



Universidad de Concepción
Dirección de Postgrado
Facultad de Ciencias Ambientales - Programa de Doctorado en Ciencias
Ambientales con mención en Sistemas Acuáticos Continentales

Reconstrucción de la temperatura durante el Holoceno en la Patagonia Norte mediante la aplicación de isótopos estables

Tesis para optar al grado de Doctor en Ciencias Ambientales con
mención en Sistemas Acuáticos Continentales

DENISSE BALBINA ÁLVAREZ SANHUEZA
CONCEPCIÓN-CHILE
2014

Profesor Guía: Roberto Urrutia Pérez
Unidad de Sistemas Acuáticos, Facultad de Ciencias Ambientales



Comisión evaluadora de tesis de grado:

Dr. Roberto Urrutia Pérez

Director de Tesis

Facultad de Ciencias Ambientales

Universidad de Concepción

Dr. Alberto Araneda Castillo

Facultad de Ciencias Ambientales

Universidad de Concepción

Dra. Nathalie Fagel

Departamento de Geología

Universidad de Lieja, Bélgica

Dra. Liseth Pérez Alvarado

Evaluador externo

Departamento de Paleontología

Universidad Nacional Autónoma de México, México

INDICE

RESUMEN	12
ABSTRACT	14
1 INTRODUCCION	1
1.1 Contexto medioambiental	1
1.2 El Holoceno en el sur de Chile	4
1.3 El Antropoceno en la Patagonia	7
1.4 Sedimentos lacustres como archivos climáticos y ambientales	8
HIPOTESIS	11
OBJETIVOS	12
Objetivo general	12
Objetivos específicos:	12
2 ANTECEDENTES GENERALES DEL ÁREA DE ESTUDIO	13
2.1 Lago Thompson	14
2.2 Lago Burgos	14
2.3 Lago Cisnes	16
3 METODOLOGÍA	17
3.1 Obtención de muestras y seccionamiento de los núcleos sedimentarios	17
3.2 Datación	19
3.3 Análisis sedimentológicos	20
3.4 Análisis biológicos y partículas de carbón	21
3.5 Análisis isotópicos	23
CAPITULO I. CARACTERIZACION ISOTÓPICA ACTUAL DEL LAGO CISNES	24
Resumen	25
Introducción	26
Metodología	28
Resultados e Interpretación	29

Conclusiones	33
Bibliografía	34
<i>CAPITULO II. CLIMATE VARIABILITY DURING LATE HOLOCENE IN PATAGONIA: FINDING A MEDIEVAL CLIMATIC ANOMALY AND LITTLE ICE AGE SIGNAL BY ISOTOPIC EVIDENCE FROM MOLLUSCS IN CISNES LAKE (47°S)</i>	
	36
Abstract	37
Introduction	38
Site description	39
Materials and Methods	40
Results	42
Discussion	44
Conclusions	50
References	51
Tables and Figures	58
<i>CAPITULO III: RECONSTRUCCIÓN CLIMÁTICA DESDE EL ULTIMO MAXIMO GLACIAR EVIDENCIADA POR $\delta^{18}O$ EN VALVAS DE MOLUSCOS EN UN LAGO DE LA PATAGONIA.</i>	
	64
Resumen	65
Introducción	66
Descripción del área de estudio	68
Materiales y Métodos	68
Resultados	72
Discusión	76
Conclusiones	88
Referencias	89
Tablas y Figuras	99
<i>CAPITULO IV: CHANGES IN SUB-FOSSIL CHIRONOMID ASSEMBLAGES IN TWO NORTHERN PATAGONIAN LAKE SYSTEM ASSOCIATED WITH THE OCURRENCE OF HISTORICAL FIRES.</i>	
	105
Abstract	106

Introduction	106
Site description	109
Settlement and fire history	110
Methods	110
Results	112
Discussion	118
Conclusions	123
References	124
DISCUSION GENERAL Y CONCLUSIONES	138
DISCUSIÓN GENERAL	139
CONCLUSIONES	148
REFERENCIAS GENERALES	150

INDICE DE FIGURAS

<i>INTRODUCCION</i>	1
Figura 1. Anomalía térmica durante los últimos 11300 años	2
<i>ANTECEDENTES GENERALES DEL ÁREA DE ESTUDIO</i>	13
Figura 2. Localización de las lagunas consideradas en este estudio.	13
Figura 3. Geología y batimetría de Lago Thompson (a) y Burgos (b).	15
Figura 4. Geología y Batimetría del Lago Cisnes	17
<i>METODOLOGÍA</i>	17
Figura 5. Muestreador de gravedad Uwitec. Seccionamiento de los núcleos sedimentarios.	18
<i>CAPITULO I. CARACTERIZACION ISOTÓPICA ACTUAL DEL LAGO CISNES</i>	24
Figura 1. a) Línea Global de Aguas Meteóricas (Rozanski et al., 1993). b) Esquema de la línea de aguas meteóricas con los factores que generan desviaciones de la relación $\delta^{18}\text{O}$ y δD	27
Figura 2. Caracterización fisicoquímica de la columna de agua del Lago Cisnes.	30
Figura 3. Composición isotópica de aguas del lago Cisnes, aguas subterráneas y meteóricas.	32
<i>CAPITULO II. CLIMATE VARIABILITY DURING LATE HOLOCENE IN PATAGONIA: FINDING A MEDIEVAL CLIMATIC ANOMALY AND LITTLE ICE AGE SIGNAL BY ISOTOPIC EVIDENCE FROM MOLLUSCS IN CISNES LAKE (47°S)</i>	36
Figure 1. Map of study area. The inset shows the relative position of the study area in southern Chile, in the Aysen Region.	59
Figure 2. a) Age model based on radiocarbon data and ^{210}Pb . b) Correlation between LC10A and LC06 cores through magnetic susceptibility (MS).	60
Figure 3. LMWL	60
Figure 4: Abundance of three mollusk species, and oxygen and carbon stable isotope records obtained from carbonates of biogenic origin from sediment core LC06, plotted against age (cal yr BP).	61
Figure 5. Sedimentological characterization of the LC06 core.	62
Figure 6. Comparison of climate records of the Jacaf Fjord (Sepúlveda et al 2009) and Guanaco Lake (Moy et al. 2008) with records for Cisnes Lake.	63

**CAPITULO III: RECONSTRUCCIÓN CLIMÁTICA DESDE EL ULTIMO MAXIMO GLACIAR
EVIDENCIADA POR $\delta^{18}\text{O}$ EN VALVAS DE MOLUSCOS EN UN LAGO DE LA PATAGONIA. ____ 64**

Figura 1. Área de estudio y batimetría de lago Cisnes. _____	100
Figura 2. Fotografía y radiografía del núcleo de sedimento. Modelo de edad construido por una interpolación por esplines en el núcleo de sedimento LC10A. _____	101
Figura 3. Abundancia absoluta de tres familias de moluscos encontradas en el núcleo de sedimento y la señal isotópica registrada en valvas de <i>Pisidium</i> y en el sedimento. _____	102
Figura 4. Correlación entre $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$ en sedimento y valvas de <i>Pisidium</i> en tres zonas isotópicas a lo largo del núcleo de sedimento. _____	103
Figura 5. Reconstrucción de las anomalías de temperaturas en el Lago Cisnes durante el Holoceno calculado a través de $\delta^{18}\text{O}$ en <i>Pisidium</i> y $\delta^{18}\text{O}$ actual del agua del lago. _____	103
Figura 6. Abundancia relativa del ensamble de quironómidos en el Lago Cisnes. _____	104
Figura 7. Caracterización sedimentológica del núcleo LC10A . _____	104

CAPITULO IV: CHANGES IN SUB-FOSSIL CHIRONOMID ASSEMBLAGES IN TWO NORTHERN PATAGONIAN LAKE SYSTEM ASOCIATED WITH THE OCURENCE OF HISTORICAL FIRES. 105

Figure 1: (A) Map of the study area showing the location of lakes Burgos and Thompson. (B) Lake Thompson bathymetry. (C) Lake Burgos bathymetry. _____	130
Figure 2: Correlation between cores dated and cores analyzed through magnetic susceptibility. (A) Lake Burgos, (B) Lake Thompson. _____	131
Figure 3: Sedimentological properties of sediment cores lakes Burgos 06 (A) and Thompson 10 (B), including magnetic susceptibility, organic matter content (%LOI) chironomids head concentrations (head ml^{-1}) and total chironomid head capsules. _____	132
Figure 4: Ventral view of some chironomid larvae. (A) Tanytarsina type A, showing an antennal pedestal with no spur. (B) Tanytarsina type B with a prominent spur. (C) <i>Chironomus plumosus</i> -type and (D) <i>Chironomus anthracinus</i> -type. _____	133
Figure 5: Relative frequencies of chironomid assemblages of Lake Burgos. Charcoal profile, diversity index H' , Semiterrestrial/Littoral chironomids, DCA scores and CONISS are also shown. _____	135
Figure 6: Relative frequencies of chironomid assemblages of Lake Thompson. Charcoal profile, diversity index H' , Mesotrophic/Eutrophic chironomids, DCA scores and CONISS are also shown. _____	136

Figure 7: Biplot of the PCA analysis of chironomids records from lakes Burgos and Thompson. The empty squares represent the pre-fire periods, the black dots represent the fire periods and the empty dots represent the post-fire periods. _____ 137

INDICE DE TABLAS

<i>INTRODUCCION</i>	1
---------------------	---

Tabla 1. Condiciones climáticas predominantes que fueron evidenciadas durante el Holoceno a través de registros lacustres (a), marinos (b) y dendrocronológicos (c) en la Patagonia Chilena. 6

<i>CAPITULO I. CARACTERIZACION ISOTÓPICA ACTUAL DEL LAGO CISNES</i>	24
---	----

Tabla 1: Composición isotópica de las aguas del lago Cisnes y sus entradas. 31

<i>CAPITULO II. CLIMATE VARIABILITY DURING LATE HOLOCENE IN PATAGONIA: FINDING A MEDIEVAL CLIMATIC ANOMALY AND LITTLE ICE AGE SIGNAL BY ISOTOPIC EVIDENCE FROM MOLLUSCS IN CISNES LAKE (47°S)</i>	36
---	----

Table 1. Radiocarbon age obtained from Lake Cisnes. 58

Table 2: Isotopic composition in water from Lake Cisnes and inlets (i.e. groundwater, rainwater). 58

<i>CAPITULO III: RECONSTRUCCIÓN CLIMÁTICA DESDE EL ULTIMO MAXIMO GLACIAR EVIDENCIADA POR $\delta^{18}O$ EN VALVAS DE MOLUSCOS EN UN LAGO DE LA PATAGONIA.</i>	64
--	----

Tabla 1. Edades radiocarbónicas obtenidas del Lago Cisnes. 99

A mis padres, hermanos y abuelos

AGRADECIMIENTOS

En estos últimos párrafos de la tesis, los cuales no son menos difíciles de redactar y que finalmente dan comienzo a este manuscrito, quisiera expresar mis agradecimientos a todas aquellas personas que directa e indirectamente me apoyaron, entregaron conocimientos y me dieron los ánimos de continuar avanzando en el desarrollo de esta investigación.

En primer lugar, dar las gracias a mi madre cuyo apoyo y compañía ha sido incondicional durante todos estos años de Doctorado, a mi padre, abuelos, hermanos y Juan por la paciencia para soportar mis mañás y ausencias en varias reuniones familiares, pero que siempre tuvieron los mejores deseos para continuar con este camino que les pareció tan infinito.

Al Dr. Roberto Urrutia, por haber confiado en mí y darme el impulso de entrar a este Programa enviándome a un pequeño país europeo para comenzar a trabajar en estudios paleolimnológicos. A los Doctores Nathalie Fagel, y Eddy Keppens por acogerme en sus laboratorios y enseñarme con mucha paciencia a buscar las herramientas que me servirían en el desarrollo de la tesis y en mi desarrollo profesional. A los Drs. Alberto Araneda y Sebastien Bertrand y a Fernando Torrejón que a través de sus conocimientos me ayudaron a mantener el enfoque y que muchas veces me animaron “a su manera” a finalizar este trabajo.

A mis amigos, colegas y compañeros de generación, especialmente a Paty Jana, Caro, Yely, Rubi, Pablo y Meyer que hasta último momento me entregaron un granito de conocimiento y ánimo. A los chicos del laboratorio que gracias a sus inquietudes me permitieron reforzar y mejorar mis conocimientos.

Finalmente quisiera agradecer el apoyo financiero de Conicyt a través de la beca de Doctorado y Beca de apoyo a tesis AT- 24100176 y de los proyectos Fondecyt N° 1120807 y 1120765 y de Cooperación Belga (WBI), que me dieron las facilidades para desarrollar esta investigación.

RESUMEN

El aumento de temperaturas y el efecto de las actividades antrópicas sobre el sistema climático y ambiental han sido temas relevantes en las últimas décadas. Sin embargo para evaluar el rol que ha tenido el hombre es necesario conocer las variaciones climáticas y ambientales pasadas. La Patagonia es un área ideal para realizar reconstrucciones climáticas y ambientales durante el Holoceno debido a la influencia de las actividades antrópicas durante las últimas décadas y a que las forzantes climáticas han sido relativamente distintas a las del Hemisferio Norte, permitiendo evaluar además la sincronía de los eventos pasados a escala interhemisférica. Mediante el uso de registros sedimentarios de tres lagos patagónicos (Cisnes, Thompson y Burgos) localizados en la vertiente este de los Andes, el presente estudio tuvo por objetivos (1) reconstruir cuantitativamente a través de isótopos estables los eventos climáticos durante el Holoceno para determinar la magnitud y sincronía con los descritos en el Hemisferio Norte y (2) evaluar el efecto de las actividades antrópicas asociadas al proceso de colonización de la Patagonia sobre los ecosistemas patagónicos. La reconstrucción climática se basó principalmente en la interpretación de la señal isotópica de oxígeno en valvas de moluscos fósiles encontradas en sedimentos del lago Cisnes (47°S) la cual fue complementada con registros biológicos (quironómidos) y sedimentológicos, mientras que la estimación de las temperaturas pasadas en el lago fue calculada a través de ecuaciones de paleotemperatura utilizando la composición isotópica de oxígeno actual del lago. La inferencia cuantitativa evidenció variaciones de temperatura importantes durante la transición glacial-interglacial (~18000 años) y el Holoceno temprano (~11500 a ~6000 años). Sin embargo, éstas comenzaron a ser más similares a las actuales y a tener una menor magnitud y/o extensión temporal desde la mitad más reciente del Holoceno. Los eventos registrados en el lago Cisnes, en general, fueron congruentes con registros previos en la Patagonia, pero presentaron diferencias importantes con los descritos para el Hemisferio Norte, particularmente durante la primera parte del Holoceno. Las variaciones en la radiación solar durante los periodos estivales y los cambios en el desplazamiento e intensidad de los westerlies tuvieron un rol importante sobre las condiciones climáticas y ambientales en la región. El periodo más reciente (Siglo XIX – XXI), que fue estudiado

a través del registro sedimentario de los lagos Thompson y Burgos mediante ensambles de quironómidos, indicaron que los cambios ambientales inducidos por actividades antrópicas asociadas a los incendios pueden tener una influencia de gran extensión temporal que supera la capacidad de resiliencia de estos cuerpos de agua a condiciones previas al impacto. Este trabajo permite concluir que las condiciones climáticas registradas durante el Holoceno y, que en algunos periodos fueron similares a las actuales, tuvieron un efecto importante sobre el ambiente y el desarrollo de los sistemas lacustres estudiados. Sin embargo, en las últimas décadas, las actividades antrópicas han generado el impacto más importante sobre los sistemas lacustres de la Patagonia.

ABSTRACT

The increase in global temperatures and the effect of the anthropic activities over the climate system have been of mayor importance in a global level. However, to evaluate the role of humans on the climate changes is necessary to know and understand the climate and environmental variations. Patagonia is a suitable place to perform climatic and environmental reconstructions during the Holocene due to the recent anthropogenic influence. Also, in Patagonia, the climatic forcings have been different to the Northern hemisphere. This allows evaluating the teleconnection of past events in an inter-hemispheric scale. Using lake sediments from patagonian lakes situated in the East flank of the Andes, the aim of this study were: (1) to perform a quantitative climate reconstruction during the Holocene. This to determine the magnitude and synchrony with the events described in the Northern Hemisphere and (2) evaluate the effect of the anthropic activities associated with the patagonian settling process over the water bodies. The climatic reconstruction was performing from the interpretation of the isotopic signal of oxygen in mollusc shells. The mollusc shells were found in Cisnes Lake (47° S). The information obtain from this isotopic signal were complemented with biological records (chironomids) and sedimentological properties. The temperature was calculated using equations of paleotemperatures. The input of this equation was the actual isotopic signal of the lake. The quantitative record showed important temperature variations during the glacial-interglacial period and during the early Holocene. However, these temperatures begin to be similar to the actual conditions and to have smaller magnitude and/or temporal extension from the second half of the Holocene. The events recorded in Cisnes Lake agree with other records from Patagonia. But they present mayor differences with the ones from the Northern hemisphere, especially from the first part of the Holocene. The variations of solar irradiance during summer periods and change of the position and intensity of the westerlies played an important role over the climatic and environmental conditions in this region.

The most recent period was study using lake sediments from lakes Thompson and Burgos using chironomids assemblages. These records evidenced that the environmental changes associated to the anthropogenic fires could have a temporal range that exceeds the resilience of these water

bodies to previous conditions of the impact. This work allows concluding that the climatic conditions recorded during the Holocene had an important effect over the environment and over the development of the lacustrine systems. Nevertheless, during more recent periods, the anthropic activities have generated the most important impact over the patagonian lacustrine systems.

1 INTRODUCCION

1.1 Contexto medioambiental

Determinar qué tan anómalo es el actual calentamiento climático ha sido uno de los temas de mayor interés los últimos años debido a la estrecha relación que tiene con las actividades humanas y a los efectos negativos que directa o indirectamente genera sobre la biodiversidad y los recursos hídricos (Harvell *et al.*, 2002; Malcom *et al.*, 2006; Vörösmarty *et al.*, 2013).

La idea de que el hombre es el principal responsable del aumento de las temperaturas debido a la emisión de gases de efectos invernadero, particularmente CO₂, ha sido fuertemente respaldada por el Panel Intergubernamental de Cambio Climático (IPCC por sus siglas en inglés) (2007, 2013) y por diversos estudios que avalan la estrecha relación que existe entre el CO₂ y las temperaturas (Gerber *et al.* 2003, Parrenin *et al.* 2013, Pedro *et al.* 2012, Shakun *et al.*, 2012).

Una de las formas de proyectar el impacto de las perturbaciones de origen humano sobre el sistema climático es a través de los modelos climáticos. Sin embargo, parte de las dificultades de proyectar el clima futuro es que el comportamiento del sistema terrestre a una escala mayor escala de tiempo no ha sido bien establecido y por lo tanto existe una mayor incerteza al predecir los cambios (Li *et al.* 2010). En este sentido, el uso de reconstrucciones climáticas a través de indicadores indirectos como los llamados proxies, permiten extender los registros de la variabilidad climática más allá del periodo de datos instrumentales, identificando los cambios y la rapidez con que han ocurrido sin la intervención humana y su vez, tener un mejor entendimiento de la influencia de las forzantes internas sobre el clima (Jones *et al.* 2009).

La variabilidad climática del Holoceno provee un excelente test de base para los modelos del sistema climático debido a que es un periodo donde las condiciones han sido más similares a las del presente y por lo tanto el rango de la variabilidad puede ser considerado para detectar y predecir los cambios climáticos causados por el hombre (Anderson *et al.* 2007). Por otro lado, el Holoceno constituye un periodo donde se produce el desarrollo de la civilización, el cual está muy relacionado con los cambios climáticos ocurridos. Un ejemplo claro de esto es el desarrollo de la

civilización Maya cuyo apogeo (400 – 660 AD) coincidió con un periodo lluvioso, mientras que su desaparición fue coincidente con un largo periodo de sequia (660- 1000 AD), que hizo colapsar su cultura (Kennett *et al.* 2012)

Wanner *et al.* (2008) señalan que de particular interés sobre este periodo es conocer si los eventos cálidos ocurridos previamente son comparables con el actual aumento de temperaturas y de ser así, cuáles serían las forzantes que estarían influenciando. Diversos registros paleoclimáticos desarrollados en el Hemisferio Norte sugieren que los cambios en la radiación solar de la Tierra debido a variaciones orbitales, la variabilidad solar, el volcanismo y las fluctuaciones de la circulación termohalina tuvieron un rol central en los cambios en el clima durante los últimos 11500 años, generando fluctuaciones de periodos cálidos y fríos y húmedos y secos (Crowley 2000, Gerber *et al.* 2003, Mayewski *et al.* 2004, Wanner *et al.* 2011).

Basándose en una serie de reconstrucciones climáticas, Marcott *et al.* (2013) determinan que aunque durante el Holoceno se registra un aumento de CO₂, la forzante solar fue la mayor responsable de la mantención de altas temperatura entre 9500 y 5500 años calibrados antes del presente (cal AP), mientras que un intervalo de frio entre 5500 a 100 años cal AP, se asociaría a un debilitamiento de Cinturón Oceánico de Convección (MOC) (Figura 1).

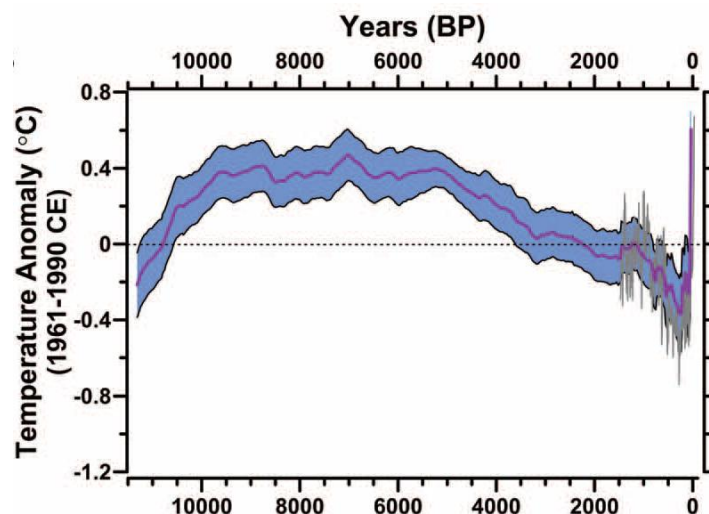


Figura 1. Anomalía térmica durante los últimos 11300 años (Marcott et al. 2013)

Con una mayor resolución temporal es posible distinguir algunos periodos que han sido característicos durante el Holoceno en el Hemisferio Norte, ya sea por su extensión o magnitud. Entre estos, se encuentran el enfriamiento de 8200 años cal AP, el Óptimo climático (Hypsithermal), el Neoglacial, el Periodo Cálido Medieval (MWP por sus siglas en inglés) y la Pequeña Edad de Hielo (LIA por sus siglas en inglés).

El enfriamiento de 8200 años cal AP fue reconocido como un evento de temperaturas significativamente bajas, las que fueron detectadas a través de isótopos estables ($\delta^{18}\text{O}$) en núcleos de hielo en Groenlandia. Este evento frío fue también evidenciado en sedimentos lacustres en Estonia y Suiza donde se manifestó con veranos más húmedos e inviernos fríos y secos (Hammarlund *et al.* 2005; Veski *et al.* 2004). Seguidamente un evento cálido reconocido como el Optimo climático es detectado alrededor de 6000 ^{14}C años AP (6854 – 6814 años cal AP), y las reconstrucciones climáticas basadas en análisis de polen y quironómidos evidencian una positiva desviación en relación a las temperaturas medias actuales, las que pudieron haber alcanzado en algunas partes de Europa alrededor de los 3°C (Anderson *et al.* 2007; Davis *et al.* 2003).

Un periodo más frío que los anteriores es denominado Neoglacial y su duración comprendió desde los 5400 años cal AP hasta mediados del siglo XIX, con la finalización de la LIA (Anderson *et al.* 2007). Este periodo se reconoce principalmente por avances glaciares ocurridos en diferentes partes del mundo. Aunque en un principio, se postula la existencia de tres episodios fríos, la evidencia recopilada por Wanner *et al.* (2011) señala que varios pulsos fríos ocurrieron durante este periodo (4700, 2700, 1550 and 550 años cal AP).

El neoglacial es interrumpido por un evento cálido, denominado Periodo cálido medieval (1000 – 700 años cal AP), el cual parece evidenciar un aumento de temperatura aunque mucho más sutil que el Óptimo climático (Bradley *et al.* 2000; Maasch *et al.* 2005). Mann *et al.* (2009) utilizando una serie de indicadores climáticos señalan que aunque las temperaturas aumentaron, estas no fueron mayores a las actuales. Sin embargo, el último informe del IPCC indica que las temperaturas durante este intervalo pudieron haber sido incluso mayores a las encontradas a finales del siglo XX en algunas partes del mundo (AR5, 2013). Finalmente, la LIA parece ser el último evento antes de

que las actividades antrópicas generaran una influencia importante sobre el clima. Este periodo se caracterizó por presentar una anomalía térmica negativa, que en algunas partes del Hemisferio Norte alcanzó los 0.5 °C – 1.0°C (Jones *et al.* 1998, Mann *et al.* 1998, Crowley y Lowery 2000, Mann 2001).

La ocurrencia de estos eventos, los cuales han tenido similares características en la mayoría de los sitios estudiados frecuentemente son señalados como prueba de que las variaciones climáticas pasadas ocurrieron de manera natural y que periodos cálidos ocurrieron sin influencia antropogénica. No obstante estos resultados no representan las variaciones climáticas a nivel global, debido a que en el Hemisferio Sur, la evidencia de cambios de temperatura aún es escasa (Bradley, 2000, Marcott *et al.* 2013). Diversos autores, sugieren que el Hemisferio Sur tuvo un comportamiento diferente en relación al Hemisferio Norte, lo cual pudo haber ocurrido por cambios de la radiación solar que causó la variación de la temperatura sólo a nivel local, o a condiciones climáticas particulares que impidieron la ocurrencia de este evento a escala global (Bennett *et al.* 2000, Mann *et al.* 2009). Así mismo, Hunt (2006) mediante una simulación climática, señala que las anomalías detectadas en el último milenio estuvieron restringidas a zonas polares y nortes de Europa, Asia y América.

1.2 El Holoceno en el sur de Chile

En las últimas dos décadas, los estudios referidos a las reconstrucciones climáticas en Chile han incrementado significativamente, siendo uno de los principales objetivos evaluar si los cambios ocurridos en el Hemisferio Norte se manifestaron en el Hemisferio Sur en el mismo tiempo y con la misma magnitud. Un controvertido ejemplo ha sido la detección del Younger Dryas (13000 – 11200 años cal AP) en el Sur de Chile. Por un lado, Bennett *et al.* (2000), a través del análisis sedimentológico y polínico en lagos de Chiloé no encuentran ninguna evidencia clara sobre la ocurrencia de este evento, mientras que Moreno *et al.* (2001) señala que un periodo frío, registrado por los cambios en la vegetación, fue sincrónico al Younger Dryas ocurrido en el Hemisferio Norte.

Considerando que el Holoceno es un periodo mucho más estable en relación a la última terminación Glacial-Interglacial, parece ser un desafío encontrar eventos similares a los del Hemisferio Norte. No obstante, las investigaciones realizadas principalmente en el sur de Chile, dan cuenta de que la mayoría de los eventos ocurridos durante los últimos 11500 años también se manifestaron en el cono sur de América, sin embargo estos presentarían algunas discrepancias respecto a las condiciones climáticas predominantes de cada periodo, particularmente durante los eventos cálidos (Tabla 1).

Bertrand *et al.* (2008) a través de evidencia sedimentológica del lago Puyehue señalan la ocurrencia de un óptimo climático temprano (11800 y 7800 años cal AP) con altas temperaturas y baja precipitación, el cual es seguido por un periodo frío y/o húmedo entre 3400 – 2900 años cal AP. Aunque los autores no establecen las condiciones climáticas durante la Anomalía térmica medieval, si reconocen que condiciones húmedas prevalecieron durante 1490 AD y 1700 AD y que coinciden con la LIA (Bertrand *et al.* 2005). Con una menor resolución temporal, Lamy *et al.* (2001) usando núcleos marinos alrededor de los 41°S establece que condiciones más secas son detectadas entre los 7700 y 4000 años cal AP, mientras de los últimos 4000 años fueron predominantemente húmedos. Contrariamente, Markgraf *et al.* (2003) a través de los análisis polínicos sugiere un periodo húmedo entre 10000 y 7500 años cal AP y un periodo más seco después de los 6300 años cal AP.

Los vientos del oeste juegan un rol importante en las distintas reconstrucciones climáticas debido a que son la principal fuente de humedad en la zona sur de Chile. Esto, sumado a factores orográficos como la cordillera de los Andes, provoca que algunas de las fluctuaciones climáticas presenten particulares características de tipo local más que regional. El efecto generado por los vientos del oeste ha sido evidenciado a distintas escalas temporales. Villa- Martínez *et al.* (2012) sugiere que el comportamiento de los vientos del oeste entre 16000 – 6500 yr BP genera un efecto de puzle en la Patagonia, donde los registros continentales revelan anomalías positivas y negativas de precipitación incluso a corta distancia. Similarmente, Moy *et al.* (2008) a través del registro isotópico en valvas de moluscos establece como las variaciones y la intensidad de los vientos del

oeste determinan las condiciones climática durante el último milenio, particularmente durante el Periodo Cálido Medieval y la Pequeña Edad de Hielo.

Tabla 1. Condiciones climáticas predominantes que fueron evidenciadas durante el Holoceno a través de registros lacustres (a), marinos (b) y dendrocronológicos (c) en la Patagonia Chilena. La numeración en la columna de “Condiciones” corresponde a los siguientes estudios: 1Bertrand et al. (2005), 2Bertrand et al. (2008), 3Bertrand et al. (2012), 4Iglesias et al. (2012), 5Lamy et al. (2001), 6Markgraf et al. (2003), 7Moy et al. (2008), 8Mc Culloch et al. (2000), 9Moreno et al. 2009, 10Obelic et al. (1998), 11Sepúlveda et al. (2009) 12Solari et al. (2010), 13Vargas et al. 2008, 14Villalba (1994), 15Villa-Martínez et al. (2007), 16Villa-Martínez et al. (2012).

Periodo	Edad Años cal AP	Evento característico	Condiciones			
			seco	húmedo	cálido	frío
Holoceno temprano	11500 - 6000	Optimo climático (Hypsitermal)	2a, 4a, 13a, 16a	6a, 15a	2a, 8a, 13a, 15a, 16a	
Holoceno medio	6000 - 4000	Neoglaciario	4a, 5b, 6a	4a, 9a, 13a, 15a		5b, 10b
Holoceno tardío	4000 - presente	Neoglaciario		3b, 4a, 5b, 9a, 13a		13a, 14c
		Periodo cálido medieval (Anomalía térmica medieval) (900 – 700 años cal AP)	7a, 11b	12a	11b,12a,14c	
		Pequeña edad del Hielo (400 -150 años cal AP)		1a, 3b, 5b, 7a, 9a, 11b, 14c		11b, 12a, 14c

La singularidad que presenta esta zona respecto a los eventos climáticos durante Holoceno, refuerzan aun más la idea de reconstruir de manera cuantitativa estos periodos con el fin de generar mayor información y con esto una menor incerteza en las proyecciones climáticas tanto de temperaturas como precipitaciones, las cuales hasta la fecha se basan en no más de cuatro reconstrucciones climáticas (NOAA, 2012).

1.3 El Antropoceno en la Patagonia

Aunque el término Antropoceno es utilizado de manera informal y no tiene una fecha exacta, este indica el periodo en el cual el ambiente es influenciado por las actividades antrópicas (Zalasiewicz *et al.* 2008). Específicamente en la Patagonia Norte, el mayor impacto antrópico comienza a principios del siglo XIX con la colonización de esta región y el surgimiento de la actividad ganadera, la cual requirió despejar extensas áreas de bosque nativo para convertirlas en praderas (Martinic, 2005). Desde aquí, que los incendios se convirtieron en la técnica más rápida para el despeje de áreas y en la mayor perturbación para los ambientes patagónicos (Whitlock 2001). Seicsz *et al.* (1998) mediante el estudio de sedimentos lacustres en la laguna Venus establece que durante 1930- 1940 en una zona cercana a Coyhaique, la alta incidencia de incendios relacionados al despeje de área generó un cambio en la vegetación, favoreciendo la expansión de especies exóticas como *Rumex* y *Plantago* y un cambio de las especies nativas dominantes.

Sin embargo, el efecto de los incendios no solo está limitado a generar cambios en la vegetación, sino también en los ecosistemas acuáticos, debido a que la pérdida de cobertura vegetal en las cuencas provoca un aumento en el aporte de material terrígeno a los lagos (Markgraf *et al.* 2007), pudiendo generar de manera indirecta la eutroficación de estos sistemas (Schindler, 2012).

A pesar de que es difícil establecer una relación entre el clima y los incendios incluso a grandes escalas de tiempo, la probabilidad de que estos incendios ocurran depende principalmente de las condiciones climáticas como la humedad relativa, vientos y las temperaturas del aire (Whitlock *et al.* 2007). Por otro lado, Holz y Veblen (2011) indican que aunque el hombre ha generado un cambio en el régimen de incendio, la propagación y extensión de estos, está determinado por

condiciones secas y cálidas que no solo favorecen la ocurrencia de los incendios, sino que también gatilla a la iniciación de fuego para el despeje, generando una amplificación de la ocurrencia de incendios durante estos periodos.

1.4 Sedimentos lacustres como archivos climáticos y ambientales

Los sedimentos lacustres archivan una serie de indicadores físicos, químicos y biológicos que pueden proveer información sobre la naturaleza del lago, su cuenca, el clima y los impactos antrópicos (Lozán *et al.* 2001, Roberts *et al.* 1998). Usualmente, los sedimentos tienden a acumularse a una tasa de 1 mm por año, permitiendo que los núcleos sedimentarios al ser sub muestreado puedan tener una resolución decadal o subdecadal (Batterbee 2000).

En Chile, el uso de sedimentos lacustres para reconstrucciones ambientales y climáticas ha sido extensivo en los últimos años, lo que ha mejorado la resolución temporal de las variaciones climáticas experimentadas durante el Holoceno. Sin embargo, varios de los indicadores (proxy) utilizados en estas reconstrucciones que son mayoritariamente de tipo biológico presentan algunas debilidades, desde que sus respuestas pueden ser más rápidas o más lentas a los cambios en la variable que se quiere reconstruir y además dependan de otras variables que no están relacionadas con el clima (Birk y Birks, 2006).

Lotter y Birks (2003) señalan que bajo este escenario, la utilización de estudios multiproxy permite analizar las respuestas bióticas a los cambios climáticos en el pasado y testear por ejemplo el rol del clima sobre la influencia de los registros bióticos y abióticos del sistema lacustre. Por otro lado, Birks *et al.* (2010) sugieren que la incorporación de indicadores independientes en los estudios multiproxy, como isótopos estables permitiría generar una reconstrucción que se complemente los cambios ecológicos reflejados por los proxies biológicos.

Los isótopos estables, particularmente los de oxígeno y carbono contenidos en carbonatos del sedimento han sido utilizados principalmente para reconstruir la hidrología de los sistemas lacustres (Talbot, 1990; Li y Ku, 1997) y condiciones climáticas (Von Grafenstein *et al.*, 2000; Jones

et al., 2002; Baroni *et al.*, 2006; Apolinarska and Hammarlund 2009) debido a que las variaciones de $\delta^{18}\text{O}$ en los carbonatos son atribuidas a cambios en la composición isotópica del agua, la cual es dependiente entre otros a variaciones de la temperatura y el balance entre la tasa de evaporación y precipitación (Leng y Marshall, 2004).

Dos tipos de materiales pueden ser utilizados con estos fines, los carbonatos autigénicos y biogénicos. Los autigénicos corresponden a minerales de carbonato formados durante la fotosíntesis, mientras que los biogénicos están referidos a la estructura esquelética de organismos como ostrácodos, moluscos, cladóceros, frústulas de diatomeas y cápsulas cefálicas de quironómidos. Von Grafenstein *et al.* (1999) señala que los carbonatos biogénicos son más adecuados para los análisis isotópicos ya que constituyen un material “puro”, mientras que los carbonatos autigénicos generalmente complican las reconstrucciones debido a la contaminación con partículas detritales.

Basándose en que el fraccionamiento isotópico entre el carbonato y el agua se relaciona con la temperatura, constituye un desafío para los estudios paleoclimáticos reconstruir las temperaturas a través en la composición isotópica de oxígeno. Una de las primeras investigaciones fue la de Von Grafenstein *et al.* (1996), quienes relacionaron las variaciones de $\delta^{18}\text{O}$ en valvas de ostrácodos en el lago Ammersse (Alemania) con la temperatura del aire, encontrando una similitud en las fluctuaciones durante los últimos 200 años. Sin embargo estas relaciones no siempre son tan claras. Leng y Marshall (2004) indican que una serie de supuestos deben ser considerados para determinar temperaturas debido a que si bien un cambio en la temperatura produce un cambio en el equilibrio de la composición isotópica del carbonato que se está formando en el lago, este mismo cambio de temperatura afecta la composición isotópica de la lluvia y podría también afectar la tasa de evaporación del lago.

Por otro lado, los valores de $\delta^{13}\text{C}$ en los carbonatos biogénicos están relacionados con los procesos metabólicos de los organismos y la composición isotópica del carbono inorgánico disuelto (DIC), el que a su vez depende de la señal isotópica de carbono importado al lago, la materia orgánica y el carbono derivado del intercambio de CO_2 atmosférico (Belis y Aristegui, 2004; Latal

et al., 2006). No obstante, los procesos que ocurren en el fondo del lago, tales como metanogénesis, diagénesis de los sedimentos y reducción de sulfatos afectan los valores del DIC de las aguas del fondo, por lo cual, los isótopos de carbono sufren varios fraccionamiento antes de ser incorporados a las conchas de carbonato de los organismos acuáticos (Leng *et al.*, 1999).

Debido a que cada lago tiene un registro isotópico único que depende de los múltiples factores que influyen sobre el fraccionamiento isotópico de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$ en las conchas de los organismos dulceacuícolas su interpretación y relación con el clima solo es posible si se comprenden y consideran las variables que podrían modificar la señal capturada en las conchas.

HIPOTESIS

De acuerdo a lo planteado anteriormente, en la presente investigación se postularon las dos siguientes hipótesis:

H1: Si efectivamente los eventos climáticos durante el Holoceno, se manifestaron en el Sur de Chile y considerando la alta sensibilidad de los isótopos estables a las variaciones de temperatura, entonces se espera que las relaciones isotópicas registradas en valvas de moluscos puedan determinar la magnitud, intensidad y sincronía de los eventos climáticos de la Patagonia Norte con los del Hemisferio Norte.

H2: Si los incendios en Patagonia Norte generaron un cambio importante en los ecosistemas patagónicos, entonces estas alteraciones deberían ser reflejadas en los sistemas lacustres a través de un cambio significativo en el componente biótico (quironómidos).

OBJETIVOS

Objetivo general

Reconstruir las variaciones de temperatura durante el Holoceno, con énfasis en los últimos mil años en la Patagonia Norte (Chile) mediante el uso de isótopos estables y evidenciar el efecto de la intervención antrópica sobre los ecosistemas patagónicos.

Objetivos específicos:

1. Describir las características isotópicas actuales del Lago Cisnes.
2. Caracterizar geocronológica y sedimentológicamente los núcleos de sedimento.
3. Establecer la escala espacial (local o regional) de las reconstrucciones climáticas en el lago Cisnes.
4. Reconstruir cuantitativamente las variaciones climáticas durante el Holoceno en la Patagonia Norte.
5. Evaluar el efecto de la intervención antrópica durante los últimos años en el componente biótico de los ecosistemas patagónicos.

2 ANTECEDENTES GENERALES DEL ÁREA DE ESTUDIO

La zona considerada para este trabajo corresponde a la parte norte de la Patagonia chilena, específicamente el área de los 45°S y 47°S. El lago Thompson y Lago Burgos, ubicados a los 45°38' S y 45°42' S, respectivamente permitieron evidenciar efectos antrópicos sobre estos sistemas, mientras que el Lago Cisnes (47°06' S) fue utilizado para reconstruir cambios ambientales durante el Holoceno.

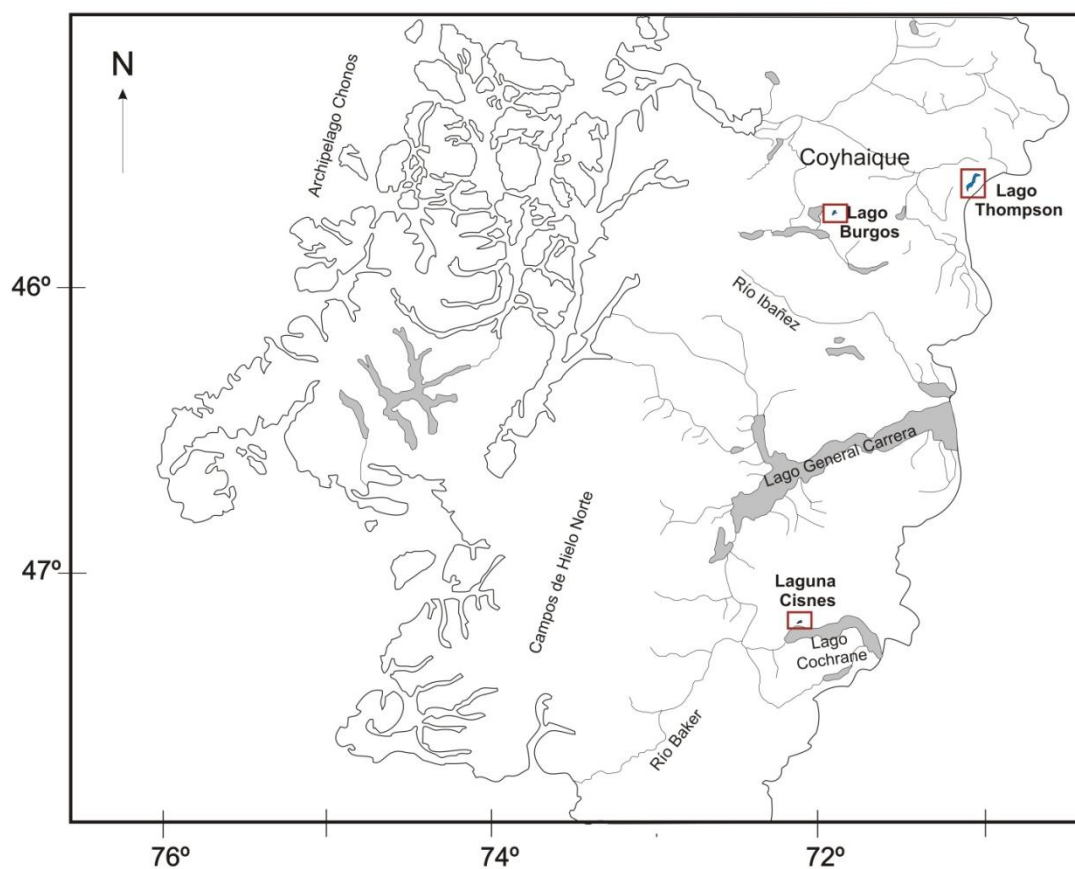


Figura 2. Localización de las lagunas consideradas en este estudio.

2.1 Lago Thompson

El lago Thompson está ubicado a 750 m.s.n.m (Figura 3). La cuenca del lago está constituida por tres formaciones geológicas: Formación divisadero, complejo intrusivo Castor y depósitos holocénicos lacustres. La primera constituida principalmente de lavas basálticas y andesíticas, así como rocas piroclásticas, mientras que la segunda está conformada principalmente por dioritas y granodioritas (De la Cruz *et al.* 2004).

La superficie del lago es de 1.18 km² y su profundidad máxima de 15 m (Figura 3). La temperatura del agua es aproximadamente de 14.8°C. La alta abundancia de la diatomea *Aulacoseira* sp. (Sacré, 2012) dan evidencian del estado eutrófico de este lago.

La vegetación en el área consiste principalmente de *Nothofagus antartica* y *Berberis buxifolia*, especies características del bosque patagónico. Sin embargo, en la actualidad, la cuenca se encuentra dominada principalmente por *Pinus ponderosa*, especie introducida durante el proceso de reforestación, luego de que incendios históricos fueron recurrentes en esta área desde principios de 1990.

El clima en esta región es perhúmedo, con una baja estacionalidad y fuerte gradiente de precipitación oeste- este, que va desde los 3000 mm de precipitación anual en Puerto Aysén hasta los 1164 mm en Coyhaique (Markgraf *et al.* 2007).

2.2 Lago Burgos

El lago Burgos se localiza a 379 m.s.n.m. La cuenca del lago está constituida solo por la Formación divisadero, la cual está compuesta por lavas basálticas y andesíticas y rocas piroclásticas. Su superficie es de 0.23 km² y su profundidad máxima es de 34 m.

La vegetación está compuesta por parches de *Nothofagus pumilio*. El uso de la cuenca fue para agricultura soportando actividades de ganadería y criaderos.

2.3 Lago Cisnes

El Lago Cisnes (47°06' S - 72°26'O/452 m elevación) es un pequeño y somero lago, inserto en la cuenca del río Chacabuco, en una zona de alineamiento glaciar (De la Cruz *et al.*, 2004). Este lago tiene una superficie de 523.165 m² y una profundidad máxima de 18 m. La temperatura del agua en periodo estival varía entre 10 a 15°C y debido a su poca profundidad no presenta estratificación térmica.

La cuenca del lago de 33.894 km² está conformada por 2 unidades geológicas: 1) Complejo Metamórfico andino compuesto por esquistos, filitas y marmoles y 2) Formación Ibáñez conformado por tobas de ceniza, cristales de grano medio y lapilli. Además, la cuenca presenta depósitos de llanura de inundación constituidos por limos, arcillas y materia orgánica. Originalmente, el lago era alimentado por el arroyo portezuelo, el cual estaba conectado con otros pequeños lagos ubicados al noreste de la cuenca. Actualmente estas conexiones están cubiertas por vegetación esteparia, siendo el principal aporte, las aguas subterráneas y precipitación, mientras que la pérdida es por evaporación.

La vegetación palustre consiste principalmente de *Juncus* y *Scirpus* que se localizan densamente en el borde sur del lago. Una gran cobertura de *Myriophyllum* y *Chara* alcanzan hasta los 6 m de profundidad. Por otro lado, la vegetación terrestre es característica de la estepa patagónica arbustiva representada principalmente por vegetación baja y en forma de cojín, matorrales densos y algunas asociaciones de *Nothophagus* (Marticorena y Rodríguez, 2005).

El promedio anual de precipitaciones en la zona es variable, llegando a los 1.200 mm en Coyhaique y a 730 mm en Cochrane. El período más lluvioso es mayo a agosto, donde llueve cerca del 50% del total anual y por las bajas temperaturas invernales, estas precipitaciones son principalmente nivosas. Las temperaturas presentan una gran amplitud térmica que varía en torno a los 8° a 10° C a lo largo del año (Martinic, 2005). Los vientos del oeste, influyen directamente en la precipitación intensificando el efecto sombra de lluvia a medida que aumenta la velocidad de estos (Garreaud, 2007; Moy *et al.* 2008).

