. Sarnthein et al., 2009).

La subdivisión formal del Cuaternario se basa en la identificación de unidades geoclimáticas, es decir, registros de condiciones climáticas contrastantes de amplia distribución geográfica en las secuencias estratigráficas (*North American Commission on Stratigraphic Nomenclature*, 2005). Dichos registros se evidencian a partir de indicadores indirectos o datos *proxy*, que preservan una señal formada bajo las condiciones climáticas en las que se encontraban al momento de su formación (Evans et al., 2013). Los datos *proxy* pueden provenir de distintas fuentes, como los sedimentos ordenados estratigráficamente, hielos o espeleotemas, y las señales pueden ser de tipo química (por ejemplo, relaciones isotópicas, como $\delta^{18}\text{O}$) o biológica (a partir de las respuestas particulares de los organismos, poblaciones y comunidades a las condiciones ambientales) (Last & Smol, 2001).

Es importante advertir las limitaciones y asunciones que implica la reconstrucción climática que puede efectuarse a partir del estudio de los *proxies*. Cada *proxy* posee distinta sensibilidad a los diferentes factores ambientales, por lo cual la señal generada puede ser débil para ciertos parámetros o contener “ruido” generado por señales no climáticas o incluso metodológicas (Bradley, 2015). Diversos *proxies* pueden responder asincrónicamente respecto a los cambios climato-ambientales y respecto de la respuesta de otros *proxies*. Cuando existe superposición entre los registros geológicos (en sentido amplio) y los registros instrumentales de parámetros climáticos, se puede llevar a cabo una *calibración* mediante la cual es posible interpretar, cuantificar y contrastar la respuesta de los diferentes *proxies* (a partir del reconocimiento de los procesos físico-químicos climáticamente dependientes que tienen lugar en ellos), permitiendo asimismo

establecer en qué medida las propiedades estudiadas en cada *proxy* dependen del clima. Los datos instrumentales no suelen superar los 150 años, pero son esenciales para diseñar modelos de extrapolación y realizar reconstrucciones paleoclimáticas y proyecciones más allá de las mediciones realizadas (Mann, 2002a).

Para los últimos 40.000 años, las dataciones por ^{14}C han sido decisivas para delinear la historia climática global (Bradley, 2015). Por convención, la escala de tiempo utilizada para las dataciones con radiocarbono toma como referencia el año 1950, y una vez calibradas (ya que las concentraciones atmosféricas de ^{14}C no han sido constantes a lo largo del tiempo; De Vries, 1958) se expresan como “cal BP” / AP” (BP= Before Present / AP = Antes del Presente) (Van der Plicht & Hogg, 2006). Cuando se expresan en calendario gregoriano, las edades se refieren como AD.

Una primera subdivisión del Cuaternario comprende las épocas Pleistoceno (2,58 M.a - 0,0117 M.a.) y Holoceno (0,0117 M.a. - actualidad) (Cohen et al., 2013). El Pleistoceno presenta varias alternancias glacial-interglacial, y su base está indicada por el primer enfriamiento que alcanzó la magnitud de una fase glacial (GSSP, *Global Stratotype Section and Points* -sección estratotípica y punto de límite global- en Monte San Nicola, Italia - Rio et al., 1998), coincidente con la reversión geomagnética Gauss/Matuyama (Suc et al., 1997). Por su parte, el Holoceno representa el último episodio interglacial y la etapa actual, con su base definida como GSSP a los 1492,45 metros de profundidad en el testigo de hielo North GRIP2 (NGRIP2) del *North Greenland Ice-Core Project* (Rasmussen et al., 2006; Walker et al., 2009), que refleja los primeros indicios de calentamiento hacia el final del *Greenland Stadial 1/Younger Dryas* (evento frío abrupto que interrumpió el calentamiento post-glacial). El Holoceno a su vez se subdivide en tres edades:

inferior o Groenladiense (0,017 - 0,0082 M.a.), medio o Norgripiense (0,0082 - 0,0042 M.a.) y superior o Megalayense (0,0042 M.a - presente), con todos sus límites definidos por GSSPs (Walker et al., 2018).

El límite entre el Pleistoceno y el Holoceno Inferior es un cambio particularmente rápido y significativo en los patrones climáticos y de circulación atmosférica. Este habría sido precedido por una intensificación del monzón asiático que resultó en el retroceso del hielo marítimo en el Atlántico Norte debido a un incremento en la advección del calor y temperatura atmosféricos (Grachev & Severinghaus, 2005; Steffensen et al., 2008). El Holoceno inferior se caracteriza por ser parte de una fase relativamente más cálida que el Pleistoceno terminal, con anomalías positivas de $1,6 \pm 0,8^{\circ}\text{C}$ respecto de la temperatura media actual en el Ártico Occidental (Kaufman et al., 2004). Dicha fase, conocida como “Máximo Termal del Holoceno” se habría desarrollado entre 11.000 - 7.000/5.000 años pero con asincronía temporal entre regiones y de magnitud muy heterogénea, dada la fuerte influencia de la cobertura de hielo en el Hemisferio Norte que retrasó el calentamiento a lo largo del Este de Norteamérica y el Oeste de Europa (Renssen et al., 2009; Widman, 2009).

La base del Holoceno medio se encuentra a los 1.228,67 metros de profundidad del testigo de hielo NGRIP1 del North Greenland Ice-Core Project, con una anomalía negativa de la temperatura (1 - 3°C) de corta duración (Rasmussen et al., 2007). Este evento, conocido como “8.2 ka *climatic event*” (Alley & Ágústsdóttir, 2005), habría resultado de una descarga de agua de derretimiento (más otros efluentes de agua dulce) y una desaceleración de la circulación de la masa de agua profunda del Atlántico Norte (NADW, *North Atlantic Deep Water*), reduciendo el transporte meridional de aguas cálidas y causando un enfriamiento

del Hemisferio Norte (e.g. Carlson et al., 2009; Wagner et al., 2013; Matero et al., 2017). En los Océanos Atlántico Sur y Antártico está indicado por una fase de breve calentamiento (Walker et al., 2012).

El inicio del Holoceno superior (edad en curso) está indicado por un evento de marcado descenso de precipitaciones registrado en el espeleotema KM-A de la Cueva de Mawmluh, India (Berkelhammer et al., 2012). Habría ocurrido una reorganización significativa de los patrones de circulaciones atmosférica y oceánica de alcance casi global (Paasche & Bakke, 2009), causando disrupción de los *westerlies* y de los monzones de verano de la India y del Este de Asia. En altas latitudes, este evento se vió reflejado en enfriamientos y avances glaciales (por ejemplo, en América del Sur), mientras que en medias y bajas latitudes, por una aridificación que coincide temporal y espacialmente con cambios profundos en las sociedades evidenciados en el registro arqueológico (referencias en Walker et al., 2018).

Durante el último milenio ocurrieron tres eventos climáticos importantes: la Anomalía Climática Medieval (ACM), la Pequeña Edad de Hielo (PEH) y el calentamiento global del siglo XX.

La ACM refiere a un período cálido comprendido aproximadamente entre los siglos X y XIII cuyo reconocimiento surgió en un principio por evidencia documental histórica y algunos datos paleoambientales del Oeste de Europa (Lamb, 1965). Según las estimaciones de Lamb (que preceden el uso de datos *proxy* calibrados), la temperatura habría sido 1-2°C mayor que las primeras décadas del siglo XX, acompañada por pocas precipitaciones. De acuerdo a evidencia posterior, en el Hemisferio Norte las temperaturas en promedio durante dicho período habrían sido aproximadamente 0,3°C menores a las de mediados del siglo XX, con sólo tres picos

de pocas décadas de duración comparables a éste último (Crowley & Lowery, 2000). Una aceleración de la circulación termohalina del Océano Atlántico habría incrementado el transporte de calor hacia el norte, calentando el Atlántico Norte y zonas aledañas (Mann, 2002b). Algunas regiones tropicales, como el Este del Pacífico central habrían sido más frías que décadas recientes, indicando estadíos similares a La Niña en ciertos períodos de la ACM (Cobb et al., 2003; Mann et al., 2009). En el Hemisferio Sur la información es más dispersa para determinar el alcance de este fenómeno (Jones et al., 2009), aunque igualmente para el Hemisferio Norte existen discordancias a escalas de décadas a siglos en los picos de calentamiento registrados en testigos de hielo: alrededor del 950 AD se verifican avances glaciares en los Alpes y las Montañas Rocallosas del Colorado, mientras que en China se registró un calentamiento para el mismo período (referencias en Crowley & Lowery, 2000)

La Pequeña Edad de Hielo (PEH) es el período relativamente frío que sucedió a la ACM entre los siglos XIV-XIX, e involucra a los avances glaciares más recientes del Holoceno (Matthews & Briffa, 2005). En el Hemisferio Norte tuvo tres mínimos (con períodos relativamente cálidos entre ellos) alrededor de 1650 AD, 1770 AD y 1850 AD en Europa y Alaska con avances de glaciares de valle, acompañado de una disminución de la temperatura media anual menor a 1°C (Crowley, 2000). Las causas de este fenómeno se habrían dado por la coincidencia de variaciones orbitales con baja irradiación en el Hemisferio Norte junto a la actividad solar inusualmente baja y un gran número de importantes eventos volcánicos (Wanner et al., 2008). Las simulaciones descritas en Goosse & Renssen (2004) muestran que la baja irradiación habría reducido el transporte de calor del Océano Atlántico hacia el Mar de Noruega, incrementando el hielo marino y

reduciendo la mezcla de aguas profundas y retroalimentando negativamente el flujo de calor desde el océano. Según esta simulación, el Hemisferio Sur podría haberse enfriado (por transporte interhemisférico de agua profunda activo) o calentado (debido a reducción del transporte de calor hacia el norte).

En América del Sur, si bien los datos son más escasos, se reconoce la PEH, aunque dependiendo de la región se refiere como un período frío-húmedo (e.g. a lo largo de los Andes: Vimeaux et al., 2009) o como de alternancia de frío-húmedo y frío-seco, dominando la aridez en la última etapa del período (e.g. en la región pampeana: Córdoba et al., 2014; Cuña-Rodríguez et al., 2020; Guerra et al., 2017; Laprida et al., 2009; López-Blanco et al., 2021; en la Puna: Oxman et al., 2015; en norte de Sierras Pampeanas: Sampietro-Vattuone et al., 2018).

A partir de mediados del siglo XX se observó un incremento de las temperaturas globales, siendo el período 1983-2012 AD el que tiene más altas probabilidades de ser el más cálido (de esa duración) de los últimos 800 años en el Hemisferio Norte. Dicho calentamiento no sería explicado sólo por la actividad solar, ya que ésta no muestra una tendencia clara (promediada sobre el ciclo de manchas solares) desde su medición instrumental desde 1978 AD (Wanner et al., 2008), y los registros muestran que los niveles de irradiación son relativamente semejantes en comparación al último milenio (Muscheler et al., 2007). Las concentraciones atmosféricas de gases de efecto invernadero como H_2O , CO_2 , CH_4 y N_2O fueron aumentando (junto a cambios en su forzamiento radiativo) en los últimos 250 años, con los niveles actuales superando a los del resto del Holoceno (Stauffer et al., 2002; Joos & Spahni, 2008). La actividad humana es uno de los factores más importantes para explicar este calentamiento, dada la coincidencia temporal de este fenómeno con el desarrollo industrial y la ocurrencia de distintos cambios sin

precedentes antes de 1950 AD. Por ello, surge la propuesta de una nueva edad geológica para expresar el origen antropogénico de los cambios en el sistema terrestre: el Antropoceno.

El concepto de Antropoceno fue propuesto por Crutzen & Stoermer (2000) y desde entonces ha sido ampliamente utilizado de manera informal en la literatura científica. La expansión de las actividades humanas dada por el desarrollo tecnológico habría alcanzado la magnitud suficiente como para impactar sobre los distintos componentes del sistema terrestre de manera irreversible en el corto a mediano (e incluso largo) plazo (Crutzen & Stoermer, 2000). Dependiendo del enfoque y las perspectivas disciplinarias, se propusieron distintas fechas para su inicio (Smith & Zeder, 2013) que pueden extenderse en el tiempo hasta finales del Pleistoceno con los eventos de predación de la megafauna y cambios en la vegetación (Doughty et al., 2010), mientras que Crutzen & Stoermer (2000) se refirieron a la Revolución Industrial (1750-1800 AD) como la generadora de cambios en la composición atmosférica global a partir de la emisión de gases de efecto invernadero. Sin embargo, para ser definido como una unidad cronoestratigráfica formal se requiere que su base sea sincrónica a escala global y reconocible con distintos *proxies* en el registro geológico (Zalasiewicz et al., 2017). Es recién a mediados del siglo XX que se alcanza una señal clara con estas características, representada como una inflexión que se asocia con un rápido crecimiento de la población mundial y del uso de recursos y industrialización (proceso conocido como la “Gran Aceleración”), lo que a su vez hace del Antropoceno una unidad potencialmente diferenciable del Holoceno (Steffen et al., 2007; Waters et al., 2016). Esta señal coincide con perturbaciones importantes de los ciclos de carbono, nitrógeno y fósforo, así como de los ecosistemas terrestres y marinos y la

introducción de nuevos materiales. El *Antropocene Working Group* (AWG), dependiente de la *International Union of Geological Sciences* (IUGS), propuso que la base del Antropoceno sea definida como una GSSA (*Global Standard Stratigraphic Age*), es decir, una edad numérica expresable como fecha calendario (e.g. 1945 AD), pero por sugerencia de la comunidad geológica general, se está trabajando en seleccionar un GSSP (Zalasiewicz et al., 2017). La señal de radioisótopos (plutonio, radiocarbono) generada a partir de los primeros ensayos nucleares está teniendo mayor consideración como marcador primario de la base del Antropoceno por su potencial de correlación global (Zalasiewicz et al., 2017).

Los cambios generados por la actividad humana pueden tener consecuencias negativas en los distintos componentes del sistema terrestre y generar crisis en las sociedades humanas. Incluso ciertos eventos naturales extremos han sido atribuidos al calentamiento en curso (IPCC, 2014b). Es por esto que es importante estudiar cómo han sido los cambios en el pasado reciente en distintas escalas espaciales y temporales para comprender posibles evoluciones y predecir los futuros escenarios posibles. A pesar de que existen trabajos que incluyen al Holoceno superior (y por ende, al Antropoceno) analizando los cambios climáticos, geomorfológicos e hidrológicos, entre otros (e.g. en Argentina: Carol et al., 2017; Espinosa et al., 2020; Forman et al., 2014; Guerra et al., 2017; Messineo et al., 2019; Peña-Monné & Sampietro-Vattuone, 2019; Tripaldi et al., 2013; Zárate et al., 2009), la heterogeneidad de la señal climática cuando se la analiza en estas escalas temporales requiere ingentes esfuerzos de caracterización regional. Es por ello que son necesarios más estudios paleoclimáticos en el Hemisferio Sur para comprender las variaciones en los patrones de circulación atmosférica y oceánica y

sus consecuencias, así como obtener calibraciones más precisas (Villalba et al., 2009).

b. La Paleolimnología

La Paleolimnología es uno de las (sub)disciplinas más utilizadas en las reconstrucciones paleoclimáticas del Cuaternario. Es la disciplina que estudia e interpreta el registro sedimentario de sistemas lacustres activos y no activos, refiriendo a sus procesos físicos, geoquímicos, biológicos e hidrogeológicos (Last, 2002). Los sedimentos lacustres pueden ser de origen terrígeno, químico, biogénicos y/o volcanigénicos, así como contener fósiles y contaminantes (Cohen, 2003). Por lo tanto, los sistemas lacustres pueden actuar como “centinelas del cambio” y albergar una señal ambiental y climática con integración temporal de diversos procesos del paisaje circundante y la atmósfera (Adrian et al., 2009), además de contar con la ventaja de proveer, frecuentemente, un registro sedimentario continuo y de alta resolución temporal (Cohen, 2003). La paleolimnología integra diversos campos del conocimiento como la paleontología, la sedimentología, la agronomía, la edafología, la ecología, la climatología, la geoquímica, la geografía, la hidrología, la ingeniería, la física y geofísica (Birks & Birks, 2006; Cohen, 2003; Last, 2002).

El funcionamiento de un lago suele estar determinado por su ubicación geográfica, altitud, clima, morfometría, drenaje (subterráneo y superficial), usos del suelo del paisaje circundante, su estructura hidrológica y las características de la biota que lo habita y lo circunda. Todos estos factores pueden alterar los mecanismos primarios por los que los cambios climáticos afectan a determinado

proxy, variando las respuestas del mismo en distintos lagos (Weyhenmeyer, 2007). Por esta razón es indispensable reconocer qué proxies son los más adecuados para reconstruir determinadas variables en un lago, en el sentido que sean lo suficientemente sensibles a la variable en cuestión y poco afectados por otros procesos que generen “ruido” e interferencias en su interpretación. Las respuestas de los lagos incluyen cambios en sus características físicas (nivel de agua, transparencia, estratificación), químicas (conductividad, iones disueltos, materia orgánica disuelta, oxígeno disuelto y ciclo de nutrientes) y biológicas (especies presentes, estructura de las comunidades, productividad, cadenas tróficas) (Williamson et al., 2009).

El nivel de agua (sobre todo en lagos de cuencas endorreicas) es un buen indicador del cambio climático porque refleja las dinámicas de balance entre el ingreso y el egreso de agua, lo cual suele estar relacionado con oscilaciones climáticas desde locales a regionales (Rodionov, 1994). A su vez, en una determinada cuenca, las características químicas de las aguas y sus variaciones suelen ser fuertemente influidas por el clima, ya sea por la meteorización física o química que sufren las rocas y sedimentos que constituyen la cuenca (que determinan el ingreso al lago de diversos materiales, minerales e iones producto de la erosión), la precipitación por concentración evaporítica, la existencia de incendios en la cuenca, así como por la presencia de minerales autigénicos y materia orgánica originados por procesos internos del lago dependientes de su estructura térmica, la productividad primaria y la naturaleza del medio bentónico (e.g. Boisvenue & Running, 2006; Kelly et al., 2006; Rogora et al., 2003). Parámetros como el pH, la concentración de solutos, la composición iónica y la conductividad están entre los

indicadores más sensibles de las variaciones en el balance hídrico de los cuerpos de agua (Adrian et al., 2009).

Las relaciones entre el cambio climático y la biota lacustre son complejas al depender ésta última de múltiples factores y no solamente de los climato-dependientes, como ser la disponibilidad de recursos y el equilibrio de las cadenas tróficas (Adrian et al., 2009). No obstante estas limitaciones, en paleolimnología se usan diversos grupos de organismos como *proxies*, ya que varios son estenotópicos y las distintas especies tienen requisitos ecológicos estrechos. Tanto las abundancias pero sobre todo la composición específica y la estructura de los ensambles fósiles pueden ser indicadoras de las condiciones pasadas. Esto es particularmente cierto en lagunas someras las cuales, debido a su baja profundidad y relativamente bajo volumen, son muy sensibles a las fluctuaciones en el balance hídrico y altamente dependientes de las precipitaciones y la temperatura del aire, lo cual afecta directamente a las comunidades biológicas (Quirós et al., 2002).

En los lagos someros hay distintos estados de equilibrio relacionados con los niveles de nutrientes que pueden alternarse periódicamente o estabilizarse por largos períodos de tiempo: fases de aguas claras (con gran desarrollo de macrófitas sumergidas que evitan la resuspensión del sedimento) y fases de aguas turbias (con abundante fitoplancton y alta carga de nutrientes) (Scheffer & Jeppesen, 2007). Un tercer estadío que puede reconocerse es el turbio inorgánico, que es resultado de la resuspensión de sedimento y se caracteriza por un bajo desarrollo de macrófitas acuáticas y/o fitoplancton (Allende et al., 2009).

En Argentina se han analizado diversos registros paleolimnológicos con el objetivo de reconstrucción climática (cf. Villalba et al., 2009). Los primeros trabajos paleolimnológicos se desarrollaron sobre todo en Patagonia (e.g. Ariztegui et al.,

1997; Haberzettl et al., 2005; Massaferro et al., 1999; Mayr et al., 2005; Stine & Stine, 1990, por mencionar sólo algunos). Estos registros permitieron analizar con alta resolución desde el límite Pleistoceno-Holoceno hasta los últimos milenios. Más recientemente, estos estudios se expandieron hacia las planicies subtropicales y el noroeste argentino (citas en Piovano et al., 2015). Una mayor cantidad de estudios a lo largo de nuestro país y de América del Sur es esencial para integrar hemisférica y globalmente las dinámicas de paleocirculación y las respuestas hidroclimáticas desde el Pleistoceno Superior (Piovano et al., 2009).

c. Proxies

En estudios paleolimnológicos, debido a que cada *proxy* ocupa un determinado lugar en la red ecosistémica, distintos *proxies* pueden ser usados para reconstruir diferentes aspectos o variables del ambiente estudiado (Birks & Birks, 2006). Idealmente deberían integrarse tantos *proxies* como fuera posible para tener una visión más amplia (n-dimensional) de la que podría obtenerse con uno solo (National Research Council, 2005). Es condición indispensable poseer un control cronológico confiable de la secuencia estratigráfica para este tipo de estudios. En esta sección se describen los *proxies* utilizados en este trabajo: los ostrácodos (Arthropoda: Crustacea: Ostracoda) y dos indicadores geoquímicos: el contenido total de carbono orgánico (TOC, *Total Organic Carbon*) y el contenido total de carbono inorgánico (TIC, *Total Inorganic Carbon*), con las características más relevantes para su uso en la reconstrucción paleolimnológica, así como sus limitaciones.

Ostrácodos

Entre los *proxies* biológicos más comúnmente utilizados en paleolimnología se encuentran los ostrácodos, que son una clase de crustáceos de hábitos acuáticos de tamaño microscópico, con un caparazón bivalvo de calcita magnesiana. Su pequeño tamaño (menor en general a los 2 mm) asegura la representatividad de los ensambles fósiles aún en muestras pequeñas, ya que puede haber un gran número de especímenes en poco material, permitiendo los estudios cuantitativos y estadísticos.

El caparazón de los ostrácodos, que envuelve el cuerpo y apéndices del animal a modo de contención y protección, suele ser la única parte que se preserva en el registro fósil, aunque esto depende de las características de los sedimentos y de las condiciones redox del medio bentónico (Horne et al., 2002). La composición del caparazón es quitinosa-calcárea y se desarrolla a partir de dos pliegues epidérmicos que se expande desde el céfalo hacia todas las direcciones hasta cubrir completamente el cuerpo y los apéndices, constituyendo las duplicaduras (Harding, 1965). Dichos pliegues están compuestos a su vez por una lamela externa (que secreta en toda su extensión externa una capa de carbonato de calcio) y otra interna (calcificada sólo en región periférica). La región calcificada de la lamela interna junto al margen externo de la lamela externa (fusionada parcial o totalmente ella) se denomina duplicadura y forma la zona marginal de las valvas. Los iones que forman el caparazón son obtenidos del medio y luego secretados por la epidermis de la lamela externa y la parte periférica de la interna en el momento de la calcificación (Turpen & Angell, 1971). La superficie externa de ambas lamelas calcificadas está recubierta en vida por una capa quitinosa (Sylvester Bradley, 1941). Entre ambas lamelas se ubica una extensión del cuerpo, pueden ubicarse algunos órganos o glándulas.

La mayoría de las especies mudan hasta ocho veces hasta llegar al estadio adulto. Durante los procesos de ecdisis el caparazón se desprende completamente, secretándose en cada ocasión un nuevo caparazón de mayor tamaño que el anterior conforme crece el cuerpo del animal (Kesling, 1951). Muchos de los rasgos significativos para la determinación a nivel de especies se alcanzan en el estadio adulto si bien en ocasiones hasta tres estadio anterior la forma y ornamentación de los adultos ya suelen estar ya definidas. En las especies que lo presentan, el

dimorfismo sexual aparece en el último estadio juvenil y se evidencia por un incremento de tamaño en la región posterior-superior generalmente de los machos (para el alojamiento del aparato copulador), mientras que en hembras (particularmente en algunas especies de ostrácodos no marinos) esta zona es más ancha debido a que la parte posterior del caparazón actúa como una cámara incubadora para la retención de huevos y, eventualmente, de los primeros estadios larvales (Van Morkhoven, 1962).

La forma del caparazón es generalmente elongada en vista lateral y su ancho (visto dorsalmente) siempre es menor que el largo y usualmente menor que el alto (Figura 1). La morfología del contorno puede estar modificada por su ornamentación, extensiones e indentaciones de las valvas, tubérculos, alas, senos oculares o sulcos. Tanto la forma como el contorno son importantes a nivel taxonómico. Por ornamentación se entiende a las elevaciones y depresiones que se presentan en la vista externa de las valvas, sin reflejarse en el interior de las valvas, constituyendo uno de los rasgos taxonómicos más importantes a nivel genérico y específico (Van Morkhoven, 1962).

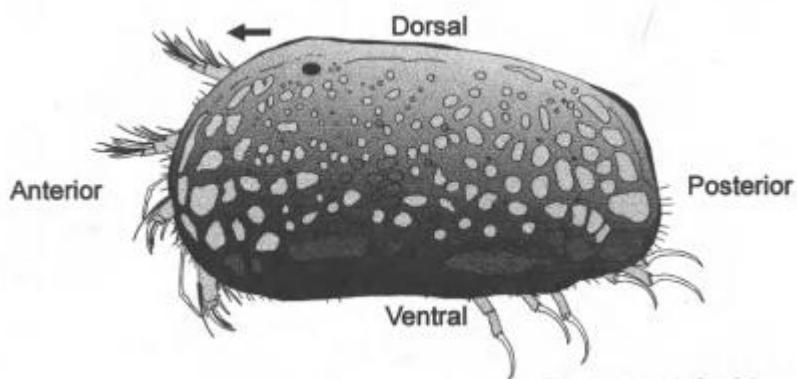


Figura 1. Morfología externa de un caparazón de ostrácodos con la orientación de sus márgenes. Fuente: Horne et al.(2002).

Las valvas no son simétricas sino que en casi todos los géneros existe una valva mayor que sobrepasa parcialmente a la otra en alguno de sus bordes. La articulación dorsal de las valvas se realiza mediante una charnela que puede presentar diferente complejidad, aunque en las formas continentales suele ser relativamente simple, a menudo consistiendo de barra y surco complementarios (charnela adonta), si bien también pueden presentar dientes en los extremos de la barra o crenulaciones, dando lugar a distintas nomenclaturas (Horne et al., 2002). El cierre de las valvas se da por efecto de los músculos aductores (junto a la acción de un ligamento elástico del margen dorsal), cuyos puntos de inserción forma impresiones internas de importancia taxonómica a niveles superiores (Kesling, 1951). Otras marcas que pueden encontrarse en la superficie interior de las valvas son las impresiones mandibulares y de otros órganos blandos, como ovarios o testículos.

El caparazón suele estar atravesado por poros por los cuales se proyectan al exterior setas sensitivas que cubren el cuerpo de los ostrácodos. Dichos poros se denominan normales (si corren perpendiculares a la lamela externa) o de canales marginales si se sitúan en la zona marginal, si alcanzan el margen externo a través de un canal que atraviesa la duplicadura. La morfología y número de los poros de canales marginales son de importancia taxonómica (Laprida & Ballent, 2008).

Los ostrácodos no marinos pertenecen al Orden Podocopida, en el cual se reconocen tres superfamilias: Darwinuloidea, Cytheridoidea y Cypridoidea (Martens, 1998). Generalmente tienen una valva lisa y poco ornamentada, y su desarrollo puede variar en una misma especie debido a la salinidad o temperatura. Las distinciones entre ellas se expresan con claridad por las impresiones de los músculos aductores (Figura 2). En Darwinuloidea tienen un patrón en roseta,

mientras que en Cytheridoidea forman una columna más o menos vertical con 4-5 componentes, y en Cypridoidea son como huellas y generalmente de manera muy distinta a las otras dos superfamilias.

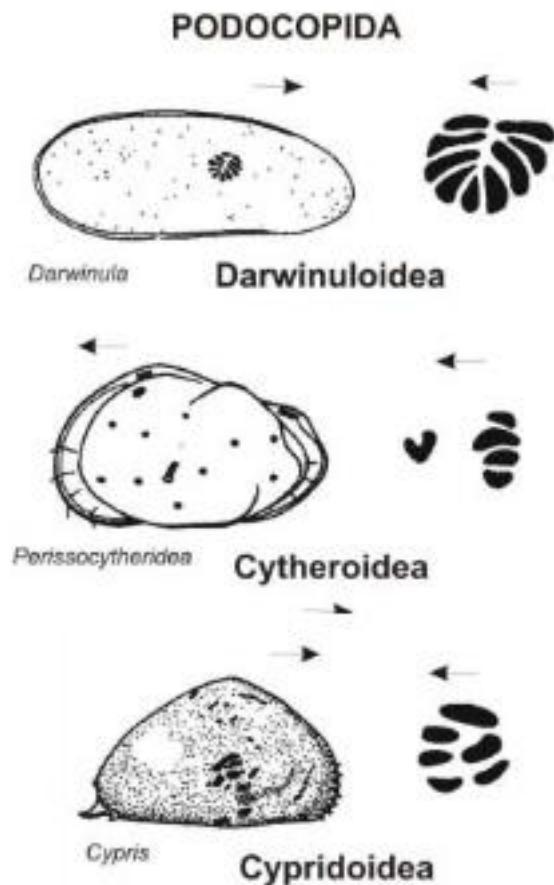


Figura 2. Representantes de las superfamilias no marinas de Podocopida. Esquemas del aspecto general de los caparazones indicando su orientación y detalle de las impresiones musculares.

Fuente: Laprida & Ballent (2008).

Los ostrácodos no marinos tienen un amplio rango de estrategias reproductivas y entre ellos es común la partenogénesis. Es el caso de los Darwinuloidea, que representan partenogénesis obligada. También hay grupos con reproducción mixta en los cuales en ocasiones ocurre reproducción sexual singámica pero, bajo ciertas condiciones, las poblaciones se reproducen partenogenéticamente. En estos casos, la reproducción sexual suele tener lugar

bajo condiciones de inestabilidad ambiental (Martens, 1998). En contraposición, la mayoría de los Cytheridoidea presentan exclusivamente reproducción sexual singámica (Griffiths & Horne, 1998).

Los ostrácodos se encuentran en prácticamente todos los ambientes acuáticos, e incluso en ambientes semiterrestres, como el horizonte O del suelo (Horne et al., 2002). En ambientes continentales son exclusivamente bentónicos, viviendo frecuentemente en ambientes litorales asociados con vegetación marginal, así como a algas o directamente vinculado a los sedimentos del fondos. Pueden ser epibentónicos o endobentónicos, detritívoros, filtradores, fitales o cazadores activos. Algunas especies son muy sensibles a la conductividad y a la naturaleza iónica del medio acuático donde habitan, las que determinan (entre otras variables tales como la concentración de oxígeno y la disponibilidad de alimento), la abundancia y diversidad de especies (Holmes, 2001). Otros factores que influyen en su distribución (en rangos estrechos de condiciones) son: temperatura, profundidad, tipo de sustrato, turbidez y estabilidad del cuerpo acuático (Laprida & Ballent, 2008).

