

UCH-FC
MAG-B
H. 519
C. 1

**VARIACIONES DE LA VEGETACIÓN Y CLIMA EN
PATAGONIA NORTE Y CENTRO DESDE EL
ÚLTIMO MÁXIMO GLACIAL**



Tesis

**Entregada A La
Universidad De Chile
En Cumplimiento Parcial De Los Requisitos
Para Optar Al Grado De**

Magíster en Ciencias Biológicas

Facultad De Ciencias

Por

William Iván Henríquez González

Agosto, 2014

**Director de Tesis Dr: Patricio Iván Moreno
Co-Director de Tesis Dr: Rodrigo Villa Martínez**

FACULTAD DE CIENCIAS

UNIVERSIDAD DE CHILE

INFORME DE APROBACION

TESIS DE MAGÍSTER

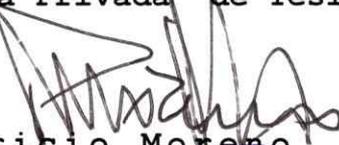
Se informa a la Escuela de Postgrado de la Facultad de Ciencias que la Tesis de Magister presentada por el candidato.

William Iván Henríquez González

Ha sido aprobada por la comisión de Evaluación de la tesis como requisito para optar al grado de Magíster en Ciencias Biológicas, en el examen de Defensa Privada de Tesis rendido el día 11 de Junio de 2014

Director de Tesis:

Dr.


Patricio Moreno

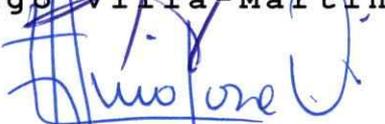
Co-Director de Tesis

Dr.

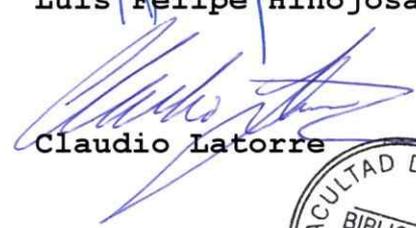

Rodrigo Villa-Martínez

Comisión de Evaluación de la Tesis

Dr.


Luis Felipe Hinojosa

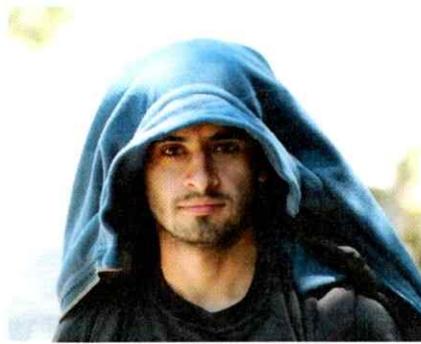
Dr.


Claudio Latorre



Para Sara González

DEDICADA A MI FAMILIA



William Iván Henríquez González, Licenciado en ciencias Biológicas de la Universidad de Chile. Nací un 26 de Julio de 1986 en la comuna de San Bernardo, lugar donde he vivido mis 27 años junto a mi madre Rosa González González, mi padre William Henríquez Orellana, y hermana Nicole Henríquez González.

AGRADECIMIENTOS

Agradezco al Dr. Patricio Moreno por darme la oportunidad de ingresar a trabajar a su laboratorio e integrarme a su equipo de investigación. Gracias por su constante entrega y dedicación en la enseñanza del mundo científico. Además por toda la confianza y oportunidades que siempre me entrego.

Agradezco al Dr. Rodrigo Villa por su apoyo durante mi proceso de aprendizaje y crecimiento personal. Por sus invitaciones a participar de sus proyectos y permitirme participar de sus terrenos donde siempre me aconsejó sobre la vida científica y personal.

A los revisores Dr. Felipe Hinojosa y Dr. Claudio Latorre por sus comentarios en la realización de esta tesis.

Agradezco a la gran Loreto Hernández, quien fue mi maestra durante todos los años que trabajé en laboratorio. Gracias por tu paciencia al momento de enseñarme y por todos los buenos y malos consejos que me diste.

También agradezco a los estudiantes del laboratorio que me brindaron su apoyo, comentarios, sugerencias y consejos durante todos mis años en el laboratorio y la realización de mi tesis: Marcela Valenzuela, Lucía Gonzaloren, Javiera Videla, Carmen Miranda, Esteban Sagredo, Michael Fletcher, Ignacio Jara, Oscar Pesce, Enzo Simi y Pilar García.

Al Dr. Gustavo Villarosa por su colaboración en la descripción de las tefras del registro de Lago Teo

Agradezco al Dr. Brent Alloway por el análisis geoquímico de las tefrás del registro de Lago Teo y en especial por su invitación a Victoria University of Wellington, Nueva Zelanda.

Agradezco a todos mis familiares quienes no comprenden lo que hago pero siempre me apoyaron. En especial a mis padres Rosa González González y William Henríquez Orellana y a mi hermana Nicole Henríquez González, quienes son un pilar fundamental en mi carrera.

Agradezco en especial a mis amigos Victoria Núñez, Estrella Durán y Juan Pablo Cofré por su eterna amistad e inmenso apoyo y cariño.

Agradezco a los proyecto Beca Conicyt, proyecto ICM P05-002, proyecto ICM P02-51, proyecto NC120066, Fondecyt-1080485, Fondecyt-1121141, Fondecyt 111062, proyecto Basal PFB-23, a Universidad de Chile por su beca Ayuda para Estadías Cortas de Investigación en el Extranjero.

ÍNDICE DE MATERIAS

	Página
Índice de materias	vi
Lista de Tablas	ix
Lista de Figuras	x
Resumen	xii
Abstract	xv
INTRODUCCIÓN	1
i) Marco Teórico	1
ii) Antecedentes paleoecológico y paleoclimáticos en Patagonia (41°-55°S)	3
iii) Perturbación volcánica sobre los bosques Patagónicos entre 41°-55°S	8
ii) Objetivos	12
a) Objetivo general	12
b) Objetivos específicos	12
iii) Hipótesis del trabajo	13
CAPÍTULO 1: Cambios en la vegetación, clima y regímenes de perturbación durante los últimos 10.000 años en Chaitén (43°S), Chile.	
1. Introducción	16
2. Área de estudio	22
3. Métodos	25
3.1. Obtención del registro sedimentario	25
3.2. Estratigrafía y cronología	25
3.3. Análisis polínico	26
3.4. Análisis de partículas de carbón	28
3.5. Análisis del registro de polen y carbón	28

4. Resultados	30
4.1. Estratigrafía y cronología	30
4.2. Análisis polínico	37
4.3. Análisis de carbón	44
5. Discusión	46
5.1. Estratigrafía y cronología	46
5.2. Paleovegetación y paleoclima	46
5.3. Regímenes de perturbación sobre la vegetación	49
5.3.1. Volcanismo y fuego	49
5.3.2. Humanos	59
5.4. Implicancias regionales	60
5.4.1. Paleovegetación y paleoclima	60
6. Conclusiones	64

CAPÍTULO 2: Vegetación, fuego y clima desde el Último Máximo Glacial en Valle Chacabuco (46°), Aysén, Chile.

1. Introducción	67
2. Área de estudio	72
3. Métodos	75
3.1. Obtención del registro sedimentario	75
3.2. Estratigrafía y cronología	75
3.3. Análisis polínico	76
3.4. Análisis de partículas de carbón	78
4. Resultados	79
4.1. Estratigrafía y cronología	79

4.2. Análisis polínico	85
4.3. Análisis de carbón fósil	92
5. Discusión	94
5.1. Estratigrafía y cronología	94
5.2. Vegetación y fuego	95
5.3. Implicancias regionales	103
5.3.1. Última Terminación Glacial	103
5.3.2. Holoceno	109
5.4. Regimen de perturbación	111
6. Conclusiones	113
CAPÍTULO 3: Variación a escalas de tiempo multi-milenial en el Cinturón de Vientos del Oeste entre los 43°-47°S durante los últimos ~19.000 años.	
1. Introducción	116
2. Última Terminación Glacial	117
3. Holoceno	119
4. Conclusiones	124
REFERENCIAS	126

LISTA DE TABLAS

	Página
Tabla 1: Dataciones radiocarbónicas obtenidas de los testigos obtenidos en Lago Teo.	34
Tabla 2: Tefras presentes en el registro estratigráfico de Lago Teo.	36
Tabla 3: Resumen de las zonas polínicas del registro palinológico de Lago Teo.	40
Tabla 4: Listado de peaks de carbón estadísticamente significativos identificados mediante CharAnalysis, especificando su edad.	52
Tabla 5: Listado de peaks de <i>Eucryphia/Caldcluvia</i> (columna izquierda) y <i>Weinmannia trichosperma</i> (columna derecha) estadísticamente significativos identificados mediante CharAnalysis, especificando su edad.	53
Tabla 6: Dataciones radiocarbónicas obtenidas de los testigos del registro sedimentario de Lago Edita.	84
Tabla 7. Tefras presentes en el registro estratigráfico de Lago Edita.	85
Tabla 8: Resumen de las zonas polínicas del registro palinológico de Lago Edita.	90

ÍNDICE DE FIGURAS

	Página
Figura 1: A) Mapa de América del Sur indicando. B) Mapa de Patagonia Chilena. C) Mapa de la región de estudio, se incluyen los sitios estudiados en este trabajo.	4
Figura 2: A) Mapa de Chile B) Mapa de La Región de los Lagos y ubicación de Lago Teo.	18
Figura 3: Radiografías de los testigos de sedimentos obtenidos desde Lago Teo.	31
Figura 4: Resultado del análisis de pérdida por ignición y columna estratigráfica del registro sedimentario de Lago Teo.	32
Figura 5: Modelo de edad del registro de Lago Teo.	35
Figura 6. Diagrama de porcentaje de polen de los principales taxa arbóreos del registro polínico de Lago Teo.	38
Figura 7. Diagrama de porcentajes de polen mostrando taxa arbóreos, herbáceos, helechos y acuática, junto a la suma de los taxa arbóreos.	39
Figura 8. Tasa de acumulación de partículas de carbón microscópico y macroscópico de Lago Teo, indicando las zonas polínicas.	45
Figura 9: Diagrama resumen del registro de polen y carbón de Lago Teo.	51
Figura 10: A) Mapa de Chile indicando en un rectángulo el sector de Patagonia Centro.	

B) Mapa de la región de estudio. Además se indica la ubicación de Lago Edita.	69
Figura 11: Radiografías de los testigos de sedimento de la serie PC0902A obtenidos desde Lago Edita.	80
Figura 12: Resultado del análisis de pérdida por ignición y columna estratigráfica del registro sedimentario de Lago Edita.	81
Figura 13. Modelo de edad del registro de Lago Edita.	83
Figura 14: Diagrama de porcentaje de polen de Lago Edita.	88
Figura 15: Diagrama de porcentaje de polen de Lago Edita	89
Figura 16: Tasa de acumulación de partículas de carbón macroscópico y microscópico de Lago Edita, indicando las zonas polínicas.	93
Figura 17: Comparación entre distintos indicadores obtenidos desde Lago Edita.	97
Figura 18: Diagrama resumen de taxa seleccionados del registro palinológico de Lago Edita abarcando los últimos 7700 años.	102
Figura 19: Diagrama resumen comparativo de taxa seleccionados desde Lago Edita (LE), Lago Augusta (LA; Villa-Martínez y col., 2011) , Lago Teo (LT) y Lago Lepué (Pesce y Moreno, 2014).	118
Figura 20: Diagrama comparativo de actividad de fuego en Lago Teo, Lago Edita y fuegos del sur de Sudamérica.	121

RESUMEN

En la siguiente tesis presento dos registros de polen y carbón fósil a partir del análisis de testigos de sedimento obtenidos desde los lagos Teo (42°54'S, 72°42'O) y Edita (47°8'S 72°25'O), ubicados en los sectores de Patagonia Noroeste y Centro-Oeste, respectivamente, con el fin de documentar la historia de la vegetación, fuego, eventos de perturbación y clima durante los últimos ~19.000 años, e intentar así responder las siguientes preguntas: 1) ¿Cuál ha sido la cronología de cambio de la vegetación local en sectores cercanos a Cordillera de Los Andes de la Región de Los Lagos y Región de Aysén durante los últimos ~19.000 años? 2) ¿Cuál ha sido la cronología de regímenes de perturbación producto de paleofuego en sectores cercanos a la Cordillera de Los Andes de la Región de los Lagos y Región de Aysén durante los últimos ~19.000 años? 3) ¿Han sido los regímenes de perturbación no climáticos (volcanismo) causantes de cambios locales palinológicamente distinguibles en Chaitén y Valle Chacabuco durante los últimos ~19.000 años? 4) ¿Cuál ha sido el patrón de cambio de los vientos del oeste a escalas de tiempo multi-milenial entre los 43°-47°S del sur de Sudamérica durante los últimos ~19.000 años?