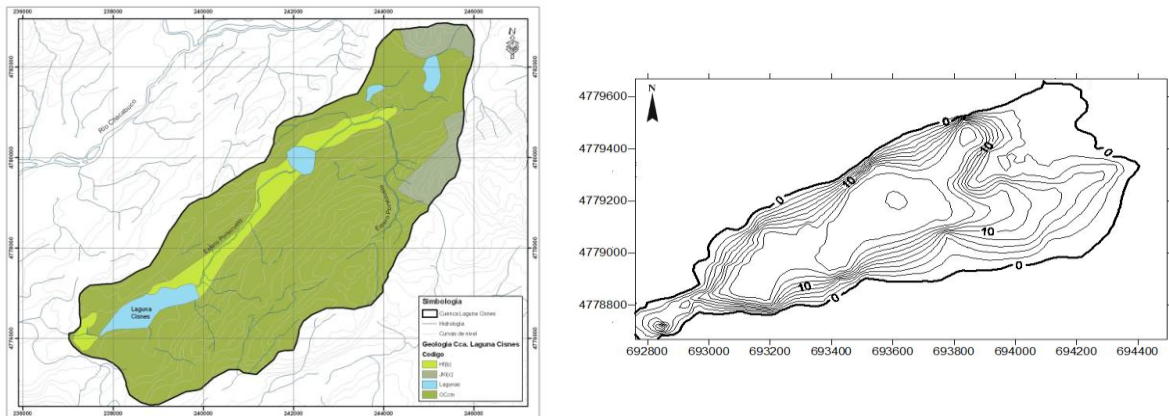


Figura 4. Geología y Batimetría del Lago Cisnes

3 METODOLOGÍA

3.1 Obtención de muestras y seccionamiento de los núcleos sedimentarios

Posterior a la batimetría realizada en cada lago, se obtuvieron varios núcleos sedimentarios en las zonas más profundas utilizando un muestreador de gravedad Uwitec (Figura 5) para tomar núcleos cortos (<60 cm.). Incorporándole un martillo a este muestreador fue posible además tomar núcleos más largos (>100 cm).

Para describir las características isotópicas de las aguas actuales en el lago Cisnes, se colectaron durante el verano del año 2009 y 2010 muestras de agua del lago superficiales, a profundidad media (8 m) y más profunda (17 m). Adicionalmente se tomaron muestras de agua subterránea obtenidas a través de pequeños pozos realizados en distintas partes localizadas dentro de la cuenca del lago (Figura 6). Sólo durante el año 2009 fue posible colectar muestras de agua desde las precipitaciones. Todas las muestras fueron almacenadas en botellas de polietileno y refrigeradas a 4°C previo a los análisis de isótopos

Una vez colectados los núcleos sedimentarios se procedió a seccionar a cada un centímetro de espesor aquellos que serían utilizados para dataciones radioisotópicas, mientras que los núcleos más largos fueron primero cortados longitudinalmente en el laboratorio, con el fin de caracterizar la columna sedimentaria y luego fueron seccionados a cada un centímetro de espesor para realizar los análisis correspondientes.



Figura 5. Muestreador de gravedad Uwitec. Seccionamiento de los núcleos sedimentarios.

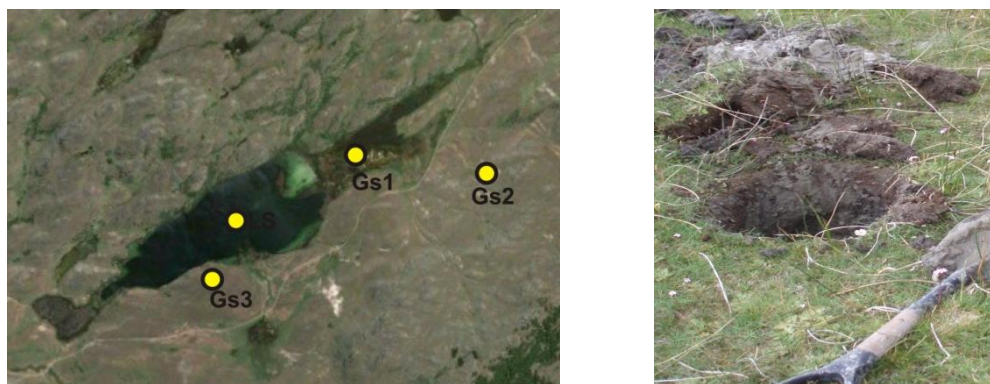


Figura 6. Localización de las muestras de agua. Pozo para la obtención de agua subterránea.

3.2 Datación

Para reconstruir las variaciones climáticas durante el Holoceno es fundamental tener una datación lo más precisa posible, debido a que esto permite determinar la duración de los eventos reconstruidos y evaluar si efectivamente estos fueron sincrónicos con eventos registrados en el Hemisferio Norte. Para el periodo Holocénico el método comúnmente más utilizado es la datación radiocarbónica (^{14}C) que permite estimar la edad de los sedimentos hasta los 60000 años (Robert, 1998).

No obstante, el método se encuentra limitado a estimar las edades más recientes debido a que la quema de combustible fósil y las explosiones atómicas han generado un aumento de ^{14}C viejo en la atmósfera, modificando el ciclo del radiocarbono. Es por ello que si se requiere estudiar un periodo más reciente, es necesario aplicar otros métodos que complementen los resultados de ^{14}C .

Los métodos radioisotópicos, principalmente de ^{210}Pb son más adecuados para reconstruir los cambios recientes debido a que permiten datar los últimos 150 años. La metodología para transformar la actividad del ^{210}Pb en años calendarios se basa en la aplicación de modelos matemáticos, entre los cuales el modelo CRS (Constant Rate Supply) es el más utilizado debido a que considera cambios en la tasa de sedimentación (Appleby y Oldfield, 1978). Adicionalmente, el análisis del radioisótopo de ^{137}Cs , es utilizado como un marcador temporal que permite corroborar la precisión del modelo cronológico (Walker, 2005).

Los modelos cronológicos se basaron en dataciones de ^{14}C y ^{210}Pb para el Lago Cisnes, mientras que debido a una baja actividad del ^{210}Pb en los sedimentos, los modelos en los lagos Thompson y Burgos fueron determinados solo a través de ^{14}C y corregidos con valores de la relación carbono/nitrógeno propuesta por Bertrand *et al.* (2012).

3.3 Análisis sedimentológicos

Componente orgánico y carbonatos

Posterior a la separación de las conchas desde el sedimento, el contenido orgánico y de carbonatos fue determinado mediante dos métodos: por pérdida de peso por ignición que determina el contenido de materia orgánica (LOI_{550}) (Boyle, 2002) y a través de la combustión y oxidación del carbono con un analizador elemental FISONs NA 1500 NC acoplado a un espectrómetro de masa (IR-MS) para determinar el contenido de carbono orgánico total (TOC). El contenido de carbonatos fue determinado mediante la calcinación del sedimento a 1000°C siguiendo los métodos Boyle (2002).

Debido a que la materia orgánica puede tener origen tanto del material acuático (autóctono) como desde la cuenca (alóctono), una de las maneras de distinguir el origen del componente orgánico es a través de la relación carbono-nitrógeno (C/N). Valores entre 4-10 normalmente indican que la materia orgánica está compuesta principalmente por fitoplancton, mientras que un aporte de plantas vasculares a los sedimentos se refleja por presentar una relación con valores mayores a 20 (Meyers y Teranes 2001). Utilizando un analizador elemental se determinó el contenido de TOC y nitrógeno total (TN) para establecer esta relación. Adicionalmente utilizando este mismo equipo se analizó la composición isotópica de carbono ($\delta^{13}C$) y nitrógeno ($\delta^{15}N$). El $\delta^{13}C$ permite reconstruir la paleoproduktividad en los lagos ya que se encuentra relacionada a la utilización de ^{12}C por el fitoplancton, mientras que $\delta^{15}N$ es útil para identificar cambios pasados en la disponibilidad de nitrógeno a los productores primario en los lagos (Meyers y Teranes 2001).

Granulometría y mineralogía

Los análisis granulométricos fueron realizados en un analizador de partículas de difracción laser Malvern Mastersizer 2000 que detecta un tamaño de partícula de 0.02 a 2000 μm . Las muestras fueron introducidas adicionando un dispersante que facilitó la separación realizada por un ultrasonido y transporte del material para su cuantificación.

La composición mineralógica se determinó mediante difracción de rayos X (XRD) en un difractómetro Bruker D8-Advance con radiación CuK α . Las muestras fueron molidas en un mortero de agata y escaneadas en el equipo. Los datos obtenidos fueron analizados de manera semi-cuantitativa siguiendo a Cook *et al.* (1975). La intensidad del pico principal de cada mineral fue medido y corregido utilizando un factor de multiplicación.

Con el fin de evaluar si las conchas de moluscos han sufrido procesos de diagénesis que generen ruido en la interpretación de los isótopos estables, se determinó la composición mineralógica de tres grupos de conchas que fueron tomadas al azar desde distintas profundidades del núcleo sedimentario. Estas muestras fueron analizadas de acuerdo a la metodología mencionada anteriormente.

Susceptibilidad magnética

La determinación del grado de magnetización de los minerales que forman parte de los sedimentos, permite por un lado, utilizarlo como un indicador de la intensidad de la erosión y por otro lado hacer correlaciones de los núcleos sedimentarios mediante los peak de susceptibilidad magnética registrados en los diferentes núcleos. El análisis se realiza poniendo el sensor del equipo Bartington (modelo MS2) sobre la muestra de sedimento húmeda para generar un campo magnético y establecer un valor de magnitud adimensional.

3.4 Análisis biológicos y partículas de carbón

Moluscos

Tres taxa de moluscos fueron encontrados en los nucleos del lago Cisnes. Los ejemplares correspondieron a moluscos de la familia Sphaeriidae, donde se identificaron tres géneros: *Musculium*, *Sphaerium* y *Pisidium*, mientras los gastrópodos correspondieron a las familias Lymnaeidae (*Lymnaea*), Planorbidae (*Biomphalaria*) y Glacidorbidae (*Gondwanorbis tricarinatus*). Una vez seccionados los nucleos de sedimento cada un centímetro las conchas fueron separadas y

lavadas con agua destilada. Cuando fue necesario se utilizó un baño ultrasónico para eliminar las partículas detritales adheridas a las conchas. Cada concha fue identificada bajo lupa y se contabilizaron por especie para conocer la distribución a través de la columna de sedimento. Solo los individuos completos o fragmentos apicales fueron contabilizados.

Quironómidos

Para obtener las cápsulas cefálicas de los quironómidos, 2-4 cc de sedimento húmedo por cada centímetro cortado, fueron tratados con KOH 10% a una temperatura de 75°C durante 10 a 15 minutos en un agitador magnético. Posteriormente, el sedimento tratado fue filtrado en un tamiz de 90 µm utilizando agua corriente para eliminar el KOH. Las cápsulas cefálicas fueron colectadas bajo lupa y montadas sobre un portaobjetos utilizando una solución de Hydromatrix. Las muestras fueron identificadas en un microscopio fotónico siguiendo las claves de identificación de Cranston (2000), Rieradevall y Brooks (2001) y Epler (2001).

Para la representación de los ensambles de moluscos y quironómidos a través del núcleo de sedimento se utilizaron los programas Tilia y Tilia Graph. Adicionalmente un análisis de cluster CONISS (Constrained Cluster Analysis by Incremental Sums of Squares) fue aplicado a las asociaciones de quironómidos, para evidenciar posibles diferencias entre las agrupaciones. Para evaluar la significancia de los cambios entre los periodos determinados se aplicó un análisis de similitud (ANOSIM). Finalmente se aplicó un análisis de componentes principales (ACP) para distinguir los agrupamientos entre las muestras que correspondían a periodos de pre- incendios, incendio y post- incendios durante el Holoceno tardío.

Partículas de carbón

Para la separación de las partículas de carbón desde cada centímetro de sedimento, 2 a 3 cc de sedimento húmedo fueron tratados con KOH 10% a 70°C durante 20 minutos en un agitador magnético (Lynch *et al.* 2003). Las muestras tratadas fueron pasadas por un tamiz de 125 µm debido a que el tamaño de partícula más representativo se encuentra entre los 0.125 y 0.250 mm

(Markgraf *et al.*, 2007). La separación y cuantificación de las partículas de carbón fue realizada utilizando una lupa de 36x de aumento.

La concentración de partículas de carbón fue estimada dividiendo el número de partículas por el volumen de sedimento utilizado. Adicionalmente, para establecer la tasa de acumulación de las partículas de carbón (CHAR: partículas/cm² año) la concentración (partículas/cm³) fue dividida por la tasa de deposición (cm/año) (Long *et al.* 1998).

3.5 Análisis isotópicos

Los análisis de isótopos estables de oxígeno y carbono fueron realizados en las conchas y en el sedimento. El procedimiento para determinar $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$ se realizó siguiendo a McCrea (1950) y consiste en liberar el CO₂ desde el carbonato biogénico a través de una reacción con H₃PO₄ a una temperatura de 25°C. El CO₂ aislado a través de una línea de extracción y almacenado en tubos de vidrio es inyectado a un Finnigan Mat Delta E isotope ratio mass spectrometer (IRMS). Los valores isotópicos son reportados como desviación por mil (‰) en relación a la proporción isotópica (¹⁸O/¹⁶O) del estándar Vienna Pee Dee Belemnite (VPDB) a través de la siguiente ecuación:

$$\delta = (R_{\text{muestra}}/R_{\text{VPDB}} - 1) \cdot 1000 \text{ ‰}$$

Se considera analíticamente reproducible el procedimiento si el estándar es mejor que 0.02‰ para la proporción isotópica, y 0.1 ‰ para el promedio de las conchas duplicadas.

Para los análisis isotópicos de oxígeno y deuterio en las muestras de agua se utilizó la técnica de pirólisis a alta temperatura (Thermal combustión/elemental analysis-TC/EA). Las muestras fueron analizadas en un IRMS Thermo Delta V plus con flujo continuo. Los valores de agua fueron reportados con respecto al estándar Vienna Standard Mean Ocean Water (V-SMOW).

CAPITULO I. CARACTERIZACION ISOTÓPICA ACTUAL DEL LAGO CISNES

Resumen

La composición isotópica de los sistemas lacustres ha sido una herramienta importante para los estudios paleoclimáticos debido a que provee información sobre variaciones de la precipitación que usualmente están relacionadas a los cambios de temperatura. Sin embargo, la influencia de la composición isotópica de las precipitaciones sobre el cuerpo de agua no siempre es tan directa, por lo que se requiere conocer todas las fuentes de agua y los procesos que podrían influir en la composición isotópica del lago.

Debido a que cada tipo de agua tiene una composición isotópica específica, esta funciona como “huella dactilar” permitiendo que a través de los valores de $\delta^{18}\text{O}$ y δD sea posible diferenciar las principales fuentes del sistema lacustre. La localización espacial de la señal isotópica de cada tipo de agua dentro de una relación grafica dada por los valores de $\delta^{18}\text{O}$ y δD proporciona un práctico método para determinar la influencia de las aguas superficiales, subterráneas y meteóricas sobre la composición isotópica del cuerpo de agua y evidenciar los procesos de evaporación que están ocurriendo. Esto es esencial en las reconstrucciones climáticas debido a que permite tener un mejor entendimiento de la hidrología del lago y complementar la interpretación de las señales isotópicas registradas en los sedimentos.

Con el fin de caracterizar isotópicamente el lago Cisnes, durante el año 2009 y 2010 se colectaron diferentes muestras de agua en la cuenca, las que incluyeron precipitaciones, aguas del lago a diferentes profundidades y subterráneas. La composición isotópica ($\delta^{18}\text{O}$ y δD) de todas las muestras fueron graficadas en relación a la Línea local de aguas meteóricas de Coyhaique. La desviación de la señal encontrada en el lago respecto a esta línea, deja en evidencia el efecto de la evaporación sobre el cuerpo de agua que es favorecido posiblemente por el largo tiempo de residencia del agua, lo cual es típico de sistemas hidrológicamente cerrados. Las aguas subterráneas cercanas parecen ser la principal fuente de agua en el sistema, por lo que las variaciones en la composición isotópica registradas en los sedimentos del lago no reflejarían fluctuaciones en la composición isotópica de las precipitaciones, sino cambios en la tasa de

evaporación que podrían ser evidenciados por la señal isotópica del agua que queda almacenada en los carbonatos durante su precipitación.

Introducción

La composición isotópica de oxígeno e hidrógeno en las aguas ha sido considerado como una poderosa herramienta para la paleoclimatología debido a la aparente relación que existe entre los parámetros climatológicos como la temperatura del aire y los patrones de distribución de ^2H y ^{18}O de la precipitación (Darling *et al.* 2005). Basándose en esta relación se han reconstruido temperaturas usando diferentes archivos ambientales, como núcleos de hielo y sedimentos marinos (Grootes *et al.* 1993, Johnsen *et al.* 2001, Schöne *et al.* 2004). Sin embargo, reconstruir los cambios climáticos desde archivos continentales requiere que el isótopo utilizado como paleotermómetro sea adecuadamente calibrado (Darling *et al.* 2005).

Craig (1961) establece una relación lineal entre los valores isotópicos de las precipitaciones ($\delta^{18}\text{O}$ y δD) en diferentes localizaciones geográficas, la cual es conocida como la Línea Global de Aguas Meteóricas (GMWL). Más tarde, Dansgaard (1964) encuentra que la GMWL depende las temperaturas locales a diferentes latitudes. A medida que disminuye la temperatura en el sitio de condensación e incrementa la latitud, altitud y distancia desde la fuente de humedad se produce una disminución de los valores de $\delta^{18}\text{O}$ y δD , debido a un menor fraccionamiento entre los isótopos pesados (^{18}O y ^2H) y los livianos (^{16}O y ^1H) (Figura 1a).

A escala regional, esta relación, conocida como Línea Local de Agua Meteóricas (LMWL), aunque se mantiene lineal puede presentar variaciones que dependen de las condiciones bajo la cual se forma la fuente de agua en cada lugar. Las desviaciones desde la línea de aguas meteóricas pueden ocurrir por diferencias de humedad de la fuente de vapor y por procesos de evaporación (Figura 1b) (McGuire y McDonnell, 2007).

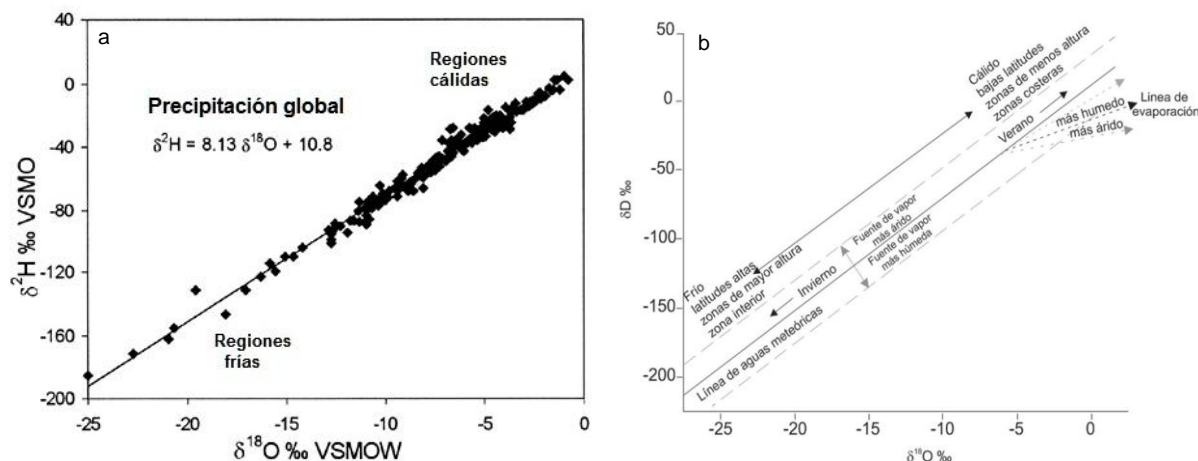


Figura 1. a) Línea Global de Aguas Meteóricas (Rozanski et al., 1993). b) Esquema de la línea de aguas meteóricas con los factores que generan desviaciones de la relación $\delta^{18}\text{O}$ y δD (Modificado de McGuire y McDonnell, 2007)

Conocer la composición de las precipitaciones es fundamental debido a que los lagos hidrológicamente abiertos reflejan principalmente la composición isotópica de la precipitación, ya sea como lluvia o nieve. Sin embargo otras fuentes de agua como ríos y aguas subterráneas también pueden contribuir a la composición isotópica del lago, por lo que no siempre se puede asumir que el lago refleja la señal isotópica de la precipitación (Darling *et al.* 2005, Leng y Marshall 2004).

La evaporación es uno de los procesos más importantes que afectan la composición isotópica del agua, principalmente en lagos hidrológicamente cerrados y de ambientes áridos. Este proceso provoca que los valores de $\delta^{18}\text{O}$ y δD en el lago sean mayores a los de la precipitación debido a una pérdida de los isótopos livianos (^{16}O y ^1D) (Hoefs, 2009). La evaporación puede provocar incluso diferencias en la composición isotópica de la columna de agua en lagos que presentan estratificación térmica, donde el epilimnion tiende a ser más afectado por la evaporación y por lo tanto más enriquecido con ^{18}O (von Grafenstein *et al.* 1999). Leng y Marshall (2004) mencionan que en lagos con una alta evaporación, los isótopos contenidos en el sedimento pueden mostrar grandes variaciones al reconstruir la evaporación y precipitación, por lo cual los autores recalcan que antes de hacer cualquier interpretación es importante conocer la hidrología del lago.

Uno de los métodos más efectivos para estimar la tasa de evaporación/precipitación en un lago es mediante la ecuación aplicada por Gibson *et al.* (2002) en lagos canadienses, que considera la composición isotópica de la precipitación, el agua del lago y el flujo de evaporación. Si bien, las dos primeras pueden ser rápidamente obtenidas, determinar el flujo de evaporación requiere de la utilización de bandejas de evaporación para estimar la composición isotópica del vapor de agua.

No obstante, debido a que la composición isotópica de las aguas funciona como una “huella dactilar”, una rápida aproximación para diferenciar los aportes de agua al sistema lacustre es conocer la composición isotópica de cada una de ellas y graficarlas junto con la LMWL correspondiente. Utilizando la señal isotópica de las aguas subterráneas, vapor de agua y precipitaciones, Mayr *et al.* (2007) establece que las aguas subterráneas son la principal fuentes de agua en dos lagos de Patagonia (lago Potrok Aike y laguna Azul). Ellos además fueron capaces de distinguir que las precipitaciones en la Patagonia semi-árida son altamente variables y dependen del origen y la trayectoria de las masas de aire que llevan lluvia.

Dada la necesidad de conocer la composición isotópica actual del lago Cisnes para generar información que permita reconstruir e interpretar las señales isotópicas registradas en sus sedimentos, presente estudio tiene como objetivo caracterizar isotópicamente este sistema así como sus fuentes de agua.

Metodología

Las muestras de agua fueron colectadas con una botella Ruttner desde distintas partes de la cuenca del lago, en la superficie, a profundidades medias (8 m) y a profundidades mayores (17 m) durante Enero del 2009 y 2010. Estas se almacenaron en botellas de polietileno, se sellaron cuidadosamente y se mantuvieron refrigeradas a 4°C para evitar cualquier crecimiento bacteriano. Las muestras colectadas durante el año 2009 fueron analizadas en Vrije Universiteit Amsterdam, Holanda, mientras que los análisis de las muestras del 2010 fueron realizados en el laboratorio de Geozentrum Nordbayern, Alemania. Las incertezas analíticas en ambos laboratorios fueron

similares, siendo para el primero 2‰ para δD y 0.2‰ para $\delta^{18}O$, mientras que en el segundo fueron de 1.5‰ para δD y 0.15‰ para $\delta^{18}O$.

Adicionalmente se realizó una caracterización fisicoquímica de la columna de agua (18 m) utilizando una sonda multiparamétrica Hydrolab modelo Quanta, con el fin de describir limnológicamente el cuerpo de agua y evaluar la presencia de estratificación térmica en el lago.

La información sobre la composición isotópica regional de las aguas meteóricas fue obtenida desde la base de datos de la Agencia Internacional de Energía Atómica (IAEA, por sus siglas en inglés) – Red Global de Isótopos en la Precipitación (GNPI, por sus siglas en inglés) (<http://ishohis.iaea.org>), siendo la estación de Coyhaique la más cercana a la localización del sitio de estudio.

Resultados e Interpretación

Caracterización fisicoquímica

Los parámetros fisicoquímicos analizados en la columna de agua se presentan en la Figura 2. Las tendencias de estos, en general, fueron similares excepto para la conductividad que mostró poca variación a lo largo de la columna de agua.

La temperatura en la columna de agua decreció gradualmente con la profundidad, encontrándose 15.8°C en la superficie y 13.0°C en la parte más profunda. Entre los 6 y 7 metros la diferencia de temperatura fue 0.9°C. Esta diferencia podría estar asociada principalmente a la penetración de la luz, considerando que la transparencia del lago, calculada con el disco secchi, el cual alcanzó los 6 metros de profundidad.

La concentración de oxígeno disuelto presentó un comportamiento clinógrado, observándose una mayor concentración de oxígeno disuelto en la superficie (14.38 mg/L) que disminuyó hasta 7.28 mg/L a los 18 metros de profundidad. Similar a la temperatura, la mayor diferencia entre los valores de oxígeno disuelto fue observado entre los 6 y 7 metros (0.78 mg O₂/L).

Tanto el pH como la conductividad presentaron poca variación. El rango de valores de pH fue de 8.67 a 8.41, lo cual es característico en lagos ricos en calcio (Lampert y Sommer, 2007), mientras que la conductividad fluctuó entre 0.46 y 0.47 mS/cm.

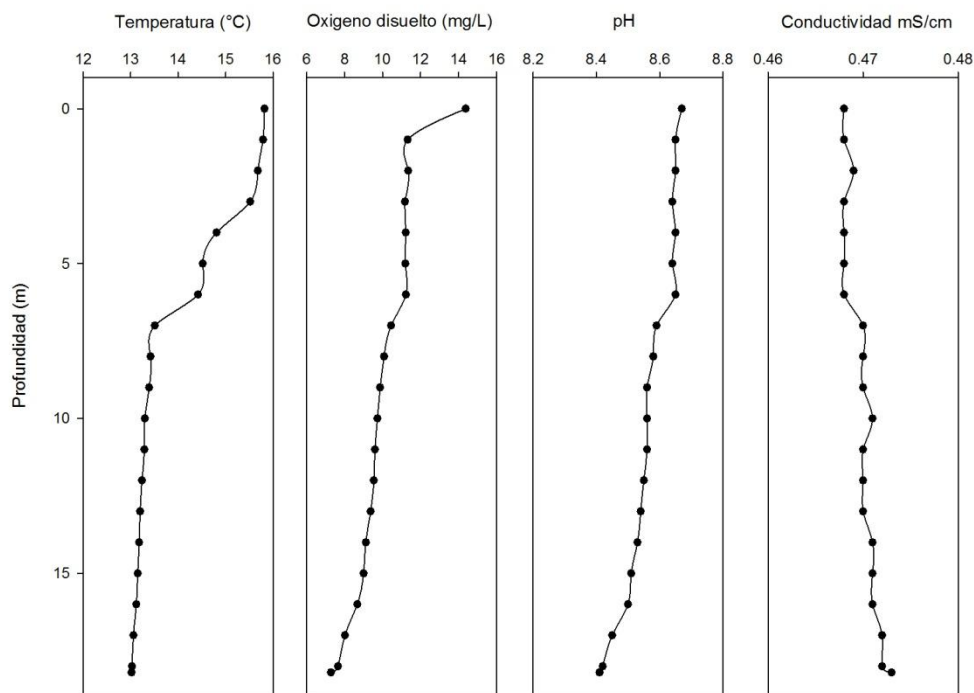


Figura 2. Caracterización fisicoquímica de la columna de agua del Lago Cisnes.

Señal isotópica de las aguas

La composición isotópica de las aguas del lago, la precipitación y aguas subterráneas son indicadas en la tabla 1 y graficadas en la figura 3.

La composición isotópica en el lago Cisnes no presenta diferencias interanuales significativas para los dos años considerados ($p < 0.05$), lo que sugiere que los procesos que podrían influir en el lago fueron relativamente estables al menos durante el periodo estival. La señal isotópica registrada a distintas profundidades de la columna de agua presenta sutiles diferencias. Durante el 2009, las mayores diferencias estuvieron entre 9 y 18 metros de profundidad (0.2‰ para $\delta^{18}\text{O}$ y 2.3‰ para δD), mientras que en el 2010 estas se registraron entre 0.5 y 8 metros (0.2‰ para $\delta^{18}\text{O}$ y 0.1‰

para δD). Las diferencias se encuentran cerca de las incertezas analíticas del método empleado, por lo que es posible asumir que señal isotópica en la columna de agua es relativamente homogénea.

Tabla 1: Composición isotópica de las aguas del lago Cisnes y sus entradas.

Muestra de agua	Profundidad (m)	Fecha de toma de muestra	Temperatura (°C)	δD (‰)	$\delta^{18}O$ (‰)
Precipitación	--	Enero- 09	--	-54.2	-6.8
Lago	0.5	Enero- 09	15.7	-52.9	-3.0
Lago	9	Enero- 09	15.9	-51.9	-2.9
Lago	18	Enero- 09	15.8	-54.2	-3.2
Lago	0.5	Enero- 10	15.8	-53.6	-3.6
Lago	8	Enero- 10	--	-53.2	-3.4
Lago	18	Enero- 10	--	-53.9	-3.4
Subterránea (GS1)	--	Enero- 10	--	-94.6	-11.8
Subterránea (GS2)	--	Enero- 10	--	-101.2	-12.6
Subterránea (GS3)	--	Enero- 10	--	-95.4	-11.7

El efecto de la evaporación sobre la composición isotópica del agua del lago se hace evidente cuando al graficarla contra la LMWL, los valores quedan por debajo de la línea (figura 3). Esto se produce principalmente porque el proceso de evaporación provoca un enriquecimiento de ^{18}O en el agua del lago, por lo cual los valores de $\delta^{18}O$ tienden a ser menos negativos. Similar situación es encontrada por Baroni *et al.* (2006) en un lago italiano. Ellos atribuyen una gran evaporación a los grandes tiempos de residencia del agua. Por otro lado Hoefs (2009) señala que un desplazamiento de $\delta^{18}O$ y δD desde la MWL está frecuentemente correlacionado con la salinidad, donde aguas más agotadas en ^{18}O y D son usualmente menos salinas, mientras que aguas más distantes a la MWL tienden a ser más salinas.

Considerando que en la actualidad el lago Cisnes es un sistema hidrológicamente cerrado, el tiempo de residencia del agua en el lago podría favorecer el proceso de evaporación, lo que generaría además un aumento de la salinidad del lago.

La composición isotópica de la única muestra de precipitaciones obtenida se situó dentro del rango dado por la LMWL, comprobando que a pesar de los microclimas existentes en esta área, los datos podrían representar gran parte del área.

Similarmente, la composición isotópica de las aguas subterráneas fue cercana a la LMWL de Coyhaique lo que indicaría que la recarga de los acuíferos se origina principalmente por las aguas meteóricas (Hoefs, 2009; Sharp, 2007). Las diferencias entre los valores de $\delta^{18}\text{O}$ y δD son sutiles y se producen principalmente en la muestra GS2. Estas pequeñas diferencias parecen estar dadas principalmente por la distancia desde el acuífero al lago. Tanto la muestra GS1 como la GS2 fueron colectadas en zonas cercanas al lago por lo que es posible que se produzca una mayor influencia de la composición isotópica del agua del lago que presenta una señal mucho más enriquecida en ^{18}O . Contrariamente, la muestra GS3 se encuentra más alejada del lago y a una altura levemente mayor (~ 500 m.s.n.m) por lo que habría una nula influencia del cuerpo de agua hacia el acuífero. Hoefs (2009) señala además que la geología y la vegetación también pueden afectar la composición isotópica de las aguas del acuífero, sin embargo en la cuenca del lago Cisnes, estos factores parecen no ser muy relevantes.

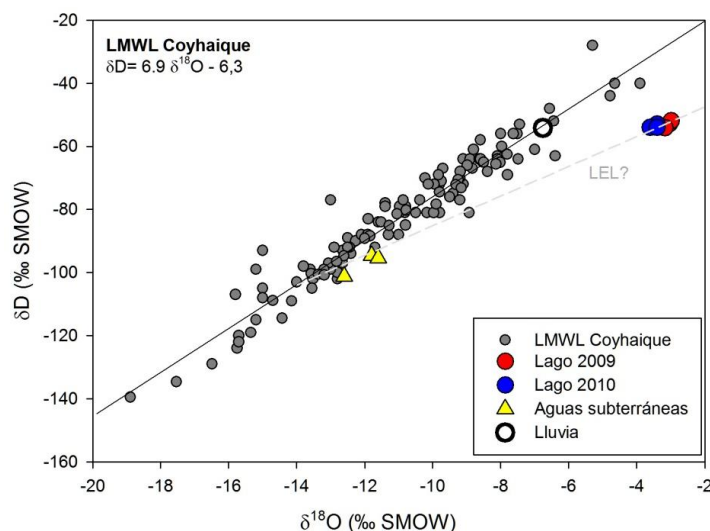


Figura 3. Composición isotópica de aguas del lago Cisnes, aguas subterráneas y meteóricas. La Línea local de aguas meteóricas de Coyhaique se basó en datos de GNPI. Línea gris punteada muestra la Línea de Evaporación Local (LEL) tentativa para la zona.

Mayr *et al.* (2007) estableciendo una LEL en el Lago Potrok Aike y Laguna Azul encuentra que la señal isotópica de las aguas subterráneas se agrupaban alrededor de la intersección de la LEL con la LMWL, lo que demostraba que estas eran la principal fuente de agua de los lagos. Aunque en nuestro estudio la falta de datos impide generar una LEL, al extrapolar una línea imaginaria sobre la señal isotópica del lago hasta la LMWL, podemos observar que similarmente, la composición isotópica de las aguas subterráneas se agrupa alrededor de la intersección, sugiriendo que las aguas subterráneas podrían tener más influencia que las precipitaciones en la señal isotópica del lago Cisnes (Figura 3).

Conclusiones

El lago Cisnes en la actualidad es un lago hidrológicamente cerrado y probablemente con altos tiempos de residencia. Esto permite que al menos durante el periodo estival se observe un gradiente de temperatura a lo largo de la columna de agua que disminuye ligeramente entre los 5 y 6 metros. Este gradiente de temperatura sin embargo, no parece afectar la composición isotópica del cuerpo de agua, debido a que las diferencias a distintas profundidades se encontraban dentro de las incertezas analítica del método. Por lo cual se puede considerar que la composición isotópica en el lago Cisnes es relativamente homogénea.

La desviación que presenta la señal isotópica del lago Cisnes en relación a la LMWL de Coyhaique es típica de lagos salinos y además evidencia un efecto importante de la evaporación sobre el cuerpo de agua. Por otro lado, la posición de las aguas subterránea al proyectar una línea de evaporación local sobre los valores isotópicos del lago, permite inferir que la composición isotópica del lago podría estar más influenciada por las aguas subterráneas, lo cual parece ser típico de lagos patagónicos de ambientes semiáridos localizados en la vertiente este de la cordillera de los Andes.

Aunque las precipitaciones en la cuenca del lago cisnes fueron similares a las de Coyhaique y sus variaciones pasadas podrían ser representativas de toda el área. Las variaciones en la composición isotópica registradas en los sedimentos del lago no reflejarían fluctuaciones en la

composición isotópica de las precipitaciones, sino cambios en la tasa de evaporación que podrían ser evidenciados por la señal isotópica del agua que queda almacenada en los carbonatos durante su precipitación.

BIBLIOGRAFÍA

Baroni C., G. Zanchetta, A. Fallick, A. Longinelli. 2006. Mollusca stable isotope record of a core from Lake Frassino, northern Italy: hydrological and climatic changes during the last 14 ka. *The Holocene* 16 (6): 827- 837.

Craig, H., 1961. Isotopic variations in meteoric waters. *Science* 133, 1833–1834.

Dansgaard, W., 1964. Stable isotopes in precipitation. *Tellus* 16, 436–468.

Darling G., A. Bath, J. Gibson, K. Rozanski. 2005. Isotope in water. In: M.J. Leng (Ed.), *Isotopes in Palaeoenvironmental Research*, Springer, Holanda.

Gibson, J.J., Edwards, T.W.D., 2002. Regional water balance trends and evaporation–transpiration partitioning from a stable isotope survey of lakes in northern Canada. *Global Biogeochemical Cycles* 16.

Grootes, P.M., M. Stuiver, J.W.C. White, S.J. Johnsen, and J. Jouzel. 1993. Comparison of oxygen isotope records from the GISP2 and GRIP Greenland ice cores. *Nature* 366:552-554.

Hoefs J. 2009. *Stable Isotope Geochemistry*. Sexta edición. Springer - Verlag Berlin Heidelberg. Göttingen, Alemania. 825 pp.

Johnsen S., D. Dahl-Jensen, N. Gundestrup, J.P. Steffensen, H.B. Clausen, H. Miller, V. Masson-Delmotte, A.E. Sveinbjörnsdottir, J. White. 2001. Oxygen isotope and palaeotemperature records from six Greenland ice-core stations: Camp Century, Dye-3, GRIP, GISP2, Renland and NorthGRIP. *Journal of Quaternary Science* 16 (4): 299–307.

Lampert W., U. Sommer. 2007. Limnoecology: The Ecology of Lakes and Streams. 2nd edition. Oxford: Oxford University Press. Estados Unidos. 324 pp.

Leng, M.J., J.D. Marshall. 2004. Palaeoclimate interpretation of stable isotope data from lake sediment archives. *Quaternary Science Reviews* 23: 811- 831.

Mayr, C., A. Lücke, W. Stichler, P. Trimborn, B. Ercolano, G. Oliva, C. Ohlendorf, J. Soto, M. Fey, T. Haberzettl, S. Janssen, F. Schäbitz, G. Schleser, M. Wille, B. Zolitschka. 2007. Precipitation origin and evaporation of lakes in semi-arid Patagonia (Argentina) inferred from stable isotopes ($\delta^{18}\text{O}$, $\delta^2\text{H}$). *Journal of Hydrology* 334, 53– 63.

McGuire K., J. McDonnell. 2007. Stable isotope tracers in watershed hydrology. In: M. Michener y K. Lajtha (Eds.). *Stable Isotopes in Ecology and Environmental Science*. Segunda edición. Blackwell Publishing Ltd. Singapur.

Rozanski K, L. Araguas-Araguas, R. Gonfiantini. 1993. Isotopic patterns in modern global precipitation. In: *Climate change in continental isotopic records*. *Geophys Monogr* 78: 1–36.

Schöne B., A. Castro, J. Fiebig, S. Houk, W. Oschmann, I. Kroncke. 2004. Sea surface water temperatures over the period 1884-1983 reconstructed from oxygen isotope ratios of a bivalve mollusk shell (*Arctica islandica*, southern North Sea). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 212: 215-232.

Sharp Z. 2007. *Principles of stable isotope geochemistry*. Pearson Prentice Hall. New Jersey, Estados Unidos 344 pp.

Von Grafenstein U, H. Erlenkeuser, P. Trimborn. 1999. Oxygen and carbon isotopes in modern fresh-water ostracod valves: assessing vital offsets and autecological effects of interest for palaeoclimate studies. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 148, 133–152.

CAPITULO II. CLIMATE VARIABILITY DURING LATE HOLOCENE IN PATAGONIA: FINDING A MEDIEVAL CLIMATIC ANOMALY AND LITTLE ICE AGE SIGNAL BY ISOTOPIC EVIDENCE FROM MOLLUSCS IN CISNES LAKE (47°S)

Denisse Álvarez^a, Nathalie Fagel^b, Edward Keppens^c, Alberto Araneda^a, Patricia Jana^d and Roberto Urrutia^a

^a *Aquatic Systems Research Unit, EULA – Chile Environmental Sciences Centre, University of Concepción, P.O Box 160-C, Concepción, Chile*

^b *AGEs - Clays, sedimentary environments and geochemistry, Department of Geology, University of Liege, Allée du 6 août, B-4000, Liège, Belgium*

^c *Geology Department, Vrije Universiteit Brussel, B-1040 Brussels, Belgium*

^d *Institute of Geography & Oeschger Centre for Climate Change Research, University of Bern*

Abstract

Stable isotopes in mollusk shells have been widely used for climate reconstructions. However, their use is restricted to lakes as they allow for the preservation of the calcareous material of the shells. Cisnes Lake, located in Patagonia (47°S), shows a relatively continuous record of three mollusk species over the last 2600 years. Oxygen isotope analysis conducted on *Pisidium* sp., *Lymnaea* sp. and *Biomphalaria* sp. generally showed similarities throughout the entire record, and relatively stable and dry conditions until 1600 cal yr BP. An evaporation increase was registered in 1185 cal yr BP. These dry conditions continued until 1050 cal yr BP, however a decrease in the isotopic signals of the three taxa indicates a shift towards less dry conditions for most of the MCA. An abrupt decrease in the isotopic signal occurs at 608 cal yr BP, which coincides with several paleoclimatic records in the area. The low values of $\delta^{18}\text{O}$ for *Pisidium* between 750 cal yr BP and 170 cal yr BP suggest that wet conditions prevailed during this period, which coincides with the LIA, however the signal for *Lymnaea* indicates that a period of increased evaporation could have occurred around 440 cal yr BP. Discrepancies in the paleoclimatic records of southern Patagonia for the MCA leads to the assumption that variations of the westerlies during this period generated spatial heterogeneity in rainfall, causing the records to represent local conditions, while a temperature decrease during the LIA resulted in more homogeneous records in Patagonia.

Keywords: Late Holocene, LIA, $\delta^{18}\text{O}$, mollusks, westerlies, Patagonia.

Introduction

During the late Holocene, both the Medieval Climate Anomaly (MCA) and the Little Ice Age (LIA) are considered key events for understanding current climate behavior (Christiansen and Ljungqvist, 2012). However, unlike records from the Northern Hemisphere, evidence from the Southern Hemisphere is still limited (Meyer and Wagner, 2009; Sepúlveda et al., 2009), which creates uncertainty in climatic reconstructions, on both a regional and a global scale (Macott et al., 2013; Man et al., 2008; Neukom and Gergis).

In Chile, the late Holocene has been identified as a particularly stable period with predominantly wet conditions (Grosjean et al., 1998; Jenny et al., 2002; Torres et al., 2008; Villa-Martínez et al., 2012). Nevertheless, Lamy et al. (2001) and Moreno et al. (2009) indicate that small changes in the South-Central area during this period could primarily be associated with changes in the strength and position of the westerlies, which influence rainfall and even temperatures. Although the westerlies prevail during the summer period south of 40 ° S, they tend to diminish in the northern zone, being mainly concentrated between 45° S and 55° S (Garreud et al., 2009). In this sense, Patagonia is particularly interesting, given that it is located in the heart of the westerlies, constituting a suitable place to study changes in climatic conditions during the late Holocene (Moy et al., 2009).

Pollen studies conducted in the area have indicated that this period has stable climatic conditions due to a weakening in the strength of the westerlies (Markraf et al., 2007; Moreno et al., 2009; Villa-Martínez et al., 2012). Moreover, historical evidence documents a series of glacial advances during the LIA (Araneda et al., 2007, 2009), while the use of stable isotopes in microbialites of Lake Sarmiento (51 °S) allowed the recording of temperature variations during the MWP and LIA (Solari et al., 2010). Likewise, Moy et al. (2008), through the application of stable isotopes in mollusk shells in Lake Guanaco (51 °S), found climatic variations similar to those recorded in the Northern Hemisphere during the last thousand years.

The differences in results could be accounted for not only due to the sensitivity of the different proxies, but also due to the fact that the latitudinal and longitudinal changes of the westerlies may have generated more regional effects (Villa- Martínez and Moreno, 2007). On a larger time scale, Villa-Martínez et al. (2012)

determined that the behavior of the westerlies generates a puzzle effect in Patagonia, where continental records reveal both positive and negative anomalies of precipitation, even on a small spatial scale.

Given the relative stability that occurs during the late Holocene in the area, it is necessary to use more sensitive indicators in order to detect small changes during this period. In this context, the use of stable isotopes contained in autogenic and biogenic carbonates is essential because they are highly sensitive to changes in evaporation rate and local temperature (Leng and Marshall, 2004), and are suitable for paleohydrological reconstructions (Mayr et al., 2007; Li and Ku, 1997; Talbot, 1990) and palaeoclimatic reconstructions (Apolinarska and Hammarlund, 2009; Baroni et al., 2006; Jones et al., 2002; Von Grafenstein et al., 2000).

The relative stability of the westerlies during the late Holocene suggests that its influence on changes in evaporation rate was similar at the regional scale (Moy et al., 2008). Nevertheless, because the records during this period are restricted to southern Patagonia (47° - 55° S), it is unknown whether changes in the westerlies generated the same effects in the North (40° - 47° S) or if minor latitudinal changes continued to generate the puzzle effect, as observed in an earlier period (Villa-Martinez et al., 2012). The area near 47° S is particularly interesting because it is located in an intermediate zone, where the effect of the westerlies on precipitation during the late Holocene has seldom been studied. Therefore, this paper aims to identify and characterize the climatic conditions that prevailed during the Medieval Climate Anomaly and Little Ice Age and the relationship between changes in these periods with changes to the westerlies in central Patagonia.

Site description

Cisnes Lake ($47^{\circ} 06' S$ - $72^{\circ} 26' O$ / 452 m elevation) is a small, shallow body of water, found in the basin of the Chacabuco River, in an area of glacial alignment (De la Cruz et al., 2004) (Figure 1). The lake has an area of 523,165 m² and a maximum depth of 18 m. The surface water temperature in the summer period is $\sim 16^{\circ}$ C, while bottom temperature is $\sim 13^{\circ}$ C, due to the fact that its shallowness does not permit thermal stratification. As a closed basin lake, the main contribution of water comes from precipitation and

groundwater. A small stream connects it to other lakes located northeast of the basin, which are usually covered by steppe vegetation.

The marsh vegetation consists mainly of *Juncus* sp. and *Scirpus* sp., which are dense on the southern edge of the lake. Cover by *Myriophyllum* sp. and *Chara* sp. reaches up to 6 m depth. The terrestrial vegetation is characteristic of Patagonia, with a shrub steppe mainly represented by low vegetation that forms cushions, dense thickets and some clusters of *Nothofagus* sp. (Marticorena and Rodríguez, 2005).

The average annual rainfall in the area is variable, reaching 1,200 mm in Coyhaique and 730 mm in Cochrane. The rainy season is from May to August, where about 50 % of the annual total precipitation falls, mainly in the form of snow. The westerlies directly influence the precipitation, intensifying the rain shadow effect as their speed increases (Garreaud, 2007; Moy et al., 2008).

Materials and Methods

Two sediment cores (LC06 and LC10A) were collected from the deepest part of the lake (18 m) using a Uwitec gravity corer. The first core sample, 34 cm in depth (LC06), obtained in 2006, was sub-sampled in 1 centimeter thick slices. The second core sample, measuring 175 cm (LC10A), collected in 2010, was opened longitudinally and scanned for magnetic susceptibility. Dating for the LC10A sample was performed by radiocarbon analysis (^{14}C) of three sediment samples, and analysis of ^{210}Pb and ^{137}Cs activity in the surface layers of the sedimentary record. Radiocarbon values were calibrated with OxCal 3.10 (Bronk Ramsey, 2005) (Table 1), while the values of ^{210}Pb were adjusted using the Constant Rate Supply (CRS) model (Appleby and Oldfield, 1978). Subsequently, the LC06 core was correlated with the LC10A core using the stratigraphic profiles of magnetic susceptibility.

