



Universidad de Concepción
Facultad de Ciencias Naturales y Oceanográficas

**VARIACIONES EN LA PRODUCTIVIDAD DEL LAGO MALDONADO (AYSÉN, CHILE)
DURANTE LOS ÚLTIMOS ~1300 AÑOS A TRAVÉS DEL REGISTRO
SEDIMENTARIO**

Tesis para optar al Título Profesional de Bióloga

Por Carla Palma Soto
Licenciada en Biología, UdeC
Profesora Guía: Dra. Fabiola Cruces
Profesor Co-Guía: Dr. Alberto Araneda

Concepción, Chile

Este Seminario de Título ha sido realizado en el Departamento de Botánica de la Facultad de Ciencias Naturales y Oceanográficas de la Universidad de Concepción.

Profesora guía

**Dra. Fabiola Cruces
López**

Universidad de Concepción

Profesores evaluadores

**Dr. Alberto Araneda
Castillo**

Universidad de Concepción

**Dr. Víctor Hernández
Santander**

Universidad de Concepción

Coordinador seminario de título

**Dr. Víctor Hernández
Santander**

Universidad de
Concepción

Financiamiento: FONDECYT N°1201277 “Determining the sensitivity of lake sediment proxies to late Holocene climate variability: a test from a longitudinal study in Northern Patagonia across the Andes”.

AGRADECIMIENTOS

En primer lugar, quiero agradecer profundamente a mi profesora guía, la doctora Fabiola Cruces, por su paciencia, comprensión y el conocimiento legado a través de estos años, y destacar también su lado humano-materno que en innumerables veces me motivó a finalizar este proyecto y me dio fortaleza para no claudicar. También a Camila, Julio y Javiera por instruirme en las actividades del laboratorio de sedimentología, al profesor Alberto Araneda por su tiempo y su conocimiento sobre el mundo de la paleolimnología. En conjunto, agradecer por el financiamiento del proyecto FONDECYT N°1201277 “Determining the sensitivity of lake sediment proxies to late Holocene climate variability: a test from a longitudinal study in Northern Patagonia across the Andes”. Al dr. Ricardo Silva y a la Facultad de ciencias veterinarias UdeC por su gran disposición para realizar la radiografía al perfil sedimentario analizado para esta investigación.

Y en mi párrafo más personal, quiero agradecer a L. Adolfo, amado compañero que ha estado codo a codo a mi lado entregando su amor, energía, tiempo, espacio, comida y apoyo absoluto e incondicional en mis actividades académicas y maternas. A Milka, amiga y comadre, agradezco la trinchera que nos ha mantenido juntas desde el primer año, permitiendo fortalecernos y cuidarnos las espaldas. A mi padre, quien pacientemente (a veces) ha sido parte de mi crecimiento profesional. Finalmente, a mi madre Erika Soto, dedicarle cada logro y meta alcanzada, agradecer infinitamente su presencia en esta Tierra y la persistencia maternal de creer en mí con orgullo y firmeza.

ÍNDICE

1. Resumen	5
2. Introducción	6
2.1. Ecosistemas lacustres.....	6
2.2. Productividad de un lago.....	6
2.3. Estudio del sedimento lacustre.....	8
2.3.1. Proxy biológico: Diatomeas	10
2.3.2. Proxies físicoquímicos.....	10
2.4. Contexto climático global durante el Holoceno.....	13
2.5. Contexto local: eventos ocurridos en la Patagonia Chilena.....	14
2.6. Patagonia chilena y Lago Maldonado.....	14
3. Metodología	17
3.1. Área de estudio.....	17
3.2. Obtención de cores.....	19
3.3. Cronología.....	20
3.3.1. Modelos cronológicos.....	21
3.4. Análisis sedimentológicos.....	21
3.4.1. Susceptibilidad magnética.....	21
3.4.2. Contenido de materia orgánica.....	22
3.4.3. Contenido de carbonatos.....	22
3.4.4. Contenido de fósforo total.....	23
3.4.5. Contenido de pigmentos fotosintéticos.....	24
3.4.6. Contenido de sílice biogénica.....	25
3.4.7. Charcoal.....	25
3.5. Análisis diatomológicos.....	26
3.6. Análisis de datos.....	27
4. Resultados	28
4.1. Cronología Lago Maldonado.....	28
4.2. Análisis sedimentológicos.....	30
4.3. Análisis diatomológicos.....	36
4.4. Análisis de datos - Relación entre diatomeas y los parámetros físicoquímicos.....	41
5. Discusión	42
5.1. Interpretación de paleozonas.....	43
6. Conclusión	47
7. Bibliografía	48

1. Resumen

Los lagos están sometidos a una serie de influencias naturales y antrópicas que generan cambios en sus condiciones limnológicas. La depositación y acumulación de sedimento lacustre convierte a estos ecosistemas en testigos de las variaciones climáticas y eventos de origen antrópico ocurridas a diferentes escalas temporales. La productividad de un cuerpo de agua está determinada por la cantidad de nutrientes y biomasa existente, variando según varían los componentes ambientales y forzantes climáticas.

La siguiente investigación utiliza cores sedimentarios del lago Maldonado (Aysén, Chile) para analizar cambios en su productividad durante los últimos ~1300 años, período de tiempo con registros de importantes cambios climáticos y de grandes episodios de incendios. Para ello, se determinó la composición de la comunidad de diatomeas y su abundancia dentro del registro sedimentológico, y se determinó el contenido de diferentes parámetros físicoquímicos (susceptibilidad magnética, materia orgánica, carbonatos, fósforo total, sílice biogénica, partículas de charcoal, pigmentos fotosintéticas). Con un total de 13 especies de diatomeas identificadas en el perfil sedimentario del lago Maldonado (siendo *Punctastriata lancettula*, *Pseudostaurosira brevistriata* y *Staurosira construens venter* las más representativas), se estableció relación con los componentes físicoquímicos, de los cuales, la susceptibilidad magnética es el que mayor influencia tiene sobre la comunidad, seguido por la materia orgánica y el fósforo total, representando un 80.46% de la varianza de los datos. A través de CONISS se establecieron agrupamientos en la comunidad de diatomeas determinando cuatro períodos temporales en los que se logra identificar la un período de altas temperaturas en la zona IV que incrementa la productividad de lago, mientras que en la siguiente zona (III) se refleja un período de bajas temperaturas e intensas lluvias (LIA) que disminuyeron la productividad, además, se visualizan grandes incendios en la zona II reflejados por un peak de partículas de charcoal y en el cual la productividad de lago se restablece. Por último, el período más actual destaca un peak en la susceptibilidad magnética que explica una baja en la productividad del lago, a la cual responden sólo las diatomeas plantónicas. Se concluye que sí existen variaciones

en la productividad del lago, ya que la relación entre diatomeas y los parámetros fisicoquímicos reflejada en los datos fue significativa (**valor $p= 0.001$**).

2. Introducción

2.1. Ecosistemas lacustres

Los sistemas lacustres constituyen sólo el 1% de agua dulce accesible a nivel mundial (Lean & Hinrichsen 1994). A través del tiempo, estos ecosistemas acuáticos están sometidos a una serie de influencias naturales de origen geológico, climático y bióticos (Arche 2010), tales como erupciones volcánicas, cambios de temperaturas y floraciones algales, entre otras. Por otro lado, en muchos casos, las cuencas hidrográficas asociadas a los sistemas lacustres también están sometidas a una fuerte presión antrópica, como consecuencia por ejemplo de eventos de incendios, cambios en el uso del suelo y la deforestación (Patterson *et al.* 1996; Whitmore 1991; Page & Trustrum, 2000; Dapples *et al.*, 2002). El conjunto de estas presiones directas o indirectas sobre los lagos genera variaciones en las condiciones fisicoquímicas de los cuerpos de agua, las que quedan registrados en el contenido biogeoquímico de los sedimentos (Wolfe *et al.* 2013).

Por esto, son considerados ecosistemas muy sensibles a fluctuaciones ambientales, cambios de la vegetación de la cuenca, cambios de uso de suelo, o modificaciones en el drenaje de sus aguas (Caballero *et al.* 2013).

2.2. Productividad de un lago

En los ecosistemas acuáticos, el estudio de la productividad es de gran importancia, ya que ésta constituye la producción de materia orgánica dentro de la red trófica (Gil-Águilar *et al.*, 2013). Karlsson y compañía (2009), definiéndose la productividad como la cantidad total de materia orgánica generada por la actividad fotosintética de los organismos autótrofos (principalmente algas y fitoplancton) dentro del ecosistema durante un período de tiempo determinado (Ver figura 1). Es decir, la productividad total

incluye tanto la biomasa producida por el fitoplancton, como la biomasa que es consumida por consumidores primarios (zooplancton) y posteriormente por niveles tróficos superiores. Por esto, son los organismos fitoplanctónicos principalmente quienes juegan un rol fundamental en este proceso, puesto que su distribución vertical en la columna de agua está determinada principalmente como la intensidad de la radiación lumínica, la disponibilidad de nutrientes, la transparencia y las mezclas de aguas (Estévez, 1998; Nara et al. 2005; Romero-Viana et al. 2009). Sin embargo, en ambientes con alta cantidad de nutrientes se limita la penetración de la luz por la turbidez del agua que esta genera, considerándose uno de los factores más citados como mecanismo regulador de la producción fitoplanctónica (Cloern, 1996; Santamaría del Ángel et al., 1996; Gameiro et al., 2004). Al ser considerados como productores primarios, estos microorganismos son los primeros en reflejar cambios en el ecosistema, los que luego se evidencian el resto de la cadena trófica: consumidores y finalmente en los descomponedores (Reynolds, 1984, 1997; Darley, 1987)

La cantidad de materia orgánica producida en un ecosistema lacustre dependerá de la riqueza del lago en compuestos minerales y de la recirculación de las masas de aguas determinada por las características morfométricas individuales del lago, su entorno y la potencia del viento. En otras palabras, en lagos con un contenido comparable de compuestos minerales (particularmente nitrógeno y fósforo), la productividad debería aumentar junto con el aumento de la intensidad de recirculación del agua y sus nutrientes (Patala, 1960; Grochowska et al. 2011).

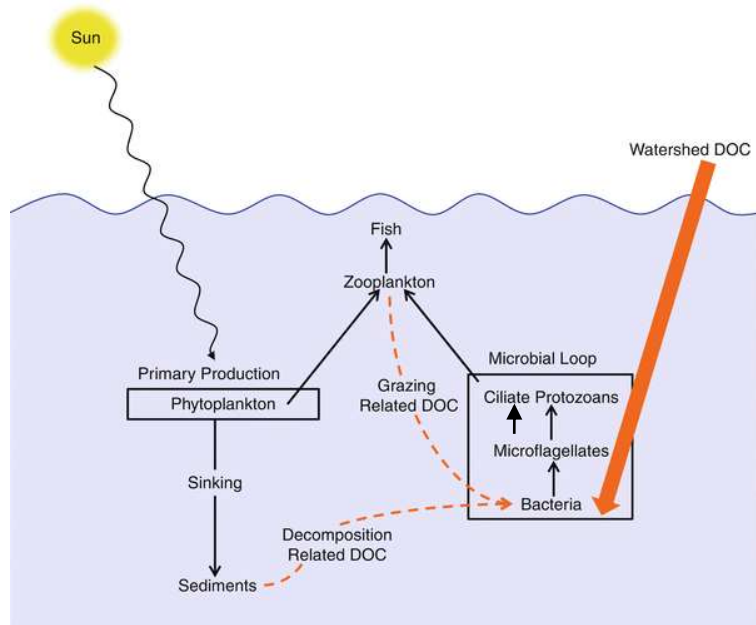


Fig.1. Esquema explicativo sobre productividad en lagos.

Pese a lo anterior, la productividad de un cuerpo de agua es también determinada por componentes naturales, tales como la formación geológica de éste, la topografía, latitud y altitud, y también por la acción antropogénica circundante (p.e. residuos industriales y domésticos, remoción de tierra y vegetación, incendios, etc.) teniendo efectos directos en la transparencia del agua, estratificación térmica, en la distribución del oxígeno en el agua, en la profundidad de la penetración de la luz, aportes de material alóctono y por consecuencia a organismos fitoplanctónicos y a la disponibilidad de nutrientes en la columna de agua.

2.3. Estudio del sedimento lacustre

La Paleolimnología es una disciplina científica que se enfoca en el análisis de los sedimentos lacustres para reconstruir la historia ambiental de los cuerpos de agua. Mediante la extracción de núcleos de sedimentos del fondo de los lagos, los investigadores obtienen "registros en capas" que proporcionan información valiosa sobre los cambios ocurridos a lo largo del tiempo. Lo anterior, se debe a los procesos de depositación y acumulación de material formado tanto en el interior del cuerpo de

agua, como aquel proveniente de la cuenca (incluyendo material terrestre y atmosférico) (ver figura 2), siendo conservada en el sedimento en forma de secuencia cronológica, según plantea Hutton (1788) en el principio de superposición de los estratos, vale decir, el orden de la superposición revela el orden de depósito y establece intervalos de tiempo, de manera que una sucesión estratigráfica registra un lapso de tiempo ordenado según la vertical: Los estratos más superficiales corresponden a material sedimentario contemporáneo, mientras que los estratos de mayor profundidad corresponden a un período más remoto.

Como consecuencia, los sedimentos lacustres se han transformado en una valiosa fuente de información, puesto que permiten analizar diferentes registros físicos, químicos y biológicos conservados en la matriz sedimentaria. A través del análisis de estos registros, es posible establecer perturbaciones naturales y antrópicas ocurridas en los sistemas lacustres, junto con observaciones importantes de los cambios térmicos e hidrológicos que han ocurrido inclusive milenios en el pasado (Dee *et al.* 2018; Battarbee 2000; Piovano *et al.* 2002; Coviaga *et al.* 2017).

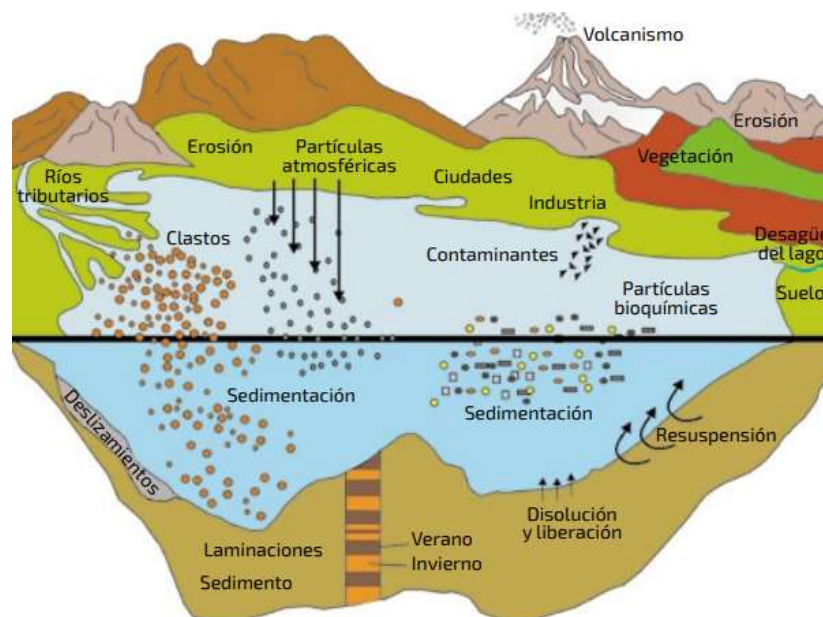


Fig. 2.- Forzantes naturales y antrópicas que influyen en un lago (extraído y modificado de Wohlfarth & Bjork, 2001)

2.3.1. Proxy biológico: Diatomeas

Las diatomeas son microalgas que se encuentran en gran abundancia en los ecosistemas acuáticos, y en general son el componente más importante del fitoplancton (Parra & Bicudo, 1995). Son consideradas excelentes indicadores de cambios en el ambiente por su rápida respuesta frente a las alteraciones ambientales. Si bien tienen una alta especificidad de hábitat (Escandell & Espinosa 2009), sus comunidades pueden adaptarse a una amplia gama de condiciones ambientales, incluyendo variaciones fisicoquímicas de la columna de agua (Smol & Stoermer, 2010). Por esto se las ha utilizado para establecer cambios en las condiciones ambientales de los cuerpos lacustres (Round, 1991), evidenciando procesos de acidificación del agua (Battarbee et al. 2000), cambios en la salinidad y eutroficación, entre otros (Tilman & Kilham, 1976).