El registro de Lago Teo muestra dominancia del taxón valdiviano *Eucryphia/Caldcluvia* entre ~7,6-10 ka, el cual indica condiciones más cálidas y secas que las actuales. Esto fue seguido a partir de ~7,6 ka por una tendencia multi-milenial de incremento en *Nothofagus* y coníferas (*Fitzroya/Pilgerodendron*, *Podocarpus nubigena* y *Saxegothaea conspicua*) bajo condiciones más frías y de mayor humedad. Durante los últimos 1200 años se aprecia la dominancia de *Nothofagus* y aumentos en Poaceae y *Weinmannia*

trichosperma bajo condiciones relativamente frías y húmedas. Además, el registro muestra una tendencia centenal de cambio de la vegetación asociada a tefras y/o paleofuegos. Los resultados indican alta correspondencia estratigráfica entre variaciones de la vegetación antecedido por ceniza volcánica lo cual sugiere que eventos eruptivos han impactado la estructura y composición de las comunidades de bosque a los ~43°S durante los últimos ~10.000 años.

El registro polínico de Lago Edita indica dominancia de hierbas, arbustos y helechos entre ~16,7-19 ka, acompañado por baja abundancia de *Nothofagus* y coníferas higrófilas/criófilas (*Fitzroya/Pilgerodendron* y *Podocarpus nubigena*), seguido a partir de ~16,7 ka de un aumento de hierbas (Poaceae), disminución en arbustos e incremento de coníferas hasta ~11 ka. Entre ~7,7-11 ka ocurre un rápido incremento en *Nothofagus* y disminución de hierbas, arbustos (*Empetrum* + Ericaceae, Apiaceae), helechos y el resto de los taxa arbóreos, junto al aumento en la recurrencia de fuego local. A partir de ~7,7 ka se observa una dominancia multi-milenial en *Nothofagus* con incrementos de baja magnitud, lo cual sugiere un aumento en la cobertura del bosque de *Nothofagus* entre 6,6-7,7, 4,6-5,8, 4-4,4, 2-3, 1,3-1,5 y 0,7-1 ka. Interpreto estos resultados como un ambiente de bajas temperaturas y un aumento sostenido en la humedad entre ~11,7-19 ka, seguido por un período de aumento de la temperatura y condiciones más secas entre ~7,7-11 ka. A partir de ~7,7 ka se sugiere cambios climáticos de menor magnitud en comparación al período que lo antecede, con una serie de eventos húmedos entre 6,6-7,7, 4,6-5,8, 4-4,4, 2-3, 1,3-1,5 y 0,7-1 ka que alternaron con períodos relativamente más secos.

La comparación entre la cronología de variación paleoclimática a partir de los resultados obtenidos desde Lago Teo y Lago Edita, y estudios paleoecológicos previos de Patagonia Noroeste y Centro-Oeste, me permitió inferir cambios en la influencia y/o posición de los vientos del Oeste durante los últimos ~19.000 años. Los resultados sugieren una tendencia multi-milenial de variación de los vientos del oeste, con una diferenciación en su influencia entre ~16,1-19 ka, aumento regional en su influencia entre ~11-16,7 y ~4-7,7 ka, disminución regional de su influencia entre ~7,7-11 ka, y una pérdida de la simetría regional en la intensidad de los vientos a partir de ~4 ka. Además, los resultados sugieren que la caída de ceniza volcánica generada por erupciones volcánicas cercanas a los sitios de estudio ha provocado cambios en la estructura y composición de la vegetación local durante los últimos ~10.000 años.

ABSTRACT

I present two records of fossil pollen and charcoal from the analysis of sediment cores obtained from Lago Teo (42°54'S, 72°42'O) and Lago Edita (47°8'S, 72°25'O), lakes located in the areas of Northwest and West Central Patagonia, respectively, in order to document the history of vegetation, fire, disturbance events and climate over the past ~19,000 years, and try to answer the following questions: 1) What was the chronology of change of the local vegetation in near of the Andes of Los Lagos and Aysén regions over the last ~19,000 years? 2) What was the chronology of disturbance regimes paleofuego product in near Andes of the Región de los Lagos and Región de Aysén sectors over the past ~ 19,000 years? 3) Were the non-climatic disturbance regimes (Volcanism) palynologically distinguishable causing local changes in Chaitén and Chacabuco Valley during the past ~19,000 years? 4) What has been the pattern of change of the westerlies at scales of multi-millennial time between 43°-47°S in southern South America during the last 19,000 years? The pollen record of Lago Teo shows dominance of valdiviano taxon *Eucryphia/Caldcluvia* between ~7.6-10 ka indicating warmer and drier conditions than current. This was followed from ~7.6 ka by a multi-millennial trend of increase in *Nothofagus* and conifer (*Fitzroya/Pilgerodenron*, *Podocarpus nubigena* and *Saxegothaea conspicua*) under cooler and wetter conditions. Over the past 1200 years the record shows *Nothofagus* dominance and increases in Poaceae and *Weinmannia trichosperma* under relatively cold and wet conditions. Additionally, the record shows a trend centennial vegetation change associated with tephra and/or paleofire. The results indicate high correlation preceded by volcanic ash suggesting that eruptive events have

impacted the structure and composition of forest communities to ~43°S during the last ~10,000 years.

The pollen record of Lago Edita indicates dominance of grass, shrubs and ferns from ~16.6 to 19 ka, accompanied by low abundance of *Nothofagus* and hygrophilous/cryophilic conifers (*Fitzroya/Pilgerodendron* and *Podocarpus nubigena*), followed from ~16.7 ka of an increase in grass (Poaceae), decrease in shrubs, and conifers increased until ~11 ka. Between 7.7-11 ka occurs a rapid increase in *Nothofagus* and decreased grasses, shrubs (Empetrum+Ericaceae, Apiaceae), fern and other arboreal taxa, together with the increase in local recurrence fire. From ~7.7 ka is possible to observe a *Nothofagus* dominance at multi-millennial time scales, showing increases of low magnitude, suggesting increased coverage of *Nothofagus* forest between 6,6-7,7, 4,6-5,8, 4-4,4, 2-3, 1,3-1,5 and 0,7-1 ka. I interpret these results as a cold environment, and a sustained moisture increase between ~11.7-19 ka, followed by a period of increased temperature and drier conditions between ~7.7-11 ka. From ~7.7 ka the results suggest climatic changes of magnitude smaller compared to the preceding period with a serie of wet events between ,6-7,7, 4,6-5,8, 4-4,4, 2-3, 1,3-1,5 and 0,7-1 ka, which alternated with relatively dry periods.

The comparison between the chronology of paleoclimatic variation from the results obtained from Lago Teo and Lago Edita, and previous paleoecological studies from Patagonia Northwest and West Center, allowed me to infer changes in the influence and/or position of the westerly winds over the last ~19,000 years. The results suggest a multi-millennial trend of variation of the westerly winds, with their influence

differentiation between ~16.1-19 ka, increased regional influence between 11-16.7 and ~4-7.7 ka regional decline in its influence among between 7.7-11 ka, and a loss of regional symmetry in the intensity of the wind from ~4 ka. Furthermore, the results suggest that the fall of volcanic ash from volcanic eruptions near the study sites has caused changes in the structure and composition of the local vegetation during the last ~10,000 years.

INTRODUCCIÓN

i) Marco Teórico

Durante el Último Máximo Glacial (UMG), cronológicamente acotado entre ~26-17,5 ka (ka =1000 años calendario antes del presente) (Kaplan y col., 2008), enormes volúmenes glaciares cubrieron extensas áreas continentales a escala global. En las latitudes medias del sur de Sudamérica (~38°-55°S) un gran Manto de Hielo Patagónico cubrió por completo la Cordillera de los Andes, abarcando desde la costa pacífica hasta los faldeos orientales andinos durante el UMG (Holling y Schilling, 1981; Mercer, 1965). Este intervalo fue seguido por la Última Terminación Glacial, periodo acotado entre ~11,7-17,5 ka donde se inició un retroceso escalonado con reversiones glaciares asociado a variaciones abruptas en las condiciones climáticas (Denton y col., 1999). Finalmente, a partir de ~11,7 ka el gran manto de hielo que cubría por completo amplios sectores continentales queda reducido a lóbulos discretos distribuidos a lo largo de los Andes, dando paso un periodo de incremento de temperaturas y el inicio del actual interglacial (Holoceno, últimos 11.700 años) (Holling y Schilling, 1981; Mercer, 1965).

Sobre el sector andino y pacífico de Patagonia se han desarrollado diversos estudios paleoclimáticos y paleoecológicos entre las latitudes 41° y 55°S a partir del análisis de sedimentos obtenidos desde cuencas lacustres, pantanos y fondo marino (Figura 1). Estos trabajos han documentado cambios en la vegetación y/o regímenes de fuego a partir de los cuales se han inferido variaciones en las temperaturas y precipitación asociada a cambios en la intensidad y/o posición del Cinturón de Vientos del Oeste

(CVO) a escalas de tiempo milenial y/o multi-milenial a través de los últimos ~20.000 años (Villagrán, 1991; Heusser y col., 1992; Heusser, 1994; Heusser y col., 1995; Bennett y col., 2000; Markgraf y col., 2003; Moreno y León, 2003; Abarzúa y col., 2004; Haberle y Bennett, 2004; Moreno, 2004; Markgraf y col., 2007; Villa-Martínez y Moreno, 2007; Abarzúa y Moreno, 2008; Markgraf y Huber, 2010; Villa-Martínez y col., 2012). Sin embargo, diferencias en la interpretación, resolución temporal, control cronológico y continuidad de los registros de polen y carbón fósil han dado lugar a visiones divergentes sobre la cronología y estructura de cambio regional en las temperaturas y comportamiento del CVO desde el UMG.

El CVO del Hemisferio Sur es un importante componente atmosférico que controla los patrones de precipitación en latitudes medias y altas (30°-60°S), ello debido a que cambios en su intensidad y posición influyen significativamente en los regímenes pluviométricos. El desplazamiento hacia el sur del Anticiclón del Pacífico durante el verano austral genera una intensificación de los vientos del oeste entre 45° y 55°S, mientras en el invierno austral el CVO expande su área de influencia hasta latitudes subtropicales pero debilitando su flujo, en particular en la zona de máxima velocidad de los vientos aproximadamente en los 50°S (Garreaud y col., 2009). Sobre latitudes medias y altas del sector occidental del sur de Sudamérica existe un marcado gradiente de precipitación provocado principalmente a la presencia de Cordillera de los Andes del cono sur. El incremento en altitud de las masas de aire húmedo al oeste de los Andes conduce a importantes lluvias orográficas que actúan a la par con la precipitación frontal. Por el contrario, hacia la vertiente oriental de los Andes se producen condiciones

extremadamente secas, donde las lluvias frontales sólo vuelven a aparecer cerca de la costa Atlántica (Garreaud y col., 2009).