The shells from each section of the LC06 sediment core were washed 2 to 3 times with distilled water, when necessary using ultrasonic cleaning. Later the shells were dried at room temperature, and identified and quantified under a microscope. To assess diagenetic alterations, four pools of shells from different sediment sections were analyzed by X-ray diffraction (XRD). All shells were made up of 100% aragonite, indicating that they were exposed to minimum diagenetic alteration, thus preserving their primary isotopic signal. The

mollusks that were found corresponded to specimens of Lymnaeidae, Sphaeriidae and Planorbidae families, within which only Sphaeriidae, represented by *Musculium* sp. and *Pisidium* sp., appeared throughout the entire sediment core. For each family, six to 10 shells were randomly selected for analysis ($\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$) from each interval of sediment. Additionally, current specimens of *Pisidium* sp. were collected and also analyzed for stable isotopes. These analyses were carried out in the stable isotope laboratory at the University of Brussels, Belgium. The procedure for determining $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ was performed according to McCrea (1950) in order to release the CO_2 from the biogenic carbonate. The stored CO_2 was injected into a Finnigan Mat Delta E isotope ratio mass spectrometer (IRMS). The results were presented in standard delta notation, with $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ reported relative to the VPDB standard. The analytical reproducibility (2σ) based on laboratory standard NBS -19 was 0.06 ‰ for $\delta^{13}\text{C}$ and 0.10 ‰ for $\delta^{18}\text{O}$.

During the summer of 2009-2010, lake water samples were obtained from different depths (0.5 and 18 m), together with samples of rainwater and groundwater near the study site, for analysis of $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^2\text{H}$. All samples were stored in polyethylene bottles and refrigerated at 4°C prior to isotopic analysis. To set the local meteoric water line (LMWL), the data of the isotopic composition of regional meteoric water were obtained from the International Atomic Energy Agency (IAEA) database (<http://ishohis.iaea.org> for Coyhaique). For the isotope analysis of oxygen and deuterium from the water samples, the high temperature pyrolysis technique (Thermal combustion / elemental analysis-TC/EA) was used. Samples were analyzed in an IRMS Thermo Delta V Plus with continuous flow. Water values were reported relative to V - SMOW. The external reproducibility (1σ) was 0.15 ‰ and 1.5 ‰ for $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^2\text{H}$, respectively.

Sedimentological analyses were performed following extraction of the shells. In order to determine the content of organic matter and carbonates, about 1 g of dry sediment was analyzed using the loss on ignition technique (Heiri et al., 2001). Analyses of total organic carbon (TOC), total organic nitrogen (TON) and stable isotopes ($\delta^{15}\text{N}$ and $\delta^{13}\text{C}$) were performed with a Fisons NA 1500 NC elemental analyzer in line with a Optima mass spectrometer and prior to this, the samples were treated with sulfuric acid (1N) to remove carbonates. The remaining portions of each section were analyzed for mineralogy using XRD in a Bruker D8 - Advance diffractometer with CuK α radiation. Data were analyzed semi-quantitatively in the style of Cook et

al. (1975). The intensity of the main peak of each mineral was measured and corrected using a multiplication factor.

Results

Chronology and correlation between cores

Radiocarbon core results of LC10A are summarized in Table 1 and represented in Figure 2 a. The obtained ages maintain a stratigraphic order throughout the profile, covering the last 7610 years. The activity of ^{210}Pb was detected only in the first 10 centimeters, and calculated ages were included in the chronological model. A polynomial equation using the values of ^{210}Pb and ^{14}C sediment allowed us to obtain an age-depth model for LC10A (Figure 2 a). The ^{14}C values obtained from the shells were not considered due to the fact that their estimated age was older than that of the sediment. According to the chronological model, the age of the tephra found between 43 and 60 cm was from 7348 cal yr BP.

The correlation between the LC10A and LC06 cores, based on magnetic susceptibility profiles, showed several similarities (Figure 2 b). The age of the sedimentary profile for LC06, which was estimated using the LC10A model, reached 2661 cal yr BP.

Isotopic signal in modern waters

Data obtained from IAEA showed that $\delta^{18}\text{O}$ values from rainfall had a good correlation with temperature ($r = 0.63$, $p < 0.005$), where high $\delta^{18}\text{O}$ values were associated with high temperatures, while more negative values were found, in general, during periods of low temperatures. These data also allowed us to establish the Local Meteoric Water Line (LMWL) of Coyhaique and compare the signal obtained from precipitations in Cisnes Lake, which was within the range of the LMWL (Figure 3). The $\delta^{18}\text{O}$ and δD values in all groundwater samples were similar (Table 2) and were located near the LMWL. The $\delta^{18}\text{O}$ and δD values of lake water taken from the surface and from the greatest depths were similar, and inter-annual differences were minimal. The

isotope values of the lake water were found to be below the LWML, reflecting the influence of evaporation on the isotopic composition of lake water (Figure 3).

Isotopic composition in mollusk shells

The shells analyzed throughout the sedimentary record generated a wide range of values of $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ (Figure 4). The range of $\delta^{18}\text{O}$ values in the three species was from -6.0 ‰ to -2.2 ‰, with *Lymnaea* sp. and *Pisidium* sp. showing the highest. From ca. 2500-1600 cal yr BP, $\delta^{18}\text{O}$ variations were relatively stable, with values tending to be more negative in the bivalve, *Pisidium* sp. (-4.9 ‰ to -4.0 ‰), and less negative in the gastropods, *Biomphalaria* sp. (-2.6 ‰) and *Lymnaea* sp. (-3.3 ‰). After 1500 cal yr. BP, the $\delta^{18}\text{O}$ variations in *Pisidium* sp. were higher, presenting one of the highest values of the entire record (-2.8 ‰). These values were similar to those found in *Lymnaea* sp. for the same period and remained high until ca. 1050 cal yr. BP. Subsequently, $\delta^{18}\text{O}$ values for *Pisidium* sp. tended to be more negative between 800 and 200 cal yr. BP, coinciding with *Biomphalaria* sp. and *Lymnaea* sp., which also showed more negative values (~ 600 cal yr. BP). From 150 cal yr. BP, oxygen isotopic values in *Pisidium* sp. generally tended to increase with values fluctuating from -4.6 ‰ to -2.2 ‰. Gastropods showed slightly higher values, however, the variations recorded in *Lymnaea* sp. (-5.4 ‰ to -2.3 ‰) were higher than those of *Biomphalaria* sp. (-3.5 ‰ to -3.2 ‰).

The carbon isotopic signature found in the three mollusk species remained relatively stable throughout the record, however each taxon showed a different range of values, with *Biomphalaria* sp. showing less negative values (-3.5‰ to -1.7 ‰) and *Lymnaea* sp. showing more negative values (-5.8 ‰ to -3.6 ‰). The $\delta^{13}\text{C}$ signal in *Pisidium* sp. varied between -4.9 ‰ and -3.2 ‰, with a period (between 1500 and 1350 cal yr BP) where there were less negative values, and a peak in 1987 AD that had the highest value (-3.2 ‰). After 800 cal. yr BP, the interspecies differences increased because the *Biomphalaria* sp. signal tended towards less negative values (-2.2 ‰ to -1.63 ‰) than those of *Lymnaea* sp. and *Pisidium* sp.

Sedimentological characterization of sediment cores

The results of the sedimentological analyses performed on the sediment core (LC06) are shown in Figure 5. The magnetic susceptibility values ranged from 11×10^{-6} S.I to 174×10^{-6} S.I, with an average of 40.8×10^{-6} S.I. Two high values occurred in ca. 1486 cal yr. BP (24 cm) and 1992 AD (1 cm) with 174×10^{-6} S.I. and 147×10^{-6} S.I., respectively. In general, an increase in magnetic susceptibility was inversely related to total organic carbon and nitrogen.

The profiles of total organic carbon (TOC) and total organic nitrogen (TON) showed similar trends, with the ranges of TOC and TON values varying from 3.8 % to 11.6 % and 0.2 % to 0.9 %, respectively. The atomic ratio C / N showed inverse tendencies to those of TOC and TON and fluctuated between 11.2 and 15.9. The isotopic values of carbon and nitrogen ranged from -31.2 ‰ to -28.1 ‰ and 3.6 ‰ to 5.8 ‰, respectively. The $\delta^{15}\text{N}$ is relatively stable between 2660 cal yr. BP to ca. 800 cal. yr BP. After this period, the signal began to increase rapidly, reaching a value of 5.3 ‰.

The carbonate content ranged between 2.4 % and 19.5 %, averaging 11.3 %. A decrease in carbonate content occurred between ca. 1486 cal. yr. BP and 810 cal. yr BP and in 1992 AD. Trends in the carbonate content were directly related to the percentage of calcite. The bulk mineralogy was mainly represented by quartz, calcite, plagioclase and amorphous particles. The amorphous particles were present only in two periods, between ca. 1000 cal. yr BP and 800 cal. BP, and again between 1969 AD and 1992 AD., coinciding with an increase in plagioclase and a decrease in calcite.

Discussion

Interpretation of stable isotopes

Trends of $\delta^{18}\text{O}$ values in the shells of the three species of mollusks were generally similar and their values varied along the sedimentary record, which could primarily be a reflection of changes in the water balance of the lake. Due to the fact that $\delta^{18}\text{O}$ values in current samples of *Pisidium* (-3.38 ‰) were generally similar to the $\delta^{18}\text{O}$ values of the lake water (Table 2), we can infer that carbonate precipitation in bivalves was close to

the isotopic equilibrium, and thus would reflect the isotopic composition of oxygen in the lake. A change in the isotopic signal to an enrichment of the heavy isotope could indicate increased evaporation in the lake caused by rising temperatures and / or a decrease in rainfall, while the depletion of the heavy isotopes reflect a decrease in lake evaporation, caused by a decrease in temperature and / or increased precipitation. Several authors (Apolinarska et al., 2009; Baroni et al., 2006; Heaton et al., 1995; Von Grafenstein et al., 1999) indicate that wet periods are characterized by low values of $\delta^{18}\text{O}$ in shells, while drier periods show a less negative $\delta^{18}\text{O}$ signal.

Taking into account the $\delta^{18}\text{O}$ trends in the three species, it is possible to distinguish four periods where climatic variations might have affected the water balance in the lake. Between 2600-1600 cal yr BP, $\delta^{18}\text{O}$ in the three species showed little variation, so the rate of evaporation in the lake may have been relatively stable. However, the isotopic signal suggests that predominantly drier conditions might have prevailed during this period. The $\delta^{18}\text{O}$ values begin to increase around 1500 cal. yr BP, and a slight gap occurs in the signal for *Biomphalaria* sp., with a high value around 1600 cal yr BP. The low abundance of this species impedes us from having a continuous record during the period from 1500 cal yr BP to 1050 cal yr BP, however *Pisidium* sp. and *Lymnaea* sp. both show a sharp increase in evaporation, which reached a peak in 1185 cal yr BP. The values found in this peak were even higher than those recorded in current samples of *Pisidium* sp. (Figure 4).

Around 800 cal yr BP climatic conditions became wetter, which was reflected in the decreased $\delta^{18}\text{O}$ values, which reached a minimum around 600 cal yr BP. In *Pisidium* sp., the difference between this signal and the current period is greater than 2 ‰, and remains at low values until ~ 170 cal yr BP (1780 AD). An increase in $\delta^{18}\text{O}$ was recorded in *Lymnaea* sp. about 400 cal. yr BP; however the isotopic signal tended to decrease at the end of this period and reached similar levels to those of the other two taxa. The $\delta^{18}\text{O}$ signal during the last 150 years tended to increase, suggesting a change in the water balance of the lake towards greater evaporation.

Discrepancies detected in *Lymnaea* sp. with respect to the other species during drier periods could be related to the type of habitat used by this species, which prefer shallower habitats than the other taxa (Uttinger and Tanner, 2000). Although no significant differences at different depths of the lake were found, it is possible that in waters near the shore of the lake (e.g. <30 cm deep), where pulmonate gastropods generally inhabit, are most affected by evaporation, which then generates a change in isotopic composition with an enrichment

of $\delta^{18}\text{O}$ and greater interspecies variability. Jones et al. (2002) noted that differences in the levels of $\delta^{18}\text{O}$ among gastropods could be associated with water temperature changes and increased evaporation around the marginal part of the lake. A similar situation was described by Bonadonna and Leone (1995), who showed that high values of $\delta^{18}\text{O}$ in *Lymnaea truncatula* could be associated with the presence of this species in marginal wetlands, where the water is more subject to evaporation. Conversely, based on the similarity between $\delta^{18}\text{O}$ in *Biomphalaria* sp. and *Pisidium* sp. we infer that the microhabitat of both species could be associated with deeper areas, where environmental conditions were more homogeneous.

Regarding the carbon isotope signal, variations throughout the sedimentary record were minor and the major differences were observed between the $\delta^{13}\text{C}$ values of *Biomphalaria* sp. relative to the other species (Figure 4). Still, aquatic mollusks can provide important information about the lake system because they mostly use the $\delta^{13}\text{C}$ of dissolved inorganic carbon (DIC) from the environment to build their shells (McConnaughey and Gillikin, 2008). Jones et al. (2002) suggests that this relationship may be better established when there is a strong covariance between $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$. In Cisnes Lake, covariation of the mollusks studied was found only in the bivalve *Pisidium* sp. ($r = 0.5$, $p < 0.05$), therefore its signal could be reflecting the isotopic composition of the DIC. Relationships between $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ of the bivalve were also found by Von Grafenstein et al. (1999) in lakes in southern Germany. They state that $\delta^{13}\text{C}$ values in current samples of *Pisidium* were within the range of $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$. Therefore, considering that the values of $\delta^{13}\text{C}$ in *Pisidium* sp. were similar to the values found in current samples, we can infer that the isotopic composition of the DIC during the period studied was similar to the current one.

Conversely, the weak covariation found between both gastropods would indicate that variations in the isotopic signal could reflect a greater influence of metabolic (e.g. vital effect) or environmental processes (e.g. microhabitat) (Jones et al., 2002; Shanahan et al., 2005). Bonadonna and Leone (1995) suggest that a weak correlation with the oxygen isotope and rapid variations of $\delta^{13}\text{C}$, would indicate that the $\delta^{13}\text{C}$ of *Lymnaea* and *Planorbidae* would be greater influenced by the behavior of every organism in the Valle di Castiglione lake. Although in this case, variations of $\delta^{13}\text{C}$ in both gastropods varied minimally, studies by Leng et al. (1999) confirm that freshwater snails generally present a lower vital effect. Therefore, the differences in the ranges of values between *Lymnaea* sp. and *Biomphalaria* sp. could be influenced by specific environmental conditions

of the isotopic composition of carbon, where the high range of *Biomphalaria* sp. would reflect their presence in areas with more vegetation (e.g. Chara) where the DIC is strongly enriched in ^{13}C (Colletta et al., 2001; Jones et al., 2002), while the studied values for *Lymnaea* sp. would be related to environments with a high degradation of organic material (Bonadonna and Leone, 1995).

Interpretation of sedimentological proxies

The content of organic matter in the sediment of Cisnes Lake, represented by TOC, showed variations throughout the last ~ 2600 cal yr BP (Figure 5). The contribution of allochthonous and autochthonous components, which can be estimated by the values of the atomic ratio C / N, allows us to infer that the organic matter in the lake is mainly composed of a mixture of algal and vascular plant contributions. Based on the trends of the TOC and the atomic relationship of C/N, periods of higher productivity and/or lower input of terrestrial organic matter were identified between 1700-1490 cal yr BP, 1185- 1050 cal yr BP, 520 - 375 cal yr BP, and 1888 AD - 1927 AD.

Similar trends were observed in the carbonate content of the sediment (Figure 5), suggesting high phytoplankton productivity during these periods, because increased photosynthesis would favor the precipitation of autogenic carbonate (Leng et al., 1999). Nonetheless, the increased evaporation could also be affecting the carbonate content, which is evidenced by the high values found throughout the record. Moy et al. (2008) found that in Guanaco Lake an increased percentage of carbonates in the sediment generally coincided with high values of $\delta^{18}\text{O}$ in *Pisidium*. In Cisnes Lake, similar relationships were found for most of the record, however, these seem not to be very clear for the period 1486 cal. yr BP - 810 cal. yr BP, due to other influencing factors.

The increased magnetic susceptibility, decreased organic content and carbonates, as well as the presence of amorphous material in the mineral composition during this period, suggest a deposition of volcanic material, which could cause a change in these parameters. Zanchetta et al. (2012) indicated that tephra found in a shallow lake was responsible for the dilution of the carbonate fraction of the sediments, which could also explain the low values found in Cisnes Lake. Although tephra is considered a one-time event, decreased

carbonate for almost 600 years could have been caused by a continuous dilution to the upper strata, helped by the low rate of sedimentation of the lake. This assumption agrees with the findings of Kilian et al. (2006), who noted that in less humid areas in Patagonia the effect of tephra on lake sediments can be very slow and cover long periods of time, even greater than 1000 years.

Higher productivity between 800 cal yr BP and 400 cal yr BP coincides with a wetter period and a significant increase in $\delta^{15}\text{N}$ values. Vuorio et al. (2006) noted that high values of $\delta^{15}\text{N}$ reflected a rapid increase in lake productivity and phytoplankton assemblage changes in favor of increased chrysophytes, dinoflagellates, and diatoms. However, this change appears to be more related to the disruption caused by the tephra than the wetter conditions that prevailed during the period. Studies in the Galletué Lake show a change in diatom assemblages after a volcanic event and infer that the deposition of tephra could generate an increase in lake nutrients (Urrutia et al., 2007).

Contrary to the previous period, productivity during the last ca. 150 years could be related to the effect of intensive farming in the area along with a change to warmer weather, as $\delta^{18}\text{O}$ trends showed an increase in evaporation. The decrease of the lake level may have triggered an increase in the concentration of nutrients, encouraging phytoplankton activity and the growth of *Chara*, which in turn generates greater carbonate precipitation. The decrease of all values on the surface again coincides with the deposition of tephra that corresponds with the last eruption of the Hudson Volcano.

Paleoclimatic interpretation and comparison with regional records

Trends in oxygen isotopic composition of mollusks recorded during the last 2600 years show variations in the rate of evaporation / precipitation in Cisnes Lake. However, these trends were relatively stable until 1600 cal yr BP suggesting that discrete changes might have occurred during a predominantly dry period, which was also reflected in the interspecies differences in the isotopic signal in mollusks and the high carbonate content of the sediment. The driest conditions intensified between 1500 and 1000 cal yr BP, reaching a peak in 1185 cal yr BP, where the highest recorded value of $\delta^{18}\text{O}$ in *Pisidium* sp. was observed. These trends generally coincide with those recorded by Lamy et al. (2001) in the coastal zone at 41° S, who identified a less humid

period between 1900 and 1600 cal yr BP. Similarly, Sepúlveda et al. (2009), at the Jacaf Fjord (44°S), recorded a dry, warm period between 1975 and 950 cal yr BP, which generated a minor contribution of terrigenous material to the fjord. However, towards the south, the continental climate records showed wetter conditions for the same period, indicating that the westerlies had less influence on northern Patagonia. Gilli et al. (2005) suggests that high magnetic susceptibility values found in the sedimentary record of Cardiel Lake (49°S) between 1800 and 1200 cal yr BP are due to a greater influence of the westerlies in this area. Furthermore, Moy et al. (2008) identify a shorter period of evaporation between 1100 and 1000 cal yr. BP through the $\delta^{18}\text{O}$ values in *Pisidium* sp. for Guanaco Lake (51°S). Meanwhile, the records of Solari et al. (2010) showed a higher water level in Sarmiento Lake (51° S) in cal yr BP in 1215.

A period of transition to wetter conditions was recorded between 900 and 800 cal yr BP where the $\delta^{18}\text{O}$ values in mollusks tended to decrease. This period again has similarities with marine records, but discrepancies with continental records in the south (Figure 6), which show increased evaporation and decreased water level in the lakes (Moy et al. 2008; Waldmann et al., 2010; Solari et al., 2010). These results suggest that a slight change in position of the westerlies northward during the MCA could have generated a greater amount of rainfall between 44 ° and 47 ° S in the coastal zone, as well as in the eastern slope of the Andes. However, Lamy et al. (2001) show less humid conditions during the medieval climatic anomaly, which suggests that the influence of the westerlies was not able to affect areas beyond 41° S.

The period of increased humidity increases from 750 cal yr BP and continues to 170 cal yr BP (1780 AD). This period is characterized in Cisnes Lake mainly by a decrease in $\delta^{18}\text{O}$ values in *Pisidium* sp., however the isotopic signal in *Lymnaea* sp. shows that increased evaporation could have occurred at 440 cal yr BP. With only a slight difference, this period is similar to the findings of several authors in northern and southern Patagonia (Araneda et al., 2009; Bertrand et al., 2005, 2012; Moy et al., 2008; Lamy et al., 2001; Villalba, 1994; Waldmann et al., 2010), in that it was characterized by low temperatures and increased rainfall. Two more humid intervals were found amongst our records. The first, detected at 608 cal yr BP, appears to be a particularly wet / cold period because the isotopic signal was highly negative in all the three taxa. Although, a slight discrepancy occurs with the records in the Guanaco Lake: the *Pisidium* isotope signal also shows a significant decrease, supporting the idea of a significant cooling during this period. Our results are also

consistent with the dendrochronological studies conducted in the area and marine records that show a cold, wet peak in 610 cal yr BP (Lamy et al., 2001; Villalba, 1994). The second wet peak, recorded in 1777 AD (173 cal yr BP), coincides with an increase in rainfall in Jacaf Fjord and the advances of San Rafael Glacier (1766-1898 AD) and Gualas Glacier (1750-1935 AD) (Araneda et al., 2007; Bertrand et al., 2012). Based on the similarities found in the records during the Little Ice Age it can be inferred that changes in the Cisnes Lake can be considered as regional events during this period, which is consistent with the idea that during the LIA there was a synchronization of atmospheric circulation in both hemispheres, which created similar conditions worldwide (Lamy et al., 2001).

Conclusions

Records in the Cisnes Lake show significant changes during the late Holocene, particularly during the periods of MCA and LIA. Prior to these events, weather conditions in the area were predominantly dry, with a peak at 1185 cal yr BP. This peak is consistent with the records found in the area, but differs from most paleoclimatic records to the south. Differences were also observed during the MCA, where a decrease in evaporation occurred in the Cisnes Lake after 900 cal yr BP, while drier conditions were recorded to the south. These differences could be due to changes in the position of the westerlies that generated a heterogeneous spatial distribution of precipitation.

Conversely, the records during the LIA are consistent with other paleoclimatic records developed in Northern and Southern Patagonia. Two events suggesting wetter conditions were found in 608 cal yr BP and 1777 AD, with the former being of a greater magnitude. The similarity of the climate records during this period suggests that the observed changes are not only characteristic of the area around 47 ° S, but could also be representative of all of Patagonia.

The differences between the paleoclimatic records were mainly latitudinal and occurred only during the MCA, while records in the west were generally consistent with those in the east (Cisnes Lake) during the MCA and LIA. However, it is possible that a finer resolution could provide evidence of heterogeneity in rainfall for the west-east gradient.

Acknowledgments

Financial support for this study was provided by Fondecyt N° 1120807, 1120765 and CGRI Wallonie-Chile cooperation project. Special thanks to Conservacion Patagonica for permitting the access to the lake. The authors would also like to thank to Dr. Gilles Lepoint for providing carbon and nitrogen results, to Dr. Sebastien Bertrand for help with the chronology of the cores and Pablo Pedreros for mollusk identification.

References

- Apolinarska K and Hammarlund D (2009) Multi-component stable isotope records from Late Weichselian and early Holocene lake sediments at Imiol--ki, Poland: palaeoclimatic and methodological implications. *Journal of Quaternary Science* 24(8): 948–959.
- Appleby PG and Oldfield F (1978) The calculation of lead- 210 dates assuming a constant rate of supply of unsupported 210Pb to the sediment. *Catena* 5: 1–8.
- Araneda A, Torrejón F, Aguayo M, Torres L, Cruces F, Cisternas M and 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): 987–998.
- Araneda A, Torrejón F, Aguayo M, Alvial I, Mendoza C and 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.
- Baroni C, Zanchetta G, Fallick AE and Longinelli A (2006) Mollusca stable isotope record of a core from Lake Frassino, northern Italy: hydrological and climatic changes during the last 14 ka. *The Holocene* 16 (6): 827- 837.
- Bertrand S, Boës X, Castiaux J, Charlet F, Urrutia R, Espinoza C, Lepoint G, Charlier B and 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.

- Bertrand S, Hughen KA, Lamy F, Stuut JB, Torrejón F and Lange CB (2012) Precipitation as the main driver of Neoglacial fluctuations of Gualas glacier, Northern Patagonian Icefield. *Climate of the Past* 8: 519–534.
- Bonadonna F and Leone G (1995) Palaeoclimatological reconstruction using stable isotope data on continental molluscs from Valle di Castiglione, Roma, Italy. *The Holocene* 5 (4): 461-469.
- Christiansen B and Ljungqvist FC (2012) The extra-tropical Northern Hemisphere temperature in the last two millennia: reconstructions of low-frequency variability. *Climate of the Past* 8: 765–786.
- Cook HE, Johnson PD, Matti JC and Zemmels I (1975) Methods of sample preparation and X-ray diffraction data analysis, X-ray mineralogy laboratory. In: Kaneps AG (Ed.) *Initial Reports of the DSDP*, Washington DC: 997– 1007.
- Coletta P, Pentecost A and Spiro B (2001) Stable isotopes in charophyte incrustations: relationships with climate and water chemistry. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 173 (1–2): 9–19.
- De la Cruz R, Welkner D, Suárez M and Quiroz D (2004) Geología del área oriental de las hojas Cochrane y Villa O'Higgins, Región de Aisén del General Carlos Ibañez del Campo. Servicio nacional de Geología y Minería.
- Garreaud R (2007) Precipitation and Circulation Covariability in the Extratropics. *Journal of Climate* 20: 4789- 4797.
- Garreaud R, Vuille M, Compagnucci R and Marengo J (2009) Present-day South American climate. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 281: 180–195.
- Gilli AD, Ariztegui F, Anselmetti S, McKenzie JA, Markgraf V, Hajdas I and McCulloch RD (2005) Mid-Holocene strengthening of the Southern Westerlies in South America -Sedimentological evidences from Lago Cardiel, Argentina (49°S). *Global and Planetary Change* 49: 75–93.
- Grosjean M, Geyh A, Messerli B, Schreier H and Veit H (1998) A late – Holocene (< 2600 BP) glacial advance in the south-central Andes (29°S), Northern Chile. *The Holocene* 8 (4): 473 -479.

Haberle SG and Lumley SH (2008) Age and origin of tephras recorded in postglacial lake sediments to the west of the southern Andes, 44°S to 47°S. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 84: 239–256.

Heaton THE, Holmes JA and Bridgwater ND (1995) Carbon and oxygen isotope variations among lacustrine ostracods: implications for palaeoclimatic studies. *The Holocene* 5: 428 – 434.

Heiri O, Lotter AF and Lemcke G (2001) Loss on ignition as a method for estimating organic and carbonate content in sediments: reproducibility and comparability of results. *Journal of Paleolimnology* 25: 101–110.

IAEA/WMO (2004) Global Network of isotopes in precipitation (GNIP) database. Available at: www-naweb.iaea.org/napc/ih/IHS_resources_gnip.html (accessed April 2010).

Jenny B, Valero-Garcés B, Villa-Martínez R, Urrutia R, Geyh M and Veit H (2002) Early to Mid-Holocene Aridity in Central Chile and the Southern Westerlies: The Laguna Aculeo Record (34°S). *Quaternary Research* 58: 160–170.

Jones MD, Leng MJ, Eastwood WJ, Keen DH and Turney CSM (2002) Interpreting stable-isotope records from freshwater snail-shell carbonate: a Holocene case study from Lake Golhisar, Turkey. *The Holocene* 12: 629–634.

Kilian R, Biester H, Behrmann J, Baeza O, Fesq-Martin M, Hohner M, Schimpf D, Friedmann D and Mangini A (2006) Millennium-scale volcanic impact on a superhumid and pristine ecosystem. *Geology* 34: 609-612.

Lamy F, Hebbeln D, Röhl U and Wefer G (2001) Holocene rainfall variability in southern Chile: a marine record of latitudinal shifts of the Southern Westerlies. *Earth and Planetary Science Letters* 185: 369 -382.

Leng MJ, Roberts N, Reed J and Sloane H (1999) Late Quaternary paleohydrology of the Konya Basin, Turkey, based on isotope studies of modern hydrology and lacustrine carbonates. *Journal of Paleolimnology* 22: 187-204.

Leng MJ and Marshall JD (2004) Palaeoclimate interpretation of stable isotope data from lake sediment archives. *Quaternary Science Reviews* 23: 811- 831.

- Li HC and Ku TL (1997) $\delta^{13}\text{C}$ - $\delta^{18}\text{O}$ covariance as a paleohydrological indicator for closed-basin lakes. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 133: 69- 80.
- McConnaughey T and Gillikin DP (2008) Carbon isotopes in mollusk shell carbonates. *Geo-Marine Letters* 28: 287–299.
- Mann M, Zhang Z, Hughes M, Bradley R, Miller S, Rutherford S and Ni F (2008) Proxy-based reconstructions of hemispheric and global surface temperature variations over the past two millennia. *PNAS* 105 (36): 13252–13257.
- Markgraf V, Whitlock C and Haberle S (2007) Vegetation and fire history during the last 18,000 cal yr B.P. in Southern Patagonia: Mallín Pollux, Coyhaique, Province Aisén (45°41'30" S, 71°50'30" W, 640 m elevation). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 254: 492–507.
- Marticorena C and Rodríguez R (1995) *Flora de Chile*. Universidad de Concepción
- Mayr C, Lücke A, Stichler W, Trimborn P, Ercolano B, Oliva G, Ohlendorf C, Soto J, Fey M, Haberzettl T, Janssen S, Schäbitz F, Schleser G, Wille M and Zolitschka B (2007) Precipitation origin and evaporation of lakes in semi-arid Patagonia (Argentina) inferred from stable isotopes ($\delta^{18}\text{O}$, $\delta^2\text{H}$). *Journal of Hydrology* 334: 53 - 63.
- Marcott SA, Shakun JD, Clark PU and Mix AC (2013) A Reconstruction of Regional and Global Temperature for the Past 11,300 Years. *Science* 339: 1198- 1201.
- Meyer I and Wagner S (2009) The Little Ice Age in Southern South America: Proxy and Model Based Evidence. In: Vimeux F, Sylvestre F and Khodri M (eds) *Past Climate Variability in South America and Surrounding Regions, Developments in Paleoenvironmental Research*. Springer Netherlands, pp. 395-412.
- Moreno P, François JP, Villa-Martínez RP and Moy CM (2009) Millennial-scale variability in Southern Hemisphere westerly wind activity over the last 5000 years in SW Patagonia. *Quaternary Science Reviews* 28: 25 -38.

- Moy C, Moreno P, Dunbar R, Kaplan M, Francois JP, Villalba R and Haberzettl T (2009) Climate Change in Southern South America During the Last Two Millennia. In: Vimeux F, Sylvestre F and Khodri M (eds): *Past Climate Variability in South America and Surrounding Regions, Developments in Paleoenvironmental Research*. Springer Netherlands, PP. 353-393.
- Moy C., Dunbar RB, Moreno P, Francois J, Villa- Martínez R, Mucciarone D, Guilderson T and Garreaud R (2008) Isotopic evidence for hydrologic change related to the westerlies in SW Patagonia, Chile, during the last millennium. *Quaternary Science Reviews* 27: 1335– 1349.
- Neukom R and Gergis J (2012) Southern Hemisphere high-resolution palaeoclimate records of the last 2000 years. *The Holocene* 22 (5): 501-524.
- Shanahan T, Pigati JS, Dettman DL and Quade J (2005) Isotopic variability in the aragonite shells of freshwater gastropods living in springs with nearly constant temperature and isotopic composition. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 69 (16): 3949–3966.
- Sepúlveda J, Pantoja S, Hughen KA, Bertrand S, Figueroa D, León T, Drenzek N and Lange C (2009) Late Holocene sea-surface temperature and precipitation variability in northern Patagonia, Chile (Jacaf Fjord, 44°S). *Quaternary Research* 72: 400–409.
- Solari MA, Hervé F, Le Roux JP, Airo A and Sial AN (2010) Paleoclimatic significance of lacustrine microbialites: A stable isotope case study of two lakes at Torres del Paine, southern Chile. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 297: 70–82.
- Stern C (2008) Holocene tephrochronology record of large explosive eruptions in the southernmost Patagonian Andes. *Bulletin of Volcanology* 70: 435–454.
- Talbot MR (1990) A review of the palaeohydrological interpretation of carbon and oxygen isotopic ratios in primary lacustrine carbonates. *Chemical Geology* 80: 261-279.

Torres L, Parra O, Araneda A, Urrutia R, Cruces F and Chirinos L (2008) Vegetational and climatic history during the late Holocene in Lake Laja basin (central Chile) inferred from sedimentary pollen record. *Review of Palaeobotany and Palynology* 149: 18–28.

Urrutia R, Araneda A, Cruces F, Torres L, Chirinos L, Treutler HC, Fagel N, Bertrand S, Alvial I, Barra R and Chaprone E (2007) Changes in diatom, pollen, and chironomid assemblages in response to a recent volcanic event in Lake Galletué (Chilean Andes). *Limnologica* 37: 49–62.

Utzinger J and Tanner M (2000) Microhabitat preferences of *Biomphalaria pfeifferi* and *Lymnaea natalensis* in a natural and a man-made habitat in south-eastern Tanzania. *Memórias do Instituto Oswaldo Cruz* 95: 287–294.

Villalba R (1994) Tree- ring and glacial evidence for the Medieval warm epoch and the Little ice age in Southern South America. *Climatic change* 26: 183– 197.

Villa-Martínez R, Moreno P and Valenzuela M (2012) Deglacial and postglacial vegetation changes on the eastern slopes of the central Patagonian Andes (47°S). *Quaternary Science Reviews* 32: 86– 99.

Villa-Martínez R and Moreno PI (2007) Pollen evidence for variations in the southern margin of the westerly winds in SW Patagonia over the last 12,600 years. *Quaternary Research* 68: 400–409.

Von Grafenstein U, Erlenkeuser H and Trimborn P (1999) Oxygen and carbon isotopes in modern fresh-water ostracod valves: assessing vital offsets and autecological effects of interest for palaeoclimate studies. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 148: 133–152.

Von Grafenstein U, Eicher U, Erlenkeuser H, Ruch P, Schwander J and Ammann B (2000) Isotope signature of the Younger Dryas and two minor oscillations at Gerzensee (Switzerland): Palaeoclimatic and palaeolimnologic interpretation based on bulk and biogenic carbonates. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 159: 215–229.

Vuorio K, Meili M and Sarvala J (2006) Taxon-specific variation in the stable isotopic signatures ($\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{15}\text{N}$) of lake phytoplankton. *Freshwater Biology* 51: 807–822.

Waldmann N, Ariztegui D, Anselmetti F, Austin J, Moy C, Stern C, Recasens C and Dunbar R (2010) Holocene climatic fluctuations and positioning of the Southern Hemisphere westerlies in Tierra del Fuego (54° S), Patagonia. *Journal of Quaternary Science* 25(7): 1063–1075.

Zanchetta G, Van Welden A, Banerjee I, Drysdale R, Sadori L, Roberts N, Giardini M, Beck C, Pascucci V and Sulpizio R (2012) Multiproxy record for the last 4500 years from Lake Shkodra (Albania/Montenegro). *Journal of Quaternary Science* 27 (8): 780–789.

Tables and Figures

Table 1. Radiocarbon age obtained from Lake Cisnes.

Lab Code	Material	Original depth (cm)	Corrected depth (cm)	Age (cal yr BP)	$\pm 1\sigma$
ETH-48687	Bulk sediment	19	19	865	25
ETH-43002	shells	20	20	2205	35
ETH-48688	Bulk sediment	39	39	6255	28
ETH-48689	Bulk sediment	61	44	7610	28

Table 2: Isotopic composition in water from Lake Cisnes and inlets (i.e. groundwater, rainwater).

Sample location (date)	δD (‰)	$\delta^{18}O$ (‰)
Rainwater (Jan 2009)	-54.2	-6.76
Lake surface (Jan 2009)	-52.87	-3.03
Lake at 18 m (Jan 2009)	-54.20	-3.24
Lake surface (Jan 2010)	-53.6	-3.6
Lake at 18 m (Jan 2010)	-53.9	-3.4
Groundwater 1 (Jan 2010)	-101.2	-12.6
Groundwater 2 (Jan 2010)	-94.6	-11.8
Groundwater 3 (Jan 2010)	-95.4	-11.6

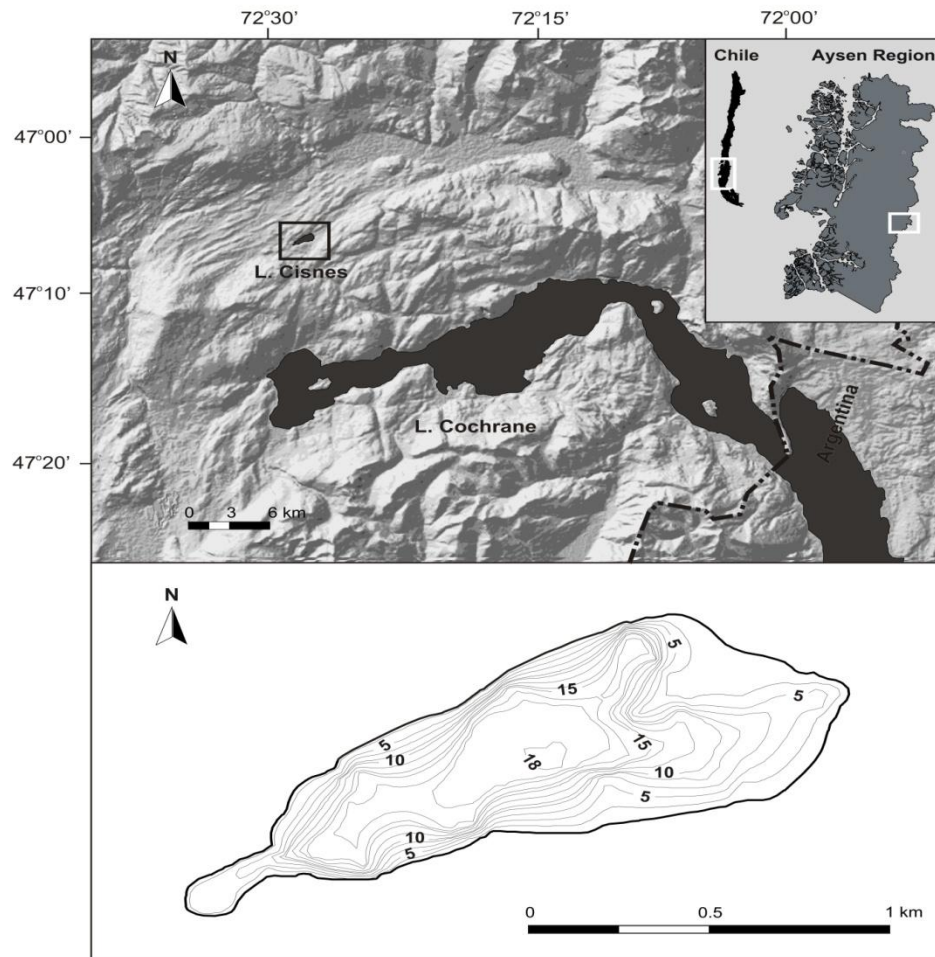


Figure 1. Map of study area. The inset shows the relative position of the study area in southern Chile, in the Aysen Region.

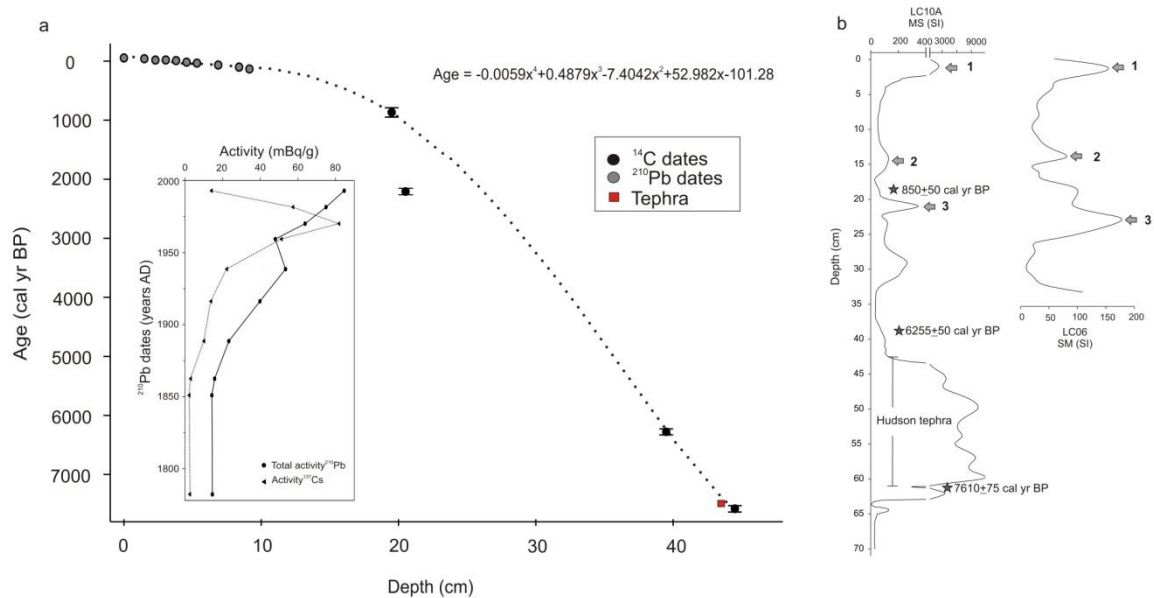


Figure 2. a) Age model based on radiocarbon data and ^{210}Pb . b) Correlation between LC10A and LC06 cores through magnetic susceptibility (MS). Grey arrows show the similar peaks of MS. Black stars correspond to radiocarbon age (cal yr BP), while the age of the Hudson tephra was obtained from previous studies (Haberle y Lumley, 1998; Stern, 2008).

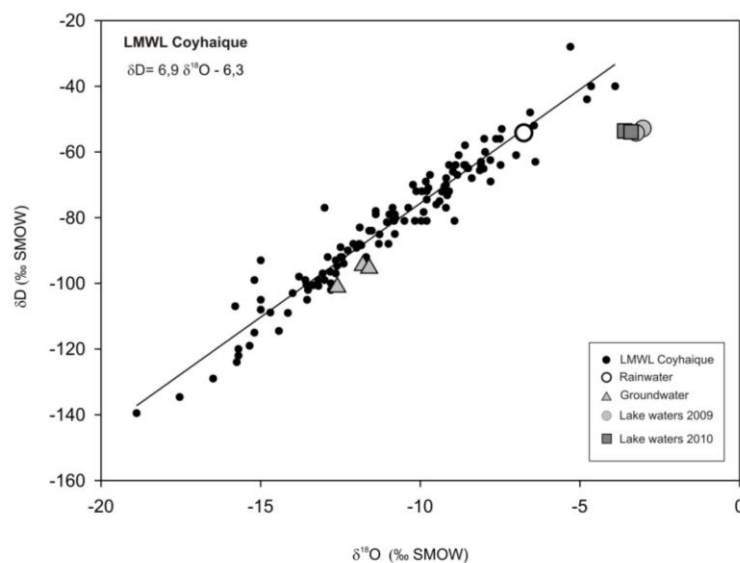


Figure 3. LMWL

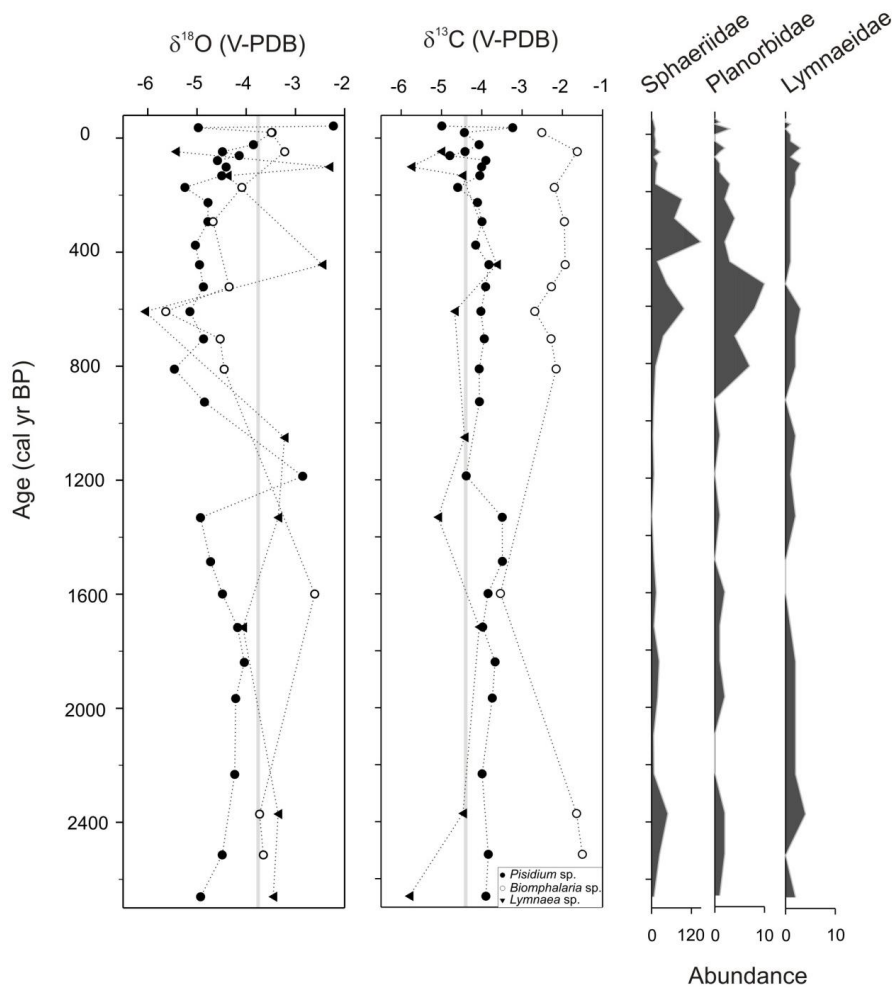


Figure 4: Abundance of three mollusk species, and oxygen and carbon stable isotope records obtained from carbonates of biogenic origin from sediment core LC06, plotted against age (cal yr BP). The isotopical trends are represented by dotted lines through the mid-point of each value. The solid grey line represents current isotopic values of *Pisidium* sp.