El frústulo de sílice de las diatomeas les permite preservarse muy bien en los sedimentos lacustres, formando un registro de las comunidades (Espinosa, 2008) presentes en estos ecosistemas acuáticos hace cientos y miles de años, utilizándose de manera complementaria con los proxies fisicoquímicos para inferir cambios ambientales pasados (Álvarez et al. 2020).

Las reconstrucciones paleoambientales basadas en el análisis de diatomeas se basan en la clasificación de taxones según sus tolerancias ecológicas (Espinosa et al., 2003).

2.3.2. Proxis fisicoquímicos

Los componentes sedimentarios de origen fisicoquímicos (ver tabla 1) permiten inferir señales de cambios naturales y antrópicos ocurridos en estos ecosistemas (Saulnier-Talbot 2016). Estos cambios pueden estar referidos a variaciones en la productividad del lago, sus condiciones tróficas, cambios en la salinidad y fluctuaciones en los niveles del agua, entre otros. (Ariztegui et al. 2001; Björck et al. 2001; Legesse et al. 2002; Gaiser et al. 2004; Dalton et al. 2005; McFadden et al. 2005).

Componente sedimentario	Origen
Materia Orgánica	Indicador de la productividad biológica en un cuerpo de agua. Puede provenir de la descomposición de plantas, algas y animales. Su concentración también puede indicar cambios en la fuente de nutrientes en el agua, como la entrada de nutrientes desde la cuenca (Zhang et al 2022)
Carbonatos	Su fuente de origen es principalmente geológica y biogénica producidos por la descomposición de material orgánico, depositación de estructuras calcáreas y por la precipitación de sales en el agua. Su concentración puede indicar cambios en la química del agua y cambios en sus niveles por evaporación (Brenner et al 1999)
Susceptibilidad magnética	Relación con la concentración de minerales en sedimentos. La fuente de origen puede ser tanto natural como antropogénica. Los minerales ferromagnéticos pueden ser transportados desde la cuenca a los lagos o pueden ser producidos dentro del lago a través de procesos biogeoquímicos. Además, la actividad humana, como la minería y la quema de combustibles fósiles, también contribuyen a su presencia. (Prins et al. 2000)
Sílice biogénica	Forma parte de la estructura de organismos fotosintéticos como las diatomeas. Parámetro indicador importante de la productividad biológica y la composición de sus comunidades. Su concentración también puede ser un indicador de los cambios en niveles del agua (Leng et al 2010)
Fósforo	Nutriente esencial para el crecimiento de microalgas en los cuerpos de agua. Su concentración es un indicador de la entrada de nutrientes desde cuenca o la atmósfera ya que puede tener una variedad de

	<p>orígenes naturales, como el depósito de material orgánico en el fondo del lago o la erosión de rocas y suelos ricos en fósforo. También tiene origen antropogénico por la industria agrícola (Wilson 2008)</p>
Clorofila	<p>Pigmento indicador directo de la productividad biológica en el agua. Su concentración se utiliza para estimar la biomasa de microalgas y la productividad en el agua (Lamb et al 2006)</p>
Nitrógeno	<p>Nutriente esencial para el crecimiento de microalgas en los cuerpos de agua. Su concentración puede ser un indicador de la entrada de nutrientes ya sea por actividades humanas, como la agricultura, la industria, la gestión de residuos y el uso de fertilizantes, como por la deposición atmosférica. (Conley et al 2009)</p>
Charcoal	<p>Se origina principalmente a partir de la combustión de materia orgánica, como incendios forestales y actividades humanas. La presencia de charcoal en los sedimentos puede indicar la historia de los incendios ocurridos en una cuenca hidrográfica (Whitlock et al. 2008)</p>

Tabla 1.- Componentes del perfil sedimentario y su fuente de origen. (Elaboración propia)

2.4. Contexto climático global durante el Holoceno

Tomando en cuenta la relevancia de los registros obtenidos a partir del estudio de los sedimentos lacustres, es de suma importancia contextualizar estos hallazgos dentro de un marco más amplio de análisis climático global. En este sentido, el estudio de eventos y períodos climáticos ocurridos durante el Holoceno tardío es de gran interés para comprender la variabilidad climática en ambos hemisferios. Aunque los registros paleoclimáticos del hemisferio sur son escasos en comparación con los del hemisferio norte (Villalba, 1994; Koch y Kilian, 2005), diversos estudios han arrojado resultados sobre eventos significativos que abarcan el último milenio como la Anomalía Climática Medieval (MCA) y la Pequeña Edad de Hielo (LIA) (Lupo et al. 2018) y que tuvieron un papel fundamental en la modulación de las condiciones de los lagos y cuencas hidrográficas.

Una fuerte baja en la humedad que habría sido acompañada por altas temperaturas ha quedado establecido como un fenómeno global registrado tanto en el hemisferio sur como en el hemisferio norte, al que se denominó Anomalía Climática Medieval (MCA) (Stine 1994). Por medio de diversos estudios realizados en la Patagonia Argentina, por ejemplo, en el lago Cardiel, se logran establecer momentos cálidos, con “sequías épicas” y una baja importante en la humedad entre los años 1021 – 1228 AD que resultaron en una disminución en la disponibilidad de agua y nutrientes, lo que habría tenido un impacto directo en la productividad biológica. (Jones et al. 1999; Goñi 2000).

Por otro lado, la “Pequeña Edad de Hielo” (LIA), es uno de los eventos más ampliamente reconocidos en el hemisferio norte (Bradley, 1994, 2000; McDermott et al., 2001; Esper et al., 2002; Soon et al., 2003; Rabatel et al., 2005; Polissar et al., 2006). Se define convencionalmente como el período entre los siglos XVI y XIX, durante el cual se produjeron cambios climáticos en Europa que se caracterizaron por el enfriamiento del clima y la expansión de los glaciares (Mann, 2001). Su duración y momento exacto de ocurrencia del período han sido objeto de controversia en la comunidad científica, al igual que su sincronidad como fenómeno global.

Sin embargo, autores como Thompson et al. (1986), Villalba (1990), Cioccale (1999), Kreutz et al. (1997), Luckman y Villalba (2001), Lamy et al. (2001), Bertrand et al. (2005), Araneda et al (2007, 2009), entre otros, nos han guiado por medio de la evidencia a un período frío ocurrido en el Hemisferio Sur, que si bien no es sincrónico con el del Hemisferio Norte, cumple con las fases, pulsos y condiciones climáticas de LIA, como por ejemplo, la formación de una morrena en el Glaciar Lengua (53°S) entre AD 1280 y 1460 según estudios glaciológicos del Campo de Hielo Patagónico Sur.

2.5. Contexto local: eventos ocurridos en la Patagonia chilena.

Para la Patagónica se ha registrado una alta variabilidad climática que viene ocurriendo desde la etapa tardía del Holoceno, y que está fuertemente controlada por la intensidad y posición latitudinal de los Vientos del Oeste del Sur (SWW sus siglas en inglés) (Fagel et al., 2021), que están asociados a las corrientes aire que traen precipitaciones sobre la región occidental del sur de Sudamérica y generan condiciones áridas en el lado este de los Andes (Garreaud et al., 2013) y que se traduciría en cambios en las condiciones productivas de las cuencas hidrográficas ubicadas en esta región.

Por otra parte, diversos estudios paleoambientales desarrollados en la Patagonia, también han reconstruido perturbaciones de origen antrópicas como los incendios forestales (Daga et al, 2014; Mendoza et al. 2014). Éstos tienen un impacto similar al de la deforestación (Bergeron *et al.*, 2000), considerándose como una de las perturbaciones más abruptas que pueden ocurrir en una cuenca (Whitlock, 2001).

El efecto directo es la pérdida de la vegetación, generando un aumento de la escorrentía y, lo que a su vez promueve la entrada de sedimentos al cuerpo de agua (Markgraf *et al.*, 2007). Entre los efectos indirectos se encuentran los cambios en la calidad de agua, asociados con una alta entrada de nutrientes, lo que puede conducir a la eutrofización del lago y afectar rápidamente a las comunidades biológicas presentes, y al funcionamiento del ecosistema acuático, con el incremento en la producción primaria total y alteraciones en los ciclos biogeoquímicos (Philibert *et al.*, 2003b;

McWethy *et al.*, 2010; Schelske, 1999; Smith *et al.* 2006).

Durante el siglo XX en la región de la Patagonia, la frecuencia de incendios y las fuentes de ignición estuvieron asociadas tanto a la perturbación antropogénica provocada por los colonos, como a las variaciones climáticas. Estos hallazgos sugieren que el impacto humano en la región puede haber tenido un papel fundamental en la generación de incendios forestales durante el período de estudio.

2.6. Patagonia chilena y Lago Maldonado

El potencial de los lagos patagónicos generalmente radica en una serie de características, como su origen glaciar, ya que al ser cuerpos de agua que se formaron por el retroceso de los glaciares, contienen aguas prístinas, con bajas concentraciones de nutrientes, y, por lo tanto, oligotróficos, en donde su productividad es menor en comparación a otros lagos (Campos *et al.* 1992; Woelfl 2007). Además, por su ubicación geográfica y difícil acceso, están menos expuestos a la acción antrópica en comparación con otros cuerpos de agua superficiales. Al mismo tiempo, latitudinalmente se sitúan en un área favorable para estudios ambientales ya que sus condiciones hidrológicas están influenciadas por los escenarios climáticos regionales y locales, por ejemplo, los SWW (Guilizzoni *et al.*, 2009; Villalba 2007). Sin embargo, la característica principal para elegir sistemas lacustres patagónicos como sujetos de estudios, son su pequeño tamaño y su acotada profundidad puesto que, estos atributos permiten observar cambios en las condiciones limnológicas de manera más rápida.

Estos antecedentes dan como resultado que sean sensibles a cambios ambientales viéndose reflejados a nivel de productividad y trofía (Aniya & Enomoto 1986), permitiendo realizar estudios fiables sobre las condiciones pasadas.

El lago Maldonado (47°15' 16.37"S y 72°30'52.93"O) se encuentra en la provincia Capitán Prat, ubicado a 4 kms de la ciudad de Cochrane -Patagonia Chilena-. Este se sitúa a una altitud de 328 m.s.n.m. inmerso en el cordón cordillerano de Los Andes. Los registros históricos y estudios paleoambientales realizados anteriormente en la cuenca hidrográfica que contiene el lago, dan cuenta de episodios de tala de vegetación nativa

y de múltiples incendios de origen antrópico acontecidos en el pasado.

Entonces, sobre la base de los antecedentes presentados previamente, se plantea la siguiente pregunta de esta investigación: ¿Existen variaciones significativas en la productividad del lago Maldonado durante estos últimos ~1300 años? ¿Cómo ha respondido la comunidad de diatomeas ante eventos de incendios y forzantes climáticas a lo largo del tiempo?

Bajo estas interrogantes la hipótesis propuesta es que, como se sitúa en el ecotono bosque-estepa y tiene una mayor exposición a fenómenos climáticos y eventos de incendios, el Lago Maldonado ha experimentado variaciones en su productividad, que serán evidenciadas por los registros sedimentario físicoquímicos y por las comunidades de diatomeas sedimentarias.

3. Metodología

3.1. ÁREA DE ESTUDIO

En el área geográfica de la Patagonia es posible observar tres regiones con un pronunciado gradiente climático de occidente a oriente, que va desde un clima oceánico húmedo presente en los archipiélagos y fiordos, hasta un clima estepárico más frío y seco hacia la cordillera de Los Andes. De esta manera, las altas cumbres atrapan las precipitaciones frontales del océano pacífico, generando una transición hacia un clima transandino continental desde la vertiente occidental hasta la zona esteparia (Riquelme 2012).

El Lago Maldonado está ubicado en la provincia Capitán Prat ($47^{\circ}15' 16.37''S$ y $72^{\circ}30'52.93''O$) aproximadamente a unos 4 km al este de la ciudad de Cochrane (Fig. 3 y 4). Se sitúa a una altitud de 328 m.s.n.m, presentando un área superficial aproximada de 0,6 km² y una profundidad máxima de 7,5 m. Se encuentra emplazada en la gran cuenca hidrográfica del río Baker, específicamente en la subcuenca del río Cochrane. El área se encuentra en una zona de ecotono entre el bosque caducifolio y la estepa patagónica de Aysén, en donde la transición vegetacional va desde agrupaciones boscosas, compuestas principalmente por lenga (*Nothofagus pumilio*) y coihüe de Magallanes (*Nothofagus betuloides*), a formaciones compuestas por arbustos bajos como el neneo (*Mulinum spinosum*), el duraznillo (*Colliguaja integerrima*), el vauto (*Baccharis patagonica*) y algunas especies de cadillos como *Acaena pinnatifida* y *Acaena splendens* (Gajardo 1994).

Desde un punto de vista limnológico, de acuerdo con la clasificación trófica propuesta por la Guía CONAMA (2004), el Lago Maldonado se cataloga como un sistema lacustre mesotrófico.

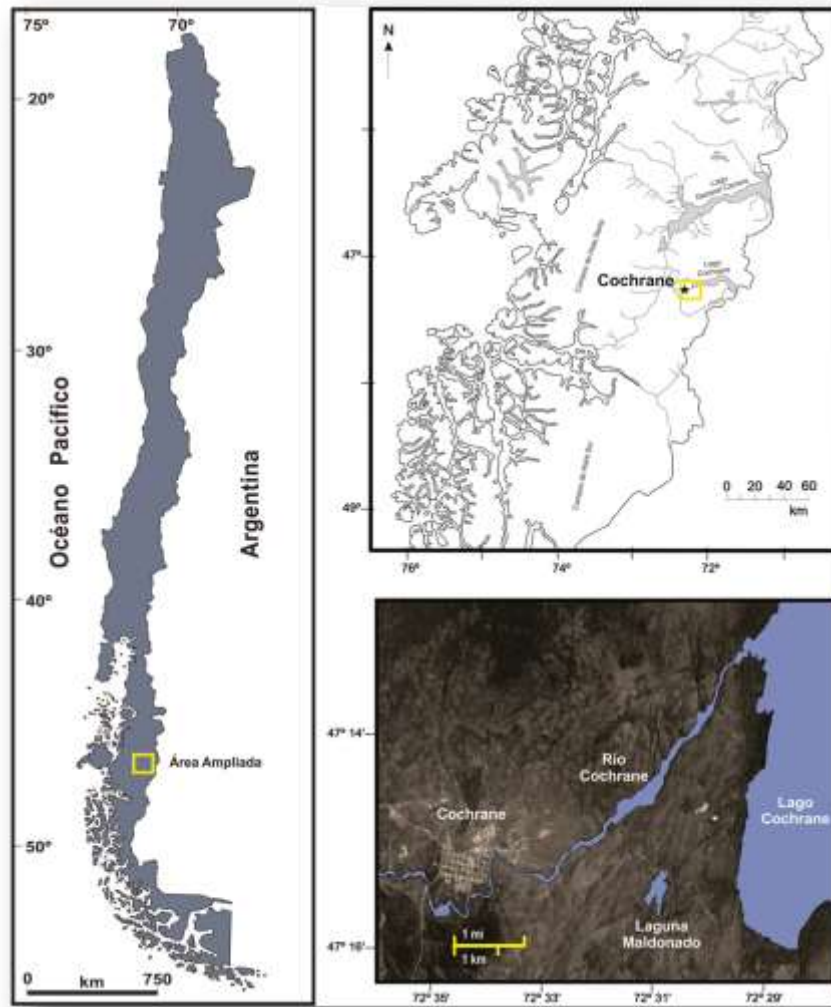


Fig 3. Ubicación geográfica del área del lago Maldonado.



Fig. 4.- Lago Maldonado. Enero 2022.

3.2. OBTENCIÓN DE CORES

El material sedimentario fue extraído por el personal del Laboratorio de sedimentología del Centro de Ciencias ambientales EULA-CHILE durante el año 2021. Para la extracción del perfil sedimentario de los lagos en estudio se utilizó un muestreador de gravedad UWITEC que colecta una porción de sedimento del fondo del lago en la zona más profunda. Este se almacenará en frío hasta el momento de su utilización. Previo a proceder al seccionamiento del perfil sedimentario, se realizó una inspección de la secuencia estratigráfica con tomas de rayos X (Fig. 5) (Smol 2002), para asegurar de esta forma, la visualización de la depositación ordenada de las capas de material sedimentario. Esto fue posible gracias a la colaboración y servicio de la clínica veterinaria de la Universidad de Concepción.