La costa pacífica de la región de Patagonia, entre los 40° y 55°S (Figura 1), es un área que juega un rol importante y de gran capacidad sensora para reconstruir fluctuaciones pasadas en el CVO debido a que: 1) es la única masa continental continua que intercepta los vientos del oeste (Moy y col., 2009), 2) muestra una fuerte correlación positiva entre la velocidad del viento zonal y las precipitaciones locales en la costa Pacífica y en áreas Andinas (Garreaud, 2007; Moy y col., 2009) y 3) las cordilleras de la Costa y los Andes inducen una zonación de comunidades vegetales a lo largo de gradientes latitudinal y altitudinal que provee de una diversidad notable de ambientes y sistemas biológicos muy sensibles para detectar variaciones pasadas en el balance hidrológico, inferibles a partir de estudios palinológicos (Moreno y col., 2010a).

ii) Antecedentes paleoecológicos y paleoclimáticos en Patagonia (41°-55°S)

Un estudio palinológico realizado a partir del análisis de testigos de sedimento obtenidos desde Vega Ñandú (~51°0'S, 72°45'O) en el sector de Patagonia Sudoeste (PSO, 47°-55°S) (Figura 1) muestra la persistencia de anomalías positivas de humedad entre 10,8-12,6 ka y 0-6,8 ka, y negativas entre 6,8-10,8 ka (Villa-Martínez y Moreno, 2007) interpretadas como incremento y disminución en la intensidad de los vientos de oeste, respectivamente. Este patrón multi-milenial de variación en la actividad del CVO inferido desde Vega Ñandú coincide en tiempo y dirección con registros paleoclimáticos

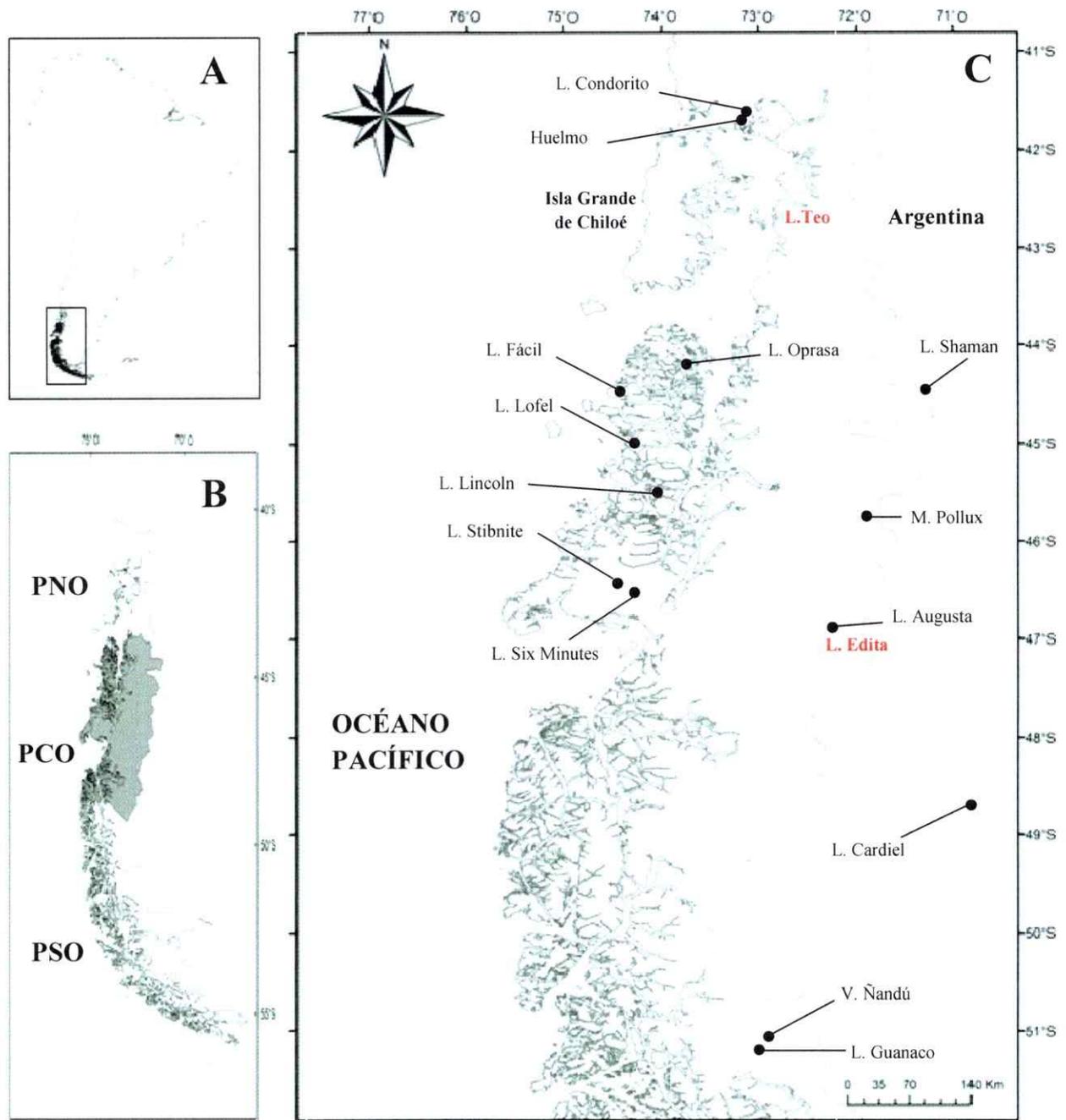


Figura 1: A) Mapa de América del Sur indicando en un rectángulo Patagonia Chilena. B) Mapa de Patagonia Chilena indicando Patagonia Noroeste (PNO), Patagonia Centro oeste (PCO), y Patagonia Sudoeste (PSO). C) Mapa de la región de estudio, se incluyen los sitios mencionados en el marco teórico. Además los sitios mostrados en color rojo representa la ubicación de los lagos estudiados en este trabajo, Lago Teo (1) en La Región de Los Lago, y Lago Edita (2) en la Región de Aysén.

provenientes desde Patagonia Noroeste (PNO, 41-44°S) (Figura 1), y muestra concordancia y divergencias con registros desde Patagonia Centro oeste (PCO, 44-47°S) (Villa-Martínez y Moreno, 2007) (Figura 1). En ese trabajo los autores plantearon 3 posibles escenarios de localización de los vientos del oeste para dar cuenta de similitudes y diferencias en el patrón multi-milenial de variación a lo largo de Patagonia durante el primer tercio del Holoceno: 1) La máxima velocidad de los vientos del oeste se encontraba entre 46° y 49°S durante el intervalo de ~7,5-11 ka. Esto explicaría el aumento de las precipitaciones registradas en sitios ubicados al oriente de Cordillera de los Andes en PCO (Lago Cardiel [48°48,5'S; 71°13'O] Markgraf y col., 2003;), las anomalías negativas observadas en PNO (Huelmo [41°31'S, 73°00'O] Moreno y León, 2003; Lago Condorito [41°45'S, 73°07'O] Moreno, 2004; Lago Tahui [42°50'S, 73°30'O] Abarzúa y col., 2004) y PSO (Villa-Martínez y Moreno, 2007) y la interpretación de algunos registros polínicos en la costa pacífica de PCO (Laguna Lincoln [45°21,1'S, 74°4,3'O], Laguna Lofel [44°53'S, 74°24,6'O], Laguna Six Minutes [46°25,3'S, 74°20,4'O], Laguna Stibnite [46°26,7'S, 74°25,1'O] Bennett y col., 2000) (Figura 1). 2) El CVO estuvo desplazado al sur de los 51°S, coincidente con los registros de PNO (Moreno y León, 2003; Moreno, 2004) y PSO (Villa-Martínez y Moreno, 2007) y algunos registros de PCO (Laguna Fácil [44°19'S, 74°17'O], Laguna Oprasa [44°21'S, 73°39'O] Haberle y Bennett, 2004; Lago Augusta [47°05'S, 72°23'O] Villa-Martínez y col., 2012) (Figura 1). 3) Debilitamiento generalizado del CVO sin variación latitudinal, junto con advección de masas de aire húmedo provenientes del Atlántico hacia sectores orientales de los Andes de PC. Este escenario sería concordante con los registros de PNO (Moreno y León, 2003; Moreno, 2004, Abarzúa y col., 2004),

PCO (Villa-Martínez y col., 2012) y PSO (Villa-Martínez y Moreno 2007) y altas precipitaciones registradas en sitios ubicados en el sector extra Andino de PC (Markgraf y col., 2003; Markgraf y col., 2007).

Un reciente estudio paleoecológico muestra una alta coherencia en la cronología y dirección de cambio de la precipitación a escalas de tiempo multi-milenial entre Lago Condorito y Lago Guanaco (LG, 51°S, 73°O), lagos localizados al norte y sur de la región de máxima velocidad del viento en el CVO; respectivamente (Moreno y col., 2010a). Los resultados sugieren cambios en la intensidad del CVO, con condiciones de flujo sobre el promedio entre 10,5-14 ka, disminución entre 7,8-10,5 ka, seguido a partir de 7,8 ka por un sostenido aumento en su intensidad. A partir de los 5 ka las tendencias en la humedad divergen, sugiriendo una pérdida en la simetría zonal del Cinturón de Vientos del Oeste en el Hemisferio Sur (Fletcher y Moreno, 2012).

Adicionalmente, recientes estudios han enfatizado el rol de los Vientos del Oeste en la surgencia y desgasificación de aguas profundas del océano Austral ricas en CO₂, favoreciendo su liberación masiva a la atmósfera (Imbrie y col., 1992) durante transiciones Glacial-Interglacial (Toggweiler y col., 2006; Anderson y col., 2009) y el Holoceno (Moreno y col., 1999; Moreno y col., 2010a, Fletcher y Moreno, 2011).

Paralelamente varios investigadores proponen que la ocurrencia de paleofuegos durante los últimos 14.000 años pudo haber sido gatillada por variaciones en los montos de precipitación asociados a cambios en la intensidad y posición del Cinturón de Vientos del Oeste (Markgraf y col., 2007; Whitlock y col., 2007; Abarzúa y Moreno, 2008;

Moreno y col., 2010). Dichos cambios en la intensidad del CVO ya sea a escalas de tiempo multi-milenial, sub-milenial o multi-decadal, pueden estar asociadas a mecanismos similares tipo Modo Anular del Sur (MAS) u Oscilación Antártica (Holz y col., 2011; Holz y col., 2012), Adicionalmente, el impacto de la actividad humana local ha sido un factor importante en la generación de fuego local en sectores de Patagonia (Heusser, 1994; Haberle y Bennett, 2004). Una síntesis de registros de carbón en la región oeste del sur de Sudamérica ($>30^{\circ}\text{S}$) ha identificado un tendencia multi-milenial en la actividad de paleofuegos desde el UMG, con baja abundancia de carbón entre 12-21 ka, seguido por un aumento entre 8-12 ka, posteriormente los registros muestran una disminución en la actividad de incendios entre 3,5-8 ka (Power y col., 2008). Una recopilación de registros de partículas de carbón provenientes desde un amplio rango latitudinal en el sur de Sudamérica (30° - 54°S) (Whitlock y col., 2007) reconstruye un patrón regional de cambio en la dinámica de paleofuegos a escalas de tiempo multi-milenial, revelando alta actividad de fuego entre 9,5-12 ka, diferenciación latitudinal en su recurrencia entre 6-9,5 ka y heterogeneidad en los patrones de fuego desde 6 ka. A partir de la comparación entre el total de áreas quemadas o afectadas por incendios en las regiones de Los Lagos y Aysén, y anomalías en la circulación atmosférica regional durante los últimos 30 años, se propuso que el debilitamiento o migración hacia el sur de los 47°S de los vientos del oeste sería el responsable del establecimiento de condiciones cálidas y secas las cuales serían las adecuadas para generar incendios en estas regiones (Whitlock y col., 2007).