Dado que en la mayoría de los lagos la conductividad y la naturaleza iónica son variables climáticamente determinadas, el estudio de los ensambles de ostrácodos contenidos en el registro paleolimnológico constituye una buena herramienta en las reconstrucciones paleoclimáticas (Danielopol et al., 2002). Tanto el enfoque de ensambles como el de especies indicadoras se basan en las analogías y el uniformitarismo, que asumen que, para una determinada especie, los requisitos ecológicos en el pasado son los mismos que en la actualidad (Birks & Birks, 2006). Sin embargo, al igual que los *proxies* biológicos en general, el hecho de que el rango completo de tolerancia de las especies puede ser desconocido, o alterado por otros factores no considerados en los estudios de reconstrucción ambiental (por

ejemplo, la competencia), puede resultar en una limitación al momento de “decodificar” la señal climática (Adrian et al., 2009).

TOC/TIC

Los contenidos de carbono orgánico total (TOC) y carbono inorgánico total (TIC) en los sedimentos son los *proxies* geoquímicos utilizados en el presente trabajo. Éstos brindan información sobre la cantidad de materia orgánica (expresada por el TOC) y, si se considera que el aporte de otros minerales con carbono es despreciable, de la cantidad de carbonatos (TIC) preservados en los sedimentos (Ito, 2002; Meyers & Teranes, 2002). Los carbonatos pueden estar vinculados a precipitación química a partir de soluciones sobresaturadas, por lo cual el TIC podrá ser también un indicador de la concentración de carbonatos disueltos (DIC) y la subsecuente concentración evaporítica de las aguas. Ambos parámetros son, adicionalmente, indicadores del estado trófico y de las condiciones de óxido-reducción del medio sedimentario asociadas a diagénesis temprana. Esta última determina el grado de descomposición (aerobia o anaerobia) y mineralización de la materia orgánica y de la disolución de carbonatos.

El TOC suele tener relación con la productividad primaria (Meyers & Teranes, 2002). Las fuentes primarias de carbono orgánico en los fondos lacustres son detritos particulados de vegetales que viven en las aguas o en las proximidades inmediatas del lago; la predominancia de detritos pertenecientes a algas o plantas vasculares depende de diversos factores como el clima, la morfología del lago o la topografía de la cuenca (Meyers & Ishiwatari, 1993). La descomposición de los detritos orgánicos es mediada principalmente por bacterias aeróbicas y

anaeróbicas; en lagos fuertemente estratificados, también las bacterias pueden ser una fuente importante de materia orgánica. La productividad está estrechamente relacionada con la salinidad, ya que en ambientes con elevada salinidad, la producción “*intra-lake*” suele ser baja, por lo cual los contenidos de TOC también aportan información sobre el balance hídrico de los lagos (Quirós et al., 2002). Otras fuentes de materia orgánica son los materiales alóctonos transportados hacia el lago, ya sea por el viento y por flujos mantiformes o encausados a través de afluentes. Es de destacar que este tipo de materia orgánica de origen terrestre suele ser más resistente a la degradación.

La preservación de la materia orgánica también es un factor a considerar en el análisis de las condiciones paleolimnológicas. Desde su producción y durante su soterramiento es afectada por la degradación, y aunque mientras la materia orgánica se hunde a través de la columna de agua los *loops* bacterianos previos pueden ser de gran importancia, la degradación que sufre en el ambiente diagenético temprano suele ser la más importante. En lagos someros es menor el tiempo de hundimiento y por lo tanto menor la exposición a la oxidación en la columna de agua, por lo cual los contenidos de materia orgánica suelen ser mayores que en los lagos profundos (Meyers & Ishiwatari, 1993). La oxidación y alteración de la materia orgánica continúan en el fondo lacustre mediante la resuspensión y bioturbación de los sedimentos, ya que prolongan su exposición a la degradación. Una gran porción de la materia orgánica en sedimentos lacustres corresponde a sustancias húmicas. Estos compuestos son producto de la alteración diagenética de la materia orgánica, que actúa a largo plazo: la fracción de sustancias húmicas se incrementa desde la superficie hasta el fondo de los testigos,

por lo cual su lenta descomposición continúa en las capas más profundas de sedimento (Meyers & Ishiwatari, 1993).

El TIC es utilizado frecuentemente para calcular el contenido de carbonatos (Ito, 2002). En un lago éstos pueden ser tanto de origen inorgánico como biogénico. Las fuentes inorgánicas de carbonatos pueden ser varias: por precipitación de los carbonatos disueltos en la columna de agua relacionada con su equilibrio con el CO₂ libre y el carbonato ácido, fuentes detriticas, y formación en el ambiente diagenético. En cuanto a los de origen biogénico, pueden derivar de distintos tipos de organismos, como ostrácodos, moluscos o algas. Por lo tanto, es necesario considerar las posibles fuentes de carbonatos que pueden encontrarse en un determinado lago teniendo en cuenta su funcionamiento y la biota asociada.

La técnica *Loss-on-ignition* (LOI) es una de las más utilizadas en paleolimnología para la estimación de TOC y TIC, reflejando la proporciones del carbono orgánico, carbonatos y minerales no carbonáticos contenidos en los sedimentos (Dean, 1974). No obstante, al ser expresado como un porcentaje respecto del carbono total (CT), su incremento puede reflejar tanto un aumento absoluto de la materia orgánica como una disminución de la inorgánica, o una combinación de ambas. Su interpretación puede ser compleja, ya que si bien tanto el TOC como el TIC pueden ser originados en el lago, otra porción puede haber sido transportada a él y ser de origen alóctono (Shuman, 2003).

Los parámetro obtenidos por LOI pueden ser interpretados como una señal climática sólo si se lo relacionan con otros indicadores. Por ejemplo, cambios en la estructura de los ensambles fósiles asociados a cambios de temperatura o la salinidad pueden coincidir con cambios en las curvas de LOI, y éstas últimas reflejar

diferencias en las tasas de productividad, el estado trófico o la preservación de la materia orgánica o carbonatos (Battarbee et al., 2001).

d. Área de estudio

Las lagunas de la Región Pampeana

El área de estudio del presente trabajo es la Cuenca de las Lagunas Encadenadas del Oeste (LEO), que se ubica en el centro-oeste bonaerense dentro del ámbito de la llanura pampeana de Argentina. La llanura pampeana es una planicie de relieve uniforme (excepto por dos sistemas serranos de poca altitud y área: Ventania y Tandilia) que se extiende entre los 30-39°S y los 57-66°O. Se encuentra en transición entre las regiones subtropical y patagónica, con clima templado húmedo o subhúmedo con temperatura media anual de 15°C y precipitaciones medias anuales con un gradiente NE-SO que va de 1100 mm hasta 700 mm (Feijoó & Lombardo, 2007). Dominan los depósitos de limos loessoides y loess del Pleistoceno y Holoceno, junto a depósitos arenosos fluviales reelaborados por los vientos en condiciones áridas del pasado geológico reciente (Iriondo, 1999; Piovano et al., 2009; Tripaldi et al., 2010; Zárate & Tripaldi, 2012). Los procesos hidrológicos están controlados por esta morfología de planicie, que favorece la acumulación de agua superficial.

Las lagunas son el componente principal del paisaje de la llanura pampeana, contabilizándose 13.824 en la provincia de Buenos Aires si se toman en cuenta sólo las mayores a 10 hectáreas (Geraldi et al., 2011a). La mayoría de ellas se desarrollan en cubetas de deflación formadas durante el Pleistoceno tardío (Tricart, 1973) y su hidrología depende en gran medida de las precipitaciones *in situ*

(Fuschini Mejía, 1994). Presentan características polimicticas, con niveles de agua y salinidad altamente variables y son naturalmente eutróficas. Actualmente, la mayor parte de ellas se encuentran bajo estrés ambiental antropogénico, por lo que a veces son hipereutróficas y presentan una gran variabilidad en la concentración de sedimentos en suspensión (Quirós & Drago, 1999). También suelen poseer una extensa zona litoral por su tendencia a ser colonizados por macrófitas, tanto emergentes como sumergidas (Vervoort, 1967), por lo que tienden naturalmente a la colmatación.

La dinámica de las lagunas pampeanas se ve influenciada por la morfología de las mismas, con una alta relación superficie/profundidad. El tiempo de residencia del agua en cada laguna, al igual que su estructura y funcionamiento, tiene una relación directa con el balance entre precipitación y evaporación, que se ve fuertemente afectado durante los ciclos de sequía-inundación característicos de la región (Quirós et al., 2002). Esto tiene un efecto de concentración-dilución de las aguas que, junto a variaciones en condición lumínica (que varía estacionalmente) y la acción del viento (que favorece la polimictia y la resuspensión del sedimento), impacta en la estructura de las comunidades (Jeppesen et al., 1998; Quirós et al., 2002; Torremorell et al., 2007), aspecto fundamental para las reconstrucciones paleolimnológicas.

Existen en la llanura pampeana varios estudios paleoclimáticos (Bonomo et al., 2009; Cioccale, 1999; Iriondo, 1999; Mehl et al., 2018; Quattrocchio et al., 2008; Tonello & Prieto, 2010; Tonni et al., 1999; Tripaldi & Forman, 2016; Tripaldi et al., 2013; Zárate et al., 2000) y paleolimnológicos que abarcan el Cuaternario (Córdoba, 2012; Cuña-Rodríguez et al., 2020; De Francesco, 2013; Guerra et al., 2015, 2017; Hassan, 2013; Irurzún et al., 2014; Laprida & Valero-Garcés, 2009; Laprida et al,

2009, 2014; López-Blanco et al., 2021; Piovano et al., 2009; Plastani, 2016; Plastani et al., 2019; Stutz et al., 2002, 2010, 2012, 2014) que evidencian la existencia de cambios climáticos e hidroclimáticos. Muchos de ellos se concentran en el Holoceno tardío, reconociéndose discrepancias sobre las condiciones imperantes: para algunos autores, las condiciones habrían sido de inestabilidad, con fases más húmedas interrumpidas por otras más secas (Cioccale, 1999; Piovano, 2002; Quattrocchio et al., 2008; Stutz, 2002, 2010). Para otros autores, en cambio, hubo un cambio de condiciones relativamente húmedas a semiáridas (Tonello & Prieto, 2010). Para el período contemporáneo a la Anomalía Climática Medieval del Hemisferio Norte (siglos IX-XIII), habrían predominado condiciones cálidas y húmedas (Carignano, 1999; Guerra et al., 2015; Iriondo, 1999; López-Blanco et al., 2021; Piovano et al., 2009; Plastani, 2016). El establecimiento definitivo (pero gradual) de las condiciones predominantemente húmedas en la Región Pampeana varía entre los 1500 años cal BP (Tonni et al., 1999), 700-500 años cal BP (Stutz, 2014), 300 años cal BP (Laprida et al., 2014), y 250 años cal BP (Irurzún et al., 2014), pero la mayor parte de estas reconstrucciones son cualitativas y, por ende, difíciles de comparar.

La Pequeña Edad de Hielo en la región estuvo caracterizada por condiciones más áridas y frías que la actualidad, con un pulso húmedo intermedio (Cioccale, 1999; Cuña-Rodríguez et al., 2021; Guerra et al., 2015, 2017; Iriondo, 1999; Laprida et al., 2009, 2014; López-Blanco et al., 2021; Piovano et al., 2009). El siglo XVIII habría sido marcadamente seco, dato para el cual se posee documentación histórica (Deschamps et al., 2003, 2014) además de los registros paleoclimáticos. La salida de la PEH (a mediados del siglo XIX) habría estado caracterizada por un mejoramiento de las condiciones climáticas, lo cual se mantuvo hasta las primeras

décadas del siglo XX. El siglo XX se caracterizó por una variabilidad hidrológica pronunciada, que originó fluctuaciones de los niveles de los lagos, variaciones en las descargas de ríos y cambios en la extensión de las áreas inundadas (García-Rodríguez et al., 2009). A partir de 1970 AD se registra instrumentalmente un aumento de las precipitaciones en la región (Compagnucci et al., 2002), lo cual también se manifestó en varios sistemas hidrológicos (Córdoba, 2012; Guerra et al., 2015, 2017; Piovano et al., 2002; Plastani et al., 2019). Desde entonces se observa en varios de ellos un aumento de la productividad que estaría relacionado a la expansión de la actividad agropecuaria en la región (Viglizzo & Jobbágy, 2010).

Las Lagunas Encadenadas del Oeste

Las Lagunas Encadenadas del Oeste (LEO) se encuentran al centro-oeste de la provincia de Buenos Aires, Argentina (62°S; 36°O) (Figura 3). Se trata de un

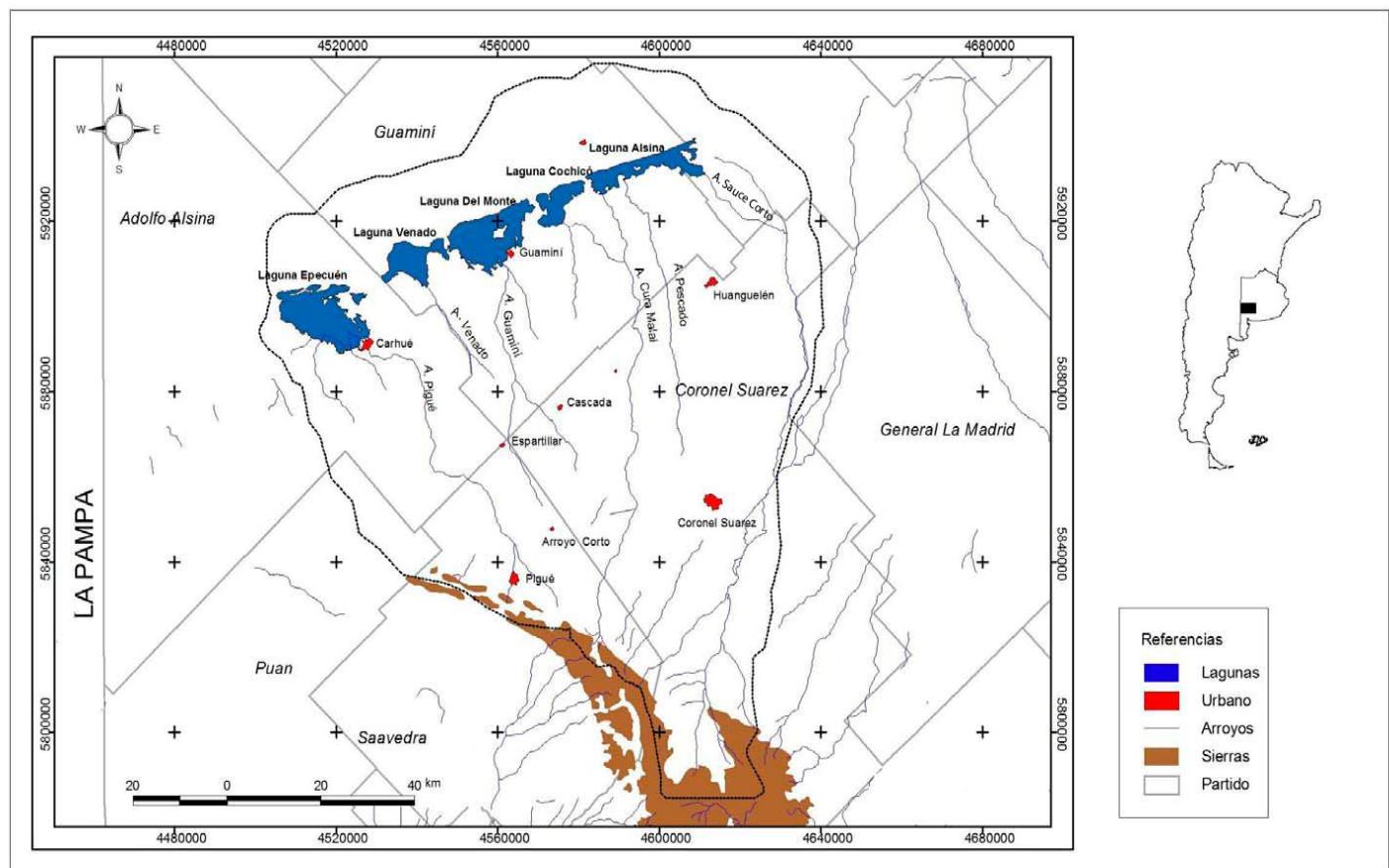


Figura 3. Localización del área de estudio con las lagunas que constituyen el Sistema de Lagunas Encadenadas del Oeste. Fuente: Geraldí (2009).

sistema fluviolacustre de aproximadamente 25.000 km² con cinco lagunas interconectadas en una cuenca endorreica, dentro de una depresión regional de sentido SO-NE. En este sentido se disponen las lagunas de Epecuén, Del Venado, Del Monte, Cochicó y Alsina. Existe un escalonamiento en este sentido, desde una cota de ~95 m s.n.m. en Epecuén hasta ~110 m s.n.m. en Alsina (González Uriarte & Navarro, 1988). También se observa un marcado gradiente de salinidad entre las lagunas, con aguas hipersalinas en Epecuén (una de los humedales más salados del mundo, con 370 g/l de sales totales disueltas) hasta oligohalinas en Alsina (Geraldi, 2009). Los afluentes se localizan al sur de las lagunas cada una con un arroyo principal generalmente alimentado por precipitaciones de la zona alta de la cuenca (Monachesi, 1995). Hacia el norte, el drenaje de los suelos es excesivo (Geraldi 2009),

Las LEO se encuentran en la región de la Pampa Seca, cercanas y al E de la Diagonal Árida Sudamericana, que es una banda estrecha de bajas precipitaciones (menores a 250 mm/año) que se extiende desde el NO de Perú hasta la costa atlántica Argentina entre los 40° S y 52 °S aproximadamente (Abraham et al., 2020; Bruniard, 1982) (Figura 4). En el ámbito de nuestro país y al sur de los 38 °S, dicha banda separa dos dominios climáticos: el de llanura Pampeana hacia el noreste, con influencia del sistema monzónico sudamericano, el cual es el principal aporte de humedad meridional; y el de la región Patagónica hacia el sur, con influencia predominante de los *westerlies*, vientos fríos y secos del sudoeste (Garreaud et al., 2009). A pesar de estar en la región pampeana, la proximidad del sistema LEO con la Diagonal Árida determina una marcada sensibilidad climática del área, al encontrarse en una zona transicional condicionada por la intensidad relativa del sistema monzónico y de los *westerlies*, ambos con sus

propias dinámicas de variabilidad (Garreaud et al., 2009). En la región, los vientos predominantes soplan desde el norte, mientras que los más intensos son del oeste (Geraldi, 2009). Existe una marcada estacionalidad en las temperaturas y precipitaciones debido a estas influencias, con máximos de las últimas en el semestre cálido; también influyen en las precipitaciones a lo largo del tiempo otros factores como la continentalidad y el fenómeno de El Niño Oscilación del Sur (ENSO), determinando períodos húmedos y secos (Geraldi et al., 2010). Es por estas variaciones en el balance hídrico que los niveles lacustres se ven afectados en escalas subanuales (estacionales) como interanuales. Así, el conjunto de lagunas puede presentar un área total que oscila entre 600 km² durante períodos húmedos a sólo 350 km² en períodos secos (IATASA, 1994). Las precipitaciones también varían a lo largo de la cuenca debido al gradiente regional, desde 719 mm anuales en Epecuén hasta 800-950 mm en Alsina (promedio del período 1911-2007), con la isohieta de 800 mm definiendo un sector Oeste seco y un sector Este húmedo (Geraldi et al., 2010).

A principios del siglo XX, con la predominancia de períodos húmedos al finalizar la PEH (1865-1919) y los procesos vinculados a la ocupación del territorio luego de la Campaña del Desierto, se favoreció la explotación agropecuaria intensiva (Miraglia, 2013) junto a la ocupación permanente de la región. Hay registros históricos de inundaciones en la zona en 1833, 1857, 1876, 1919, 1922 y 1946 AD (citas en Miraglia, 2013). A partir de 1920 AD comienza un período seco que se prolongó hasta 1970 (Geraldi et al., 2010). La irregularidad de la dinámica hídrica propició el desarrollo de diferentes obras de infraestructura. La primera consistió en la canalización del arroyo Sauce Corto (Figura 1), que se incorporó a

las LEO como afluente de la laguna Alsina y produjo su encadenamiento (Balazote, 1997).

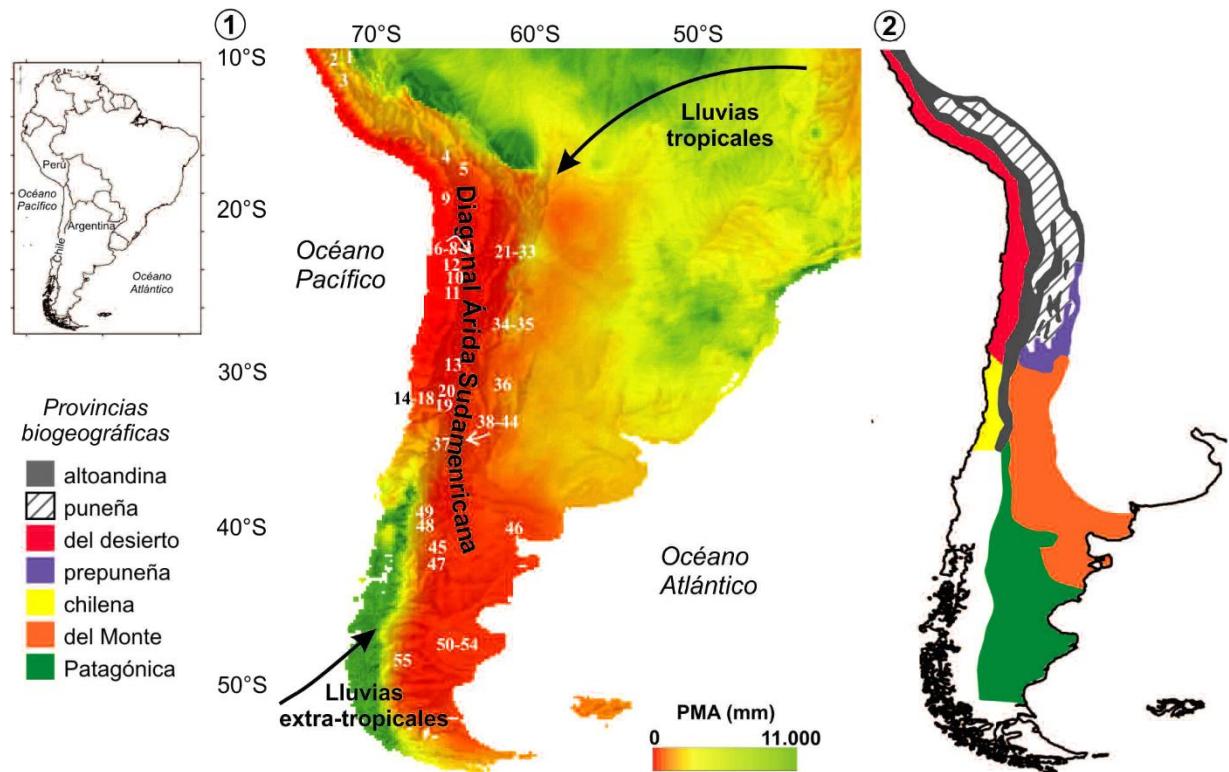


Figura 4. 1, Precipitación media anual (PMA) mostrando la Diagonal Árida Sudamericana (DAS), las fuentes de precipitación tropical y extra-tropical. 2, Unidades biogeográficas a lo largo de la DAS (Tomado de De Porras y Maldonado, 2018).

En 1978 AD se construyeron compuertas para regular el paso del agua entre lagunas (Monachesi, 1995). En 1979 AD finaliza la construcción del Canal Ameghino, que derivó los aportes del arroyo Huáscar hacia la cuenca de las LEO y contribuyó, una vez establecido el período húmedo y debido al carácter endorreico de la cuenca, a la inundación de 1985 AD que afectó al pueblo de Villa Epecuén y produjo encharcamientos y salinizaciones en campos aledaños (Miraglia, 1996). Hacia 1995 AD se finalizan otras obras para remediar la situación generada anteriormente, como la instalación de una estación de bombeo en Cochicó y la

canalización y ensanchamiento de la Cañada Larga; con ello se integraron en un sistema de drenaje endorreico las lagunas Del Monte, Del Venado y Epecuén (Miraglia, 1996).

Los trabajos de Laprida et al. (2009) y Córdoba (2012) constituyen los estudios paleolimnológicos realizados previamente en la cuenca. En Laprida et al. (2009) se analizó la señal de la Pequeña Edad de Hielo de la laguna del Monte mediante las asociaciones de ostrácodos y la susceptibilidad magnética de los sedimentos. En dicho trabajo se concluyó que durante la PEH (y particularmente durante los siglos XVIII y hasta mediados del XIX) la región habría sido relativamente más seca, lo cual también coincide con lo obtenido para lagunas ubicadas hacia el noreste en la pampa húmeda (Chascomús). El estudio de Córdoba (2012) consistió en un análisis *multiproxy* (indicadores sedimentológicos, mineralógicos y geoquímicos) de las lagunas Del Monte, Del Venado y Epecuén a partir del registro sedimentario del Holoceno tardío (ca. 4.100 años cal. BP). Para el último milenio se reconoce, con posterioridad a condiciones de máxima aridez correspondientes con un enfriamiento a nivel global, un pulso húmedo que formaría parte de la Anomalía Climática Medieval (1.050-750 años cal BP), seguido de dos pulsos secos (750-420 cal BP y 200-80 cal BP) separados por uno más húmedo entre 420-200 años cal BP, siendo los dos más recientes coincidentes con la definición clásica de la PEH. Luego de los 80 cal BP y hasta 1970 AD se reconoce un aumento progresivo de la humedad efectiva, mientras que para el último período (1980 AD en adelante) los niveles lacustres son los más altos alcanzados para las secciones analizadas.

En este trabajo se reconstruye la historia ambiental de la laguna Cochicó (62°19' S 36°56' O). Dicha laguna tiene como afluente el arroyo Cochicó, de 20 km

de extensión (el segundo menos extenso de la cuenca), el cual no recibe caudales adicionales y se considera intermitente por disminuir hasta desaparecer completamente en épocas de sequía (Geraldi et al., 2011b). Por pendiente natural recibe los excesos hídricos de la laguna Alsina (proceso que revierte la estación de bombeo instalada en 1995) y descarga hacia la laguna del Monte (regulado actualmente por una compuerta) (Calcagno et al., 1995). Sus niveles de precipitaciones medias anuales (840-879 mm) la ubican junto a Alsina en el sector húmedo de la cuenca (Geraldi et al., 2010). Aunque es la laguna que menos variaciones sufrió en su superficie y morfología desde la década de 1950 (Geraldi, 2009), su área y profundidad media son variables, por ejemplo: 36,6 km² y 1,9 m de profundidad en 1988 (Quirós, 1988), 66,7 km² y 5,1 m en 1995 (Calcagno et al., 1995) y 48,7 km² y 4 m. en 2007 (Geraldi, 2009). Según Calcagno et al. (1995), la condición química de sus aguas es hipohalina, bicarbonatada sódica, hemiclorurada y hemisulfatada, con un residuo sólido de 1,2 g/l, mientras que el estudio de Geraldi (2009) muestra que es mesohalina, hipercarbonatada, hemiclorurada y sulfatada. Presenta en la actualidad aguas turbias, debidas exclusivamente a su alta productividad primaria (Geraldi, 2009).

2. Objetivos

El **objetivo general** del presente trabajo es reconstruir la historia ambiental del Holoceno tardío en el sector centro-oeste de la provincia de Buenos Aires a través del análisis de registros paleolimnológicos. El reconocimiento de períodos de mayor o menor humedad efectiva en la región de las LEO permitirá inferir desplazamientos de la Diagonal Arida y por ende, cambios en los patrones de circulación atmosférica, al quedar el área en ciertos momentos bajo el dominio de los vientos del oeste y en otros, bajo el dominio del sistema monzónico sudamericano.

Para cumplir con este objetivo general, se plantean los siguientes **objetivos particulares**:

- Identificar las fases ambientales de la Laguna Cochicó (en el extremo oriental del gradiente de salinidades) para los últimos ~1100 años, a partir del estudio de *proxies* biológicos y geoquímicos.
- Reconocer y caracterizar en el registro paleolimnológico los distintos eventos climáticos del Holoceno Tardío: Anomalía Climática Medieval (ACM), Pequeña Edad del Hielo (PEH) y el Calentamiento Global del siglo XX.

3. Hipótesis

Las hipótesis de la investigación son:

- i) la cuenca de las LEO ha desarrollado distintas fases hidroclimáticas en el último milenio consecuencia de cambios regionales en la humedad efectiva;
- ii) la humedad efectiva determinó la naturaleza de la sedimentación en las lagunas, el estado trófico de sus aguas (y sus consecuencias sobre la diagénesis temprana) y la estructura de las comunidades lacustres, en particular los ostrácodos, muy sensibles a los cambios en la salinidad y naturaleza iónica de las aguas;
- iii) el registro paleolimnológico de la Laguna Cochicó permite reconstruir los cambios en la humedad efectiva acontecidos durante el Holoceno.

4. Materiales y métodos

a. Extracción y apertura de testigo

El material analizado en esta tesina proviene del testigo sedimentario TCOCHBA (89 cm) extraído en marzo de 2014 del depocentro de la Laguna Cochicó mediante un sacatestigo *hammer*. Posteriormente este testigo fue cortado longitudinalmente, fotografiado y descripto macroscópicamente en el Laboratorio de Sondeos Ambientales Continentales y Marinos (SACMa, Instituto de Estudios Andinos, UBA-CONICET). La descripción se basó en características texturales y estratigrafía visual, y los colores de los sedimentos fueron determinados con la escala de Munsell (Munsell Color Chart, 2000). Las facies fueron definidas de acuerdo a Miall (1996) teniendo en cuenta el espesor, color, estructuras sedimentarias, grado de consolidación, tamaño de grano y composición. El color oscuro se consideró como un indicador cualitativo de la abundancia de materia orgánica. Una de las mitades del testigo fue utilizada para el estudio de ostrácodos y la otra para los análisis de carbono. El submuestreo se realizó de base a techo a intervalos de 1 centímetro, respetando posibles discontinuidades, arrojando un total de 85 muestras. Cada nivel fue separado en alícuotas para los análisis descriptos posteriormente y preservados en heladera a 4 °C.

b. Modelo de edades

El modelos de edades para el registro analizado se basa en 5 dataciones radiocarbónicas realizadas mediante la técnica de espectrometría de masa con acelerador (Accelerator Mass Spectrometry, AMS) sobre sedimento total. Los niveles 37-38, 64-65 y 87-88 cm fueron datados en el National Ocean Sciences Accelerator Mass Spectrometry (NOSAMS, Woods Hole Oceanographic Institution, Massachusetts), mientras que los niveles 76-78 y 80-82 cm en DirectAMS (Seattle, Washington).

La calibración se realizó con el programa Oxcal 4.2 (Ramsey & Lee, 2013) utilizando el set SHCal13 que considera las variaciones de ^{14}C para el Hemisferio Sur (Hogg et al., 2013). Para el modelo de edades se efectuó una interpolación lineal entre dataciones adyacentes calibradas, las cuales se expresan en años calibrados antes del presente (años cal BP) o su equivalente en *anus dommini AD*.