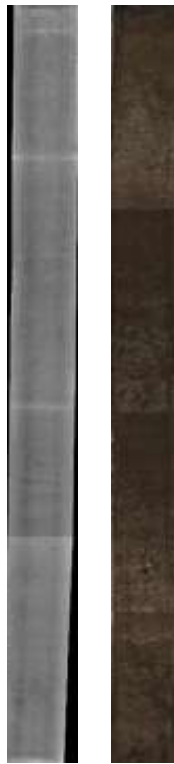


Figura 5. Radiografía y fotografía del core de lago Maldonado. *Radiografía obtenida gracias a la colaboración de la clínica veterinaria de la Universidad de Concepción*

3.3. CRONOLOGÍA

Como plantea Hutton, el uso de los depósitos sedimentarios se basa en la premisa que los sedimentos más recientes se van acumulando sobre los estratos sedimentarios más antiguos. Esta ley de superposición de estratos señala cuáles capas fueron depositadas primero, pero no indica la edad real de ninguna de ellas. Por tal razón es necesario asignarle una edad absoluta (en años).

Una vez extraído el core, es necesario establecer su cronología vertical y, por consiguiente, la datación de cada estrato/centímetro para reconstruir la “historia depositacional” del sistema lacustre, y para esto hay diferentes técnicas.

Para la estimación de edad se utilizó la técnica radiométrica que se emplea a partir de isótopos radiactivos, los cuales se fundamentan en las series de desintegración de radioisótopos con tasas constantes de decaimiento radioactivo. Específicamente el core B-2022 del lago Maldonado será datado con ^{14}C , isótopo natural que generado por la interacción de bombardeo de rayos cósmicos con el nitrógeno de la atmósfera terrestre que nos permite trabajar en un marco temporal de hasta 50 mil años, dado a que su vida media es de 5.560 años; con ^{210}Pb que permite estudiar una escala de tiempo más reciente (últimos 150 años) ya que posee una vida media de 22 años aproximadamente en donde su concentración da por el impacto del desarrollo preindustrial e industrial siendo un método bien establecido para estimar además los periodos de sedimentación y las tasas de sedimentación (Szabó et al., 2020); y con ^{137}Cs , un isótopo artificial que ha sido introducido al ambiente como resultado de las pruebas de armas y accidentes nucleares, siendo entre los años 1964 - 1965 y la máxima concentración detectada en el hemisferio sur en sedimentos lacustres (Arnaud et al., 2006)

Para la presente investigación el core del lago Maldonado B-2022 fue seccionado cada 1 cm para posteriormente secar y homogenizar las muestras para ser enviadas al laboratorio Environnements et Paléoenvironnements Océaniques et Continentaux (EPOC) de la Universidad de Burdeos, Francia.

Los análisis se realizaron mediante espectrometría utilizando un detector de rayos gamma de alta eficiencia. Además, se realizaron mediciones de ^{137}Cs para validar el modelo de edad. Desde el core Mal-B-2022, se colectaron muestras que fueron enviadas al laboratorio BetaAnalytic (EE. UU) para análisis radiocarbónicos.

3.3.1. MODELOS CRONOLÓGICOS

Los modelos cronológicos más comunes para ^{210}Pb son CRS/CS:CF y CIC (Bernal et al, 2010). Las edades obtenidas a través de estos luego se transfieren a modelos lineales incorporando el ^{14}C para extender el registro temporal, dada las restricciones de los modelos basados sólo en ^{210}Pb .

Para obtener modelos cronológicos del core, se utilizaron los resultados de los análisis de ^{210}Pb , ^{137}Cs y ^{14}C y se empleó el paquete estadístico *rplum*, según Blaauw y colaboradores (2021). Las edades radiocarbónicas se calibraron con la curva SHCal20, que se utiliza exclusivamente para el hemisferio sur y que proporciona una mayor precisión.

3.4. ANÁLISIS SEDIMENTOLÓGICOS

3.4.1. SUSCEPTIBILIDAD MAGNÉTICA

La susceptibilidad magnética es un proxy eficiente al momento de estudiar condiciones ambientales de un lago (Hu et al. 2002) puesto que, el material ferromagnético concentrado en el suelo y en el detritus de la cuenca del lago es una de las principales fuentes de minerales magnéticos en los sedimentos lacustres (Prins et al. 2000). Los sedimentos más magnéticos contienen la mayor cantidad de material inorgánico alóctono arrastrado al lago desde la cuenca de drenaje (Wetzel, 2001), de modo que sus valores están relacionados con la erosión de la cuenca (altos valores podrían indicar una mayor erosión) (Álvarez et al. 2020).

Mediante este parámetro se pueden inferir variaciones en aportes desde la cuenca al lago, debido a que los sedimentos contienen minerales ferromagnéticos. Las mediciones de susceptibilidad magnética se realizaron en serie de 3 repeticiones utilizando un Sensor Bartington® MS2E sobre el testigo cortado longitudinalmente. De esta manera, se determinó la concentración de minerales magnéticos a lo largo del testigo (Sandgren & Snowball 2001).

3.4.2. CONTENIDO DE MATERIA ORGÁNICA (MO)

La determinación del contenido total de materia orgánica y junto con los de carbonatos son los primeros análisis químicos que se realizan en los estudios paleolimnológicos. Estos ensayos se realizaron a través de un proceso de secado y combustión del sedimento a diferentes temperaturas en una mufla (Dean 1974). El contenido de materia orgánica de los sedimentos se determinó mediante la técnica de pérdida de peso por ignición (LOI; Loss On Ignition), que consiste en medir el peso de la muestra después de su calcinación a 105° C por 2 horas y 550° C por cuatro horas (Boyle 2002).

$$LOI_{550}(\%) = \left(\frac{PS_{60} - PS_{550}}{PS_{60}} \right) \times 100$$

Donde: LOI_{550} (%) = Porcentaje de materia orgánica en el sedimento; PS_{60} = Peso seco de la submuestra luego de ser secada a 60°C y antes de la combustión y PS_{550} = Peso seco de la submuestra después de la combustión a 550°C.

3.4.3. CONTENIDO DE CARBONATOS

La interpretación de los carbonatos en ocasiones puede estar asociado a la entrada de material alóctono o a un incremento de la productividad, pero también a una mayor evaporación que bajo esta última condición, genera más concentración de sales en el lago (Álvarez et al. 2020)

El contenido total de carbonatos se obtuvo mediante la técnica LOI (anteriormente sometida a 550°C para la obtención del porcentaje de materia orgánica) en el cual se sometió a una elevación de temperatura, específicamente a 950°C, para su combustión.

Una vez aumentada la temperatura, se vuelve a pesar la muestra para lograr estimar el porcentaje de carbonato sedimentario. (Ídem).

$$LOI_{950}(\%) = \left(\frac{PS_{550} - PS_{950}}{PS_{60}} \right) \times 100$$

Donde: $LOI_{950}(\%)$ = Porcentaje de carbonatos en el sedimento; PS_{60} = Peso seco de la submuestra luego de ser secada a 60°C y antes de la combustión, PS_{550} = Peso seco de la submuestra después de la combustión a 550°C y PS_{950} = Peso seco de la submuestra después de la combustión a 950°C

3.4.4. CONTENIDO DE FÓSFORO TOTAL

El fósforo es un factor importante que determina la biomasa de fitoplancton en agua dulce (Reynolds, 1984).

Es posible encontrarlo en los suelos en tres formas: como fósforo condensado a la forma de ortofosfato; fósforo mineral compuesto de cadenas largas como los pirofosfatos. Para la determinación del fósforo total, se pesaron 0,5 g de sedimento seco y se expuso a 10 ml de ácido sulfúrico al 30% junto con 15 ml de solución de persulfato de potasio ($K_2S_2O_8$). Se procedió a auto clavar durante 30 minutos a 100°C para posteriormente filtrar el sedimento de la disolución. En matraces aforados y Erlenmeyer, se aforó a 100 ml para su neutralización con fenolftaleína y NaOH 5N. Con el reactivo combinado resultante se aplicó la lectura mediante el método colorimétrico del azul de molibdeno (Jackson, 1976), leído en un espectrofotómetro de absorción molecular a 890 nm.

3.4.5. CONTENIDO DE PIGMENTOS FOTOSINTÉTICOS

El método comúnmente utilizado para la determinación de diversos pigmentos fotosintéticos es realizar la lectura de sus longitudes de onda mediante el uso de un espectrofotómetro. En esta investigación se determinó el contenido total de clorofila a, carotenoides en general y diatoxantina, un pigmento específico para el grupo Diatomeae.

La muestra húmeda de 0,2 g pasó por dos sesiones de filtro y limpieza con acetona al 90%, donde posterior a cada limpieza, las muestras fueron sometidas a baños de ultrasonido durante 10 minutos. Luego de centrifugar las muestras a 3000 rpm, se trasvasió la solución a un tubo Falcon para tomar una alícuota de 1 ml de solución y agregar 10 ml de acetona. Finalmente, se realizó la siembra en las placas ELISA para realizar la lectura en el Espectrofotómetro para Microplacas Epoch™.

Se determinó la densidad óptica (absorbancia) del extracto a 750 nm para turbidez, a 663 nm para clorofila a, a 644 nm para clorofila b, a 453 nm para diatoxantina y finalmente a 443 nm para carotenoides.

Finalmente, las absorbancias fueron corregidas (Ac) para proceder a la determinación de contenido total de los pigmentos según las ecuaciones de Wegmann y Metzner (1971) y utilizadas para calcular las concentraciones relativas (Cr) de los pigmentos con las siguientes fórmulas:

$$\text{Cr clorofila a: } 10.3 * \text{Ac } 663 - 0.918 * \text{Ac } 644$$

$$\text{Cr carotenoides: } 4.2 * \text{Ac } 443 - 0.0264 * \text{Cr clorofila a} - 0.496 * \text{Cr clorofila b}$$

$$\text{Cr diadinoxantina: } 4.2 * \text{Ac } 448 - 0.0264 * \text{Cr clorofila a} - 0.496 * \text{Cr clorofila b}$$

$$\text{Cr diatoxantina: } 4.2 * \text{Ac } 453 - 0.0264 * \text{Cr clorofila a} - 0.496 * \text{Cr clorofila b}$$

3.4.6. CONTENIDO DE SÍLICE BIOGÉNICA

La Sílice biogénica (SiB) es el mineral del que están compuestas las frústulas y estructuras de diferentes microorganismos que conforman el plancton, como diatomeas, radiolarios, algas crisófitas, etc. (Stoermer & Smol, 1999).

Su análisis se relaciona con la productividad de organismos silíceos, por lo que, las concentraciones de ésta en los sedimentos pueden utilizarse para interpretar la productividad diatomológica total -al ser el grupo que mayormente compone el fitoplancton en los cuerpos de agua- y el estado trófico de las masas de agua, incluido el grado de aislamiento que recibe la región (Humane et al., 2019).

Para su expresión, se correlacionaron los datos obtenidos el año 2013 con el core Mald22-B del lago Maldonado obtenido el año 2022, utilizando la susceptibilidad magnética y el LOI para la correlación.

La determinación de este parámetro inició con la oxidación de la materia orgánica con H₂O₂ al 10% y HCl 1 N. Luego se efectuó la extracción y posterior lectura de ésta, según el método de azul de molibdeno de Mortlock & Froenlich (1989). El espectrofotómetro entregó las concentraciones de sílice disuelta, mediante una curva calibrada.

3.4.7. CHARCOAL

Durante un incendio forestal, la combustión de biomasa leñosa produce partículas de carbón que son transportadas por el viento hasta los ecosistemas lacustres conservándose en los sedimentos del fondo (Whitlock et al. 2008)

Para efectos prácticos de esta investigación, se analizó el contenido de charcoal a partir de muestras tomadas el año 2013, y se correlacionó con el core Mald22-B del lago Maldonado obtenido el año 2022, utilizando la susceptibilidad magnética y el LOI para la correlación de los cores.

El sedimento fue muestreado a intervalos de 1 cm tomando dos o tres ml de sedimento húmedo que se disgregó en una solución caliente de KOH 10% durante 20 min a 70°C (Lynch et al. 2003) para luego ser tamizada a través de malla de 125 um (Long et al.

1998; Whitlock 2001). La concentración de charcoal se estimó dividiendo el número de partículas > 0.125 mm por el volumen de la muestra de sedimento. Para determinar las tasas de acumulación de carbón vegetal (CHAR, en Partículas cm^{-2} año⁻¹), se dividió la concentración (partículas cm^{-3}) por la tasa de deposición (cm año⁻¹) (Long et al. 1998).

3.5. ANÁLISIS DIATOMOLÓGICOS

Las diatomeas son consideradas excelentes bioindicadores de cambios en las condiciones físicoquímicas del agua-ambiente puesto que responden y se adaptan, a nivel comunitario, frente a las alteraciones ambientales. Por esto se las utiliza para establecer cambios en las condiciones ambientales de los cuerpos lacustres (Round, 1991).

Para lograr la identificación taxonómica de diatomeas es necesario tener una clara visualización de cada detalle de sus estructuras ya que se basa en características y ornamentaciones específicas de su frústulo.

Para que su visualización microscópica sea óptima fue preciso realizar una limpieza del material para eliminar toda la materia orgánica de las muestras. En el presente trabajo, se siguió la metodología descrita por Battarbee (1986), que consiste en oxidar 0.1 g de sedimento seco con peróxido de hidrógeno (H_2O_2) a 70°C. Este procedimiento se repitió 2 a 3 veces, hasta eliminar la totalidad de la materia orgánica. Posteriormente, se prepararon muestras permanentes montadas con resina Naphrax (i.r.=1,7) para la visualización de las valvas de diatomeas. Para su identificación, las muestras fueron observadas y fotografiadas con un microscopio fotónico Olympus CX31 conectado a una cámara digital, y con un microscopio electrónico de barrido Jeol-JSM6380LVY.

Se contabilizaron un mínimo de 300 valvas de diatomeas por cada muestra y se calculó la abundancia relativa, la diversidad y riqueza de especies. La identificación taxonómica se apoyó con manuales realizados por Bey & Ector (2013), Round, Crawford & Mann (1990) y Rivera et al. (1982), entre otros. Mientras que la diversidad

de especies de los conjuntos de diatomeas se determinó mediante el índice de diversidad de especies de *Shannon-Wiener* ('H):

$$H' = -\sum_i p_i \log_b p_i$$

Donde p_i es la abundancia proporcional de las especies y b es la base del logaritmo.

3.6. ANÁLISIS DE DATOS

Para graficar las tendencias de los registros sedimentarios a lo largo de los perfiles, se realizaron scatter plots para cada parámetro utilizando el software SigmaPlot 11.0 (Systat software 2008).

Por otra parte, para analizar la estructura y composición de la comunidad de diatomeas en el perfil sedimentario se utilizó el software R Studio (R Core Team 2020) con el paquete Rioja (Juggins 2020) para la elaboración de diagramas estratigráficos seleccionando especies con abundancia relativa mayor al 2% en al menos una muestra. La riqueza de especies y el índice de diversidad de Shannon se calculó utilizando el recuento y los datos en % de las diatomeas identificadas.

Se realizó un análisis de agrupamiento utilizando el método CONISS (Grimm 1987) incluido en el paquete Vegan (Oksanen et al., 2020), y la significancia de los resultados se evaluó mediante el modelo de *broken stick*.

Finalmente, y para hacer un análisis exploratorio de las posibles relaciones que puedan existir entre las variables, se realizó un Análisis de redundancia (RDA). Así se espera establecer los patrones de asociación o dependencia entre las variables estudiadas, específicamente, encontrar patrón o relación entre el comportamiento de diatomeas y eventos ambientales.

4. Resultados

4.1. CRONOLOGÍA LAGO MALDONADO

La realización del análisis radioisotópico arrojó que la actividad del ^{210}Pb presenta un decaimiento constante en función de la profundidad, con valores que fluctuaron entre 7 mBq/g a 38 mBq/g a excepción de una leve perturbación desde el centímetro 2 al 6. La actividad del ^{210}Pb desaparece al alcanzar el centímetro 22, lo que permite estimar que en este punto se alcanzan aproximadamente 150 años (Fig. 6).

Las edades obtenidas a partir de los análisis radiocarbónicos cuyos resultados son presentados en la tabla 2 también presentaron una coherencia temporal, donde se observó que la muestra más superficial (76 cm) tuvo una edad más actual que la muestra profunda (135 cm). Esto permitió extender el modelo hasta los últimos 5000 años (Fig. 7). Este modelo fue validado por el perfil de ^{137}Cs (Fig. 6), estableciendo que su máxima actividad en el centímetro 7 corresponde al año 1966 AD., lo cual es consistente con los máximos descritos en el hemisferio sur.