A pesar de los estudios paleoecológicos y paleoclimáticos disponibles, la escasez de registros con un acabado control estratigráfico y cronológico en áreas cercanas a Cordillera de los Andes en Patagonia Noroeste, y sumado a las diferencias de interpretación sobre la historia de la vegetación, fuego y clima en sitios ubicados en la vertiente este andina de Patagonia Centro, dificultan el entendimiento del patrón de variación del Cinturón de Vientos del Oeste al norte de la zona de máxima velocidad de los vientos durante los últimos ~19.000 años y su dinámica durante el actual interglacial (los últimos 11.700 años). Sobre la base de registros polínicos detallados de calidad homogénea es posible analizar la historia de la vegetación, fuego y clima de cada sector geográfico antes mencionado, y a partir de la comparación entre estas localidades y el resto de Patagonia Noroeste y Centro oeste intentar reconstruir los cambios pasados en el Cinturón de Vientos del Oeste .

iii) Perturbación volcánica sobre los bosques Patagónicos entre 41°-55°S

Otro aspecto importante en la dinámica, estructura y composición de la vegetación de los bosques del sur de Chile es el impacto de las erupciones volcánicas sobre las comunidades vegetales. Las erupciones volcánicas explosivas se caracterizan por incorporar grandes cantidades de ceniza a la atmósfera. La caída de ceniza volcánica puede provocar diversos efectos adversos sobre la vegetación, actuando como un sombreado, reduciendo la cantidad de luz solar que las plantas pueden interceptar, producir defoliación masiva de especies arbóreas, quebradura de ramas y apertura del

dosel generando condiciones óptimas para la proliferación y el crecimiento de especies oportunistas y/o colonizadoras (Veblen y col., 1981), esto sumado al entierro de especies vegetales, erosión en el paisaje, abrasión y fuerza de impacto (Swanson y Major, 2005; Peters y col., 2011). Además, eventos eruptivos podrían generar la ignición de biomasa vegetal combustible, ya sea por el contacto directo de material incandescente eyectado desde los centros eruptivos o por cualquier otro tipo de material liberado que tenga la capacidad de generar la ignición de biomasa combustible (Swanson y Major, 2005).

Sobre el sur de Sudamérica se emplaza la Zona Volcánica del Sur de los Andes (ZVS), un extenso arco volcánico (33°S a 46°S) resultado de la subducción de la Placa de Nazca bajo la Placa de Sudamérica, placas oceánica y continental, respectivamente. Los centros volcánicos andinos dispuestos a lo largo de la ZVS han registrado intensa actividad eruptiva postglacial (últimos 18.000 años) (Villarosa y col., 2006) y durante tiempos históricos (eg, Volcán Chaitén [2008], Volcán Hudson [1991, 2011]) (Naranjo y Stern, 2004; Lara, 2009). Registros estratigráficos realizados a partir de testigos de sedimentos lacustre obtenidos desde sitios ubicados en PNO (Abarzúa y col., 2004; Moreno, 2004; Abarzúa y Moreno, 2008; Pesce, 2011; Jara y Moreno, 2012) y PCO (Lumley y Switsur, 1993; Haberle y Lumley 1998; Szeicz y col., 1998; Haberle y col., 2000; Szeicz y col., 2003, Markgraf y col., 2007; de Porras y col., 2012; Villa-Martínez, 2012) documentan depositación de múltiples capas de tefra (material vidrioso sólido, cristales y rocas eyectadas al aire por actividad volcánica explosiva) producto de erupciones volcánicas explosivas ocurridas durante los últimos ~11.000 años. Adicionalmente diversos estudios paleoecológicos reportan actividad eruptiva en áreas cercanas a centros

volcánicos (Heusser y col., 1992, Naranjo y Stern, 1998, Naranjo y Stern, 2004; Stern, 2008, Watt y col., 2011). Sitios con depositación continua y adyacentes a Cordillera de los Andes presentan alta capacidad de conservar capas de tefras y preservar las evidencias de eventos volcánicos explosivos pasados, además proveen la oportunidad de documentar la historia volcánica local y evaluar el impacto de erupciones volcánicas individuales o el efecto acumulativo de múltiples eventos eruptivos sobre la vegetación y generación de paleoincendios en áreas próximas a los centros volcánicos. No obstante ello, la mayoría de los estudios estratigráficos han soslayado el rol de regímenes de perturbación en la estructuración, mantención y dinámica de la vegetación a lo largo de Patagonia (Markgraf y col., 2007). Recientemente un estudio paleoecológico desarrollado en la región de Patagonia Noroeste aborda el efecto de la caída de ceniza volcánica sobre la dinámica vegetacional y eventos de fuego en el sectores del Valle Longitudinal de la Región de los Lagos a los $\sim 40^{\circ}\text{S}$ (Lago Pichilafquén [$40^{\circ}44'45''\text{S}$, $72^{\circ}28'55''\text{O}$, 218 m.s.n.m.]) de los últimos 14.500 años. Se reporta una secuencia de cambios en la vegetación a escalas de tiempo multi-decadal coetáneo o inmediatamente posterior a la depositación de tefra, y/o fuego. Se encontró una relación consistente y estadísticamente significativa entre tefras y el incremento de especies vegetales favorecidas por perturbación dentro de 30 años y generación de paleofuegos entre 60 y 120 años posterior a la depositación de tefra (Jara y Moreno, 2014). Estos resultados sugieren que eventos de perturbación de tipo volcánico generan daños sobre el paisaje. A pesar de la evidencia reportada por Jara y Moreno, (2014), aún existe la necesidad de nuevos registro paleoecológicos que reporten alta actividad volcánica y su impacto sobre la estructura y dinámica de los bosques patagónicos.

En este trabajo presento registros de polen y carbón fósil realizados a partir del análisis de testigos de sedimento obtenidos desde pequeños lagos de cuenca cerrada ubicados próximos a Cordillera de Los Andes en La Región de los Lagos (Lago Teo, 42°54'S, 72°42'O, 45 m.s.n.m.; Figura 1 y 2) y Región de Aysén (Lago Edita, 47°8'S 72°25'O, ~570 m.s.n.m.; Figura 1 y 10) del sur de Chile. Los análisis palinológico y de partículas de carbón de alta resolución temporal de ambos sitios y su comparación con otros registros me permitirán abordar las siguientes preguntas:

1. ¿Cómo cambió la vegetación local en sectores cercanos a Cordillera de Los Andes de La Región de los Lagos y Región de Aysén durante los últimos ~19.000 años?
2. ¿Cuál ha sido la cronología de regímenes de perturbación producto de paleofuego en sectores cercanos a Cordillera de Los Andes de La Región de los Lagos y Región de Aysén durante los últimos ~19.000 años?
- 3.-¿Han provocado los regímenes de perturbación no climáticos (volcanismo) cambios palinológicamente distinguibles en la vegetación cercana a Chaitén y Valle Chacabuco durante los últimos ~19.000 años?
4. ¿Cómo han cambiado los vientos del oeste a escalas de tiempo multi-milenial entre los 41°-47°S del sur de Sudamérica durante los últimos ~19.000 años?

ii) Objetivos

Objetivo general

El objetivo general de este trabajo es desarrollar dos registros palinológicos y de carbón fósil continuos y de alta resolución que abarquen desde el Último Máximo Glacial hasta el presente, y evaluar los cambios en la vegetación y ocurrencias de paleofuegos gatillados por regímenes de perturbación asociados a fluctuaciones en el Cinturón de Vientos del Oeste en sectores de Patagonia Noroeste y Centro oeste.

Objetivos específicos

1. Generar registros de polen y carbón de alta resolución temporal (<100 años entre niveles analizados) que permitan examinar la composición, dirección y cronología de cambio en la vegetación y regímenes de fuego pasados e inferir las condiciones climáticas que modularon dicha composición y cambio.
2. Examinar posibles efectos de regímenes de fuegos y agentes de perturbación no climáticos (volcanismo) sobre la estructura de cambio de la vegetación colindante a los sitios de estudios.
3. Realizar comparaciones cronológicas de eventos paleoclimáticos inferidos a partir de los registros palinológicos generados en esta tesis con condiciones climáticas documentadas en estudios previos realizados en Patagonia Norte y Centro Chilena e intentar reconstruir el patrón de cambio en el Cinturón de Vientos del Oeste entre los 41°-47°S del hemisferio sur.

iii) Hipótesis del trabajo

Problema 1: Estudios paleoecológicos y paleoclimáticos desarrollados en Región de Los Lagos y Región de Aysén han documentado variaciones de la vegetación a escalas de tiempo milenial y/o multi-milenial asociadas a un patrón climático regional durante los últimos ~19.000 años. Sin embargo, aún son escasos los estudios que evalúen la representatividad de este patrón climático regional en sectores cercanos a Cordillera de Los Andes en Región de Los Lagos y Región de Aysén entre latitudes 42°-47°S, donde la vegetación está expuesta a factores de perturbación no climáticos.

Hipótesis 1: Si el clima ha sido el principal modulador en la estructura y composición de la vegetación en áreas cercanas a Cordillera de Los Andes de la Región de Los Lagos y Región de Aysén, entonces se espera que registros palinológicos muestren cambios en la vegetación, donde:

- Se registre la dominancia de elementos vegetales higrófilos y/o resistentes a bajas temperatura entre ~11 y ~19 ka.
- Aumento de especies vegetales termófilas y/o resistentes a sequías de verano entre ~7,7 y ~11 ka.
- Un incremento de especies vegetales higrófilos y/o criófilos entre ~5- y ~7,7 ka.
- Alta variabilidad en la composición de la vegetación entre sitios durante los últimos 5000 años.



Hipótesis 2: Si eventos de perturbación no climáticos (erupciones volcánicas) han sido importantes modificadores de la estructura y composición de la vegetación en Región de Los Lagos y Región de Aysén, entonces se espera que registros ubicados en las cercanías de centros eruptivos activos muestren una estrecha asociación estratigráfica entre tefras y cambios en la vegetación durante los últimos ~19.000 años.

Problema 2: Basado en el análisis de registros de carbón fósil provenientes desde un amplio rango latitudinal en el sur de Sudamérica (30°-54°S) se reconstruyó un patrón regional de actividad de fuego gatillado probablemente por fluctuaciones a escalas de tiempo multi-milenial en el régimen de precipitación durante los últimos ~18.000 años. Sitios ubicados en áreas cercanas a centros volcánicos activos son susceptibles a ignición de biomasa combustible producto de la caída de ceniza volcánica, lo cual los hacen ideales para monitorear si el régimen de fuego local sería distinto al patrón subcontinental. .

Hipótesis 1: Si fluctuaciones a escalas de tiempo milenial y/o multimilenial en el régimen de precipitación fueron el forzante principal para la ocurrencia de paleo fuegos durante los últimos ~18.000 años, entonces registros de partículas de carbón de sitios ubicados en sectores aledaños a centros eruptivos a las latitudes 43° y 47°S debieran mostrar una correspondencia en la dirección y cronología de ocurrencia de fuego coherente con el patrón regional.

Hipótesis 2: Si la depositación de tefras ha sido el factor preponderante en la ocurrencia de fuegos en sectores aledaños a centros eruptivos, entonces registros de carbón provenientes de sectores próximos a volcanes deberían mostrar una divergencia respecto de la señal regional en la ocurrencia de fuego durante los últimos ~18.000 años.