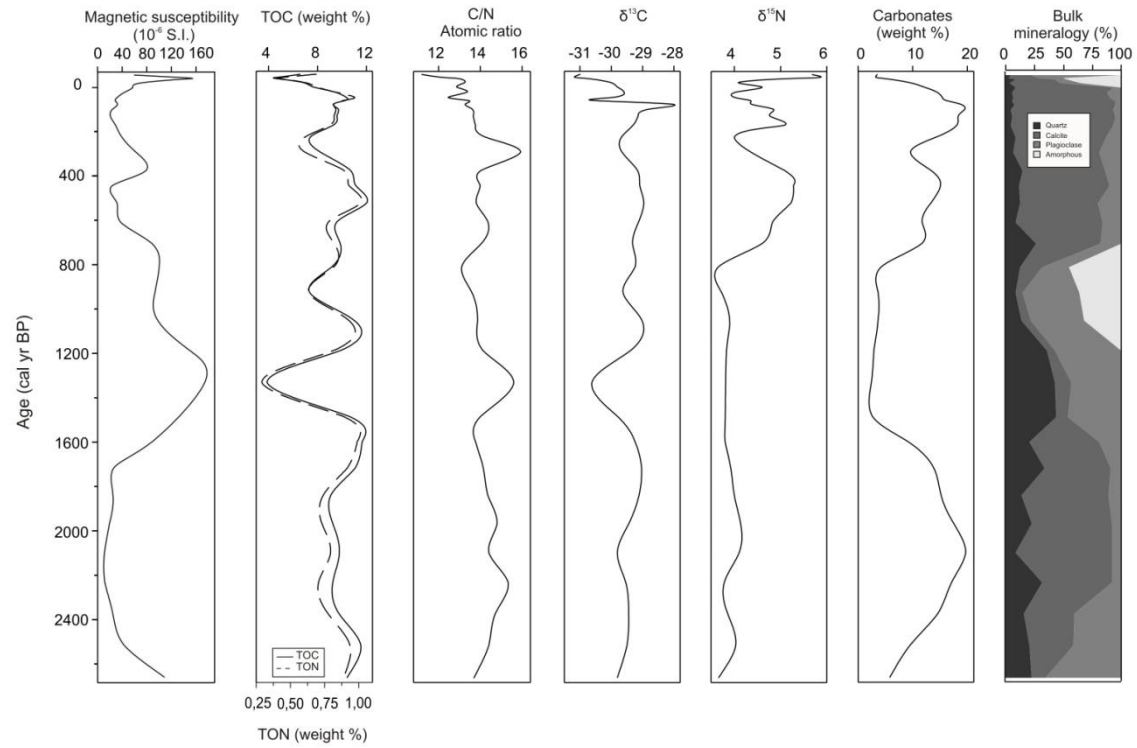


Figure 5. Sedimentological characterization of the LC06 core.

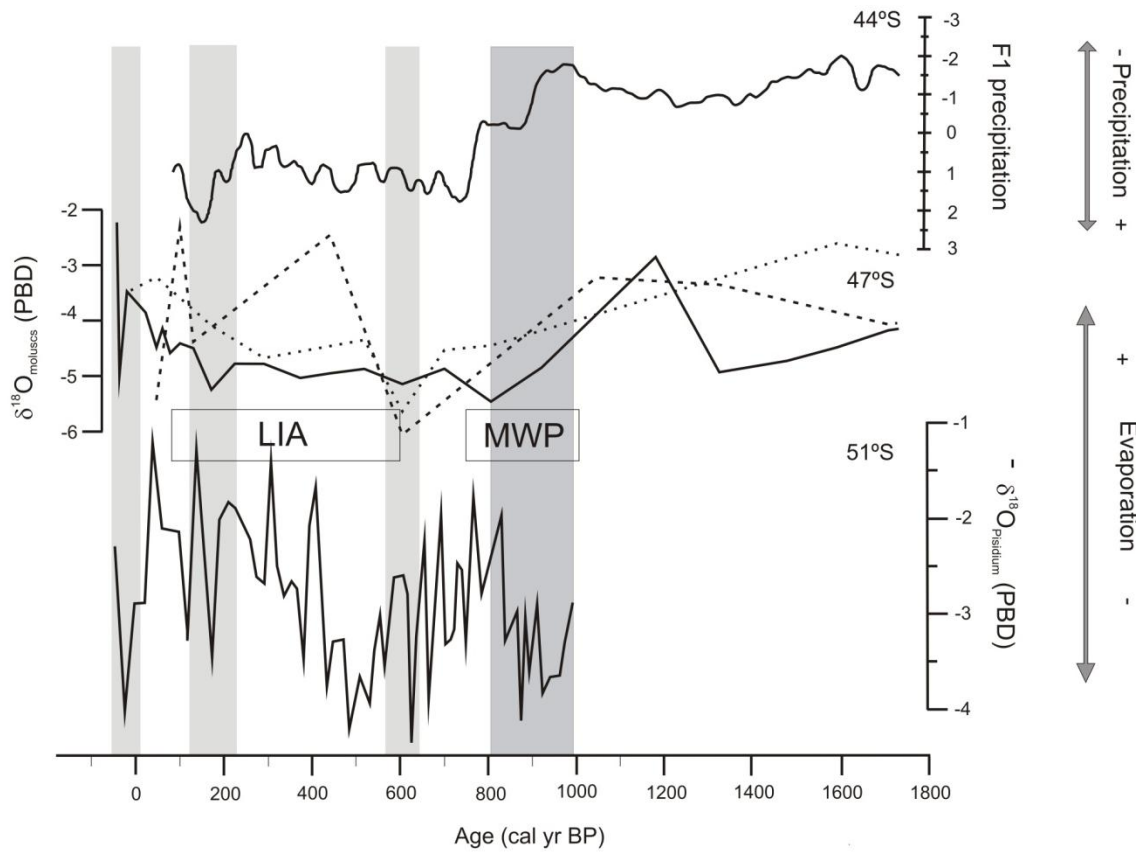


Figure 6. Comparison of climate records of the Jacaf Fjord (Sepúlveda et al 2009) and Guanaco Lake (Moy *et al.* 2008) with records for Cisnes Lake. The data of Sepulveda *et al.* (2009) are based on a sedimentological index, while the data of Moy *et al.* (2008) correspond to oxygen isotope values in *Pisidium* shells. For Cisnes Lake, the data that appear are the isotopic signals from the three analyzed taxa: the solid line represents isotopic signals of *Pisidium*, the dotted line represents *Biomphalaria*, and the dashed line represents *Lymnaea*. The gray bar shows periods with differences among records, while the beige bars show periods with similar weather conditions.

CAPITULO III: RECONSTRUCCIÓN CLIMÁTICA DESDE EL ULTIMO MAXIMO GLACIAR EVIDENCIADA POR $\delta^{18}\text{O}$ EN VALVAS DE MOLUSCOS EN UN LAGO DE LA PATAGONIA.

Denisse Álvarez¹, Nathalie Fagel², Alberto Araneda¹, Carolina Vergara¹, Roberto Urrutia¹

¹ *Grupo de Estudios Paleolimnológicos (GEP), Unidad de Sistemas Acuáticos, Centro EULA, Universidad de Concepción. Casilla 160-C, Concepción.*

² *Unidad de Arcillas, geoquímica y ambientes sedimentarios, Departamento de Geología, Universidad de Liege, Allée du 6 août, B-4000, Liège, Bélgica*

En preparación para ser enviado a Journal of Paleolimnology.

Resumen

Las reconstrucciones de temperaturas en la Patagonia son escasas, limitando las interpretaciones sobre la magnitud de los cambios experimentados durante el Holoceno. A través de la señal isotópica de oxígeno contenida en las valvas del molusco *Pisidium* y la utilización de ecuaciones de paleotemperaturas, fue posible estimar las temperaturas en el lago Cisnes (47°S) durante el Holoceno. Las variaciones encontradas fueron comparadas con los ensambles de quironómidos, cuyos cambios estarían también relacionados con las temperaturas del cuerpo de agua. El registro sedimentológico además proveyó evidencia sobre el desarrollo de los cuerpos de agua de origen glaciar localizados en la vertiente este de la cordillera de los Andes.

El registro del lago Cisnes evidenció que hasta ~13600 años cal AP el Valle Chacabuco fue influenciado por el proceso de deglaciación de Campos de Hielo Norte. El ambiente proglaciar y condiciones posiblemente más templadas favoreció la colonización de algunos taxa de moluscos y quironómidos. Condiciones frías y secas fueron registradas entre 13300 y 12500 años cal AP, coincidiendo con el evento Huelmo/Mascardi Cold Reversal (HMCR). Las temperaturas del lago durante el Holoceno experimentaron variaciones, donde periodos fríos/secos se alternaron con periodos cálidos/húmedos. Los periodos con temperaturas más altas o similares a la actual fueron registrados durante 9400-7800, 6000-5000, 3100- 2800 y 1300-1000 años cal AP, mientras que periodos con bajas temperaturas se encontraron en 5200-4300, 3700-3400, 2500- 2200, 900-300 (AD 1050-1650) años cal AP. La mayoría de estas variaciones han sido bien documentadas en varias zonas de la Patagonia y han sido asociadas a cambios latitudinales e intensificación de los westerlies. Sin embargo, variaciones de temperaturas discretas y de poca extensión temporal podrían haber sido influenciadas principalmente por cambios en la radiación solar, generando condiciones que fueron más locales que regionales.

Keywords: Deglaciación, optimo climático, Holoceno, isótopos estables, quironómidos, moluscos.

Introduccion

El aumento global de las temperaturas ha sido uno de los temas más relevantes en los últimos años. Este aumento no sólo afecta al ecosistema terrestre, sino también al acuático, debido a que pueden provocar efectos negativos sobre las condiciones fisicoquímicas del agua y además son determinantes en la colonización, desarrollo y preservación de especies biológicas en los sistemas acuáticos.

La Patagonia es un área de interés científico, debido a los numerosos ríos y lagos que se localizan en esta zona, siendo una reserva natural de agua dulce que alberga una diversidad de organismos acuáticos endémicos (Habit et al 2012, Valdovinos et al 2010). Particularmente, los lagos, son sistemas sensibles a las variaciones climáticas y la respuesta físico-química y biológica a estos cambios quedan archivadas en sus sedimentos, por lo cual constituyen un buen registro para estudiar el paleoclima y la transformación del paisaje desde el Último máximo glacial, periodo en donde comienzan a originarse varios de estos cuerpos de agua dulce y la colonización de especies acuáticas en estos sistemas (Hein et al. 2010, Markgraf et al. 2007, Zemlak et al. 2008).

Las reconstrucciones climáticas en el área han estado enfocadas principalmente en caracterizar los eventos ocurridos durante el Último Máximo glacial y Holoceno a través del uso de proxies biológicos (Markgraf et al. 2007, Moreno et al. 2009, Pendall et al. 2001, Villa-Martínez et al. 2012) y sedimentológicos (Bertrand et al. 2012, Gilli et al. 2005), siendo los análisis polínicos los más usados en las reconstrucciones climáticas y ambientales en el área (Markgraf et al. 2007, Moreno et al. 2009 Wille et al. 2007). No obstante, dada su alta sensibilidad a las variaciones de las precipitaciones, los cambios evidenciados por la vegetación sólo permiten entre periodos húmedos y secos.

Una de las primeras aproximaciones a la cuantificación de temperaturas en sistemas continentales desarrollado en la Patagonia fue realizada por Solari et al. (2010), quienes determinaron a través de la señal isotópica de oxígeno en microbialites variaciones en la temperatura en el lago Sarmiento entre el Periodo Cálido Medieval y la Pequeña Edad del Hielo, encontrando diferencias de hasta 1.6°C. Por otro lado, Massaferro et al. (2014) utilizando un set de calibración con quironómidos de distintos lagos de Patagonia reconstruyeron las temperaturas del aire durante el Último Máximo glacial en la ciénaga Mire, registrando

distintos pulsos de frío hasta 11700 años cal AP y un posterior aumento de temperaturas entre los 11600 y 10000 años cal AP.

La poca información cuantitativa en la Patagonia apunta a desarrollar más investigaciones, dentro de las cuales se incorporen nuevos proxies que permitan estimar las temperaturas. Los isótopos estables han sido usados como indicadores paleohidrológicos (Von Grafenstein et al., 2000; Jones et al., 2002; Apolinarska y Hammarlund, 2009) y paleoclimáticos, siendo la temperatura una de las variables frecuentemente reconstruida (Von Grafenstein et al., 1999; Baroni et al., 2006; Apolinarska, 2009). La composición isotópica en carbonatos biogénicos almacenados en los sedimentos lacustres puede reflejar cambios en la temperatura y la composición isotópica del agua del lago asumiendo que el fraccionamiento entre el mineral precipitado y el agua ocurre en función de la temperatura (Hoefs, 2010). Sin embargo, es importante conocer los factores que podrían influir en la composición actual del agua del lago y la presencia de las relaciones entre la temperatura, la composición isotópica del agua y del mineral (Leng y Marshall, 2004).

Climáticamente, la Patagonia es un área diversa debido principalmente a la influencia que tienen los westerlies sobre las precipitaciones en la vertiente oeste y este de los Andes (Moreno et al. 2009, Villa Martínez et al. 2012). Si bien esto genera poco consenso respecto a las características y duración de los eventos, se han identificado periodos fríos como el Huelmo/Mascardi (HMCR) en varias partes de la Patagonia (Hajdas et al. 2003, Boes y Fagel 2008, Bertrand et al. 2008, Massaferró et al. 2009) y se ha establecido que las variaciones climáticas durante el Holoceno han sido relativamente estables (Moreno et al. 2009, Villa Martínez et al. 2012).

El propósito de este trabajo es registrar cambios en las temperaturas de un pequeño lago inserto en la vertiente este de los Andes desde la transición glacial- interglacial utilizando la señal isotópica de oxígeno en valvas de moluscos. Para sustentar estos cambios de temperatura, se utilizó un análisis de quironómidos, debido a que la distribución de estos en los sistemas acuáticos tiene una estrecha relación con las temperaturas del agua (Eggermont y Heiri 2012, Marziali y Rossaro 2013). Finalmente un análisis sedimentológico evidencia los cambios ambientales ocurridos en el lago y su cuenca.

Descripción del área de estudio

El Lago Cisnes (47°06' S – 72°26'O/452 m elevación) es un pequeño lago con una profundidad máxima de 18 m, inserto en la cuenca del río Chacabuco, en una zona de alineamiento glaciario (De la Cruz et al., 2004). La temperatura del agua en la superficie en periodo estival es de ~ 16°C, mientras que en el fondo es de ~13°C. Al ser un lago de cuenca cerrada, el principal aporte de agua es a través de la precipitación y aguas subterráneas. Un pequeño arroyo lo conecta con otros lagos ubicados al noreste de la cuenca, sin embargo, generalmente este está cubierto por vegetación esteparia.

La composición isotópica de oxígeno en el agua del lago varía de -3.0‰ a -3.6 ‰ y es relativamente homogénea a distintas profundidades. Comparativamente con la línea local de aguas meteóricas la composición isotópica en el agua se encuentra por debajo de esta, sugiriendo un importante proceso de evaporación en el lago (Álvarez et al. *en revisión*)

El promedio anual de precipitaciones en la zona es variable, llegando a los 1200 mm en Coyhaique y a 730 mm en Cochrane. El período más lluvioso es de mayo a agosto, donde llueve cerca del 50% del total anual y por las bajas temperaturas invernales, estas precipitaciones son principalmente nivolas. Las temperaturas presentan una gran amplitud térmica que varía en torno a los 8° a 10°C a lo largo del año (Martinic, 2005). Los vientos del oeste, influyen directamente en la precipitación intensificando el efecto sombra de lluvia a medida que aumenta la velocidad de estos (Garreaud, 2007; Moy et al. 2008).

Materiales y Métodos

Toma de muestras y procesamiento del núcleo sedimentario

Dos núcleos de sedimentos (LC10A y LC10B) fueron colectados a 18 metros de profundidad utilizando un muestreador de gravedad marca Uwitec durante el verano del 2010 en el lago Cisnes. Previo al seccionamiento, estos fueron analizados con un escáner de rayos X. Posteriormente, el núcleo LC10A fue abierto longitudinalmente, fotografiado y escaneado para susceptibilidad magnética usando un sensor Bartington MS2E cada un centímetro. El seccionamiento fue realizado en una de las mitades del núcleo cada

un centímetro de espesor para separar las conchas de moluscos y para análisis sedimentológicos, geoquímicos y mineralógicos. El núcleo LC10B fue utilizado para análisis de quironómidos.

Datación con radiocarbono, ^{210}Pb y tefrocronología

Para realizar el modelo de edad del núcleo de sedimento se realizaron siete mediciones radiocarbónicas, que incluyeron sedimento, conchas y restos de plantas. Los valores radiocarbónicos fueron calibrados con OxCal 3.10 (Bronk Ramsey, 2005) (Tabla 1), usando la curva de calibración SHCal13 de Hogg et al. (2013). Para corregir el efecto reservorio en el sedimento se utilizó, en la parte media, la edad de la tefra encontrada entre los 44 y 60 cm que corresponde a la erupción del volcán Hudson (H1) en 7540 años cal AP (Haberle y Lumley 1998) según los análisis mineralógicos (Fagel et al. en prep.), mientras que para la parte más profunda, las edades del sedimento fueron corregidas con las edades obtenidas desde macrorestos de plantas. Se incluyeron en el modelo además, dataciones obtenidas a través de la medición de ^{210}Pb y ^{137}Cs en los estratos superficiales del registro sedimentario que fueron ajustados previamente con el modelo Constant Rate Supply (CRS) (Álvarez et al. *en revisión*).

Análisis biológicos

Moluscos

Las conchas de moluscos de cada sección de sedimento fueron lavadas con agua destilada utilizando, cuando era necesario, una limpieza con ultrasonido. Posteriormente estas fueron secadas a temperatura ambiente, identificadas y cuantificadas bajo lupa. Para evaluar alteraciones diagenéticas, se seleccionaron pools de conchas de diferentes secciones de sedimento que fueron analizadas por Difracción de Rayos- X (DRX). Todas las conchas estuvieron constituidas en un 100% de aragonita, indicando que estas estuvieron expuestas a una mínima alteración diagenética y por lo tanto preservarían su señal isotópica primaria. Los moluscos encontrados correspondieron a ejemplares de las familias Lymnaeidae, Sphaeriidae, Planorbidae y Glaciobidae. Bivalvos de la familia Sphaeriidae, representada por *Musculium* y *Pisidium* fue el único taxón que presentó un registro continuo a lo largo del núcleo de sedimento.

Se seleccionaron al azar de cada centímetro de sedimento, 10 a 12 conchas de *Pisidium* sp., las que fueron analizadas para isótopos estables ($\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$). Adicionalmente, se recolectaron especímenes actuales de *Pisidium* sp., los que también fueron analizados para isótopos estables. Estos análisis fueron llevados a cabo en GFZ (GeoForschungs Zentrum) Potsdam, Alemania, usando un Kiel VI unido a un Mat 253 Termo Fisher Scientific isotope ratio mass spectrometer (IRMS). Los resultados fueron presentados en notación delta estándar con $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ reportados en relación al estándar VPDB. La reproducibilidad analítica (2σ) basada en el estándar de laboratorio NBS-19 fue de 0.04‰ para $\delta^{13}\text{C}$ y 0.06‰ para $\delta^{18}\text{O}$.

La determinación de temperaturas del lago se realizó mediante la aplicación de dos ecuaciones que utilizan la señal de $\delta^{18}\text{O}$ en el carbonato y del agua. La primera ecuación (1) basada en la predicción de las temperaturas a través del fraccionamiento isotópico entre el agua y aragonita (Zhou y Zheng 2003) y la segunda (2) propuesta por Kim and O'Neil (1997) y re-expresada por Leng y Marshall (2004), que considera el fraccionamiento isotópico entre el agua y la calcita. Las ecuaciones fueron desarrolladas considerando el efecto vital en *Pisidium* que según lo reportado por Von Grafenstein et al. (1999) es alrededor de +0.86‰. Debido a que la composición de las valvas de *Pisidium* estuvieron compuestas de aragonita, para la ecuación 2, se consideró la compensación entre la aragonita y la calcita cuyo valor es de +0.6‰ (Leng y Marshall 2004). Para evaluar la ecuación utilizada, los valores de $\delta^{18}\text{O}$ obtenidos de ejemplares actuales de *Pisidium* fueron comparados con los valores de $\delta^{18}\text{O}$ predichos a través de ambas ecuaciones.

$$10^3 \ln \alpha = 20.44 \times 10^3 / T - 41.48 \quad (1)$$

$$T^{\circ}\text{C} = 13.8 - 4.58 (\delta_c - \delta_w) + 0.08 (\delta_c - \delta_w)^2 \quad (2)$$

Donde, α corresponde al fraccionamiento isotópico entre el valor de $\delta^{18}\text{O}$ en el agua (δ_w) y $\delta^{18}\text{O}$ del carbonato en la forma de aragonita y T es la temperatura del agua del lago ($^{\circ}\text{C}$). δ_c corresponde al valor de $\delta^{18}\text{O}$ del carbonato en la forma de calcita.

Quironómidos

Para el análisis de quironómidos, se obtuvieron dos ml de sedimento húmedo desde cada muestra. Estas muestras fueron defloculadas en 10 % KOH durante 40 minutos a una temperatura de 70°C y posteriormente filtradas en un tamiz de 90 µm. Desde la fracción mayor a 90 µm se aislaron las cápsulas cefálicas utilizando una lupa binocular con aumento 32X. Cada cápsula fue montada en hydromatrix® e identificadas bajo microscopio Zeiss, siguiendo a Cranston (2000), Rieradevall y Brooks (2001) y Epler (2001). La abundancia relativa de cada taxón fue presentada como porcentaje de la abundancia total de cada centímetro usando TILIA and TILIA GRAPH and C2 v1.5 (Grimm 1987; Juggins 2007).

Para distinguir distintas asociaciones a lo largo del perfil sedimentario se aplicó el análisis de agrupamiento CONISS (Stratigraphically Constrained Sum-of-Squares cluster Analysis) utilizando los programas TILIA y TILIA GRAPH (Grimm 1987). Adicionalmente se calculó la diversidad y riqueza de especies a través del índice de Shannon usando el programa PAST.

Caracterización sedimentológica

Posterior a la extracción de las conchas desde los distintos estratos, el sedimento fue analizado mediante la técnica Loss On Ignition (Heiri et al., 2001) para determinar el contenido de materia orgánica y carbonatos. Los análisis de carbono orgánico total (TOC), nitrógeno total (TN) e isótopos estables ($\delta^{15}\text{N}$ y $\delta^{13}\text{C}$) fueron realizados con un analizador elemental FISOONS NA 1500 NC en línea con un Optima mass spectrometer (Lab. Océanologie, ULg, Belgium), previo a esto, las muestras fueron tratadas con ácido sulfúrico (1N) para remover carbonatos. Las porciones restantes de cada sección fueron analizadas para mineralogía mediante difracción de rayos X (XRD) en un difractómetro Bruker D8-Advance con radiación CuK α . Los datos fueron analizados de manera semi-cuantitativa siguiendo a Cook et al. (1975). La intensidad del pico principal de cada mineral fue medido y corregido utilizando un factor de multiplicación.

Resultados

Cronología

El modelo cronológico estuvo basado en los resultados radiocarbónicos del núcleo LC10A (Tabla 1, Figura 2), en el perfil de ^{210}Pb y la tefra encontrada entre los 45 y 61 cm. La composición química de la tefra (Fagel et al. *en prep.*) indica que esta corresponde a un evento eruptivo del volcán Hudson alrededor de 7540 años cal AP, descrita por Haberle y Lumley (1998). Las edades radiocarbónicas obtenidas desde el sedimento mantuvieron un orden estratigráfico a lo largo de todo el perfil, mientras que la edad obtenida desde un molusco fue más antigua que el sedimento y por lo tanto no fue considerado en el modelo.

Para corregir el efecto reservorio del sedimento, se utilizó la edad radiocarbónica de restos vegetales encontrados en el 103 cm, permitiendo estimar una diferencia de ~760 años entre la edad radiocarbónica del sedimento y los restos vegetales. Esta corrección fue aplicada solo en las capas profundas, mientras que en las capas intermedias y superficiales, la edad de la tefra y la datación a partir del ^{210}Pb corroboran un menor efecto reservorio por lo que no se realizó ninguna corrección.

Para generar el modelo cronológico se utilizó una interpolación por esplines, determinando que la edad de core LC10A fue de 18157 años cal. BP.

Isótopos estables en carbonatos

El registro de $\delta^{18}\text{O}$ en *Pisidium* ($\delta^{18}\text{O}_{\text{pis}}$) mostró grandes variaciones desde los 13500 años cal AP cuyos valores fluctuaron entre -5.8‰ y -2.3‰ (Figura 3). Los valores más enriquecidos en ^{18}O fueron encontrados entre ca. 13500 y 11000 años cal AP (-3.9‰ a -2.3‰). Posteriormente, la señal isotópica tendió hacia valores más negativos que fueron variables, pero se mantuvieron en general entre -4.4 ‰ y -5.8‰. Sólo en tres periodos la señal isotópica fue mayor a -4.4‰, siendo uno de estos coincidentes con la tefra descrita anteriormente.

Los valores de $\delta^{13}\text{C}$ en *Pisidium* ($\delta^{13}\text{C}_{\text{pis}}$) mostraron cambios similares a la señal de $\delta^{18}\text{O}_{\text{pis}}$, aunque su rango de variación fue menor (-2.1‰ a -4.95‰) (Figura 3). Desde los 13500 años cal AP las valvas revelaron altos

valores de $\delta^{13}\text{C}$ que se mantuvieron hasta alrededor de los 9500 años cal AP, donde la señal isotópica comenzó a disminuir gradualmente con valores menores a -3.6‰ y se mantuvo relativamente estable. Dos periodos con bajos valores de $\delta^{13}\text{C}$ fueron observados durante este intervalo, coincidiendo con los valores más enriquecidos en ^{18}O .

La composición isotópica de oxígeno y carbono en el sedimento ($\delta^{18}\text{O}_{\text{sed}}$, $\delta^{13}\text{C}_{\text{sed}}$) permitió obtener un registro temporal que abarcó los últimos 16800 años. Hasta los 11000 años cal AP ambas señales isotópicas registraron valores más enriquecidos en ^{18}O y ^{13}C , mientras que posterior a esta, los valores tendieron a ser más negativos. Entre 5800 y 4000 años cal AP el enriquecimiento de $^{13}\text{C}_{\text{sed}}$ fue mayor, alcanzando valores positivos. El $\delta^{18}\text{O}_{\text{sed}}$ también registró un aumento en sus valores, pero las variaciones fueron más discretas. Otro periodo con valores positivos fue registrado después de 1300 años cal AP, mientras que la señal de $\delta^{18}\text{O}$ se mantuvo relativamente constante.

De acuerdo a las tendencias isotópicas registradas en el sedimento y en el material biogénico, se establecieron tres zonas isotópicas, donde los valores de $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ fueron correlacionados (Figura 4). Adicionalmente se incorporó una zona glacial, la cual sólo estuvo representada por valores de $\delta^{13}\text{C}_{\text{sed}}$ y $\delta^{18}\text{O}_{\text{sed}}$. Las zonas establecidas en el sedimento no presentaron ninguna covariación significativa, sin embargo hubo una buena covariación cuando la zona glacial y zona I fueron agrupadas ($r=0.7$, $p<0.05$). Los valores registrados en las valvas de *Pisidium* mostraron una leve covariación en la zona 2 ($r=0.3$, $p<0.05$) y 3 ($r=0.47$, $p<0.05$).

Las ecuaciones de paleotemperatura fueron utilizadas sólo para los últimos 11000 años (Figura 5) debido a que esta ecuación es válida bajo el supuesto de que la composición isotópica del agua fue relativamente constante durante el periodo de reconstrucción de temperaturas. Los valores obtenidos de la ecuación de Leng y Marshall (2004) fluctuaron entre 10.2°C y 19.7°C con un promedio de 15.6°C, mientras que los de Zhou y Zheng (2003) variaron de 10.3°C a 18.6°C, con un promedio de 15.0°C. Los resultados obtenidos a través de ambas ecuaciones mostraron sutiles diferencias durante periodos de bajas temperaturas, pero aumentaron en periodos de altas temperaturas alcanzando casi 1°C de diferencia.

Quironómidos

Un total de 1643 capsulas cefálicas fueron encontradas a lo largo del registro sedimentario, las cuales se distribuyeron en cinco taxa diferentes (Figura 6). La subfamilia más abundante fue Tanytarsini (44.8%), seguido de Tanyponidae (31.5%), Chironomini (21.2%), Orthocladinae (2.3%) y Podonominae (0.06%). A nivel de género, *Tanytarsini* (44.8%), *Dicrotendipes* (14.7%) y *Ablabesmyia* (12.4%) fueron las más abundantes. Dos morfotipos de la tribu Tanytarsini fueron identificados de acuerdo a la forma de su pedestal antenal (tipo A y B) (Araneda et al. 2007). Bajo esta diferenciación general se determinó el porcentaje de cada morfotipo, encontrando que un 28.6% correspondió a Tanytarsini tipo B y un 16.9% a Tanytarsini tipo A. El análisis CONISS basado en las agrupaciones de quironómidos identificó cuatro zonas que se extienden desde los últimos 15600 años (Figura 6).

Zona I (15600-12000 años cal AP)

Un bajo número de cápsulas cefálicas fue encontrado durante este periodo (Figura 6). Los primeros taxa que aparecieron fueron *Dicrotendipes*, Tanytarsini tipo B, *Ablabesmyia*, pero estos se registraron en algunos intervalos. Alrededor del 14000 años cal AP *Tanypodinae* y *Cricotopus* aparecieron con una baja abundancia. A finales de este periodo, sólo se registraron *Ablabesmia* y Tanytarsini tipo B.

Zona II (12000-7800 años cal AP)

El número de capsulas cefálicas, así como el numero de taxa incrementó en relación al periodo anterior encontrando alrededor de dos cápsulas cefálicas por mL. La subfamilia más abundante fue Tanytarsini y el número de cápsulas cefálicas de esta taxa mostró un aumento hacia el final de la zona. Similarmente, la abundancia de *Parapsectrocladius* aumentó hacia los estratos superficiales de la zona, mientras que *Ablabesmyia* tendió a disminuir. *Chironomus*, *Dicrotendipes* y *Macropelopia* presentaron bajas abundancias y se mantuvieron constantes a través del periodo. *Polypedilum* y Tanyponidae fueron registrados solo al principio de esta zona y con una baja abundancia.

Zona III (7800-1300 años cal AP)

La presencia de una tefra alrededor de 7541 años cal AP genera una variación importante en el ensamble y sus abundancias. A principios de este periodo, el número de capsulas cefálicas no supera las 20/mL, siendo *Chironomus*, *Dicrotendipes*, *Tanytarsini*, *Ablabesmia*, *Apsectrotanypus* y *Macropelopia* los únicos taxa presentes. Posterior al evento volcánico, el número de cápsulas cefálicas incrementó gradualmente hacia el final de la zona, alcanzando una máxima abundancia a lo largo de todo el registro sedimentario entre 3400 y 2800 años cal AP. *Alotanypus*, *Polypedilum* y *Cricotopus* aparecen durante este intervalo con bajas abundancias, mientras que *Dicrotendipes* fue el taxón dominante con un 11.8%, seguido de *Tanytarsini* tipo B (9.8%).

Zona IV (1300 - 0 años cal AP)

El número de cápsulas cefálicas decreció rápidamente a comienzos de este periodo. La abundancia de *Dicrotendipes*, *Apsectrotanypus* y *Alotanypus* decayó alcanzando un 2.2%, 3.5% y 2.1% respectivamente. Taxa como *Macropelopia* y *Parapsectrocladius* estuvieron ausentes, mientras que *Chironomus* y *Tanytarsini* tipo B fueron los únicos que aumentaron su abundancia a principios del periodo. Sin embargo, en la parte final de esta zona se observó una disminución de la abundancia de ambos taxa.

Análisis sedimentológicos

La caracterización sedimentológica es mostrada en la Figura 7, cubriendo los últimos 18157 años. Los valores de susceptibilidad magnética registraron grandes variaciones a lo largo del núcleo sedimentario, permitiendo diferenciar dos periodos. El primero abarcó los últimos 13689 años, donde la susceptibilidad varió entre 59×10^{-6} S.I y 187×10^{-6} S.I, mientras que en el segundo, que incluyó el resto del registro, la susceptibilidad magnética fluctuó de 1.7×10^{-6} S.I a 59×10^{-6} S.I. Este último periodo fue interrumpido por una tefra en 7451 años cal AP, donde se registraron los mayores valores con un promedio de 526×10^{-6} S.I.

El contenido de materia orgánica (LOI₅₅₀), carbonatos (LOI₉₅₀) y la relación carbono-nitrógeno (C/N) evidenciaron tendencias similares a las observadas en la susceptibilidad magnética. En el primer periodo, el contenido orgánico y de carbonatos fue muy bajo, promediando 3.7% y 1.6%, respectivamente, mientras que

la relación C/N comenzó a incrementar gradualmente de 4.6 a 8.4. Posterior a ~13689 años cal AP el contenido orgánico y de carbonatos aumentó, registrando grandes variaciones (3.2% – 42.1% para contenido orgánico y 1% -18% para carbonatos). Sin embargo, las tendencias entre ambos parámetros en general, fueron opuestas. La relación C/N mostró un comportamiento distinto antes y después de la tefra. Entre 13580 años cal AP y 7647 años cal AP los valores fluctuaron entre 11 y 18, mientras que posterior a ~7300 años cal AP, los valores se mantuvieron entre 9 y 14.

El tamaño medio de grano en el sedimento varió de 5.0 a 413.5 μm . Sólo el limo se distribuyó a través de todo el núcleo sedimentario con un porcentaje de 13.7% a 82.1%. El mayor porcentaje de limo en el sedimento fue registrado entre 18731 - 13689 años cal AP junto a un menor porcentaje de arcillas, las cuales desaparecieron a finales de ~13700 años cal AP. La presencia de arcillas coincidió con el aumento de clorita (49%) y muscovita (15%) durante este intervalo. Posterior a 12500 años cal AP el sedimento estuvo constituido en un gran porcentaje por arenas (> 63 μm), las que predominaron hasta el final del registro.

La mineralogía gruesa fue representada principalmente por cuarzo, calcita, plagioclasas, arcillas totales, muscovita, clorita y partículas amorfas. El porcentaje de calcita varió de 2% a 64% y sus tendencias se relacionaron directamente con el porcentaje de carbonatos. La presencia de partículas amorfas coincidió con las tefras descritas previamente.

Discusión

Interpretación de isótopos estables

Las tendencias de $\delta^{18}\text{O}$ en las valvas de *Pisidium* y en el sedimento presentaron algunas similitudes a lo largo del núcleo sedimentario (Figura 3). No obstante, el $\delta^{18}\text{O}$ registrado en el carbonato de origen biogénico mostró una mayor variación, que puede tener relación con cambios en la composición isotópica del agua del lago generados principalmente por cambios en la tasa de evaporación, donde bajos valores de $\delta^{18}\text{O}$ serían característicos de periodos húmedos, mientras que valores más enriquecidos en ^{18}O estarían asociados a periodos más secos (Heaton et al., 1995; Von Grafenstein et al., 1999; Baroni et al., 2006; Apolinarska et al., 2009).

Si bien, la señal isotópica encontrada en los sedimentos podría reflejar igualmente variaciones en la evaporación, debido a la buena correlación con los valores de $\delta^{18}\text{O}$ en *Pisidium* ($r=0.7$, $p<0.05$), ésta también pudo haber sido influenciada por la vegetación acuática del lago. Apolinarska y Hammarlund (2009) señalan que las incrustaciones del alga *Chara* pueden formar parte de la matriz del sedimento generando una señal más agotada de ^{18}O . Aunque se desconoce el periodo en que esta alga se estableció en el Lago Cisnes, la poca variación del isótopo de oxígeno comparativamente con la señal del carbonato biogénico desde los ~6500 años cal AP hace suponer que la abundancia del alga pudo tener una mayor influencia sobre el sedimento del lago.

Las variaciones en la señal de *Pisidium* sp. permitieron identificar tres zonas a lo largo del registro. La primera zona (13500 - 11000 años cal AP) presentó los valores más altos de $\delta^{18}\text{O}$ tanto para el sedimento como para el carbonato biogénico, evidenciando un periodo donde la evaporación fue mayor que la precipitación. El intervalo comprendido entre 13300 - 12500 años cal AP parece ser el más abrupto en todo el registro presentando además dos pulsos de intensa evaporación alrededor de 13200 y 12600 años cal AP. Li y Ku (1997) indican que altos valores de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$ en el sedimento y una buena correlación entre ellos sugiere una disminución del nivel del lago debido a la reducción de efluentes y una intensa evaporación. Es posible entonces que durante este periodo las aguas del lago Cisnes tuvieran un tiempo de residencia alto y permaneciera con un bajo nivel de agua lo que favoreció una mayor evaporación.

En la segunda zona (10900 - 7600 años cal AP) la señal de $\delta^{18}\text{O}$ en el carbonato biogénico y sedimento tendió a disminuir gradualmente y desde 10000 años cal AP se mantuvo con un bajo rango de variación, evidenciando un periodo más húmedo que el anterior. La falta de covariancia entre los isótopos de carbono y oxígeno en el sedimento (Figura 4) podría indicar un cambio en la hidrología del lago que favorecería un aumento y estabilidad del nivel de agua. Por otro lado, los valores de $\delta^{13}\text{C}$ encontrados en los moluscos (Figura 5), que dependen principalmente del carbono inorgánico disuelto (DIC) (Jones et al. 2002, McConnaughey y Gillikin, 2008) sugieren un aumento de la productividad primaria, debido a que con aumento de la actividad fitoplanctónica, el DIC tiende a enriquecerse en ^{13}C , mientras que la materia orgánica producida queda agotada en ^{13}C . Algunos autores (Apolinarska et al. 2009, Leng y Marshall 2004, Hoefs 2010) señalan que en sedimentos de lagos relativamente profundos y orgánicos, la oxidación de la materia

orgánica libera ^{12}C generando DIC bajo en $\delta^{13}\text{C}$, el cual podría estar disponible para los moluscos que viven asociados al sedimento.

La tercera zona, que abarca los últimos 7200 años presentó fluctuaciones en la señal de $\delta^{18}\text{O}$ en *Pisidium* con un rango más amplio que en el periodo anterior. Intervalos húmedos fueron precedidos por intervalos secos. Uno de los periodos secos con mayor extensión temporal fue identificado entre 5200 y 4300 años cal AP, donde los valores de $\delta^{18}\text{O}$ fueron mayores a -4.4‰. Contrariamente el $\delta^{18}\text{O}$ en el sedimento se mantuvo relativamente estable y sólo el $\delta^{13}\text{C}$ mostró un importante aumento hacia valores más altos. Zanchetta et al. (2012) señalan que altos valores de $\delta^{13}\text{C}$ en el sedimento reflejaría un incremento en el equilibrio con el CO_2 atmosférico y/o una dilución de carbonatos (aguas duras). En el lago Cisnes el aumento del contenido de carbonatos (LOI_{950}) y calcita coincide con este periodo (Figura 7). Esta condición además pudo ser favorable para el alga *Chara*, la cual pudo haberse expandido a zonas que antes eran más profundas, incrementando un mayor consumo de ^{12}C y dejando un sedimento enriquecido en ^{13}C .

Dos intervalos con altos valores de $\delta^{18}\text{O}$ en el carbonato orgánico fueron registrados en la última zona, coincidiendo con una disminución de $\delta^{18}\text{O}$ en el sedimento. El primero fue registrado entre AD 1569 -1630, mientras que el segundo entre AD 1986 -1999. Este comportamiento fue similar pero menos abrupto que el registrado durante la deposición de la tefra proveniente del volcán Hudson a los ~7451 yr cal BP, lo que sugiere que un proceso similar pero de menor intensidad pudo haber ocurrido durante estos intervalos, afectando la composición química del agua y posiblemente la composición isotópica en ambos tipos de carbonato. Hoefs (2010) señala que los minerales detríticos de origen ígneo son menos enriquecidos en ^{18}O que los minerales autogénicos, lo que sería consistente con la disminución de los valores en esta matriz. Sin embargo, no existen registros sobre el efecto que puede tener una deposición volcánica sobre la señal isotópica en los moluscos.

Las reconstrucciones de temperatura a través de los isótopos estables estuvieron basadas en dos recientes ecuaciones de paleotemperaturas (Figura 5). En general, ambas ecuaciones entregaron altos valores de temperatura cuando la señal isotópica de oxígeno era más negativa. Contrariamente, valores de $\delta^{18}\text{O}_{\text{pis}}$ menos negativos representaron temperaturas más frías. Las diferencias entre ambas paleoequaciones, principalmente en eventos de altas temperaturas pudo haber estado asociado a que la ecuación de Zhou y Zheng (2003)

consideran el valor isotópico contenido directamente en aragonita, mientras que la ecuación modificada por Leng y Marshall (2004) incluye una transformación de este valor en relación al fraccionamiento isotópico entre el agua y la calcita, lo que puede generar un error mayor en la estimación de la temperatura.

Bajo el supuesto de que las condiciones fueron más estables durante el periodo interglaciar (Figura 5), la reconstrucción estuvo limitada a estimar las temperaturas del lago durante parte del Holoceno utilizando la composición isotópica moderna del agua, esto debido a que la composición isotópica durante el proceso de deglaciación pudo estar influenciada por la composición isotópica de efluentes originados por el derretimiento de los glaciares, lo cual pudo generar ruido en la señal capturada por los moluscos.

Ensamblajes de quironómidos

El mayor número de estudios basados en quironómidos en Patagonia ha permitido mejorar la identificación de los especímenes y el conocimiento sobre su ecología, permitiendo una mayor fiabilidad en las reconstrucciones ambientales (Araneda et al. 2013, Massaferro et al. 2013). Aunque la respuesta de los quironómidos a cambios ambientales puede ser distinta dependiendo de los requerimientos de cada especie, se ha demostrado una buena relación con cambios en las temperaturas del agua en diversos sistemas lacustres (Brooks et al. 2007, Massaferro et al. 2009, Eggermont y Heiri 2012, Marziali y Rossaro 2013) así como también con las temperaturas del aire (Larocque y Hall 2003, Larocque et al. 2011, Massaferro et al. 2014).

El ensamble de quironómidos del Lago Cisnes dejó en evidencia cambios durante los últimos 15600 años, momento en el cual comienzan a colonizar las primeras especies (Zona I) (Figura 6). Taxa generalistas como *Tanytarsini* aparecen desde la transición entre glacial – interglaciar y se distribuyen en todo el registro con una alta abundancia. La zona I, se caracterizó por la presencia de *Ablabesmyia* y *Dicrotendipes*, los que se encontraron con una baja abundancia. Massaferro et al. (2009) señalan que *Ablabesmyia* es una especie indicadora de condiciones cálidas encontrándose comúnmente en zonas de bajas altitudes y con temperaturas de verano mayores a 12°C, mientras que *Dicrotendipes* está asociado a zonas litorales. La presencia de ambos taxa sugiere que durante este periodo las temperaturas fueron más altas y el lago se mantuvo con un bajo nivel de agua. La presencia de *Ablabesmyia* durante la transición climática coincide con las investigaciones de

Massaferro et al. (2009) en el sitio Huelmo (41°30'S), quienes identifican un aumento de *Ablabesmyia* junto con otros taxa de ambientes cálidos durante 15000 y 14000 años cal AP.

La zona II (Figura 6) fue caracterizada principalmente por la ocurrencia de *Parapsectrocladius* y *Chironomus* alrededor de los 12000 años cal AP. Ambos taxa han sido reconocidos como indicadores de temperaturas frías en la Patagonia (Massaferro 2009, 2010), pudiendo incluso encontrar ejemplares de *Parapsectrocladius* en sedimento glaciar. (Cranston 2000). Por otro lado, los estudios de Dieffenbacher-Krall et al. (2007) en lagos de Nueva Zelanda indican que *Chironomus* predomina principalmente en lagos donde la temperatura del agua en verano es <10°C. Massaferro et al. (2014) a través de un set de calibración en distintos lagos de la Patagonia establece que *Chironomus* puede encontrarse en zonas de baja altitud donde las temperaturas tienen un rango de fluctuación de 12°C a 16°C, debido a que diferentes especies de este taxón pueden ser tolerantes a diferentes temperaturas. Por lo tanto, la presencia de estos dos taxa si bien podría evidenciar un periodo frío a comienzos del Holoceno, sólo la desaparición de *Parapsectrocladius* podría ser clave para sugerir un retorno a condiciones templadas alrededor del 8000 años cal AP.

El registro de quironómidos fue interrumpido por una tefra alrededor de los ~7400 yr cal BP. Sin embargo fue posible encontrar dentro de esta, algunas cápsulas cefálicas. Urrutia et al. (2010) señalan que la presencia de cápsulas cefálicas en las tefras del lago Laja, ocurre por procesos de percolación, por lo que es posible igualmente que en este registro las cápsulas hayan sido transportadas hacia el interior de la tefra después del evento volcánico.

La abundancia de quironómidos posterior a la tefra aumenta considerablemente, siendo *Dicrotendipes* el género más abundante en la zona III (Figura 6). Massaferro et al. (2008) indican que géneros como *Dicrotendipes* y *Polypedilum* son característicos de ambientes de litoral. El aumento de *Dicrotendipes* alrededor de los 4000 años cal AP podría relacionarse a una disminución en el nivel de agua del lago que permitió un mayor ambiente de litoral, sugiriendo una predominancia de condiciones secas. El aumento de *Macropelopia* entre 3700 - 3400 años cal AP podría estar asociado a estas condiciones, aunque también se le ha relacionado a un mayor nivel trófico. Urrutia et al. (2010) identifican un aumento en la abundancia de este género durante la Pequeña Edad del Hielo en la Laguna Laja, periodo que fue caracterizado como frío y seco. Por otro lado, la presencia de *Cricotopus* también estaría relacionada a un periodo seco. Massaferro et al.

(2009) indica que este género puede ser indicador de periodos cálidos. Sin embargo, Araneda et al. (2013) señalan que en lagos de la Patagonia su presencia también podría estar relacionada a un aumento de nutrientes en el lago, mientras que Zhang et al. (2012) lo relacionan a cambios en el nivel de agua, indicando que algunas especies este género estarían más bien asociadas a cuerpos de agua someros.

La disminución de *Dicrotendipes* a finales del periodo evidencia un cambio en las condiciones ambientales, posiblemente debido a un aumento en el nivel del lago. Este cambio coincide con la desaparición de *Macropelopia* y *Cricotopus* en el registro. El aumento en la abundancia de *Chironomus* a comienzos de la zona IV (~ 1305 años cal AP) indicaría un retorno a condiciones más frías, aunque también podría estar asociado a un mayor nivel trófico en el lago, debido a que este taxón es relacionado con lagos eutróficos y con baja concentración de oxígeno (Massaferró et al. 2008, Woodward y Shulmeister 2006). La abundancia de este género aumenta nuevamente entre 1859 AD y 1907 AD junto con *Ablabesmyia*, sugiriendo principalmente un incremento de la productividad del lago.

Proceso sedimentario

La caracterización visual del núcleo sedimentario permite definir tres tipos de sedimentos que evidencian el proceso de formación del lago Cisnes (Figura 7). La primera sección de color gris que abarca desde los 18600 yr cal BP hasta los 13600 yr cal BP considera la última transición glacial-interglacial. El sedimento, compuesto principalmente por arcillas como clorita y muscovita y un bajo contenido orgánico indicarían que el material clástico fue depositado en el sitio donde comenzará a formarse el lago debido al derretimiento de los glaciares aledaños, lo cual coincidiría con el proceso de deglaciación evidenciado por Hein et al. (2010) en esta zona.

En la segunda sección, la cual comienza alrededor de 13600 años cal AP, el sedimento contiene una gran cantidad de macrorestos vegetales, lo que sugiere que durante este periodo comenzó la formación del lago probablemente primero como un pantano o lago muy somero, el cual estuvo dominado por plantas asociadas a zonas de humedal (ej. Poaceas, macrófitas). Los altos valores en la relación C/N registrados durante este periodo confirman que el aporte de materia orgánica fue principalmente de origen terrestre. El aumento de materia orgánica coincide el aumento de carbonatos y la aparición de calcita en el sedimento sugiriendo la

entrada de este material ocurrió a través de la escorrentía o por aportes de aguas subterráneas. Sin embargo, los valores de susceptibilidad magnética, que están relacionados a procesos de erosión tienden a mantenerse bajos, descartándose el aporte por escorrentía. Por otro lado, la composición mineralógica del suelo alrededor al lago no registra material con carbonato (Bertrand, comunicación personal), lo que sustenta que el aporte de carbonatos podría haber sido a través de las aguas subterráneas, debido a que la cuenca geológica tiene formaciones con material cálcico (De la Cruz et al. 2004).