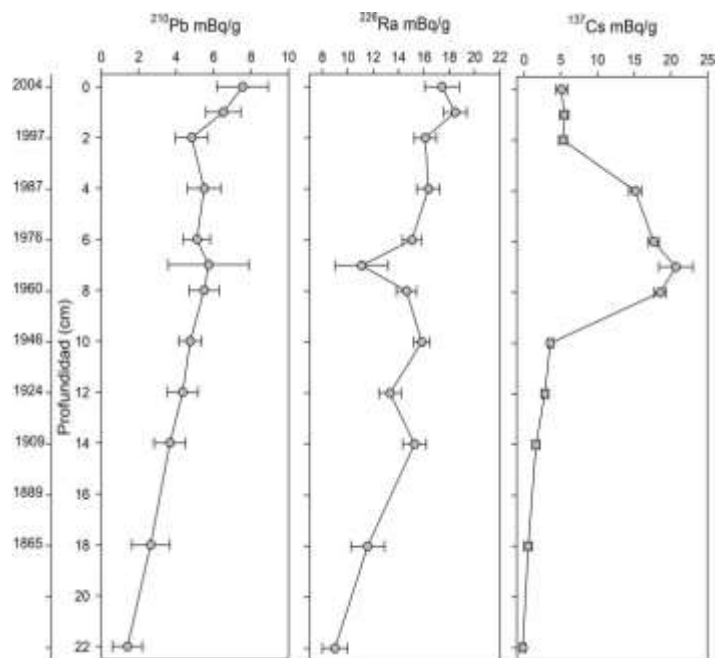


Figura 6. Actividad ^{210}Pb , ^{226}Ra , ^{137}Cs dentro de 150 años de lago Maldonado.

Tabla 2. Edades radiocarbónicas obtenidas del testigo del lago Maldonado.

Prof. (cm)	Material	Edad 14C (años BP)	Años calendario (AD/BC)	
			Edad min	Edad máx
76	sedimento	2210 ± 30	186 BC	55 BC
135	sedimento	4050 ± 30	2630 BC	2459 BC

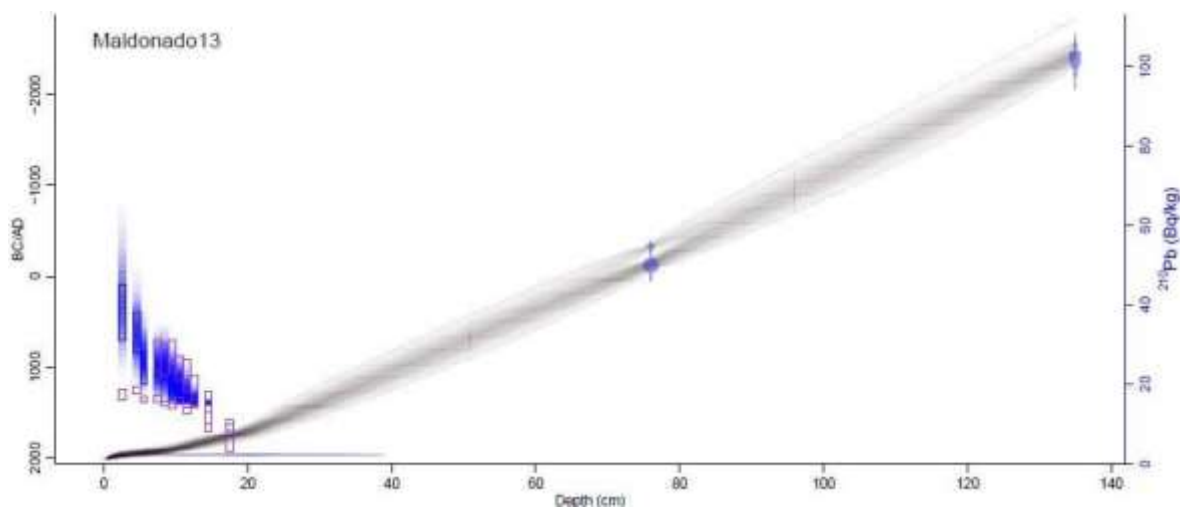


Figura 7. Modelo cronológico de Lago Maldonado utilizando los radioisótopos ²¹⁰Pb, ¹³⁷Cs y ¹⁴C con rbacon en RStudio. Datos extraídos de Resultados proyecto FONDECYT N° 1120765.

4.2. ANÁLISIS SEDIMENTOLÓGICOS

Zona I (50 - 34 cm; 706 - 1252 AD)

Analizando desde el punto más profundo (50 cm) hacia la superficie y límite de la zona I, a modo general nos percatamos de un comportamiento de fluctuación constante en el contenido de los parámetros fisicoquímicos, a excepción del contenido de sílice biogénica (SiB) que fluctuó desde 1.5 mg/l hasta 3.5 mg/l y alcanzó sus valores más altos de todo el perfil.

En cuanto a la susceptibilidad magnética (SM), ésta se mantuvo con valores bajos que no superaron los $1,5 \times 10^{-8}$ SI. De igual manera, observamos un comportamiento similar del contenido porcentual de la materia orgánica (%LOI 550), fluctuando dentro del rango de 35% salvo un punto que alcanza el 40%. Los carbonatos (%LOI 950) fluctuaron constantemente dentro del promedio de 3% de contenido, con un pequeño *peak* en el centímetro 37. En el contenido de fósforo total (P) observamos que se mantuvo en valores promedio 0,365 mg/g, salvo en el centímetro 38, en donde alcanzó un valor de aproximadamente a 0,9 mg/g coincidiendo con la tendencia de aumento en carbonatos. Por último, el contenido de partículas de charcoal (CHAR) tampoco detalla mayor fluctuación dentro de esta zona manteniendo valores bajos que no sobrepasaron las $3 \text{ par} \cdot \text{cm}^{-1} \cdot \text{año}^{-2}$, sin embargo, sí se logra observar en los puntos de mayor profundidad (50 cm – 46 cm) una tendencia de disminución desde las 12 a $7 \text{ par} \cdot \text{cm}^{-1} \cdot \text{año}^{-2}$.

Mientras que, en los pigmentos fotosintéticos las concentraciones relativas de clorofila α , carotenoides y diatoxantina presentaron un comportamiento similar sin variaciones importantes y con una leve tendencia a disminuir a medida que se acercaron al límite superior de la zona. La concentración de clorofila α si bien fluctuó entre los valores 0,09 y 0,1 ug/ml, en los centímetros 49 – 42 alcanzó su valor máximo dentro de este período, llegando a aproximadamente 0,26 ug/ml. La concentración de los carotenoides también alcanzó valores altos entre los centímetros 49 – 42 llegando a los 0,6 ug/ml en promedio, al igual que la concentración de diatoxantina, que también alcanzó valores que promediaron los 0,6 mg/ml en este mismo rango de profundidad.

Zona II (34 - 25 cm; 1252 - 1556 AD)

En este período comprendido entre los centímetros 34 al 25, nuevamente vemos un comportamiento invariable en la mayoría de los parámetros. La excepción a esta tendencia nuevamente es el contenido de SiB que disminuyó a medida que se acerca al límite superficial de la zona con valores que van desde 3 mg/l hasta 1,5 mg/l.

Por otro lado, la SM presentó un leve aumento en comparación a la zona I, aunque continúa con valores bajos que esta vez no superaron los $2,3 \times 10^{-8}$ SI. La MO se mantuvo con valores constantes que promediaron 40% de contenido en el sedimento. Al igual que los carbonatos, aunque estos últimos tendieron a disminuir levemente en este período en comparación a la zona I tomando valores promedio de 2.5%. Con el mismo comportamiento se observa el contenido de P que presentó sin variaciones, los valores más bajos del perfil sedimentario alcanzando los 0,3 mg/ml. Y el contenido de partículas de charcoal es igualmente bajo en este período, con tendencia a disminuir a medida que se acerca al límite superior de la zona, tomando incluso valores de 0 en algunos centímetros y teniendo un promedio de partículas de $1,6 \text{ par} \cdot \text{cm}^{-1} \cdot \text{año}^{-2}$.

A grandes rasgos, los pigmentos fotosintéticos en esta zona presentan *peaks* y decrecimientos de manera constante. La concentración de carotenoides y de diatoxantina tuvieron puntos coincidentes alcanzando valores máximos en esta zona de 0,57 ug/ml y 0,45 ug/ml. Mientras que la concentración de clorofila α tuvo constantes fluctuaciones y presentó una leve disminución a medida que se acerca a la superficie tomando un valor máximo de 1,9 ug/ml.

Zona III (25 - 10 cm; 1556 – 1925 AD)

Es en esta zona en la que vemos las mayores variaciones en la mayoría de los parámetros ya que algunos valores aumentaron de manera notoria mientras que otros se mantuvieron.

En esta ocasión la SM tuvo tendencia a aumentar a medida que se acerca a la superficie, alcanzando valores hasta los $3,5 \times 10^{-8}$ SI. Mientras que la MO alcanzó sus valores máximos en esta zona con un *peak* que llegó al 50% de contenido en el centímetro 14 (1881 AD) y posterior a este presentó una tendencia a la baja llegando al 27% en el centímetro 10. En el contenido porcentual de carbonatos existió un comportamiento similar, aumentando hasta alcanzar su valor máximo que es de 3,0% y a medida que va hacia la superficie se observa levemente un decrecimiento del porcentaje. El P total aumentó de manera constante y sin mayores fluctuaciones en este período desde 0,4 mg/ml hasta 0,8 mg/ml. Si bien la SiB fue disminuyendo desde la zona anterior, en el centímetro 21 retomó su tendencia a aumentar hasta el fin de esta zona alcanzando un valor aproximado de 2,5 mg/l. El charcoal, que venía en disminución desde la zona II, alcanzó sus valores máximos en esta zona con 22 a 68 $\text{par} \cdot \text{cm}^{-1} \cdot \text{año}^{-2}$ culminando el período con partículas a la baja.

Es también este período uno de alzas importantes para los contenidos fotosintéticos alcanzando sus valores máximos dentro de todo el perfil sedimentario. Fue necesario de hecho, quitar tres centímetros en los que los valores fueron tan altos que no permitían observar de manera clara la tendencia general de los fotopigmentos. La concentración de clorofila α llegó a los 0,58 $\mu\text{g/ml}$ como valor máximo y luego disminuyó hasta incluso 0,2 $\mu\text{g/ml}$ en el fin del período. Mientras que la concentración de los carotenoides y de la diatoxantina alcanzaron valores máximos de 1,39 $\mu\text{g/ml}$ aproximadamente, y comportándose de manera similar tanto en el alza como en la disminución de su concentración al terminar el período.

Zona IV (10 - 0 cm; 1925 - 2022 AD)

En este período que representa los tiempos más actuales, vemos como el comportamiento de la mayoría de los parámetros, incluyendo la concentración de los fotopigmentos, tendieron a la baja hasta la actualidad. Aunque es necesario recalcar la contrariedad en la SM y el contenido de P total, ya que estos dos parámetros presentan una clara tendencia a aumentar e incluso alcanzar sus valores máximos en este período.

Para detallar, la SM presentó un aumento leve hasta el centímetro 8 (1942 AD) y desde este punto es cuando se da cuenta de un salto drástico alcanzando un valor máximo de 25,5 SI. Por su parte, el contenido de P total también aumentó de manera progresiva hasta alcanzar su *peak* de 1,5 mg/ml en el centímetro 2. Muy por el contrario, en el contenido de MO vemos como, luego de alcanzar su *peak* en la zona anterior, éste disminuyó de manera considerable, marcando los valores más bajos de todo el perfil sedimentario con un 22,5%. Al igual que el contenido de carbonatos, es en esta zona que alcanzó sus valores más bajos, siendo 1,23% el valor mínimo cerca de la superficie del core. Si bien, la SiB venía en aumento desde la zona anterior, cerca del centímetro 8 su contenido disminuye de manera abrupta, alcanzando también los valores más bajos de todo el perfil (1,0 mg/l), aunque llama la atención el aumento hasta los 2,4 mg/ ya en la superficie. Finalmente, el charcoal también mostró tendencia constante a la disminución alcanzando sus valores mínimos dentro del perfil (0 a 3 $\text{par}\cdot\text{cm}^{-1}\cdot\text{año}^{-2}$).

Las concentraciones de los pigmentos siguen un comportamiento similar, de disminución y valores que fluctuaron dentro de un pequeño rango de valores, que son bajos. Por ejemplo, la concentración de clorofila fue baja en este punto, con valores que van desde los 0,07 ug/ml a 0,18 ug/ml. Mientras que la concentración de carotenoides y la de diatoxantina, fluctuaron entre los 0,3 ug/ml a 0,4 ug/ml.

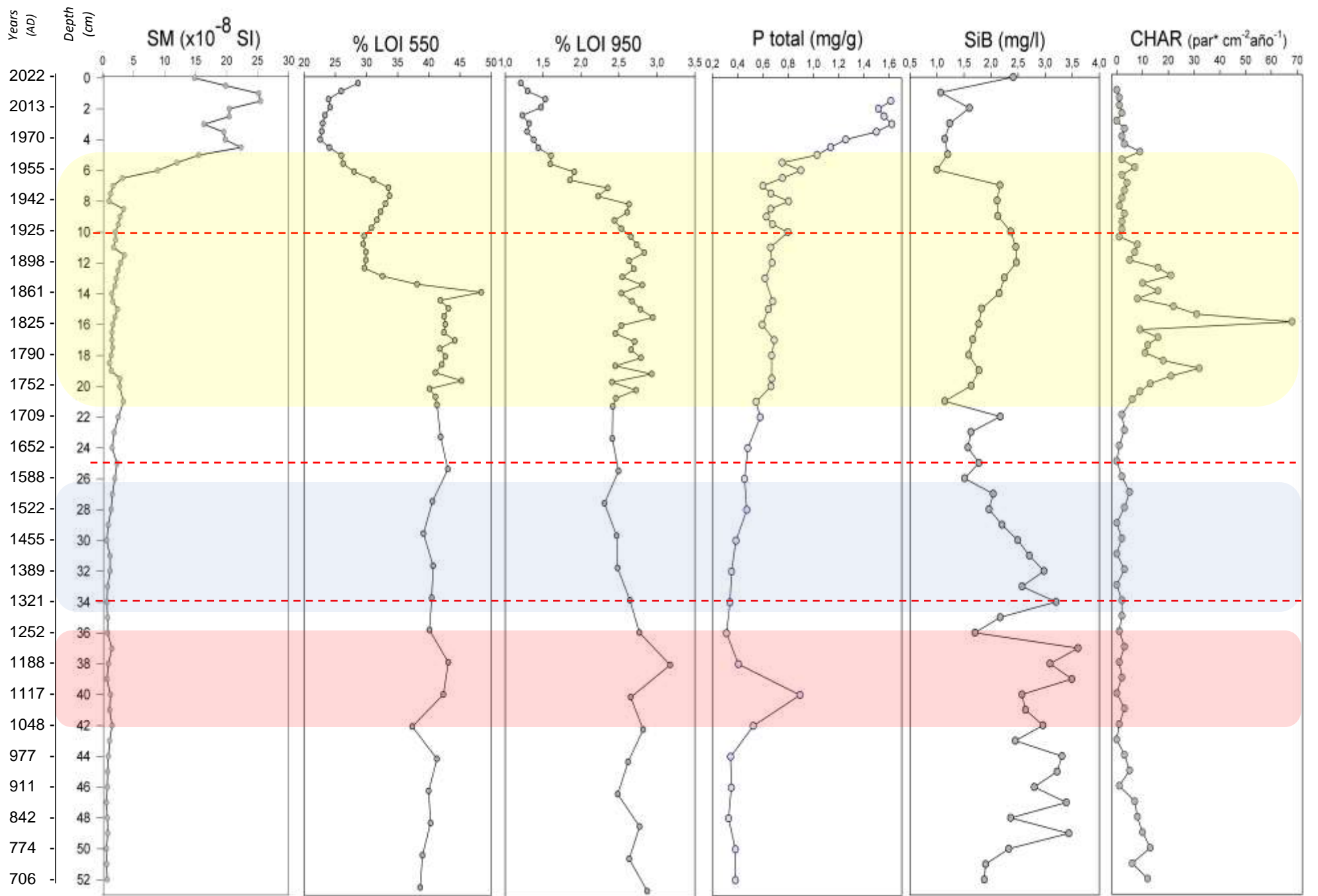


Fig. 10. Perfil estratigráfico de parámetros sedimentológicos Lago Maldonado (2022)