Problema 3: Un reciente estudio paleoecológico muestra alta coherencia cronológica en la dirección de cambio de la precipitación en sitios ubicados al norte (41°S) y sur (51°S) de la región de máxima velocidad del viento en el CVO (~50°S) a escalas de tiempo multi-milenial explicado en términos de variaciones en la intensidad de los vientos del oeste. Los resultados sugieren condiciones de flujo de los vientos del oeste del Hemisferio sur sobre el promedio entre 10,5-14 ka y 5-7,8 ka, y disminución del flujo entre 7,8-10,5 ka. Sitios ubicados al norte de la máxima velocidad del viento en el CVO entre las latitudes 42°S y 49°S permiten evaluar si esta variabilidad de flujo del viento es replicable en otros sectores de la región.

Hipótesis 1: Si variaciones de los vientos del oeste del Hemisferio Sur observada en registros ubicados al norte (41°S) y sur (51°S) de la máxima velocidad del viento en el CVO se extiende a zonas intermedias (entre 42° y 50°S), entonces sitios ubicados a las latitudes 43°S y 49°S replicarían la variabilidad multi-milenial de flujo del viento del CVO del hemisferio Sur, donde registros palinológicos deberían mostrar dominancia de especies higrófilas/criófilas entre 10,5-14 ka y 5-7,8 ka y dominancia de especies termófilas/resistentes a sequías entre 7,8-10,5 ka.

CAPÍTULO 1:

CAMBIOS EN LA VEGETACIÓN, CLIMA Y REGÍMENES DE PERTURBACIÓN DURANTE LOS ÚLTIMOS 10.000 AÑOS EN CHAITÉN (43°S), CHILE

1. INTRODUCCIÓN

Registros palinológicos (Heusser, 1974, Villagrán, 1991; Heusser, 1999; Moreno y León, 2003; Abarzúa y col., 2004; Moreno, 2004; Montade y col., 2012) y de partículas de carbón fósil (Moreno y León, 2003; Moreno, 2004; Abarzúa y Moreno, 2008) desarrollados en la Región de los Lagos del sur de Chile, entre las latitudes 41°-44°S (Figura 2), han permitido reconstruir la historia regional de la vegetación y fuego durante la Última Terminación Glacial (11,7-17,5 ka) (ka= 1000 años calendario antes del presente) y Holoceno (últimos 11.700 años). A partir de estos trabajos se ha postulado variaciones en la intensidad y posición latitudinal en el Cinturón de Vientos del Oeste (CVO) a escalas de tiempo milenial y multi-milenial. Sin embargo, la escasez de estudios detallados en sectores precordilleranos de Chiloé Continental constituye un vacío importante en nuestro entendimiento regional de la historia de cambio de la vegetación, regímenes de fuego y dinámicas pasadas del CVO.

Los registros muestran entre ~17,8-19 ka predominio de hierbas (Poaceae, Asteraceae subf. Asteroideae, *Gunnera*) y arbustos criófilos (Ericaceae) característicos de sectores actualmente ubicados por sobre el límite arbóreo de los Andes (Pesce y Moreno, 2014). Entre ~10,2-17,8 ka se registra dominancia de especies características del Bosque

Nordpatagónico (*Nothofagus* tipo *dombeyi* y coníferas [*Podocarpus nubigena*, *Saxegothaea conspicua*, *Pilgerodendron uviferum*, *Fitzroya cupressoides*]) interpretado como condiciones climáticas más húmedas y frías en comparación a las actuales (Moreno y León, 2003; Moreno, 2004). Entre ~7,8-10,2 ka ocurre un rápido incremento de elementos termófilos característicos del bosque lluvioso Valdiviano (*Eucryphia cordifolia* y *Aextoxicon punctatum*) a expensas de elementos criófilos/higrófilos del bosque Nordpatagónico, sugiriendo un aumento de las temperaturas y mayor estacionalidad de las precipitaciones. Esto fue seguido por incremento de especies criófilas/higrófilas nordpatagónicas (*Podocarpus nubigena*, *Saxegothaea conspicua*, *Pilgerodendron uviferum* y *Fitzroya cupressoides*) a partir de ~7,8 ka, sugiriendo un nuevo establecimiento de condiciones frías y aumento en los regímenes de precipitación (Moreno y León, 2003; Moreno, 2004; Montade y col., 2012). A partir de ~5 ka los registros muestran incremento de variabilidad e inicio de divergencias/heterogeneidades en los cambios vegetacionales y climáticos entre sitios. La alternancia multi-milenial en la dominancia especies del Bosque lluvioso Nordpatagónico (criófilas/higrófilas) y Bosque lluvioso Valdiviano (termófilas/resistentes a sequías estivales) asociadas a cambios en las condiciones climáticas fueron interpretados como variaciones en la intensidad y/o posición en el CVO (Moreno y León, 2003; Moreno, 2004; Montade y col., 2012). Si bien Heusser y col., (1992) presentan dos registros polínicos provenientes de Chiloé Continental (Cuesta Moraga, 43°25'S, 72°23'O, 700 m.s.n.m.; corte de camino 42°54'S, 72°44'O, 60 m.s.n.m.) (Figura 2), la falta de continuidad, escaso control estratigráfico y cronológico, y la baja resolución muestral de éstos dificultan su comparación con el resto de la región.

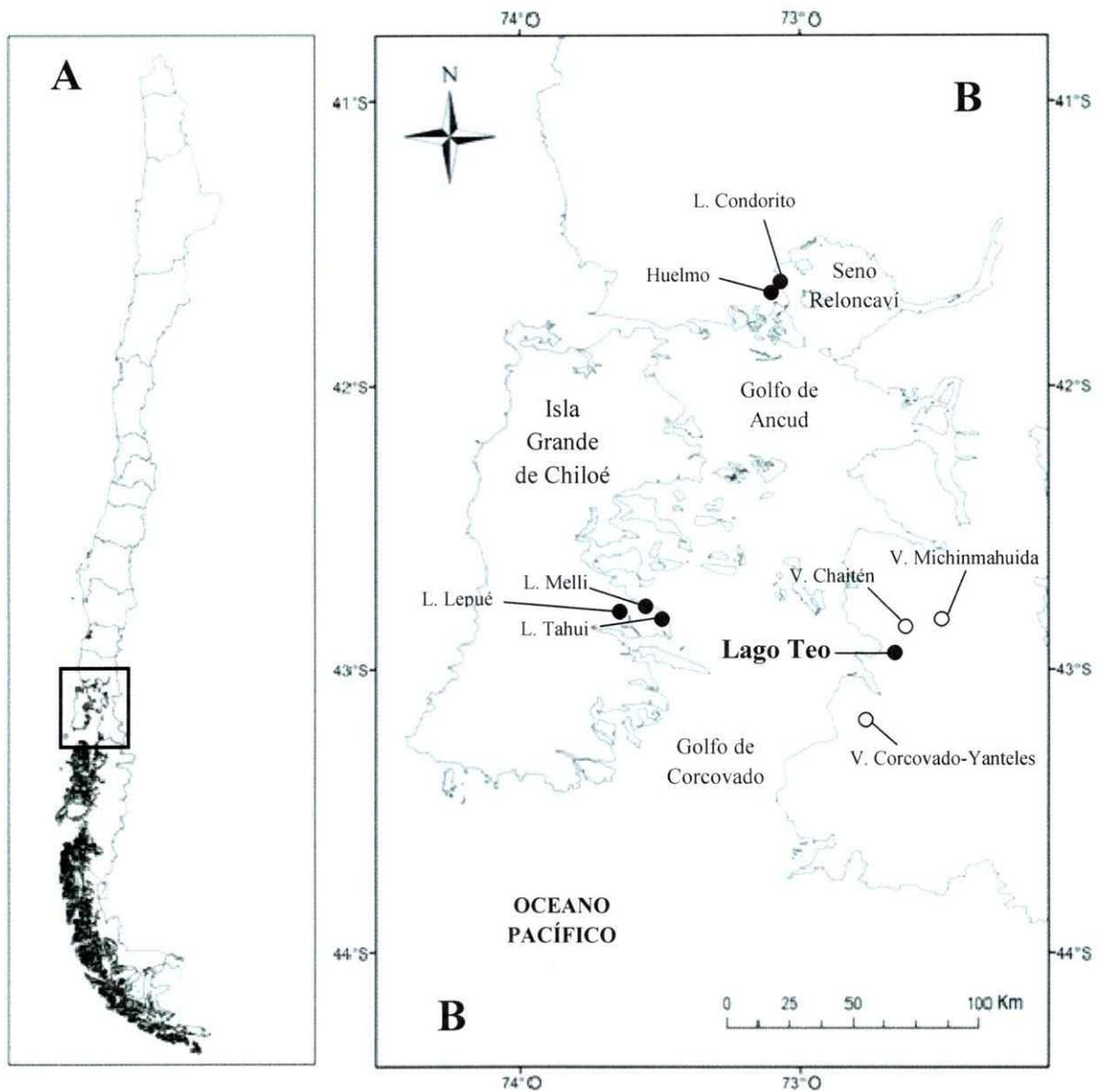


Figura 2: Mapa de Chile indicando en un rectángulo La Región de los Lagos. B) Mapa de La Región de los Lagos señalando los nombre de registros discutidos en esta sección. Además se indica la ubicación de Lago Teo, principales hitos geográficos y los volcanes cercanos al sitio de estudio.

Así mismo, varios trabajos han documentado alta actividad de fuego en la región, con máximos de actividad entre ~8,5-12,5 ka y durante los últimos 3000 años (Moreno, 2004; Abarzúa y Moreno, 2008), una tendencia de decaimiento gradual en la ocurrencia de incendios entre ~16-19 ka y baja o escasa actividad de fuego entre ~12,5-16 ka (Moreno y León, 2003), y un intervalo de prácticamente ausencia de eventos entre 3-8,5 ka (Moreno, 2004; Abarzúa y Moreno, 2008). A partir de estos resultados se ha propuesto que la ocurrencia de fuegos en sectores continentales de La Región de los Lagos e Isla Grande de Chiloé ha sido modulada por la posición e intensidad de los vientos del oeste a escalas de tiempo multi-milenial (Moreno, 2004; Whitlock y col., 2007; Abarzúa y Moreno, 2008), sin embargo la falta de estudios en sectores precordilleranos a los ~43°S impide evaluar el alcance regional de estas interpretaciones.

Otro aspecto importante en la ecología de los bosques sobre sectores precordilleranos de La Región de Los Lagos del sur de Chile es la historia volcánica y su implicancia sobre la dinámica forestal. La más reciente actividad volcánica regional se produjo el año 2008 y 2011 cuando entró en erupción el Volcán Chaitén (42°50'12.02"S; 72°39'5.52"O, Figura 2) (Lara, 2009) y complejo volcánico Puyehue-Cordón Caulle (40,59°S, 72,11°O), respectivamente. De particular interés fue la erupción del Volcán Chaitén (evento 2008), dado que fue una de las mayores erupciones explosivas en la Región de los Lagos desde la década de 1990 (Major y Lara, 2013). Además, este evento inesperado tuvo inmediato impacto social y económico sobre territorio argentino y chileno, provocando la evacuación de más de 5000 personas asentadas a menos de 75 km del volcán (Watt y col., 2009), incluida la ciudad de Chaitén y provocando

cuantiosas pérdidas económicas en el sector turístico y aviación. El gran volumen de ceniza liberada ($\leq 0,5-1,0 \text{ km}^3$ de tefra, Watt y col., 2009; Alfano y col., 2011) generó perjuicios severos sobre la agricultura local y la vegetación nativa alrededor del cono volcánico (Major y col., 2013; Swanson y col., 2013). El daño sobre la vegetación incluyó defoliación de árboles, fractura y pérdida de ramas, quiebre de troncos, quema y caída de árboles, abrasión de corteza y epífitas, y elevadas temperatura en el suelo (Major y col., 2013; Swanson y col., 2013). Pese a que múltiples estudios en La Región de Los Lagos del sur de Chile reportan actividad eruptiva durante tiempos históricos (Watt y col., 2009; Lara y col., 2013; Pallister y col., 2013) y Holoceno (Heusser y col., 1992; Naranjo y Stern, 2004; Watt y col., 2011; Jara y Moreno, 2012; Amigo y col., 2013; Watt y col., 2013; Jara y Moreno, 2014), y sus efectos sobre la vegetación local (Jara y Moreno, 2012; Swanson y col., 2013; Major y col., 2013; Jara y Moreno, 2014), aún no existe un registro estratigráfico detallado y de cronología continua en las zonas cercanas a Cordillera de los Andes a los $\sim 43^\circ\text{S}$ donde se documenten erupciones explosivas pasadas y se evalúe su influencia sobre la dinámica de las comunidades vegetales durante los últimos ~ 10.000 años.