La tercera sección, que abarca los últimos 12400 años fue constituida por un sedimento más oscuro (Figura 2), los restos de plantas terrestres desaparecieron y la composición granulométrica tendió a ser más limosa. La relación C/N se mantuvo en general con valores cercanos a 12, lo que indica que el aporte de materia orgánica fue principalmente de origen acuático (Meyers y Teranes, 2001). Es posible que durante este periodo el lago haya tenido un mayor nivel de agua, estableciéndose como un cuerpo de agua más estable y con condiciones similares a las actuales. Estas condiciones podrían haber favorecido la producción primaria en el lago y el aumento de la materia orgánica. Sin embargo, la secuencia lacustre presentó también intervalos más secos, que se caracterizaron por contener un alto porcentaje de carbonatos y calcita, así como una disminución del porcentaje de arenas. El cambio sedimentológico más importante fue evidenciado durante la deposición de la tefra, que generó un aumento de la susceptibilidad magnética y disminución del contenido orgánico en el sedimento, junto con una dilución de los carbonatos.

Reconstrucción ambiental y comparación con otros registros en la Patagonia

Las recientes investigaciones realizadas en las morrenas originadas por los lóbulos glaciares de Campos de Hielo Norte han demostrado que el Valle Chacabuco estuvo cubierto de hielo hasta 17000 años cal AP, periodo donde se produjo un breve reavance que quedó registrado en la morrena Santa Elena localizada aproximadamente a 7 km al este del Lago Cisnes (Boex et al. 2013). Alrededor de los 15600 años cal AP el hielo retrocedió rápidamente alcanzando su dimensión actual (Hein et al. 2010). Diversos autores han atribuido este rápido retroceso a un incremento de temperaturas que comenzó alrededor de los 17500 años cal AP y se intensificó entre los 16700 y los 15800 años cal AP en toda la Patagonia alcanzando temperaturas

cercanas a los 6 y 7°C (Bertrand et al. 2008, Massafiero et al. 2005, 2009, Markgraf et al. 2003, 2007, Moreno et al. 1999).

En el lago Cisnes el sedimento glaciar fue registrado en la parte basal del núcleo sedimentario que tuvo una data de 18000 años cal AP y permaneció hasta los 13600 años cal AP (Figura 2 y 7), lo que cual sugeriría que el agua generada a partir del derretimiento del lóbulo fue transportando sedimento glaciar hacia la cuenca del lago durante casi 2000 años. La presencia de algunos gastrópodos pulmonados de la familia Lymnaeidae alrededor del 16500 años cal AP (Figura 3) y de quironómidos alrededor de 15600 años cal AP (Figura 6) evidenciaría que la cuenca del lago estuvo libre de hielo al menos durante los meses más cálidos y mantendría un nivel de agua que fue favorable para la colonización por ambas taxa.

Un cambio en la sedimentología del registro alrededor del 13600 años cal AP (Figura 7) indicaría la reducción del aporte glaciar al lago y un incremento de la producción orgánica que podría ser mayormente de origen terrestre. Esto es evidenciado a través de la gran cantidad de macrorestos vegetales encontrados hasta 12500 años cal AP. Los análisis polínicos (Vargas, datos no publicados) señalan un aumento de Poaceas y Ciperáceas por lo que es posible, que la cuenca del lago mantuviera características de pantano. La señal isotópica identificó condiciones más secas durante este periodo mientras que los ensambles de quironómidos evidenciaron bajas temperaturas. Aunque no fue posible determinar temperaturas a través de los isótopos estables debido a la mayor incerteza en la reconstrucción antes del Holoceno, altos valores de $\delta^{18}\text{O}_{\text{pis}}$ (Figura 3) podrían ser interpretados como periodos de bajas temperaturas en el lago, lo cual fue coherente con el ensamble de quironómidos (Figura 6). Con un desfase de ~500 años, estos resultados coinciden con lo reportado por Markgraf et al. (2007) en el lago Pollux (45°S), quienes evidencian una transformación del lago en una ciénaga entre 13000 años cal AP y 14000 años cal AP debido a un periodo seco. Similarmente, Gilli et al. (2001) identifica en el lago Cardiel (48°S) una disminución del nivel del lago alrededor de 11200 años cal AP debido a condiciones climáticas secas que posiblemente comenzaron desde la terminación glaciar. Por otro lado, en la Región de los Lagos (39°S – 43°S) los perfiles polínicos, indicaron un periodo con bajas temperaturas durante 14000 y 12800 años cal AP (Moreno et al. 1999), mientras que los resultados de Massafiero et al. (2014) a través del análisis de quironómidos identificaron dos pulsos fríos entre 13200 - 13000 años cal AP y 12600 – 11500 años cal AP.

Los registros más cercanos a la cuenca del lago Cisnes, indicaron que entre 11800 - 9900 cal y BP se produjo una intensa evaporación que pudo haber sido incluso mayor que la actual. Esta condición estuvo acompañada por un pulso cálido que permitió el incremento de *Nothofagus* en la cuenca del lago Augusta (47°S) (Villa Martínez et al. 2012). En nuestros registros, la señal de $\delta^{18}\text{O}_{\text{pis}}$ también identifica una alta tasa de evaporación durante este periodo, pero que fue gradualmente decreciendo hacia principios del Holoceno (~10900 años cal AP) (Figura 3). Sin embargo, los altos valores de $\delta^{18}\text{O}_{\text{pis}}$, también podrían ser interpretados como un periodo con bajas temperaturas. Esto nos permite suponer que las temperaturas en el lago pudieron mantenerse más frías que las actuales, pero fueron más altas que las registradas en el periodo anterior, favoreciendo una mayor productividad y la permanencia de *Parapsectrocladius* y *Chironomus*, quironómidos asociados a ambientes fríos.

La señal de $\delta^{18}\text{O}_{\text{pis}}$ continuó decreciendo después de los 10900 años cal AP, evidenciando condiciones más húmedas que el intervalo anterior. La reconstrucción de las temperaturas en el lago indica que estas pudieron haber aumentado alrededor de 3°C durante un periodo de casi mil años, alcanzando valores cercanos a los actuales (Figura 5). Por otro lado, las relaciones de $\delta^{18}\text{O}_{\text{sed}}$ y $\delta^{13}\text{C}_{\text{sed}}$ sugirieron un incremento y estabilidad del nivel del agua (Figura 4), por lo que es posible que después de ~9400 años cal AP el lago haya presentado características más similares a las actuales. Una relativa estabilidad ambiental también ha sido registrada durante el Holoceno temprano y medio en diferentes zonas de la Patagonia, particularmente mediante los ensambles polínicos que evidencian el establecimiento de los bosques de *Nothofagus* (Markgraf et al. 2007, Vargas et al. 2008, Villa Martínez et al. 2012, Willie et al. 2007).

La tendencia en las temperaturas reconstruidas a partir de la ecuación de Zhou y Zheng (2003) indicaron que durante el periodo comprendido entre 9400-7800 años cal AP estas fluctuaron entre 15 a 16°C (Figura 5). Es posible que debido al aumento de las temperaturas, la productividad haya sido alta lo que se evidenció a través del alto contenido orgánico y la disminución en los valores de $\delta^{13}\text{C}_{\text{pis}}$. La baja abundancia de *Parapsectrocladius* confirmaría un cambio a condiciones más cálidas, mientras que el leve aumento de *Chironomus* podría evidenciar la presencia de especies de este taxa tolerantes a temperaturas más altas (Massaferro et al. 2014) o a un mayor estado trófico. Hacia el norte de la Patagonia, el aumento de temperaturas fue posiblemente el gatillador de una alta paleoproduktividad en el Lago Puyehue hasta 7800

años cal AP (Bertrand et al. 2008) y de la generación de un bosque florísticamente diverso en su cuenca (Vargas et al. 2008).

Una predominancia de condiciones más frías y secas que el periodo anterior ocurrió entre 7200 y 4300 años cal AP. La tendencia de las temperaturas reconstruidas indicaron que estas pudieron haber disminuido 1.5°C en comparación al periodo anterior y la fluctuación durante este intervalo fue de alrededor de 0.5°C (Figura 5). Los registros polínicos en el lago Condorito (41°S) dejan en evidencia una disminución de las temperaturas desde ~7600 años cal AP acompañado por un aumento de las precipitaciones (Moreno 2004). Hacia el este de la cordillera de los Andes, el cambio en los ensambles polínicos registrados en el lago Pollux (47°S), Mosquito (42°S) y Condor (42°S) evidenciaron condiciones frías y una disminución de las precipitaciones alrededor de 6300 años cal AP en el lago Pollux (Markgraf et al. 2007) y entre 5250 y 3000 en los otros dos lagos (Iglesias et al. 2012).

Un pulso cálido/húmedo fue encontrado durante 6000-5500 años cal AP (Figura 5), el cual también parece haber sido registrado por quironómidos y moluscos (Figura 3 y 6), cuyas abundancias comenzaron a incrementar posterior a 6000 años cal AP. El aumento del nivel de agua pudo haber generado más zonas litorales favoreciendo a taxa de quironómidos como *Dicretodipes* y al bivalvo *Pisidium*, mientras que una mayor abundancia de *Ablabesmyia* podría estar relacionada a condiciones más cálidas. Este pulso, aunque no fue identificado en los registros polínicos en la Patagonia, posiblemente por su corta extensión, si fue encontrado en otros registros continentales con isótopos estables. Markgraf et al. (2003) usando $\delta^{18}\text{O}$ en ostrácodos interpreta que valores más negativos después de 6800 años cal AP (6100 BP) podrían reflejar altas temperaturas en el Lago Cardiel (49°S), mientras que Pendall et al. (2001) utilizando los valores de δD en celulosa de musgo identificó un aumento de temperaturas entre 6000 - 5000 años cal AP en la turbera Haberton (54°S). El pulso de altas temperaturas fue igualmente registrado en el núcleo de sedimento marino GeoB (41°S) mediante el uso de alquenonas, donde se encontró un aumento de 2°C sobre las temperaturas superficiales (SST) modernas entre 7800 y 5500 años cal AP (Lamy et al. 2002).

La temperatura reconstruida para los últimos 4000 años en el lago Cisnes tendió a mantenerse más alta que la temperatura actual hasta ~1100 años cal AP, con dos pulsos cálidos centrados entre 3100-2800 años cal AP y 1300-1000 años cal AP (Figura 5). Aunque esto no concuerda con la disminución de temperaturas registrada

por Lamy et al. (2002) y el máximo avance del glaciar Gualas entre 4180-850 años cal AP. El registro en la turbera Haberton sugiere que desde los 8000 a 2500 años cal AP las temperaturas se mantuvieron estables y similares a las actuales en el sur de la Patagonia (Pendall et al. 2001). Una posible explicación a esta discordancia podría sustentarse en la sensibilidad que tienen los sistemas lacustres a las variaciones de la radiación solar, la cual determina el régimen de temperatura de estos (Batterbee 2000). Aunque la radiación solar es una forzante climática global, los cambios de radiación solar durante los periodos estivales en el Hemisferios Sur son distintos a los del Hemisferio Norte (Kilian y Lamy 2012). Berger y Loutre (1991) registraron un aumento de radiación solar en los meses de verano en el Hemisferio Sur desde ~5500 años cal AP, mientras que Kilian y Lamy (2012) indicaron que una disminución de las temperaturas en el sur de la Patagonia estaría relacionada a un decrecimiento de la radiación solar ocurrida entre 3500 y 2500 años cal AP. Es posible por lo tanto, que el Lago Cisnes sea más sensible a estas variaciones comparativamente con los ambientes marinos, lo cual se vio reflejado en un aumento de sus temperaturas y una posterior disminución de estas entre 3700 – 3400 años cal AP y 2500-2200 años cal AP (Figura 5).

Los últimos mil años fueron menos variable que los periodos anteriores y las temperaturas en el lago en general estuvieron cerca de la temperatura actual. Sin embargo fue posible reconocer un intervalo de bajas temperaturas entre 900-300 años cal AP (AD 1050 – 1650), las que posteriormente aumentaron hacia el final del registro.

Implicancias regionales

El retroceso de los glaciares en la vertiente este de la zona central de la Patagonia ha sido evidenciado principalmente por registros geomorfológicos y polínicos (Boex et al. 2013, Hein et al. 2010, Mardones et al. 2011, Markgraf et al. 2007, Villa Martínez et al. 2012). Este proceso, gatillado por un aumento de las temperaturas en el Hemisferio sur, fue reconocido en los registros de la Antártica y recientemente en registro sedimentológicos continentales (Pedro et al. 2011, Massaferrro et al. 2014). Aunque nuestro estudio está limitado por la ausencia de material biogénico durante este periodo, el registro sedimentológico proveyó

evidencia sobre el proceso de formación del lago y la influencia glaciaria en la cuenca que persistió hasta ~13600 años cal AP.

La presencia de un periodo frío posterior a la deglaciación en la Patagonia ha sido asociada a distintos eventos. Moreno et al. (2001) señalan que este periodo corresponde a la última parte del Younger Dryas (YD), mientras que McCulloch et al. (2000) asocia los avances glaciares en Tierra del fuego entre los 15500 – 11700 años cal AP al Antarctic Cold reversal (ACR). Hajdas et al. (2003) a través de registros continentales en ambos lados de la cordillera de los Andes, reconocen un periodo frío denominado Huelmo/Mascardi Cold Reversal (HMCR) el cual es posterior al YD en ~500 años. A pesar de la imprecisión de nuestras reconstrucciones de temperaturas durante este periodo, fue posible inferir a través del isótopo de oxígeno una disminución de temperaturas que comenzó ~100 años antes que el HMCR y tuvo una extensión sutilmente mayor. En el lago Puyehue, Bertrand et al. (2008) identifican este evento, sugiriendo que este tuvo una extensión de ~600 años menos.

El aumento de temperaturas registrado entre 9400 -7800 años cal AP se encuentra dentro de un periodo caracterizado por altas temperaturas en ambos Hemisferios y que alcanza un máximo termal entre 9000 y 8000 años cal AP (Anderson et al. 2007, Masson et al. 2000). En la Patagonia, el desplazamiento de los westerlies hacia el sur durante el Holoceno temprano generó diferentes condiciones ambientales a distintas latitudes (Moreno y León 2003, Markgraf et al. 2003). Villa Martínez et al. (2012) señalan condiciones más secas en el norte y sur de la Patagonia, mientras latitudes cercanas a 47°S experimentaron condiciones más húmedas. Withlock et al. (2007) sugiere además un debilitamiento en la intensidad de los westerlies, debido al incremento de la radiación solar en ambos hemisferios. Esta condición pudo haber generado un aumento de temperaturas en el Lago Cisnes, mientras que el debilitamiento de los westerlies pudo haber favorecido a condiciones húmedas en el Valle Chacabuco.

La más reciente mitad del Holoceno ha sido caracterizada por ser más fría, condición que favoreció el avance de glaciares a escala global (Kilian y Lamy, 2012). En la Patagonia los reavances fueron evidenciados por diversos autores (Glasser et al. 2004, Mardones et al. 2011, Bertrand et al. 2012). Este comportamiento durante los últimos 5000 años ha sido atribuido principalmente a los cambios latitudinales y a una mayor intensidad de los westerlies y cuyo efecto permaneció hasta la Pequeña Edad de Hielo (Moreno et al. 2009).

En el lago Cisnes, las temperaturas no experimentaron una disminución considerable durante este periodo, sin embargo diversos pulsos fríos fueron evidenciados en 3700-3400, 2500-2200 y 900-300 (AD 1050-1650) años cal AP.

Conclusiones

La caracterización sedimentológica evidenció que influencia de los campos de Hielo Norte en el Valle Chacabuco persistió hasta ~13600 años cal AP, periodo donde se produce la ausencia completa de sedimento glaciar. El ambiente proglaciar da a lugar al establecimiento de una turbera, lo que favorece la temprana colonización de organismos como quironómidos y moluscos tolerantes a bajas temperaturas.

Los valores isotópicos de oxígeno en *Pisidium*, sugieren una intensificación de la sequía entre 13300 y 12500 años cal AP. Con una menor precisión, estos valores pueden ser interpretados como periodos de bajas temperaturas, lo cual es coherente con el evento HMCR.

Posterior a 10900 años cal AP, la temperatura en el lago tiende a incrementar alcanzando valores cercanos a los actuales. El nivel de agua aumentó y los parámetros sedimentológicos indicarían que desde aquí la productividad del lago se mantuvo más estable y más similar a la actual, esto además es evidenciado por la aparición de nuevos taxa asociados a ambientes más cálidos y a lagos con un mayor estado trófico.

Con cambios de menor magnitud que a comienzos del Holoceno, las temperaturas del lago mostraron variaciones durante el Holoceno medio y tardío. La señal isotópica de oxígeno en el lago Cisnes evidencio una disminución de las temperaturas entre 7200-4300 años cal AP, la que fue interrumpida por un corto periodo de condiciones más cálidas y húmedas durante 6000 – 5000 años cal AP. Debido a su menor extensión, este pulso solo fue registrado en otros registros con isótopos estables, mientras que los estudios previos basados en cambios de la paleovegetación no evidenciaron ningún cambio.

El Holoceno tardío registrado en el lago Cisnes muestra discordancias con otros registros de la Patagonia que indican una tendencia a la disminución de temperaturas. En nuestro estudio, la señal isotópica de oxígeno evidencio una tendencia al aumento de las temperaturas desde los 4000 años cal AP, cuyos pulsos más cálidos

estuvieron centrados entre 3100- 2800 y 1300-1000 años cal AP. Esta condición podría ser atribuida a características más locales, asociadas a un aumento de la radiación solar en los meses de verano. Sin embargo, el último pulso cálido parece ser coincidente con un periodo de Anomalía Cálida Medieval registrada sólo en algunas zonas del Hemisferio Sur. Por otro lado, los pulsos de bajas temperaturas encontrados entre 3700- 3400 y 2500 -2200 años cal AP fueron coincidentes con los registros de mínima radiación en el sur de la Patagonia. La temperatura del lago durante los últimos mil años fue menos variable, siendo posible reconocer un periodo de bajas temperaturas entre 900-300 años cal AP (AD 1050 – 1650) la cual puede corresponder al primer puso frío de la Pequeña Edad del Hielo.

El registro en el lago Cisnes evidenció el proceso de ontogenia posterior a la deglaciación. Su desarrollo fue originado por cambios climáticos abruptos ocurridos durante el último máximo glaciario, mientras que cambios limnológicos menores fueron provocados por un balance hidrológico dependiente de la tasa de evaporación/precipitación influenciada principalmente por el desplazamiento de los westerlies. No obstante, desde que la temperatura del agua está también influenciada por la radiación solar, el registro de temperatura basado en la señal isotópica de moluscos pudo haber sido reflejo de las variaciones en la radiación, generando condiciones que fueron más locales que regionales.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo fue financiado por los Proyectos Fondecyt N°1120807, 1120765 y Conicyt AT- 24100176.

Referencias

Álvarez, D., N. Fagel, E. Keppens, A. Araneda, P. Jana, R. Urrutia. Climate variability during late Holocene in Patagonia: Finding a Medieval Climatic Anomaly and Little Ice Age signal by isotopic evidence from molluscs in Cisnes lake (47°S). The Holocene (*en revision*)

Anderson, D., A. Goudie, A. Parker. 2007. Global Environments through the Quaternary: Exploring Environmental Change. Oxford University Press Inc. New York. 359 pp.

Apolinarska, K., D. Hammarlund. 2009. Multi-component stable isotope records from Late Weichselian and early Holocene lake sediments at Imiolki, Poland: palaeoclimatic and methodological implications. *Journal of Quaternary Science*, 24(8), 948–959.

Apolinarska, K. 2009. $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$ isotope investigation of the Late Glacial and early Holocene biogenic carbonates from the Lake Lednica sediments, western Poland. *Acta Geologica Polonica* 59 (1), 111-121.

Araneda, A., P. Jana, C. Ortega, F. Torrejón, S. Bertrand, P. Vargas, N. Fagel, D. Álvarez, A. Stehr, R. Urrutia. 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.

Baroni C., G. Zanchetta, A. E. Fallick, A. Longinelli. 2006. Mollusca stable isotope record of a core from Lake Frassino, northern Italy: hydrological and climatic changes during the last 14 ka. *The Holocene* 16 (6), 827- 837.

Battarbee, R. 2000. Palaeolimnological approaches to climate change, with special regard to the biological record. *Quaternary Science Reviews* 19, 107-124.

Berger, A., M.F. Loutre. 1991. Insolation values for the climate of the last 10 million years. *Quaternary Science Reviews* 10, 297-317.

Bertrand, S. F. Charlet, B. Charlier, V. Renson, N. Fagel. 2008. Climate variability of southern Chile since the Last Glacial Maximum: a continuous sedimentological record from Lago Puyehue (40°S). *Journal of Paleolimnology* 39, 179–195.

Bertrand, S., M. Sterken, L. Vargas-Ramirez, M. De Batist, W. Vyverman, G. Lepoint, N. Fagel. 2010. Bulk organic geochemistry of sediments from Puyehue Lake and its watershed (Chile, 40°S): Implications for paleoenvironmental reconstructions. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 294, 56-71.

Bertrand, S., K. Huguen, F. Lamy, J. B. W. Stuut, F. Torrejón, C. B. Lange. 2012. Precipitation as the main driver of Neoglacial fluctuations of Gualas glacier, Northern Patagonian Icefield. *Climate of the Past* 8, 519–534.

- Boes, X., N. Fagel. 2008. Timing of the late glacial and Younger Dryas cold reversal in southern Chile varved sediments. *Journal of Paleolimnology* 39, 267–281.
- Boex, J., C. Fogwill, S. Harrison, N. Glasser, A. Hein, C. Schnabel, S. Xu. 2013 Rapid thinning of the late Pleistocene Patagonian Ice Sheet followed migration of the Southern Westerlies. *Scientific Reports* DOI: 10.1038/srep02118
- Bronk Ramsey, C. 2005. OxCal v.3.10. <http://www.rlaha.ox.ac.uk/orau/calibration.html>.
- Brooks S, P. Langdon, O. Heiri. 2007. The identification and use of Palaearctic Chironomidae larvae in palaeoecology. QRA Technical Guide No. 10. Quaternary Research Association, London, p 276
- Cook, H.E., P.D. Johnson, J.C. Matti, I. Zemmels. 1975. Methods of sample preparation and X-ray diffraction data analysis, X-ray mineralogy laboratory. In: Kaneps, A.G. (Ed.), Initial Reports of the DSDP, Washington DC, 997- 1007.
- Cranston, P.S. 2000. *Parapsectrocladius*: a new genus of orthocladiine Chironomidae (Diptera) from Patagonia, the southern Andes. *Insect systematics & evolution* 31, 103 -120.
- De la Cruz, R, Welkner, D., Suárez M., D. Quiroz. 2004. Geología del área oriental de las hojas Cochrane y Villa O'Higgins, Región de Aisén del General Carlos Ibañez del Campo. Servicio nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología básica, N° 85, 57 p.
- Dieffenbacher-Krall, A., M. Vandergoes, G. Denton. 2007. An inference model for mean summer air temperatures in the Southern Alps, New Zealand, using subfossil chironomids. *Quaternary Science Reviews* 26, 2487-2504.
- Eggermont, H., O. Heiri. 2012. The chironomid–temperature relationship: expression in nature and palaeoenvironmental implications. *Biological Reviews* 87, 430-456.
- Epler, J.H. 2001. Identification manual for the larval Chironomidae (Diptera) of North and South Carolina. version 1.0, Crawfordville, 53 pp.

Garreaud, R. 2007. Precipitation and Circulation Covariability in the Extratropics. *Journal of Climate* 20, 4789- 4797.

Gilli, A., F. Anselmetti, D. Ariztegui, J. Bradbury, K. Kelts, V. Markgraf, J. McKenzie. 2001. Tracking abrupt climate change in the Southern Hemisphere: a seismic stratigraphic study of Lago Cardiel, Argentina (49°S). *Terra Nova* 13 (6), 443- 448.

Gilli, A., D. Ariztegui, F. S. Anselmetti, J.A. McKenzie, V. Markgraf, I. Hajdas, R. D. McCulloch. 2005. Mid-Holocene strengthening of the Southern Westerlies in South America - Sedimentological evidences from Lago Cardiel, Argentina (49°S). *Global and Planetary Change* 49, 75-93.

Glasser, N., S. Harrison, V. Winchester, M. Aniya. 2004. Late Pleistocene and Holocene palaeoclimate and glacier fluctuations in Patagonia. *Global and Planetary Change* 43, 79-101.

Grimm, E. 1987. A Fortran 77 program for stratigraphically constrained cluster analysis by the method of incremental sum of squares. *Computers & Geosciences* 13, 13-35.

Haberle, S.G, & S.H. Lumley. 1998. Age and origin of tephras recorded in postglacial lake sediments to the west of the southern Andes, 44°S to 47°S. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 84, 239–256.

Habit, E., J. González, D. E. Ruzzante, S. J. Walde. 2012. Native and introduced fish species richness in Chilean Patagonian lakes: inferences on invasion mechanisms using salmonid-free lakes. *Diversity and Distributions* 18, 1153-1165.

Hajdas, I., G. Bonani, P. Moreno, D. Ariztegui. 2003 Precise radiocarbon dating of Late-Glacial cooling in mid-latitude South America. *Quaternary Research* 59, 70–78.

Heaton, T.H.E., J.A. Holmes, N.D. Bridgwater. 1995. Carbon and oxygen isotope variations among lacustrine ostracods: implications for palaeoclimatic studies. *The Holocene* 5, 428 – 434.

Heiri, O., A. F. Lotter & G. Lemcke. 2001. Loss on ignition as a method for estimating organic and carbonate content in sediments: reproducibility and comparability of results. *Journal of Paleolimnology* 25, 101–110.

- Hein, A., N. Hulton, T. Dunai, D. Sugden, M. Kaplan, S. Xu. 2010. The chronology of the Last Glacial Maximum and deglacial events in central Argentine Patagonia. *Quaternary Science Reviews* 29, 1212-1227.
- Hoefs, J. 2010. Stable isotope geochemistry 6th edition. Springer-Verlag; Berlin Heidelberg. New York. 285 pp.
- Hogg et al. (2013) Hogg, A, Q. Hua, P. Blackwell, M. Niu, C. Buck, T. Guilderson, T. Heaton, J. Palmer, P. Reimer, R. Reimer, C. Turney, S. Zimmerman. 2013. SHCal13 Southern Hemisphere calibration, 0 - 50,000 cal BP. *Radiocarbon* 55 (4), 1889-1903.
- Iglesias, V., C. Whitlock, M. Bianchi, G. Villarosa, V. Outes. 2012. Holocene climate variability and environmental history at the Patagonian forest/steppe ecotone: Lago Mosquito (42°29'37.89"S, 71°24'14.57"W) and Laguna del Cóndor (42°20'47.22"S, 71°17'07.62"W). *The Holocene* 22 (11), 1297- 1307.
- Jones, M.D., M.J Leng, W.J., Eastwood, D.H., Keen, C.S.M Turney. 2002. Interpreting stable-isotope records from freshwater snail-shell carbonate: a Holocene case study from Lake Golhisar, Turkey. *The Holocene* 12, 629–634.
- Juggins, S. 2007. C2 version 1.5: software for ecological and palaeoecological data analysis and visualisation. Newcastle upon Tyne: department of geography, University of Newcastle. Newcastle upon Tyne, pp 73.
- Kilian, R., F. Lamy. 2012. A review of Glacial and Holocene paleoclimate records from southernmost Patagonia (49 -55°S). *Quaternary Science Reviews* 53, 1-23.
- Lamy, F., C. Rühlemann, D. Hebbeln, G. Wefer. 2002. High- and low-latitude climate control on the position of the southern Peru-Chile Current during the Holocene. *Paleoceanography*, 17, 1028, doi:10.1029/2001PA000727.
- Larocque-Tobler, I., R. Quinlan, M. Stewart, M. Grosjean. 2011. Chironomid-inferred temperature changes of the last century in anoxic Seebergsee, Switzerland: assessment of two calibration methods. *Quaternary Science Reviews* 30, 1770-1779.

- Leng, M.J., J.D. Marshall. 2004. Palaeoclimate interpretation of stable isotope data from lake sediment archives. *Quaternary Science Reviews* 23, 811 - 831.
- Li, H.C., T.L. Ku. 1997. $\delta^{13}\text{C}$ - $\delta^{18}\text{O}$ covariance as a paleohydrological indicator for closed-basin lakes. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 133, 69- 80.
- Mardones, M., L. González, R. King, E. Campos. 2011. Variaciones glaciales durante el Holoceno en Patagonia Central, Aisén, Chile: evidencias geomorfológicas. *Andean Geology* 38 (2), 371-392.
- Markgraf, V., J. Bradbury, A. Schwalb, S.J. Burns, C. Stern, D. Ariztegui, A. Gilli, F. Anselmetti, S. Stine, N. Maidana. 2003. Holocene palaeoclimates of southern Patagonia: limnological and environmental history of Lago Cardiel, Argentina. *The Holocene* 13 (3), 597-607.
- Markgraf, V., C. Whitlock, S. Haberle. 2007. Vegetation and fire history during the last 18,000 cal yr B.P. in Southern Patagonia: Mallín Pollux, Coyhaique, Province Aisén (45°41'30" S, 71°50'30" W, 640 m elevation). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 254, 492-507.
- Martinic, M. 2005. De la Trapananda al Aysén. Pehuén Editores, Santiago de Chile, 539 pp.
- Marziali, L., B. Rossaro. 2013. Response of chironomid species (Diptera, Chironomidae) to water temperature: effects on species distribution in specific habitats. *Journal of Entomological and Acarological Research* DOI: <http://dx.doi.org/10.4081/jear.2013.e14>.
- Massaferro, J., A. Ashworth, S. Brooks. 2008. Quaternary Fossil Insects from South America. In: *The Late Cenozoic of Patagonia and Tierra del Fuego*. Rabassa, J. (Ed). *Developments on Quaternary Sciences*, Elsevier, 393-409.
- Massaferro, J., P. Moreno, G. Denton, M. Vandergoes, A. Dieffenbacher-Krall. 2009. Chironomid and pollen evidence for climate fluctuations during the Last Glacial Termination in NW Patagonia. *Quaternary Science Reviews* 28, 517–525.

- Massaferro, J., C. Recasens, I. Larocque-Tobler, B. Zolitschka, N. Maidana. 2013. Major lake level fluctuations and climate changes for the past 16,000 years as reflected by diatoms and chironomids preserved in the sediment of Laguna Potrok Aike, southern Patagonia. *Quaternary Science Reviews* 71, 167-174.
- Massaferro, J., I. Larocque-Tobler, S. Brooks, M. Vandergoes, A. Dieffenbacher-Krall, P. Moreno. 2014. Quantifying climate change in Huelmo mire (Chile, Northwestern Patagonia) during the Last Glacial Termination using a newly developed chironomid-based temperature model. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 399, 214-224.
- Masson, V., F. Vimeux, J. Jouzel, V. Morgan, M. Delmotte, P. Ciais, C. Hammer, S. Johnsen, V. Lipenkov, E. Mosley-Thompson, J. Petit, E. Steig, M. Stievenard, R. Vaikmae. 2000. Holocene Climate Variability in Antarctica Based on 11 Ice-Core Isotopic Records. *Quaternary Research* 54, 348 - 358.
- McConnaughey, T., D. Gillikin. 2008. Carbon isotopes in mollusk shell carbonates. *Geo-Mar Lett*, 28, 287-299.
- Mcculloch, R., M. Bentley, R. Purves, N. Hulton, D. Sugden, C. Clapperton. 2000. Climatic inferences from glacial and palaeoecological evidence at the last glacial termination, southern South America. *Journal of Quaternary Science* 15 (4), 409 - 417.
- Meyers, P.A., J.T. Teranes. 2001. Sediment organic matter. In: Last, W.M., J.P. Smol (Eds.), *Tracking Environmental Changes Using Lake Sediment. Physical and geochemical methods*, vol. 2. Kluwer Academic, Dordrecht, The Netherlands, pp. 239-270.
- Moreno, P., T. Lowell, G. Jacobson, G. Denton. 1999. Abrupt vegetation and climate changes during the last glacial maximum and last termination in the Chilean Lake District: A case study from canal de la Puntilla (41°S). *Geografiska annaler* 81, 285- 311.
- Moreno, P., G. Jacobson, T. Lowell, G. Denton. 2001. Interhemispheric climate links revealed by a late-glacial cooling episode in southern Chile. *Nature* 409, 804- 808.

- Moreno, P., A. León. 2003. Abrupt vegetation changes during the last glacial to Holocene transition in mid-latitude South America. *Journal of Quaternary Science* 18, 1-14.
- Moreno, P., J.P. François, R.P. Villa-Martínez, C.M. Moy. 2009. Millennial-scale variability in Southern Hemisphere westerly wind activity over the last 5000 years in SW Patagonia. *Quaternary Science Reviews* 28, 25-38.
- Moy, C., R. B. Dunbar, P. Moreno, J. François, R. Villa-Martínez, D. Mucciarone, T. Guilderson, R. Garreaud. 2008. Isotopic evidence for hydrologic change related to the westerlies in SW Patagonia, Chile, during the last millennium. *Quaternary Science Reviews* 27, 1335 - 1349.
- Pedro, J., T. van Ommen, S. Rasmussen, V. Morgan, J. Chappellaz, A. Moy, V. Masson-Delmotte, M. Delmotte. 2011. The last deglaciation: timing the bipolar seesaw. *Climate of the Past* 7, 671-683.
- Pendall, E., V. Markgraf, J. White, M. Dreier. 2001. Multiproxy record of Late Pleistocene -Holocene climate and vegetation changes from a peat bog in Patagonia. *Quaternary Research* 55, 168-178.
- Rieradevall, M., S. Brooks. 2001. An identification guide to subfossil Tanypodinae larvae (Insecta: Diptera: Chironomidae) based on cephalic setation. *Journal of Paleolimnology* 25, 81- 99.
- Solari, M.A., F. Hervé, J.P. Le Roux, A. Airo, A.N. Sial. 2010. Paleoclimatic significance of lacustrine microbialites: A stable isotope case study of two lakes at Torres del Paine, southern Chile. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 297, 70-82.
- Talbot, M.R. 1990. A review of the palaeohydrological interpretation of carbon and oxygen isotopic ratios in primary lacustrine carbonates. *Chemical Geology*, 80, 261-279.
- Urrutia, R., A. Araneda, F. Cruces, L. Torres, L. Chirinos, H.C. Treutler, N. Fagel, S. Bertrand, I. Alvial, R. Barra, E. Chaprone. 2007. Changes in diatom, pollen, and chironomid assemblages in response to a recent volcanic event in Lake Galletué (Chilean Andes). *Limnologia* 37, 49-62.

Urrutia, R., A. Araneda, L. Torres, F. Cruces, C. Viveros, F. Torrejón, R. Barra, N. Fagel, B. Scharf. 2010. Late Holocene environmental changes inferred from diatom, chironomid, and pollen assemblages in an Andean lake in Central Chile, Lake Laja (36°S). *Hydrobiologia* 648 (1), 207-225.

Valdovinos, C., A. Kiessling, M. Mardones, C. Moya, A. Oyanedel, J. Salvo, V. Olmos, O. Parra. 2010. Distribution of macroinvertebrates (Plecoptera and Aeglidae) in fluvial ecosystems of the Chilean Patagonia: Do they show biological signals of the postglacial geomorphological evolution?. *Revista Chilena de Historia Natural* 83, 267-287.

Vargas-Ramirez, L., E. Roche, P. Gerrienne, H. Hooghiemstra. 2008. A pollen-based record of late glacial–Holocene climatic variability in the southern lake district, Chile. *Journal of Paleolimnology* 39, 197 -217.

Villa-Martínez, R., P. Moreno, M. Valenzuela. 2012. Deglacial and postglacial vegetation changes on the eastern slopes of the central Patagonian Andes (47°S). *Quaternary Science Reviews* 32, 86- 99.

Von Grafenstein U, H. Erlenkeuser, P. Trimborn. 1999. Oxygen and carbon isotopes in modern fresh-water ostracod valves: assessing vital offsets and autecological effects of interest for palaeoclimate studies. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 148, 133-152.

Von Grafenstein, U., U. Eicher, H. Erlenkeuser, P. Ruch, J. Schwander, B. Ammann. 2000. Isotope signature of the Younger Dryas and two minor oscillations at Gerzensee (Switzerland): palaeoclimatic and palaeolimnologic interpretation based on bulk and biogenic carbonates. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 159, 215-229.

Wille, M., N. Maidana, F. Schäbitz, M. Fey, T. Haberzettl, S. Janssen, A. Lücke, C. Mayr, C. Ohlendorf, G.H. Schleser, B. Zolitschka. 2007. Vegetation and climate dynamics in southern South America: The microfossil record of Laguna Potrok Aike, Santa Cruz, Argentina. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 146, 234-246.

Whitlock, C., P. Moreno, P. Bartlein. 2007. Climatic controls of Holocene fire patterns in southern South America. *Quaternary Research* 68, 28 -36.

- Woodward, C., J. Shulmeister. 2006. New Zealand chironomids as proxies for human-induced and natural environmental change: Transfer functions for temperature and lake productivity (chlorophyll a). *Journal of Paleolimnology* 36, 407-429.
- Zanchetta, G., A. Van Welden, I. Baneschi, R. Drysdale, L. Sadori, N. Roberts, M. Giardini, C. Beck, V. Pascucci, R. Sulpizio. 2012. Multiproxy record for the last 4500 years from Lake Shkodra (Albania/Montenegro). *Journal of Quaternary Science* 27 (8), 780 -789.
- Zemlak, T., E. Habit, S. Walde, M. Battini, E. Adams, D. Ruzzante. 2008. Across the southern Andes on fin: glacial refugia, drainage reversals and a secondary contact zone revealed by the phylogeographical signal of *Galaxias platei* in Patagonia. *Molecular Ecology*, 17, 5049-5061.
- Zhang, E., B. Zheng, Y. Cao, G. Gao, J. Shen. 2012. Influence of environmental parameters on the distribution of subfossil chironomids in surface sediments of Bosten lake (Xinjiang, China). *Journal of Limnology* 71(2), 291-298.
- Zhou G., Y. Zheng. 2003. An experimental study of oxygen isotope fractionation between inorganically precipitated aragonite and water at low temperatures. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 67 (3), 387 -399.

Tablas y Figuras

Tabla 1. Edades radiocarbónicas obtenidas del Lago Cisnes.

Código	Material	Profundidad (cm)	¹⁴ C (\pm error)	Edad calibrada (años cal AP)	Media	Edad corregida
ETH- 48687	sedimento	19.5	969 + 25	786 – 915	850	850
ETH- 43002	conchas	20.5	2275 \pm 35	2156 \pm 2278	2217	2217
ETH- 48688	sedimento	39.5	5451 \pm 28	6177 \pm 6293	6235	6235
ETH- 48689	sedimento	61.5	6724 \pm 28	7487 \pm 7608	7547	7547
ETH- 41837	sedimento	101.5	11610 \pm 45	13287 \pm 13484	13385	12689
ETH- 41619	R. vegetal	103	11060 \pm 50	12738 \pm 13019	12878	12878
ETH- 14620	sedimento	160.5	14960 \pm 70	17929 \pm 18339	18134	17438

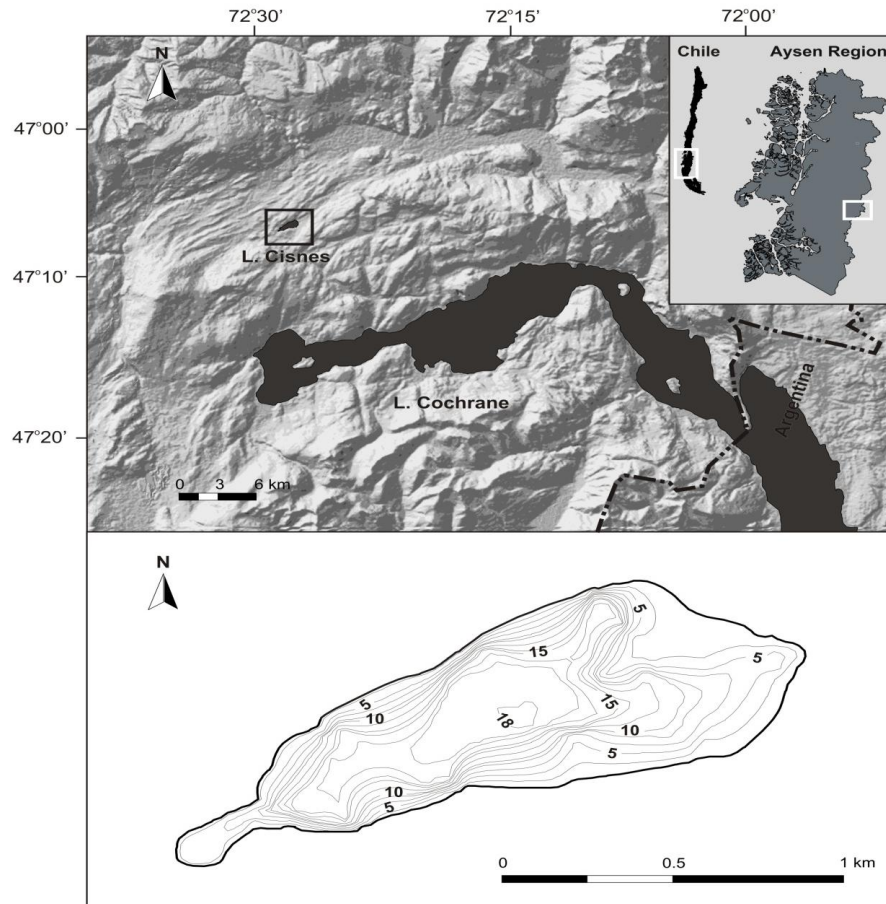


Figura 1. Área de estudio y batimetría de lago Cisnes.

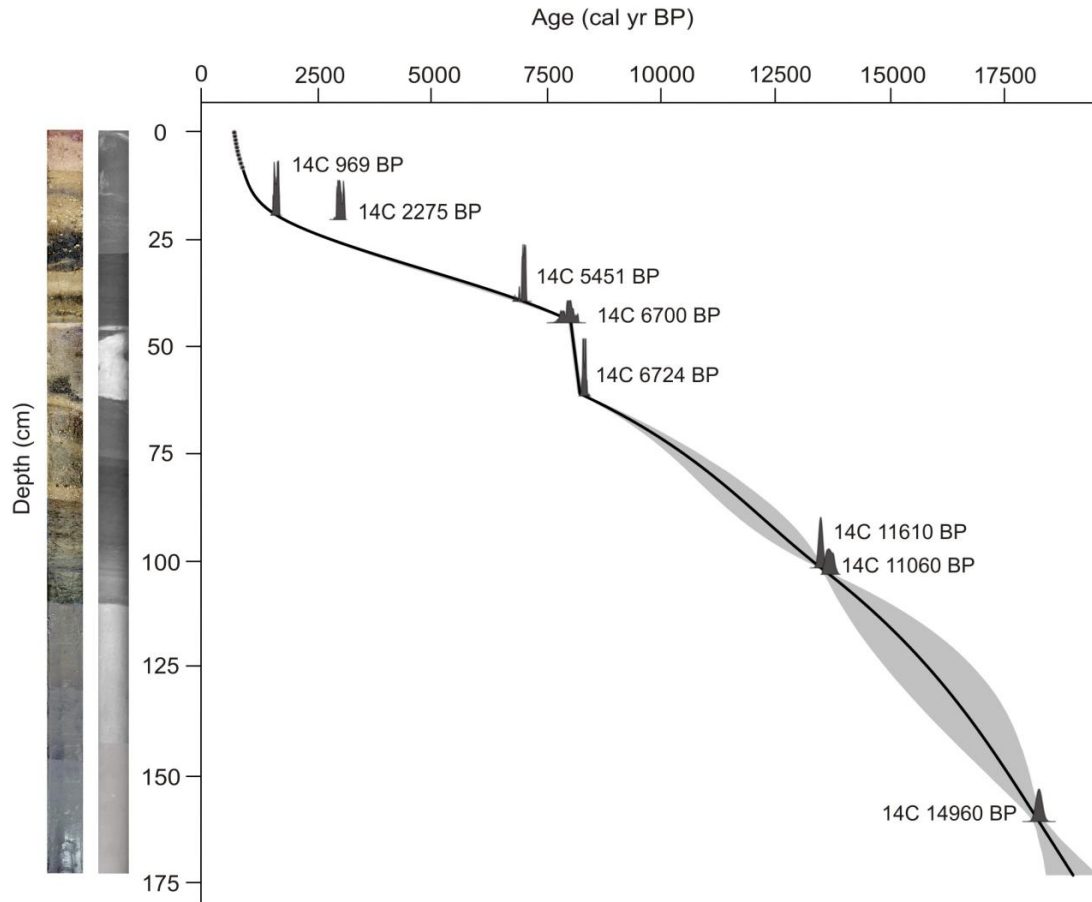


Figura 2. Fotografía y radiografía del núcleo de sedimento. Modelo de edad construido por una interpolación por esplines en el núcleo de sedimento LC10A. Las edades radiocarbónicas están representadas por la distribución normal de la edad calibrada, mientras que las edades basadas en ^{210}Pb son representadas en la parte superior (círculos negros).

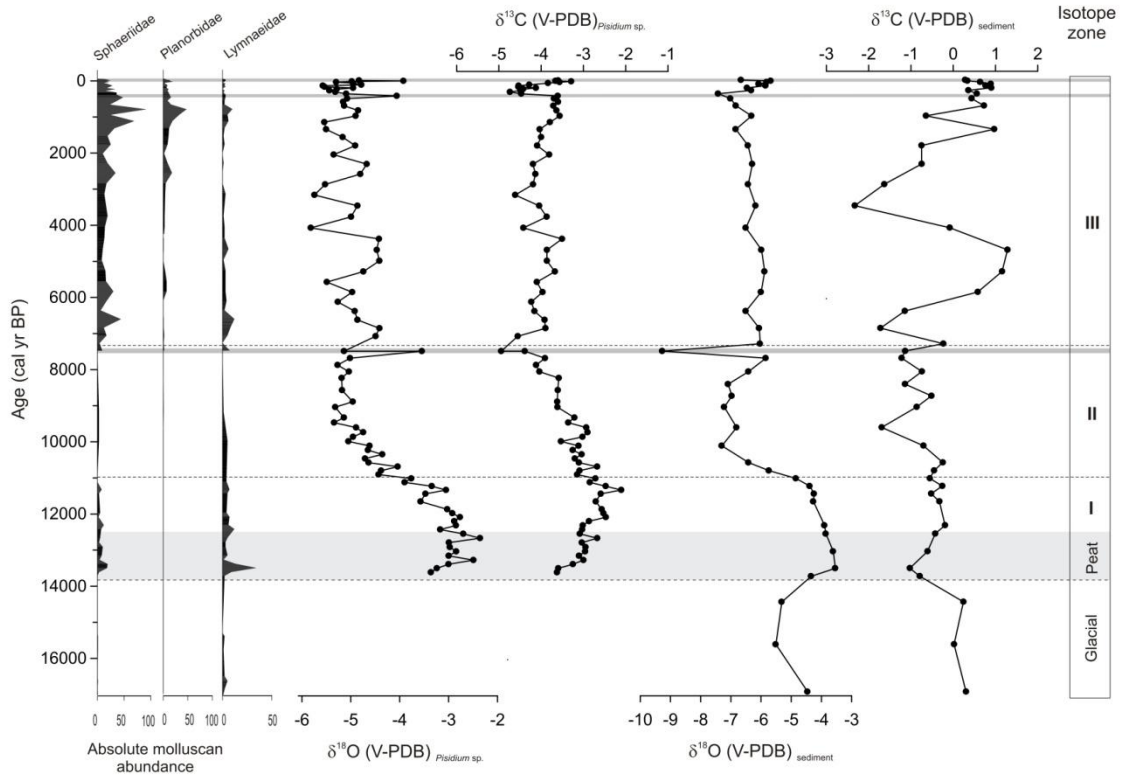


Figura 3. Abundancia absoluta de tres familias de moluscos encontradas en el núcleo de sedimento y la señal isotópica de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$ registrada en valvas de *Pisidium* y en el sedimento. Las tendencias isotópicas fueron representadas por líneas continuas que pasan a través de los puntos medios de cada valor. Las zonas isotópicas se establecieron respecto a las tendencias en la señal de $\delta^{18}\text{O}$ de *Pisidium*. Líneas grises indican la ocurrencia de deposición volcánica.