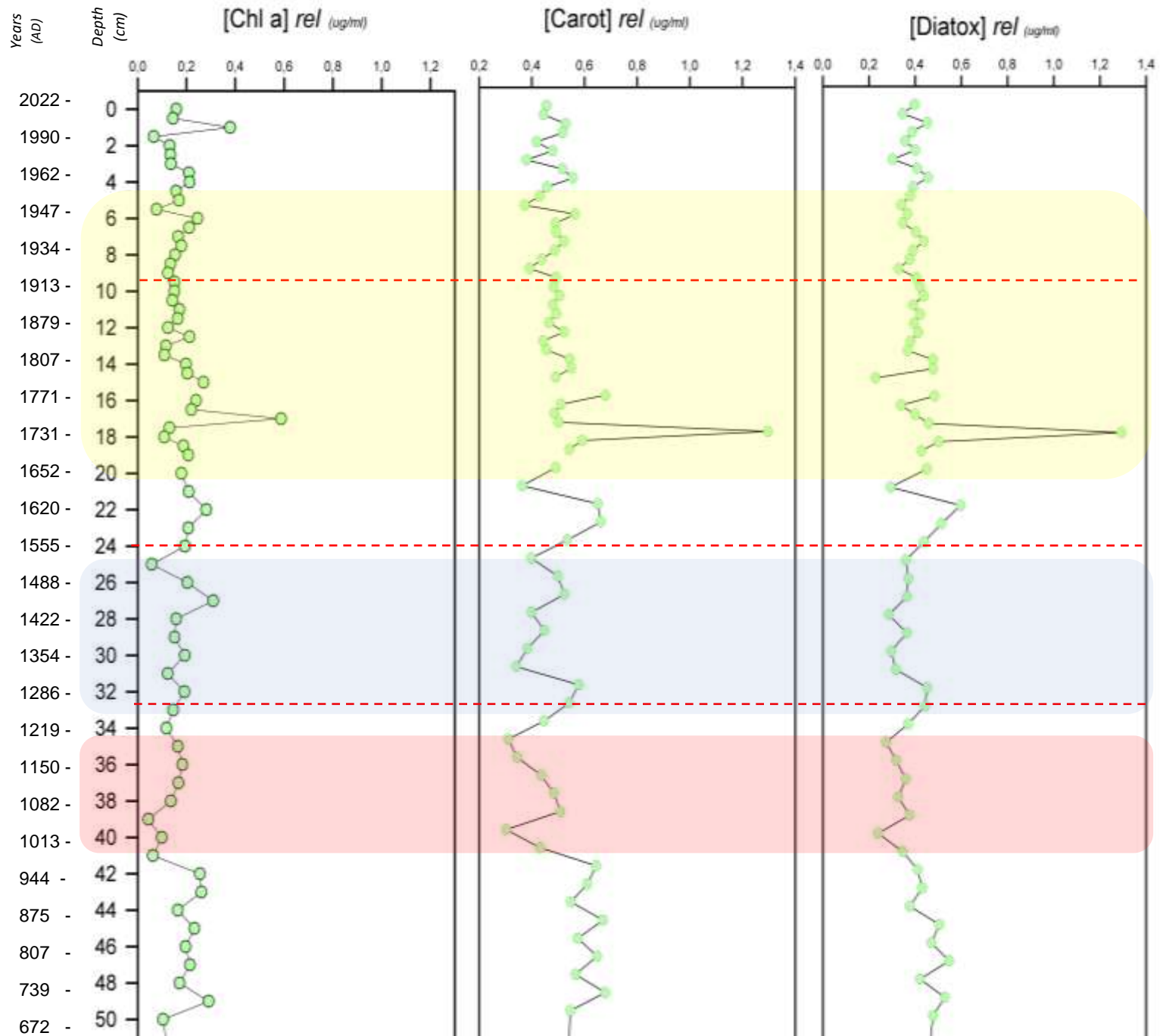


Fig. 11. Pigmentos fotosintéticos a lo largo del core de Lago Maldonado. *Chl a*: *Clorofila a*; *Carot*: *Carotenoides*; *Diatox*: *Diatoxantina*.

4.3. ANÁLISIS DIATOMOLÓGICOS

En las muestras analizadas, se identificaron 13 especies que representan las comunidades de diatomeas: *Achnanthydium minutissimum*, *Discostella stelligera*, *Pantocsekiella ocellata*, *Pseudostaurosira brevistriata*, *Punctastriata lancettula*, *Staurosirella neopinnata*, *Planothidium sp*, *Cocconeis sp*, *Navicula schadei*, *Sinedra sp*, *Asterionella sp*, *Aulacoseira granulatta* y *Staurosira construens*. Entre ellas, *P. brevistriata*, *S. construens* y *S. neopinnata* fueron las especies más abundantes a lo largo del perfil sedimentario. Mientras que aquellas especies con abundancia relativa < 2% no fueron consideradas en la interpretación.

Mediante el análisis CONISS, se pudo establecer cuatro zonas principales en los últimos 1300 años. A continuación, se presentan las representaciones de estas zonas:

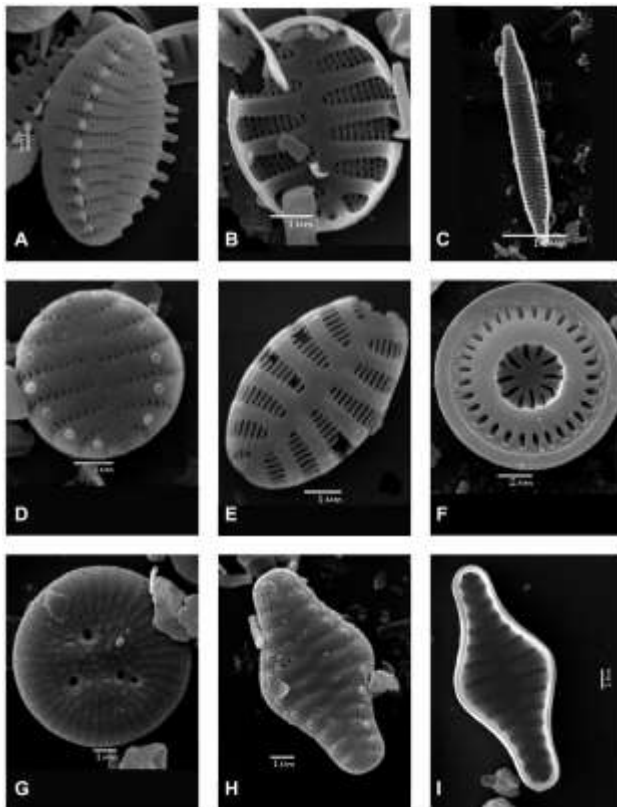


Figura 12. Diatomeas sedimentarias de Lago Maldonado fotografiadas en microscopio electrónico de barrido.

- A, D, H, I.** *Staurosira* sp.
- B.** *Punctastriata lancettula*
- C.** *Pseudostaurosira brevistriata*.
- E.** *Staurosirella neopinnata*.
- F.** *Discostella stelligera*.
- G.** *Pantocsekiella ocellata*.

Zona I (50 - 34 cm; 706 - 1252 AD)

En esta zona se aborda el período más antiguo, durante el cual destacó la presencia predominante de *Staurosira construens* y *Punctastriata lancettula*, con valores máximos de abundancia con 45.7% y 54.5%, respectivamente. Sin embargo, es importante destacar que, a medida que aumentó la presencia de *Staurosira construens*, se observa una disminución en la abundancia de *Punctastriata lancettula* durante el intervalo temporal de los años 706 a 1048 AD. Por otro lado, se evidenció que *Achanntidium minutissimum* mantiene una baja abundancia durante este período, aunque empieza a incrementarse a partir del año 1013 AD. *Pseudostaurosira brevistriata* actuó de igual manera en esta zona, una llamativa baja abundancia que al llegar al centímetro 38 (año 1082 AD) incrementó a un 38% aproximadamente. *Pantocsekiella ocellata* no estuvo presente en este período de tiempo.

Zona II (34 - 25 cm; 1252 - 1556 AD)

Durante este período, se observó un notorio aumento en la abundancia de *Pseudostaurosira brevistriata* alcanzando su valor máximo en el perfil con un 50,9% en el año 1252 AD. y un 50,8% en el año 1455 AD. En contraste, se registró una gran disminución en la abundancia de las otras especies (*Staurosira construens* y su variante, *Staurosirella neopinnata*, *Punctastriata lancettula* y *Discostella stelligera*) alcanzando los valores más bajos dentro de todo el perfil, mientras que la abundancia de *Pantocsekiella ocellata* al igual que el período anterior, es 0.

Zona III (25 - 10 cm; 1556 – 1925 AD)

En esta zona, destacó *Staurosirella neopinnata* la cual exhibió su máxima prevalencia alcanzando un *peak* de abundancia de 18,5% en el año 1652 AD. Del

mismo modo, se observa un leve aumento en la abundancia de *Staurosira construens* entre los centímetros 18 y 14. La variedad *venter* en el período anterior marcó sus valores mínimos de abundancia, pero en este período se visualiza cómo aumentó de manera progresiva, marcando su valor de abundancia máximo en el año 1790 AD. Muy por el contrario, *Pseudostaurosira brevistriata* experimentó una disminución constante durante este período, después de registrar sus valores más altos en la zona anterior. En esta zona en particular, emerge en el registro la especie *Pantocsekiella ocellata*, que previamente no se encontraba presente, aunque sus niveles de abundancia hasta el momento siguen siendo relativamente bajos, inferiores al 1%. *Punctastriata lancettula* por su parte, fluctuó constantemente a lo largo de este período, teniendo dos pequeños *peaks* entre los centímetros 20 y 17.

Zona IV (10 - 0 cm; 1925 - 2022 AD)

En esta zona, la cual representa el período más actual, podemos ver más cambios en la abundancia de diatomeas. En el año 1947 AD, se registró un aumento significativo de la especie *Punctastriata lancettula*, alcanzando su máxima abundancia relativa de aproximadamente el 58,6%. Sin embargo, a partir del año 1948 AD hasta el 2022 AD, se observa una disminución en su abundancia. La abundancia de *Pseudostaurosira brevistriata* da continuidad a su disminución proveniente desde la Zona III hasta alcanzar su mínimo en el año 1948 AD. En el caso de *Staurosira construens* var. *venter*, observamos que, si bien fluctúa, mantiene su aumento hasta el centímetro 10 y, posteriormente, disminuye suavemente hasta alcanzar la superficie de la zona. *Staurosira construens* mantuvo su aumento de abundancia de manera constante pese a las pequeñas fluctuaciones hasta llegar al centímetro 0.

Por el contrario, *Pantocsekiella ocellata* presentó un notorio aumento en su abundancia en el centímetro 2 (1990 AD) alcanzando un 30%, mientras que

Discostella stelligera tiene un incremento en el año 1947 alcanzando también su máxima abundancia con un 9,8% en el año 1990 AD.

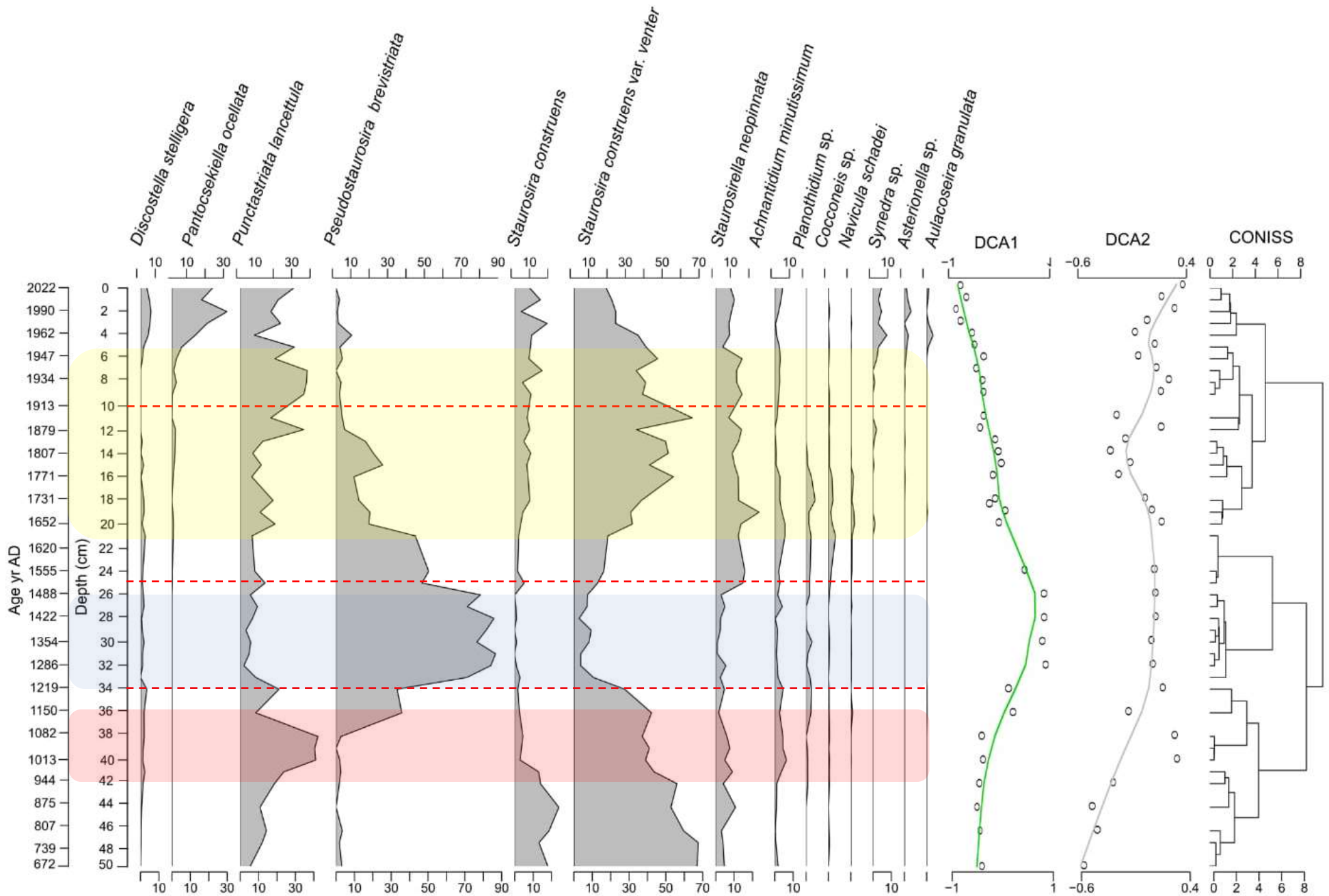


Figura 13. Diagrama de abundancias relativas de diatomeas microfósiles del Lago Maldonado (> 2%), ordenación DCA1 y análisis de agrupamiento mediante el método CONISS.

4.4. ANÁLISIS DE DATOS - Relación entre diatomeas y los parámetros fisicoquímicos

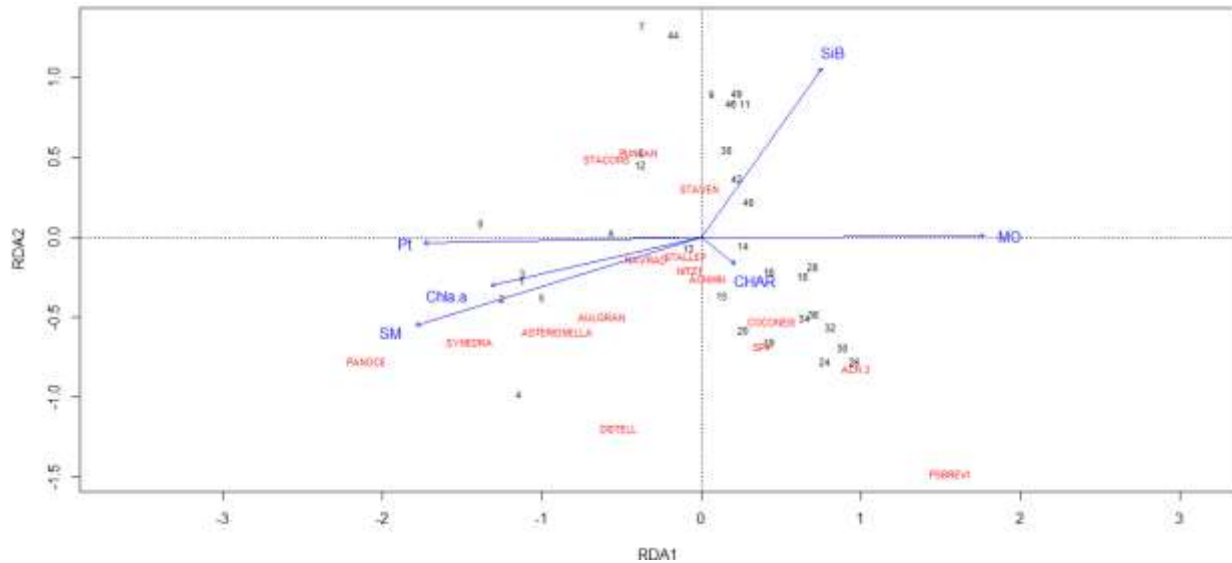


Fig. 14.- RDA-triplot de sitios, diatomeas y parámetros fisicoquímicos basadas en los dos primeros ejes (SM: Susceptibilidad magnética; MO: Materia orgánica; CHAR: Charcoal; Pt: Fósforo total y SiB: Sílice Biogénica). Los sitios se muestran en negro, las especies rojo y los parámetros fisicoquímicos en azul.