Aquí presento un registro palinológico y de carbón fósil de alta resolución temporal a partir del análisis de sedimentos lacustres de Lago Teo ($42^\circ 54'\text{S}$, $72^\circ 42'\text{O}$, 45 m.s.n.m., Figura 2) que abarcan los últimos 10.000 años, los cuales me permitirán responder las siguientes preguntas. i) ¿Cuál fue la cronología y dirección de cambio de la vegetación en Chiloé continental durante los últimos 10.000 años a escalas de tiempo centenal? ii) ¿Estos cambios ocurrieron de forma abrupta o gradual? iii) ¿Cómo han variado los

vientos del oeste durante el Holoceno? Dado que Lago Teo se encuentra ubicado próximo a centros volcánicos (eg. ~8 km de Volcán Chaitén, ~24 km de Volcán Michinmahuida [42°48'15.36"S; 72°26'49.26"O] y ~33 km de Volcán Corcovado-Yanteles [43°11'38.95"S; 72°47'22.31"O]) (Figura 2) es posible evaluar el rol de las erupciones volcánicas cercanas al sitio como agente de perturbación sobre el ambiente, ya sea a partir de la influencia de la caída de ceniza volcánica (tefra) sobre el desarrollo y/o establecimiento de la vegetación, o a través de su influencia sobre el régimen de fuego del sector. Por lo tanto se evaluará si i) hay evidencia estratigráfica de actividad volcánica explosiva en el sector durante el Holoceno. Si la hubiese ii) ¿existe alguna relación estratigráficamente discernible entre depositación de tefras con eventos de fuego y cambio de la vegetación durante los últimos 10.000 años?

2. ÁREA DE ESTUDIO

La Región de Los Lagos del sur de Chile se extiende entre las latitudes $40^{\circ}13'$ - $44^{\circ}30'$ S y las longitudes $74^{\circ}49'$ - $71^{\circ}34'$ O (Figura 2). En el sector norte de la región se emplaza el Valle Longitudinal, una depresión tectónica orientada a lo largo de un eje Norte-Sur entre Cordillera de la Costa y Cordillera de los Andes. Hacia el sur, la Depresión Intermedia se encuentra sumergida en el mar dando origen a Seno de Reloncaví y a los Golfos de Ancud y Corcovado (Figura 2), junto a una gran cantidad de fiordos y canales. Al suroeste de la región se encuentra el Archipiélago de Chiloé el cual está constituido de un gran número de pequeñas islas, islotes menores y principalmente por Isla Grande de Chiloé (Figura 2) en donde reaparece el macizo costero adosado a una porción muy desmembrada de la Depresión Intermedia. A lo largo de Cordillera de Los Andes es posible encontrar numerosos centros volcánicos, resultado de la subducción de la placa de Nazca bajo la Placa Sudamericana en la Zona Volcánica del Sur (ZVS) (Stern, 2004) y asociado a la Falla Liquiñe-Ofqui (LOFZ) (Cembrano y col., 1996), un importante sistema de fallas que domina la región entre 38° y 47° S la cual se extiende por 1200 km desde la zona de Liquiñe (38° S) en la provincia de Valdivia hasta el Istmo de Ofqui ($\sim 47^{\circ}$ S) en Región de Aysén (Cembrano y col., 2009).

El clima de la Región de los Lagos del sur de Chile es templado y húmedo con una tendencia hacia mínimos de precipitación durante los meses de verano en los sectores más septentrionales de la región (Luebert y col., 2006). Las precipitaciones son aportadas por los vientos del oeste del Hemisferio sur, habiéndose descrito una correlación positiva entre la precipitación anual en la región y la velocidad zonal del

viento (Garreaud, 2007; Garreaud y col., 2009; Moy y col., 2009). El régimen pluviométrico anual presenta valores altos en toda la región y abundantes durante todo el año. La estación meteorológica de Puerto Montt registra valores de precipitación media anual de 1765 mm, mientras hacia el sur se alcanzan 2757 mm/año en Ancud en Isla Grande de Chiloé, y 3620 mm/año en Chaitén. La temperatura media anual en Puerto Montt bordea los 10,3°C, con temperatura media de verano (Enero) sobre los 14°C y en invierno (Junio) alrededor de los 6°C. Mientras en Chaitén se registra temperatura media anual de 11°C, sobre los 14°C en verano y bordeando los 8°C en invierno.

La vegetación predominante a nivel regional corresponde a bosque lluvioso templado (Luebert y col., 2006). La distribución de estas comunidades de bosque está fuertemente influenciada por gradientes climáticos y topográficos, creciendo desde el nivel del mar hasta el límite arbóreo ubicado en torno a 1200-1300 m.s.n.m. En los siguientes párrafos mencionaré las unidades de bosque reconocidas por varios autores (Schimithüsen, 1956; Heusser, 1981; Aravena, 1991; Páez y col., 1994; Heusser, 1999), indicando de manera sucinta algunos taxa característicos.

i) **Bosque lluvioso Valdiviano:** Esta comunidad de bosque es posible encontrarla en los faldeos occidentales de Cordillera de los Andes desde el nivel del mar hasta los 250-300 m.s.n.m. Las especies dominantes de esta comunidad son *Nothofagus dombeyi*, *Eucryphia cordifolia*, *Caldecluvia paniculata*, *Aextoxicon punctatum*, *Weinmannia trichosperma*, asociadas con Proteaceae (*Embothrium coccineum*, *Lomatia ferruginea*, *Gevuina avellana*) y Myrtaceae (*Myrceugenia planipes*, *M. ovata*, *Luma apiculata*). También es posible encontrar frecuentemente en esta comunidad de bosques a las lianas

Luzuriaga radicans, *Cissus striata*, *Hydrangea serratifolia*, *Raukaua laetevirens*, y la epífita *Misodendrum linearifolium*. El bambú *Chusquea quila* forma densos matorrales en claros de bosques.

ii) **Bosque lluvioso Nordpatagónico:** presente sobre los 250-300 m.s.n.m. hasta los 700-800 m.s.n.m. en Cordillera de los Andes. Está caracterizado por la dominancia de *Nothofagus dombeyi* y *Weinmannia trichosperma*, acompañados por *Nothofagus betuloides*, *Drimys winteri*, *Laureliopsis philippiana*, algunas especies de Myrtaceae (*Amomyrtus luma* y *Myrceugenia chrysocarpa*), especies arbóreas como *Dasyphyllum diacanthoides*, *Lomatia ferruginea* y *Maytenus magellanica* y ausencia de coníferas bajo los 400-500 m.s.n.m. Sobre los 400-500 m.s.n.m. adquieren importancia las podocarpaceas (*Podocarpus nubigena*, *Saxegothaea conspicua*) y cupresáceas (*Fitzroya cupressoides* y *Pilgerodendron uviferum*) dominando en las altas cumbres.

iii) **Bosque Deciduo Subantártico:** Reemplaza al bosque Norpatagónico desde los ~800 m.s.n.m., llegando hasta los 1300 m.s.n.m. Caracterizado por *N. pumilio* y *N. antarctica*. El sotobosque lo constituyen arbustos de *Maytenus disticha*, *Drimys andina*, varias especies de *Berberis* y herbáceas (*Valeriana lapathifolia*, *Lagenophora hirsuta*, *Adenocaulon chilense*, *Viola reichei*, *Machrachaenium gracile*, etc). Estos bosques gradan en altitud hacia praderas Altoandinas.

3. MÉTODOS

3.1. Obtención del registro sedimentario

Durante el año 2003 se obtuvieron múltiples testigos de sedimentos desde Lago Teo (Figura 2), mediante una plataforma de barrenaje anclada equipada con encamisamiento de 7,5 cm de diámetro y un barreno de pistón Wright de 5 cm de diámetro. Durante el año 2011 obtuvimos un testigo corto que incluyó la interfase agua-sedimento desde una profundidad de 5,4 m utilizando un barreno con pistón y una cámara transparente de plástico de 7,5 cm de diámetro. El testigo fue muestreado in-situ a intervalos de 1 cm. Las secciones fueron empaquetadas, rotuladas y posteriormente almacenadas en la cámara fría a una temperatura de 4 °C en el laboratorio de Paleoecología Cuaternaria, Facultad de Ciencias, Universidad de Chile.

3.2. Estratigrafía y Cronología

La descripción de los testigos fue realizada mediante inspección visual, complementadas con imágenes de rayos X (Figura 3) para detectar estructuras sedimentarias y cambios estratigráficos sutiles no detectables a simple vista. Se tomaron muestras de 1 cc continuas-contiguas a partir de secciones de 1 cm de espesor en cada testigo con la finalidad de realizar análisis de Pérdida por Ignición (PPI) para cuantificar el contenido de agua, materia orgánica, inorgánica, carbonatos y siliciclastos de los sedimentos

(Figura 4). Este análisis consiste en la deshidratación de las muestras a 105 °C durante toda una noche, posteriormente se realizan quemas secuenciales a 550 °C y 925 °C por 2 y 4 horas, respectivamente (Bengtsson y Enell, 1986; Heiri y col., 2001). Luego se correlacionaron los testigos sobre la base de los valores de densidad seca inorgánica obtenidos mediante el análisis de PPI. La caracterización geoquímica de cada nivel piroclástico la realizó un especialista en el tema, el Dr. Brent Alloway.

La cronología del registro sedimentario de Lago Teo está basada en dataciones radiocarbónicas AMS (Accelerator Mass Spectrometry) obtenidas a partir de muestras de sedimentos orgánicos de 1 cm de espesor (Tabla 1). Generé un modelo de edad (Figura 5) basado en la calibración de las edades radiocarbónicas a años calendario (cal AP, presente = 1950 DC) utilizando la curva de calibración SHcal04 (McCormac y col., 2004) disponible en el paquete BACON (Blaauw y Christen, 2011) del programa R (www.R-project.com).

3.3. Análisis Polínico

Desarrollé un registro palinológico a partir de testigos de sedimento obtenidos desde Lago Teo (Figura 6 y 7). Los testigos fueron muestreados cada 1 cm de espesor tomando muestras de 1 cc de forma continua-contigua, excluyendo los niveles de tefra. Las muestras fueron procesadas siguiendo un procedimiento estándar que incluye KOH al 10%, tamizado (<120 µm), HF al 40% y acetólisis (Faegri y Iversen, 1989). Añadí tabletas con esporas de *Lycopodium* exótico para calcular la concentración (granos * cm⁻³

³) y tasa de acumulación ($\text{granos} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{años}^{-1}$) de partículas de carbón microscópicas a cada uno de los niveles procesados (Figura 8). Los concentrados se montaron en un medio de metilsilicona 2000 cs y fueron analizados al microscopio óptico con aumentos de 400X. Contabilicé un mínimo de 300 granos de polen proveniente de árboles, arbustos y herbáceas (polen terrestre) por cada nivel. Los porcentajes de cada taxón terrestre se calcularon a partir de esta suma. Los porcentajes de taxa acuáticos y pteridófitas fueron calculados a partir de las súper sumas "polen total" (polen terrestre + acuáticas) y "polen total y esporas" (polen total + Pteridophyta), respectivamente. Los resultados serán presentados en diagramas de porcentaje polínico realizados mediante el programa Tilia (Figuras 6 y 7).