La tasa de sedimentación promedio para cada cambio de pendiente se calculó en base al modelo de edades y se expresó en cm/año.

c. Procesamiento de muestras

Para el estudio de ostrácodos las submuestras fueron lavadas a través de tamiz malla con diámetro de poro de 74 micrones y secadas en estufa termostática a 40-60°C. En 9 de estas submuestras se usó una solución 1:4 de peróxido de hidrógeno (H_2O_2) 100 volúmenes previamente al tamizado dado que las características del sedimento (con abundante participación de

arcillas y/o con mucha materia orgánica) dificultaban su desagregación. Esta solución actúa tanto mecánicamente, por medio del burbujeo de O₂, como químicamente, mediante la interacción de las especies reactivas del H₂O₂ con la materia orgánica (Mikutta et al., 2005). No obstante, dado que este tratamiento puede causar corrosión y disolución de los carbonatos de las valvas (Pingitore et al., 1993), el tiempo de exposición fue limitado y controlado.

d. *Picking* y conteos

Para el análisis de ensambles de ostrácodos se utilizó un total de 63 submuestras de niveles generalmente alternados de base a techo. *El picking* (extracción de los microfósiles mediante un pincel) se realizó bajo lupa binocular. Se extrajeron todas las valvas presentes de ostrácodos independientemente de su estadío ontogenético. Para las determinaciones taxonómicas (ver sección siguiente) y cálculo de abundancias (número de valvas por gramo de peso húmedo) se tomaron en cuenta sólo los ejemplares adultos. En caso de no encontrarse ejemplares adultos de una especie pero sí valvas de estadíos ontogenéticos avanzados que permitieran su identificación, se consideró su presencia en los conteos de riqueza. El número total de valvas se utilizó para la determinación de la relación adultos:juveniles, que se utilizó como un índice tafonómico.

e. Determinaciones taxonómicas

Se fotografiaron valvas y caparazones mediante microscopio electrónico de barrido (MEB) TEM Philips EM 301 en el Centro de Microscopías Avanzadas (Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires). Algunas especies no pudieron ser fotografiadas como consecuencia de las resoluciones del Consejo Superior de la UBA durante 2020 que, a raíz de la pandemia de COVID-19, impidieron el acceso a los laboratorios de investigación.

Para la taxonomía a nivel familia se utilizó el sistema propuesto por Martens (1992). Las determinaciones taxonómicas a nivel específico se realizaron consultando bibliografía especializada (Cusminsky & Whatley, 1996; D'Ambrosio et al., 2020; Ferrero, 2006; Fontana & Ballent, 2005; Laprida, 2006; Plastani, 2016; Ramón-Mercau et al., 2014; Ramos et al., 2017, 2019; Whatley & Cholich, 1974) y exclusivamente en base a las características de los caparazones: tamaño del adulto, morfología general y detallada, características charnelares, características de la duplicadura, presencia de vestíbulo, forma, número y disposición de canales de poros marginales, ornamentación y patrones de inserciones musculares. Dado que en muchos casos existen variaciones ecofenotípicas que pueden dar lugar a determinaciones erróneas (Holmes, 2001), se consideró cuidadosamente la variabilidad intraespecífica de cada especie. Al ser las valvas derecha e izquierda distintas, en algunos casos excepcionales pueden parecer de distintas especies si no se encuentran articuladas. Adicionalmente, la identificación de juveniles es difícil cuando corresponden a estados poco avanzados o no hay representantes adultos de la especie. Por lo tanto,

en los casos donde la identificación de los ejemplares no pudo determinarse únicamente se dejó la nomenclatura abierta al mínimo rango taxonómico posible.

f. TOC/TIC

La técnica empleada para las estimaciones de TOC y TIC fue la de *loss-on-ignition* (LOI). El principio de este método es que la exposición de los sedimentos a altas temperaturas provoca una pérdida selectiva de masa, por lo que la cantidad de dicha materia contenida (incinerada a la temperatura adecuada) puede inferirse por la diferencia de pesos previos y posteriores a la incineración (Dean, 1974). Este cambio de peso puede deberse a la acción combinada de la deshidratación, oxidación o desgasificación (Neuman, 1977), pero para sedimentos no salinos la pérdida se debe principalmente a la descomposición térmica secuencial de la materia orgánica, carbonatos y arcillas (Ball, 1964). Para sedimentos arenosos y limosos la temperatura preferible para la ignición completa de materia orgánica es de 550°C (oxidada a CO₂ y cenizas), mientras que para los carbonatos es a partir de 900/1000°C (donde la pérdida representa el CO₂ proveniente de los mismos).

Existen varios protocolos para la técnica LOI, que varían en los tiempos de exposición y las temperaturas (Hoogsteen et al., 2015). Tiempos y/o temperaturas insuficientes pueden ser fuentes de error por no completarse la combustión. En esta investigación, las temperaturas utilizadas para las determinaciones de TOC y TIC fueron de 550°C y 950°C respectivamente, siguiendo el protocolo descrito en Dean (1974), con

algunas modificaciones a partir de las observaciones del trabajo de Santisteban et al. (2004). Se utilizó la totalidad del testigo, excepto por tres niveles faltantes en las determinaciones de TIC debido a pérdida del material, con 85 muestras analizadas para TOC y 82 para TIC. Las muestras fueron colocadas en crisoles cerámicos de 15 ml, y luego secadas en estufa a aproximadamente 100°C durante 1-2 horas hasta estabilizar el peso, obteniéndose así el peso seco. Luego las muestras fueron tratadas secuencialmente a 550° C y 950° C en una mufla por 7 horas, pesándose también después de cada paso.

A partir de las mediciones obtenidas y usando las ecuaciones en Heire et al. (2001), los parámetros calculados fueron:

$$LOI_{550} = \frac{PS_{100} - PS_{550}}{PS_{100}} \times 100$$

$$LOI_{950} = \frac{PS_{550} - PS_{950}}{PS_{100}} \times 100$$

Donde LOI_{550} representa LOI a 550 °C (vinculado a TOC), mientras que LOI_{950} al LOI a 950 °C (vinculado a TIC), ambos expresados porcentualmente. PS_{100} es el peso seco de la muestra antes de la combustión, mientras que PS_{550} y PS_{950} son los pesos secos luego del tratamiento a 550°C y 950°C respectivamente, todas expresadas en gramos.

El TOC se interpretó como indicador de la productividad primaria en la laguna junto a su balance hídrico, mientras que el de TIC se interpretó como un indicador de la cantidad de carbonatos totales. Como herramientas de

interpretación se tomaron como referencias los trabajos de Cohen (2003) y Meyers & Teranes (2002).

g. Análisis cuantitativos

Zonaciones

Para facilitar la descripción y correlación de los datos es útil dividir la secuencia estratigráfica en zonas, y entre los diversos tipos de zonaciones, es la de ensambles (*assemblage zone*) la más útil para paleolimnología del Cuaternario (Birks, 2012). Cada zona de ensamble es un cuerpo sedimentario caracterizado por sus ensambles naturales de organismos cuya determinación puede basarse en las variaciones en las abundancias relativas de los taxones presentes (siendo válido tomar en cuenta todo el contenido fosilífero o sólo ciertos organismos especialmente sensibles a las condiciones hidroecológicas, como los ostrácodos en este caso), en las abundancias, o en ambos (*North American Commission on Stratigraphic Nomenclature*, 2005). Para la definición de las zonas se tomó en cuenta exclusivamente a los ensambles de ostrácodos adultos. No obstante, dado que los resultados pueden arrojar distinta cantidad de zonas posibles se consideró adicionalmente la sedimentología y las variaciones de TOC y TIC para la elección entre ellas.

En los métodos estadísticos multivariados, los análisis de agrupamientos dividen el conjunto de datos en n zonas a partir de $n-1$ *markers*, que son los puntos que establecen los límites entre subconjuntos. La división debe ser de manera tal que se minimice la suma de la varianza

de las porciones resultantes, con la suma de cuadrados mínimos como uno de los métodos más robustos para dicho fin. Las técnicas de partición del conjunto de datos, desarrolladas principalmente en los trabajos de Gordon & Birks (1972) y Birks & Gordon (1985), pueden ser de tipo binaria u óptima. La partición binaria divide al conjunto sucesivamente en grupos más pequeños a partir de la división de las zonas previamente calculadas. La técnica primero determina la mejor ubicación para que un *marker* divida al conjunto de datos en dos. Luego se fija ese *marker* y la técnica busca la mejor ubicación para que otro *marker* divida una de las zonas existentes en dos y así sucesivamente. Los resultados para cualquier número de zonas son por lo tanto una extensión de resultados para todos los resultados con menos zonas y pueden ser vistos jerárquicamente (Birks, 2012). En el método de partición óptima (*Optimal Partition*, Birks & Gordon, 1985), que fue el utilizado en este trabajo, se comienza de nuevo la división para cada número sucesivo de particiones, determinando la mejor ubicación para $n-1$ *markers* para una división en n zonas. No necesariamente hay correspondencia entre los resultados dentro de los distintos números de zonas, así como tampoco una jerarquía.

Se utilizó el método de análisis de agrupamientos mediante la herramienta *chclust* (*constrained hierarchical clustering*; agrupamiento jerárquico restringido) del paquete “rioja” para R (Juggins, 2020), el cual también fue utilizado para la visualización de los resultados. *Chclust* restringe los grupos o *clusters* de acuerdo al orden estratigráfico de las muestras. El criterio utilizado para el agrupamiento fue el distancia euclídea.

La significación estadística de los grupos o zonas obtenidas fue

evaluada comparando con la calculada por el modelo de *Broken-stick* (Bennett, 1996), con la herramienta *bstick.chclust*, también del paquete “rioja”. El análisis de zonación funciona partiendo la varianza total en componentes, cada uno en relación a la asignación de las muestras en zonas. En el modelo de *Broken-stick*, la varianza total puede ser considerada un *stick* de una unidad de longitud, con $n-1$ *markers* posicionados al azar dentro de él. Las longitudes de los n segmentos resultantes son la proporción de la varianza total que se debería a cada nivel de zonación si la secuencia consistiera de muestras sin estructura estratigráfica. Por lo tanto, si la reducción en la varianza para una zona particular excede la proporción esperada por este modelo, la zona en cuestión posee más varianza que la que se hubiera esperado si el conjunto de datos consistiera de muestras ordenadas al azar y puede considerarse significativa (Bennett, 1996).

Diversidad

La diversidad se calculó de acuerdo a los índices de Shannon (1948) y Simpson (1949). Dado que en estos índices combinan la riqueza (número de especies) y equitabilidad (abundancia relativa de las especies), esta última se calculó por separado.

El índice de Shannon (H') contempla la cantidad de especies en la muestra y la cantidad relativa de individuos de cada especie, es decir, considera la uniformidad de la comunidad. Cuantifica la incertidumbre para predecir a qué especie pertenece un individuo elegido aleatoriamente en una muestra de S especies (riqueza) y N individuos:

$$H' = - \sum_{i=1}^S p_i \times \log_2 p_i$$

donde p_i es la abundancia relativa de cada especie i (n_i/N). Cuando hay una sola especie en la muestra, H' es 0, mientras que H' es máxima ($= \log_2 S$) cuando existe una distribución de abundancias completamente equitativa, es decir, que las S especies tienen el mismo número de individuos n_i .

En el índice de Simpson (D) se calcula la probabilidad de que dos individuos extraídos al azar de una muestra pertenezcan a la misma especie. Se calcula mediante la fórmula

$$D = \sum_{i=1}^S \frac{n_i (n_i - 1)}{n (n - 1)}$$

donde S es el número total de especies, n_i el número de individuos de cada especie i , y n el número total de individuos de la muestra. Cuanto más se acerque D a 1 mayor será la dominancia de una especie sobre las demás, y menor la diversidad.

Equitabilidad

La equitabilidad es la relación entre la diversidad observada y la diversidad máxima posible, que ocurre cuando todas las especies en un ensamble tienen abundancias idénticas (Hurlbert, 1971). El índice será 1, entonces, cuando todas las especies presenten las mismas abundancias y

tenderá a 0 a medida que vayan siendo menos equitativas. Uno de los índices más utilizados es el de Pielou (1969), J' , expresado como:

$$J' = \frac{H'}{\log_2 S}$$

donde H' es el Índice de Shannon-Wiener y $\log_2 S$ es la diversidad máxima (H' máx) dada si las abundancias fueran equitativas.

Los ensambles y los parámetros de diversidad y abundancia son interpretados en términos la estabilidad ambiental de la laguna, la que depende del régimen hidroclimático a la que estuvo expuesta.

5. Resultados

a. Estratigrafía

El registro obtenido a partir del testigo TCOCHBA es una secuencia clástica fina granocreciente (Figuras 5 y 7). Predominan los colores oscuros pasando de gris a gris oscuro en la base, a gris muy oscuro en el techo. Se definieron dos facies:

- **Facies A** (89-31,5 cm): arcillas limosas y limos arcillosos con escasa materia orgánica, de estructura masiva y laminación subordinada. Desde la base hasta los 67 cm se compone de arcilla color gris (2.5Y 5/1), con estructura masiva. Entre los 67-64 cm aparecen niveles limo arcillosos, arcilla limosas y limos de desarrollo milimétrico. El intervalo entre los 64-42 cm es un limo arcilloso de color gris oscuro (2.5Y 4/1) con laminación milimétrica, pasando a masivo de color gris muy oscuro (10YR 3/1) hasta los 31,5 cm, con una intercalación de arcilla limosas masivas color gris muy oscuro (2.5Y 3/1) entre los 42-40 cm. El nivel 43-44 cm presenta restos de plantas terrestres.
- **Facies B** (31,5-cm al tope): se dispone en contacto neto sobre la facies A. Está compuesta por limos masivos de color gris muy oscuro (2.5Y 3/1). Entre los 27-29 cm y los 12-18 cm se presenta laminación milimétrica con bandas claras y oscuras. Entre los 17-19 cm el sedimento presenta un olor fétido. Entre los 8-12 cm se encuentran restos macroscópicos de materia orgánica de origen vegetal.

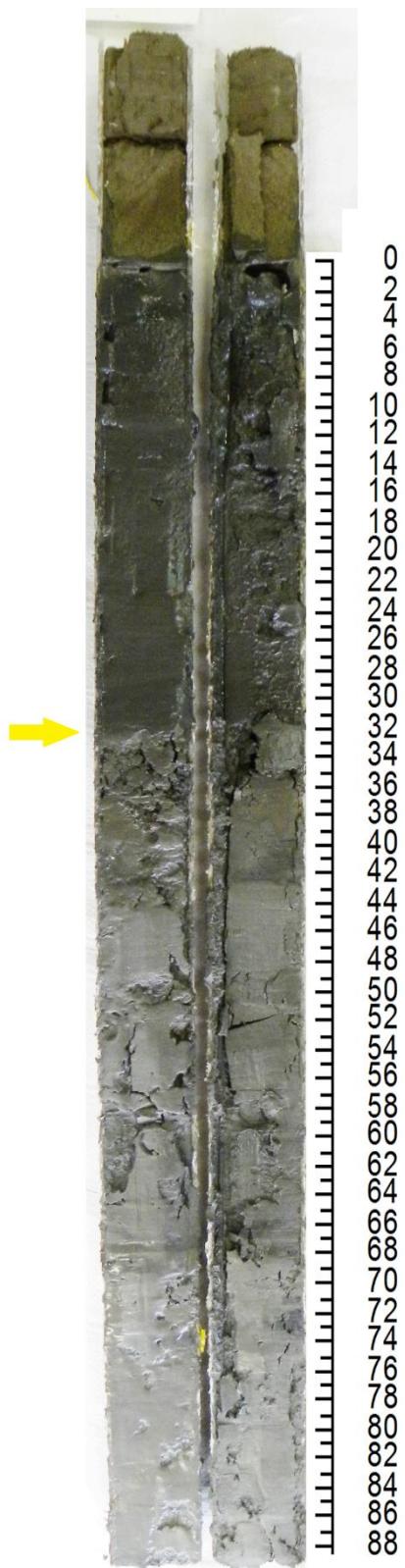


Figura 5. Foto del testigo TCOCHBA extraído de la laguna Cochicó. La flecha amarilla marca el límite de las facies A y B. La escala de la derecha es en cm.

b. Modelo de edades

En la Tabla 1 se muestran los resultados obtenidos de las dataciones radiocarbónicas.

Profundidad (cm)	Año ^{14}C BP $\pm 1\sigma$ (años)	Años cal BP $\pm 1\sigma$ (años)	Años AD
37,5*	260 ± 30	215 ± 30	1735
64,5*	265 ± 15	292 ± 15	1658
76,5**	689 ± 25	602 ± 25	1348
81**	772 ± 24	672 ± 24	1278
87,5*	1210 ± 20	1064 ± 20	886

Tabla 1. Dataciones ^{14}C del testigo TCOCHBA y sus correspondientes edades calibradas en años (BP y años AD). Los niveles con un asterisco corresponden a dataciones realizadas en el NOSAMS (Woods Hole Oceanographic Institution, Massachusetts); niveles con dos asteriscos corresponden a niveles datados en DirectAMS (Seattle, Washington).

A partir de las dataciones obtenidas el modelo de edades aplicado arroja una edad de 1064 años cal BP (886 AD) para la base del testigo (Figura 6). Se obtuvieron resultados similares con el CLAM Package para R utilizando interpolación lineal simple. Las edades extrapoladas por encima de la datación más reciente a 37,5 cm tienen poco control cronológico y deben ser tomadas como preliminares, sobre todo considerando la naturaleza del contacto entre las facies A y B a los 31,5 cm.

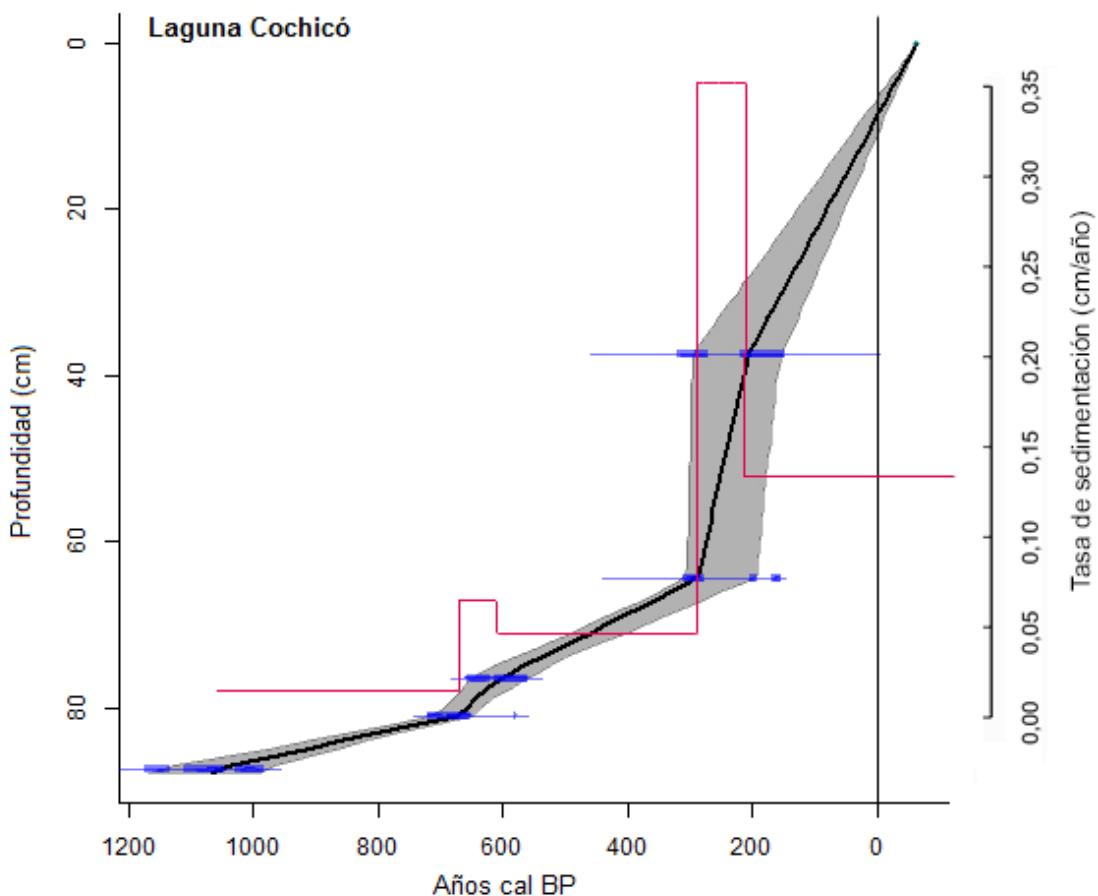
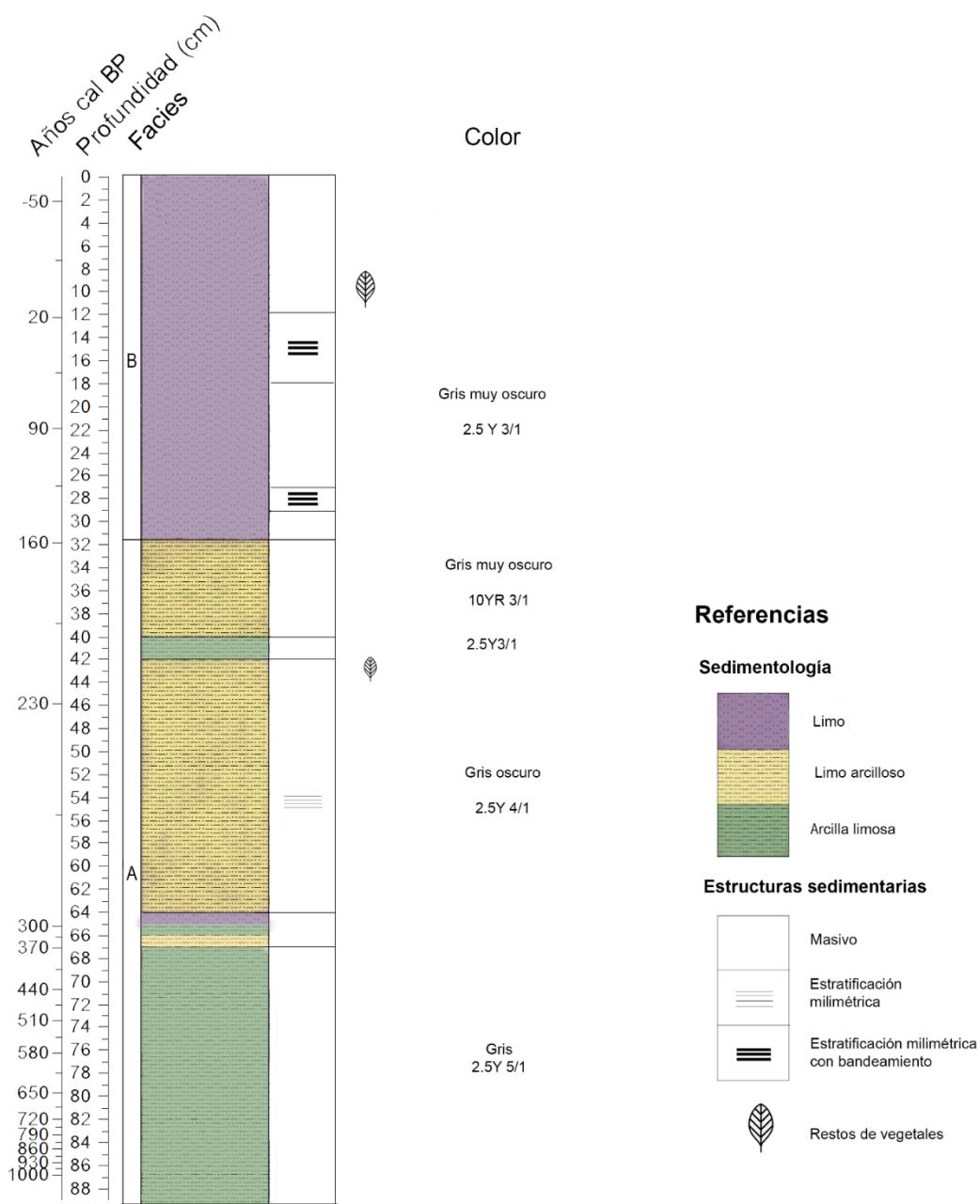


Figura 6. Modelo de edades para Cochicó para los últimos 1064 años cal BP (línea negra) y tasa de sedimentación promedio según años cal BP (línea roja)

Los quiebres de pendiente indican que hubo una tendencia al aumento en las tasas de sedimentación, con cambios significativos a lo largo de la secuencia. Entre los 1064-672 años cal BP la tasa de sedimentación fue de 0,02 cm/año, incrementándose a 0,06 cm/año para el período de 672-602 años cal BP y disminuyendo levemente a 0,04 cm/año entre los 602-292 años cal BP. El cambio más significativo en la tasa de sedimentación se verifica entre los 292-215 años cal BP, donde alcanza su valor máximo con 0,35 cm/año. A partir de los 215 años cal BP, si bien se mantiene por encima de los primeros intervalos (0,13 cm/año) hay un descenso notable respecto del período anterior.

En la Figura 7 puede observarse un esquema de la secuencia obtenida, con la indicación de las facies descriptas y el modelo de edades preliminar. Puede observarse que el límite entre la facies A y B es el año 160 cal BP.



c. Sistemática Paleontológica

Clase Ostracoda (Latreille, 1806)

Orden Podocopida (Müller, 1894)

Superfamilia Cypridoidea (Baird, 1845)

Familia Cyprididae (Baird, 1845)

Subfamilia Cyprinotinae (Bronstein, 1947)

Género *Heterocypris* (Claus, 1892)

Especie tipo: *Cypris incongruens* (Ramdohr, 1808)

Diagnosis. Caparazones relativamente robustos en vista lateral, margen dorsal usualmente con arqueamiento distintivo. Valva derecha usualmente crenulada (con pequeños tubérculos) anterior y posteriormente. Valva izquierda mayor que valva derecha y superpuesta a esta última ventralmente. Valva derecha sin duplicadura dorsal; la duplicadura se observa en los márgenes laterales.

***Heterocypris* sp.**

Distribución estratigráfica local: testigo TCOCHBA, nivel 22-21 cm.

Comentarios. Se corresponde bien con la diagnosis de *Heterocypris* pero no pudo ser asignada a ninguna especie conocida ni ilustrarse a causa de las restricciones por la pandemia de Covid, por lo que queda en nomenclatura abierta.

Subfamilia Cypridopsinae (Kaufmann, 1900)

Género *Potamocypris* (Brady, 1870)

Especie tipo: *Potamocypris fulva* (Brady, 1868).

Diagnosis. Caparazón pequeño (0,5-1 mm de longitud), generalmente comprimido lateralmente, marcadamente asimétrico, con valva derecha de mayor altura que la izquierda, recubriendola ventralmente. Margen dorsal de la valva derecha con una expansión denominada “joroba”. Superficie lisa o con ornamentación punteada. Internamente presentan un repliegue periférico en la valva derecha, que usualmente se desplaza internamente en la izquierda (Meisch, 2000).

***Potamocypris* sp.**

(Lámina 1, Fig. A)

Descripción. Valva izquierda reniforme en vista lateral con margen dorsal algo umbonado pasando a márgenes anterior y posterior con ángulos cardinales poco marcados. Margen anterior redondeado, ligeramente ahusado hacia la zona ventral y más bajo que el posterior. Margen ventral sinuoso, con concavidad en la mitad anterior (de menor altura que la posterior), donde éste se presenta convexo y presenta una hilera de poros. Altura máxima (0,35 mm.) aproximadamente en el centro de la valva. Superficie delicada, con ornamentación punteada.

Distribución estratigráfica: testigo TCOCHBA, niveles 70-69 cm, 52-51 cm.

Comentarios. *Potamocypris* sp. responde adecuadamente a la diagnosis del género, pero no pudo ser asignada a ninguna especie descripta. Se diferencia de *P. smaradigma* (Vávra, 1891) debido a que éste último no presenta la hilera de poros que se observa en el margen ventral posterior del ejemplar recuperado en este testigo.

Género *Sarscypridopsis* (McKenzie, 1977)

Especie tipo: *Sarscypridopsis gregaria* (Sars, 1895)

***Sarscypridopsis aculeata* (Costa, 1847)**

(Lámina 1, Fig. B-D)

Descripción. Valvas lateralmente triangulares, con margen dorsal fuertemente arqueado, ligeramente inclinado hacia el extremo posterior. Margen ventral levemente sinuoso; márgenes anterior y posterior ampliamente redondeados. Altura máxima a aproximadamente 2/3 del largo máximo, situada apenas anteriormente al punto medio de la valva. Superficie densamente punteada, con presencia de algunas espinas en los márgenes externos.

Distribución estratigráfica local. testigo TCOCHBA, niveles 79-78 cm, 67-66 cm.

Distribución geográfica y ecología. Cosmopolita. *S. aculeata* fue encontrada en diversos tipos de ambientes, mostrando una amplia tolerancia a los parámetros físicos y químicos, lo cual sugiere que no son buenos indicadores de las condiciones del medio (Meisch, 2000). No obstante, prefiere cuerpos de aguas ligeramente salinos, siendo la especie rara en ambientes de agua dulce, por lo que su presencia estaría correlacionando positivamente con la conductividad (Martínez-García et al., 2015)

Subfamilia Eucypridinae (Bronstein, 1947)

Género *Amphicypris* (Sars, 1901)

Especie tipo: *Amphicypris nobilis* (Sars, 1901)

***Amphicypris argentinensis* (Fontana & Ballent, 2005)**

(Lámina 1, Fig. E-G)

Descripción. Caparazón grande; delgado y transparente. Subovoidales a subtrapezoidales en vista lateral, mayor altura en la mitad posterior de la valva. Margen dorsal ligeramente convexo e inclinando débilmente hacia el borde anterior; margen ventral levemente cóncavo antero-medialmente con la extremidad anterior obtusamente redondeada. Margenes anteriores y posteriores redondeados. Mayor longitud en la mitad inferior de las valvas. Superficie ornamentada por una reticulación fina y delicada, dándole a la superficie el aspecto de un pavimento irregular (mayormente pentagonal). Poros normales numerosos, elevados circularmente y pequeños. Charnela adonta. Impresiones musculares conspicuas y típicamente visibles tanto al exterior como interior de la valva. Impresiones de los músculos aductores en racimo de 10; dos impresiones antenales grandes y elongadas y dos impresiones frontales ovales anterodorsalmente; otras impresiones menores dorsales y antero-dorsales también presentes. Lamela interna angosta y estriada concéntricamente. Vestíbulo presente. Canales de poros marginales anteriores simples y muy numerosos; canales de poros marginales posteriores simples y menos numerosos. Color de valvas de amarillo claro a transparente.

Distribución estratigráfica local. Testigo TCOCHBA, niveles 84-83 cm, 79-78 cm, 64-63 cm, 54-53 cm.