En el análisis multivariado, el resultado del DCA mostró una longitud de gradiente de especies de diatomeas de 1,62 unidades de desviación estándar (desde ahora SD) para el primer eje y 0,91 unidades SD para el segundo eje, los cuales al ser menores de 3 unidades SD, se aplica el método de ordenación Análisis de redundancia (RDA).

El primer eje (RDA1) explica un 56.64% de la varianza total en los datos, mientras que el segundo eje explica un 23.73%. Por lo tanto, los cambios de los parámetros fisicoquímicos representaron el 80.46% de la variabilidad de la comunidad de diatomeas. Es posible determinar que la Susceptibilidad magnética es el parámetro que más influyó en la comunidad de diatomeas, seguido por la Sílice biogénica y Materia orgánica. Mientras que las partículas de charcoal es el parámetro que menos influencia tuvo sobre la comunidad de

diatomeas, a excepción de las especies *Cocconeis* sp y *Pseudostaurosira brevistriata*. Finalmente, las relaciones entre las diatomeas y los parámetros fisicoquímicos reflejadas en los datos fueron significativas (**valor p= 0.001**), siendo evaluadas mediante las pruebas de permutación de Monte Carlo.

5. Discusión

Dado los resultados que entregó esta investigación, se logró determinar fluctuaciones tanto en la comunidad de diatomeas y su relación con el contenido de materia orgánica (LOI 550), carbonatos (LOI 950), sílice biogénica (SiB), partículas de charcoal (CHAR), fósforo total (Pt), susceptibilidad magnética (SM), y de tres pigmentos fotosintéticos: clorofila a (Chla), diatoxantina (Diatox) y carotenoides (Carot), a lo largo del perfil sedimentario del Lago Maldonado, permitiéndonos interpretar variaciones en la productividad a través de los años como consecuencia de eventos de incendio y de cambios climáticos.

En el lago Maldonado existe una pobre diversidad en la comunidad de diatomeas que, principalmente, está compuesta de especies ticoplanctónicas y pocas especies planctónicas. La comunidad estuvo caracterizada por la presencia dominante de *Staurosira construens* var. *venter* y *Punctrastriata lancettula*, diatomeas ticoplanctónicas típicas de aguas alcalinas mesotróficas. Además, las especies ticoplanctónicas como *Pseudostaurosira brevistriata* y *Staurosirella neopinnata*, son comunes en entornos mesotróficos con niveles moderados de nutrientes (Velez et al., 2021). Estos géneros también se encuentran en lagos poco profundos e inestables con un clima frío y seco (Cvetkoska et al., 2014). Estas características coinciden con las condiciones predominantes de estado trófico y clima en este sistema lacustre, lo que podría explicar la reducida diversidad diatomológica observada en el lago.

5.1. Interpretación de paleozonas.

En la zona I, que corresponde al período más antiguo (**706 - 1252 AD**), es posible observar valores bajos de susceptibilidad magnética y partículas de charcoal, mientras que, el contenido materia orgánica, carbonatos, pigmentos fotosintéticos y sílice biogénica alcanzan, en promedio, valores altos.

Por otro lado, llama la atención un *peak* solitario de fósforo total en esta zona, entre los años 1000 – 1200 AD, que se relaciona con el contenido de materia orgánica, sílice biogénica y con un incremento de abundancia de *Punctastriata lancettula*, *Staurosira construens* var *venter*, *Discostella stelligera*, *Navicula schadei* y *Achnanthis minutissimum*. Pese a su baja abundancia, *A. munitissimum* y *N. schadei*, son diatomeas que se distribuyen en una variedad de condiciones ecológicas pero que prosperan en lagos oligotróficos y con baja conductividad. (Tasmin & Rana 2023). Esto las convierte en buenos indicadores de agua alcalina, de un aumento de materia orgánica y de la eutrofización del cuerpo de agua (Gómez & Licursi 2001; Segura-García et al. 2010). Mientras que *P. lancettula* y *S. construens venter* son especies ticoplanctónicas que no son consideradas buenos indicadores de la calidad del agua debido a su amplia tolerancia a las concentraciones de nutrientes (Bennion et al. 2001, Sayer 2001, Schmidt et al. 2004).

La relación de estas especies de diatomeas con los parámetros fisicoquímicos en este período de tiempo permite interpretar la ocurrencia de un *peak* en la productividad propia del lago, vale decir, que no fue producto de una actividad o evento antrópico si no de las condiciones climáticas acontecidas. Esto pudo ser provocado por una disminución del nivel de agua de lago o debido a las condiciones cálidas y secas del ambiente, y que, incrementaron la concentración de nutrientes en el lago favoreciendo el aumento de estas especies de diatomeas (Michelutti et al., 2020).

En la zona II (1252 - 1556 AD) el contenido de los parámetros no varía de manera importante en comparación al período anterior, sin embargo, continúa disminuyendo constantemente en el contenido de sílice biogénica, sumada a una leve disminución de carbonatos y pigmentos fotosintéticos. También se registra un número de partículas de charcoal bajo, con tendencia a disminuir a medida que se acerca al límite superior de la zona, tomando valores de 0 en algunos centímetros y teniendo un promedio de partículas de $1,6 \text{ par} \cdot \text{cm}^{-1} \cdot \text{año}^{-2}$. Por el contrario, la susceptibilidad magnética aumenta de manera discreta hasta los $2,3 \times 10^{-8}$ SI al igual que la materia orgánica y el fósforo total aumentan levemente. Estos resultados coinciden con la disminución en la abundancia de las especies dominantes de diatomeas en el período anterior, y destaca por el aumento drástico de *P. brevistriata* alcanzando sus valores más altos con un 80% de abundancia dentro del perfil sedimentario. Con estos antecedentes, se descartan eventos de incendios y se interpreta como una respuesta a un fenómeno climático, puesto que se evidencia una baja de abundancia de diatomeas respaldada por la disminución de sílice biogénica y pigmentos fotosintéticos, además el hecho que el resto de parámetros fisicoquímicos no variaron de gran manera podría explicarse por un cambio en el equilibrio entre la precipitación y la evaporación del lago provocado por períodos prolongados de lluvia, lo que explicaría la disminución del contenido de carbonatos que entre otros, es un indicio de evaporación del agua, es decir, a mayor temperatura, existe una mayor evaporación del agua y por lo tanto, bajo esta última condición, genera más concentración de sales en el lago (Álvarez et al. 2020). Mientras que el aumento significativo de *P. brevistriata* en lago Maldonado se explicaría por su comportamiento ticoplanctónico, esto quiere decir que, las condiciones de turbulencia y de fuertes vientos, la arrastran y resuspenden constantemente dentro de la columna de agua (Hobbs et al, 2020). Al mismo tiempo, el género *Pseudostaurosira* prolifera en aguas poco salinas y con baja conductividad (Cooper 1995), por lo que pudo modificarse la composición y concentración iónica (salinidad) del agua (Fritz et al., 1999), escenario que se habría dado en condiciones de intensas lluvias. Las características anteriores podrían adjudicarse a la LIA, fenómeno climático en el cual predominaron las bajas

temperaturas y lluvias provocando que la productividad del lago disminuyera desde la zona I hasta el término de la zona II.

Es en la zona III (**1556 – 1925 AD**) donde observamos peaks de la mayoría de los parámetros que indican una relación directa con el contenido de charcoal en este período de tiempo. La cantidad de partículas de charcoal toma valores máximos en esta zona, alcanzando las 68 partículas por centímetro, lo cual es indicio evidente de eventos sucesivos de incendios. Esto podría explicarse, según la literatura, por la colonización del territorio de Aysén para adquirir terrenos útiles para la ganadería, además de un incendio de grandes proporciones generado de manera accidental por exploradores durante el año 1897 (Steffen, 1909). Conjuntamente, George Muster (1911) registra actividades habituales de quema por parte de Tehuelches quienes usaban el fuego como una herramienta auxiliar en la caza de guanacos (*Lama guanicoe*) y ñandúes (*Pterocnemia pennata*), lo que podría haber alterado de esta manera el ingreso de nutrientes y minerales al lago resultando en un aumento en el contenido de materia orgánica, carbonatos, pigmentos fotosintéticos y fósforo total. De esta manera, es posible interpretar que en este período de tiempo la productividad del lago aumenta gracias a la temperatura ambiental como por el ingreso de nutrientes. Esto explica la notable disminución de *P. brevistriata*, diatomea indicadora de ambiente oligotrófico.

Por último, el período más actual, corresponde a la paleozona IV (**1925 - 2022 AD**) y destacan el fuerte aumento de la susceptibilidad magnética y del fósforo total, así como también, la drástica disminución de la materia orgánica, carbonatos, sílice biogénica y charcoal. El comportamiento de la susceptibilidad magnética está relacionado con la erosión en la cuenca hidrográfica ocasionada por los mayores incendios de bosques en los inicios del siglo XX en los cuales se consumieron alrededor de 3.000.000 hectáreas en la región de Aysén (Grosse, 1974; Gajardo, 1994; Ortega & Brüning, 2004; Donoso & Otero, 2005; Martinic, 2005; Otero, 2006; Quintanilla, 2008; Torres-Gómez et al., 2009). En respuesta a esta perturbación las

diatomeas ticoplanctónicas dominantes de lago Maldonado disminuyen, mientras que aumentan los géneros planctónicos como *Discostella stelligera* y *Pantocsekiella ocellata*. Por su parte, *P. ocellata* es una especie tolerante a la erosión e indicadora de aguas con baja cantidad de minerales y materia orgánica lo que explicaría su incremento. Mientras que *D. stelligera*, la cual estuvo ausente por lo menos en dos períodos, en estos años aumenta en abundancia respondiendo a la baja conductividad del agua. Por último, la presencia en este período de *Synedra* sp refleja un ambiente lacustre con mucha turbidez (Maraslioglu et al.2020)

Los parámetros fisicoquímicos desde 1925 AD se vieron alterados considerablemente disminuyendo el contenido de los componentes que reflejan una posible variación de la productividad, por lo tanto, en este último período es posible determinar que la productividad del lago fue menor que en el resto de los períodos estudiados.

Las respuestas de los diferentes parámetros son similares a los presentados por Valenzuela (2014), en donde evidenciaron cambios en el ensamble de quironómidos de Lago Maldonado en un periodo coincidente con el de este estudio. Además, lo anteriormente planteado concuerda con los estudios previos en Patagonia Norte que evaluaron el efecto de los incendios en el siglo XX en comunidades de diatomeas (Mendoza et al., 2014) y en ensambles de quironómidos en Lago Thompson y Burgos (Araneda et al., 2013).

Lo recopilado y analizado en esta investigación, nos permite confirmar que la productividad del Lago Maldonado durante este período de tiempo sí varió respondiendo a condiciones climáticas y a incendios viéndose reflejada en la comunidad de diatomeas. Por lo tanto, la hipótesis nula (la productividad no varía) se rechaza según el valor estadístico de p (<0.001), lo que sugiere que el modelo RDA es significativo en términos estadísticos.

6. Conclusión

La condición mesotrófica y la baja diversidad de la comunidad de diatomeas del lago Maldonado nos permitió evidenciar cambios en la productividad durante los últimos ~1300 años de una manera clara ante cambios abruptos de temperatura y eventos de incendios ocurridos en la Patagonia, factores de cambios considerados de los más importantes para la actividad biológica del cuerpo lacustre.

El registro sedimentario del lago reveló cambios en la comunidad de diatomeas en respuesta a las variaciones de los indicadores fisicoquímicos durante los últimos la cual respondió de manera clara a las forzantes climáticas evidenciadas en la paleozona I y en la paleozona II (LIA), y a los eventos de incendio ocurridos entre los años 1700 a 1940 AD (paleozona III y IV), reflejando variaciones en la productividad del lago Maldonado y proporcionándonos, además, una perspectiva de cómo estas comunidades de diatomeas podrían afrontar situaciones/condiciones similares a futuro. Estos hallazgos respaldan la comprensión profunda de la interacción entre las diatomeas y su entorno fisicoquímico, fundamentando así la base de nuestro análisis limnológico y bioestadístico.

Finalmente, la realización de investigaciones en lagos patagónicos resulta relevante para incrementar el conocimiento sobre la ecología de la biota diatomológica, enriqueciendo esta herramienta paleo, además de guiarnos a comprender las consecuencias ambientales que pueden reflejarse en estos ecosistemas. Así mismo, desarrollar un enfoque multi-proxy complementa investigaciones científicas sobre el lago Maldonado y la Patagonia durante las últimas décadas, y da señales sobre las condiciones pasadas a escala de siglos y milenios.

7. Bibliografía

- ÁLVAREZ, D., PEDREROS, P., DELGADO, V, URRUTIA, R. 2020. Evaluando el impacto de la contaminación antrópica en los sistemas lacustres. 40.
- ANIYA, M., ENOMOTO, H. 1986. Glacier variations and their causes in the Northern Patagonian Icefield, Chile since 1944. *Arctic Alpine Res* 18:307–316.
- ARANEDA, A., TORREJÓN, F., AGUAYO, M., TORRES, L., CRUCES, F., CISTERNAS, M., URRUTIA, R. 2007. Historical records of San Rafael glacier advances (North Patagonian Icefield): another clue to ‘Little Ice Age’ timing in southern Chile? *The Holocene* 17,7 (2007) pp. 987–998.
- ARANEDA, A., TORREJÓN, F., AGUAYO, M., ALVIAL, I., MENDOZA, C., URRUTIA, R. 2009. Historical records of Cipreses glacier (34°S): combining documentary-inferred ‘Little Ice Age’ evidence from Southern and Central Chile. *The Holocene*. 19(8):1173-1183.
- ARANEDA, A., JANA, P., ORTEGA, C., TORREJÓN, F., BERTRAND, S., VARGAS, P., URRUTIA, R. 2013. Changes in sub-fossil chironomid assemblages in two Northern Patagonian Lake systems associated with the occurrence of historical fires. *Journal of Paleolimnology*, 50(1), 41–56. doi:10.1007/s10933-013-9703-0
- ARCHE, A. 2010. Sedimentología: Del Proceso Físico a La Cuenca Sedimentaria. Editorial CSIC-CSIC Press. ISBN: 978-84-00-09145-3
- ARIZTEGUI D., CHONDROGIANNI, C., LAMI, A., GUILIZZONI, P., LAFARGUE, E. 2001. Lacustrine organic matter and the Holocene paleoenvironmental record of Lake Albano (central Italy). *J. Paleolim.* 26: 283-392.
- ARNAUD, F., MAGAND, O., CHAPRON, E., BERTRAND, S., BOËS, X., CHARLET, F., & MÉLIÈRES, M. A. 2006. Radionuclide dating (^{210}Pb , ^{137}Cs , ^{241}Am) of recent lake sediments in a highly active geodynamic setting (Lakes Puyehue and Icalma—Chilean Lake District). *Science of the Total Environment*, 366(2-3), 837-850.

BATTARBEE, R. 1986. Diatom Analysis. En: Handbook of Holocene Paleocology and Palaeohydrology (Eds. Berglund, B.) pp 527-570.

BATTARBEE, R. 2000. Palaeolimnological approaches to climate change, with special regard to the biological record. Environmental Change Research Centre, University College London, 26 Bedford Way, London.

BENNION H., APPLEBY P.G. & PHILLIPS G.L. 2001. Reconstructing nutrient histories in the Norfolk Broads, UK: implications for the role of diatom-total phosphorus transfer functions in shallow lake management. *Journal of Paleolimnology* 26: 181–204

BERNAL, J. P., BERAMENDI OROSCO, L. E., LUGO-IBARRA, K. C., & DAESSLÉ, L. W. 2010. Revisión a algunos geocronómetros radiométricos aplicables al Cuaternario. *Boletín de la sociedad geológica mexicana*, 62(3), 305-323.