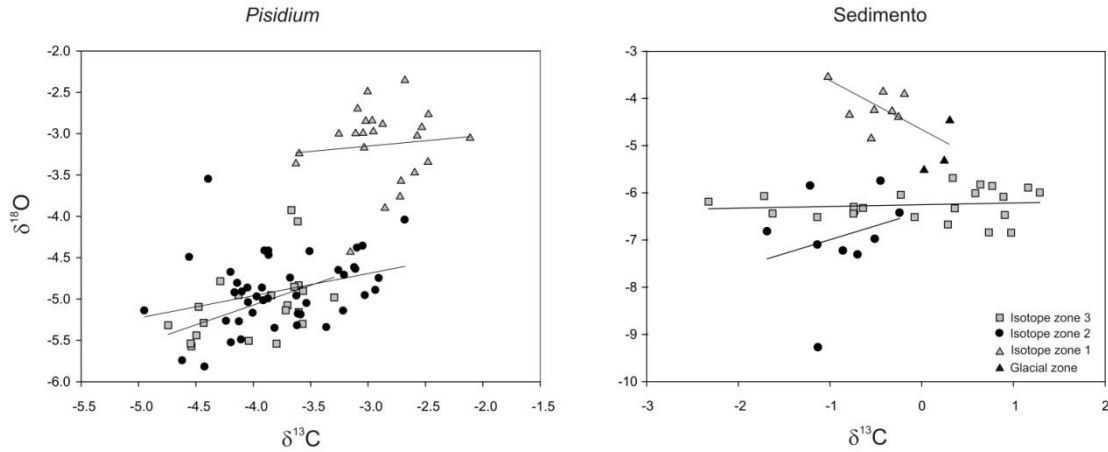


Figura 4. Correlación entre $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$ en sedimento y valvas de *Pisidium* en tres zonas isotópicas a lo largo del núcleo de sedimento. Los valores fueron expresados en función del estándar V-PDB.

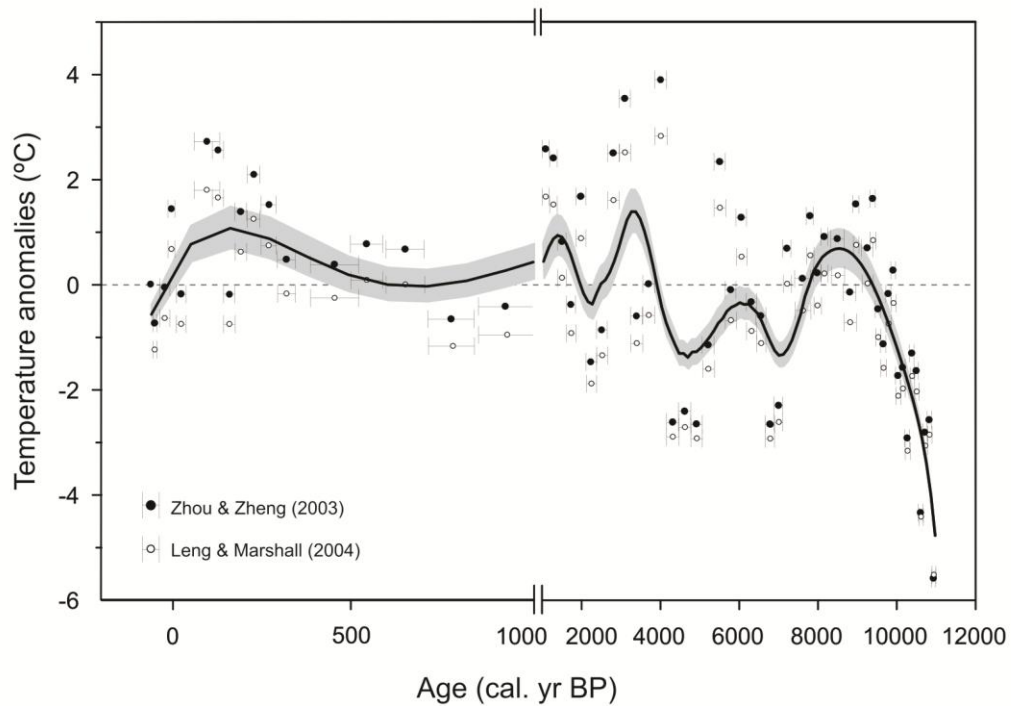


Figura 5. Reconstrucción de las anomalías de temperaturas en el Lago Cisnes durante el Holoceno calculado a través de $\delta^{18}\text{O}$ en *Pisidium* y $\delta^{18}\text{O}$ actual del agua del lago. Puntos negros y blancos representan valores brutos de temperatura, mientras la línea continua describe variaciones de la anomalía de temperatura, suavizadas mediante el cálculo de mínimos cuadrados.

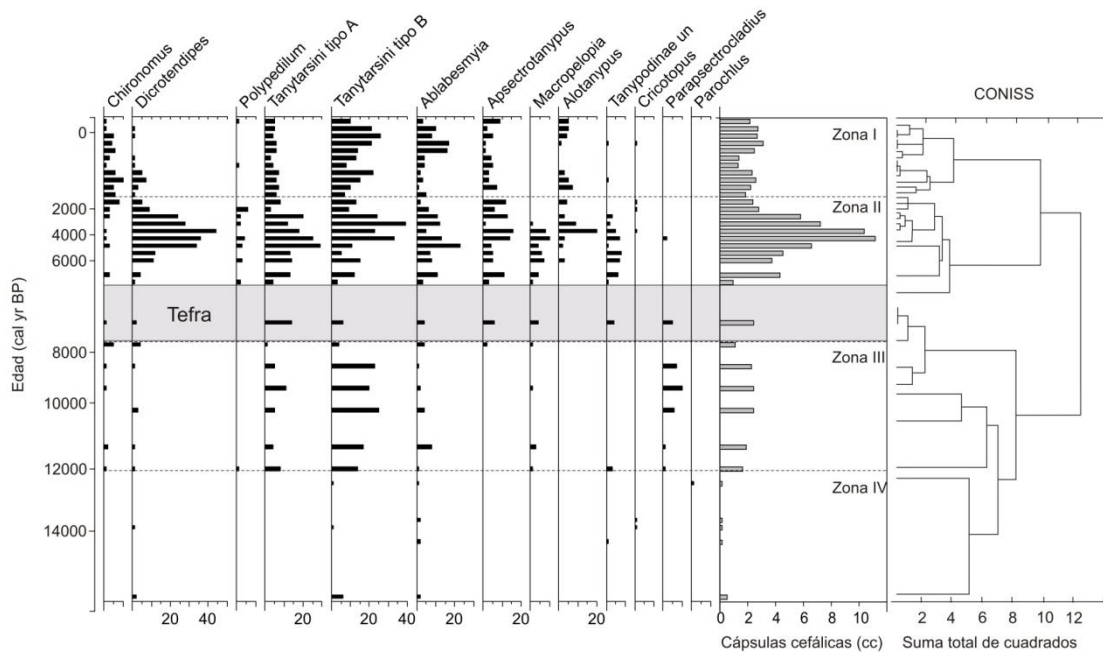


Figura 6. Abundancia relativa del ensamble de quironómidos en el Lago Cisnes. Las divisiones estratigráficas fueron establecidas de acuerdo al análisis CONISS.

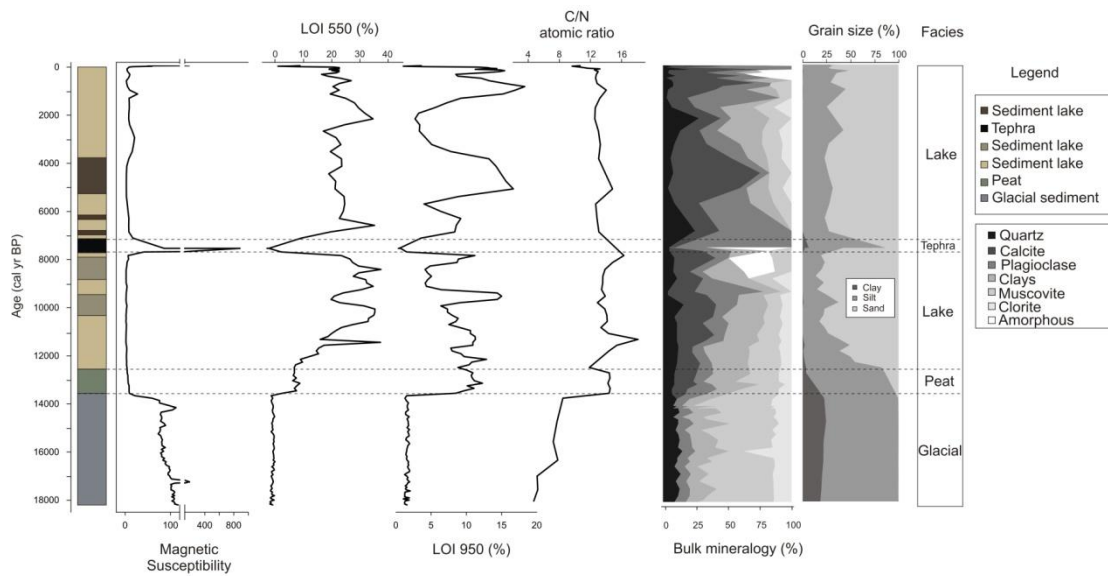


Figura 7. Caracterización sedimentológica del núcleo LC10A basado en Susceptibilidad magnética, contenido orgánico (LOI_{550}), carbonatos (LOI_{950}), relación C/N, mineralogía de la fracción gruesa y composición granulométrica.

CAPITULO IV: CHANGES IN SUB-FOSSIL CHIRONOMID ASSEMBLAGES IN TWO NORTHERN PATAGONIAN LAKE SYSTEM ASSOCIATED WITH THE OCURENCE OF HISTORICAL FIRES.

Alberto Araneda¹, Patricia Jana¹, Carolina Ortega¹, Fernando Torrejón¹, Sebastien Bertrand², Patricia Vargas¹, Nathalie Fagel³, Denisse Álvarez¹, Alejandra Stehr⁴, Roberto Urrutia¹

¹ *Group of paleolimnological studies (GEP), Aquatic System Research Unit, Environmental Sciences Center EULA-Chile, University of Concepcion, Concepcion, Chile.*

² *Renard Centre of Marine Geology, University of Ghent, Ghent, Belgium/ Marine Chemistry and Geochemistry, Woods Hole Oceanographic Institution, USA.*

³ *Clays and Paleoclimate Research Unit, Department of Geology, University of Liege, Liege, Belgium.*

⁴ *Environmental Engineering Research Unit, Environmental Sciences Center EULA-Chile, University of Concepcion, Concepcion, Chile.*

Abstract

Patagonia is commonly seen as an exceptionally pristine area because of its wildlife and practically unpolluted waters. However, during the twentieth century the burning of natural forests was one of the most important human activities in Northern Chilean Patagonia, which possibly generated drastic landscape changes. Some estimations indicate that three million hectares were burned during the first three decades of the century. The impact of such forest clearance on the environment has rarely been assessed. This issue is of high importance considering that Chilean Patagonia is currently threatened by new developments, which may further affect the fragility of its ecosystems. The objective of this study was therefore to evaluate the impacts of the historical fires in Lake Burgos (45°42'35.1" S) and Lake Thompson (45°38'26.7" S) in Chilean Patagonia. The impact was measured by evaluating chironomid assemblage since they are sensitive enough to be used as an indicator of aquatic ecosystem health. Fires have a direct and drastic effect on a lake watershed but also indirectly affect a lake ecosystem, changing sedimentation patterns or increasing nutrient inputs. In the studied lakes the periods with higher prevalence of fires were identified by charcoal analysis, while organic matter and magnetic susceptibility measurements were performed to identify the pre-fire, fire and post-fire periods. The chironomid composition of these periods was evaluated through a PCA and an analysis of similarity (ANOSIM) to test the significance among the periods, and a DCA was applied to the chironomid assemblage downcore to assess compositional structure and taxa turnover. In Lake Burgos the ANOSIM test indicated significant differences between the pre-fire and fire periods ($p < 0.05$), while in Lake Thompson differences were not significant. However, in the latter lake the PCA clearly separated the pre-fire from the fire periods but not the fire from the post-fire periods. In both lakes chironomid composition changed in relation to the period of higher prevalence of fires, which in turn implies catchment changes, pollution, and other anthropogenic impacts. One of the lakes recorded a particularly marked change of the mesotrophic/eutrophic taxa, reflecting an increase in the nutrient input due to deforestation. Other forces, such as recent climate change, are difficult to evaluate considering the sparse meteorological data in the region. Our findings point out that the lacustrine ecosystems are still affected by the impact of fires and the subsequent increase in nutrient supply that occurred almost fifty years ago. No sign of reverting to pre-disturbance conditions was observed, which makes these lakes highly sensitive to current human-induced impacts.

Keywords: Fires impacts, lake sediments, chironomids, charcoal, Southern Chile.

Introduction

Patagonia has traditionally been described as a very pristine area with important reserves of wildlife (Brooks et al. 2006; Montory et al. 2010) and a large reservoir of freshwater resources (Rignot et al. 2003). Nevertheless, northern Patagonian ecosystems are currently threatened by increasing human activities related to the development of the region (Vince 2010). It is important to note, however, that human activities in Patagonia are not new. Its ecosystems have been impacted by extensive and dramatic human activities over the past eighty years (Martinic 2005). Settlers started to colonize the Aysén region in the beginning of the twentieth century when the territory was covered by a dense native forest (Pomar 1923; Grosse 1955). The most efficient way to clear the forest for grassland use was to burn it (Bizama et al. 2011). The clear-cutting of the native forest in combination with regional climate conditions, such as high winds, caused large fires that destroyed three million hectares of the Aysén region between 1930 and 1950 (Martinic 2005). The forest was progressively replaced by artificial prairies and, after 1975, by some exotic plantations (Quintanilla 2005).

One of the most frequently used approaches to track the fire history of a watershed is the analysis of charcoal stored in lake sediments (Whitlock and Millspaugh 1996; Long et al. 1998; Whitlock 2001a; Markgraf et al. 2007; McWethy et al. 2010). During a forest fire the ignition of woody biomass produces charcoal particles that are transported by wind to lacustrine ecosystems, where they are stored and preserved in the bottom sediments (Clark 1988; Whitlock et al. 2007). It is possible to distinguish two kinds of charcoal: microcharcoal (<125µm) and macrocharcoal (>125 µm; Whitlock and Larsen 2001b; Markgraf et al. 2007). Microcharcoal is used to determine regional scale fires because, due to the small size of the particles, they have the capacity to travel hundreds of kilometers. Macrocharcoal, on the other hand, represents fires that occurred near the lake or in the basin because they cannot be dispersed more than 30 km (Clark 1988; Whitlock and Larsen 2001b; Thevenon et al. 2010). It is therefore possible to identify past local fire events by counting macrocharcoals and looking for peaks of its concentration in sediment sequences (Long et al. 1998; Minckley et al. 2007; Higuera et al. 2010). As lakes and their watersheds are closely related, lake sediments generally reflect the changes that occurred in the watershed. Using lake sediments, it is therefore possible to estimate how fire disturbances impacted the hydrology and the mineral and nutrient input into the lakes (Philibert et al. 2003).

Fires are probably one of the most important and abrupt disturbances that can occur in a watershed. They can generate direct and indirect effects (Whitlock 2001a). The direct effect is obviously the loss of native vegetation, which increases runoff. Runoff enhances soil erosion, which promotes the input of sediment to aquatic ecosystems (Markgraf et al. 2007). Among the indirect effects are the changes in water quality, mainly associated with a higher input of nutrients, which can lead to lake eutrophication. Eutrophication can rapidly affect the aquatic biota and the functioning of the aquatic system itself (Philibert et al. 2003; McWethy et al. 2010). There have been some studies that report changes in diatom assemblages after the occurrence of fires, which is mainly due to a pH change and to higher nutrient inputs (Korhola et al. 1996, Philibert et al. 2003). However, changes induced by fires on other aquatic organisms, like chironomids, have rarely been investigated

(Tremblay et al. 2010, Francis, 2000).

Chironomidae (Insecta: Diptera) comprises one of the most abundant, diverse and representative aquatic insects due to the fact that their larval stages is an important link in the ecology of aquatic environments (Walker 1987; Paggi 2001; Verbruggen et al. 2011). Chironomid larvae can live either in the bottom sediments or in the littoral zone of lakes since its feeding habitats can be algivores, predacious, or detritivores (Paggi 2001). In all the larval stages the chironomid develop a chitinous head capsule that is generally very well preserved in lake sediments. Thanks to their short life cycle and the high mobility of winged adults, which facilitates its presence in almost any aquatic ecosystem, chironomids are very good indicators of past environmental changes (Walker 1987; Walker et al. 1997). In southern South America chironomids have been successfully used as paleoclimate indicators, especially to detect cold events in the Taitao peninsula similar to the Younger Dryas (NW Patagonia; Massaferrero et al. 2002). They were also used to recognize the Huelmo Mascardi Cold Reversal (HMCR), characterized by a wet phase at 13.5–12.8 cal kyr BP, followed by a drier period at 12.8–11.5 cal kyr BP (Massaferrero et al. 2009). In addition, they have been used to track the impact of tephra deposition, i.e., volcanic eruptions, on lacustrine ecosystems (Araneda et al. 2007).

In regards to anthropogenic impacts, chironomids have been used to infer nutrient loading and trophic evolution of lakes (Brooks et al. 2001; Heiri and Lotter, 2003), past levels of oxygen in lake waters (Quinlan and Smol, 2001) and as quantitative indicators of salinity (Eggermont et al., 2006). In New Zealand McWethy et al. (2010) detected a noticeable change in chironomids associated with fires caused by the first European settlers. They found that the changes in the biological assemblages were similar to those generated by an eutrophication process. In Argentinean Patagonia Massaferrero et al. (2005) found that the main fluctuations in chironomid assemblages in Lake Morenito were in response to human-related environmental disturbances of the first settlers established in the area, due to induced changes in the trophic state of the lake.

But what is the rationale of studying the response of biological proxies to environmental changes in Patagonia? As mentioned above, Patagonian ecosystems are undergoing increased pressure on their resources for development purposes. Estimating the response of these ecosystems to current environmental changes requires a good knowledge of the impact of historical fires on these environments. In addition, investigating the way in which fires can affect the chemistry of aquatic ecosystems and the global carbon dynamics is important since the frequency and intensity of fires is expected to increase as a consequence of global warming (Philibert et al. 2003).

Therefore, the goals of this study are (1) to identify the pre-disturbance periods composition of the chironomid assemblages in the sedimentary records of two Patagonian lakes; and (2) to compare these results with the post-disturbance period to determine if there is an effective response of chironomid assemblages to forces such as fire, and 3) if possible, to assess the resilience capacity of lake ecosystems to such impacts.

Site description

The study area is located in Northern Patagonia in the Aysén region of Chile. Climate in the area, which corresponds to the supratemperature belt (Amigo and Ramírez 1998), is characterized by humid conditions that present a steep precipitation gradient from the wet western to the dry eastern side of the Andes. Annual precipitation ranges from 3000 mm in the coastal zone (Puerto Aysén) to 611 mm in the eastern side of the Andes (Balmaceda airport; Romero 1985). The annual average precipitation of the study area is approximately to 1350 mm (Coyhaique city), which mainly falls as snow.

The first study site, Lake Burgos (45°42'35"S; 72°12'53"W), is located 25 km to the south-west of Coyhaique (sector "Seis Lagunas") at an elevation of 379 m a.s.l. It has a surface area of 0.23 km² and a maximum depth of 34 m (Fig. 1). The average summer air temperature during this study was 10.9 °C. The vegetation around the lake is composed of patches of *Nothofagus pumilio*, which is relatively homogenous in structure but of secondary origin (Gajardo 1994), meaning that the forest is composed of young trees. Most of the watershed is currently used for agriculture, supporting farms and cattle activities. The second lake, Lake Thompson (45°38'26"S; 71°47'07"W), is located 20 km to the south-east of Coyhaique, near lakes Castor and Pollux. It is at an elevation of 750 m a.s.l. (Fig. 1) and is right on the Chile-Argentina border. It has a surface area of 1.18 km² and a maximum depth of 15 m (Fig. 1). The average summer lake temperature recorded during this study was 9.3°C. The vegetation in this area is mainly composed of *Nothofagus antartica* and *Berberis buxifolia*, which are characteristic of the forest-steppe ecotone (Gajardo 1994). Dead trees originating from the historical fires of the early 1900s are still visible today in the Lake Thompson watershed. The watershed is currently used for minor cattle activity and important reforestation activity using exotic species (*Pinus ponderosa*). In terms of water quality, some nutrient measurements indicate a value of 0.49 mg l⁻¹ of Total Nitrogen and 0.04 mg l⁻¹ of Total Phosphorous (Araneda unpublished data), indicating an eutrophic condition of the lake.

Both lakes catchments are mainly composed of basaltic and andesitic lavas and breccias. Andesitic and rhyolitic pyroclastic rocks also occur (Sernageomin 2003) from Hudson volcano (45°54'S; 72°58'W), which is located at 65 km and 100 km to the SW of Lake Burgos and Lake Thompson, respectively.. Hudson volcano had two major eruptions during the Holocene: in 3600 yr. BP and in 6700 yr. BP (Naranjo and Stern 1998). During the nineteenth century several eruptions were reported, and during the twentieth century an eruption was documented in 1971 and 1991 (Naranjo and Stern 1998).

Settlement and fire history

Settlement of Northern Chilean Patagonia in the Aysén river basin started at the beginning of the twentieth century with the arrival of big livestock companies. The initiative was part of a Chilean government policy to establish a Chilean territory in Northern Patagonia. In the beginning the livestock companies had the mission of placing at least 100 families, but this plan failed. The government subsequently started to distribute the land to different families (Martinic 2005). Pomar (1923) published a map of the colonization in Northern Patagonia, which shows that the main settlements occurred in areas near Puerto Aysén, Coyhaique and Balmaceda. In the 1930s the settlement process regained vigor following government pressure in the law “Ley de Colonización de Aysén, N° 4855”, dictated in 1930 (Bizama et al. 2011).

Since the territory was mainly covered by forest, the settlers had to deforest it in order to transform it into prairies for cattle grazing, which was the main economic activity of the region (Quintanilla 2008). The easiest and cheapest way to deforest was by burning. The method used consisted of starting fires during the spring-summer season, after which the settlers accumulated and dried biomass like branches and trees to initiate the fires in the next season. These fires quickly spread due to the strong winds of Patagonia. Settlers controlled the frequency of fires, if the previous fire had not provided the desired results, the settlers would light a new fire in the same area the following year. With the increase in the number of settlers, fires became widespread and continued until the 1950s (Martinic 2005). Bizama et al. (2011) estimated that these fires provoked a loss of 23% of the original vegetation. According to Martinic (2005), these fires were the “price” that the Aysén Region had to pay for its development.

Methods

Sampling and sedimentological analysis

Sediment cores were retrieved from the deepest part of the two selected lakes using an Uwitec gravity corer with an added extension rod and a percussion system. The core length reached 77 cm in Lake Burgos (core Burgos 06) and 172 cm in Lake Thompson (core Thompson 10). After collection the sediment cores were sealed and stored in PVC tubes for transport to the laboratory. Once in the laboratory the sediment cores were split lengthwise for non-invasive analysis, including X-ray radiography, magnetic susceptibility and visual description. Later the cores were sub-sampled at 1 cm intervals for analysis of organic matter, chironomids and charcoal counting. The organic content of the sediment was estimated by loss on ignition (LOI) following the method described by Boyle (2002), which consists in separating 1 g of dry sediment and then igniting it for 4 hours at 550 °C. Magnetic susceptibility was measured at 1-cm intervals using a Bartington MS2E sensor.

Chronology

The age models of cores Thompson 10 and Burgos 06 were based on correlations to previously published age models obtained on parallel cores Thompson 08E and Burgos 07 (Bertrand et al. submitted). Correlations between the cores were based on magnetic susceptibility profiles. The age models of sediment cores Thompson 08E and Burgos 07 were based on radiocarbon results only. This was due to the fact that the radionuclide (^{210}Pb and ^{137}Cs) measurements presented low activity, which impeded an accurate determination of the chronology of the most recent sediments. The chronology of core Thompson 08E was based on four radiocarbon ages obtained from bulk sediment and one twig remain separated from the sediment (Bertrand et al. submitted). For sediment Burgos 07, three radiocarbon ages were obtained from bulk sediment and one from a leaf preserved at 24.5 cm. The radiocarbon ages were calibrated with OxCal 4.1 using the SHCal04 calibration curve (McCormac et al. 2004). For both cores, the age models were obtained by fitting a 2nd order polynomial curve through all the radiocarbon ages obtained on bulk sediment. Radiocarbon ages from bulk sediments are affected by the input of old carbon previously deposited in lake watersheds (e.g., Drenzek et al. 2009; Bertrand et al. 2010). Therefore, the age models were corrected by subtracting the difference between the year of collection and the age calculated for the water-sediment interface from the polynomial curve (Bertrand et al. submitted).

Charcoal

In Lake Burgos charcoal was analyzed from samples from core Burgos 06, which was later correlated with the dated core Burgos 07 (Fig. 2A). In Lake Thompson, charcoal data was obtained from core Thompson-09, which was correlated to the dated core Thompson-08 (Fig. 2B). In both cases magnetic susceptibility was used for correlation.

In both lakes sediment for charcoal analysis were sub-sampled at 1 cm intervals. Between two and three ml of wet sediment were taken and disaggregated in a hot solution of KOH (10%) for 20 minutes at 70°C (Lynch et al. 2003) and then sieved through a 125 μm mesh (Long et al. 1998; Whitlock 2001a). In some studies that have looked at the size of charcoal particles (Whitlock and Millspaugh 1996, Whitlock et al 2008), it is indicated that the most representative interval is between 0.125-0.250 mm and that the 0.063-0.125 mm interval has the same trend. Therefore, we decided to work with > 0.125 mm fraction and to not measure the size of the particles individually. This fraction was deposited in a Bogorov counting tray and particles were identified under a stereomicroscope at 32x magnification. Macrocharcoal concentration was estimated by dividing the number of particles by the volume of the sediment sample. In order to determine the charcoal accumulation rates (CHAR, in particles $\text{cm}^{-2} \text{yr}^{-1}$), the concentration (particles $\cdot \text{cm}^{-3}$) was divided by the deposition rate (yr cm^{-1} ; Long et al. 1998).

Chironomids

Chironomid were analysed in cores Burgos 06 and Thompson-10, which were correlated with the dated cores Burgos 07 and Thompson-10, respectively, using the magnetic susceptibility profile (Fig. 2). Then four ml of wet sediment were deflocculated in 10 % KOH for 15 minutes at 70° C and passed through a 90 µm sieve. The > 90 µm fraction was later sorted in a Bogorov counting tray. The head capsules were picked out with entomological tweezers, mounted in Hydromatrix, and identified using a Zeiss microscope (25, 40, or 100 x), following to Wiederholm (1983), Epler (2001), Paggi (2001) and Brooks et al. (2007). The relative abundance of each taxon was presented as a percentage of the total abundance in each centimeter using TILIA and TILIA GRAPH and C2 v1.5 (Grimm, 1987, Juggins, 2007).

Statistical analysis

To distinguish different associations along the profile, a Stratigraphically Constrained Sum-of-Squares cluster analysis (CONISS) was applied to the percentage values of the chironomid assemblages using TILIA and TILIA GRAPH (Grimm 1987) programs. The final edition was performed in C2 v1.5 (Juggins, 2007). The evaluation of the significance of changes was done with an analysis of similarity (ANOSIM, Clarke, 1993) to test the significance among the periods, implemented in the package Vegan in R (Oksanen et al., 2005). To distinguish possible groupings among the samples corresponding to the pre-fires, fires and post-fires period, a Principal Components Analysis (PCA), was performed using CANOCO v. 4.5 (ter Braak and Smilauer, 2002). A Detrended Correspondence Analysis (DCA) was also applied to the chironomid assemblages in order to assess the compositional structure and taxa turnover throughout the profile (Birks 1998; Langdon et al. 2004). This was done using packages Vegan and Rioja also in R, which were also used to estimate the Shannon diversity index of the assemblage (Oksanen et al. 2005). The Shannon index was selected because it is a very widely used index for comparing diversity between various habitats (Clarke and Warwick, 2001), and it has been applied before to the fauna of other Patagonian lakes and rivers (Oyanedel et al. 2008).

Results

Sediment properties and dates

The sediment record of Lake Burgos spans the last 157 years in the first 77 cm, giving a temporal resolution of 2.0 years cm⁻¹. In Lake Thompson the sediment record of the 172 cm extends back to the last 1570 cal. years. The first 51 cm span the last 177 years, giving a temporal resolution of 3.5 years cm⁻¹ for our period of interest (Fig. 2). In Lake Burgos magnetic susceptibility shows important fluctuations from 77 to 25 cm, ranging between 70 and 150 SI units (Fig. 2). A peak reaching 5000 SI units at 43 cm most likely represents a tephra

layer. From 25 cm to the surface, magnetic susceptibility is more stable than downcore, although an increase is observed above 8 cm. Organic matter shows a similar pattern but it is reversed (Fig. 3A); it reaches a maximum of 46% between 27 and 12 cm. A similar trend was observed in Lake Thompson (Fig. 3B). From 160 to 51 cm magnetic susceptibility values are high (max 4500 SI units) and organic matter content is low (~10 %), while above 51 cm magnetic susceptibility decreases and organic matter increases.

Charcoal

The CHAR graphs (Fig. 5) represent the Charcoal Accumulation Rate in Lake Burgos. Along the sediment record, the charcoal particles occur only in the zone B-III (1980-2007), which correspond to the fire period. The CHAR ranges between 4 and 52 particles $\text{cm}^{-2} \text{yr}^{-1}$. In this zone the peaks of charcoal particles were in the centimetres 7, 6, 5, 3 and 0 cm, with CHAR values of 33, 21, 26, 52 and 40 particles $\text{cm}^{-2} \text{yr}^{-1}$, respectively.

Charcoal particles in Lake Thompson occur in zones T-II (1880-1990) and T-III (1990-2006). The zone T-II has the highest abundance of CHAR in the part of the sediment record that correspond to the fire period, reaching maximums of 62, 91, 62, 81 and 58 particles $\text{cm}^{-2} \text{yr}^{-1}$ in the centimetres 25, 24, 23, 22 and 20 cm, respectively. These peaks date approximately between the years 1940 and 1960; a period that corresponds to the fires provoked by the settlers. CHAR in zone T-III presents homogenous values of charcoal particles, ranging between 20 and 34 particles $\text{cm}^{-2} \text{yr}^{-1}$. According to the chronology, this would represent the post-fire period in the most recent part of the sediment record.

Chironomid assemblages

Lake Burgos

In order to stabilise the variance and reduce the “noise” of data, further analyses were based on square-root transformed percentages. To avoid the influence of rare taxa, only those taxa with abundances higher than 2% and present in at least two samples were considered (Brooks and Birks, 2000; Millet et al., 2007). A total of 2,096 head capsules were found along the 70 cm sediment profile of Lake Burgos, corresponding to 31 taxa. The Orthocladiinae subfamily represented 41.9% of the total abundance, followed by Chironominae with 40.1% (25.4% Tribe Chironomini, 14.7% Tribe Tanytarsini), Tanypodinae with 14.4% and Podonominae with 3.6%. At the taxa level, the most abundant were *Parakiefferiella* (18%), *Phaenopsectra* (12.8%), *Ablabesmyia* (7.7 %) and *Limnophyes* (6.6%). Head capsule concentration was always above 5 per ml^{-1} in the entire profile, though the concentration showed a noticeable increase from 28 cm to the upper part of the core, averaging 28 per ml^{-1} (Fig. 3A).

Two different groups of Tanytarsini (types A and B) were distinguished in the chironomid assemblages, mainly based on differences in the shape of antennal pedestal (Fig. 4). Type A is characterized by an antennal pedestal with a low and rounded spur, whereas Type B has an antennal pedestal with a longer rounded spur. As this very general classification of Tanytarsini taxa most likely comprises more than two types, a research effort is ongoing to obtain a more clear identification of such morphotypes (Massaferro; pers. commun.). This identification could be very valuable since different species within this group could have different ecological requirements. Stratigraphic changes (CONISS) in chironomid assemblages show three different zones spanning the last 157 years (Fig. 5).

Zone B-I (70-50 cm; 1870-1910 AD)

Head capsule concentrations in this zone were always above 14 capsules per ml^{-1} ; however, in some samples of just 5 ml there were more than 80 heads. The most abundant taxon is *Parakiefferiella*, which presents a maximum of 25% and is fairly constant along the entire zone. *Phaenopsectra* is the second most abundant taxon. It presents a peak in abundance (20.8%) in the lower part of the zone, and it shows a slight decline towards the upper part of the zone. Other important taxa in this zone are Tanytarsina B and *Ablabesmyia*, which are omnipresent but never exceed 16% of the total abundance. *Apsectrotanypus* and *Riethia* are always below 14% of the abundance. Shannon diversity is fairly constant, averaging a value of 2.4; however, there are some fluctuations at the beginning of the zone (Fig. 5).

Zone B-II (50-14 cm; 1910-1980 AD)

This zone represents the maximum abundance of head capsules in the entire sedimentary profile, reaching a peak of 38 heads per ml^{-1} at 28 cm. In this zone *Parakiefferiella* is the most abundant taxon, peaking (36%) at 24 cm and decreasing rapidly towards the top of the zone. *Phaenopsectra* shows its maximum amount at 50 cm (28.8%), after which it decreases until the end of the zone (12.1%). *Limnophyes* numbers show a fluctuating but globally increasing trend, with levels close to 4% in the lower part of the zone and reaching 17.8% at the end of the zone. Other taxa like *Riethia* and *Ablabesmyia* show some peaks of quantity at 46 and 10 cm, with 14.9% and 17.7 %, respectively. Tanytarsina B decreases and in the end of the zone its abundance reaches 0%. Diversity fluctuates noticeably in comparison with the previous zone, reaching a minimum of 2.04 at 24 cm.

Zone B-III (14-0 cm; 1980-2005 AD)

This section represents the most recent part of the record, which also contains the maximum amount of charcoal particles (Fig. 5). In the lower part of this zone the number of head capsules is high and decreases toward the upper part of the zone. The lowest quantities were recorded at 12 cm (7 heads ml⁻¹). There is also a noticeable decrease in taxa that were abundant in the previous zones, such as *Parakiefferiella*, which shows low but stable levels. *Limnophyes* also present low numbers, decreasing from 12.8% in the lower part of the zone to 2.3% in its upper part. *Phaenopsectra* and *Eukiefferiella* are practically absent in this zone except for the sample at 6 cm, where it presents 1.6% of the total fossil abundance. In the case of *Stictochironomus*, it is absolutely absent in this zone.

Some taxa that were relatively rare or even absent in zones B-I and B-II show an noteworthy increase in B-III. Tanytarsina A reaches 30.6% in zone B-III, while *Ablabesmyia* increases from 4.2% to 17% (Fig. 5). *Apsectrotanypus* shows a similar trend, increasing from 1.6% to 12.8%. Simultaneously, *Cricotopus* increases from 0% to 8.3% and *Polypedilum* increases from 2.1% to 6.4%. In zone B-III, *Parapsectrocladius* shows a relatively stable presence, averaging 7%, which is very similar to the values obtained for zone B-I. Despite the changes described in each zone, it is important to mention that diversity does not show drastic changes throughout the profile.

Lake Thompson

A total of 1885 head capsules from nineteen distinct taxa were retrieved from the 158 cm long sediment sequence (between 159-172 cm only a few head capsules were found). The Chironominae subfamily represents 88.7% (77% Tribe Chironomini, 11.7% Tribe Tanytarsini) of the total quantity, followed by Tanypodinae (7.2%), Orthoclaadiinae (4.0%) and Podonominae (0.1%). At the taxa level, the most abundant were *Chironomus plumosus* (48%), *Riethia* (14.2%), and Tanytarsina B (9.2 %).

The concentration of head capsules shows noticeable changes along the sequence. In the deeper part of the core, the concentration is very low. At times it is below 5 per ml⁻¹ (Fig. 6), and there are less than 20 heads total per sample. The concentrations above 53 cm show a marked increase, reaching a maximum of 20 heads per ml⁻¹ at 8 cm. Checked with species accumulation curves the amount of 20 head capsules just catches a small proportion of the diversity, complicating inferences about climate or earlier human intervention. For this reason, and because the main objective of the study was to assess recent environmental changes, only the sequence from 53-0 cm (with a higher amount of heads) was considered for further analysis. In this segment the CONISS analysis distinguished three different zones, which represent approximately the last 178 years. The zones can be described as follows (Fig. 6).

Zone T-I (51-40 cm; 1830-1880 AD)

Head capsule concentrations present low values in the lower part of this zone, reaching a maximum at 46-48 cm. In this zone, the most abundant taxa is Tanytarsina B, with a level of 41% at 49 cm. *Polypedilum*, *Apedilum*, *Parakiefferiella*, and Tanytarsina A all show percentages lower than Tanytarsina B, even though in this zone they show their overall maximum quantity. Diversity in zone T-I is the highest of the entire profile, reaching a value of 2.21 at 43 cm. It shows a decreasing trend towards the upper zone.

Zone T-II (40-10 cm, 1880-1990 AD)

Head capsule amounts remain very stable in this zone and are always above 50 per sample, averaging 8 heads per ml⁻¹. This zone also marks an increase in taxa that had low levels in the previous zones, such as *Chironomus plumosus* and *Riethia*, which reach a level of 87.3% at 30 cm. Taxa like *Polypedilum*, Tanytarsina A and B and *Parakiefferiella* show an opposite trend in this zone, i.e. decreasing. Other taxa that are present in this zone, although low in concentration, are *Ablabesmyia*, *Limnophyes* and *Cricotopus*. Chironomid diversity is highly fluctuating in this zone, alternating between low (0.99) and high values (1.96). In contrast to the previous zone, zone T-II is characterized by a decrease in diversity (Fig. 6).

Zone T-III (10-0 cm, 1990-2006 AD)

This zone represents the most recent part of the sediment record and, according to the amount of charcoal and the core chronology, it would correspond to the “post-fire” period. Head capsule concentration is relatively stable, though it decreases slightly towards the end of the zone. There is a noticeable change in this zone, which is marked by the appearance and increase of taxa that were previously absent, such as *Chironomus anthracinus* (maximum of 32.8% at 1 cm). *Parachironomus* and *Alotanypus* also exhibit small increases in comparison to the previous zone. Nonetheless, levels of *C. plumosus* remain high, although they show a decreasing trend towards the upper part of the zone, where *C. anthracinus* also becomes important. The diversity index shows a general increasing trend toward the upper part of the zone.

Response of chironomids to fire impacts

Fire periods in Lake Burgos sediments were identified according to the charcoal profile obtained from the sediment core Burgos 06. The maximum amount of charcoal in this lake is found between 14-0 cm (1980-2005 AD; Fig. 5). Unlike Lake Thompson, only the pre-fire and fire periods are recorded in Lake Burgos, while the post-fires period is absent from the record.

Considering the behavior of the chironomids in the entire profile, it is possible to detect a noticeable change in the assemblage composition between the pre-fire and the fire periods. A good representation of such changes is obtained using the DCA scores, which show that the most important changes of the entire core occur in the upper 15 cm of the core (Fig. 5).

The PCA biplot of Lake Burgos 06 (Fig. 7) shows that most of the chironomid fauna associated with the fire period is located in a quadrant opposite to the chironomids associated with the pre-fire period. This suggests that fires were able to generate a noticeable change in chironomid assemblages. This observation is supported by the ANOSIM test, which was performed on chironomid assemblages using the presence or absence of charcoal as a factor. The test delivered a R value of 0.88 and a p-value of 0.001 at 95% confidence intervals ($\alpha = 0.05$), indicating that there is a statistically significant difference in the chironomid assemblages between the pre-fire and the fire periods.

In Lake Thompson the interpolated charcoal concentration indicates that the fire period is represented at 30-15 cm and it peaks around 25-24 cm (Fig. 6), which would correspond to years 1920 to 1980 AD. According to the charcoal profile of core Thompson 10, this record clearly distinguishes the pre-fire, fire and post-fire periods. Chironomid assemblages also show important changes along the sediment sequence (Fig. 6). Unlike Lake Burgos, the DCA scores show that the most important change in the chironomid assemblages occurred in the lower part of the core and not in the period corresponding to the fire period.

The PCA analysis on chironomids and samples (Fig. 7) clearly separates the fauna associated with the pre-fire period from those representing the fire period. However, it fails in distinguishing the post-fire period from the fire period. This suggests that the post-fire period that is observed in the charcoal profile is not recorded by chironomids, or that the changes generated by the fires still influence the aquatic biota of Lake Thompson. The ANOSIM test was performed in the same way as in Lake Burgos, i.e., using charcoal periods as factors. The test gives a R value of 0.1, which is not significant at 95% confidence intervals (p-value=0.07). This supports the statement that the lake is still under the influence of the fire impacts.

Discussion

Chironomid composition

According to Brooks (2000), Massaferro et al. (2005) and others therein, there have been very few studies of Patagonian chironomids. This complicates any ecological interpretation due to the scarce knowledge of the ecology of chironomid taxa of southern South America and the lack of modern calibration sets (Verschuren & Eggermont, 2006). However, as Massaferro et al. (2002) indicates, previous researchers (Brundin, 1956; Saether, 1975) showed that the ecological typology of chironomid genera has world-wide validity. This makes it possible to construct tentative inferences of southern South America, based on the ecology of Holarctic fauna which is well known, inferences that Massaferro et al. (2005; 2009) already has done.

Chironomid species composition and the diversity index of Lake Burgos and Lake Thompson show some differences. Lake Burgos recorded a higher number of taxa (25) than Lake Thompson (16). This implies a higher value of the Shannon diversity index (2.44 versus 1.59), suggesting site specific differences. Lake Burgos is deeper, but it is five times smaller than Lake Thompson. Also, it seems to have a less amount of nutrients, which could explain the lower diversity in Lake Thompson. Despite its littoral zone, Lake Burgos has a proportionally higher area of the <1m isobaths than Lake Thompson (a proportion of 4.6 and 5.1, respectively). This, along with the smaller size of Lake Burgos, would explain the higher proportion of littoral taxa and hence a higher diversity than Lake Thompson.

However, one of the most noticeable differences in the chironomid fauna between the two lakes is the high proportions of *C. plumosus* and *C. anthracinus* in Lake Thompson above 40 cm and the complete absence of both taxa in Lake Burgos. Ecological data from the Northern Hemisphere indicates a clear preference of these taxa for mesotrophic/eutrophic conditions (Millet et al. 2007; Brooks et al. 2007; Tremblay et al. 2010). This suggests that the eutrophication of Lake Thompson started at the beginning of the twentieth century and is still ongoing. Current water quality data of this lake reinforce such a statement because the amount of total nitrogen (0.49 mg l^{-1}) and total phosphorous (0.04 mg l^{-1} , Araneda unpublished data) are indicative of eutrophic conditions.

Despite changes in trophic-related taxa, it is also possible to distinguish a different proportion of littoral/semi-terrestrial taxa between the two lakes. Lake Burgos shows a relatively stable abundance of *Limnophyes* and *Parakiefferiella*. Both are typical for littoral zones, and the latter is common in cold waters (Walker et al. 1992, Brooks et al. 2007). However, in Lake Thompson both taxa have very low abundances, occurring mainly in the lower part of the core and decreasing toward the recent past. Such differences could be explained by two factors that can act in parallel: lake morphometry and inter-specific competition. In terms of

lake morphometry, Lake Burgos is deeper than Lake Thompson. It records a maximum depth of 30 m and has a proportionally higher amount of littoral zones than Lake Thompson. A higher proportion of littoral zones could lead to a higher abundance of the association *Limnophyes/Parakiefferiella* and also semiterrestrial taxa (Fig. 5).

With respect to competition, if the historical fires were able to trigger a rapid eutrophication process in Lake Thompson, a rapid ecological succession probably took place as well. This is represented by the dominance of the association *C. plumosus/C. anthracinus*, the latter being especially important in the most recent part of the record. This could also explain the lower diversity recorded in Lake Thompson.

Response of chironomids to fire impacts

In the literature there are few studies that evaluate the response of chironomids to fires that occurred in lacustrine watersheds. To our knowledge, Francis (2001), McWethy et al. (2009), and Tremblay et al. (2010) are the only studies that have addressed this issue until now.

At our two study sites the forest fires that occurred in the lake watersheds are clearly represented by the charcoal profiles. Lake Burgos only recorded the pre-fire and fire periods, while in Lake Thompson the pre-fire, fire and post-fire periods are clearly reflected (Figs. 6, 7). This difference could be due to (1) intrinsic variables such as differences in sedimentation rates or the retention time of sediment in the watershed and/or (2) the relative importance and timing of fires in the two study areas. First, Lake Burgos has a proportionally bigger watershed than Lake Thompson, and after the fires its watershed was rapidly used for livestock. This would explain why the sediment record does not give evidence of the post-fire period. Second, according to our results and to those of Bertrand et al (submitted), fires would have been approximately two times more likely in Lake Thompson than in Lake Burgos during the last century. The only main difference in the environmental settings of the two lakes is the Ad/Ao ratio (ratio of the surface area of the drainage basin versus surface area of the lake; 21 for Lake Burgos versus 13 for Lake Thompson). The climatic parameters are rather similar (e.g. rainfall, winds). Therefore the main factor to explain this difference is the timing of the settlement process. Indeed, our results suggest that large forest fires started in approximately 1920 AD in the region of Lake Thompson, while they appear to have started much later in the region of Lake Burgos (Bizama et al. 2011; Figs. 5, 6). It is generally believed that the first settlers arrived in the region in the 1920s and that they started to colonize from the sea (Martinic 2005). The first settlement occupied a limited portion of land, mostly associated with the harbor town of Puerto Aysén. Some evidence, however, suggests that a parallel “informal colonization” started from the Argentinean side (Martinic 2005). Due to the easier environmental conditions of the eastern side of Northern Chilean Patagonia, i.e., the open and windy pampa, the colonization from Argentina could have been faster and more efficient. Since Lake Thompson is located close to the border of Argentina, it is expected that the settlers impacted its watershed earlier and more intensively than the watershed of Lake Burgos.