Distribución geográfica y estratigráfica. *A. argentinensis* fue descrita por Fontana & Ballent (2005) a partir de especímenes vivos provenientes del cuerpo de agua efímero Laguna Caliba (SE de la provincia de Buenos Aires), a 3 km de la línea de costa. Martínez et al. (2010) reportaron esta especie también al SE de la provincia de Buenos Aires en la localidad arqueológica de Monte Hermoso I (correspondiente a cuerpos de agua someros) con una antigüedad de entre 7.800 y 6.400 años ^{14}C AP. Fue encontrada con vida al norte de la estepa patagónica en los lagos

permanentes Punta de Agua Chica y Punta de Agua Grande (Coviaga et al., 2018a), mientras que en el lago Cari Laufquen Grande (efímero y salobre) se encontró como fósil en la sección inferior de un testigo de unos 3.000 años (Coviaga et al., 2018b).

Ecología. *A. argentinensis* fue encontrada viviendo en aguas templadas (alrededor de 20°C) bajo condiciones de baja energía y conductividad moderada a alta (2,0-8,9 mS/cm) (Coviaga et al., 2018a; Fontana & Ballent, 2005).

Superfamilia Cytheroidea (Baird, 1845)

Familia Limnocytheridae (Klie, 1938)

Subfamilia Limnocytherinae (Klie, 1938)

Género *Limnocythere* (Brady, 1867)

Especie tipo: *Cythere inopinata* (Baird, 1843)

Diagnosis. Caparazón elongado lateralmente y con dimorfismo sexual, siendo las hembras más cortas y robustas que los machos. En vista dorsal el extremo anterior del caparazón suele tener forma de pico, mientras que la valva izquierda superpone a la derecha posteriormente. Valvas con canales de poros marginales sin ramificar y frecuentemente con tubérculos de desarrollo variable.

***Limnocythere cusminskyae* (Ramón-Mercau et al., 2014)**

(Lámina 2, Fig. A-H)

Descripción. Tamaño pequeño a mediano, elongado, de aproximadamente 600 µm de largo. Machos con margen dorsal recto y ángulos cardinales evidentes, hembras con margen dorsal variablemente curvo, ángulo cardinal anterior claramente discernible y posterior de expresión variable; margen ventral cóncavo en región

media; márgenes dorsal y ventral subparalelos. Forma general del caparazón en vista lateral de reniforme (en machos) a subreniforme (en hembras). La ornamentación de las valvas es débil con un sulco y dos o tres tubérculos en la región anterior. La charnela es de tipo antimerodontia modificada que en la valva derecha consiste de un diente anterior pequeño y liso, un surco central y un diente posterior pequeño y crenulado; en la valva izquierda presenta una barra central lisa.

Distribución estratigráfica local. Testigo TCOCHBA, entre los intervalos 89-78 cm, 75-59 cm, 58-28 cm, 26-6 cm y 5-0 cm.

Distribución geográfica. Ejemplares vivos y fósiles de *L. cusminskyae* fueron registrados en el sudeste pampeano, en su mayoría en localidades cercanas a la costa Atlántica, aunque esto último podría deberse más a un sesgo de muestreo que a la distribución real de la especie (Ramón-Mercau et al., 2014). Especímenes vivos fueron hallados por Laprida (2006) en las lagunas Chascomús, Salada Grande, Los Horcones, Del Monte y en el Arroyo Grande (Buenos Aires), por Plastani (2016) en el Arroyo Chico (y registros en lagunas La Brava, Cabeza de Buey y La Brava), por Kihn et al. (2017) en las lagunas General Campos, Monte de Caldén y Don Tomás (E de La Pampa), por D'Ambrosio (2014) en laguna Llancanello (Mendoza), y por Coviaga et al. (2017) en Laguna Asansa (SE de La Pampa). Bertels & Martínez (1990, 1997) registraron esta especie en sedimentos holocenos marinos someros y de transición litoral-estuarino aflorantes en el arroyo Napostá Grande, a 2,5 km de su salida al mar. Ferrero (1996) reportó su aparición en afloramientos holocenos del margen norte del río Quequén Grande y en sedimentos del Pleistoceno tardío cercanos a la albúfera Mar Chiquita (Ferrero, 2009). Laprida (1998) recolectó la especie en sedimentos del Holoceno temprano en el margen del Canal N° 15, mientras que Bertels-Psotka & Laprida (1998)

recuperaron una valva proveniente de sedimentos holocenos en una sección expuesta cerca de dicha localidad. También fue encontrado por Márquez et al. (2016) en el arroyo Las Brusquitas y por Ramos et al. (2019) en depósitos del Holoceno medio en los barrancos del Río Salado (Arroyo San Miguel). En Salinas del Bebedero (San Luis), Calvo Marcilese et al. (2016) documentó la presencia de *L. cf. cusminskyae* en un paleoambiente del Holoceno temprano cuya dispersión se habría tenido lugar por aves migratorias.

Ecología. *L. cusminskyae* ha sido encontrada con vida en ambientes permanentes léticos y lóticos oligo-mesohalinos, con aguas alcalinas dominadas por sodio con fluctuaciones de salinidad lentas y graduales (Laprida, 2006). Kihn et al. (2017) recolectó ejemplares en lagunas cuya salinidad varía entre 2,05 g/l y 18 g/l, y las asociaciones de ostrácodos son de baja diversidad, lo que se debería a la inestabilidad ambiental dada por las condiciones de mayor aridez en La Pampa respecto a Buenos Aires. Especímenes fósiles fueron encontrados en ambientes salobres con influencias de aguas dulces y marinas (Prieto et al., 1998; Márquez et al., 2016; Ramos et al., 2019).

***Limnocythere multiporata* (Whatley & Cholich, 1974)**

(Lámina 3, Fig. D-E)

Descripción. Caparazón delgado. Dimórficos, con machos de mayor longitud y proporcionalmente menos altos y túmidos que las hembras. Valva izquierda mayor que derecha. Margen anterior redondeado. Margen posterior apuntando abruptamente a o por debajo de la altura media. Margen dorsal recto, o arqueado posteriormente en hembras. Margen ventral levemente cóncavo. Superficie anterolateral con dos surcos dirigidos anteroventralmente, uno por detrás del ángulo

cardinal anterior y otro apenas por delante del centro de la valva. Superficie lisa a levemente ornamentada. Poros normales grandes, numerosos y que comprenden 3 ó 4 variantes de poros simples y cribados, apareciendo en grupos de hileras de 2 ó 3 poros subparalelos a los márgenes del caparazón. La charnela es de tipo lofodonta modificada con un elemento medial posterior lobado en la valva izquierda. Las impresiones de músculos aductores comprenden una línea vertical o ligeramente oblicua de 4 impresiones con una impresión frontal en forma de corazón. Dos impresiones mandibulares bien desarrolladas aparecen escalonadamente y anteriormente a los aductores, así como un número de impresiones dorsales por arriba.

Distribución estratigráfica local. Testigo TCOCHBA, niveles 73-71 cm; juveniles muy abundantes en 75-74 cm.

Distribución geográfica y estratigráfica. *L. multiperforata* ha sido documentada en sedimentos de edad Pleistoceno tardío - Holoceno temprano de los lagos someros Salada Grande y Chascomús y en el área alrededor del Canal N° 15 (Whatley & Cholich, 1974; Bertels-Psotka y Laprida, 1998). Ramos et al. (2019) han encontrado esta especie en los barrancos del Río Salado (Arroyo San Miguel) con edad aproximada de 6200-6500 años cal BP. Márquez et al. (2016) han registrado esta especie en una secuencia (6300-6200 años cal BP) del afloramiento Las Brusquitas, en la costa SE de la provincia de Buenos Aires. Ferrero (2009) también registra este ostrácodo en sedimentos del Pleistoceno tardío de Mar Chiquita, así como Prieto et al. (1998) en Laguna Hinojales (Mar Chiquita) para los 4.500 años BP.

Ecología. Hasta el presente, no se encontraron especímenes actuales de *L. multiperforata*. Según Whatley & Cholich (1974), ha sido encontrado en un

paleoambiente de *lagoon* en asociación con restos de ostrácodos que actualmente viven en aguas salobres, con cierta influencia de aguas dulces indicada por otros *Limnocythere*. Observaciones similares han sido realizadas por Prieto et al. (1998), Ferrero (2009) y Ramos et al. (2019). Márquez et al. (2016) han registrado esta especie en asociaciones de ambiente estuarino, con 60% de especies marinas.

***Limnocythere rionegroensis* (Cusminsky & Whatley, 1996)**

(Lámina 3, Fig A-C)

Descripción. Valva derecha sub-ovalada. Margen anterior bien redondeado; margen posterior algo acuminado con su porción dorsal recta e inclinada, y su sección ventral más redondeada. Margen dorsal algo curvado; margen ventral levemente cóncavo. Ornamentación reticulada orientada concéntricamente respecto a los márgenes. Tubérculo antero-dorsal típico del género. Charnela con foseta anterior en valva derecha. Impresiones de músculos aductores antero-mediales consistiendo de cuatro marcas en una hilera vertical, cercanas y visibles tanto externa como internamente.

Distribución estratigráfica local. Testigo TCOCHBA, niveles 87-86 cm, 79-78 cm, 71-70 cm, 58-53 cm, 43-42 cm, 22-21 cm.

Distribución geográfica y estratigráfica. Esta especie fue hallada en lagos de estepa patagónica y sedimentos cuaternarios de las regiones de Cuyo, Pampa y Patagonia (Cusminsky & Whatley, 1996; Cusminsky et al., 2005, 2011; D'Ambrosio, 2014; Markgraf et al., 2003; Ohlendorf et al., 2014; Ramón-Mercau et al., 2014).

Ecología. *L. rionegroensis* aparece en lagos temporales (más típicamente) y permanentes de agua dulce a salina (llegando a aparecer por encima de los 2300 mg/l TDS), con un rango de tolerancia de aproximadamente 2,5-25 g/l, con Na⁺

como el catión dominante y enriquecidas en cloro, sulfatos y/o bicarbonatos, siendo indicadores de tasas evaporíticas altas (Cusminsky et al., 2005; Ramón-Mercau et al., 2012).

***Limnocythere* aff. *L. jujunensis* (D'Ambrosio et al., 2020)**

(Lámina 3, Fig. F-H)

Descripción. Valvas relativamente grandes (1057 μm de largo), elongadas y subrectangulares con margen dorsal recto y ángulos cardinales definidos. Márgenes anterior y posterior amplios y redondeados. Margen ventral en ángulo, cóncavo medialmente, con región posterior achatada. Mayor altura en el tercio anterior de la valva. Presenta surcos y tubérculos dorsales típicos del género. Superficie lisa en la región antero-dorsal y con ornamentación reticulada postero-ventralmente, con polígonos más alargados en sentido anteroposterior en la región ventral. Charnela merodonta, con surco liso y dentículos en valva derecha. Impresiones musculares antero mediales, consistiendo de cuatro impresiones apiladas en forma compacta.

Distribución estratigráfica local. Testigo TCOCHBA, niveles 85-84 cm, 79-78 cm, 67-66 cm.

Comentarios. Esta especie es semejante a ejemplares hembras de *L. jujunensis*, descripta de sedimentos del Holoceno superior en Laguna Runtuyoc, Jujuy (D'Ambrosio et al., 2020), en el tamaño, contorno y charnela, pero no fue posible confirmar su determinación debido a la dificultad para comparar su ornamentación. De confirmarse que se tratara de *L. jujunensis*, se asociaría a aguas salinas.

***Limnocythere* sp. A**

(Lámina 4, Fig. A-C)

Descripción. Valvas moderadamente elongadas, de 887 μm de largo, con alto máximo (520 μm) ubicado en el tercio posterior. Margen dorsal recto, con ángulos cardinales marcados. Margen ventral recto en mitad anterior y fuertemente convexo posteriormente. Presencia de un surco y tubérculos dorsales en región anterior. Ornamentación reticulada formada por fosetas poligonales, que ventralmente se alargan en sentido antero-posterior. Charnela merodonta, con fosetas anterior y posterior en valva derecha. Impresiones musculares ubicadas antero-medialmente, consistiendo de cuatro improntas en hilera vertical, con las dos superiores algo separadas de las inferiores. En vista interna, zonas marginales anterior y ventral bien desarrolladas.

Distribución estratigráfica local. Testigo TCOCHBA, niveles 85-84 cm, 83-82 cm.

Comentarios. *Limnocythere* sp. A es semejante a ejemplares machos de *L. alexanderi* (Palacios-Fest et al., 2016; encontrada en la Puna argentina) en cuanto a su contorno subtrapezoidal, pero no pudo ser asignada a esta especie por tener los ángulos cardinales notablemente más marcados.

***Limnocythere* sp. B**

(Lámina 4, Fig. D-E)

Descripción. Valvas pequeñas a medianas, elongadas, de 512 μm de largo. Margen dorsal fuertemente arqueado, con ángulo cardinal posterior más evidente que el anterior. Margen anterior amplio y redondeado, margen posterior más estrecho. Altura máxima situada apenas antero-medialmente, representando aproximadamente a los dos tercios del largo máximo. Margen ventral sinuoso, con

concavidad en el tercio posterior de la valva. Superficie suavemente reticulada, con fosetas poligonales en arreglo concéntrico respecto a los márgenes; poros normales cribados y redondeados. Charnela merodonta, con fosetas anterior y posterior en valva izquierda. Impresiones musculares antero-ventrales ubicadas en una hilera vertical. En vista interna, zonas marginales anterior y ventral relativamente bien desarrolladas.

Distribución estratigráfica local: Testigo TCOCHBA, niveles 86-85 cm, 84-83 cm, 80-79 cm, 79-78 cm, 76-75 cm.

Comentarios. Se corresponde con la diagnosis del género *Limnocythere* pero no pudo asignarse a ninguna especie descripta previamente.

***Limnocythere* sp. C**

Distribución estratigráfica local : 88-87 cm

Comentarios. Se corresponde con la diagnosis del género *Limnocythere* pero no pudo asignarse a ninguna especie descripta previamente ni ilustrarse a causa de la pandemia, por lo que queda en nomenclatura abierta.

***Limnocytheridae* gen. et sp. indet *sensu* Ferrero (2006)**

(Lámina 4, Fig. F-G)

Descripción. Valva izquierda subtriangular a subreniforme, con margen dorsal algo umbonado cuyo ángulo cardinal posterior es más evidente que el anterior. Margen anterior ligeramente más amplio que el posterior, a la vez que menos curvo. Margen posterior algo aplanado. El margen ventral ligeramente cóncavo medialmente, con su sección anterior presentando un borde achatado. El largo máximo (744 μ m) se ubica apenas por debajo de la línea media; el alto máximo (450 μ m) se ubica a mitad

de la mitad posterior. Superficie lisa, con poros normales dispersos por toda la valva. Charnela con foseta anterior en valva izquierda. Impresiones musculares con ubicación ligeramente antero-ventral, consistiendo de cuatro aductores subelípticos y alargados, espaciados entre sí.

Distribución estratigráfica local. Testigo TCOCHBA, niveles 89-88 cm, 86-85 cm, 83-82 cm, 79-78 cm, 76-75 cm, 75-74 cm, 73-71 cm.

Observación: esta especie ha sido registrada por Ferrero (2006) y Márquez et al. (2016), asociada a ambientes salobres de baja salinidad.

d. Ostrácodos y zonaciones

La mayoría de los niveles analizados resultaron fértiles, con la excepción de las muestras 59-58 cm (268 años cal BP), 27-26 cm. (123 cal BP), 10-9 cm (1 cal BP) y 6-5 cm (-28 cal BP). *Limnocythere cusminskyae* es la especie dominante a lo largo del testigo, excepto en los niveles 79-78 cm (629 años cal BP), 76-75 cm (566 años cal BP) y 55-54 cm (256 años cal BP). En el primero, su abundancia es superada pero semejante a la de *Sarscypridopsis aculeata*, más la aparición de otras cinco especies: *Limnocythere rionegroensis*, *Limnocythere* aff. *L. jujunensis*, *Limnocythere* sp. C, *Limnocytheridae* gen. et sp. indet. y *Amphicypris argentinensis*. En el nivel de 76-75 cm (566 años cal BP) no se registran adultos de *L. cusminskyae*. A los 55-54 cm *L. rionegroensis* es la especie dominante, si bien las abundancias son bajas en este nivel. La relación adulto-juvenil de *L. cusminskyae* en todos los intervalos estudiados es menor a 1:4, con presencia de estadios A-1 y A-2, por lo que puede considerarse representativa de la paleobiocenosis, aunque en la mayor parte del testigo hay una proporción considerable de valvas fragmentadas. El resto

de las especies (en su mayoría pertenecientes al género *Limnocythere*) suele verse representada sólo por sus ejemplares adultos, y sus abundancias son bajas.

La mayoría de las poblaciones de *L. cusminskyae* son bisexuales, con pocos niveles donde no se registran machos entre los adultos: 60-59 cm (271 cal BP), 55-54 cm (256 cal BP), 47-46 cm (232 cal BP), 42-41 cm (216 cal BP), 34-33 cm (174 cal BP), 29-28 cm (138 cal BP), 26-25 cm (116 cal BP), 2-0 cm (-57 años cal BP). No obstante, en la mayoría de los niveles la proporción de machos supera la esperada 1:1 respecto a las hembras, lo cual podría deberse a un sesgo tafonómico dado que entre los estadios juveniles A-1 y A-2 las hembras suelen ser más abundantes.

La Figura 8 muestra los resultados de la cantidad de agrupamientos o zonaciones posibles a partir del análisis de los ensambles (valvas adultas por gramo de sedimento húmedo según especie) por el modelo *Broken-Stick*. La cantidad de zonas donde la reducción de la varianza (suma de cuadrados) excede la proporción esperada de este modelo y por ello pueden considerarse significativas es tres, o bien entre cinco y diez.

Teniendo en cuenta las características de los ensambles, el cambio litológico en 31,5 cm y las tendencias de TOC y TIC (descritas más adelante), se optó por la agrupación en seis zonas, considerando además posibles subzonas sin significación estadística.

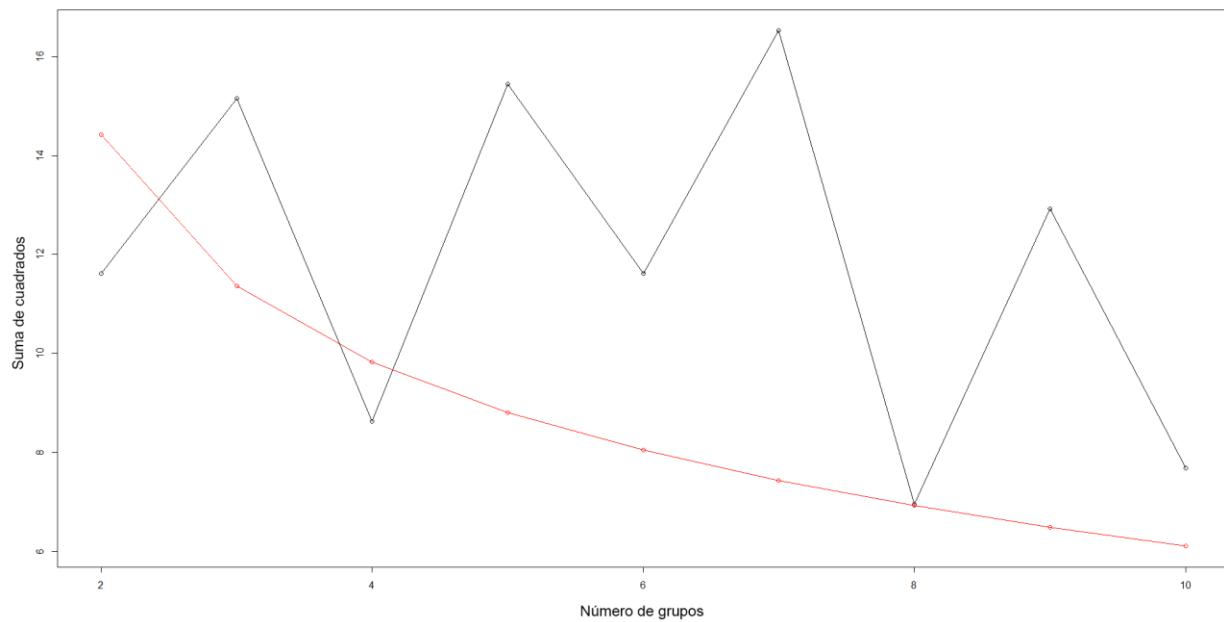


Figura 8. Sumas de cuadrados para distintos números de grupos calculadas a partir del análisis de ensambles de ostrácodos (negro) y su proporción esperada (rojo) del modelo Broken-Stick.

La Figura 9 integra las abundancias estandarizadas de cada especie (considerando únicamente a los adultos) a lo largo del testigo, expresadas en valvas por gramo con las zonas obtenidas, descritas a continuación.

Zona 1 (89 - 66 cm / 1070 - 340 años cal BP): caracterizada por abundancias bajas de *L. cusminskyae* (0 - 8,4 valvas/g), tendiendo a aumentar hacia la sección superior de la zona. En esta zona se reconocieron otras 10 especies: *L. rionegroensis*, *L. multiporata*, *L. aff. L. jujunensis*, *Limnocythere* sp. A, *Limnocythere* sp. B., *Limnocythere* sp. C., *Limnocytheridae* gen. et sp. indet., *Amphicypris argentinensis*, *Potamocypris* sp. y *Sarscypridopsis aculeata*. El número de especies por nivel oscila entre 1 y 7. *L. cusminskyae* es la especie dominante de todos los ensambles (60-100%), excepto para los niveles 79-78 cm (629 años cal BP) y 76-75 cm (566 años cal BP); no obstante se reconoce una mayor cantidad de

juveniles de dicha especie en comparación al resto. En el primer nivel mencionado, con una abundancia relativa del 18,18%, coexiste con *Limnocythere rionegroensis*, *Limnocythere aff. jujunensis*, *Limnocythere* sp. B, *Limnocytheridae* gen. et sp. indet., *Amphicypris argentinensis* y *Sarscypridopsis aculeata* (que presenta una abundancia similar a *L. cusminskyae*). En el segundo nivel no se encontraron adultos de *L. cusminskyae* y las especies presentes son *Limnocythere* sp. B y *Limnocytheridae* gen. et sp. indet, si bien el estado general de preservación de las valvas en este nivel es malo, estando las mismas fragilizadas. Se registraron carofitas en cuatro niveles: 89-88 cm (1067 años cal BP), 84-83 cm (795 años cal BP, éste también con un briozoo), 80-79 cm (644 años cal BP) y 79-78 cm (629 años cal BP). Los niveles 88-87 cm (1037 años cal BP) 85-84 cm (856 años cal BP), 84-83 cm (795 años cal BP), 80-79 cm (644 años cal BP), 79-78 cm (629 años cal BP) y 68-67 cm (380 años cal BP) presentan abundantes granos de cuarzo de tamaño arena.

Dadas las características de abundancias y especies presentes dentro de esta zona se reconocieron además dos subzonas: una (Subzona 1.1) entre los 89-69 cm (1067-407 años cal BP), con abundancias absolutas relativamente bajas de ostrácodos y un total de 10 especies presentes, donde *L. cusminskyae* se encuentra acompañado por al menos otra especie (en particular *L. rionegroensis*); y otra (Subzona 1.2.) entre los 68-66 cm (380-354 años cal BP), con un pico de abundancias (8,4 valvas/g) en el nivel inferior, monoespecífico, y el superior sólo con la presencia de *S. aculeata*.

Zona 2 (66 - 63 cm / 340 - 280 años cal BP): en esta zona *L. cusminskyae* presenta abundancias más altas que en la anterior (8,9-24,3 valvas / g) y constituye

un 90-100% de los ensambles, apareciendo *A. argentinensis* en el nivel correspondiente a los 64-63 cm (283 años cal BP).

Zona 3 (63 - 53 cm / 280 - 250 años cal BP): se caracteriza por ser la zona con abundancias más bajas de *L. cusminskyae* (0,5-2,4 valvas/g, sin contar un nivel infértil correspondiente a los 60-59 cm - 268 años cal BP) y por disminuir su predominancia hacia los niveles superiores (de 100% a 33,33%), donde aparece *L. rionegroensis* y es la especie dominante en un nivel (55-54 cm - 256 años cal BP) en el que, además, no hay machos de *L. cusminskyae*. El nivel superior de esta zona cuenta con la presencia de *A. argentinensis*.

Zona 4 (52 - 50 cm / 247 - 240 años cal BP): compuesta por dos niveles con las abundancias más altas entonces de *L. cusminskyae* (11,7-27 valvas/g), siendo esta última la mayor alcanzada a lo largo de todo el testigo. El nivel inferior de esta zona cuenta con la presencia de *Potamocypris* sp., mientras que el otro es monoespecífico.

Zona 5 (50 - 33,5 cm / 240 - 165 años cal BP): la mayoría de los ensambles son monoespecíficos excepto por la aparición de *L. rionegroensis* en el nivel 43-42 cm (220 años cal BP), con 20% de abundancia relativa. Las abundancias de *L. cusminskyae* en esta zona son bajas, con valores de 0,6 a 4,7 valvas/g. Se recuperaron carofitas en los niveles 44-43 cm (223 años cal BP) y 42-41 cm (216 años cal BP).

Zona 6 (32 cm - techo del testigo / 165 años cal BP en adelante): abarca los 25 niveles superiores del testigo de los cuales sólo uno no es monoespecífico (22-21 cm / 87 años cal BP), con la aparición de *L. rionegroensis* y *Heterocypris* sp. Las abundancias de *L. cusminskyae* presentan oscilaciones marcadas (1,83-26,10 valvas/g), con máximos en 32-31,5 cm (159 años cal BP), 22-21 cm (87 años cal BP) y 5-4 cm (-35 años cal BP), con tendencia decreciente entre estos dos últimos niveles. Presenta tres niveles estériles: 27-26 cm. (123 cal BP), 10-9 cm (1 cal BP) y 6-5 cm. (-28 cal BP).

La Zona 6 puede dividirse en cuatro subzonas de significancia estadística. La Subzona 6.1, compuesta por el nivel 32-31,5 cm (159 años cal BP), presenta un pico de abundancias (26,10 valvas/g), mientras que en la Subzona 6.2 (31,5-22 cm; 150-100 años cal BP) las abundancias vuelven a ser relativamente bajas (0-7,2 valvas/g). La subzona 6.3 (22-18 cm; 100-60 años cal BP), además de presentar mayores abundancias (14-33 valvas/g), cuenta con la aparición subordinada de *L. rionegroensis* y *Heterocypris* sp. En la última subzona, 6.4 (17,5 cm-techo; 60 años cal BP en adelante), las abundancias son variables, disminuyendo respecto a la anterior (0-13 valvas/g), si bien en varios niveles son relativamente altas respecto a zonas anteriores.

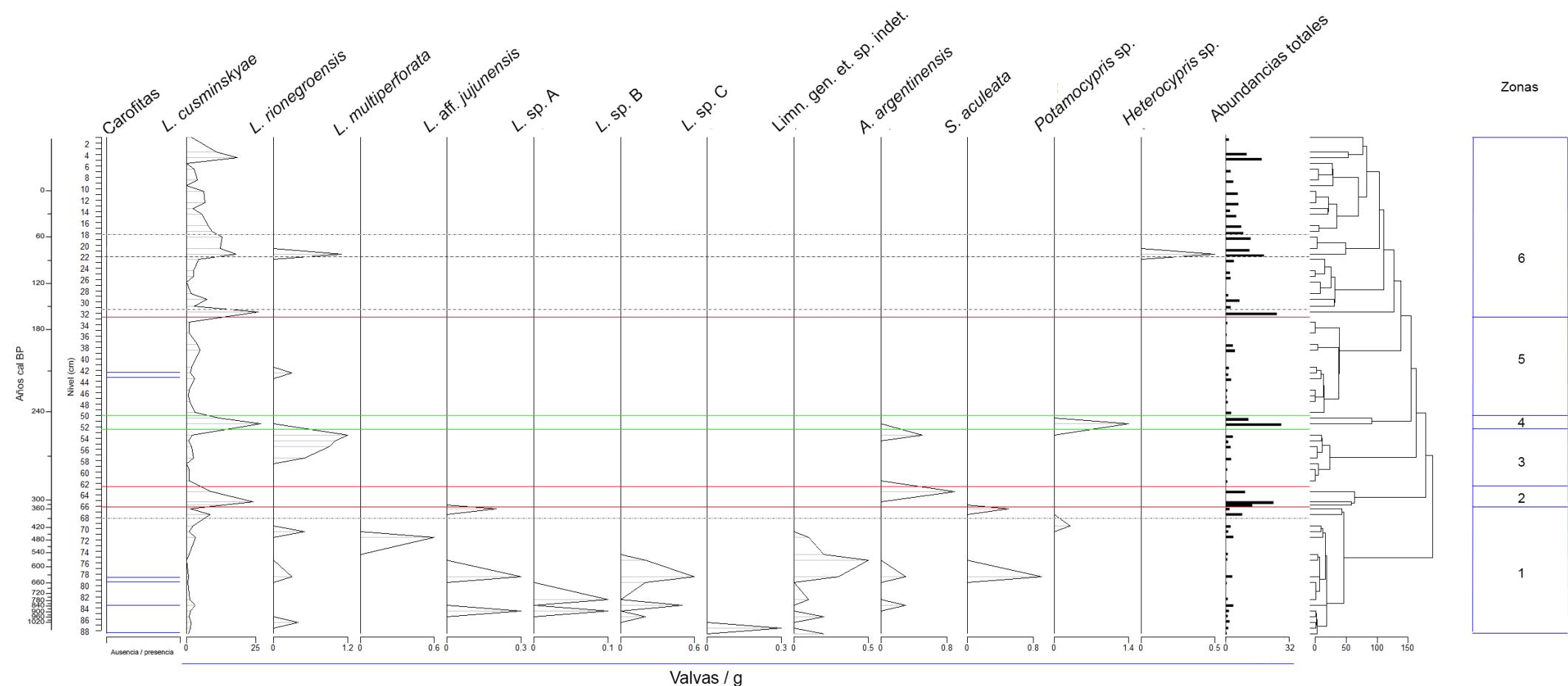


Figura 9. Abundancias estandarizadas de ostrácodos adultos (valvas / g) según especie (no a escala) y las zonaciones determinadas a partir de ellas para el testigo TCOCHBA. *L.* = *Limnocythere*; *A.* = *Amphicypris*; *S.* = *Sarscypridopsis*. Las líneas rojas muestran el agrupamiento en 3 zonas, las verdes en 5 zonas y la marrón en 6. Las líneas grises punteadas indican las subzonaciones mencionadas en el texto.

e. Diversidad y equitabilidad

Se reconocieron un total de 12 especies. El 57% de las muestras fértiles, considerando exclusivamente a los adultos, resultaron monoespecíficas y muy poco abundantes en número de individuos adultos, considerando estudios previos en las lagunas de la región (cf. Laprida et al., 2009). *Limnocythere cusminskyae* es la especie con mayor representación: se halla presente en 58 de los 63 niveles analizados, concentrándose la mayoría en la Zona 6. Otras especies frecuentes fueron *Limnocythere rionegroensis*, *Limnocythere* sp. B y *Limnocytheridae* gen. et sp. indet. Considerando la riqueza específica y la abundancia absoluta de adultos de las tanatocenosis, se decidió no aplicar los índices de diversidad α ni equitabilidad a los ensambles. Sólo tres niveles poseen más de 3 especies y de 15 individuos adultos, por lo que los parámetros de diversidad para el testigo en general no pueden considerarse significativos estadísticamente. El nivel que presenta los mayores valores de riqueza (y por ende de diversidad) es el de 79-78 cm (629 años cal BP, perteneciente a la Zona 1), habiéndose reconocido 7 especies en un ensamble de sólo 11 individuos, arrojando resultados de $H'=2,67$ (cercano al H' máximo, $\log_2 S: 2,81$), $D=0,09$ y $J'=0,77$, lo que indicaría que la comunidad poseía una distribución de especies altamente equitativa y diversa, aunque el tamaño de la muestra no asegura la representatividad del ensamble respecto de la biocenosis. Para el resto de los niveles con $S > 1$, los valores moderados de estos parámetros se encuentran principalmente en la sección inferior del testigo (Zona 1), con 2 ó 3 especies por nivel.

f. TOC/TIC

Los valores de TOC, representados por el porcentaje de LOI₅₅₀ (Figura 9), son elevados y variables a lo largo del testigo, con oscilaciones que van desde el 8,54% al 22,86%. El valor promedio de TOC para la secuencia es de 15,90%, estando en general los valores entre los 65,5-60 cm (314-247 años cal BP) y en particular desde los 38 cm (207 años cal BP) hasta el techo por encima de la media, y los intervalos 89-65,5cm (1067-314 años cal BP) y 60-38 cm (247-207 años cal BP) por debajo de la misma. Asimismo se reconoce un pico conspicuo a los 62-61 cm (271 años cal BP) que es el valor máximo para el testigo, mientras que los valores más bajos se observan en 74-73 cm (513 años cal BP; 8,54%), 46-45 cm (229 años cal BP; 9,87%;) y 32-31,5 cm (159 años cal BP; 10,98%).