BERTRAND, S., BOËS, X., CASTIAUX, J., CHARLET, F., URRUTIA, R., ESPINOZA, C.,

LEPOINT, G., CHARLIERR, B., FAGEL, N. 2005. Temporal evolution of sediment supply in Lago Puyehue (Southern Chile) during the last 600 yr and its climatic significance. *Quaternary Research* 64 163-175.

BEY, M. & ECTOR L. 2013. Atlas des diatomées des cours d'eau de la région RhôneAlpes. Tome 1 Centriques, Monoraphidées. Tome 2 Araphidées, Brachyraphidées. Tome 3 Naviculacées: 55 Naviculoidées. Tome 4 Naviculacées: Naviculoidées. Tome 5 Naviculacées: Cymbelloidées, Gomphonématoidées. Tome 6 Bacillariacées, Rhopalodiacées, Surirellacées. Direction régionale de l'Environnement, de l'Aménagement et du Logement Rhône-Alpes. Lyon, 1182pp

BJÖRCK, S., WOHLFARTH, B. 2001. 14C chronostratigraphic techniques in paleolimnology. In Last, W. M. and Smol, J. P. (eds): *Tracking Environmental Change Using Lake Sediments: Physical and Chemical Techniques*. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht. The Netherlands. 205-245.

BLAAUW, M., AQUINO-LOPEZ, M., & ANDRÉS CHRISTEN, J. 2021. Bayesian improvements to ²¹⁰Pb dating. In EGU General Assembly Conference Abstracts. pp. EGU21-1596

BLOTT, J., PYE, K. 2001. Gradistat: a grain size distribution and statistics package for the analysis of unconsolidated sediments: *Earth Surface Processes and Landforms*, 26, 1237-1248.

BOYLE, J. 2002. Mineralogical and geochemical indicator techniques. En: *Tracking environmental change using lake sediments. Vol. II Physical and geochemical methods.* (Eds. Last, W. & Smol, J.). Springer-Verlag, New York. 83-141.

BRADLEY, R.S. 1994: Perspectives on the climate of the last 500 years. In Nesmé-Ribes, E., editor, *The solar engine and its influence on terrestrial atmosphere and climate.* Springer-Verlag, 437–48.

BRADLEY, R.S. 2000: Climate paradigms for the last millenium. *PAGES Newsletters* 8, 2–3.

BRENNER, M., WHITMORE, T. J., CURTIS, J. H., & HODELL, D. A. 1999. Paleolimnology of the Petén lake district, Guatemala: Chronology and sedimentation. *Journal of Paleolimnology*, 21(1), 3-14.

BROWN, J.H., GILLOLY, J., ALLEN, A.P., SAVAGE, V., WEST, G. 2004. Toward a metabolic theory of ecology. *Ecology*, 85: 1771-1789.

CABALLERO, M., VALADEZ, F., RODRIGUEZ, A. 2013. Paleolimnología: cómo descifrar la historia de los lagos y su entorno a partir de sus sedimentos. *Paleontología Mexicana*. 3(1). 27-36.

CAMPOS, H., STEFFENS, W., AGÜERO, G., PARRA, O., ZÚÑIGA, L. 1992. Limnology of Lake Ranco, Chile. *Limnológica* 22:337–353.

CIOCCALE, M.A. 1999: Climatic fluctuations in the central region of Argentina in the last 1000 years. *Quaternary International* 62, 35–47.

COVIAGA, C., RIZZO, A., PÉREZ, P., DAGA, R., POIRÉ, D., CUSMINSKY, G., RIBEIRO GUEVARA, S. 2017. Reconstruction of the hydrologic history of a shallow Patagonian steppe lakeduring the past 700 yr, using chemical, geologic, and biological proxies. *Quat. res.* 87:208–226.

CONAMA. 2004. Guía para el establecimiento de las normas secundarias de calidad ambiental para aguas continentales superficiales y marinas. Gobierno de Chile. Santiago. 18 pp.

CONLEY, D. J., PAERL, H. W., HOWARTH, R. W., BOESCH, D. F., SEITZINGER, S. P., HAVENS, K. E. 2009. Controlling eutrophication: nitrogen and phosphorus. *Science*, 323(5917), 1014-1015.

COOPER, S.R. 1995. Diatoms in sediment cores from the mesohaline Chesapeake Bay, USA. *Diatom Research* 10: 39-89.

CVETKOSKA, A., LEVKOV, Z., REED, J. M., & WAGNER, B. 2014. Late Glacial to Holocene climate change and human impact in the Mediterranean: The last ca. 17ka diatom

record of Lake Prespa (Macedonia/Albania/Greece).

Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 406, 22-32. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2014.04.010>

DAGA, R., GUEVARA, S. R., POIRE, D. G., & ARRIBÉRE, M. 2014. Characterization of tephtras dispersed by the recent eruptions of volcanoes Calbuco (1961), Chaitén (2008) and Cordón Caulle Complex (1960 and 2011), in Northern Patagonia. *Journal of South American Earth Sciences*, 49, 1-14.

DALTON C., BIRKS, H., BROOKS, S., CAMERON, S., EVERSHERD R., PEGLAR, P., SCOTT, J., THOMPSON, R. 2005. A Multi-proxy study of lake-development in response to catchment changes during the Holocene at Lochnagar, north-east Scotland. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 221:175-201.

DAPPLES, F. 2002. Paleolimnological evidence for increased landslide activity due to forest clearing and land use since

3600 cal BP in the western Swiss Alps, *Journal of Paleolimnology*, 27, pp. 239-248.

DARLEY, W.M. 1987. *Biología de las Algas, Enfoque Fisiológico*. México: Ed. Limusa.

DEAN, W.E. 1974. Determination of carbonate and organic matter in calcareous sediments and sedimentary rock by loss on ignition: comparison with other methods. *J. Sed. Petrology* 44:242-248.

DEE, S.G., RUSSELL, J., MORRILL, C., CHEN, Z., NEARY, A. 2018. PRYSM v2.0: A Proxy System Model 297 for Lacustrine Archives. *Paleoceanography and Paleoclimatology* 33:1250–1269.

DILLON, M.E., WANG, G., HUEY, R. 2010. Global metabolic impacts of recent climate warming. *Nature*, 467: 704- 788.

DGA. 2014. *Inventario público de cuencas hidrográficas y lagos*. Ministerio de Obras públicas. Gobierno de Chile.

http://www.dga.cl/administracionrecursoshidricos/inventario_cuencas_lagos/Paginas/default.aspx. Revisado el 04/06/2019.

DONOSO, P., OTERO, L. 2005. Hacia una definición de país forestal: ¿dónde se sitúa Chile? *Bosque*, vol. 26, N° 3, p. 5-18.

ESCANDELL, A., ESPINOSA, M.A. 2009. Diatomeas como indicadoras de variaciones de salinidad durante el Holoceno tardío en el río Negro, Patagonia Norte, Argentina. 9.

ESPER, J., COOK, E. AND SCHWEINGRUBER, F.H. 2002: Low-frequency signals in long tree-ring chronologies for reconstructing past temperature variability. *Science* 295, 2250–53.

ESPINOSA, M.A., DE FRANCESCO, C., ISLA, F.I., 2003. Paleoenvironmental reconstruction of Holocene coastal deposits from the Southeastern Buenos Aires province, Argentina. *J. Paleolimnol.* 29 (1), 49–60.

ESPINOSA, M.A. 2008. Diatoms from Patagonia and Tierra del Fuego, p. 383–392 In: *Developments in Quaternary Sciences*, Elsevier

ESTEVEZ, F. 1998. Fundamentos de Limnología. Rio de Janeiro: Ed. Interciência Ltda.

FAGEL, N., PEDREROS, P., ALVAREZ, D., TYLMANN, W., NAMUR, O., DA SILVA, A. C., JANA, P., ARANEDA, A., BILLY, I., SCHMIDT, S., & URRUTIA, R. 2021. Last millennium climate variability of the varved Lake Jeinimeni geochemical record from NE Chilean Patagonia. *Quaternary Science Reviews*, 269, 107134. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2021.107134>

FRITZ, S. C., CUMMING, B. F., GASSE, F., & LAIRD, K. R. 1999. Diatoms as indicators of hydrologic and climatic change in saline lakes. En E. F. Stoermer & J. P. Smol (Eds.), *The Diatoms* (pp. 41-72). Cambridge University Press. <https://doi.org/10.1017/CBO9780511613005.004>

GAISER, E., BROOKS, M., KENNEY, W., SCHELSKE, C., TAYLOR, B. 2004. Interpreting the hydrological history of a temporary pond from chemical and

microscopic characterization of siliceous microfossils. *J. Paleolim.* 31: 63-76.

GAJARDO M. 1994. La vegetación natural de Chile. Clasificación y distribución geográfica. Santiago, Chile: Editorial Universitaria.

GARREAUD, R.D., LOPEZ, P., MINVIELLE, M., ROJAS, M., 2013. Large-scale control on the Patagonian climate. *J. Clim.* 26, 215e230. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-12-00001.1>

GIL-ÁGUILAR, J., LABASTIDA-ESTRADA, E., MINEROS-RAMÍREZ, R., RAMÍREZ-PÉREZ, E., ROMERO, R.M. 2013. Estimación de la producción primaria y biomasa del fitoplancton y su relación con algunas condiciones ambientales en la Laguna de Chautengo, Guerrero (febrero de 2009). *Revista Digital del Departamento El Hombre y su Ambiente*, 2(4): 1-16.

GÓMEZ, N., LICURSI, M. 2001. The Pampean Diatom Index (IDP) for assessment of rivers and streams in Argentina. *Aquatic Ecology* 35: 173–181.

GOÑI, R. 2000. Arqueología de momentos históricos fuera de los centros de conquista y colonización: un análisis de caso en el sur de la Patagonia. Desde el país de los gigantes. Universidad Nacional de la Patagonia austral. Río Gallegos. 283-296 pp.

GRIMM, EC. 1987. CONISS: A Fortran 77 program for stratigraphically constrained cluster analysis by the method of incremental sum of squares. *Computers and Geosciences* 13: 13-35.

GROCHOWSKA, J., WIŚNIEWSKI, G., TANDYRAK, R. 2011. Productivity of lakes varying in water mass dynamics. *Limnological Review* (2011) 11, 1: 7-13

GROSSE, A. 1974. *Visión de Aisén*. Santiago: Author's Publication.

GUILIZZONI, P., MASSAFERRO, J., LAMI, A., PIOVANO, E., RIBEIRO-GUEVARA, S., FORMICA, S., DAGA, R., RIZZO, A., GERLI, S. 2009. Palaeolimnology of Lake Hess (Patagonia, Argentina): Multi-proxy

analyses of short sediment cores. *Hydrobiologia*. 631. 289-302.

HABERZETTL, T., M. FEY, A. LUCKE, N. MAIDANA, C. MAYR, C. OHLENDORF, F. SCHABITZ, G. H. SCHLESER, M. WILLE Y B. ZOLITSCHKA 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: 283–302.

HABERZETTL, T., M. WILLE, M. FEY, S. JANSSEN, A. LUCKE, C. MAYR, C. OHLENDORF, F. SCHABITZ, G. SCHLESER Y B. ZOLITSCHKA 2006. Environmental change and fire history of southern Patagonia (Argentina) during the last five centuries. *Quaternary International* 158 (1): 72-82.

HOBBS, J. M. R., EDLUND, M. B., THEISSEN, K. M., EDMUNDSON, T., LYNCH, E., WALLICK, J., & KINNEY, M. 2020. A paleolimnological study in the comfort lake-forest lake watershed district: pase II. Final report submitted to Comfort Lake Forest Lake Watershed District. St. Croix Watershed Research Station, Science Museum of

Minnesota, Marine on St. Croix, Minnesota, 55047

HU, S.Y., DENG, C.L., APPEL, E., VEROSUB, K.L. 2002. Environmental magnetic studies of lacustrine sediments. *Chinese Science Bulletin* 47: 613–616.

HUMANE, S. S., HUMANE, S. K., & KAMBLE, S. 2019. Response of sedimentary diatoms and phytoliths to wet/ drought events since last ~ 100 years in the catchment of ghodajhari lake, chandrapur district, maharashtra: A paleolimnological approach. 11.

HUTTON, J. 1788. *Theory of the Earth, or an Investigation of the Laws observable in the Composition, Dissolution, and Restoration of land upon the Globe*. *Trans. R. Soc. Edinburgh*, 1, 209-304.

JACKSON M. 1976. *Análisis químico de suelos*. Ediciones Omega S.A. Barcelona-España. 190-253.

JAKSIC, F. M., FARIÑA, J. M. 2015. Incendios, sucesión y restauración

ecológica en contexto. *Anales del Instituto de la Patagonia*, 43(1), 23-34. <https://doi.org/10.4067/S0718-686X2015000100003>

JONES, L., BROWN, G., RAAB, L., MCVIKCAR, J., SPAULDING, W., KENNETT, D., YORK, A., WALKER, P. 1999. Environmental imperatives reconsidered: demographic crisis in Western North America during the MCA. *Current Anthropology*. 40 (2):137-176

JUGGENS, S. 2020. *Rioja: Analysis of Quaternary Science Data: R Package Versión (0.9–26)*. <https://cran.r-project.org/package=rioja>.

KARLSSON J., BYSTRÖM P., ASK J., PERSSON L., JANSSON M. 2009 Light limitation of nutrient poor lake ecosystems, *Nature* 460: 506-509.

KOCH, J., KILIAN, R. 2005: 'Little Ice Age' glacier fluctuations, Gran Campo Nevado, southernmost Chile. *The Holocene* 15, 20–28.

KREUTZ, K.J., MAYEWSKI, P.A., MEEKER, L.D., TWICKLER, M.S., WHITLOW, S.I. AND PITTALWALA, I.I. 1997: Bipolar changes in atmospheric circulation during the Little Ice Age. *Science* 277, 1294–96.

LAMB, A. L., WILSON, G. P., LENG, M. J., & GONZALEZ, S. 2006. A late Holocene paleolimnological history of Lake Titicaca, Bolivia/Peru. *Quaternary Research*, 66(1), 78-90.

LAMY, F., HEBBELN, D., RÖHL, U. AND WEFER, G. 2001: Holocene rainfall variability in southern Chile: a marine record of latitudinal shifts Alberto Araneda et al.: Historical evidence of 'Little Ice Age' variations of San Rafael Glacier, Chile 997 of the Southern Westerlies. *Earth and Planetary Science Letters* 185, 369–82.

LEGESSE D., GASSE, F., RADAKOVITCH, O, VALLET-COULOMB, C., BONNEFILLE, R., VERSCHUREN, D., GIBERT, E., BARKER, P. 2002. Environmental changes in a tropical lake (Lake Abiyata, Ethiopia) during recent centuries. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 187:233-258.

LENG, M. J., SLOANE, H. J., JONES, M. D., BARKER, P. A., & CHENERY, S. R. 2010. Isotopes in lake sediments. In *Handbook of Environmental Isotope Geochemistry* (pp. 407-435). Springer Berlin Heidelberg.

LONG, C.J. WHITLOCK, C. BARTLEINM PJ. MILLSPAUGH, SH. 1998. A 9000-year fire history from the Oregon Coast Range, based on a high-resolution charcoal study. *Can J For Res* 28:774–787

LUCKMAN, B.H., VILLALBA, R. 2001: Assessing the synchronicity of glacier fluctuations in the Western Cordillera of the Americas during the last millennium. In Markgraf, V., editor, *Interhemispheric climate linkages*. Academic Press, 119–40.

LÜNING, S., GALKA, M., BAMONTE, F. P., RODRÍGUEZ, F. G., & VAHRENHOLT, F. 2019. The Medieval Climate Anomaly in South America. *Quaternary International*, 508, 70-87.

<https://doi.org/10.1016/j.quaint.2018.10.041>

LUPO, L., KULEMEYER, J., TORRES, G., OXMAN, B., & SCHITTEK, K. 2018. Paleoecología del Cuaternario tardío de la Puna del Noroeste argentino. *La Puna argentina*, 54.

LYNCH JA., CLARK JS., BIGELOW NH., EDWARDS ME., FINNEY BP. 2003. Geographic and temporal variations in fire history in boreal ecosystems of Alaska. *J Geophys Res* 108:8-1–8-17.

MANN, M.E. 2001: Little Ice Age. In MacCracken, M.C. and Perry, J.S., editors, *The Earth system: physical and chemical dimensions of global environmental change*. John Wiley & Sons. Ltd, 504–509.