Specific changes in chironomid assemblages due to fire impacts are clearly observed in the DCA1 scores of both cores (Figs. 5, 6). In Lake Burgos the largest change in the DCA1 score occurs in the phase with the highest concentrations of charcoal, i.e., during the main fire period (Fig. 5). In contrast, the most important change in the DCA1 score of Lake Thompson occurs in the deepest part of the core and not in the period with higher fires occurrences. This means that another factor was able to generate a more sensitive response of the chironomid assemblages. As indicated above the number of chironomids decreases rapidly below 51 cm. At the same depth sediment properties also change drastically (Fig. 3), i.e. decreasing organic content and increasing magnetic susceptibility. This suggests that the sediment below 51 cm is mainly composed of glacial clays, together with tephra deposits (Fig. 3), which are most likely associated with the manifestation of a Little Ice Age Type Event or other Neoglacials. Such sediment changes generated a noticeable impact on chironomid composition, which reflected the most important changes in the DCA1 scores of the entire profile. Nevertheless, chironomids do not seem to reflect colder temperatures below 51 cm (e.g. absence of taxa adapted to low temperature). This issue needs further investigation to provide better information, possibly by increasing the counting of head capsules for that period, i.e., using larger samples. Another explanation of why chironomids are not reflect a cold period could also be due to the low taxonomic resolution of this study, where some taxa are grouped under the same type but probably some genera could have different temperature optima. Such a problem hopefully will be solved as the Southern South America taxonomy improves –in fact some effort is doing (Massaferro unpublished data), and by developing specific or local training set for temperature. However, increasing taxonomic resolution also implies some risks. Walker (2001) mentioned that there is an optimum with respect to taxonomic resolution. If the taxonomic resolution is too low it can cause a loss of information, but an increase in the apparent taxonomic resolution can also produce a loss of information due to misidentification. Brooks et al (2007) says that trying to increase taxonomic resolution can sometimes result in the loss of palaeoenvironmental information because subtle differences in capsule morphology can lead to misidentification.

Regarding differences among periods, the PCA ordination for Lake Thompson clearly shows a difference between the fauna associated to the pre-fire period and the fauna associated to the fire period; however, no difference is observed between the fire and post-fires period (Fig. 7). This suggests that despite charcoal profile indications that the fire period has ended, the lake and its biota are still experiencing the repercussions of the provoked changes. Another explanation is that recent human impact on the watershed is preventing a returning trend. Regardless of the fact that the PCA does not detect a big difference between the fire and post-fire period, the chironomid assemblage records a significant change. This is best represented by the noticeable increase in *Chironomus anthracinus*-type and a slight decrease in *Chironomus plumosus*-type in the post-fire period. The fact that chironomid assemblage is not returning to its pre-fires state could also be due to the nutrient enrichment after the fires of the early nineteenth century, which is clearly evident in water quality.

The enrichment was most likely of such magnitude that it was difficult to move out of this state, which generated a total dominance of eutrophic taxa in the lake and thus prevented any change in the assemblage composition. Nevertheless, Brooks et al. (2007) indicate that *Chironomus plumosus*-type is characteristic of strongly eutrophic lakes, while *Chironomus anthracinus*-type is more common in moderately eutrophic lakes. Therefore, the behavior of these two taxa in the more recent part of the core could be indicative of an incipient nutrient reduction in the lake.

Our results of Lake Burgos show a difference in chironomid assemblages associated to the pre-fire and fire periods. This differs from the results of Tremblay et al. (2010), who suggest that fires do not have any effects on chironomid assemblages. We assume that this difference is due to the magnitude and extension of the anthropogenic fires. In eastern Quebec, Canada, i.e., the study area of Tremblay et al. (2010), the fires had an extension of 950 to 2000 ha. By comparison, historical records indicate that three million ha of North Patagonian forest were burned during the settlement, with some watersheds being entirely burned using repeated forest fire ignition techniques (settler descendants, pers. commun.; Quintanilla 2008). Technical reports (IREN, 1979) of the area and observations during the fieldwork indicate that the watershed of Lake Burgos was completely burned after the big fires and rapidly covered by pasture for livestock. In contrast, one third of the Lake Thompson watershed was burned, and even today is possible to observe dead trees. This could explain two aspects. The first is that the burnt portions of the watershed of our lakes were significantly higher than those of Tremblay et al. (2010), which is why we detect a sensitive change in chironomid assemblages. The second is that the rapid alteration in land use in Lake Burgos after the fires probably reduced the indirect effects of the fires on the lake water. This is in contrast to Lake Thompson, which experienced a drastic nutrient input that lead to a noticeable current eutrophication process.

Another factor that could have be responsible for the high prevalence of forest fires caused by the settlers were the dry periods that characterized the beginning of the twentieth century in Patagonia (Holz and Veblen, 2011). However, the chironomid assemblage in both lakes does not seem to reflect a possible increase in temperature. In Lake Thompson taxa like *Ablabesmyia*, *Apsectrotanypus*, *Polypedilum* and *Parachironomus* can be interpreted as warm adapted taxa (Massaferro et al., 2009), but only *Parachironomus* records a slight increase in the upper part of the core. However, it is also defined as an eutrophic taxon, so it is not possible to clearly determine if its changes are due to an increase in nutrients or an increase in temperature. In Lake Burgos the taxa *Polypedilum*, *Apsectrotanypus*, *Ablabesmyia*, *Labrundinia*, *Parachironomus*, and *Cricotopus* can be indicative of warm conditions (Massaferro et al., 2009). Nonetheless, only *Cricotopus* shows a slight increase in the upper part of the core, but there is evidence suggesting that some genus of *Cricotopus* do not respond to temperature (Williams et al., in press). If this is so, then it cannot be inferred that the changes in the chironomid

assemblage of both lakes are associated with factors of current global warming. Developing a local training set for temperature could probably solve such uncertainties.

According to our ANOSIM results, changes in chironomids of Lake Thompson seem to be less well expressed than those of Lake Burgos. There is, however, a clear change towards mesotrophic/eutrophic taxa (*C. plumosus*, *C. anthracinus*) in the post-fire period of Lake Thompson. This could be an indirect effect of the fires, reinforcing the idea that there was a higher nutrient input in this lake. Greswell (1999) indicates that after a fire, streams close to the burned areas record an increase in the concentration of nitrogen and phosphorous and that these peaks in nutrient concentrations are rapidly depleted by biota uptake. Similarly, Scrimgeour et al. (2001) indicate that recent fires in the catchments of lakes result in elevated nutrient concentrations and trophic enrichment.

Francis (2001) also found important changes in the chironomid assemblages of Douglas Lake, Michigan, that coincides with the arrival of European settlers. The most distinctive change was an increase of eutrophic taxa like *Chironomus*, *Dicrotendipes*, *Glyptotendipes*, and *Polypedilum*, with a concomitant decrease in the abundance of *Sergentia*, which is described as a mesotrophic taxon that tolerates moderate oxygen deficiencies. These authors attribute such changes to heavy logging and fires that impacted littoral communities along with siltation and nutrient enrichment.

With respect to the resilience of lakes, and especially of chironomids, Heiri and Lotter (2003) indicate that chironomid assemblages display a considerable resilience to human-induced changes such as cattle activity. Using sediments from an Alpine lake in Switzerland, they showed that chironomids quickly returned to the pre-impact state. These results are similar to Scrimgeour et al. (2001), who also indicate that the response of benthic communities to fire impacts is manifested by an increase in biomass, which returns to pre-disturbance levels within 15 – 20 years.

Better related to our results are the observations of McWethy et al. (2010), who relates chironomid responses and forest dynamics. These authors indicate that the native forests of New Zealand had little or no history of fire when European settlers arrived. They observed that after the most severe, i.e., European, period of forest fires, recovery of the native forest was slow (i.e., centuries). This suggests the high vulnerability of this forest (formed also by *Nothofagus* spp.) to repeated fire. These observations are similar to our results from Patagonia, where forests formed by *Nothofagus pumilio* and *N. betuloides* present low natural restoration from the fires caused almost fifty years ago (Quintanilla 2008). According to the same authors, the causes of such a low restoration are the high steepness of some areas (>35%), cattle grazing, strong eolian erosion and low seed supplies. However, experimental designs in the Coyhaique area have shown a key increase in *Nothofagus* plant

survival when grazing is avoided and when they are growing next to adult patches, which reduces wind desiccation effects (Fajardo and McIntire 2011).

Although some studies show that there was a natural background of fires before the arrival of the twentieth century settlers in Patagonia, we hypothesize that the intensity of these early fires, which were also related to human occupation (Tehuelches Indians), was of much lower magnitude and frequency than those of the twentieth century (Veblen et al. 1999; Huber and Markgraf 2003; Whitlock et al. 2006; Markgraf et al. 2007). The effect of these small, earlier fires is therefore not comparable to the impacts produced by the fires of the twentieth century settlement of Patagonia. These most recent impacts surpassed the resilience capacity of the affected lakes.

Our results of Lake Burgos, therefore, indicate that chironomids respond sensitively to fire impacts. However, it is not possible to determine the resilience of the lake system to such changes since the charcoal profile shows that fires were halted only recently, and chironomid communities of Lake Burgos do not reflect a change associated to this period. The situation in Lake Thompson is a little different: anthropogenic fires were heavily reduced during the last 20-30 years, but the chironomid fauna has not yet returned to pre-fire conditions. In fact, it continues to show the eutrophication process without any sign of decline. Thus, it is possible to state that fire impact considerably surpassed the resilience capacity of Lake Thompson since approximately 50 years after the impact it still undergoing impact inertia. This means that these Patagonian lakes are highly sensitive to anthropogenic activities of the last decades, and that even small changes -compared to the historical impacts- are limiting the return to pre-disturbances conditions.

Conclusions

Subfossil chironomid records of two lakes in Northwestern Patagonia allow an evaluation of the impacts of the anthropogenic forest fires that occurred at beginning the twentieth century on the ecosystems. In both sites chironomids seem to respond sensitively to the impacts generated by the forest fires, although significant differences between pre-fire and fire periods are only recorded in Lake Burgos. As indicated by other studies, the main effect of fires on lacustrine ecosystems is to increase the nutrient input. This change is clearly registered in the chironomid assemblage of Lake Thompson, which is dominated in its most recent part by *C. plumosus*/*C. anthracinus*, characteristic of mesotrophic/eutrophic conditions. This eutrophication state was confirmed by present-day levels of nutrients in the lake water. In Lake Thompson, the DCA scores indicate that non fire-related factors affected the chironomid assemblages at the beginning of the record. According to our preliminary data, this could be due to the input of glacial sediment to the lake, probably during the Little Ice Age chronozone

or another Neoglacial period, but to recognize clearly the impact of such event on chironomids assemblages it is necessary to develop local transfer function for temperature. On the other hand, chironomids also suggest that the impact of fires in the recent part of the core was of such magnitude that the resilience capacity of the lake ecosystems was surpassed. As our data indicates, Patagonian forests have not yet recovered from the historical fires, which could provide evidence that those forests had little resilience to the severe burns occurred at beginning of the twentieth century. Finally, it is possible to conclude that these lakes and their watersheds are still under the effect of the fire impact, which makes them highly sensitive to the present-day human occupation; and that this continued anthropization precludes a return to pre-fire conditions.

Acknowledgments

Funding for this research is from the Fondecyt project N° 11080158 and partially from Fondecyt project 1120765. Also a bilateral cooperation project between Chile and the Wallonie community of Belgium is acknowledged. Authors are especially grateful to the cooperation of Corporación Nacional Forestal (CONAF) and Carabineros de Chile. We wish to thank also the comments of the Associate editor and two anonymous reviewers for their constructive comments and suggestions that improve this research.

References

- Amigo J and Ramírez C (1998) A bioclimatic classification of Chile: woodland communities in the temperate zone. *Plant Ecol* 136: 9–26.
- Araneda A, Torrejon F, Aguayo M, Torres L, Cruces F, Cisternas M and Urrutia R (2007) Historical records of San Rafael glacier advances (North Patagonian Icefield): another clue to 'Little Ice Age' timing in southern Chile? *Holocene* 17: 987-998.
- Bertrand S, Sterken M, Vargas-Ramirez L, De Batist M, Vyverman W, Lepoint G and Fagel N (2010) Bulk organic geochemistry of sediments from Puyehue Lake and its watershed (Chile, 40°S): Implications for paleoenvironmental reconstructions. *Palaeogeogr, Palaeoclimatol, Palaeoecol* 294: 56-71.
- Birks H (1998) Numerical tools in palaeolimnology—Progress, potentialities, and problems. *J Paleolimnol* 20: 307–332.
- Bizama G, Torrejón F, Aguayo M, Muñoz MD, Echeverría C and Urrutia R (2011) Pérdida y fragmentación del bosque nativo en la cuenca del río Aysén (Patagonia-Chile) durante el siglo XX. *Revista de Geografía del Norte Grande* 49: 125-138.
- Boyle JF (2002) Inorganic Geochemical Methods in Palaeolimnology. In: Last W and Smol J (eds.), *Tracking Environmental Change Using Lake Sediments*. Springer Verlag New York, pp. 83-141.

- Brooks S, Langdon P and Heiri O (2007) The identification and use of Palaearctic Chironomidae larvae in palaeoecology. QRA Technical Guide No. 10. Quaternary Research Association, London, 276 pp.
- Brooks SJ (2000) Lateglacial fossil midge (Insecta: Diptera: Chironomidae) stratigraphies from the Swiss Alps. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol* 159: 261-279.
- Brooks SJ, Birks HJB (2001) Chironomid-inferred temperatures from Lateglacial and Holocene sites in north-west Europe: progress and problems. *Quat Sci Rev* 20: 1723–1741.
- Brooks TM, Mittermeier RA, da Fonseca GAB, Gerlach J, Hoffmann M, Lamoreux JF, Mittermeier CG, Pilgrim JD and Rodrigues ASL (2006) Global Biodiversity Conservation Priorities Science. *Science* 313: 58-61.
- Clark J (1988) Particle motion and the theory of charcoal analysis: Source area, transport, deposition, and sampling. *Quaternary Res* 30: 67-80.
- Clarke KR (1993). Non-parametric multivariate analysis of changes in community structure. *Australian Journal of Ecology* 18, 117-143.
- Clarke KR, Warwick RM (2001) *Change in Marine Communities: An Approach to Statistical Analysis and Interpretation*. 1st edition: Plymouth Marine Laboratory, Plymouth, UK, 144pp. 2nd edition: PRIMER-E, Plymouth, UK, 172pp.
- Drenzek NJ, Huguen KA, Montluçon DB, Southon JR, dos Santos GM, Druffel ERM, Giosan L, Eglinton TI (2009) A New Look at Old Carbon in Active Margin Sediments. *Geology* 37: 239–242.
- Eggermont H, Heiri O, Verschuren D (2006) Subfossil Chironomidae (Insecta: Diptera) as quantitative indicators for past salinity variation in African lakes. *Quaternary Sci Rev* 25:1966-1994.
- Epler J (2001) *Identification Manual for the larval Chironomidae (Diptera) of North and South Carolina. A guide to the taxonomy of the midges of the southeastern United States, including Florida*. North Carolina Department of Environment and Natural Resources, Florida, 526 pp.
- Fajardo A and McIntire E (2011) Under strong niche overlap conspecifics do not compete but help each other to survive: facilitation at the intraspecific level. *J Ecol* 99: 642-650.
- Francis D (2001) A record of hypolimnetic oxygen conditions in a temperate multi-depression lake from chemical evidence and chironomid remains. *J Paleolimnol* 25: 351-365.
- Gajardo R (1994) *La Vegetación Natural de Chile Clasificación y Distribución Geográfica*. Editorial Universitaria, Santiago de Chile, 165 pp.
- Gresswell RE (1999) Fire and Aquatic Ecosystems in Forested Biomes of North America. *Trans Am Fish Soc* 128: 193-221.
- Grimm E (1987) A Fortran 77 program for stratigraphically constrained cluster analysis by the method of incremental sum of squares. *Computat Geosci* 13: 13-35.
- Grosse A (1955) *Visión de Aysén. Expediciones del Explorador Juan Augusto Grosse*. Sin Editorial, Santiago de Chile.
- Heiri O and Lotter AF (2003) 9000 years of chironomid assemblage dynamics in an Alpine lake: long-term trends, sensitivity to disturbance, and resilience of the fauna. *J Paleolimnol* 30: 273-289.

- Higuera PE, Whitlock C and Gage JA (2010) Linking tree-ring and sediment-charcoal records to reconstruct fire occurrence and area burned in subalpine forests of Yellowstone National Park, USA. *Holocene* 21: 327-341.
- Holz A and Veblen TT (2011) The amplifying effects of humans on fire regimes in temperate rainforests in western Patagonia. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol* 311: 82-92.
- Huber UM and Markgraf V (2003) European impact on fire regimes and vegetation dynamics at the steppe-forest ecotone of southern Patagonia. *Holocene* 13: 567-579.
- IREN. 1979. Perspectivas de desarrollo de los recursos de la Región Aysén. Corporación de Fomento de la Producción, Santiago, Chile, 507 p
- Juggins S (2007) C2 Version 1.5: Software for Ecological and Palaeoecological Data Analysis and Visualisation. Newcastle upon Tyne: Department of Geography, University of Newcastle. Newcastle upon Tyne, 73 pp.
- Korhola A, Virkanen J, Tikkanen M and Blom T (1996) Fire-induced pH rise in a naturally acid hill-top lake, southern Finland: a palaeoecological survey. *J Ecol* 84: 257-265.
- Langdon PG, Barber KE and Lomas-Clarke SH (2004) Reconstructing climate and environmental change in northern England through chironomid and pollen analyses: Evidence from Talkin Tarn, Cumbria. *J Paleolimnol* 32: 197-213.
- Long CJ, Whitlock C, Bartlein PJ and 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.
- Lynch JA, Clark JS, Bigelow NH, Edwards ME and Finney BP (2003) Geographic and temporal variations in fire history in boreal ecosystems of Alaska. *J Geophys Res* 108: 8-1-8-17.
- Markgraf V, Whitlock C and Haberle S (2007) Vegetation and fire history during the last 18,000 cal yr B.P. in Southern Patagonia: Mallín Pollux, Coyhaique, Province Aysén (45°41'30" S, 71°50'30" W, 640m elevation). *Palaeogeogr Palaeoclimatol* 254: 492-507.
- Martinic M (2005) De la Trpananda al Aysén. Pehuén Editores, Santiago de Chile, 539 pp.
- Massaferro J and Brooks SJ (2002) Response of chironomids to Late Quaternary environmental change in the Taitao Peninsula, southern Chile. *Quaternary Res* 17: 101-111.
- Massaferro J, Brooks SJ and Haberle SG (2005) The dynamics of chironomid assemblages and vegetation during the Late Quaternary at Laguna Facil, Chonos Archipelago, southern Chile. *Quaternary Sci Rev* 24: 2510-2522.
- Massaferro JI, Moreno PI, Denton GH, Vandergoes M and Dieffenbacher-Krall A (2009) Chironomid and pollen evidence for climate fluctuations during the Last Glacial Termination in NW Patagonia. *Quaternary Sci Rev* 28: 517-525.
- McCormac FG, Hogg AG, Blackwell PG, Buck CE, Higham TFG and Reimer PJ (2004) SHCAL04 Southern Hemisphere calibration, 0–11 Cal kyr B.P. *Radiocarbon* SHCAL04 Southern Hemisphere calibration, 0–11 Cal kyr B.P. *Radiocarbon* 46: 1087-1092.

- McWethy DB, Whitlock C, Wilmschurst JM, McGlone MS, Fromont M, Li X, Dieffenbacher-Krall A, Hobbs WO, Fritz SC and Cook ER (2010) Rapid landscape transformation in South Island, New Zealand, following initial Polynesian settlement. *P Natl Acad Sci USA* 107.
- Millet L, Vanni  re B, Verneaux V, Magny M, Disnar J, Laggoun-D  farge F, Walter-Simonnet A, Bossuet G, Ortu E and de Beaulieu J (2007) Response of littoral chironomid communities matter to late glacial lake-level, vegetation changes at Lago dell'Accesa (Tuscany, Italy). *J Paleolimnol* 38: 525-539.
- Minckley TA, Whitlock C, Bartlein PJ (2007) Vegetation, fire, and climate history of the northwestern Great Basin during the last 14,000 years. *Quaternary Sci Rev* 26: 2167-2184.
- Montory M, Habit E, Bahamonde P, Fernandez P, Grimalt JO, Saez K, Rudolph I and Barra R (2010) Polychlorinated biphenyls in farmed and wild *Onchorhynchus kisutch* and *Onchorhynchus mykiss* from the Chilean Patagonia. *Environ Sci Pollut Res* 18: 629-637.
- Naranjo JA and Stern CR (1998) Holocene explosive activity of Hudson Volcano, southern Andes. *Bull Volcanol* 59: 291-306.
- Oksanen JR, Kindt P, Legendre and O'Hara RB (2005) *Vegan: community ecology package version 1.15-3*. (<http://cc.oulu.fi/~jarioksa/>)
- Oyanedel A, Valdovinos C, Az  car M, Moya C, Mancilla G, Pedreros P, Figueroa R (2008) Patrones de distribución espacial de los macroinvertebrados bentónicos de la cuenca del río Aysen (Patagonia chilena) *Gayana* 72(2): 241-257, 2008.
- Paggi A (2001) Diptera: chironomidae. In: Fernández HR and Domínguez E (eds.), *Guía para la determinación de los artrópodos bentónicos Sudamericanos*. Editorial Universitaria de Tucum  n, Tucum  n, Argentina, pp. 167-194.
- Philibert A, Prairie YT and Carcaillet C (2003) 1200 years of fire impact on biogeochemistry as inferred from high resolution diatom analysis in a kettle lake from the Picea mariana-moss domain (Quebec, Canada). *J Paleolimnol* 30: 167-181.
- Pomar J (1923) *La conces  n del Ays  n y el valle Simpson*. Imprenta Cervantes, Santiago de Chile, 137 pp.
- Quinlan R, Smol JP (2001) Chironomid-based inference models for estimating end-of-summer hypolimnetic oxygen from south-central Ontario shield lakes. *Freshwater Biology* 46, 1529-1551.
- Quintanilla V (2005) Estado de recuperación del bosque nativo en una cuenca nordpatagónica de Chile, perturbada por grandes fuegos acaecidos 50 años atrás (44  -45   S). *Revista de Geografía del Norte Grande* 34: 73-92.
- Quintanilla V (2008) Perturbaciones a la Vegetación nativa por grandes fuegos de 50 años atrás, en bosques Nordpatagónicos. Caso de estudio en Chile Meridional. *Anales de Geografía* 28: 85-104.
- Rignot E, Rivera A and Casassa G (2003) Contribution of the Patagonia Icefields of South America to Sea Level Rise. *Science* 302: 434-437.
- Romero H (1985) Geografía de los Climas. In: López E (ed.), *Geografía de Chile*. Instituto Geográfico Militar, Santiago de Chile, p. 243.

- Saether OA (1975) Nearctic chironomids as indicators of lake typology. *Verhandlungen der Internationalen Vereinigung für Theoretische und Angewandte Limnologie* 19: 3127-3133.
- Scrimgeour GJ, M. TW, A. PC and C. G (2001) Benthic macroinvertebrate biomass and wildfires: evidence for enrichment of boreal subarctic lakes. *Freshw Biol* 46: 367-378.
- Sernageomin (2003) Mapa Geológico de Chile: versión digital. Servicio Nacional de Geología y Minería, Publicación Geológica Digital, 4 (CD-ROM, versión 1.0, 2003), Santiago de Chile, 23 pp
- ter Braak CJF, Šmilauer P (2002) CANOCO reference manual. Version 4.5. Microcomputer Power, Ithaca, N.Y.
- Thevenon F, Williamson D, Bard E, Anselmetti FS, Beaufort L and Cachier Hln (2010) Combining charcoal and elemental black carbon analysis in sedimentary archives: Implications for past fire regimes, the pyrogenic carbon cycle, and the human–climate interactions. *Global Planet Change* 72: 381-289.
- Tremblay V, Larocque-Tobler I and Sirois P (2010) Historical variability of subfossil chironomids (Diptera: Chironomidae) in three lakes impacted by natural and anthropogenic disturbances. *J Paleolimnol* 44: 483–495.
- Veblen TT, Kitzberger T, Villalba R and Donnegan J (1999) Fire History in Northern Patagonia: The Roles of Humans and Climatic Variation. *Ecol Monogr* 69: 47-67.
- Verbruggen F, Heiri O, Meriläinen JJ and Lotter AF (2011) Subfossil chironomid assemblages in deep, stratified European lakes: relationships with temperature, trophic state and oxygen. *Freshwater Biol* 56: 407-423.
- Verschuren D and Eggermonta H (2006) Quaternary paleoecology of aquatic Diptera in tropical and Southern Hemisphere regions, with special reference to the Chironomidae. *Quaternary Sci Rev* 25: 1926-1947.
- Vince G (2010) Dams for Patagonia. *Science* 329: 382-385.
- Walker I (1987) Chironomidae (Diptera) in Paleoecology. *Quaternary Sci Rev* 6: 183-197.
- Walker IR (2001) Midges: Chironomidae and related diptera. In: Smol JP, Birks HJB, Last WM (eds.) *Tracking Environmental Change Using Lake Sediments. Volume 4: Zoological Indicators*. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, The Netherlands, 217 pp.
- Walker IR, Levesque AJ, Cwynar LC and Lotter AF (1997) An expanded surface-water paleotemperature inference model for use with fossil midges from eastern Canada. *J Paleolimnol* 18: 165-178.
- Walker IR, Oliver DR, Dillon ME (1992) The larva and habitat of *Parakiefferiella nigra* Brundin (Diptera: Chironomidae). *Neth J Aquat Ecol* 24: 527-531.
- Whitlock C (2001a) Variations in Holocene fire frequency: a view from the western United States. *Biology and Environment Biol Environ* 101B: 65-77.
- Whitlock C and Larsen C (2001b) Charcoal as a fire proxy: Biological Techniques and Indicators. In: Smol JP, Birks HJ and Last WM (eds.), *Tracking environmental change using lake sediments*. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, pp. 75-97.
- Whitlock C and Millspaugh S (1996) Testing the assumptions of fire-history studies: An examination of modern charcoal accumulation in Yellowstone National Park, USA. *Holocene* 1: 7-15.

- Whitlock C, Bianchi MM, Bartlein PJ, Markgraf V, Marlon J, Walsh M and McCoy N (2006) Postglacial vegetation, climate, and fire history along the east side of the Andes (lat 41–42.5°S), Argentina. *Quat Res* 66: 187-201.
- 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. *Quatern Int* 188: 126–138
- Whitlock C, Moreno PI and Bartlein P (2007) Climatic controls of Holocene fire patterns in southern South America. *Quaternary Res* 68: 28-36.
- Wiederholm T (1983) Chironomidae of the holartic region. Keys and diagnoses. Part I – Larvae. *Chironomidae of the holartic region. Keys and diagnoses. Part I – Larvae* 19: 1-457.
- Williams JJ, Brooks SJ, Gosling WD (in press) The response of chironomids to Late Pleistocene and Holocene environmental change in the eastern Bolivian Andes. *Journal of Paleolimnology*.

FIGURES

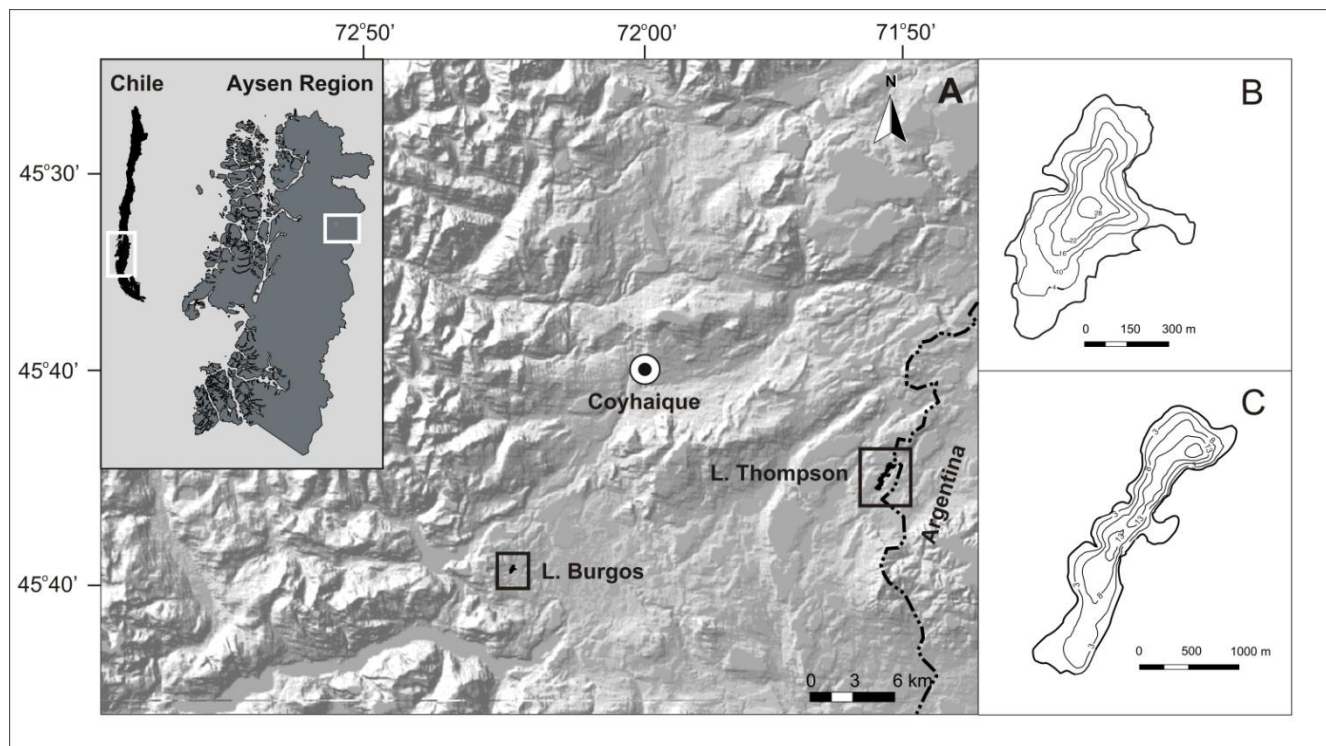


Figure 1: (A) Map of the study area showing the location of lakes Burgos and Thompson. (B) Lake Thompson bathymetry. (C) Lake Burgos bathymetry.

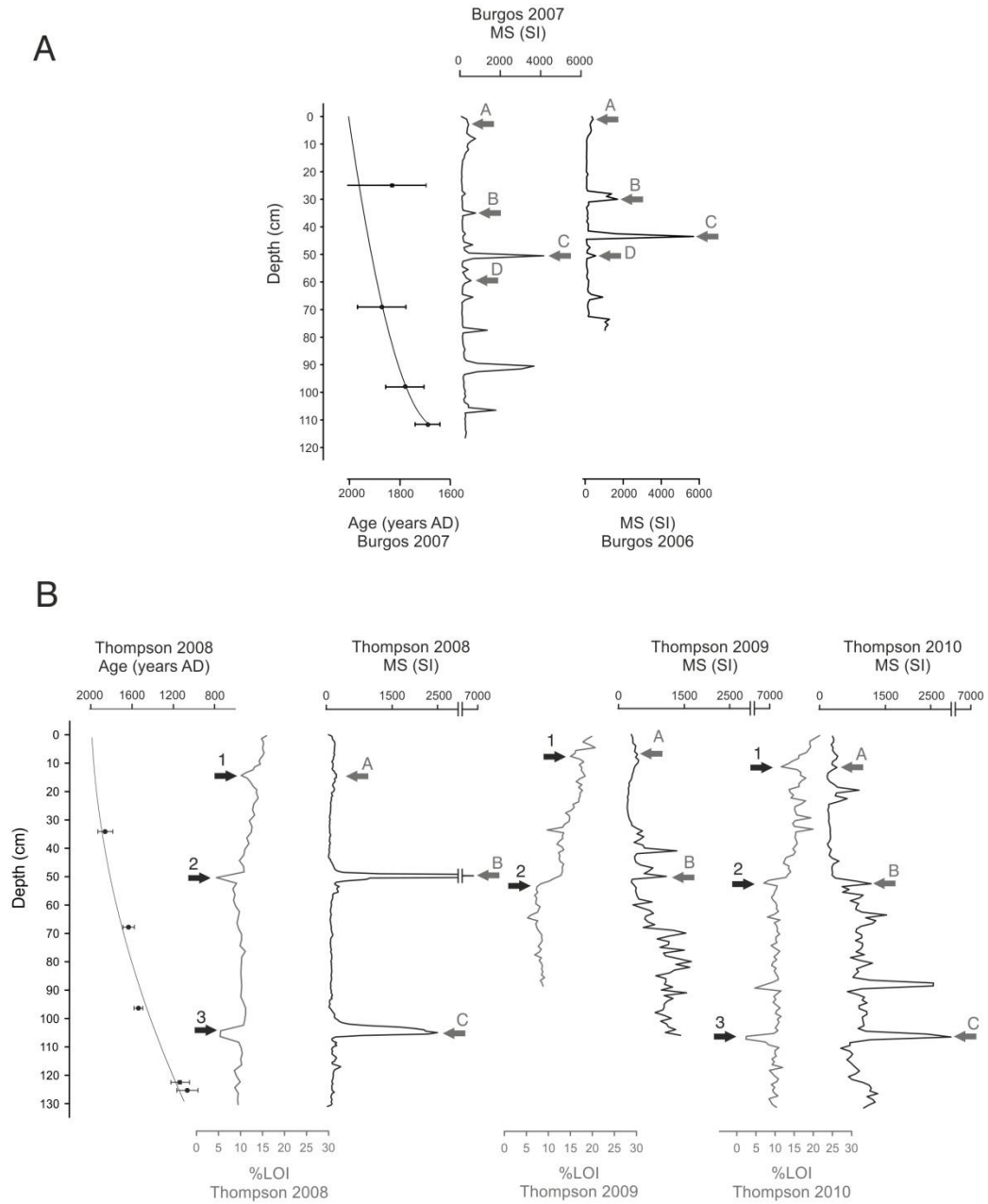


Figure 2: Correlation between cores dated and cores analyzed through magnetic susceptibility. (A) Lake Burgos, (B) Lake Thompson.

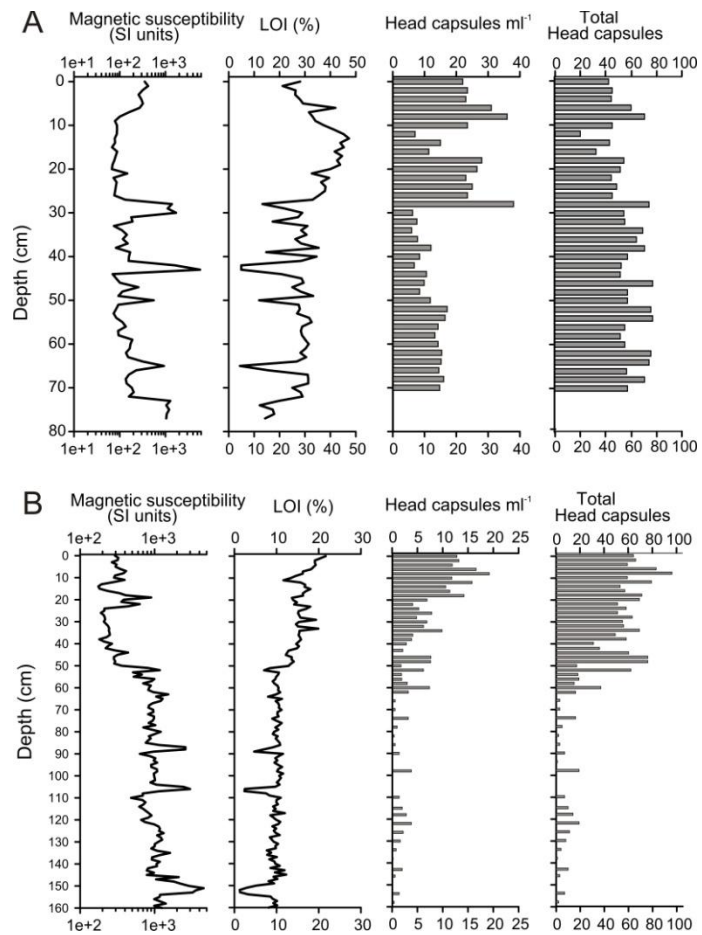


Figure 3: Sedimentological properties of sediment cores lakes Burgos 06 (A) and Thompson 10 (B), including magnetic susceptibility, organic matter content (%LOI) chironomids head concentrations (head ml^{-1}) and total chironomid head capsules.

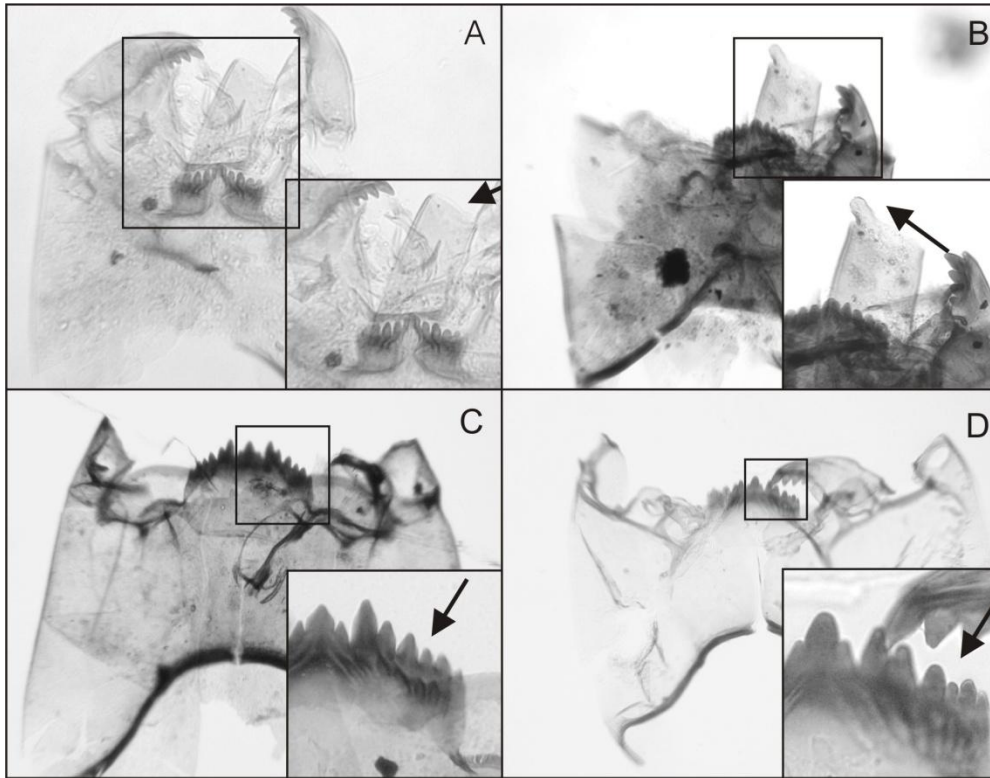


Figure 4: Ventral view of some chironomid larvae. (A) Tanytarsina type A, showing an antennal pedestal with no spur. (B) Tanytarsina type B with a prominent spur. (C) *Chironomus plumosus*-type and (D) *Chironomus anthracinus*-type.

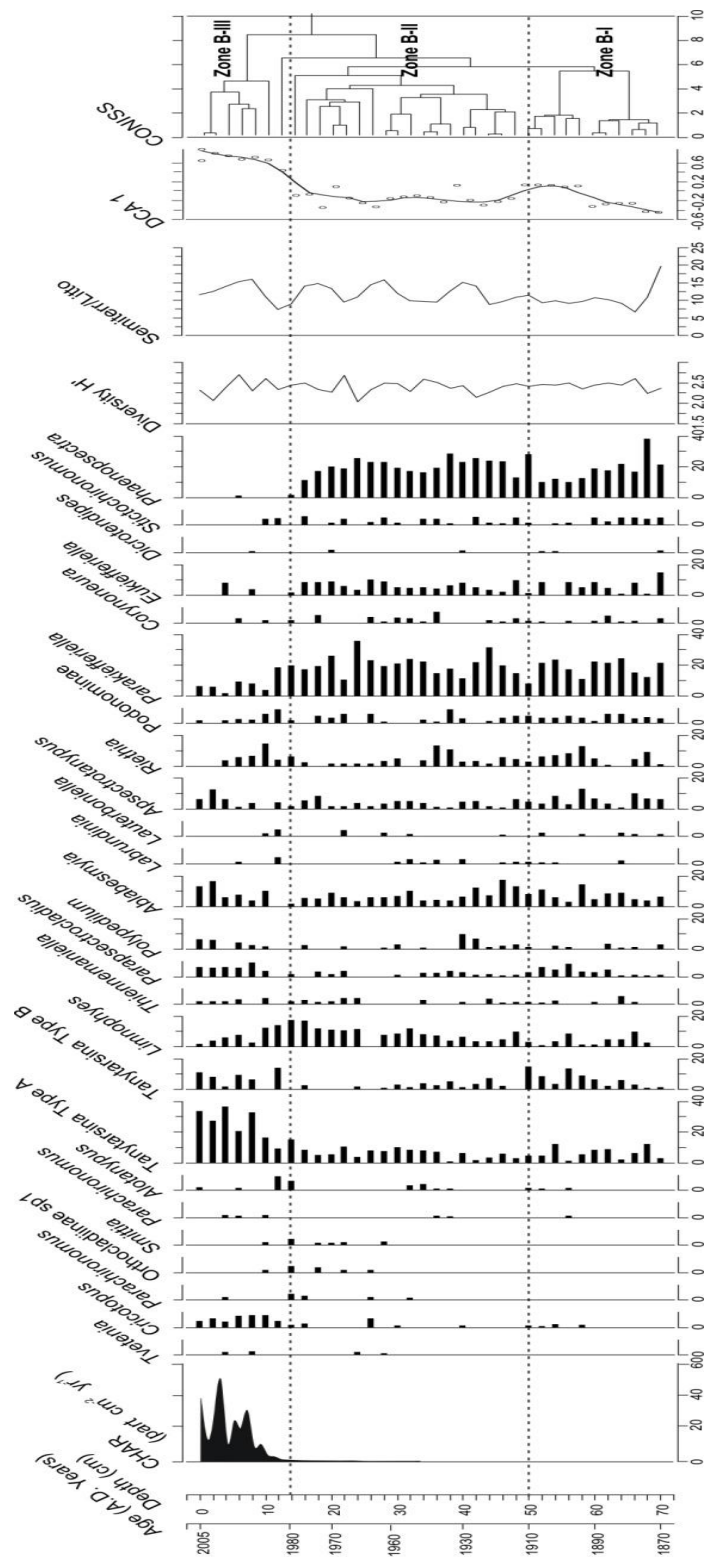


Figure 5: Relative frequencies of chironomid assemblages of Lake Burgos. Charcoal profile, diversity index H' , Semiterrestrial/Littoral chironomids, DCA scores and CONISS are also shown.

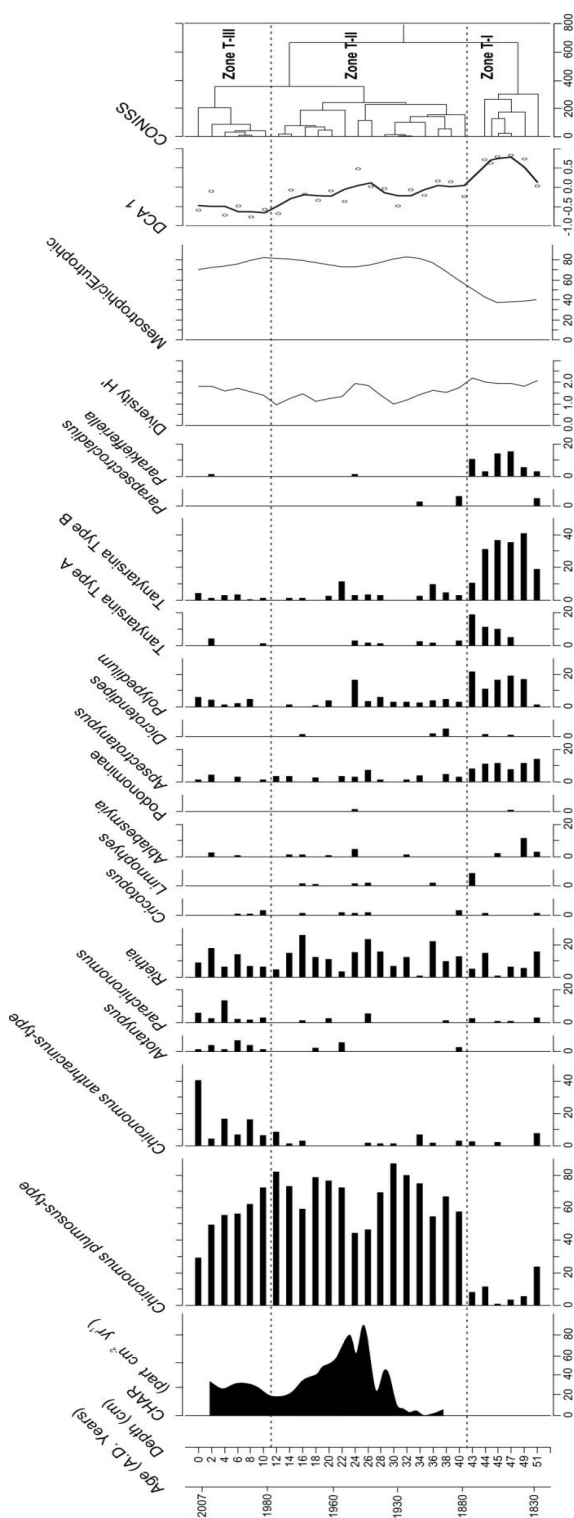


Figure 6: Relative frequencies of chironomid assemblages of Lake Thompson. Charcoal profile, diversity index H' , Mesotrophic/Eutrophic chironomids, DCA scores and CONISS are also shown.

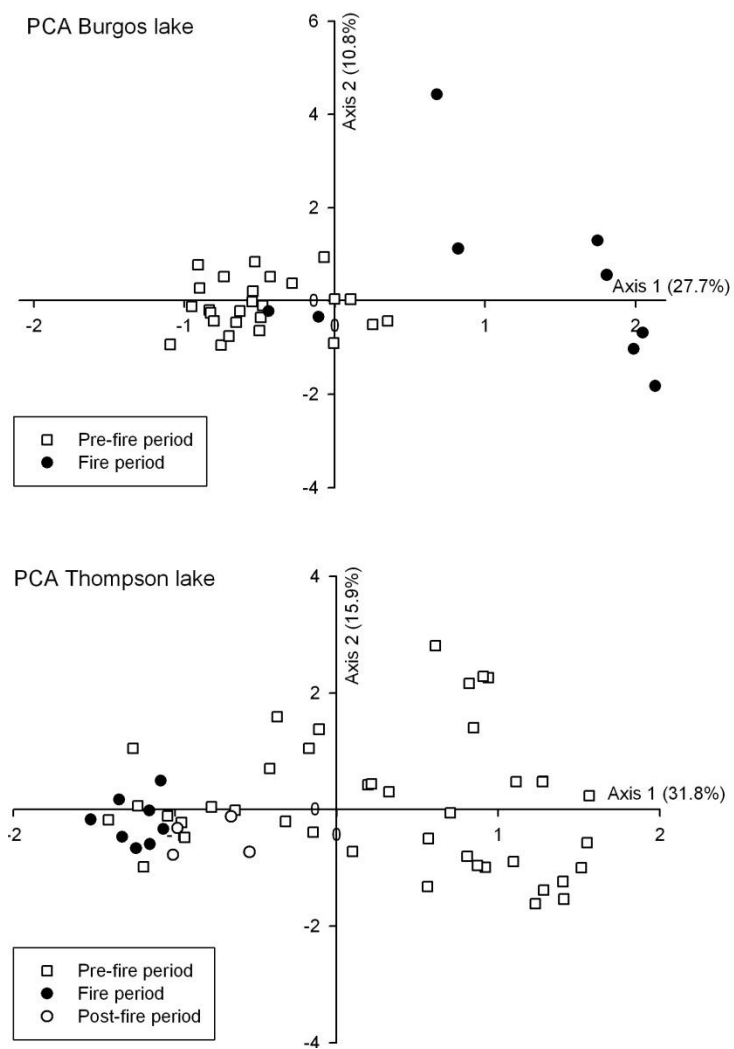


Figure 7: Biplot of the PCA analysis of chironomids records from lakes Burgos and Thompson. The empty squares represent the pre-fire periods, the black dots represent the fire periods and the empty dots represent the post-fire periods.