Respecto a las determinaciones de TIC (Figura 10), a nivel general se observa una tendencia a la disminución de los porcentajes de LOI₉₅₀ de base a techo. El valor promedio de TIC para toda la secuencia es de 5,68%, con valores por encima de la media entre los 89-63 cm (1067-283 años cal BP) y los 47-38 cm (235-207 años cal BP). Los valores por debajo de la media se encuentran entre los 63-47 cm (283-235 años cal BP) y desde los 38 cm (207 años cal BP) hasta el techo. Se reconocen máximos en 86-85 cm (916 años cal BP, con 10,43%), 80-79 cm (644 años cal BP; 10,05%), y en los tres niveles entre 77-74 cm (613-539 años cal BP, con 10,42%, 10,92% y 10,42%). Los valores más bajos se encuentran en la sección superior del testigo, con el mínimo absoluto en 11-10 cm (8 años cal BP; 1,36%).

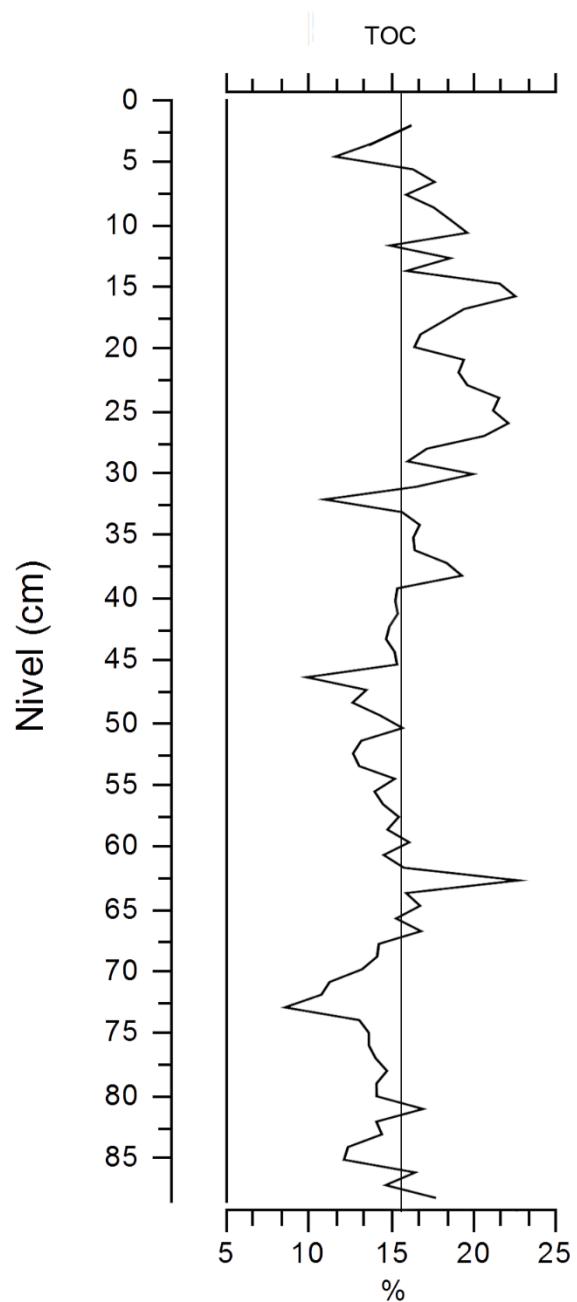


Figura 10. TOC (%) en función de la profundidad. La línea recta representa el valor medio.

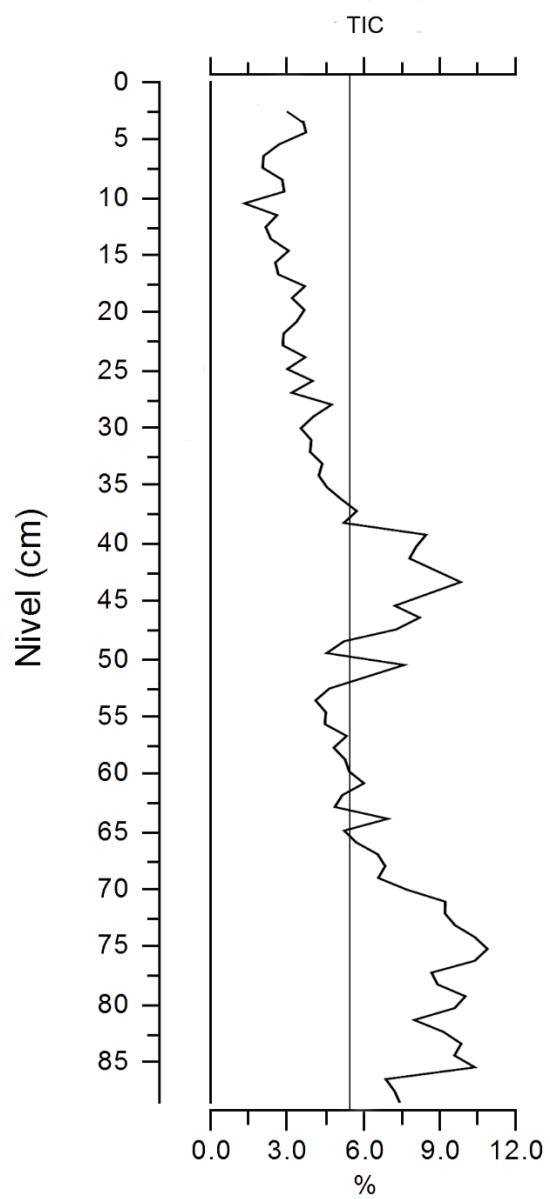


Figura 11. TIC (%) en función de la profundidad. La línea recta representa el valor medio.

6. Discusión

a. Limnocitíridos pampeanos

Las asociaciones fósiles del testigo TCOCHBA están netamente dominadas por limnocitíridos. Los limnocitíridos habitan aguas continentales y más ocasionalmente, aguas de transición a ambientes marinos. El género *Limnocythere* es fuertemente eurítropico, ya que posee un amplio rango de tolerancia a condiciones ambientales diversas, en particular de salinidad, aunque rara vez se lo halla en aguas dulces de baja salinidad (Laprida, 2006) y, en caso de registrarse, no es el taxón dominante.

La mayoría de los limnocitíridos cuaternarios y modernos registrados en la región pampeana fueron dejados en nomenclatura abierta, y seis de ellos determinados a nivel específico: *Limnocythere paranaensis* (Ferguson, 1967), *Limnocythere solum* (Whatley & Cholich, 1974), *Limnocythere multiporifera*, *Limnocythere rionegroensis* y *Limnocythere cusminskyae* (= *L. aff. staplini*) (Ramón-Mercau et al., 2014). Esto dificulta la interpretación paleoambiental de la secuencia TCOCHBA al no conocerse los requisitos ecológicos de algunas de las especies/taxonones encontrados. Por ello, en este trabajo nos centraremos en gran medida en aquéllas especies que pudieron ser determinadas a nivel específico y cuyos requisitos son relativamente bien conocidos, en especial *L. cusminskyae* (Figura 12) y, en las abundancias absolutas de sus poblaciones como indicadoras de condiciones ambientales cercanas a su óptimo ecológico, si bien este parámetro puede depender de distintos factores más allá del balance hídrico, tales como las tasas de acumulación de sedimentos o el estado redox del medio bentónico y

procesos tafonómicos. Sin embargo, dado que las relaciones adultos:juveniles de todas las muestras fértiles superan ampliamente los valores teóricos propuestos para comunidades/poblaciones *in situ* (cf. Whatley, 1988), las asociaciones fósiles de todos los niveles del testigo TCOCHBA pueden considerarse paleobiocenosis *in situ* de baja energía en el sentido de Kidwell et al. (1986), y permite confirmar que no ha habido eventos de disolución diferencial que podrían haber modificado potencialmente la estructura de las comunidades, ya que las más propensas a disolverse son las valvas de los estadios juveniles debido a su escasa calcificación.

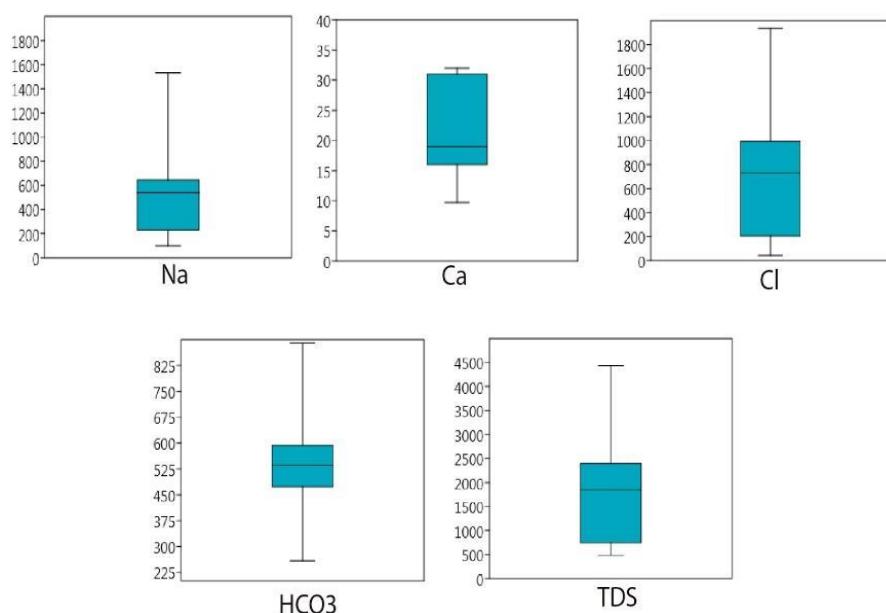


Figura 12. Gráficos de boxplot para distintos iones (concentraciones en ppm) en los que se halló *Limnocythere cusminskyae*, especie dominante en el testigo TCOCHBA (Datos de Laprida, 2006 y Geraldi, 2009).

b. Análisis del registro de la Laguna Cochicó y su evolución

El nivel de agua de las lagunas de la región pampeana depende del balance entre la precipitación y la evaporación (Quirós et al., 2002), relación que también se verifica para la laguna Cochicó (Geraldi, 2009). A su vez, esto tiene un efecto sobre la concentración de solutos y con ello, sobre la estructura de las comunidades de ostrácodos que la habitan. *Limnocythere cusminskyae* es la especie netamente dominante en el registro, aunque en algunas asociaciones la contribución de *L. rionegroensis* es significativa. *L. cusminskyae* es una especie típica de ambientes permanentes dentro del rango oligo-mesohalino, con aguas alcalino-sodio dominadas (Laprida, 2006; Kihn et al., 2017), que son las condiciones imperantes actualmente en la laguna Cochicó (Geraldi, 2009). Los rangos de iones seleccionados que marcan sus requisitos pueden apreciarse en los *boxplot* de la Figura 12. También se la ha encontrado como especie dominante asociada a ensambles de cladóceros y diatomeas en ambientes someros, eutróficos y alcalinos de agua dulce (López-Blanco et al., 2021). Por su parte, *L. rionegroensis* fue registrada típicamente en ambientes temporales, pero también en lagos permanentes de salinidad muy variable (llegando a aparecer por encima de los 2300 mg/l TDS), con un rango de tolerancia de aproximadamente 2500-25000 mg/l (Ramón Mercau et al., 2012), con Na⁺ como el catión dominante y enriquecidas en cloro, sulfatos y/o bicarbonatos, siendo indicadores de humedad efectiva relativamente baja (Cusminsky et al., 2005) y su óptimo de salinidad dentro del rango de salinidades mesohalinas (Ramón-Mercau & Laprida, 2016).

La ecología de los taxones dominantes y que son los que, afortunadamente, pudieron determinarse a nivel específico, permite afirmar que, en términos

generales, durante los últimos ~1100 años, la laguna Cochicó fue una laguna fuertemente alcalina con salinidades dentro del rango β -oligohalino (TDS < 2,5 ‰= 2500 mg/l), aunque con incrementos multidecadales de la salinidad que la llevaron hasta el rango mesohalino (TDS entre 5-18 ‰), lo que indica una marcada variabilidad en la humedad efectiva del área.

Cuando se consideran en conjunto los *proxies* estudiados, las zonaciones efectuadas en base a la ostracofauna, las especies dominantes y las características sedimentológicas del testigo TCOCHBA (Figura 13), es posible proponer un esquema de evolución ambiental para la Laguna de Cochicó.

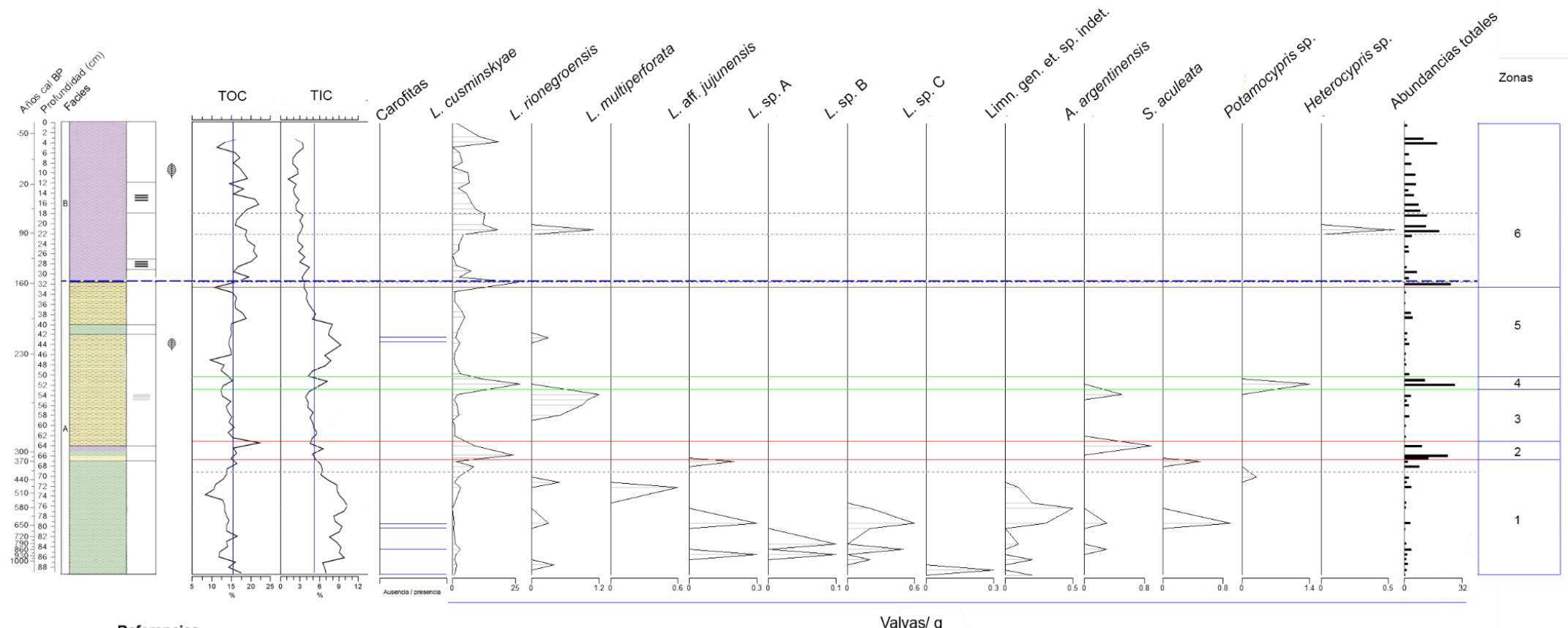
Toda la sección analizada presenta una granulometría clástica fina (arcilla limosa, limo arcilloso y limo) que indica que la deposición se dio principalmente por procesos tractivos de baja energía y decantación. Las tasas de acumulación de sedimentos son bajas, tendiendo a incrementarse con la mayor contribución de limo y por ende en coincidencia con la Facies B que, de acuerdo al modelo de edades, correspondería a los últimos ~200 años.

Los valores de TOC a lo del testigo son generalmente altos (Figura 10), lo cual indicaría que la laguna Cochicó fue relativamente productiva en los últimos ~1100 años. Los mayores valores de productividad se verificarían entre 1620-1670 AD y desde 1750 AD en adelante. Un período de descenso en los valores de productividad (o eventos de mayor descomposición de la materia orgánica vinculados a fondos bien oxigenados se verifica entre 1410-1600 AD.

Los valores de TIC tienden a disminuir de base a techo (Figura 11); tienen un comportamiento opuesto al del TOC y, de hecho, TIC y TOC tienen una correlación significativa fuertemente negativa ($r^2= -0,59$; $p= 5,76 *10^{-9}$). Así, mientras que entre los 900-1650 AD y 1720-1750 AD las condiciones de precipitación y/o

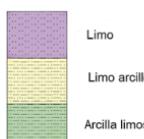
preservación del carbonato fueron comparativamente favorables, desde 1750 AD las condiciones parecen haberse tornado más desfavorables, ya que a partir de este momento el TIC presenta los valores más bajos de todo el registro (Figura 11). Estas tendencias en el comportamiento del TOC y el TIC podrían vincularse a variaciones climáticas que impactarían en la salinidad de las aguas y, por ende, en la productividad de la laguna, con consecuencias tanto sobre las concentraciones de carbono orgánico como inorgánico en los sedimentos.

Si consideramos este análisis conjuntamente con la zonación efectuada en base a los ostrácodos, estas relaciones pueden clarificarse y compararse con los resultados descritos previamente para la cuenca, por lo que se mencionarán en simultáneo (Figura 14).



Referencias

Sedimentología



Estructuras sedimentarias



Restos de vegetales

Figura 13. Gráfico integrador de la información obtenida a partir del análisis del testigo TCOCHBA.
La línea punteada azul indica el cambio de facies

Zona 1 (aprox. 1070 - 340 años cal BP / 880 AD - 1610 AD)

Esta zona abarca la ACM (900 - 1200 AD) y, parcialmente, la Pequeña Edad de Hielo (PEH, 1200 - 1870 AD) según fueran definidos por Córdoba (2012) para las lagunas Del Monte, Del Venado y Epecuén.

La resolución en esta parte del registro es baja (promedio: 45 años cm^{-1} con picos de hasta 90 años cm^{-1}), lo que dificulta el reconocimiento de eventos decadales. La presencia de limos arcillosos podría indicar mayor distancia respecto de las fuentes de aportes encausadas y, por lo tanto, un nivel de agua *relativamente* alto. La presencia de carofitas en varios niveles de la sección basal de esta zona hasta el 1300 AD indica el desarrollo de vegetación litoral sumergida vinculado a un estado de aguas bien oxigenadas y claras y, por lo tanto, poco productivas. Los valores de TOC son relativamente bajos confirmando esta hipótesis, mientras que los de TIC están entre los más altos de todo el testigo, lo que sugiere condiciones redox que habrían favorecido la preservación de los carbonatos. Las condiciones en este período parecen haber sido favorables para el desarrollo de las comunidades ecuables de ostrácodos, dado que es el período en el que se presenta el mayor número de especies, aunque las abundancias absolutas son bajas. Las aguas claras y las bajas abundancias absolutas de las comunidades de ostrácodos favorecen la interpretación de un lago poco productivo con escasa vegetación, y su mayor diversidad indicarían aguas en el rango de salinidades más bajo de *L. cusminskyae* (TDS entre 500-2000 mg/l). Todas estas evidencias permiten inferir que la base de la Subzona 1.1 correspondería a una fase relativamente húmeda, abarcando la ACM, en concordancia con lo observado por Córdoba (2012).

La sección que, de acuerdo al moldeo de edades, correspondería al pulso seco de la PEH (1200-1530 AD) presenta los valores TOC más bajos de toda la

zona, al tiempo que exhibe abundancias aún más bajas de ostrácodos. La presencia de abundantes granos de cuarzo equidimensionales y bien redondeados tamaño arena entre 1215 AD y 1320 AD y un leve aumento en la tasa de acumulación de sedimentos marcaría el inicio de la retracción del cuerpo de agua y la mayor proximidad a la costa del sitio de muestreo. Luego de esto, las tasas de sedimentación se mantienen relativamente bajas. La presencia en niveles esporádicos de *L. rionegroensis* y *L. multiperforata* indicarían salinidades más elevadas que en el período anterior, en el rango mesohalino (Cusminsky et al., 2005; Ramón-Mercau et al., 2012). Los valores de TIC de esta sección son los más altos de todo el registro. Todos estos parámetros indicarían una situación de déficit hídrico e incremento de la salinidad, con el concomitante descenso en la productividad primaria.

En el tope de la Zona 1 se reconoce una subzona estadísticamente significativa (Subzona 1.2) que coincide con el inicio de lo que Córdoba (2012) definió como un pulso húmedo dentro de la PEH (1530-1750 AD). Así, entre 1540 AD y 1610 AD se observa un marcado incremento de las abundancias absolutas de ostrácodos y en la dominancia de *L. cusminskyae*. Los mayores valores de TOC y una leve disminución de los valores del TIC indicarían, conjuntamente con las otras evidencias, un aumento en la productividad vinculado a un descenso de la salinidad hacia valores beta-oligohalinos (el rango más bajo dentro de esa clasificación) respecto del período anterior. Los limos arcillosos dominan esta parte de la sucesión, aunque se intercalan delgados niveles de arcilla limosa y limo. Todas estas observaciones pueden interpretarse como una tendencia a balances hídricos más positivos, una humedad efectiva algo más elevada que durante el período previo correspondiente a la fase seca de la PEH.

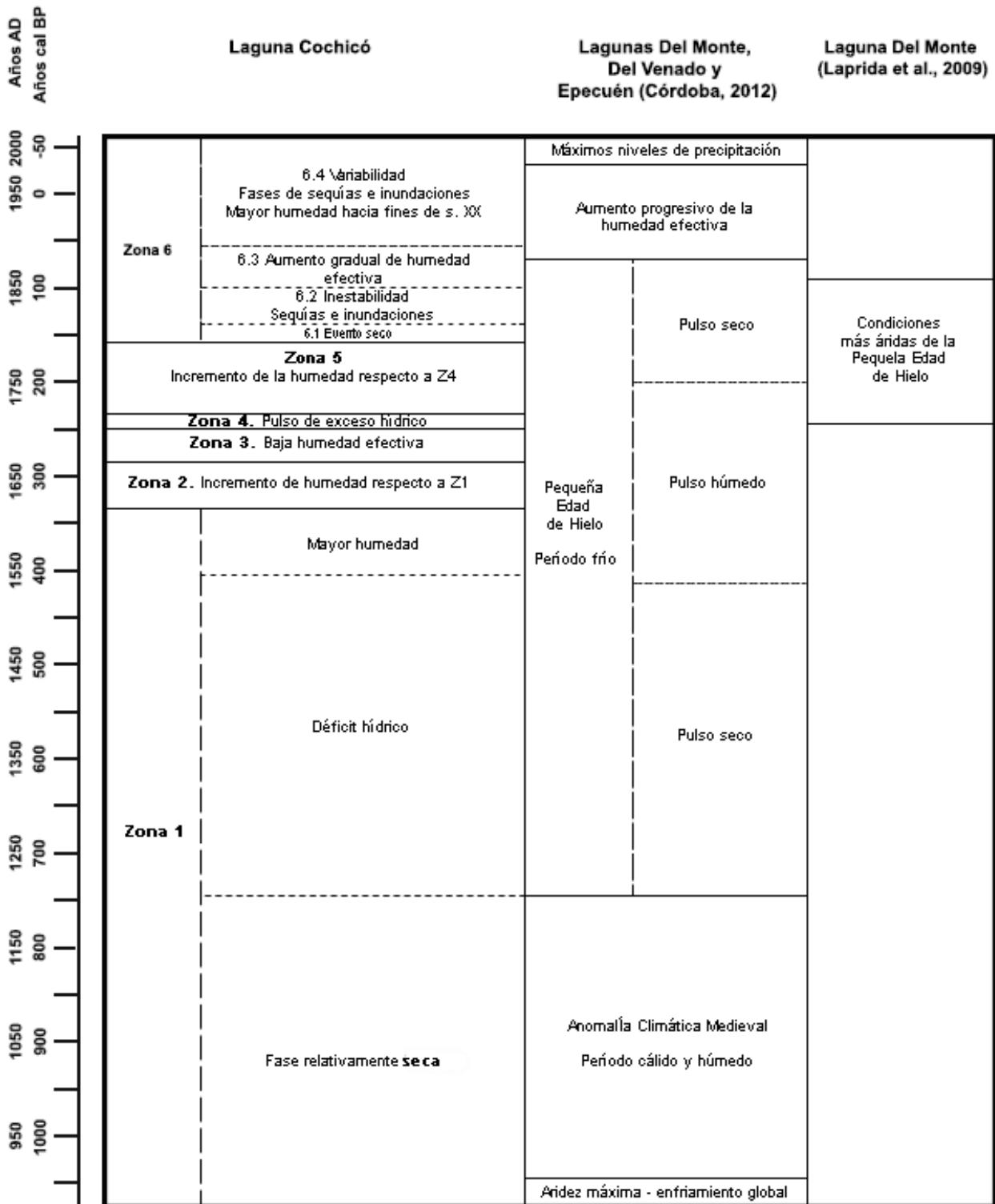


Figura 14. Comparación entre las fases hidrológicas obtenidas para Laguna Cochicó con las interpretaciones paleolimnológicas de otras lagunas de la cuenca de las LEO.

Zona 2 (aprox. 340 - 280 años cal BP / 1610 AD - 1670 AD)

Esta zona se enmarca enteramente dentro del pulso húmedo de la PEH en la cuenca según lo definiera Córdoba (2012).

Presenta abundancias absolutas más elevadas que la zona anterior y abundancias relativas más altas de *L. cusminskyae*. Los ensambles son monoespecíficos con la excepción de la aparición ocasional de *A. argentinensis*, asociada a conductividades moderadas a altas, lo cual sugiere condiciones oligohalinas pero cercanas al límite superior del óptimo ecológico de *L. cusminskyae*, esto es, TDS en el rango alfa-oligohalino ($> 2500 \text{ mg/l}$). La presencia de *A. argentinensis* marcaría un evento húmedo de corta duración. La alternancia de bancos centimétricos de arcillas limosas, limos y limos arcillosos que conforma la zona indicaría cierta inestabilidad hidroclimática, que se manifiesta también en un brusco incremento en la tasa de sedimentación, posiblemente asociado un evento de mayor aporte sedimentario debido a un aumento de precipitaciones hacia el techo de la zona en coincidencia con la presencia de *A. argentinensis*.

En esta zona los valores de TOC se incrementan respecto del período anterior y se encuentran por encima de la media del registro, sugiriendo una productividad primaria relativamente alta. Los valores de TIC continúan con una tendencia hacia valores menores. Estos resultados permiten postular que esta zona representa el momento de mayor humedad efectiva del pulso húmedo durante la PEH, favoreciendo el establecimiento de ambientes más productivos que los de la zona precedente y una laguna con aguas más diluidas.

Zona 3 (aprox. 280 - 250 años cal BP / 1670 AD - 1700 AD)

Esta zona corresponde al pulso húmedo de la PEH en la cuenca según lo definiera Córdoba (2012).

En esta zona, de apenas 30 años de duración, presenta muy baja abundancia absoluta de ostrácodos; hacia los niveles superiores, disminuye la predominancia de *L. cusminskyae* con la aparición de *L. rionegroensis* (que lo supera hacia el techo de la zona) y *A. argentinensis*. Estas especies indican cuerpos de agua efímeros y salobres, aunque de salinidad variable.

Los valores de TOC tienden a disminuir respecto de la sección anterior, presentando varios valores por debajo de la media del registro. Por su parte, el TIC también disminuye. Todos estos parámetros indicarían ambientes salobres sometidos a evaporación, probablemente efímeros y de baja productividad, asociados a una baja humedad efectiva, niveles de la laguna muy bajos y alta concentración iónica.

Zona 4 (aprox. 250 - 240 años cal BP / 1700 AD - 1710 AD)

Esta zona abarca sólo 10 años dentro del pulso húmedo de la PEH reconocido para la cuenca. Se distinguen del resto por la presencia de *Potamocypris* sp. y los valores más altos de abundancias absolutas de *L. cusminskyae* de todo el testigo. Tanto los valores de TOC como los de TIC disminuyen respecto de período previos, y constituyen los mínimos desde el inicio del registro. La falta de asignación específica de *Potamocypris* sp. limita la interpretación de esta zona. La especie de *Potamocypris unicaudata*, citada para Patagonia (Coviaga et al., 2017) fue hallada en aguas levemente salinas; este hecho conjuntamente con la ausencia de *A. argentinensis* y de *L. rionegroensis* permite establecer que esta zona podría corresponder a un corto evento algo más húmedo dentro de la PEH, cuando

pudieron haberse establecido una laguna de aguas beta-oligohalinas pero poco productivas, asociadas tal vez a condiciones más frías.

Zona 5 (aprox. 240 - 165 años cal BP/ 1710 AD - 1785 AD)

Esta zona abarca parte final y la salida de la fase húmeda de la PEH. Los ensambles son poco abundantes, y la presencia de carofitas permite suponer el restablecimiento de una laguna de agua claras y con salinidades relativamente cercanas al óptimo ecológico de *L. cusminskyae*, lo que representaría un período de mayor humedad efectiva respecto del definido para la zona anterior.

Los valores de TOC y de TIC aumentan respecto de la zona anterior, indicando un aumento en la productividad. Dentro de la zona, el incremento de TOC y la disminución de TIC hacia los niveles superiores indican que las condiciones redox del medio bentónico comenzaron a ser desfavorables para la preservación de los carbonatos, debido al incremento de la materia orgánica y sus efectos sobre las condiciones redox del medio bentónico.