La identificación de los palinomorfos se basa en muestras de referencia disponibles en el laboratorio de Paleoecología Cuaternaria de la Universidad de Chile, junto a las descripciones realizadas por Heusser (1971) y Villagrán (1980). La mayoría de los palinomorfos fueron identificados a nivel de familia y género, aunque en algunos casos fue posible determinar su identidad hasta el nivel de especie (*Podocarpus nubigena*, *Saxegothaea conspicua*, *Drimys winteri*, *Tepualia stipularis*, *Weinmannia trichosperma*, *Raukaua laetevirens*). El palinomorfo *Nothofagus* tipo *dombeyi* incluye las especies *Nothofagus dombeyi*, *N. betuloides*, *N. pumilio*, *N. antarctica*, *N. alessandri*, *N. leoni* y *N. nitida*, mientras *Fitzroya/Pilgerodendron* incluye a las coníferas cupresáceas *Fitzroya cupressoides* y *Pilgerodendron uviferum*, y *Eucryphia/Caldcluvia* incluye a *Eucryphia cordifolia* y *Caldcluvia paniculata*.

Realicé una zonación del registro palinológico para facilitar la descripción de los resultados, basándome en las transiciones más importantes mostrados por la estratigrafía polínica. Tales cambios fueron identificados mediante una inspección visual y con la ayuda de un análisis CONISS (Constrained Incremental Sum of Squares, Figura 7) estratigráficamente acotado. Este análisis se realizó a partir de todos los taxa de polen terrestre que presentaran una abundancia \geq a 2%.

3.4. Análisis de partículas de carbón

El análisis de partículas de carbón microscópicas ($<120 \mu\text{m}$) se realizó a partir de las muestras polínicas. El análisis de partículas de carbón macroscópicas ($>106 \mu\text{m}$) se realizó de manera separada a partir de muestras de 2 cc de sedimento desde secciones de 1 cm de espesor continuo-contiguo. Las muestras fueron disgregadas en una solución de KOH al 10% y luego tamizadas en mallas de 106 y 212 μm . El conteo de partículas de carbón macroscópicas lo realicé en una lupa ZEISS KL1500 LCD con un aumento de 50X. El número de partículas de carbón contenido en cada muestra fue convertido a concentración (N° de partículas* cm^{-3}) y luego a tasa de acumulación (N° de partículas* cm^{-2} * año^{-1}) considerando la tasa de sedimentación de cada nivel.

3.5. Análisis del registro de polen y carbón.

Elementos arbóreos del registro de polen y de partículas macroscópicas de carbón fueron sometidos a un análisis de serie temporal utilizando el programa CharAnalysis (Higuera, 2009), con el objetivo de testear la asociación estratigráfica entre capas de ceniza

volcánica (tefra) producto de actividad volcánica explosiva y cambios en la vegetación y fuego en sectores cercanos a Lago Teo. Este análisis permite descomponer el registro de tasa acumulación de partículas macroscópicas de carbón ($\#*\text{cm}^{-2}*\text{año}^{-1}$) en una señal de baja ($C_{\text{background}}$) y alta (C_{peak}) frecuencia (Tabla 4), detectando eventos de fuego local. $C_{\text{background}}$ da cuenta de partículas de carbón depositadas en la cuenca del lago en ausencia de incendios o redistribuidas al interior del lago a causa de escorrentía o por procesos tafonómicos, mientras C_{peak} refleja partículas de carbón depositadas a partir de incendios locales. Para lograr esa distinción generé una nueva serie de tasa de carbón interpolada ($C_{\text{interpolated}}$) utilizando la mediana de resolución temporal del registro ($51 \text{ años}*\text{cm}^{-1}$). Definí un filtro lowess (locally weighted scatterplot smoothing) con una ventana temporal de 1000 años para la señal de alta frecuencia ($C_{\text{peak}} = C_{\text{interpolated}} - C_{\text{background}}$) para detectar los eventos de fuego local, estableciendo un umbral de corte para identificar incrementos estadísticamente significativos en la señal de alta frecuencia (percentil 99 de una distribución Gaussiana). Los valores positivos de la señal de alta frecuencia que sobrepasan el valor umbral son interpretados como eventos de fuego local.

Similar análisis se hizo sobre la concentración ($\text{granos}*\text{cm}^{-3}$) de granos de polen de especies seleccionadas (*Weinmannia trichosperma* y *Eucryphia/Caldcluvia*) sobre la premisa que Lago Teo maximiza la señal local de variación de la vegetación circundante al lago. Los resultados son mostrados en la Tabla 4 y 5, y Figura 9.

4. RESULTADOS

4.1. Estratigrafía y cronología

El año 2003 se obtuvo múltiples testigos de sedimentos de la serie 0301B y 0301A. En el año 2011 obtuvimos un testigo de interfase agua-sedimento (1101SC1) de 80 cm de longitud. Los testigos fueron obtenidos desde el sector más profundo del lago y a una profundidad de 5 m. La estratigrafía maestra del registro sedimentario de Lago Teo consiste principalmente en una matriz de gyttja (barro orgánico lacustre) con intercalación de 26 tefras (Figura 3 y 4), las cuales fueron numeradas desde el techo a la base (LTT-Nº: Lago Teo Tefra-Nº; Tabla 2). El espesor de las capas de tefras varía entre 1-48 cm (Tabla 2). La tefra de mayor espesor corresponde a LTT-17 con 48 cm, sin embargo esto es una subestimación considerando que durante el proceso de barrenaje del testigo 0301AT2 se perdió su base, la que incluía el techo de la tefra LTT-17, por lo tanto probablemente LTT-17 tiene una longitud aproximada de 65 cm. Las tefras fueron descritas por el Dr. Gustavo Villarosa y caracterizadas geoquímicamente por el Dr. Brent Alloway. Durante una estadía de investigación que realicé entre enero y abril del año 2013 en Victoria University of Wellington, Nueva Zelanda, colaboré en la caracterización geoquímica de 8 tefras presentes en el registro sedimentario de Lago Teo. El resultado de los análisis fueron incorporado en el trabajo tefroestratigráfico y geocronológico de Moreno y col., en prep.

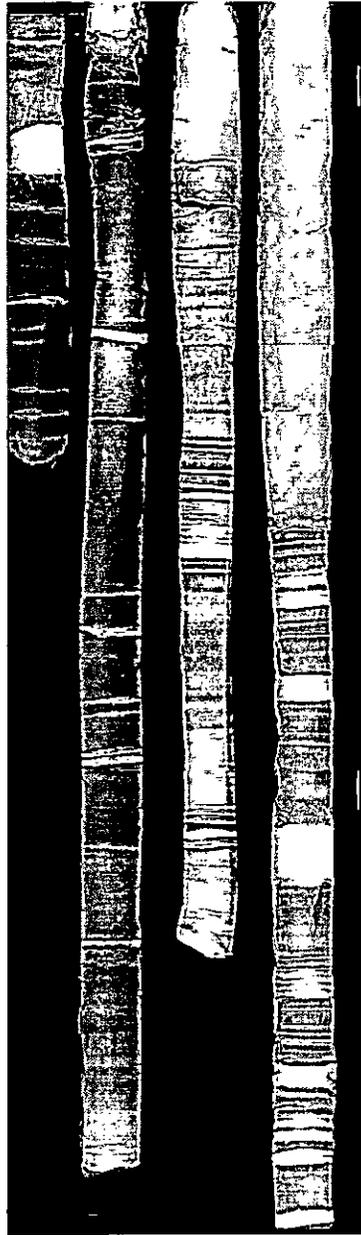


Figura 3: Radiografías de los testigos de sedimentos obtenidos desde Lago Teo. De izquierda a derecha se observan los testigos de la serie 0301B y 0301AT1-3. El techo de los testigos se encuentra orientado hacia arriba.

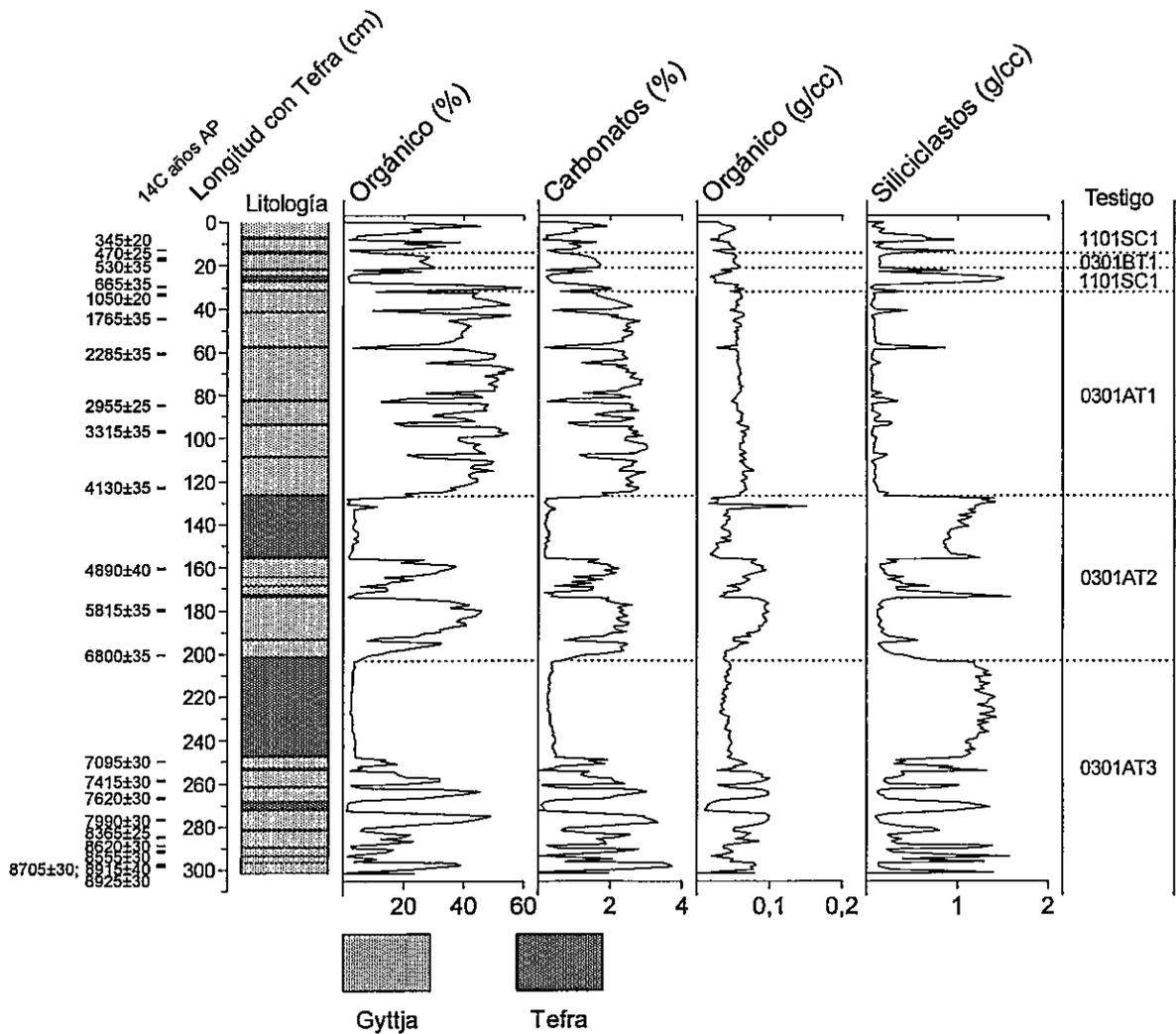


Figura 4: Resultado del análisis de pérdida por ignición y columna estratigráfica del registro sedimentario de Lago Teo, junto a la ubicación de las edades radiocarbónicas y sus respectivos errores. El eje Y corresponde a la longitud integrada del registro con tefras (medido en cm). Las líneas discontinuas horizontales demarcan la longitud de cada testigo.