DISCUSION GENERAL Y CONCLUSIONES

DISCUSIÓN GENERAL

La Patagonia es un área propicia para estudiar el paleoclima y los efectos que ha tenido sobre el medio ambiente. Ello debido a que es una zona recientemente intervenida por la acción antrópica, por lo que las variaciones que han ocurrido pueden ser asociadas mayormente a factores climáticos. Los lagos de la Patagonia incluidos en este estudio proporcionaron evidencia de los cambios climáticos y ambientales desde el Último Máximo Glaciar y el efecto que tuvieron las actividades antrópicas de los últimos siglos sobre los ecosistemas patagónicos.

Las investigaciones paleoclimáticas en la Patagonia se han enfocado principalmente en determinar las variaciones de los westerlies a través del registro polínico obtenido de sedimentos lacustres, dejando en evidencia cambios en la intensidad y posición de los westerlies durante el último máximo glaciar y parte del Holoceno en diferentes zonas de la Patagonia (Markgraf *et al.* 2007, Massaferro *et al.* 2009, Moreno *et al.* 2001, 2009, Vargas *et al.* 2008). Aunque la mayoría de estas investigaciones revelan distintas historias climáticas, ellas sugieren una mayor estabilidad durante el Holoceno.

Moy *et al.* (2008) a través de la utilización del isótopos de oxígeno en el bivalvo *Pisidium*, establecen variaciones de los westerlies durante el último milenio, evidenciando cambios en la tasa de evaporación en el lago Guanaco (51°S). Por otro lado, Solari *et al.* (2010) a través de la composición isotópica de oxígeno en microbialites reconstruyen las temperaturas del lago Sarmiento (51°S). Ambas investigaciones encontraron diferencias durante la Anomalía Cálida Medieval y la Pequeña Edad de Hielo, lo que sugiere que en el último milenio las variaciones climáticas pudieron tener una menor magnitud y extensión temporal en comparación con las variaciones ocurridas durante la primera parte del Holoceno, lo cual podría no haber sido registrado a través de la evidencia polínica.

La sensibilidad de los isótopos estables a cambios en la tasa de evaporación y a las temperaturas es una herramienta útil para establecer las variaciones de los westerlies y reconstruir las temperaturas durante cortos periodos de tiempo. Esto constituye una ventaja, considerando que los cambios en la vegetación requieren de variaciones climáticas de gran magnitud o extensión.

Sin embargo, un aspecto relevante para la aplicación de isótopos estables en reconstrucciones climáticas es conocer la composición isotópica moderna del lago y del mineral precipitado para establecer una relación entre la temperatura y determinar los procesos que influyen sobre la composición isotópica del cuerpo de agua (Leng y Marshall 2004).

La desventaja de la utilización de isótopos estables en Patagonia es que los carbonatos biogénicos parecieran no preservarse en algunos sedimentos lacustres. Estas observaciones también han sido encontradas por Moy *et al.* (2008) en Torres del Paine, quienes indican que la presencia y preservación de material de carbonato es raro en lagos patagónicos. Aunque no está bien establecido el motivo de la pobre preservación, pareciera que lagos con alta salinidad tienden a conservar mejor las conchas y valvas de moluscos y ostrácodos.

Desde esta perspectiva, el lago Cisnes es un sistema particular dentro de los lagos patagónicos, debido a que sus sedimentos conservan una gran cantidad de carbonatos biogénicos. Considerando el potencial de este lago respecto a las reconstrucciones climáticas y lo anteriormente descrito, el objetivo 1 (Capítulo I) consideró la descripción de las características isotópicas y limnológicas actuales en el lago Cisnes y sus fuentes para generar información que permita interpretar las señales isotópicas registradas en los carbonatos almacenados sus sedimentos.

La composición isotópica del lago fue graficada contra la Línea Local de Aguas Meteoricas (LMWL) de Coyhaique, dejando en evidencia el efecto de la evaporación sobre el lago, lo que fue favorecido por un mayor tiempo de residencia del agua. La localización de estos valores en función de la LMWL sugirió que los cambios en la composición isotópica en el lago no reflejan las variaciones de la señal isotópica de las precipitaciones y por lo tanto tampoco las temperaturas del aire, sino más bien los cambios en la tasa de evaporación/precipitación que ocurren en la cuenca. Por otro lado, la posición de las aguas subterráneas al proyectar una línea de evaporación local sobre los valores isotópicos del lago, permitió inferir que la composición isotópica del lago podría estar más influenciada por las aguas subterráneas, lo cual parece ser típico de lagos patagónicos

de ambientes semiáridos localizados en la vertiente este de la cordillera de los Andes (Mayr *et al.* 2007).

El objetivo 2, incluyó la caracterización sedimentológica y geocronológica de los lagos considerados en este estudio. La caracterización sedimentológica del lago Cisnes consideró la susceptibilidad magnética, contenido orgánico, relación carbono/nitrógeno e isótopos estables de carbono y nitrógeno, esto último sólo en el núcleo LC06. El modelo cronológico se estableció a partir de los resultados radioisotópicos (^{210}Pb), radiocarbónicos y tefrocronológicos permitiendo obtener una edad de 2600 años para el núcleo LC06 (Capítulo II) y 18000 años para el núcleo LC10A (Capítulo III). A diferencia de los otros dos lagos estudiados, el lago Cisnes presentó un alto contenido de carbonatos, lo que genera un problema en la datación radiocarbónica. A través de la utilización de restos vegetales encontrados en las capas más profundas se corrigió el efecto de “aguas duras”, mientras que hacia las capas superficiales los valores fueron comparados con los registros tefrocronológicos descritos por Haberle y Lumley (1998).

La caracterización sedimentológica de los lagos Thompson (10) y Burgos (06) se basó principalmente en la susceptibilidad magnética y contenido orgánico. Esto a su vez permitió generar una correlación con núcleos sedimentarios de los mismos lagos ya datados en estudios previos mediante radiocarbono (Bertrand *et al.* 2012). El núcleo de Thompson permitió obtener un registro de los últimos 1570, mientras el de Burgos abarcó los últimos 157 años (Capítulo IV).

Los tres lagos presentaron diferencias importantes en las tasas de sedimentación, teniendo el lago Thompson y Burgos altas tasas de sedimentación (3,5 y 2 cm/año, respectivamente), mientras que en el lago Cisnes la tasa de sedimentación promedio alrededor de 0.02 cm/año. Las diferencias en los tres lagos pueden estar dadas principalmente a las características de sus cuencas (vegetación y actividades antrópicas) y a las condiciones climáticas locales, debido a que se sitúan en la vertiente este de los Andes, donde las precipitaciones tienden a disminuir (Neukom *et al.* 2010).

Regionalmente, los westerlies son la principal fuente de precipitaciones (Lamy *et al.* 2002, Moreno *et al.* 2009). El desplazamiento de su núcleo hacia el sur genera un aumento de precipitaciones

entre 48° y 50°S y una disminución de estas hacia los 44°S (Sepúlveda *et al.* 2009). La cordillera de los Andes también tiene un rol importante sobre las precipitaciones. Moy *et al.* (2008) señala que la precipitación orográfica es una fuente importante de humedad la cual incrementa con la fuerza de los westerlies. Por lo tanto, una intensificación de los westerlies genera un aumento de precipitaciones en el oeste, mientras la vertiente este recibe una menor precipitación, favoreciendo la evaporación.

Como se mencionaba anteriormente, las reconstrucciones ambientales respecto al desplazamiento y efecto de los westerlies han sido bien desarrolladas en la zona sur y norte de la Patagonia. No obstante, la zona intermedia situada alrededor de los 47°S ha sido poco estudiada. Es por ello, que el objetivo 3 fue establecer la escala espacial de las reconstrucciones climáticas en el lago Cisnes, localizado a esta latitud.

En el capítulo II, la composición isotópica de oxígeno en los últimos 2600 años fue obtenida de valvas de tres especies de moluscos. Las señales en las tres especies presentaron diferencias a lo largo del núcleo de sedimento. Considerando que en general los moluscos presentan un bajo efecto vital (Leng *et al.* 1999) las diferencias interespecies fueron atribuidas principalmente al uso de distintos microhábitat (Jones *et al.* 2002, Shanahan *et al.* 2005). Los gastrópodos *Lymnaea* y *Biomphalaria* tienden a habitar ambientes menos profundos que el bivalvo *Pisidium*, por lo que altos valores de $\delta^{18}\text{O}$ en relación a la señal isotópica del bivalvo *Pisidium* podrían ser interpretados como periodos de evaporación y posiblemente bajo nivel de agua. La disminución del nivel de agua en el lago Cisnes pudo haber generado más ambientes litorales que fueron más afectados por la evaporación, provocando una sobreestimación en la señal encontrada en los gastrópodos.

La señal isotópica almacenada en *Pisidium*, permitió evidenciar cambios en la tasa de evaporación, los cuales sin embargo fueron sutiles durante el periodo estudiado. Los pulsos húmedos fueron registrados alrededor de los 800, 600, 200 años cal AP y 1777 AD, mientras que los más secos fueron encontrados ~1200 años cal AP y después de 1850 AD. Comparativamente con los otros registros en Patagonia, los cambios durante el periodo correspondiente a la Anomalía Climática Medieval mostraron discrepancias, lo que hace suponer que un desplazamiento y/o un

debilitamiento de los westerlies pudo generar una mayor heterogeneidad espacial en las precipitaciones por lo que los registros representarían condiciones más bien locales. Contrariamente, durante el periodo correspondiente a la Pequeña Edad de Hielo, los registros en el lago Cisnes parecen ser, con un leve desfase en algunos periodos, similares a los de Moy *et al.* (2008) y Sepúlveda *et al.* (2009) sugiriendo que los cambios ocurridos durante este periodo fueron más homogéneo en la Patagonia, lo cual pudo deberse principalmente a la disminución de temperaturas.

La ocurrencia y extensión de los periodos cálidos en la Patagonia durante el Holoceno, parecen ser menos claros que los periodos fríos. Estos últimos han sido evidenciados a través de registros históricos, del comportamiento de los glaciares y de cambios sedimentológicos en sistemas lacustres (Araneda *et al.* 2009, Bertrand *et al.* 2008, 2012, Mayr *et al.* 2005). Cuantitativamente, los registros son aun más escasos y se han enfocado principalmente a la zona marina a través del uso de alquenonas (Sepúlveda *et al.* 2009, Lamy *et al.* 2002), mientras que en zonas continentales, una de las primeras aproximaciones fue la de Villalba (1994) quien reconstruyó las temperaturas durante los últimos mil años a través de anillos de árboles. Por otro lado, Pendall *et al.* (2001) reconstruyeron las temperaturas durante el último máximo glaciar y parte del Holoceno mediante el uso de isótopos de hidrogeno obtenidos de musgos de la turbera Haberton (54°S), encontrando abruptos cambios de temperatura durante el último máximo glaciar y Holoceno temprano.

Von Grafenstein *et al.* (1996) encuentra que en el lago Ammersee (Alemania) la señal isotópica de oxígeno en las valvas de ostrácodos refleja las temperaturas del aire. Sin embargo, en el lago Cisnes no es posible asumir que la composición isotópica en *Pisidium* refleje la temperatura del aire, debido a que la señal isotópica del agua meteórica (que depende de la temperatura del aire) una vez precipitada al lago sufre procesos de evaporación que no están relacionados con el fraccionamiento isotópico en equilibrio ocurrido durante el proceso de condensación (capítulo I).

Las ecuaciones desarrolladas por Zhou y Zheng *et al.* (2003) proponen que la señal isotópica de los carbonatos a la forma de aragonita, precipitan en equilibrio con la composición isotópica del agua del lago. Esta relación ha sido encontrada también para carbonatos biogénico en la forma de

calcita (Kim y O'Neil 1997). Ambos estudios sugieren que los cambios de temperatura en el lago podrían influir directamente en el fraccionamiento isotópico entre el agua y el carbonato precipitado.

Las comparaciones entre la composición isotópica moderna de *Pisidium*, del agua del lago y de las temperaturas actuales, indicaron que el bivalvo podría estar reflejando cambios en la temperatura del lago. Bajo este contexto, la hipótesis H1 de este trabajo se pone a prueba, donde se espera que las variaciones isotópicas registradas en las valvas de moluscos puedan determinar la magnitud, intensidad y sincronía de los eventos climáticos de la Patagonia Norte con los del Hemisferio Norte.

El capítulo III tuvo por objetivo reconstruir cuantitativamente las variaciones climáticas durante el Holoceno en el lago Cisnes a partir de la señal isotópica encontrada en las valvas de *Pisidium*. Debido a que las reconstrucciones multiproxy tienden a ser más confiables, se incluyó en el registro el análisis de quironómidos, debido a que estos también pueden ser dependientes de las temperaturas del agua (Brooks *et al.* 2007, Massaferro *et al.* 2009, Eggermont y Heiri 2012).

El núcleo de sedimento LC10A, entregó información desde el periodo de deglaciación en la Patagonia. El registro fue coherente con los estudios geomorfológicos en el Valle Chacabuco (Boex *et al.* 2013, Hein *et al.* 2010) y polínicos en un lago aledaño al de nuestro estudio (Villa Martínez *et al.* 2012). Debido a la influencia glacial que pudo tener el lago durante el periodo de deglaciación, la reconstrucción de temperaturas estuvo limitada a registrar cambios durante parte del Holoceno, donde los registros sedimentológicos e isotópicos parecieran evidenciar mayor estabilidad. No obstante, siguiendo los patrones en el lago Cisnes durante el Holoceno, donde altos valores de $\delta^{18}\text{O}$ indicarían bajas temperaturas. Un periodo posiblemente de bajas temperaturas fue encontrado en nuestros registros durante el evento Huelmo/Mascardi Cold Reversal (HMCR) (Hajdas *et al.* 2003).

Las variaciones de temperatura fueron observadas a través de todo el registro y en general periodos fríos/secos fueron alternados con periodos cálidos/húmedos. A pesar de que las altas

temperaturas podrían ser interpretadas como periodos de mayor evaporación, Withlock *et al.* (2007), establece que durante periodos más cálidos se produce un debilitamiento de los westerlies, generando una menor evaporación hacia la vertiente Este de los Andes (Moy *et al.* 2008), lo cual explicaría lo encontrado en nuestro registro.

Un periodo cálido donde las temperaturas pudieron ser similares a las actuales fue encontrado entre 9400 y 7800 años cal AP. El periodo es coincidente con el Optimo climático reconocido en algunos registros de la Patagonia (Bertrand *et al.* 2008, Vargas *et al.* 2008) y con el máximo termal registrado en el Hemisferio Norte (Anderson *et al.* 2007). Otro pulso cálido fue identificado alrededor de 6000 - 5000 años cal AP, coincidiendo con las interpretaciones de $\delta^{18}\text{O}$ en ostrácodos en el lago Cardiel (49°S) (Markgraf *et al.* 2003), con los registros de δD en celulosa de musgos de la turbera Haberton (54°S) (Pendall *et al.* 2001) y con las temperaturas calculadas a través de alquenonas en el sedimento marino (Lamy *et al.* 2002).

Contrario a lo evidenciado por las distintas reconstrucciones climáticas en la Patagonia, las temperaturas en el lago Cisnes durante los últimos 4000 años tendieron a incrementar alcanzando temperaturas cercanas a las actuales. Pulsos con temperaturas altas estuvieron centrados entre 3100- 2800 y 1300-1000 años cal AP. Las altas temperaturas registradas en este periodo podrían ser atribuidas a características más locales, asociadas a un aumento de la radiación solar en los meses de verano (Berger y Loutre 1991), mientras que los pulsos fríos evidenciados en 3700-3400, 2500-2200 podrían ser reflejo de una disminución de la radiación que ocurrió entre 3500 y 2500 años cal AP (Kilian y Lamy 2012). Un último pulso frío registrado entre 900-300 (AD 1050-1650) años cal AP es coherente con el evento Pequeña Edad de Hielo, donde diversos autores registran un incremento de los glaciares en varias partes de la Patagonia (Araneda *et al.* 2007, 2009, Bertrand *et al.* 2012).

Considerando estos resultados la hipótesis H1 es aceptada parcialmente, debido a que las variaciones isotópicas registradas en las valvas de moluscos determinaron variaciones de temperaturas en el lago a través del Holoceno, dejando en evidencia la magnitud y temporalidad de los eventos climáticos. No obstante varios de estos eventos, principalmente los de condiciones más

cálidas parecieran ser más regionales e incluso locales, encontrándose fuera de fase con los registrados en el Hemisferio Norte.

Las variaciones ambientales en la Patagonia en las últimas décadas no han sido generadas solo por los cambios climáticos sino también por la actividad antrópica, cuyos asentamientos comenzaron a establecerse a principios del siglo XIX. Aunque los incendios han sido registrados a través de todo el Holoceno generando cambios abruptos en la vegetación e indirectamente en las características limnológicas de los lagos (Markgraf *et al.* 2007, Withlock *et al.* 2007, Schindler, 2012, Villa Martínez *et al.* 2012). El efecto de los incendios antrópicos sobre los cuerpos de agua aun no es bien conocido. El objetivo 5 evalúa a través de los ensambles de quironómidos el efecto de los incendios de origen antrópico provocados durante los últimos años en lagos de la Patagonia y pone a prueba la Hipótesis H2 que señala que “Si los incendios de origen antrópico en Patagonia Norte generaron un cambio importante en los ecosistemas patagónicos, entonces estas alteraciones deberían ser reflejadas en los sistemas lacustres a través de un cambio significativo en el componente biótico”.

Los registros en el lago Thompson y Burgos evidenciaron periodos de incendio alrededor de 1920 AD y posterior a 1980 AD, respectivamente. Sin embargo, sólo el lago Thompson registró un periodo de post incendios, debido a que las características de la cuenca y las actividades antrópicas desarrolladas en la cuenca del lago Burgos, principalmente relacionadas al pastoreo, podrían no evidenciar el periodo posterior al incendio. Los ensambles de quironómidos mostraron cambios importantes a través del DCA en el lago Burgos, coincidiendo con altas concentraciones de charcoal, mientras que en el lago Thompson los cambios parecieron ser en algunas partes del registro más dependientes de factores climáticos que de la ocurrencia de incendios. No obstante, el ordenamiento obtenido del análisis de componentes principales mostró una clara diferencia entre la fauna asociada al periodo de preincendio e incendio en el lago Thompson, mientras que esta no fue observada durante el periodo de incendio y post, lo que sugiere que el lago y su biota aun pueden estar experimentando repercusiones posterior al cambio provocado por el incendio.

De acuerdo a los resultados obtenidos, la hipótesis H2, es aceptada en su totalidad. Aunque el efecto de los incendios solo fue evidenciado en el lago Thompson, la capacidad de recuperación del lago y su fauna, representada por quironómidos, es menor que el impacto generado. Lo cual indica que los lagos patagónicos son altamente sensibles a las actividades antropogénicas de las últimas décadas, teniendo un lento y limitado retorno a condiciones de preimpacto.

CONCLUSIONES

Los lagos patagónicos, a través de sus sedimentos, proporcionaron información sobre los cambios climáticos y ambientales ocurridos desde el Último máximo glacial hasta la reciente colonización de la región. La utilización de varios indicadores biológicos, geoquímicos y sedimentológicos permitió obtener una caracterización más confiable sobre cambios pasados.

Los lagos presentaron diferencias sedimentológicas que son reflejo de las características geológicas y las actividades que se realizan en su cuenca. Lagos salinos y asociados a cuencas con presencia de carbonatos parecieran más adecuados para trabajar con isótopos estables en carbonatos biogénico debido a que preservarían gran cantidad de este material. Por otro lado, lagos con alto contenido orgánico y altas tasas de sedimentación son apropiados para estudiar cambios ambientales recientes.

Para interpretar los isótopos estables en sedimentos lacustres y evaluar su utilización en reconstrucciones de temperatura es necesario conocer la composición isotópica moderna del cuerpo de agua y de sus fuentes (efluentes y precipitación) y establecer los procesos más relevantes en la hidrología del lago. Cuando la evaporación es alta, la señal isotópica de oxígeno tiende a reflejar mayormente cambios en la tasa de evaporación/precipitación y/o cambios en la temperatura del agua que no necesariamente son dependientes de las temperaturas del aire. Los lagos localizados en la vertiente Este de los Andes presentan en general este comportamiento, lo que los hace adecuados para evidenciar variaciones pasadas de los westerlies.

El efecto de las variaciones y fuerza de los westerlies en la vertiente este de los Andes es distinto a la de los ambientes localizados hacia el Oeste de la cordillera. Esto generó que varias de las fluctuaciones en la precipitación durante el Holoceno tardío tuvieran efectos más locales que regionales, principalmente durante periodos que a escala regional han sido caracterizados por presentar condiciones cálidas, como la Anomalía Cálida Medieval. Contrariamente, las condiciones climáticas durante el evento tipo Pequeña Edad de Hielo, parecen haber afectado más homogéneamente a toda la Patagonia.

Cuantitativamente, las variaciones de temperatura registradas en el Lago Cisnes desde el último máximo glacial fueron más abruptas durante el evento Huelmo/Mascardi Cold Reversal y el Optimo climático. Hacia la mitad más reciente del Holoceno, las variaciones de temperatura tendieron a presentar una menor magnitud y extensión temporal, lo cual sugiere la utilización de indicadores climáticos más sensibles como isótopos estables y alquenonas.

Los registros de temperatura en el lago Cisnes parecieran ser sensibles a las variaciones de la radiación solar que ocurre durante los meses de verano, mientras que las variaciones en la tasa de evaporación experimentadas por el cuerpo de agua dependieron mayormente de la humedad asociada a la posición y/o intensidad de los westerlies. El debilitamiento de los westerlies que estaría asociado a periodos más cálidos pudo haber generado que el lago experimentara una menor evaporación, por lo que periodos de mayor temperatura pudieron haber sido más húmedos que los periodos fríos.

Los eventos climáticos evidenciados en la vertiente Este de la Patagonia a través de la señal isotópica de *Pisidium*, presentaron en general diferencias con los eventos descritos para el Hemisferio Norte durante parte del Holoceno. Las diferencias pudieron haber ocurrido principalmente por variaciones de las forzantes climáticas que tuvieron un comportamiento distinto a escala hemisférica.

En los periodos más recientes, particularmente durante el periodo de colonización de la Patagonia, las actividades antropicas relacionadas a la quema de bosques para despeje y ganadería generaron impactos importantes en los cuerpos de aguas que pudieron influir en un cambio de condiciones tróficas. El efecto de los incendios, observados a través de los ensambles de quironómidos, pareciera superar la capacidad de los cuerpos de agua de retornar a condiciones previas a estos impactos, dejando en evidencia la sensibilidad de los lagos Patagónicos.

REFERENCIAS GENERALES

Anderson, D., A. Goudie, A. Parker. 2007. *Global Environments through the Quaternary: Exploring Environmental Change*. Oxford University Press Inc. New York. 359pp.

Apolinarska, K., D. Hammarlund. 2009. Multi-component stable isotope records from Late Weichselian and early Holocene lake sediments at Imiolki, Poland: palaeoclimatic and methodological implications. *Journal of Quaternary Science* 24(8), 948–959.

Appleby, P., F. Oldfield. 1978. The calculation of lead- 210 dates assuming a constant rate of supply of unsupported ^{210}Pb to the sediment. *Catena* 5, 1–8.

AR5. 2013. *Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change: The Physical Science Basis*. Cambridge University Press, New York, USA.

Araneda A, F. Torrejón, M. Aguayo, L. Torres, F. Cruces, M. Cisternas, R. Urrutia. 2007. Historical records of San Rafael glacier advances (North Patagonian Icefield): another clue to 'Little Ice Age' timing in southern Chile? *Holocene* 17, 987-998.

Araneda, A., F. Torrejón, M. Aguayo, I. Alvial, C. Mendoza, R. Urrutia. 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.

Baroni C., G. Zanchetta, A. Fallick, A. Longinelli. 2006. Mollusca stable isotope record of a core from Lake Frassino, northern Italy: hydrological and climatic changes during the last 14 ka. *The Holocene* 16 (6), 827- 837.

Battarbee, R. 2000. Palaeolimnological approaches to climate change, with special regard to the biological record. *Quaternary Science Reviews* 19, 107-124.

Belis, C., D. Ariztegui. 2004. The influence of biological and environmental factors on the stable isotopic composition of ostracods – the Late Pleistocene record from Lake Albano, Central Italy. *Journal of Limnology* 63(2), 219-232.

Bennett, K., S. Haberle, S. Lumley. 2000. The Last Glacial –Holocene Transition in Southern Chile. *Science* 290, 325-328.

Berger, A., M. Loutre. 1991. Insolation values for the climate of the last 10 million years. *Quaternary Science Reviews* 10, 297-317.

Bertrand S, X. Boës, J. Castiaux, F. Charlet, R. Urrutia, C. Espinoza, G. Lepoint, B. Charlier, N. Fagel. 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.

- Bertrand, S. F. Charlet, B. Charlier, V. Renson, N. Fagel. 2008. Climate variability of southern Chile since the Last Glacial Maximum: a continuous sedimentological record from Lago Puyehue (40°S). *Journal of Paleolimnology* 39, 179–195.
- Bertrand S, K. Huguen, F. Lamy, J. Stuut, F. Torrejón, C. Lange. 2012. Precipitation as the main driver of Neoglacial fluctuations of Gualas glacier, Northern Patagonian Icefield. *Climate of the Past* 8, 519–534.
- Bertrand, S., A. Araneda, P. Vargas, P. Jana, N. Fagel, R. Urrutia. 2012. Using the N/C ratio to correct bulk radiocarbon ages from lake sediments: Insights from Chilean Patagonia. *Quaternary Geochronology* 12, 23–29.
- Birks, H., H. Birks. 2006. Multi-proxy studies in palaeolimnology. *Vegetation History and Archaeobotany* 15, 235-251.
- Birks, H., O. Heiri, H. Seppä, A. Björne. 2010. Strengths and Weaknesses of Quantitative Climate Reconstructions Based on Late-Quaternary Biological Proxies. *The Open Ecology Journal* 3, 68-110.
- Boex, J., C. Fogwill, S. Harrison, N. Glasser, A. Hein, C. Schnabel, S. Xu. 2013 Rapid thinning of the late Pleistocene Patagonian Ice Sheet followed migration of the Southern Westerlies. *Scientific Reports* DOI: 10.1038/srep02118
- Boyle, J. 2002. Inorganic Geochemical Methods in Palaeolimnology. In: Last W and Smol J (eds.), *Tracking Environmental Change Using Lake Sediments*. Springer Verlag New York, pp. 83-141.
- Bradley, R. 2000. 1000 Years of climate Change. *Science* 288(5470), 1353-1367
- Brooks S, P. Langdon, O. Heiri. 2007. The identification and use of Palaearctic Chironomidae larvae in palaeoecology. *QRA Technical Guide No. 10*. Quaternary Research Association, London, p 276
- Cook, H., P. Johnson, J. Matti, I. Zemmels. 1975. Methods of sample preparation and X-ray diffraction data analysis, X-ray mineralogy laboratory. In: Kaneps AG (Ed.) *Initial Reports of the DSDP*, Washington DC, 997– 1007.
- Cranston, P.S. 2000. *Parapsectrocladius*: a new genus of orthoclaidine Chironomidae (Diptera) from Patagonia, the southern Andes. *Insect systematics & evolution* 31, 103 -120.
- Crowley, T., T. Lowery. 2000. How Warm Was the Medieval Warm Period? *AMBIO: A Journal of the Human Environment* 29(1), 51-54.
- Crowley, T. J. 2000. Causes of Climate Change Over the Past 1000 Years. *Science* 289 (5477), 270-277.

- Davis, B., S. Brewer, A. Stevenson, J. Guiot, Data Contributors. 2003. The temperature of Europe during the Holocene reconstructed from pollen data. *Quaternary Science Reviews* 22, 1701-1716.
- De la Cruz, R, Welkner, D., Suárez M., D. Quiroz. 2004. Geología del área oriental de las hojas Cochrane y Villa O'Higgins, Región de Aisén del General Carlos Ibañez del Campo. Servicio nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología básica, N° 85, 57 p.
- Eggermont, H., O, Heiri. 2012. The chironomid–temperature relationship: expression in nature and palaeoenvironmental implications. *Biological Reviews* 87, 430-456.
- Epler, J.H. 2001. Identification manual for the larval Chironomidae (Diptera) of North and South Carolina. version 1.0, Crawfordville, 53 pp.
- Garreaud, R. 2007. Precipitation and Circulation Covariability in the Extratropics. *Journal of Climate* 20, 4789- 4797.
- Gerber, S., F. Joos, P. Brügger, T.F. Stocker, M.E. Mann, S. Sitch, M. Scholze. 2003. Constraining temperature variations over the last millennium by comparing simulated and observed atmospheric CO₂. *Climate Dynamics* 20, 281–299.
- Haberle, S.G, S.H. Lumley. 1998. Age and origin of tephras recorded in postglacial lake sediments to the west of the southern Andes, 44°S to 47°S. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 84, 239–256.
- Hajdas, I., G. Bonani, P. Moreno, D. Ariztegui. 2003 Precise radiocarbon dating of Late-Glacial cooling in mid-latitude South America. *Quaternary Research* 59, 70–78.
- Hammarlund, D., S. Björck, B. Buchardt, C. Thomsen. 2005. Limnic responses to increased effective humidity during the 8200 cal. yr BP cooling event in southern Sweden. *Journal of Paleolimnology* 34, 471-480.
- Harvell, C., C. Mitchell, J. Ward, S. Altizer, A. Dobson, R. Ostfeld, M. Samuel. 2002. Climate Warming and Disease Risks for Terrestrial and Marine Biota. *Science* 296, 2158- 2162.
- Hein, A., N. Hulton, T. Dunai, D. Sugden, M. Kaplan, S. Xu. 2010. The chronology of the Last Glacial Maximum and deglacial events in central Argentine Patagonia. *Quaternary Science Reviews* 29, 1212-1227.
- Holz, A., T. Veblen. 2011. The amplifying effects of humans on fire regimes in temperate rainforests in western Patagonia. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 311, 82-92.
- Hunt, B. 2006. The Medieval Warm Period, the Little Ice Age and simulated climatic variability *Climate Dynamics* 27(18), 677-694.

Iglesias, V., C. Whitlock, M. Bianchi, G. Villarosa, V. Outes. 2012. Holocene climate variability and environmental history at the Patagonian forest/steppe ecotone: Lago Mosquito (42°29'37.89"S, 71°24'14.57"W) and Laguna del Cóndor (42°20'47.22"S, 71°17'07.62"W). *The Holocene* 22 (11), 1297- 1307.

Jones, P., K. Briffa, T. Barnett, S. Tett. 1998. High-resolution palaeoclimatic records for the last millennium: interpretation, integration and comparison with General Circulation Model control-run temperatures. *The Holocene* 8(4), 455-471.

Jones, P., K. Briffa, T. Osborn, J. Lough, T. van Ommen, B. Vinther, J. Luterbacher, E. Wahl, F. Zwiers, M. Mann, G. Schmidt, C. Ammann, B. Buckley, K. Cobb, J. Esper, H. Goosse, N. Graham, E. Jansen, T. Kiefer, C. Kull, M. Küttel, E. Mosley-Thompson, J. Overpeck, N. Riedwyl, M. Schulz, A. Tudhope, R. Villalba, H. Wanner, E. Wolff, E. Xoplaki. 2009. High-resolution palaeoclimatology of the last millennium: a review of current status and future prospects. *The Holocene* 19 (1), 3-49.

Jones, M., M. Leng, W. Eastwood, D. Keen, C. Turney. 2002. Interpreting stable-isotope records from freshwater snail-shell carbonate: a Holocene case study from Lake Gölhisar, Turkey. *The Holocene* 12 (5), 629–634.

Kennett, D. S. Breitenbach, V. Aquino, Y. Asmerom, J. Awe, J. Baldini, P. Bartlein, B. Culleton, C. Ebert, C. Jazwa, M. Macri, N. Marwan, V. Polyak, K. Prufer, H. Ridley, H. Sodemann, B. Winterhalder, G. Haug. 2012. Development and Disintegration of Maya Political Systems in Response to Climate Change. *Science* 338, 788- 791.

Kilian, R., F. Lamy. 2012. A review of Glacial and Holocene paleoclimate records from southernmost Patagonia (49 -55°S). *Quaternary Science Reviews* 53, 1-23.

Kim, S.T., O'Neil, J.R., 1997. Equilibrium and nonequilibrium oxygen isotope effects in synthetic carbonates. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 61, 3461–3475

Lamy, F., D. Hebbeln, U. Röhl, G. Wefer. 2001. Holocene rainfall variability in southern Chile: a marine record of latitudinal shifts of the Southern Westerlies. *Earth and Planetary Science Letters* 185, 369 -382.

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

Latal, C., W. Piller, M. Harzhauser. 2006. Small-scaled environmental changes: indications from stable isotopes of gastropods (Early Miocene, Korneuburg Basin, Austria). *International Journal of Earth Sciences* 95, 95-106.

Leng, M., N. Roberts, J. Reed, H. Sloane. 1999. Late Quaternary paleohydrology of the Konya Basin, Turkey, based on isotope studies of modern hydrology and lacustrine carbonates. *Journal of Paleolimnology* 22, 187-204.

- Leng, M.J., J.D. Marshall. 2004. Palaeoclimate interpretation of stable isotope data from lake sediment archives. *Quaternary Science Reviews* 23, 811- 831.
- Li, H., T. Ku. 1997. $\delta^{13}\text{C}$ - $\delta^{18}\text{O}$ covariance as a paleohydrological indicator for closed-basin lakes. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 133, 69- 80.
- Li, B., D. Nychka, C. Ammann. 2010. The value of multi-proxy reconstruction of past climate. *Journal of the American Statistical Association* 105 (491), 883-911.
- Long CJ, Whitlock C, Bartlein PJ and 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.
- Lotter, A., H. Birks. 2003. The Holocene palaeolimnology of Sägistalsee and its environmental history - a synthesis. *Journal of Paleolimnology* 30, 333-342.
- Lozán, J., J. Merkt, H. Pachur. 2001. Responses of lake to climate variability. In: J. Lozán, H. grabl & p. hupfer (eds.), *Climate of the 21st century: changes and risk*, Scientific Facts, Hamburg, pp. 93-100
- Lynch, J., J. Clark, N. Bigelow, M. Edwards, B. Finney. 2003. Geographic and temporal variations in fire history in boreal ecosystems of Alaska. *Journal of Geophysical Research* 108, 8-17.
- Maasch, K., P. Mayewski, E. Rohling, J. Stager, W. Karlen, L. Meeker, E. Meyerson. 2005. A 2000 - year context for modern climate change. *Geografiska annaler* 87 (A), 7-15.
- Malcolm, J., C. Liu, R. Neilson, L. Hansen, L. Hannah. 2006. Global warming and extinctions of endemic species from biodiversity hotspots. *Conservation Biology* 20 (2), 538-548.
- Mann, M. 2001. Little ice age. *The earth system: physical and chemical dimensions of global environmental change*. M. C. MacCracken y J. S. Perry, John Wiley & Sons, 504 - 509.
- Mann, M., Z. Zhang, S. Rutherford, R. Bradley, M. Hughes, D. Shindell, C. Ammann, G. Faluvegi, F. Ni. 2009. Global Signatures and Dynamical Origins of the Little Ice Age and Medieval Climate Anomaly. *Science* 326, 1256- 1260.
- Mann, M., R. Bradley, M. Hughes. 1998. Global-scale temperature patterns and climate forcing over the past six centuries. *Nature* 392, 779 - 787.
- Marcott, S., J. Shakun, P. Clark, A. Mix. 2013. A Reconstruction of Regional and Global Temperature for the Past 11,300 Years. *Science* 339, 1198- 1201.
- Markgraf, V., J. Bradbury, A. Schwalb, S.J. Burns, C. Stern, D. Ariztegui, A. Gilli, F. Anselmetti, S. Stine, N. Maidana. 2003. Holocene palaeoclimates of southern Patagonia: limnological and environmental history of Lago Cardiel, Argentina. *The Holocene* 13 (3), 597-607.

- Markgraf, V., C. Whitlock, S. Haberle. 2007. Vegetation and fire history during the last 18,000 cal yr B.P. in Southern Patagonia: Mallín Pollux, Coyhaique, Province Aisén (45°41'30" S, 71°50'30" W, 640 m elevation). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 254, 492-507.
- Marticorena, C., R. Rodríguez. 1995. *Flora de Chile*. Universidad de Concepción
- Martinic, M. 2005. *De la Trapananda al Aysén*. Pehuén Editores, Santiago de Chile, 539 pp.
- Massaferro, J., P. Moreno, G. Denton, M. Vandergoes, A. Dieffenbacher-Krall. 2009. Chironomid and pollen evidence for climate fluctuations during the Last Glacial Termination in NW Patagonia. *Quaternary Science Reviews* 28, 517-525.
- Mayewski, P., E. Rohling, J. Stager, W. Karlén, K. Maasch, L. Meeker, E. Meyerson, F. Gasse, S. van Kreveld, K. Holmgren, J. Lee-Thorp, G. Rosqvist, F. Rack, M. Staubwasser, R. Schneider, E. Steig. 2004. Holocene climate variability. *Quaternary Research* 62, 243- 255.
- Mayr, C., M. Fey, T. Haberzettl, S. Janssen, A. Lücke, N. Maidana, C. Ohlendorf, F. Schäbitz, G. Schleser, U. Struck, M. Wille, B. Zolitschka. 2005. Palaeoenvironmental changes in southern Patagonia during the last millennium recorded in lake sediments from Laguna Azul (Argentina). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 228, 203- 227.
- Mayr, C., A. Lücke, W. Stichler, P. Trimborn, B. Ercolano, G. Oliva, C. Ohlendorf, J. Soto, M. Fey, T. Haberzettl, S. Janssen, F. Schäbitz, G. Schleser, M. Wille, B. Zolitschka. 2007. Precipitation origin and evaporation of lakes in semi-arid Patagonia (Argentina) inferred from stable isotopes ($\delta^{18}\text{O}$, $\delta^2\text{H}$). *Journal of Hydrology* 334, 53– 63.
- Mcculloch, R., M. Bentley, R. Purves, N. Hulton, D. Sugden, C.Clapperton. 2000. Climatic inferences from glacial and palaeoecological evidence at the last glacial termination, southern South America. *Journal of Quaternary Science* 15 (4), 409 - 417.
- McCrea, J. 1950. On the isotopic chemistry of carbonates and a paleotemperature scale. *The Journal of Chemical Physics* 18 (6), 849- 857.
- Meyers, P.A., J.T. Teranes. 2001. Sediment organic matter. In: Last,W.M., J.P. Smol (Eds.), *Tracking Environmental Changes Using Lake Sediment. Physical and geochemical methods*, vol. 2. Kluwer Academic, Dordrecht, The Netherlands, pp. 239-270.
- Moreno, P., G. Jacobson, T. Lowell, G. Denton. 2001. Interhemispheric climate links revealed by a late-glacial cooling episode in southern Chile. *Nature* 409, 804- 808.
- Moreno, P., J. François, R. Villa-Martínez, C. Moy. 2009. Millennial-scale variability in Southern Hemisphere westerly wind activity over the last 5000 years in SW Patagonia. *Quaternary Science Reviews* 28, 25-38.

- Moy C., R. Dunbar, P. Moreno, J. Francois, R. Villa- Martínez, D. Mucciarone, T. Guilderson, R. Garreaud. 2008. Isotopic evidence for hydrologic change related to the westerlies in SW Patagonia, Chile, during the last millennium. *Quaternary Science Reviews* 27, 1335– 1349.
- Neukom, R., J. Luterbacher, R. Villalba, M. Küttel, D. Frank, P. Jones, M. Grosjean, H. Wanner, J. Aravena, D. Black, D.Christie, R. D'Arrigo, A. Lara, M. Morales, C. Soliz-Gamboa, A. Srur, R. Urrutia, L. von Gunten. 2010. Multiproxy summer and winter surface air temperature field reconstructions for southern South America covering the past centuries. *Climate Dynamics*, DOI 10.1007/s00382-010-0793-3.
- NOAA. 2012. National Climatic Data Center. <http://www.ncdc.noaa.gov/data-access/paleoclimatology-data/datasets/climate-reconstruction>
- Obelic, B., A. Álvarez, J. Argullós, E. Piana.1998. Determination of water paleotemperature in the Beagle Channel (Argentina) during the last 6000 yr through stable isotope composition of *Mytilus edulis* shells. *Quaternary of South America and Antarctic Peninsula* 11, 47-71.
- Parrenin, F., V. Masson-Delmotte, P. Köhler, D. Raynaud, D. Paillard, J. Schwander, C. Barbante, A. Landais, A. Wegner, J. Jouzel. 2013. Synchronous Change of Atmospheric CO₂ and Antarctic Temperature During the Last Deglacial Warming. *Science* 339, 1060 – 1063.
- Pedro, J., T. van Ommen, S. Rasmussen, V. Morgan, J. Chappellaz, A. Moy, V. Masson-Delmotte, M. Delmotte. 2012. The last deglaciation: timing the bipolar
- Pendall, E., V. Markgraf, J. White, M. Dreier. 2001. Multiproxy record of Late Pleistocene -Holocene climate and vegetation changes from a peat bog in Patagonia. *Quaternary Research* 55, 168-178.
- Rieradevall, M., S. Brooks. 2001. An identification guide to subfossil Tanypodinae larvae (Insecta: Diptera: Chironomidae) based on cephalic setation. *Journal of Paleolimnology* 25, 81- 99.
- Roberts, N. 1998. *The Holocene, an environmental history*. Second edition, Blackwell Publishers Inc. 316 pp.
- Sacré, V., N. Fagel, L. Leclercq, D. Álvarez, A. Araneda, P. Vargas, R. Urrutia. 2012. Cambios ambientales del último milenio en sedimentos lacustres del Lago Thompson, Patagonia Chilena Norte. IX Congreso de la Sociedad Chilena de Limnología. <http://hdl.handle.net/2268/146138>
- Schindler, D. 2012. The dilemma of controlling cultural eutrophication of lakes. *Proceedings of the Royal Society, Biological Sciences*, doi:10.1098/rspb.2012.1032.
- Szeicz, J., B. Zeeb, K. Bennett, J. Smol. 1998. High resolution paleoecological analysis of recent disturbance in a southern Chilean Nothofagus forest. *Journal of Paleolimnology* 20, 235-252.
- Sepúlveda, J, S. Pantoja, K. Hughen, S. Bertrand, D. Figueroa, T. León, N. Drenzek, C. Lange. 2009. Late Holocene sea-surface temperature and precipitation variability in northern Patagonia, Chile (Jacaf Fjord, 44°S). *Quaternary Research* 72, 400–409.

- Shakun, D., P. Clark, F. He, S. Marcott, A. Mix, Z. Liu, B. Otto-Bliesner, A. Schmittner, E. Bard. 2012. Global warming preceded by increasing carbon dioxide concentrations during the last deglaciation. *Nature* 484, 49-54.
- Shanahan, T., J. Pigati, D. Dettman, J. Quade. 2005. Isotopic variability in the aragonite shells of freshwater gastropods living in springs with nearly constant temperature and isotopic composition. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 69 (16), 3949–3966.
- Solari, M., F. Hervé, J. Le Roux, A. Airo, A. Sial. 2010. Paleoclimatic significance of lacustrine microbialites: A stable isotope case study of two lakes at Torres del Paine, southern Chile. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 297, 70-82.
- Talbot, M. 1990. A review of the palaeohydrological interpretation of carbon and oxygen isotopic ratios in primary lacustrine carbonates. *Chemical Geology*, 80, 261-279.
- Vargas-Ramirez, L., E. Roche, P. Gerrienne, H. Hooghiemstra. 2008. A pollen-based record of late glacial–Holocene climatic variability in the southern lake district, Chile. *Journal of Paleolimnology* 39, 197 -217.
- Veski, S., H. Seppä, A. Ojala. 2004. Cold event at 8200 yr B.P. recorded in annually laminated lake sediments in eastern Europe. *Geological Society of America* 32 (8), 681-684.
- 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(2-3), 183-197.
- Villa-Martínez, R. P. Moreno. 2007. Pollen evidence for variations in the southern margin of the westerly winds in SW Patagonia over the last 12,600 years. *Quaternary Research* 68, 400–409.
- Villa-Martínez, R., P. Moreno, M. Valenzuela. 2012. Deglacial and postglacial vegetation changes on the eastern slopes of the central Patagonian Andes (47°S). *Quaternary Science Reviews* 32, 86-99.
- Von Grafenstein, U., H. Erlenkeuser, J. Muller, P. Trimborn, J. Alefs. 1996. A 200- year mid-European air temperature record preserved in lake sediments: an extension of the $\delta^{18}\text{O}_{\text{p}}$ - air temperature relation into the past. *Geochimica et Cosmochimica acta* 60, 4025 - 4036.
- Von Grafenstein U, H. Erlenkeuser, P. Trimborn. 1999. Oxygen and carbon isotopes in modern fresh-water ostracod valves: assessing vital offsets and autecological effects of interest for palaeoclimate studies. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 148, 133–152.
- Von Grafenstein U, U. Eicher, H. Erlenkeuser, P. Ruch, J. Schwander, B. Ammann. 2000. Isotope signature of the Younger Dryas and two minor oscillations at Gerzensee (Switzerland): Palaeoclimatic and palaeolimnologic interpretation based on bulk and biogenic carbonates. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 159, 215–229.

Vörösmarty, C., L. Bravo de Guenni, W. Wollheim, B. Pellerin, D. Bjerklie, M. Cardoso, C. D'Almeida, P. Green, L. Colon. 2013. Extreme rainfall, vulnerability and risk: a continental-scale assessment for South America. *Phil. Trans. R. Soc. A*, DOI: 20120408

Walker, M. 2007. *Quaternary dating methods*. John Wiley & Sons Ltd. West Sussex, England. 286pp.

Wanner, H., J. Beer, J. Bütikofer, T. Crowley, U. Cubasch, J. Flückiger, H. Goosse, M. Grosjean, F. Joos, J. Kaplan, M. Küttel, S. Müller, I. Prentice, O. Solomina, T. Stocker, P. Tarasov, M. Wagner, M. Widmann. 2008. Mid- to Late Holocene climate change: an overview. *Quaternary Science Reviews* 27, 1791-1828.

Wanner, H., O. Solomina, M. Grosjean, S. Ritz, M. Jetel. 2011. Structure and origin of Holocene cold events. *Quaternary Science Reviews* 30, 3109-3123.

Whitlock, C. 2001. Variations in Holocene fire frequency: a view from the western United States. *Biology and Environment* 101B, 65-77.

Whitlock, C., P. Moreno, P. Bartlein. 2007. Climatic controls of Holocene fire patterns in southern South America. *Quaternary Research* 68, 28 -36.

Zalasiewicz, J., M. Williams, A. Smith, T. Barry, A. Coe, P. Bown, P. Brenchley, D. Cantrill, A. Gale, P. Gibbard, F. Gregory, M. Hounslow, A. Kerr, P. Pearson, R. Knox, J. Powell, C. Waters, J. Marshall, M. Oates, P. Rawson, P. Stone. 2008. Are we now living in the Anthropocene?: *GSA Today* 18 (2), 4- 8.

Zhou G., Y. Zheng. 2003. An experimental study of oxygen isotope fractionation between inorganically precipitated aragonite and water at low temperatures. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 67 (3), 387 -399.