Zona 6 (aprox. 165 años cal BP en adelante / 1785 AD - 2007 AD)

Esta zona abarca la finalización de la PEH y todo el siglo XX, por lo que contiene al pulso seco definido por Córdoba (2012) entre 1750-1915 AD. La naturaleza transicional de esta zona se verifica por la variabilidad en el tamaño de las poblaciones de *L. cusminskyae*. Así, mientras que el nivel inferior (ca. 1780 AD) presenta poblaciones numerosas, entre 1800 AD y 1856 AD (152-94 años cal BP respectivamente), las abundancias descienden marcadamente, reflejando las condiciones adversas del final de la fase seca de la PEH (Córdoba, 2012; Laprida et al., 2009), incluyendo niveles estériles para 1827 AD, en coincidencia con una

gran sequía que asoló la región pampeana y que persistió hasta 1832 AD. El reconocimiento de 4 subzonas permite esbozar la evolución ambiental de la laguna con mayor detalle.

Así, la **subzona 6.1** (aprox. 1785 AD) se diferencia del resto de las subzonas por un marcado pico de abundancias de *L. cusminskyae* y los valores más bajos de TOC de toda la zona. Esto podría indicar un evento húmedo de corta duración bajo condiciones relativamente frías, ya que los valores de TIC no son especialmente altos, por lo cual no habría ocurrido precipitación de carbonatos.

La **subzona 6.2** se extiende aproximadamente entre 1800-1850 AD, por lo que podría ser considerada la finalización de la PEH. La presencia de ensambles monoespecíficos de *L. cusminskyae* y un aumento en el contenido de TOC y de TIC respecto de la subzona subyacente indicarían un mejoramiento en las condiciones climáticas, con el establecimiento de una laguna de aguas oligohalinas y un lago más productivo respecto de las zonas previas, pero aún inestable como lo testimonian las poblaciones poco numerosas, verificándose incluso niveles estériles alrededor de 1827 AD. Con posterioridad a la prolongada sequía 1827-1832 AD, existen registros históricos de inundaciones en la cuenca durante la primera mitad del siglo XIX, como la de 1833 AD (citas en Miraglia, 2013; Laprida & Valero Garcés, 2009).

La **subzona 6.3** se extiende entre 1850 y 1890 AD, en coincidencia con la salida de la PEH y la finalización del pulso seco definido por Córdoba (2012) para la región de las LEO. Nuevamente se verifica un aumento del TOC y un descenso del TIC, y las poblaciones de *L. cusminskyae* son más numerosas, indicando un lago oligohalino de mayor productividad que marcaría el gradual aumento de la humedad efectiva y el inicio del período húmedo registrado con posterioridad a la

PEH a partir de 1865 AD (Miraglia, 1996). Los ensambles de esta subzona son monoespecíficos a excepción de un único nivel donde se encuentran presentes, en baja proporción, *L. rionegroensis* y *Heterocypris* sp. en coincidencia con un pico en las abundancias de *L. cusminskyae* alrededor de 1865 AD. La presencia de *L. rionegroensis* indica un pulso de baja humedad efectiva, demostrando que este es un período de marcada variabilidad hidroecológica. Así, existen registros históricos de varios episodios de inundación en la cuenca durante la segunda mitad del siglo XIX, en particular durante 1857 y 1876 AD (coincidente con un episodio importante de El Niño; Aceituno et al., 2009) (citas en Miraglia, 2013). Los excesos de precipitaciones que se mencionan entre 1870-1880 AD coinciden con abundancias absolutas elevadas de *L. cusminskyae*, indicando aguas más diluidas.

La **subzona 6.4** se desarrolla con posterioridad a 1890 AD y abarca todo el siglo XX. Todos los ensambles recuperados son monoespecíficos de *L. cusminskyae*, presentando algunos niveles con abundancias relativamente altas pero variables, incluso con niveles estériles durante el siglo XX. Esto indicaría ambientes inestables dentro del rango de salinidades oligohalinas con condiciones que se mantienen dentro del nicho ecológico efectivo de *L. cusminskyae*. Tanto el TOC como el TIC disminuyen con respecto a la subzona anterior, aunque presentan valores elevados hacia fines del siglo XIX y principios del siglo XX, reflejando las consecuencias del progresivo mejoramiento climático a partir del incremento sostenido de la humedad efectiva en la región (Córdoba, 2012).

La variabilidad mencionada es el reflejo de varios episodios de inundaciones y sequías que marcan los registros históricos desde fines del siglo XIX: niveles de las lagunas extremadamente bajos entre 1880-1916 AD y 1928-1939 AD, que coinciden notablemente con los altos valores de TOC, indicando el posible avance

de las macrófitas emergidas periféricas hacia el centro de la laguna como consecuencia de la reducción de espejo de agua. Según registros instrumentales, el período 1920-1970 AD para la cuenca también es de déficit hídrico con sequías marcadas en 1950 AD y 1978 AD (Geraldi, 2009). En ambas oportunidades, las muestras correspondientes a esos años resultaron estériles y con altos valores de TOC. En contraposición, se mencionan excesos de precipitaciones entre 1918-1927 AD y 1940-1949 AD (Miraglia, 2013, Córdoba, 2012), registrándose marcadas inundaciones en 1922 y 1946 AD, en concordancia con leves descensos en el porcentaje de TOC. Hacia finales de la década de 1950 AD se efectúa la intervención del sistema mediante diferentes obras hidráulicas (Monachesi & Albaladejo, 1997).

Con posterioridad a 1970 AD, el incremento en las marcas térmicas y las precipitaciones dieron lugar al establecimiento de una laguna mayormente oligohalina pero muy inestable, que puede cuadruplicar su salinidad en pocos años (Geraldi, 2009). Sin embargo, notablemente, estas anomalías, positivas o negativas, de las precipitaciones no han impactado en la estructura de las comunidades de ostrácodos desde fines del siglo XIX, aunque sí en el tamaño de las poblaciones de *L. cusminskyae*. Considerando lo expuesto, el pico en la abundancia de *L. cusminskyae* en 1985 AD coincide con el inicio de la inundación de la cuenca, que alcanzó su máximo en 1993 AD (Malacalza, 2016), de la misma manera que ocurrió durante la década de excesos hídricos entre 1870 AD y 1880 AD. También el nivel correspondiente a 1992 AD, con la inundación aún en curso, presenta elevada abundancia de *L. cusminskyae*. Las razones por las cuales los ensambles son monoespecíficos (o al menos extremadamente poco diversos) desde hace más de un siglo no han podido ser establecidas, aunque es probable

que la antropización pueda tener alguna influencia, ya que desde finales del siglo XIX y especialmente durante el siglo XX, hubo un alto grado de transformación de la región de la cuenca dado por la intensificación de los cultivos y explotación ganadera (Miraglia, 2013), factores que contribuyen a la eutrofización y pérdida de biodiversidad (Geraldi, 2009).

Respecto a las determinaciones de TOC, si bien presentan valores relativamente elevados durante años de sequías, presentan mínimos por debajo de la media en 1985 y 1992 AD, años de inundaciones. Los valores elevados podrían estar vinculados a la eutrofización, mientras que los mínimos de 1985 y 1992 podrían reflejar un efecto de dilución de la concentración de materia orgánica durante estos episodios y un aumento en la turbidez inorgánica por aumento del aporte clástico, que habría disminuido la productividad. En contraposición, el TIC presenta en esta subzona los valores más bajos de todo el registro, sugiriendo que los altos niveles del lago y el descenso concomitante de la salinidad no sólo favorecen su puesta en solución, sino también que las condiciones redox vinculadas a la creciente eutrofización desfavorecen su preservación.

A partir de la década de 1990 AD hubo dos modificaciones con impacto considerable en las lagunas: se cambió el escurrimiento de las aguas con canalizaciones y estaciones de bombeo para transportar los excesos hídricos de la cuenca hacia el río Salado, y se adoptó un modelo agroproductivo intensivo cuyos efluentes afectan las aguas y suelos de la cuenca (Miraglia, 2013).

La Figura 15 sintetiza el modelo propuesto de evolución para la laguna Cochicó durante los eventos notables reconocidos durante el último milenio,

graficando cualitativamente las condiciones generales o predominantes de cada uno.

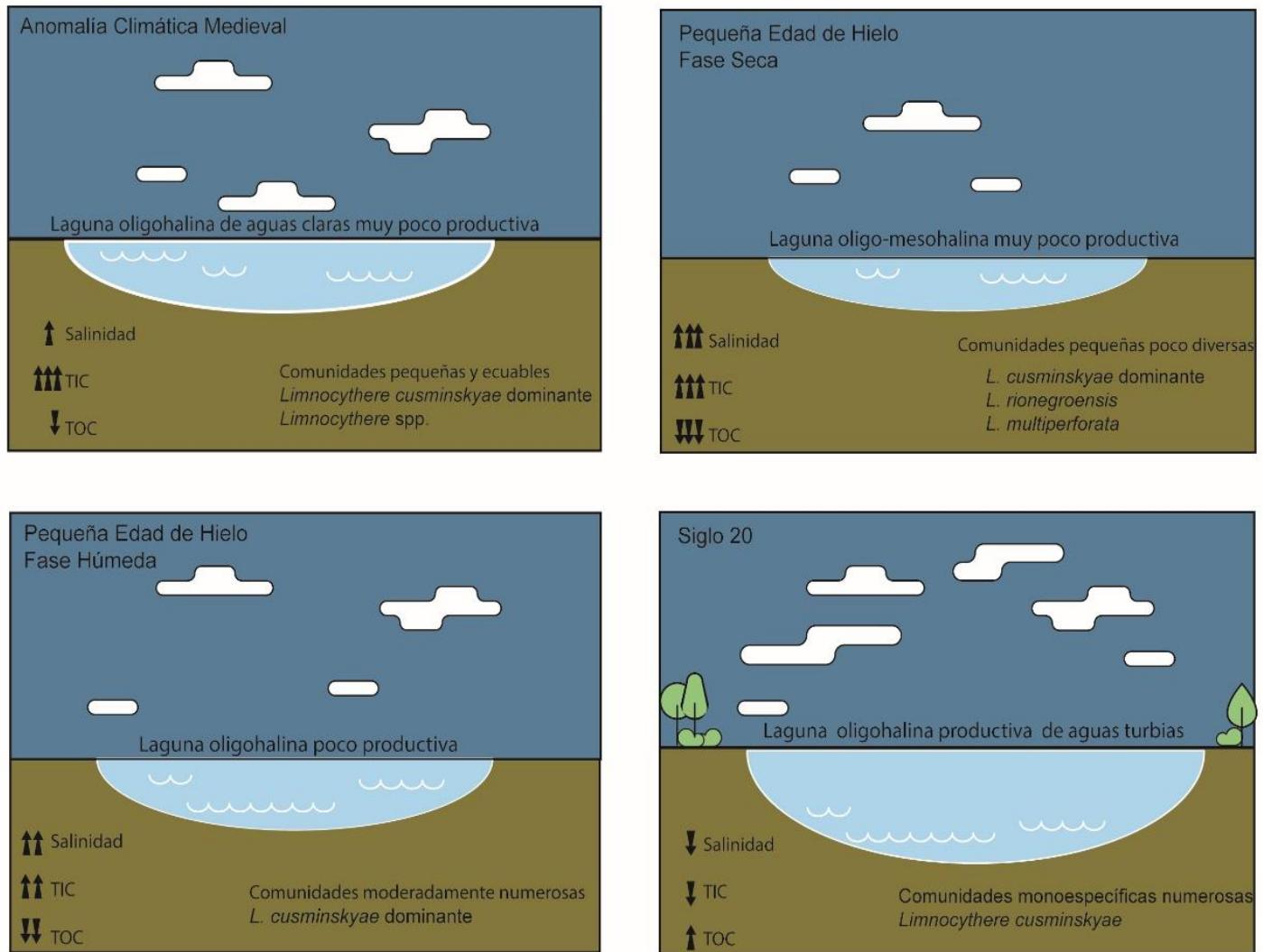


Figura 15. Propuesta de modelo de evolución para la laguna Cochicó en los últimos ~1100 años.

c. Comparación del registro de Cochicó con otras lagunas pampeanas

La consideración conjunta de la sedimentología, los análisis del TIC y TOC, y de los ensambles de ostrácodos han permitido reconocer distintas fases hidroclimáticas en la Laguna Cochicó, aún cuando los ensambles son poco diversos. La reconstrucción efectuada para la Laguna Cochicó tiene una adecuada correspondencia con diversos trabajos paleoclimáticos y paleolimnológicos realizados en la región pampeana, aunque sus eventos de aridez han sido más severos debido a su proximidad hacia la Diagonal Árida (Cioccale, 1999; Piovano et al., 2009).

En Cochicó, la ACM se expresa como un momento de mayor humedad efectiva, con el establecimiento de un lago poco productivo de aguas oligomesohalinas y claras, de fondos bien oxigenados y pHs altos, con una ostracofauna moderadamente diversa pero siempre dominada por limnocitíridos. Otros autores han reconocido que la ACM en Pampa fue un período cálido y húmedo, desarrollándose entre los 1400-800 años cal BP (Iriondo, 1999). Esta fase húmeda se reconoció para aproximadamente los 1300 años cal BP (Cuña-Rodríguez, 2020), 746 años cal BP (Guerra et al., 2015) y 1410-1068 años cal BP (Piovano et al., 2009) en la Pampa Central, y hacia los 1150-750 años cal BP (Plastani, 2016) y 1000 años cal BP (Stutz et al., 2012) en el Sur de Pampa. Condiciones cálidas y secas para la ACM fueron reconocidas, en cambio en Pampa Occidental entre 900-770 años cal BP (Lüning et al., 2019; Vilanova et al., 2015).

En Cochicó, la Pequeña Edad de Hielo habría sido un evento de gran variabilidad hidroclimática, con la alternancia de períodos relativamente más secos y relativamente más húmedos en escalas decadales y multidecadales. Así, el pulso seco definido entre 1200-1530 AD que marca su inicio coincide con un momento de déficit hídrico que determina un aumento de la salinidad en Cochicó, que alcanza

probablemente rangos mesohalinos, favoreciéndose la precipitación de carbonatos por concentración evaporítica. La neta dominancia y el aumento en el tamaño de las poblaciones de *L. cusminskyae* a partir de 1550 AD marcan el inicio de un período relativamente más húmedo, que Córdoba (2012) definió como un pulso húmedo dentro de la PEH (1530-1750 AD). La mayor disponibilidad hídrica habría permitido la dilución de las aguas de la laguna hasta niveles oligohalinos, favoreciendo el incremento de la productividad y la dilución de carbonatos.

A partir de 1650 AD, la inestabilidad del sistema durante la PEH aumentó, expresándose como una variabilidad hidroclimática de alta frecuencia, con eventos decádicos de mayor humedad efectiva como el que habría tenido lugar entre 1650-1670 AD (Zona 2) y entre 1700-1710 AD (Zona 4) o de menor humedad efectiva como el que habría tenido lugar entre 1675-1700 AD (Zona 3). Un posible evento de mayor humedad efectiva podría haber ocurrido hacia finales del siglo XVIII, alrededor de 1785 AD.

La PEH a lo largo de Pampa también es un momento en donde la variabilidad climática se ve reflejada por la alternancia de dos pulsos fríos y áridos separados por uno más húmedo, desarrollándose entre las primeras décadas del siglo XV hasta mediados del XIX, con el pulso húmedo desde finales del siglo XVI hasta principios del XVIII (e.g. Cioccale, 1999; Cuña-Rodríguez et al., 2020; Guerra et al., 2015, 2017; Iriondo, 1999; Laprida et al., 2009; López-Blanco et al., 2021; Piovano et al., 2009; Plastani et al., 2018; Stutz et al., 2010, 2012). En Pampa Occidental, sin embargo, los últimos 200 años no habrían sido tan áridos como en otras localidades estudiadas (Vilanova et al., 2015).

En Cochicó, a partir de inicios del siglo XIX y a lo largo de todo el siglo XX se verifica un gradual descenso de la salinidad y el aumento de la productividad, con

evidencias de eutroficación. Los ambientes son más estables, aunque se verifican ocasionales eventos de menor humedad efectiva, como el que se verifica en 1865 AD, o momentos de excesos hídricos que provocan dilución, como el de la década de 1870-1880 AD. Esta inestabilidad se vería atenuada en el siglo XX, como consecuencia de las obras de infraestructura realizadas para manejar su nivel, por lo que, aún cuando se suceden anomalías positivas o negativas de precipitación que tienen impactos sobre la productividad o la abundancia de las comunidades de ostrácodos, la resiliencia del sistema permite su rápida recuperación. En el resto de la región pampeana, la salida de la PEH, a partir de mediados del siglo XIX, se caracteriza por un aumento progresivo de las temperaturas y precipitaciones hasta el período cálido actual iniciado en 1970 AD, para lo cual además ya se cuenta con registros históricos e instrumentales (e.g. Cuña-Rodríguez et al., 2020; García-Rodríguez et al., 2009; Guerra et al., 2015, 2017; López-Blanco et al., 2021; Piovano et al., 2009; Plastani et al., 2019). Dicha situación se ve reflejada en los estudios paleolimnológicos llevados a cabo en la cuenca de las LEO, además de geoambientales (Geraldi, 2009). El incremento extraordinario de las precipitaciones en la región SE del continente sudamericano se relaciona con la intensificación del Sistema Monzónico Sudamericano durante el verano, resultando en un aumento del transporte meridional de vapor de agua desde la Amazonia hasta la región pampeana (Garreaud et al., 2009).

d. Comparación del registro de Cochicó con otras lagunas de las LEO

Cuando se comparan los eventos y las cronologías obtenidas de Cochicó con las presentadas por Córdoba (2012) para otras lagunas de las LEO, existe coincidencia respecto de las señales generales del régimen de agua permanente (con marcada variabilidad estacional e interanual) que se reconstruyen para los últimos 150 años. Sin embargo, existen algunas discrepancias respecto del signo o la cronología de ciertos períodos o eventos. Las discrepancias mencionadas pueden vincularse con la topología y el drenaje de la cuenca: al estar en una depresión que se acentúa de NE a SO, las lagunas aumentan en profundidad y afluentes también en este sentido. Así, la laguna Cochicó, ubicada al NE de las lagunas Del Monte, Del Venado y Epecuén (Figura 1) y de menor tamaño y profundidad, podría ser más susceptible a las variaciones en la humedad efectiva que las lagunas ubicadas al SO, que tienden a ser más estables por su mayor profundidad y por recibir más aportes tanto superficiales como subterráneos. Estas condiciones de inestabilidad en Cochicó habrían resultado en ambientes poco propicios para el desarrollo de las comunidades de ostrácodos dadas las variaciones drásticas de salinidad, y favorecido la dominancia de especies euritópicas.

Respecto a las tasas de sedimentación, para las lagunas Del Monte, Del Venado y Epecuén se observó un cambio de varios órdenes de magnitud a partir de finales del siglo XIX, aumentando hasta la actualidad. Este incremento coincide con un cambio en la dinámica ambiental de las lagunas desde sistemas efímeros hasta perennes como resultado de balances hídricos más positivos, además del impacto de la actividad humana que aumenta el flujo de sedimentos y tasas de deposición (Córdoba, 2012). En Cochicó, el incremento considerable en las tasas de sedimentación promedio ocurre entre 1650-1750 AD, disminuyendo luego a pesar

de mantenerse más alto que en los períodos anteriores. Esta disminución coincide con el inicio del pulso seco definido entre 1750-1915 AD por Córdoba (2012) y desde inicios del siglo XVIII y hasta mediados del siglo XX (Laprida et al., 2009). Con los datos disponibles, no es posible explicar las bajas tasas de acumulación de sedimentos para el período correspondiente al aumento de las precipitaciones desde mediados del siglo XIX, pero la particular dinámica de las LEO y la ubicación distal de la Laguna Cochicó respecto de las estudiadas por Córdoba (2012) y Laprida et al (2009), sumada a las obras hídricas efectuadas durante el siglo XX, podrían justificarlo.

7. Conclusiones

La laguna Cochicó presenta un registro paleolimnológico adecuado para los últimos ~1100 años. Se reconocieron eventos significativos ya registrados para el área de la cuenca y la región pampeana: la Anomalía Climática Medieval (ACM), la Pequeña Edad de Hielo (PEH) y la transición hacia el régimen de precipitaciones establecido hacia fines del siglo XX.

La ACM en Cochicó (880-1200 AD), de condiciones cálidas, se caracteriza por ser un período relativamente húmedo, con una laguna oligohalina de aguas claras y muy baja productividad, así como comunidades relativamente diversas y equitativas de ostrácodos.

La PEH (1200-1850 AD) presenta gran variabilidad hidroclimática e incluso, dentro de las fases reconocidas, las condiciones fueron inestables, tal como sugiere el establecimiento de comunidades de baja a nula diversidad a partir de este período, dominadas por *L. cusminskyae*. La fase inicial (1200-1550 AD) habría sido de condiciones relativamente más áridas, aumentando la salinidad de las aguas de la laguna hasta niveles probablemente mesohalinos y donde la productividad habría sido aún más baja. Luego, el incremento de la humedad efectiva entre 1550-1650 AD habría provocado un descenso de la salinidad, un aumento de la productividad y paleocomunidades de ostrácodos más abundantes. A partir de 1650 AD y hasta 1850 AD la PEH se caracterizó por condiciones de gran inestabilidad donde se reconocieron pulsos de excesos y déficits hídricos en escalas decadales.

A partir de la finalización de la PEH hacia mediados del siglo XIX y durante todo el siglo XX, se verifica un aumento gradual del nivel de precipitaciones, así como también algunos eventos de déficits o excesos hídricos que provocan sequías e inundaciones que cuentan con registros históricos. El impacto antrópico que sobre

la laguna, asociado a actividades agrícolas y obras hídricas en la cuenca, modificaron el funcionamiento de la laguna, incrementando la turbidez, tanto por eutrofización como por mayor aporte detritico.

Es posible mejorar la resolución del registro paleolimnológico de la laguna Cochicó mediante la adición de cronologías con ^{210}Pb que permitan el reconocimiento de eventos decadales y un mayor detalle en la variación de las tasas de depositación para los últimos 200 años, así como el estudio de otros *proxies* geoquímicos (e.g. isótopos estables), geofísicos (e.g. propiedades magnéticas) o biológicos (e.g. diatomeas o polen) que amplíen y precisen la señal climática contenida en sus sedimentos.

8. Bibliografía

Abraham, E. M., Rodríguez, M. D., Rubio, M. C., Guida-Johnson, B., Gomez, L., & Rubio, C. (2020). Disentangling the concept of “South American Arid Diagonal”. *Journal of Arid Environments*, 175, 104089.

Aceituno, P., del Rosario Prieto, M., Solari, M. E., Martínez, A., Poveda, G., & Falvey, M. (2009). The 1877-1878 el Niño episode: associated impacts in south America. *Climatic Change*, 92(3), 389-416.

Adrian, R., O'Reilly, C. M., Zagarese, H., Baines, S. B., Hessen, D. O., Keller, W., ... & Weyhenmeyer, G. A. (2009). Lakes as sentinels of climate change. *Limnology and oceanography*, 54(6:2), 2283-2297.

Allende, L., Tell, G., Zagarese, H., Torremorell, A., Pérez, G., Bustingorry, J., ... & Izaguirre, I. (2009). Phytoplankton and primary production in clear-vegetated, inorganic-turbid, and algal-turbid shallow lakes from the pampa plain (Argentina). *Hydrobiologia*, 624(1), 45-60.

Alley, R. B., & Ágústsdóttir, A. M. (2005). The 8k event: cause and consequences of a major Holocene abrupt climate change. *Quaternary Science Reviews*, 24(10-11), 1123-1149.

Ariztegui, D., Bianchi, M. M., Masaferro, J., Lafargue, E., & Niessen, F. (1997). Interhemispheric synchrony of Late-glacial climatic instability as recorded in proglacial Lake Mascardi, Argentina. *Journal of Quaternary Science: Published for the Quaternary Research Association*, 12(4), 333-338.

Baird, W. (1843). Notes on British Entomostraca. *The Zoolologist, A Popular Miscellany of Natural History*, 1 (7), 193-197.

Baird, W. (1845). Arrangement of the British Entomostraca, with a list of species, particularly noticing those which have as yet been discovered within the bounds of the club. *Transactions of the Berwickshire Naturalists' Club*, 2, 145-148.

Ball, D. F. (1964). Loss-on-ignition as an estimate of organic matter and organic carbon in non-calcareous soils. *Journal of soil science*, 15(1), 84-92.

Battarbee, R. W., Cameron, N. G., Golding, P., Brooks, S. J., Switsur, R., Harkness, D., ... & McGovern, A. (2001). Evidence for Holocene climate variability from the sediments of a Scottish remote mountain lake. *Journal of Quaternary Science: Published for the Quaternary Research Association*, 16(4), 339-346.

Bennett, K. D. (1996). Determination of the number of zones in a biostratigraphical sequence. *New Phytologist*, 132(1), 155-170.

Berkelhammer, M., Sinha, A., Stott, L., Cheng, H., Pausata, F. S., & Yoshimura, K. (2012). An abrupt shift in the Indian monsoon 4000 years ago. *Geophys. Monogr. Ser*, 198, 75-87.

Bertels, A., & Martínez, D. E. (1990). Quaternary ostracodes of continental and transitional littoral-shallow marine environments. *Courier Forschungsinstitut Senckenberg*, 123, 141-159.

Bertels, A., & Martínez, D. E.. (1997). Ostrácodos holocenos de la desembocadura del arroyo Napostá Grande, sur de la provincia de Bueno Aires, Argentina. *Revista Española de Micropaleontología*, 29(3), 29-70.

Birks, H. J. B. (2012). Analysis of stratigraphical data. En: *Tracking environmental change using lake sediments* (pp. 355-378). Springer, Dordrecht.

Birks, H. H., & Birks, H. J. B. (2006). Multi-proxy studies in palaeolimnology. *Vegetation history and Archaeobotany*, 15(4), 235-251.

Birks, H.J.B. & Gordon, A.D. (1985). Numerical methods in Quaternary pollen

analysis. Academic Press, London, 317 p.

Boisvenue, C., & Running, S. W. (2006). Impacts of climate change on natural forest productivity-evidence since the middle of the 20th century. *Global Change Biology*, 12(5), 862-882.

Bonomo, M., Zucol, A. F., Téllez, B. G., Coradeghini, A., & Vigna, M. S. (2009). Late Holocene palaeoenvironments of the Nutria Mansa 1 archaeological site, Argentina. *Journal of Paleolimnology*, 41(2), 273.

Borello, A. V., Cingolani, C A. & Méndez, E. J. (1969). Bosquejo geotectónico del territorio bonaerense y zonas adyacentes. *Cuartas Jornadas Geológicas Argentinas, T I*, 91-97. Buenos Aires.

Bradley, R. S. (2015). *Paleoclimatology: reconstructing climates of the Quaternary*, Third Edition. Academic Press, 696 p.

Brady, G. S. (1867). A Synopsis of the Recent British Ostracoda. *The Intellectual Observer*, 12(2), 110-130.

Brady, G. S. (1868). A Monograph of the Recent British Ostracoda. *Transactions of the Linnean Society of London*, 26(2), 353-495.

Brady, G. S. (1870). Notes on Entomostraca taken chiefly in the Northumberland and Durham District. *Natural History Transactions of Northumberland and Durham*, 3(1868-1870), 361-373.

Bronstein, Z. S. (1947) Faune de l'URSS. Crustacés, vol. 2, numéro 1: Ostracodes des eaux douces. *Zoologichesky Institut Akademii Nauk SSSR*, 31, 1-339.

Bruniard, E. D. (1982). La diagonal árida argentina: un límite climático real. *Revista Geográfica*, 95, 5-20.

Calcagno, A. T., Fioriti, M. J., Pedrozo, F., López, H., Rey, C., Quirós, R. &

Rasquin, M. E. (1995). Catálogo de Lagos y Embalses de Argentina (edición bilingüe). *Subsecretaría de Recursos Hídricos. Ministerio de Economía y Obras Públicas*. Buenos Aires, Argentina.

Calvo-Marcilese, L., D'Ambrosio, S., Rojo, L. Cusminsky, G. C. (2016). Nuevo registro microfaunístico (foraminíferos y ostrácodos) del Cuaternario tardío en Salinas del Bebedero, San Luis, Argentina. En: *Actas del 11º Congreso de la Asociación Paleontológica Argentina, General Roca*, p 123, 17-21.

Carignano, C. A. (1999). Late Pleistocene to recent climate change in Córdoba Province, Argentina: Geomorphological evidence. *Quaternary International*, 57, 117-134.

Carlson, A. E., Anslow, F. S., Obbink, E. A., LeGrande, A. N., Ullman, D. J., & Licciardi, J. M. (2009). Surface-melt driven Laurentide Ice Sheet retreat during the early Holocene. *Geophysical Research Letters*, 36(24).

Carol, E., Braga, F., Donnici, S., Kruse, E., & Tosi, L. (2017). The hydrologic landscape of the Ajó coastal plain, Argentina: An assessment of human-induced changes. *Anthropocene*, 18, 1-14.

Cioccale, M. A. (1999). Climatic fluctuations in the Central Region of Argentina in the last 1000 years. *Quaternary International*, 62(1), 35-47.

Claus, C. (1892). Beiträge zur Kenntniss der Süßwasser-Ostracoden: 1. Über den Körper- und Gliedmassenbau der Cypriden nebst Bemerkungen über einzelne innere Organe derselben. *Arbeiten aus dem Zoologischen Institute der Universität Wien und der Zoologischen Station in Triest*, 10(2), 147-216.

Cobb, K. M., Charles, C. D., Cheng, H., & Edwards, R. L. (2003). El Niño/Southern Oscillation and tropical Pacific climate during the last millennium. *Nature*, 424(6946), 271.

Cohen, A. S. (2003). Geochemical archives in lake deposits. *Paleolimnology: The*

History and Evolution of Lake Systems. Oxford University Press, Oxford, 214-272.

Cohen, K. M., Finney, S. C., Gibbard, P. L., & Fan, J. X. (2013, actualizado en 08-2018). The ICS international chronostratigraphic chart. *Episodes*, 36(3), 199-204.

Cohen, K. M., & Gibbard, P. L. (2019). Global chronostratigraphical correlation table for the last 2.7 million years, version 2019 QI-500. *Quaternary International*.

Compagnucci, R. H., Agosta, E. A., & Vargas, W. M. (2002). Climatic change and quasi-oscillations in central-west Argentina summer precipitation: main features and coherent behaviour with southern African region. *Climate Dynamics*, 18(5), 421-435.

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, Córdoba, Argentina*.

Córdoba, F. E., Guerra, L., Rodríguez, C. C., Sylvestre, F., & 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), 139-163.

Cordini, R. (1960). La laguna Epecuén (Provincia de Buenos Aires). Influencia de la extracción de sales sobre las propiedades terapéuticas de sus aguas. *Anales Sociedad Científica Argentina*, 169, 31-46.

Costa, O. G. (1847). Entomostraci, ostracodi. *Fauna del regno di Napoli*, 1, 7-12.