MARASLIOGLU, F., SOYLU, E. N., AVSAR, U., & HUBERT-FERRARI, A. 2020. Evaluation of ecological changes in lake hazar (Elazig, Turkey) using diatom-based paleolimnological techniques. *Fresenius Environmental Bulletin*, 29(12)

MARKGRAF, V., WHITLOCK, C., HABERLE, S. 2007. Vegetation and fire history during the last 18000 cal year B.P. in Southern

Patagonia: mallín Pollux, Coyhaique, Province Aysén (45410 3000 S, 71500 3000 W, 640 m elevation). *Palaeogeogr Palaeocl* 254:492–507.

MARTINIC, M. 2005. *De la Trapananda al Aysén*. Santiago: Pehuén Editores.

MASSAFERRO, J., BROOKS, S.J, HABERLE, S.G. 2005. The dynamics of chironomid assemblages and vegetation during the Late Quaternary at Laguna Facil, Chonos Archipelago, southern Chile. *Quaternary Science Reviews* 24:2510–2522.

MCDERMOTT, F., MATTEY, D., HAWKESWORTH, C. 2001: Centennial-scale Holocene climate variability revealed by high-resolution speleotherm 18O record from SW Ireland. *Science* 294, 1328–31

MCFADDEN, M., PATTERSON, M., MULLINS, H., ANDERSON, W. 2005. Multi-proxy approach to long – and short-term Holocene climate-change: evidence from eastern Lake Ontario. *J. Paleolim.* 33: 371-391.

MCWETHY, D., C. MCWHITLOCK, J. WILMSHURST, M. MCGLONE, M. FROMONT, X. LI, A. DIEFFENBACHER-KRALL, W. HOBBS, S. FRITZ & E. COOK. 2010. Rapid landscape transformation in South Island, New Zealand following initial Polynesian settlement. *Proceedings of the National Academy of Sciences USA*, 107: 21343–21348.

MENDOZA, R., CRUCES, F., URRUTIA, R. 2014. Cambios en los ensambles de diatomeas asociados al proceso de colonización de Patagonia norte: análisis del registro sedimentario. Facultad de Ciencias Naturales y Oceanográfica. Programa de Magister en Ciencias. Universidad de Concepción.

MICHELUTTI, N., TAPIA, P. M., GROOMS, C., LABAJ, A. L., & SMOL, J. P. 2020. Differing limnological responses to late Holocene climate variability in the Cordillera Vilcanota, Peruvian Andes. *Journal of Paleolimnology*, 64(2), 121-135. <https://doi.org/10.1007/s10933-020-00127->

Z

MORTLOCK, R., FROELICH, P. 1989. A simple method for the rapid determination of biogenic opal in pelagic marine sediments. *Deep-Sea Research* (36)9: 1415–1426.

MUSTERS, G. 1911. Vida entre los patagones. Imprenta de Coni Hermanos, Buenos Aires.

NARA F., TANI Y., SOMA Y., SOMA M., NARAOKA H., WATANABE T., HORIUCHI K., KAWAI T., ODA T., NAKAMURA T. 2005. Response of phytoplankton productivity to climate change recorded by sedimentary photosynthetic pigments in Lake Hovsgol (Mongolia) for the last 23,000 years, *Quat. Int.* 136: 71-81.

OKSANEN, J., BLANCHET, FG., KINDT, R., LEGENDRE, P., MINCHIN, PR., O'HARA, RB., SIMPSON, GL., SOLYMOS, P., STEVENS, MH., WAGNER, H. 2020. Package 'vegan.' Community ecology package, version 2:1–295.

ORTEGA, H., BRÜNING, A. 2004. Aisén. Panorama histórico y cultural XI Región. Santiago: Editorial Lom, 2004.

OTERO, L. 2006. La huella del fuego. Historia de los bosques nativos poblamiento y cambios en el paisaje en el sur de Chile. Santiago: Pehuén Editores.

PAGE, M., TRUSTRUM, N. 2000. High resolution lake sediments from New Zealand – a record of late Holocene storm history, vegetation change and landscape response, Pages Newsletter, 3, pp. 1- 18.

PARRA, O., BICUDO, C. 1995. Introducción a la biología y sistemática de las algas continentales. Gráfica Andes Ltda. Santiago. Chile 268.

PATALAS K. 1960. Mixing of water as the factor defining intensity of food materials circulation in morphologically different lakes of Węgorzewo district. Roczn. Nauk Roln. 77(B)1: 223-242 (in Polish, English summary).

PATTERSON, R.T., BARKER, T., BURRBIDGE, S.M. 1996. Arcellaceans (Thecamoebians) as proxies of arsenic and mercury contamination in Northeastern Ontario lakes. Journal of Foraminiferal Research, 26(2):172-183.

PIOVANO, E. ARISTEGUI, D. DAMATTO, S. 2002. Recent environmental changes in Laguna Mar Chiquita (central Argentina): a sedimentary model for a highly variable saline lake. Sedimentology (2002) 49, 1371–1384.

POLISSAR, P.J., ABBOTT, M.B., WOLFE, A.P., BEZADA, M., RULL, V., BRADLEY, R.S. 2006: Solar modulation of Little Ice Age climate in the tropical Andes. Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America 103, 8937–42

PRINS, M.A., POSTMA, G., WELTJE, G. 2000. Controls on the terrigenous sediment supply o the Arabian Sea during the late Quaternary: The Makran continental slope. Marine Geology 169: 351–371.

QUINTANILLA, V., CADIÑANOS, J., & LOZANO, P. 2008. Degradaciones actuales en ecosistemas nordpatagónicos de Chile, derivadas de los incendios de bosques durante el siglo pasado. *Tiempo y Espacio*, (21), 6-24.

RABATEL, A., JOMELLI, V., NAVEAU, P., FRANCOU, B. AND GRANCHER, D. 2005: Dating of Little Ice Age glacier fluctuations in the tropical Andes: Charquini glaciers, Bolivia, 16°S. *Comptes Rendus Geoscience* 337, 1311–22.

RAWSON, D.S. 1939. Some physical and chemical factors in the metabolism of lakes. In: E.R Moulton (Ed.) *Problems of lake biology*. Pub. 10, A.A.A.S., Washington, D.C, 9-26.

RCORE TEAM. 2020. RStudio: Integrated Development Environment for R. Boston, MA. Available at: <http://www.rstudio.com/>

REYNOLDS, C.S. 1984. *The Ecology of Freshwater phytoplankton*. Cambridge University.

REYNOLDS, C.S. 1997. *Vegetation processes in the pelagic: a model for ecosystem theory*. Oldendorf Germany: Ed. Ecology Institute ECI.

RIQUELME, N. 2012. Evaluación de las relaciones entre el crecimiento de *Nothofagus pumilio* y la variabilidad de precipitaciones en zonas de transición a la estepa de la región de Los lagos. Universidad Austral de Chile. 32.

RIVERA, P., PARRA, O., GONZALEZ, M., DELLAROSSA, V. & ORELLANA, M. 1982. *Manual taxonómico del fitoplancton de aguas continentales con especial referencia al fitoplancton de Chile*. Vol. IV. Bacillariophyceae. Concepción: Ediciones Universidad de Concepción. Concepción.

ROMERO-VIANA L., KEELY B.J., CAMACHO A., VICENTE E. 2010. Primary production in Lake La Cruz (Spain) over the last four centuries: reconstruction based on sedimentary signal of photosynthetic pigments. *J. Paleolimnol.* 43: 771-786

ROUND, F., CRAWFORD, R., & MANN, D. 1990. *The Diatoms, biology & morphology of the genera*. Cambridge University Press. Cambridge. 747 pp.

ROUND, F.E. 1991. Diatoms in river water-monitoring studies. *Journal of applied phycology* 3:129–145

SAULNIER-TALBOT, É. 2016. Paleolimnology as a Tool to Achieve Environmental Sustainability in the Anthropocene: An Overview. *Geosciences* 6. 26. 10.3390/geosciences6020026.

SANDGREN, P. E. R., & SNOWBALL, I. A. N. 2001. The Late Weichselian sea level history of the Kullen Peninsula in northwest Skåne, southern Sweden. *Boreas*, 30(2), 115-130.

SAYER, C.D. 2001. Problems with the application of diatom total phosphorus transfer functions: examples from a shallow English lake. *Freshwater Biology* 46: 743–757.

SEGURA-GARCÍA, V., ISRADE-ALCANTARA, I. & MAIDANA, N. 2010. The genus *Navicula* sensu stricto in the Upper Lerma Basin, Mexico. *I. Diatom Research* 25: 367–383.

SERRA, M. N., GARCÍA, M. L., MAIDANA, N., VILLAROSA, G., LAMI, A., & MASSAFERRO, J. (2016). Little Ice Age to Present Paleoenvironmental Reconstruction Based on Multiproxy Analyses from Nahuel Huapi Lake (Patagonia, Argentina). *Ameghiniana*, 53(1), 58-73. <https://doi.org/10.5710/AMGH.14.09.2015.2912>.

SCHMIDT, R., KAMENIK, C., LANGE-BERTALOT, H. & ROLF, K. 2004. *Fragilaria* and *Staurosira* (Bacillariophyceae) from sediment surfaces of 40 lakes in the Austrian Alps in relation to environmental variables, and their potential for palaeoclimatology. *Journal of Limnology* 63: 171–189.

SCHWARZ, A., TURNER, F., LAUTERBACH, S., PLESSEN, B., KRAHN, K.J., GLODNIOK, S., MISCHKE, S., STEBICH, M., WITT, R., MINGRAM, J., SCHWALB, A. 2017. Mid- to late Holocene climate-driven regime shifts

inferred from diatom, ostracod, and stable isotope records from Lake Son Kol (Central Tian Shan, Kyrgyzstan). *Quaternary Science Reviews* 177:340–356.

SMOL, J. 2002. *Pollution of lakes and rivers: A paleoenvironmental perspective* Second edition. Blackwell Publishing. Oxford. 383.

SMOL, J.P, STOERMER, E.F. 2010. *The Diatoms: Applications for the Environmental and Earth Sciences*. Cambridge University Press.

SOON, W., BALIUNAS, S., IDSO, C., IDSO, S. AND LEGATES, D.R. 2003: Reconstructing climatic and environmental changes of the past 1000 years: a reappraisal. *Energy and Environment* 14, 233–96

STEFFEN, H. 1909. *Viajes de exploración i estudio en la patagonia occidental 1892-1902 por el dr. Hans steffen. Vol. II*. Santiago: imprenta cervantes.

STINE, S. 1994. Extreme and persistent drought in California and Patagonia during mediaeval time. *Nature* 369:546-549

STOERMER, E. F., & SMOL, J. P. (1999). Glossary, and acronyms. En *The Diatoms*. 451-465. Cambridge University Press.

SZABÓ, Z., BUCZKÓ, K., HALIUC, A., PÁL, I., L. KORPONAI, J., BEGY, R.-C., VERES, D., LUOTO, T. P., ZSIGMOND, A. R., & MAGYARI, E. K. 2020. Ecosystem shift of a mountain lake under climate and human pressure: A move out from the safe operating space. *Science of The Total Environment*. 743, 140584.

<https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2020.140584>

TASMIN, R. & RANA, M. 2023. Combined effects of temperature and light on herbicides, diuron and thiobencarb sensitivity in the growth of *achnanthidium minutissimum* (Kützing) NIES-71. 7. 109-114.

THOMPSON, L.G., MOSLEY-THOMPSON, E., DANSGAARD, W. AND GROOTES, P.M. 1986: The Little Ice Age as recorded in the stratigraphy of the tropical Quelccaya ice cap. *Science* 234, 361–64.

TILMAN, D., KILHAM, S. 1976. Phosphate and silicate growth and uptake kinetics of the diatoms *Asterionella formosa* and *Cyclotella meneghiniana* in batch and semicontinuous culture 1. *Journal of Phycology* 12:375–383

TORRES-GÓMEZ, M., DELGADO, L., MARÍN, V., BUSTAMANTE, R. 2009. Estructura del paisaje a lo largo de gradientes urbano-rurales en la cuenca del río Aisén (Región de Aisén, Chile). *Revista Chilena de Historia Natural*. Vol. 82, N° 1, p. 73-82.

TRENBETH, K.E., 1991. Storm tracks in the southern Hemisphere. *J. Atmos. Sci.* 48 (19), 2159e2178.

VALENZUELA, B. 2014. Comparación de las asociaciones sub-fósiles de quironómidos entre dos sistemas lacustres patagónicos (I. Esponja y I. Maldonado): evidencias de cambios ambientales de origen antrópico durante el último 11 siglo y de cambio climático durante el último milenio. Seminario de Título presentado a la Facultad de Ciencias Naturales y Oceanográficas Universidad de

Concepción para optar al título de Biólogo. 67 pp

VELEZ, M. I., SALGADO, J., BRENNER, M., HOOGHIEMSTRA, H., ESCOBAR, J., BOOM, A., BIRD, B., CURTIS, J. H., TEMOLTZIN-LORANCA, Y., PATIÑO, L. F., GONZALEZ-ARANGO, C., METCALFE, S. E., SIMPSON, G. L., & VELASQUEZ, C. 2021. Novel responses of diatoms in neotropical mountain lakes to Indigenous and post-European occupation. *Anthropocene*, 34, 100294. <https://doi.org/10.1016/j.ancene.2021.100294>

VILLALBA, R. 1990: Climatic fluctuations in Northern Patagonian during the last 1000 years as inferred from tree-rings records. *Quaternary Research* 34, 346–60.

VILLALBA, R. 1994. Tree-ring and glacial evidence for the medieval warm epoch and the Little Ice Age in southern South America. *Climatic Change* 26, 183–97.

VILLALBA, R., 2007. Tree-ring evidence for tropical-extratropical influences on climate

variability along the Andes in South America. 15: 23–25

WANG, L., MACKAY, A. W., LENG, M. J., RIOUAL, P., PANIZZO, V. N., LU, H., GU, Z., CHU, G., HAN, J., & KENDRICK, C. P. 2013. Influence of the ratio of planktonic to benthic diatoms on lacustrine organic matter $\delta^{13}\text{C}$ from Erlongwan maar lake, northeast China. *Organic Geochemistry*, 54, 62-68.

<https://doi.org/10.1016/j.orggeochem.2012.09.010>

WEGMANN, K., METZNER, H. 1971. Synchronization of *Dunaliella* cultures. *Arch. Microbiol.* 78: 360-367.

WETZEL, R. G. 2001. Past productivity: paleolimnology. *Limnology*. Elsevier. 785-804. <https://doi.org/10.1016/B978-0-08-057439-4.50028-9>

WHITLOCK, C., & LARSEN, C. 2001. Charcoal as a fire proxy: biological techniques and indicators. In: Smol JP, Birks HJ, Last WM (eds) *Tracking environmental change*.

WHITLOCK C., DEAN W., ROSENBAUM J., STEVENS L., FRITZ S., BRACHT B., POWER M. 2008. A 2650-year-long record of environmental change from northern Yellowstone National Park based on a comparison of multiple proxy data. *Quat Int* 188:126–138.

WHITMORE, T. J. 1991. Sedimentary diatom concentrations and accumulation rates as predictors of lake trophic state, *Hydrobiologia*, 214, pp. 163 - 169

WILSON, T. 2008. Sediment geochemistry of Al, Fe, and P for two historically acidic, oligotrophic Maine lakes. *Science of the Total Environment*, 405(1-3), 199-210

WOELFL, S. 2007. The distribution of large mixotrophic ciliates (Stentor) in deep North Patagonian Lakes (Chile): first results. *Limnologica* 37:28–36.

WOLFE, A.P., HOBBS, W.O., BIRKS, H.H., BRINER, J.P., HOLMGREN, S.U., INGÓLFSSON, Ó., KAUSHAL, S.S., MILLER, G.H., PAGANI, M., SAROS, J.E. 2013.

Stratigraphic expressions of the Holocene–Anthropocene transition revealed in sediments from remote lakes. *Earth Sci. Rev.* 116, 17–34.

WOHLFARTH B, BJÖRCK Å, 2001. Varv på varv på varv. In: *Naturvetenskapliga forskningsrådets årsbok 2001*. Science Press. Uppsala: 113–125.

ZHANG, Y., FU, H., LIAO, H., CHEN, H., LIU, Z. 2022. Geochemical records of Lake Erhai (South-Western China) reveal the anthropogenically-induced intensification of hypolimnetic anoxia in monomictic lakes. *Environmental Pollution*. Volume 299. 118909. ISSN 0269-7491.