Coviaga, C. A. (2017). Ostrácodos lacustres actuales de Patagonia Norte y su correspondencia con secuencias holocénicas. Tesis Doctoral. *Universidad Nacional del Comahue, Bariloche, Argentina*.

Coviaga, C., Cusminsky, G., & Pérez, P. (2018a). Ecology of freshwater ostracods from Northern Patagonia and their potential application in paleo-environmental reconstructions. *Hydrobiologia*, 816(1), 3-20.

Coviaga, C., Cusminsky, G., Pérez, A. P., Schwalb, A., Markgraf, V., & Ariztegui, D. (2018b). Paleoenvironmental changes during the last 3000 years in Lake Cari-Laufquen (Northern Patagonia, Argentina), inferred from ostracod paleoecology, petrophysical, sedimentological and geochemical data. *The Holocene*, 28(12), 1881-1893.

Crowley, T. J. (2000). Causes of climate change over the past 1000 years. *Science*, 289(5477), 270-277.

Crowley, T. J., & Lowery, T. S. (2000). How warm was the medieval warm period?. *AMBIO: A Journal of the Human Environment*, 29(1), 51-55.

Crutzen, P. J. & Stoermer, E. F. (2000). The “Anthropocene”. *Global Change Newsletter*, 41, 17-18.

Cuña-Rodríguez, C., Piovano, E. L., García-Rodríguez, F., Sylvestre, F., Rostek, F., Bernasconi, S. M., & Ariztegui, D. (2020). Paleolimnological record of the Pampean plains (Argentina) as a natural archive of South American hydroclimatic variability since the LGM to the Current Warm Period. *Quaternary Science Reviews*, 250, 106675.

Cusminsky, G., & Whatley, R. C. (1996). Quaternary non-marine ostracods from lake beds in northern Patagonia. *Revista Española de Paleontología*, 11(2), 143-154.

Cusminsky, G. C., Pérez, P. A., Schwalb, A., & Whatley, R. (2005). Recent lacustrine ostracods from Patagonia, Argentina. *Revista Española de Micropaleontología*, 37(3), 431.

D'Ambrosio, D. S. (2014). Reconstrucción paleolimnológica de la laguna Llancanelo (Mendoza, Argentina) a través del estudio de ostrácodos del Cuaternario. Tesis Doctoral. *Universidad Nacional de La Plata, La Plata, Argentina*.

D'Ambrosio, D. S., Rojo, L. D., & Fontana, S. L. (2020). Quaternary non-marine

ostracods of Runtuyoc lake, northern Argentina: New taxonomic descriptions and the implication for Holocene paleoenvironment. *Journal of South American Earth Sciences*, 98, 102451.

Danielopol, D. L., Ito, E., Wansard, G., Kamiya, T., Cronin, T. M., & Baltanás, A. (2002). Techniques for collection and study of Ostracoda. *Geophysical Monograph - American Geophysical Union*, 131, 65-98.

De Francesco, C. G., Tietze, E., & Cristini, P. A. (2013). Mollusk successions of Holocene shallow-lake deposits from the southeastern Pampa Plain, Argentina. *Palaios*, 28(12), 851-862.

De Porras, M. E., & Maldonado, A. (2018). Metodologías y avances de la palinología del Cuaternario tardío a lo largo de la Diagonal Árida Sudamericana. En: Prieto A.R. (Ed.), Metodologías y estrategias del análisis palinológico del Cuaternario tardío. *Publicación Electrónica de la Asociación Paleontológica Argentina*, 18(2), 18-38.

De Vries, H. (1958). Variation in concentration of radiocarbon with time and location on earth. *Proc. Koninkl. Nederl. Akad. Wetenschappen, B*, 61, 1-9.

Dean, W. E. (1974). Determination of carbonate and organic matter in calcareous sediments and sedimentary rocks by loss on ignition; comparison with other methods. *Journal of Sedimentary Research*, 44(1), 242-248.

Deschamps, Jorge R.; Otero, Osvaldo; Tonni, Eduardo P. (2003). Cambio climático en la pampa bonaerense: las precipitaciones desde los siglos XVIII al XX. *Documento de Trabajo N° 109, Universidad de Belgrano*.

Doughty, C. E., Wolf, A., & Field, C. B. (2010). Biophysical feedbacks between the Pleistocene megafauna extinction and climate: The first human-induced global warming?. *Geophysical Research Letters*, 37(15).

Espinosa, M. A., Vélez-Agudelo, C., & Isla, F. I. (2020). Diatom responses to natural and anthropogenic environmental changes in a Patagonian river, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, 102, 102677.

Evans, M. N., Tolwinski-Ward, S. E., Thompson, D. M., & Anchukaitis, K. J. (2013). Applications of proxy system modeling in high resolution paleoclimatology. *Quaternary science reviews*, 76, 16-28.

Feijoó, C. S., & Lombardo, R. J. (2007). Baseline water quality and macrophyte assemblages in Pampean streams: a regional approach. *Water research*, 41(7), 1399-1410.

Ferguson, E. Jr. (1967) Three new species of freshwater ostracodes (Crustacea) from Argentina. *Notulae Natura*, 405, 1-7.

Ferrero, L. (1996). Paleoecología de ostrácodos holocenos del estuario del río Quequén Grande (provincia de Buenos Aires). *Ameghiniana*, 33(2), 209-222.

Ferrero, L. (2006). Micropaleontología y Paleoecología del Cuaternario del sudeste de la provincia de Buenos Aires. Tesis Doctoral. *Universidad Nacional de Mar del Plata, Mar del Plata, Argentina*.

Ferrero, L. (2009). Foraminíferos y ostrácodos del Pleistoceno tardío (Mar Chiquita, provincia de Buenos Aires, Argentina). *Ameghiniana*, 46(4), 637-656.

Folguera, A., & Zárate, M. (2009). La sedimentación neógena continental en el sector extrandino de Argentina central. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 64(4), 692-712.

Fontana, S. L., & Ballent, S. (2005). A new giant cypridid ostracod (Crustacea) from southern Buenos Aires Province, Argentina. *Hydrobiologia*, 533(1), 187-197.

Forman, S. L., Tripaldi, A., & Cicali, P. L. (2014). Eolian sand sheet deposition in the San Luis paleodune field, western Argentina as an indicator of a semi-arid

environment through the Holocene. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 411, 122-135.

Fuschini Mejía, M. C. (1994). El agua en las llanuras. *UNESCO/ORCYT*. Montevideo, Uruguay. 54 pp.

García-Rodríguez, F., Piovano, E. L., del Puerto, L., Inda, H., Stutz, S. M., Bracco, R., ... & Ariztegui, D. (2009). South American lake paleo-records across the Pampean Region. *PAGES news*; 17(3), 10-2009, 115-117.

Garreaud, R. D., Vuille, M., Compagnucci, R., & Marengo, J. (2009). Present-day south american climate. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 281(3-4), 180-195.

Geraldi, A.M. (2009). Estudio geoambiental de la cuenca lagunar Las Encadenadas del Oeste. Tesis Doctoral. *Universidad Nacional del Sur, Bahía Blanca, Argentina*.

Geraldi, A. M., Piccolo, M. C., & Perillo, G. M. E. (2010). Anomalías de precipitación y temperatura en Las Encadenadas del Oeste. Buenos Aires, Argentina. *Revista Geográfica*, 137-149.

Geraldi, A. M., Piccolo, M. C., & Perillo, G. M. E. (2011a). El rol de las lagunas bonaerenses en el paisaje pampeano. *Ciencia Hoy*, 21(123), 9-14.

Geraldi, A. M., Piccolo, M. C., & Perillo, G. M. E. (2011b). Delimitación y estudio de cuencas hidrográficas con modelos hidrológicos. *Investigaciones Geográficas* 52, 215.

González Uriarte, M. & Navarro, E. (1988). Carta Geomorfológica aplicada de la laguna Epecuén y adyacencias (Prov. de Buenos Aires). *Jorn. Geol. Bonaerenses*, Bahía Blanca. Actas: 133-144.

Goosse, H., & Renssen, H. (2004). Exciting natural modes of variability by solar and volcanic forcing: idealized and realistic experiments. *Climate Dynamics*, 23(2), 153-

163.

Gordon, A. D., & Birks, H. J. B. (1972). Numerical methods in Quaternary palaeoecology I. Zonation of pollen diagrams. *New Phytologist*, 71(5), 961-979.

Gourou, P. & Papy, L. (1970). Compendio de Geografía General. *Rialp*, Madrid. 309 pp.

Grachev, A. M., & Severinghaus, J. P. (2005). A revised 10 ± 4 C magnitude of the abrupt change in Greenland temperature at the Younger Dryas termination using published GISP2 gas isotope data and air thermal diffusion constants. *Quaternary Science Reviews*, 24(5-6), 513-519.

Griffiths, H. I., & Horne, D. J. (1998). Fossil distribution of reproductive modes in non-marine ostracods. *Sex and parthenogenesis: evolutionary ecology of reproductive modes in non-marine ostracods*, Backhuys Publ, Leiden, 101-118.

Guerra, L., Piovano, E. L., Córdoba, F. E., Sylvestre, F., & Damatto, S. (2015). The hydrological and environmental evolution of shallow Lake Melincué, central Argentinean Pampas, during the last millennium. *Journal of Hydrology*, 529, 570-583.

Guerra, L., Piovano, E. L., Córdoba, F. E., Tachikawa, K., Rostek, F., Garcia, M., ... & Sylvestre, F. (2017). Climate change evidences from the end of the Little Ice Age to the current warm period registered by Melincué Lake (Northern Pampas, Argentina). *Quaternary international*, 438, 160-174.

Haberzettl, T., Fey, M., Lücke, A., Maidana, N., Mayr, C., Ohlendorf, C., ... & Zolitschka, B. (2005). Climatically induced lake level changes during the last two millennia as reflected in sediments of Laguna Potrok Aike, southern Patagonia (Santa Cruz, Argentina). *Journal of Paleolimnology*, 33(3), 283-302.

Harding, J. P., 1965. Crustacean cuticle with reference to the ostracod carapace, *Pubbl. staz. zool. Napoli*, 33 suppl., 9-31.

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.

Heiri, O., Lotter, A. F., & 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.

Hogg, A. G., Hua, Q., Blackwell, P. G., Niu, M., Buck, C. E., Guilderson, T. P., ... & Zimmerman, S. R. H (2013). SHCal13 Southern Hemisphere calibration, 0-50,000 years cal BP. *Radiocarbon*, 55(4), 1889-1903.

Holmes, J.A., 2001. Ostracoda. En: Smol, J.P., Birks, H.J.B., y Last, W.M. (eds), Tracking Environmental Change Using Lake Sediments, Vol. 4. *Zoological Indicators*, pp. 125-151.

Hoogsteen, M. J. J., Lantinga, E. A., Bakker, E. J., Groot, J. C. J., & Tittonell, P. A. (2015). Estimating soil organic carbon through loss on ignition: effects of ignition conditions and structural water loss. *European Journal of Soil Science*, 66(2), 320-328.

Horne, D. J., Cohen, A., & Martens, K. (2002). Taxonomy, morphology and biology of Quaternary and living Ostracoda. *The Ostracoda: applications in Quaternary research*, 131, 5-36.

Hurlbert, S. H. (1971). The nonconcept of species diversity: a critique and alternative parameters. *Ecology*, 52(4), 577-586.

IATASA. (1994). Estudio de sistematización de la Cuenca del Río Salado 1ra etapa: Plan director para la Cuenca de las lagunas Encadenadas del Oeste y Cuenca Superior del Arroyo Vallimanca. Informe final. *Ministerio de Obras y Servicios Públicos de la Provincia de Buenos Aires*.

Imbrie, J., & Imbrie, J. Z. (1980). Modeling the climatic response to orbital variations. *Science*, 207(4434), 943-953.

IPCC. (2014a). Climate Change 2014: Synthesis Report. Contribution of Working Groups I, II and III to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Core Writing Team, Pachauri, R. K. & Meyer, L. A. (eds.)]. *IPCC*, Geneva, Switzerland, 151 pp.

IPCC. (2014b). Climate Change 2014: Impacts, Adaptation, and Vulnerability. Part A: Global and Sectoral Aspects. Contribution of Working Group II to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Field, C. B., Barros, V. R., Dokken, D. J., Mach, K. J., Mastrandrea, M. D. ... & White, L. L. (eds.)]. *Cambridge University Press*, Cambridge, United Kingdom & New York, NY, USA, 1132 pp.

Iriondo, M. (1999). Climatic changes in the South American plains: records of a continent-scale oscillation. *Quaternary International*, 57, 93-112.

Irurzún, M. A., Gogorza, C. S., Sinito, A. M., Chaparro, M. A., Prieto, A. R., Laprida, C., ... & Nuñez, H. (2014). A high-resolution palaeoclimate record for the last 4800 years from lake la Brava, SE pampas plains, Argentina. *Geofísica internacional*, 53(4), 365-383.

Ito, E. (2002). Application of Stable Isotope Techniques to Inorganic and Biogenic Carbonates. En: *Tracking environmental change using lake sediments* (pp. 351-371). Springer, Dordrecht.

Jeppesen, E., Søndergaard, M., Jensen, J. P., Mortensen, E., Hansen, A. M., & Jørgensen, T. (1998). Cascading trophic interactions from fish to bacteria and nutrients after reduced sewage loading: an 18-year study of a shallow hypertrophic lake. *Ecosystems*, 1(3), 250-267.

Jones, P. D., Briffa, K. R., Osborn, T. J., Lough, J. M., Van Ommen, T. D., Vinther, B. M., ... & Schmidt, G. A. (2009). High-resolution palaeoclimatology of the last

millennium: a review of current status and future prospects. *The Holocene*, 19(1), 3-49.

Joos, F., & Spahni, R. (2008). Rates of change in natural and anthropogenic radiative forcing over the past 20,000 years. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 105(5), 1425-1430.

Juggins, S. (2020). rioja: Analysis of Quaternary Science Data. R package version 0.9-26.

Kaufmann, A. (1900). Cypriden und Darwinuliden der Schweiz. *Revue suisse de Zoologie*, 8, 209-423.

Kaufman, D. S., Ager, T. A., Anderson, N. J., Anderson, P. M., Andrews, J. T., Bartlein, P. J., ... & Dyke, A. S. (2004). Holocene thermal maximum in the western Arctic (0-180 W). *Quaternary Science Reviews*, 23(5-6), 529-560.

Kelly, E. N., Schindler, D. W., Louis, V. L. S., Donald, D. B., & Vladicka, K. E. (2006). Forest fire increases mercury accumulation by fishes via food web restructuring and increased mercury inputs. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 103(51), 19380-19385.

Kesling, R. V. (1951). The morphology ostracod molt stages. *Illinois Biological Monographs*, 21, 1-126.

Klie, W. (1938). Ostracoda, Muschelkrebse. *Die Tierwelt Deutschlands und der angrenzenden Meeresteile nach ihren Merkmalen und ihrer Lebensweise*, 34(3), 1-230.

Lamb, H. H. (1965). The early medieval warm epoch and its sequel. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 1, 13-37.

Laprida, C. (1998). Micropaleontological assemblages (Foraminiferida and Ostracoda) from Late Quaternary marginal marine environments (Destacamento Río

Salado Formation), Salado Basin, Argentina. *Revue de paléobiologie*, 17(2), 461-478.

Laprida, C. (2006). Ostrácodos recientes de la llanura pampeana, Buenos Aires, Argentina: ecología e implicancias paleolimnológicas. *Ameghiniana*, 43(1), 181-204.

Laprida, C., & Ballent, S. (2008). Ostracoda. *Invertebrados Fósiles*, 2, 599-624.

Laprida, C., & 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), 95-112.

Laprida, C., Orgeira, M. J., & García Chaporí, N. (2009). El registro de la Pequeña Edad de Hielo en lagunas pampeanas. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 65(4), 603-611.

Laprida, C., Plastani, M. S., Irurzún, A., Gogorza, C., Navas, A. M., Valero-Garcés, B., & Sinito, A. M. (2014). Mid-late Holocene lake levels and trophic states of a shallow lake from the southern Pampa plain, Argentina. *Journal of Limnology*, 73(2).

Last, W. M. (2002). Geolimnology of salt lakes. *Geosciences Journal*, 6(4), 347-369.

Last, W. M., & Smol, J. P. (Eds.). (2001). *Tracking Environmental Change Using Lake Sediments: Physical and Geochemical Methods* (Vol. 2). Springer Science & Business Media.

Latreille, P. A. (1806). *Genera crustaceorum et insectorum secundum ordinem naturalem in familias disposita, iconibus exemplisque plurimis explicata..* (Vol. 1). A. Koenig.

López-Blanco, C., Rodríguez-Abaunza, G. A., Seitz, C., Pérez, L., Cuña-Rodríguez, C., & Fontana, S. L. (2021). A 700-year multiproxy reconstruction on the Argentinian Pampas inferred from the sediments of Laguna Blanca Grande. *Journal of South American Earth Sciences*, 105, 103000.

Lüning, S., Gałka, M., Bamonte, F. P., Rodríguez, F. G., & Vahrenholt, F. (2019). The medieval climate anomaly in South America. *Quaternary International*, 508, 70-87.

Malacalza, M. E. (2016). Historia del turismo en la ex villa Lago Epecuén. Tesis de Licenciatura. *Universidad Nacional de La Plata, La Plata, Argentina*.

Malagnino, E. C. (1988). Evolución del sistema fluvial de la provincia de Buenos Aires desde el Pleistoceno hasta la actualidad. *Segundas Jornadas de Geología Bonaerense*, 201-211.

Mann, M. E. (2002a). The value of multiple proxies. *Science*, 297(5586), 1481-1482.

Mann, M. E. (2002b). Medieval climatic optimum. *Encyclopedia of Global environmental change*, 1, 514-516.

Mann, M. E., Zhang, Z., Rutherford, S., Bradley, R. S., Hughes, M. K., Shindell, D., ... & Ni, F. (2009). Global signatures and dynamical origins of the Little Ice Age and Medieval Climate Anomaly. *Science*, 326(5957), 1256-1260.

Markgraf, V., Bradbury, J. P., Schwalb, A., Burns, S. J., Stern, C., Ariztegui, D., ... & Maidana, N. (2003). Holocene palaeoclimates of southern Patagonia: limnological and environmental history of Lago Cardiel, Argentina. *The Holocene*, 13(4), 581-591.

Marquez, M., Ferrero, L., & Cusminsky, G. (2016). Holocene palaeoenvironmental evolution of the Pampa coastal plain (Argentina) based on calcareous microfossils. *Revista Brasileira de Paleontología*, 19, 25-40.

Martens, K. (1992). On Namibcypris costata n. gen, n. sp.(Crustacea, Ostracoda, Candoninae) from a spring in northern Namibia, with the description of a new tribe and a discussion on the classification of the Podocopina. *Stygologia*, 7, 27-42.

Martens, K. (1998). Age and diversity of non-marine ostracods. *Sex and parthenogenesis: evolutionary ecology of reproductive modes in non-marine ostracods*, 37-55.

Martínez, D. E., Jiménez, L., Bayón, C., & Politis, G. G. (2010). Los ostrácodos como indicadores paleoecológicos en sitios arqueológicos del Holoceno de la costa sur de la provincia de Buenos Aires, Argentina. En: *X Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía-VII Congreso Latinoamericano de Paleontología*.

Martinez-Garcia, B., Rodriguez-Lazaro, J., Pascual, A., & Mendicoa, J. (2015). The “Northern guests” and other palaeoclimatic ostracod proxies in the late Quaternary of the Basque Basin (S Bay of Biscay). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 419, 100-114.

Massaferro, M. M., Massaferro, J., Ross, G. R., Amos, A. J., & Lami, A. (1999). Late Pleistocene and early Holocene ecological response of Lake El Trébol (Patagonia, Argentina) to environmental changes. *Journal of Paleolimnology*, 22(2), 137-148.

Matero, I. S. O., Gregoire, L. J., Ivanovic, R. F., Tindall, J. C., & Haywood, A. M. (2017). The 8.2 ka cooling event caused by Laurentide ice saddle collapse. *Earth and Planetary Science Letters*, 473, 205-214.

Matthews, J. A., & Briffa, K. R. (2005). The ‘Little Ice Age’: re-evaluation of an evolving concept. *Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography*, 87(1), 17-36.

Mayr, C., Fey, M., Haberzettl, T., Janssen, S., Lücke, A., Maidana, N. I., ... & Zolitschka, B. (2005). Palaeoenvironmental changes in southern Patagonia during the last millennium recorded in lake sediments from Laguna Azul (Argentina). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 228(3-4), 203-227.

McKenzie, K. G. (1977). Illustrated generic key to South African continental Ostracoda. *Annals of the South African Museum*, 74(3) 45-103.

Mehl, A., Tripaldi, A., & Zárate, M. (2018). Late Quaternary aeolian and fluvial-aeolian deposits from southwestern Pampas of Argentina, southern South America. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 511, 280-297.

Meisch, C. (2000). Freshwater Ostracoda of western and central Europe, *Süßwasserfauna von Mitteleuropa*, 8(3), Spektrum Akad. Verlag, Heidelberg, 522 pp.

Messineo, P. G., Tonello, M. S., Stutz, S., Tripaldi, A., Scheifler, N., Pal, N., ... & Navarro, D. (2019). Human occupation strategies and related environmental-climate during the middle and late Holocene in central Pampas of Argentina. *The Holocene*, 29(2), 244-261.

Meyers, P. A., & Ishiwatari, R. (1993). Lacustrine organic geochemistry—an overview of indicators of organic matter sources and diagenesis in lake sediments. *Organic geochemistry*, 20(7), 867-900.

Meyers P. A., & Teranes J. .L. (2002). Sediment Organic Matter. In: *Tracking Environmental Change Using Lake Sediments* (pp. 239-269). Springer, Dordrecht.

Miall, A. D. (1996). The geology of fluvial deposits: Sedimentary facies basin analysis and petroleum geology. Springer-Verlag, Berlin, pp. 582.

Mikutta, R., Kleber, M., Kaiser, K., & Jahn, R. (2005). Organic matter removal from soils using hydrogen peroxide, sodium hypochlorite, and disodium peroxodisulfate. *Soil science society of America journal*, 69(1), 120-135.

Miraglia, M. (1996). Diagnóstico ambiental de la Cuenca de las Encadenadas del oeste de la Pcia. de Buenos Aires. Bases históricas preliminares para el manejo de los recursos naturales del partido de Adolfo Alsina (Pcia. de Buenos Aires). *Buenos Aires, Informe final de Beca de Perfeccionamiento del CONICET*.

Miraglia, M. (2013). La historia ambiental y los procesos de construcción territorial de dos cuencas hidrográficas de la provincia de Buenos Aires (1776 y 2006). Tesis Doctoral. *Universidad de Buenos Aires, Buenos Aires, Argentina.*

Monachesi, A. (1995). Las inundaciones en el sudoeste de la provincia de Buenos Aires, Argentina: Un problema de actores y estrategias. *Desastres y Sociedad*, 5(3), 21-29.

Monachesi, A., & Albaladejo, C. (1997). La gestion concertée de l'eau dans un bassin versant pampéen. Apprendre l'hydraulique et la démocratie. *Natures Sciences Sociétés*, 5(3), 24-38.

Müller, G. W. (1894). Die Ostracoden des Golfes von Neapel und der angrenzenden Meeres-Abschnitte. *Fauna und Flora des Golfes von Neapel und der angrenzenden Meeres-Abschnitte*, 21: I-VIII, 1-404.

Munsell Color (2000). Munsell soil color charts.

Muscheler, R., Joos, F., Beer, J., Müller, S. A., Vonmoos, M., & Snowball, I. (2007). Solar activity during the last 1000 yr inferred from radionuclide records. *Quaternary Science Reviews*, 26(1-2), 82-97.

National Research Council. (2005). *The geological record of ecological dynamics: understanding the biotic effects of future environmental change*. National Academies Press.

Neuman, B. S. (1977). Thermal techniques. In: *Physical Methods in Determinative Mineralogy* (pp. 605-662), Zussman J. (ed.), Academic Press, London.

North American Commission on Stratigraphic Nomenclature. (2005). North American stratigraphic code. *AAPG Bulletin*, 89(11), 1547-1591.

Ohlendorf, C., Fey, M., Massaferro, J., Haberzettl, T., Laprida, C., Lücke, A., ... & Zolitschka, B. (2014). Late Holocene hydrology inferred from lacustrine sediments

of Laguna Cháltel (southeastern Argentina). *Palaeogeography, palaeoclimatology, palaeoecology*, 411, 229-248.

Oxman, B., Tchilinguirian, P., Yacobaccio, H. D., & Lupo, L. C. (2015). Nuevos análisis paleoambientales y sus implicancias arqueológicas durante la Pequeña Edad de Hielo en la Puna. *Estudios sociales del NOA*, 16, 13-38.

Paasche, Ø., & Bakke, J. (2009, April). The Holocene Turnover-A global climatic shift at~ 4 Ka. En: *EGU General Assembly Conference Abstracts* (Vol. 11, p. 14017).

Palacios-Fest, M. R., Cusminsky, G. C., & McGlue, M. M. (2016). Late Quaternary lacustrine ostracods (Ostracoda, Crustacea) and charophytes (Charophyta, Charales) from the Puna Plateau, Argentina. *Journal of Micropalaeontology*, 35(1), 66-78.

Peña-Monné, J. L., & Sampietro-Vattuone, M. M. (2019). Late Holocene anthropic degradation records in semi-arid environments (NE Spain and NW Argentina). *Cuadernos de Investigación Geográfica*, 45(1), 195-217.

Pielou, E. C. (1969). An introduction to mathematical ecology. *Wiley Interscience. John Wiley & Sons, New York*. 286 pp.

Pingitore, N. E., Fretzdorff, S. B., Seitz, B. P., Estrada, L. Y., Borrego, P. M., Crawford, G. M., & Love, K. M. (1993). Dissolution kinetics of CaCO₃ in common laboratory solvents. *Journal of Sedimentary Research*, 63(4), 641-645.

Piovano, E. L., Ariztegui, D., & Moreira, S. D. (2002). Recent environmental changes in Laguna Mar Chiquita (central Argentina): a sedimentary model for a highly variable saline lake. *Sedimentology*, 49(6), 1371-1384.

Piovano, E. L., Ariztegui, D., Córdoba, F., Ciocciale, M., & Sylvestre, F. (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* (pp. 323-351). Springer, Dordrecht.

Piovano, E. L., Cordoba, F. E., & Stutz, S. M. (2015). Limnogeology in Southern South America: On overview. *Asociación Argentina de Sedimentología; Latin American Journal of Sedimentology and Basin Analysis*, 21(2), 65-75.

Plastani, M. S. (2016). Ostrácodos y paleolimnología del sur de la pampa bonaerense: reconstrucción de parámetros ambientales y climáticos para el Holoceno Tardío. Tesis Doctoral. *Universidad de Buenos Aires, Buenos Aires, Argentina*.

Plastani, M. S., Laprida, C., de Oca, F. M., Massaferro, J., Panarello, H. O., Mercau, J. R., & Lami, A. (2019). Recent environmental changes inferred from sediments in a shallow lake of the Argentinian pampas. *Journal of Paleolimnology*, 61(1), 37-52.

Prieto, A. R., Stutz, S., Ferrero, L., Espinosa, M. A., De Francesco, C. G., & Isla, F. I. (1998). Evidencias de la transgresión holocénica en la Laguna Hinojales (37 34' S; 57 27' W). *V Jornadas Geológicas y Geofísicas Bonaerenses (Mar del Plata), Actas*, 257, 258.

Quattrocchio, M. E., Borromei, A. M., Deschamps, C. M., Grill, S. C., & Zavala, C. A. (2008). Landscape evolution and climate changes in the Late Pleistocene-Holocene, southern Pampa (Argentina): evidence from palynology, mammals and sedimentology. *Quaternary International*, 181(1), 123-138.

Quirós, R. (1988). Relationships between air temperature, depth, nutrients and chlorophyll in 103 Argentinian lakes: With 2 figures and 6 tables in the text. *Internationale Vereinigung für theoretische und angewandte Limnologie: Verhandlungen*, 23(2), 647-658.

Quirós, R., & Drago, E. (1999). The environmental state of Argentinean lakes: an overview. *Lakes & Reservoirs: Research & Management*, 4(1-2), 55-64.

Quirós, R., Rennella, A. M., Boveri, M. A., Rosso, J. J., & Sosnovsky, A. (2002). Factores que afectan la estructura y el funcionamiento de las lagunas pampeanas. *Ecología austral*, 12(2), 175-185.

Ramón-Mercau, J. R., Laprida, C., Massaferro, J., Rogora, M., Tartari, G., & Maidana, N. I. (2012). Patagonian ostracods as indicators of climate-related hydrological variables: implications for paleoenvironmental reconstructions in Southern South America. *Hydrobiologia*, 694(1), 235-251.

Ramón-Mercau, J. R., Plastani, M. S., & Laprida, C. (2014). A review of the genus *Limnocythere* (Podocopida: Limnocytheridae) in the Pampean region (Argentina), with the description of a new species, *Limnocythere cusminskyae* sp. nov. *Zootaxa*, 3821(1), 26-36.

Ramón-Mercau, J. R., & Laprida, C. (2016). An ostracod-based calibration function for electrical conductivity reconstruction in lacustrine environments in Patagonia, Southern South America. *Ecological Indicators*, 69, 522-532.

Ramdohr, K. A. (1808). Über die Gattung Cypris Müll. und drei zu derselben gehörige neue Arten. *Magazin für die neuesten Entdeckungen in der gesammten Naturkunde der Gesellschaft naturforschender Freunde zu Berlin*, 2, 83-93.

Ramos, L., Cusminsky, G., Schwalb, A., & Alperin, M. (2017). Morphotypes of the lacustrine ostracod *Limnocythere rionegroensis* Cusminsky & Whatley from Patagonia, Argentina, shaped by aquatic environments. *Hydrobiologia*, 786(1), 137-148.

Ramos, N. A., Carignano, A. P., Cusminsky, G. C., & Fucks, E. (2019). Calcareous Microfossils (Ostracoda and Foraminifera) from the Holocene (MIS 1) at the Salado Basin (Arroyo San Miguel Site, Pila, Buenos Aires Province, Argentina). En: *Advances in South American Micropaleontology* (pp. 159-174). Springer, Cham.

Ramsey, C. B., & Lee, S. (2013). Recent and planned developments of the program OxCal. *Radiocarbon*, 55(2), 720-730.

Rasmussen, S. O., Andersen, K. K., Svensson, A. M., Steffensen, J. P., Vinther, B. M., Clausen, H. B., ... & Ruth, U. (2006). A new Greenland ice core chronology for the last glacial termination. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 111(D6).

Rasmussen, S. O., Vinther, B. M., Clausen, H. B., & Andersen, K. K. (2007). Early Holocene climate oscillations recorded in three Greenland ice cores. *Quaternary Science Reviews*, 26(15-16), 1907-1914.

Renssen, H., Seppä, H., Heiri, O., Roche, D. M., Goosse, H., & Fichefet, T. (2009). The spatial and temporal complexity of the Holocene thermal maximum. *Nature Geoscience*, 2(6), 411.

Rio, D., Sprovieri, R., Castradori, D., & Di Stefano, E. (1998). The Gelasian Stage (Upper Pliocene): A new unit of the global standard chronostratigraphic scale. *Episodes*, 21, 82-87.

Rodionov, S. (1994). Global and regional climate interaction: the Caspian Sea experience. *Springer Science & Business Media*.

Rogora, M., Mosello, R., & Arisci, S. (2003). The effect of climate warming on the hydrochemistry of alpine lakes. *Water, Air, and Soil Pollution*, 148(1-4), 347-361.

Sampietro-Vattuone, M. M., Peña Monné, J. L., Maldonado, M. G., Marcén, C. S., Baez, W. A., Sola, A. M., & Blasi, A. M. (2018). Cambios ambientales durante el Holoceno superior registrados en secuencias morfosedimentarias fluvio-eólicas del Valle de Santa María (Noroeste Argentino). *Boletín Geológico y Minero*, 129.

Santisteban, J. I., Mediavilla, R., Lopez-Pamo, E., Dabrio, C. J., Zapata, M. B. R., García, M. J. G., Castaño, S., & Martínez-Alfaro, P. E. (2004). Loss on ignition: a qualitative or quantitative method for organic matter and carbonate mineral content in sediments?. *Journal of Paleolimnology*, 32(3), 287-299.

Sarnthein, M., Bartoli, G., Prange, M., Schmittner, A., Schneider, B., Weinelt, M., ... & Garbe-Schönberg, D. (2009). Mid-Pliocene shifts in ocean overturning circulation and the onset of Quaternary-style climates. *Climate of the Past*, 5(2), 269-283.

Sars, G. O. (1895). On some South-African Entomostraca raised from dried mud. *Skrifter i Videnskabs-Selskabet, I. Mathematisk-Naturvidenskabs Klasse 1895*, 8, 1-56.

Sars, G. O. (1901). Contributions to the knowledge of the fresh-water Entomostraca of South America. Part II. Copepoda-Ostracoda. *Arch. Nath. Naturv., Christiania*, 24(1), 1-52.

Scheffer, M., & Jeppesen, E. (2007). Regime shifts in shallow lakes. *Ecosystems*, 10(1), 1-3.

Shannon, C. E. (1948). A mathematical theory of communication. *Bell system technical journal*, 27(3), 379-423.

Shuman, B. (2003). Controls on loss-on-ignition variation in cores from two shallow lakes in the northeastern United States. *Journal of Paleolimnology*, 30(4), 371-385.

Simpson, E. H. (1949). Measurement of diversity. *Nature*, 163(4148), 688.

Smith, B. D., & Zeder, M. A. (2013). The onset of the Anthropocene. *Anthropocene*, 4, 8-13.

Stauffer, B., Flückiger, J., Monnin, E., Schwander, J., Barnola, J. M., & Chappellaz, J. (2002). Atmospheric CO₂, CH₄ and N₂O records over the past 60 000 years based on the comparison of different polar ice cores. *Annals of Glaciology*, 35, 202-208.

Steffen, W., Crutzen, P. J., & McNeill, J. R. (2007). The Anthropocene: are humans now overwhelming the great forces of nature. *AMBIO: A Journal of the Human Environment*, 36(8), 614-622.

Steffensen, J. P., Andersen, K. K., Bigler, M., Clausen, H. B., Dahl-Jensen, D., Fischer, H., ... & Masson-Delmotte, V. (2008). High-resolution Greenland ice core data show abrupt climate change happens in few years. *Science*, 321(5889), 680-684.

Stine, S., & Stine, M. (1990). A record from Lake Cardiel of climate change in southern South America. *Nature*, 345(6277), 705-708.

Stutz, S., Borel, C. M., Fontana, S. L., Del Puerto, L., Inda, H., García-Rodríguez, F., & Tonello, M. S. (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(3), 761-775.

Stutz, S., Borel, C. M., Fontana, S. L., & Tonello, M. S. (2012). Holocene changes in trophic states of shallow lakes from the Pampa plain of Argentina. *The Holocene*, 22(11), 1263-1270.

Stutz, S., Tonello, M. S., Sagrario, M. D. L. Á. G., Navarro, D., & Fontana, S. L. (2014). Historia ambiental de los lagos someros de la Llanura Pampeana (Argentina) desde el Holoceno medio: Inferencias paleoclimáticas. *Latin American journal of sedimentology and basin analysis*, 21(2), 119-138.

Suc, J. P., Bertini, A., Leroy, S. A., & Suballyova, D. (1997). Towards the lowering of the Pliocene/Pleistocene boundary to the Gauss-Matuyama reversal. *Quaternary International*, 40, 37-42.

Sylvester Bradley, P. (1941). The shell structure of the Ostracoda and its Application to their Palaeontological investigation. *The Annals & Magazine of Natural History*, 8(43), 1-33.

Tonello, M. S., & Prieto, A. R. (2010). Tendencias climáticas para los pastizales pampeanos durante el Pleistoceno tardío-Holoceno: estimaciones cuantitativas basadas en secuencias polínicas fósiles. *Ameghiniana*, 47(4), 501-479.

Tonni, E. P., Cione, A. L., & Figni, A. J. (1999). Predominance of arid climates indicated by mammals in the pampas of Argentina during the Late Pleistocene and Holocene. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 147(3-4), 257-281.

Torremorell, A., Bustigorry, J., Escaray, R., & Zagarese, H. E. (2007). Seasonal dynamics of a large, shallow lake, laguna Chascomús: the role of light limitation and other physical variables. *Limnologica-Ecology and Management of Inland Waters*, 37(1), 100-108.

Tricart, J. (1973). Geomorfología de la Pampa Deprimida: base para los estudios edafológicos y agronómicos (No. 551.45 631.478212). *Secretaría de Estado de Agricultura y Ganadería de la Nación, Instituto Nacional de Tecnología Agropecuaria*.

Tripaldi, A., & Forman, S. L. (2016). Eolian depositional phases during the past 50 ka and inferred climate variability for the Pampean Sand Sea, western Pampas, Argentina. *Quaternary Science Reviews*, 139, 77-93.

Tripaldi, A., Ciccioli, P. L., Alonso, M. S., & Forman, S. L. (2010). Petrography and geochemistry of late Quaternary dune fields of western Argentina: Provenance of aeolian materials in southern South America. *Aeolian Research*, 2(1), 33-48.

Tripaldi, A., Zárate, M. A., Forman, S. L., Badger, T., Doyle, M. E., & Ciccioli, P. (2013). Geological evidence for a drought episode in the western Pampas (Argentina, South America) during the early-mid 20th century. *The Holocene*, 23(12), 1731-1746.

Turpen, J. B., & Angell, R. W. (1971). Aspects of molting and calcification in the ostracod *Heterocypris*. *The Biological Bulletin*, 140(2), 331-338.

Van der Plicht, J., & Hogg, A. (2006). A note on reporting radiocarbon. *Quaternary Geochronology*, 1(4), 237-240.

Van Morkhoven, F. P. C. M. (1962). Post-Paleozoic ostracoda. Their morphology, taxonomy and economic use. *General Freib. Forsch.*, Elsevier, 1-204.

Vervoorst, F. B. (1967). Las comunidades vegetales de la Depresión del Salado. La Vegetación de la República Argentina. *Serie Fitogeográfica*, 7.

Viglizzo, E., & Jobbágy, E. G. (Eds.). (2010). Expansión de la frontera agropecuaria en Argentina y su impacto ecológico-ambiental. Buenos Aires: *Ediciones INTA*.

Vilanova, I., Karsten, S., Geilenkirchen, M., Schäbitz, F., & Schulz, W. (2015). Last millennial environmental reconstruction based on a multi-proxy record from Laguna Nassau, Western Pampas, Argentina. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie-Abhandlungen, Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung*, 277(2).

Villalba, R., Grosjean, M., & Kiefer, T. (2009). *Long-term multi-proxy climate reconstructions and dynamics in South America (LOTRED-SA): State of the art and perspectives. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 281(3-4), 175-179.

Vimeaux, F., Ginot, P., Schwikowski, M., Vuille, M., Hoffmann, G., Thompson, L. G., & Schotterer, U. (2009). Climate variability during the last 1000 years inferred from Andean ice cores: A review of methodology and recent results. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 281(3-4), 229-241.

Wagner, A. J., Morrill, C., Otto-Bliesner, B. L., Rosenbloom, N., & Watkins, K. R. (2013). Model support for forcing of the 8.2 ka event by meltwater from the Hudson Bay ice dome. *Climate dynamics*, 41(11-12), 2855-2873.

Walker, M., Johnsen, S., Rasmussen, S. O., Popp, T., Steffensen, J. P., Gibbard, P., ... & Cwynar, L. C. (2009). Formal definition and dating of the GSSP (Global Stratotype Section and Point) for the base of the Holocene using the Greenland NGRIP ice core, and selected auxiliary records. *Journal of Quaternary Science: Published for the Quaternary Research Association*, 24(1), 3-17.

Walker, M. J., Berkelhammer, M., Björck, S., Cwynar, L. C., Fisher, D. A., Long, A. J., ... & Weiss, H. (2012). Formal subdivision of the Holocene Series/Epoch: a Discussion Paper by a Working Group of INTIMATE (Integration of ice-core, marine and terrestrial records) and the Subcommission on Quaternary Stratigraphy (International Commission on Stratigraphy). *Journal of Quaternary Science*, 27(7), 649-659.

Walker, M., Head, M. H., Berklehammer, M., Bjorck, S., Cheng, H., Cwynar, L., ... & Weiss, H. (2018). Formal ratification of the subdivision of the Holocene Series/Epoch (Quaternary System/Period): two new Global Boundary Stratotype Sections and Points (GSSPs) and three new stages/subseries. *Episodes*, 41(4), 213-223.

Wanner, H., Beer, J., Bütkofer, J., Crowley, T. J., Cubasch, U., Flückiger, J., ... & Küttel, M. (2008). Mid-to Late Holocene climate change: an overview. *Quaternary Science Reviews*, 27(19-20), 1791-1828.

Waters, C. N., Zalasiewicz, J., Summerhayes, C., Barnosky, A. D., Poirier, C., Gałuszka, A., ... & Jeandel, C. (2016). The Anthropocene is functionally and stratigraphically distinct from the Holocene. *Science*, 351(6269), aad2622.

Weyhenmeyer, G. A. (2007). Rates of change in physical and chemical lake variables—are they comparable between large and small lakes?. En: *European Large Lakes Ecosystem changes and their ecological and socioeconomic impacts* (pp. 105-110). Springer, Dordrecht.

Whatley, R. C., & Cholich, T. D. C. (1974). A new Quaternary ostracod genus from Argentina. *Palaeontology*, 17(3), 669-684.

Widmann, M. (2009). Delayed Holocene warming. *Nature Geoscience*, 2(6), 380-381.

Williamson, C. E., Saros, J. E., Vincent, W. F., & Smol, J. P. (2009). Lakes and reservoirs as sentinels, integrators, and regulators of climate change. *Limnology and Oceanography*, 54(6:2), 2273-2282.

Zalasiewicz, J., Waters, C. N., Summerhayes, C. P., Wolfe, A. P., Barnosky, A. D., Cearreta, A., ... & Haff, P. (2017). The Working Group on the Anthropocene: Summary of evidence and interim recommendations. *Anthropocene*, 19, 55-60.

Zárate, M., Kemp, R. A., Espinosa, M., & Ferrero, L. (2000). Pedosedimentary and palaeoenvironmental significance of a Holocene alluvial sequence in the southern Pampas, Argentina. *The Holocene*, 10(4), 481-488.

Zárate, M., Kemp, R., & Toms, P. (2009). Late Quaternary landscape reconstruction and geochronology in the northern Pampas of Buenos Aires province, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, 27(1), 88-99.

Zárate, M., & Rabassa, J. (2005). Geomorfología de la provincia de Buenos Aires. In *Geología y Recursos Minerales de la Provincia de Buenos Aires. Relatorio del XVI Congreso Geológico Argentino* (pp. 119-138). UNLP, La Plata.

Zárate, M. A., & Tripaldi, A. (2012). The aeolian system of central Argentina. *Aeolian Research*, 3(4), 401-417.

9. Anexo: Láminas

Lámina 1

A *Potamocypris* sp. Valva derecha, vista externa. Procedencia: TCOCHBA, nivel 51,5 cm. Escala: 100 μ m.

B *Sarscypridopsis aculeata* (Costa, 1847). Valva derecha, vista externa. Procedencia: TCOCHBA, nivel 78,5 cm. Escala: 100 μ m.

C *Sarscypridopsis aculeata*. Valva izquierda, vista interna. Procedencia: TCOCHBA, nivel 78,5 cm. Escala: 100 μ m.

D *Sarscypridopsis aculeata*. Detalle de C. Escala: 10 μ m.

E *Amphicypris argentinensis* (Fontana & Ballent, 2005), juvenil. Valva izquierda juvenil, vista externa. Procedencia: TCOCHBA, nivel 57,5 cm. Escala: 100 μ m.

F *Amphicypris argentinensis*. Valva izquierda juvenil, vista interna. Procedencia: TCOCHBA, nivel 57,5 cm. Escala: 100 μ m.

G *Amphicypris argentinensis*. Detalle de E. Escala: 20 μ m.

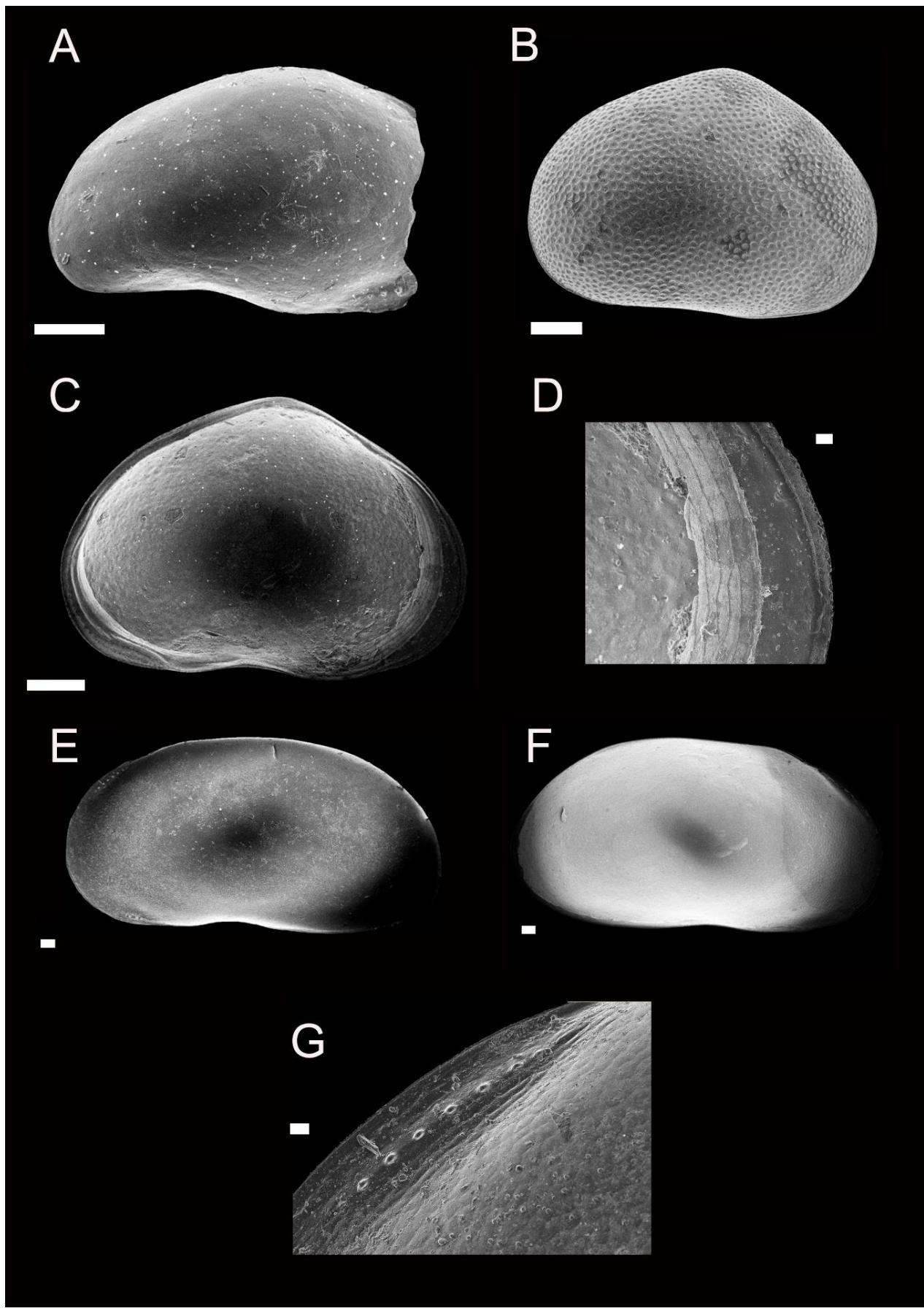


Lámina 1

Lámina 2

A-H: *Limnocythere cusminskyae* (Ramón-Mercau et al., 2014)

Procedencia: TCOCHBA, nivel 20-21 cm

A Hembra: caparazón, valva derecha, vista externa

B Hembra: valva derecha, vista interna

C Hembra: caparazón, vista dorsal

D Hembra: caparazón, vista ventral

E Macho: caparazón, valva izquierda, vista externa

F Macho: valva izquierda, vista interna

G Macho: caparazón, vista dorsal

H Macho: caparazón vista ventral

Escala: 100 µm

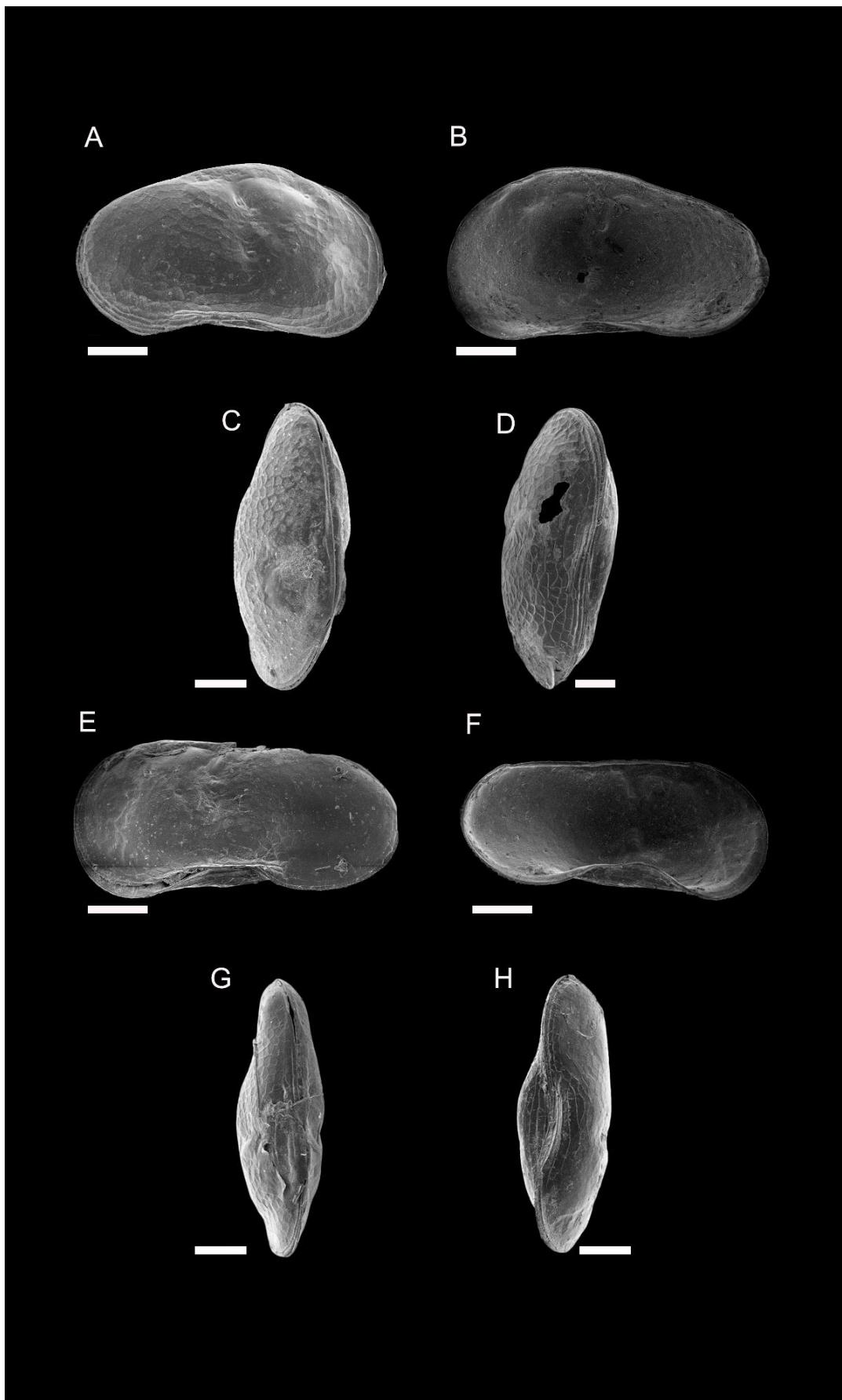


Lámina 2

Lámina 3

Limnocythere rionegroensis (Cusminsky & Whatley, 1996) (A-C)

A Hembra: valva derecha, vista externa. Procedencia: TCOCHBA, nivel 31,75 cm.

Escala: 30 μ m

B Hembra: valva derecha, vista interna. Procedencia: TCOCHBA, nivel 51,5 cm.

Escala: 20 μ m

C Detalle de B (charnela). Escala: 10 μ m

Limnocythere multiporata (Whatley & Cholich, 1974) (D-E)

D Valva izquierda, vista externa. Procedencia: TCOCHBA, nivel 72 cm. Escala: 30 μ m.

E Valva izquierda, vista interna. Procedencia: TCOCHBA, nivel 72 cm. Escala: 30 μ m.

Limnocythere aff. *L. jujunensis* (D'Ambrosio et al., 2020) (F-G)

F Hembra: valva izquierda, vista externa. Procedencia: TCOCHBA, nivel 78,5 cm. Escala: 30 μ m.

G Hembra: valva derecha, vista interna. Procedencia: TCOCHBA, nivel 84,5 cm. Escala: 100 μ m.

H Detalle de G (charnela). Escala: 10 μ m.

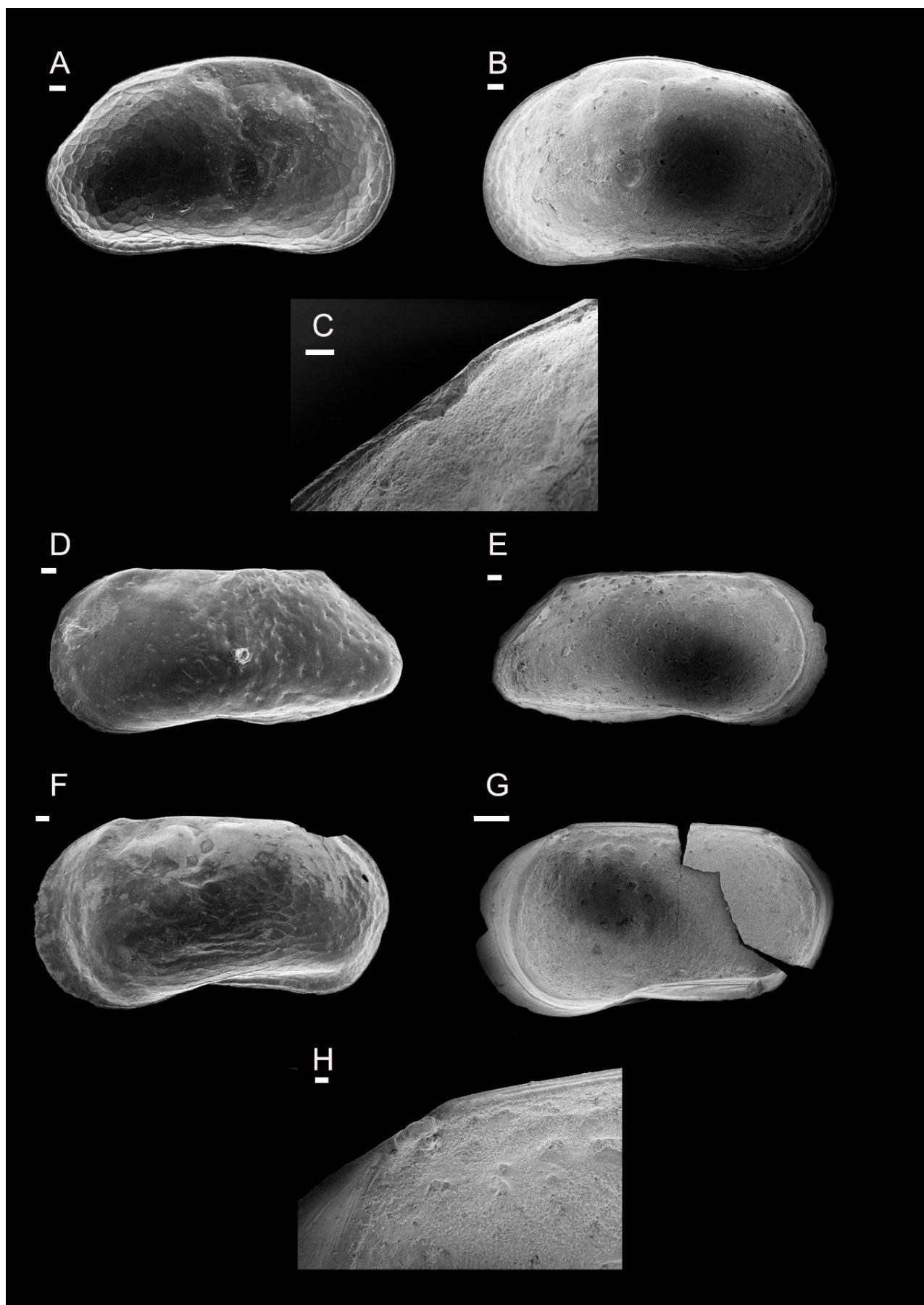


Lámina 3

Lámina 4

Limnocythere sp. A (A-C)

A Valva izquierda, vista externa. Procedencia: TCOCHBA, nivel 82,5 cm. Escala: 100 μ m.

B Valva derecha, vista interna. Procedencia: TCOCHBA, nivel 84,5 cm. Escala: 100 μ m.

C Detalle de B (charnela). Escala: 10 μ m.

Limnocythere sp. B (D-E)

D Valva izquierda, vista externa. Procedencia: TCOCHBA, nivel 78,5 cm. Escala: 30 μ m.

E Valva izquierda, vista interna. Procedencia: TCOCHBA, nivel 79,5 cm. Escala: 20 μ m.

Limnocytheridae gen. et sp. Indet (Ferrero, 2006) (F-G)

F Valva izquierda, vista externa. Procedencia: TCOCHBA, nivel 78,5 cm. Escala: 100 μ m.

G Valva izquierda, vista interna. Procedencia: TCOCHBA, nivel 78,5 cm. Escala: 30 μ m.

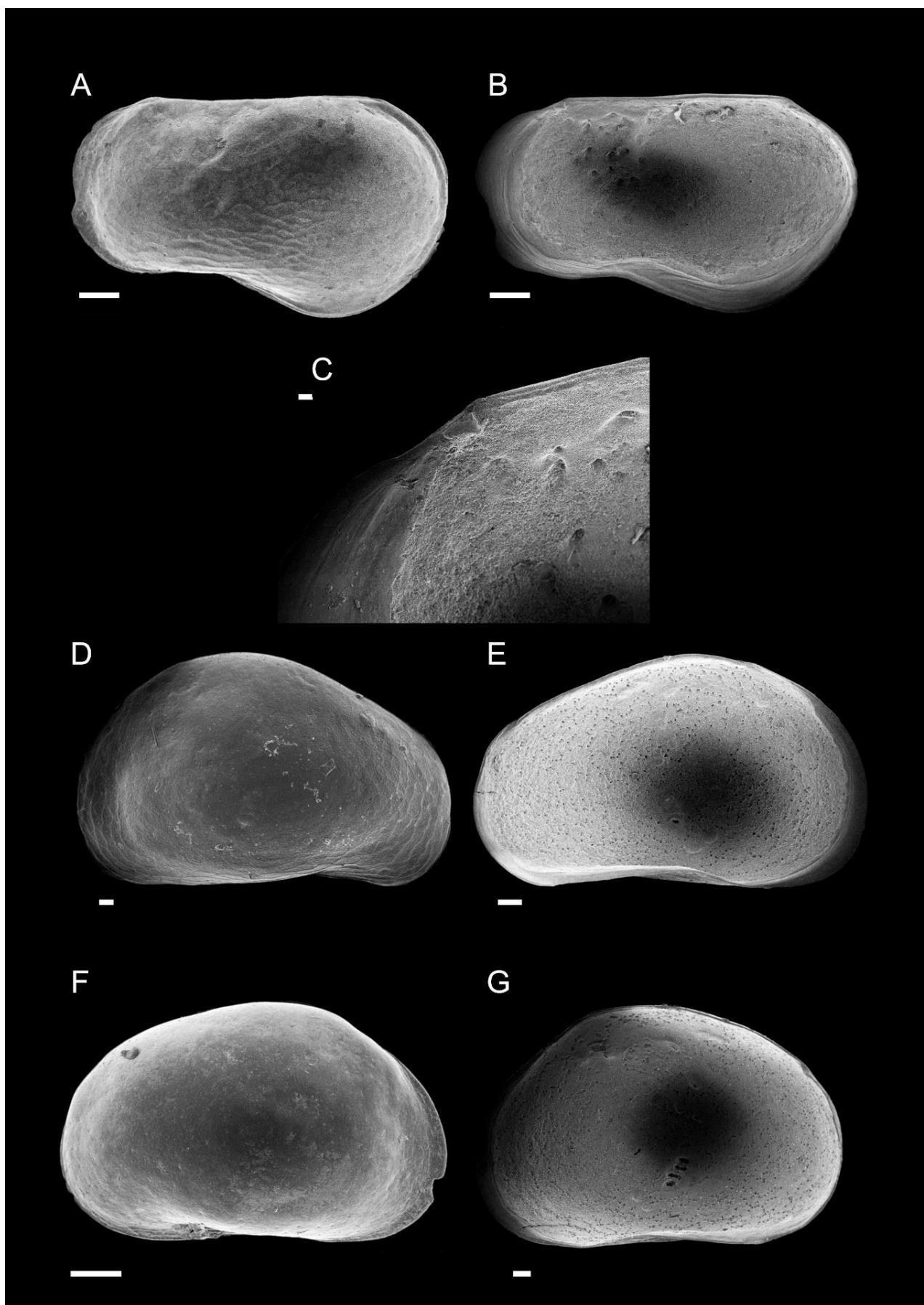


Lámina 4



Srta. Vera Daniela Maciel – L.U. 603/12

A handwritten signature in blue ink, appearing to read "María Sofía Plastani".

Dra. María Sofía Plastani – Directora

A handwritten signature in blue ink, appearing to read "Cecilia Laprida".

Dra. Cecilia Laprida – Codirectora