La cronología del registro de Lago Teo se sustenta sobre la base de 23 dataciones radiocarbónicas AMS (Tabla 1, Figura 5). La edad calibrada más antigua es de 10 ka (mediana probabilidad), con una interpolación para la base del registro de 9,9 ka. El tiempo de depositación promedio del registro orgánico lacustre es de 51 años/cm, con un rango de 8-295 años/cm. Desarrollé un modelo de edad sobre la base de la calibración de

las edades radiocarbónicas utilizando la base de datos SHcal04 disponible en el paquete Bacon del programa R (Blaauw y Christen, 2011) (Figura 5) para asignar edades calendario a cada nivel de polen, carbón y tefras (Figura 6, 7 y 8; Tabla 2). El modelo de edad considera de manera explícita la instantaneidad deposicional de las capas de tefra, ello fue incorporado en el modelo de edad mediante la sustracción de su espesor a las profundidades de las dataciones radiocarbónicas y a los niveles de polen y carbón.

Tabla 1: Dataciones radiocarbónicas obtenidas de los testigos obtenidos en Lago Teo. La calibración de las dataciones se obtuvo mediante la base de datos SHCal04 disponible en el programa CALIB 6.1.0 (Stuiver y col., 2005).

Código de Laboratorio	Testigo	Longitud correlacionada con tefra (cm)	Longitud correlacionada sin tefra (cm)	Años ¹⁴ C AP±1 σ de error	Años Cal AP (mediana)	Min-Max. Intercepto (años cal AP)	Material Datado
UCIAMS-126075	1101SC1	12	9	345±20	394	308-449	Bulk
UCIAMS-126076	1101SC1	16	10	470±25	498	455-522	Bulk
CAMS-141076	0301BT1	17	11	530±35	522	496-549	Bulk
CAMS-141075	0301BT1	29	17	665±35	605	551-655	Bulk
UCIAMS-126077	1101SC1	33	20	1050±20	925	818-960	Bulk
CAMS-141077	0301AT1	44	29	1765±35	1617	1537-1706	Bulk
CAMS-141078	0301AT1	60	43	2285±35	2233	2151-2337	Bulk
UCIAMS-126078	0301AT1	84	65	2955±25	3036	2929-3200	Bulk
CAMS-141079	0301AT1	96	75	3315±35	3483	3387-3575	Bulk
CAMS-141080	0301AT1	122	99	4130±35	4572	4435-4809	Bulk
CAMS-141036	0301AT2	160	106	4890±40	5562	5470-5655	Bulk
CAMS-141037	0301AT2	179	120	5815±35	6559	6452-6658	Bulk
UCIAMS-123011	0301AT2	200	139	6800±35	7606	7518-7672	Bulk
UCIAMS-123002	0301AT3	249	140	7095±30	7881	7792-7951	Bulk
CAMS-141038	0301AT3	258	146	7415±30	8176	8038-8311	Bulk
UCIAMS-123003	0301AT3	266	152	7620±30	8382	8325-8425	Bulk
CAMS-141039	0301AT3	276	156	7990±30	8777	8635-8980	Bulk
UCIAMS-123004	0301AT3	284	162	8365±25	9342	9143-9439	Bulk
UCIAMS-123005	0301AT3	288	166	8620±30	9534	9480-9583	Bulk
UCIAMS-123006	0301AT3	291	167	8555±30	9506	9466-9540	Bulk
CAMS-141487	0301AT3	297	170	8915±40	9991	9744-10.171	Bulk
UCIAMS-123009	0301AT3	297	170	8705±30	9597	9538-9685	Bulk
UCIAMS-123010	0301AT3	298	171	8925±30	10.016	9782-10.172	Bulk

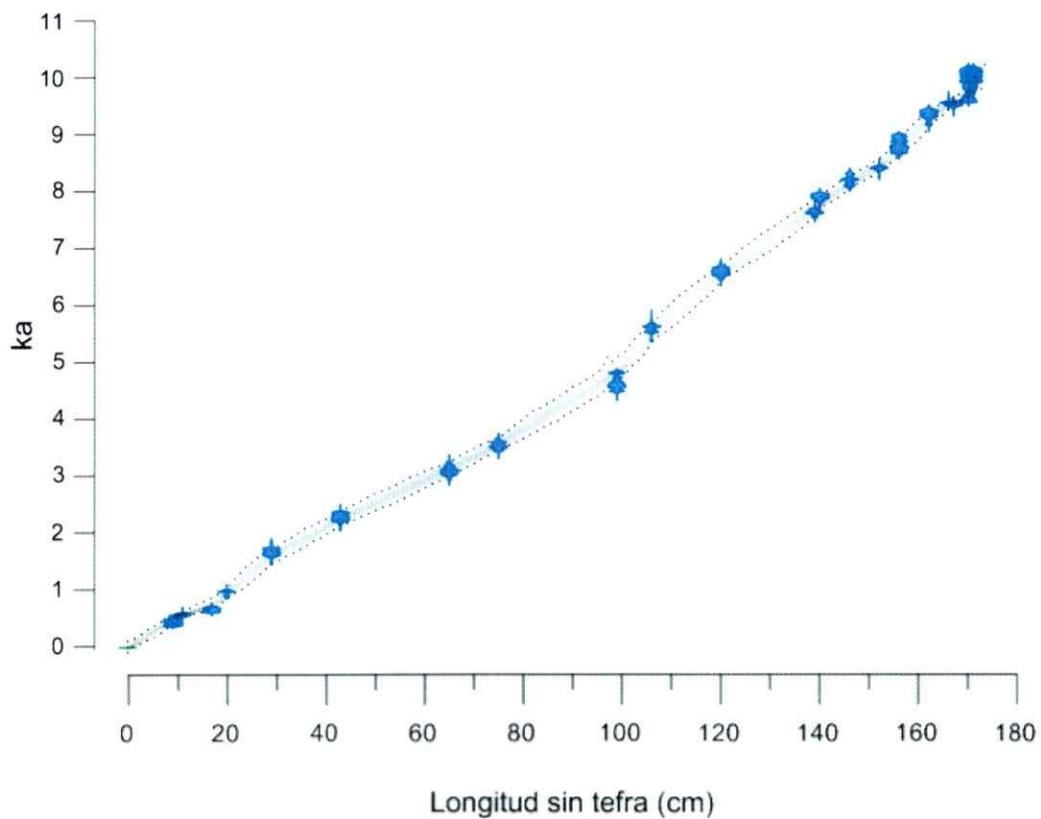


Figura 5: Modelo de edad del registro de Lago Teo. El eje X corresponde a la longitud del registro correlacionada sin tefras y el eje Y muestra la edad en ka (miles de años calendario antes del presente). En azul se representa la distribución de calibración de cada edad radiocarbónica, y la zona gris representa el 95% del intervalo de confianza del modelo de edad Bayesiano



Tabla 2: Tefras presentes en el registro estratigráfico de Lago Teo. *Tefra depositada durante la erupción del volcán Chaitén el año 2008.

Nº Tefra	Nombre	Espesor (cm)	Longitud correlacionada con tefra (cm)	Mediana de la probabilidad de edad interpolada (años cal AP)	Rango de calibración a 2σ (años cal AP)	Testigo
1	LTT-1*	3	6-9	200	106-346	1101SC1
2	LTT-2	2	13-15	420	343-496	1101SC1
3	LTT-3	1	15-16	470	404-508	0301BT1
4	LTT-4	1	22-23	600	561-751	1101SC1
5	LTT-5	5	24-29	630	579-811	1101SC1
6	LTT-6	1	32-33	850	755-943	1101SC1
7	LTT-7	2	41-43	1550	1253-1599	0301AT1
8	LTT-8	2	57-59	2190	1985-2284	0301AT1
9	LTT-9	2	82-84	2980	2922-3200	0301AT1
10	LTT-10	2	93-95	3500	3319-3593	0301AT1
11	LTT-11	2	108-110	4030	3907-4339	0301AT1
12	LTT-12	31	126-157	5080	4874-5407	0301AT2
13	LTT-13	1	165-166	5900	5587-6052	0301AT2
14	LTT-14	1	169-170	6060	5821-6266	0301AT2
15	LTT-15	3	172-175	6200	5965-6420	0301AT2
16	LTT-16	2	193-195	7360	7125-7533	0301AT2
17	LTT-17	48	201-249	7700	7515-7857	0301AT3
18	LTT-18	3	252-255	7900	7764-8058	0301AT3
19	LTT-19	2	261-263	8270	8123-8376	0301AT3
20	LTT-20	6	268-274	8490	8392-8698	0301AT3
21	LTT-21	2	281-283	9150	8912-9306	0301AT3
22	LTT-22	2	289-291	9460	9403-9603	0301AT3
23	LTT-23	1	293-294	9600	9544-9724	0301AT3
24	LLT-24	1	294-295	9620	9557-9757	0301AT3
25	LTT-25	1	296-297	9680	9594-9839	0301AT3
26	LTT-26	1	301-303	9860	9809-10246	0301AT3

4.2. Análisis Polínico

El registro de polen fósil de Lago Teo consiste de 169 niveles, el cual fue dividido en 9 zonas (Tabla 3). En la siguiente sección describiré cada una de éstas indicando los principales componentes que las constituyen y sus porcentajes promedios entre paréntesis (Figura 6 y 7). En lo sucesivo me referiré al palinomorfo *Nothofagus* tipo *dombeyi* como *Nothofagus*.

Zona TEO-1 (157-173 cm; 8,8-9,9 ka). Zona dominada por *Eucryphia/Caldcluvia* (46,7%), Myrtaceae (17%), *Hydrangea* (13,2%), *Nothofagus* (7,1%), *Raukua laetevirens* (5,4%) y *Weinmannia trichosperma* (5,1%), junto a la presencia (promedio < 2%) de Poaceae (1,5%), *Lomatia/Gevuina* (1,2%), *Tepualia stipularis* (0,9%), *Embothrium* (0,2%) y *Gunnera* (0,2%). El inicio de esta zona está caracterizado por altos porcentajes de Myrtaceae (máximo = 26%) y *Nothofagus* (máximo = 11%) los cuales disminuyen abruptamente a partir de 9,7 ka. Por el contrario, *Eucryphia/Caldcluvia* presenta valores relativamente bajos (35% media), aumentando abruptamente a los 9,7 ka hasta alcanzar sus valores máximos del registro (máximo = 61%) a los 9,3 ka. Durante este intervalo *Weinmannia trichosperma* incrementa alcanzando un máximo de 9% a partir del cual disminuye hasta el fin de la zona, coetáneo con la disminución de *Eucryphia/Caldcluvia*. A lo largo de toda la zona *Raukua laetevirens* y Poaceae permanecen en un plató con fluctuaciones entre 3-8% y 0,5-2,5%, respectivamente. Paralelamente, *Tepualia stipularis* e *Hydrangea* presentan una tendencia a un incremento sostenido en sus porcentajes. *Blechnum* (2,8%) exhibe

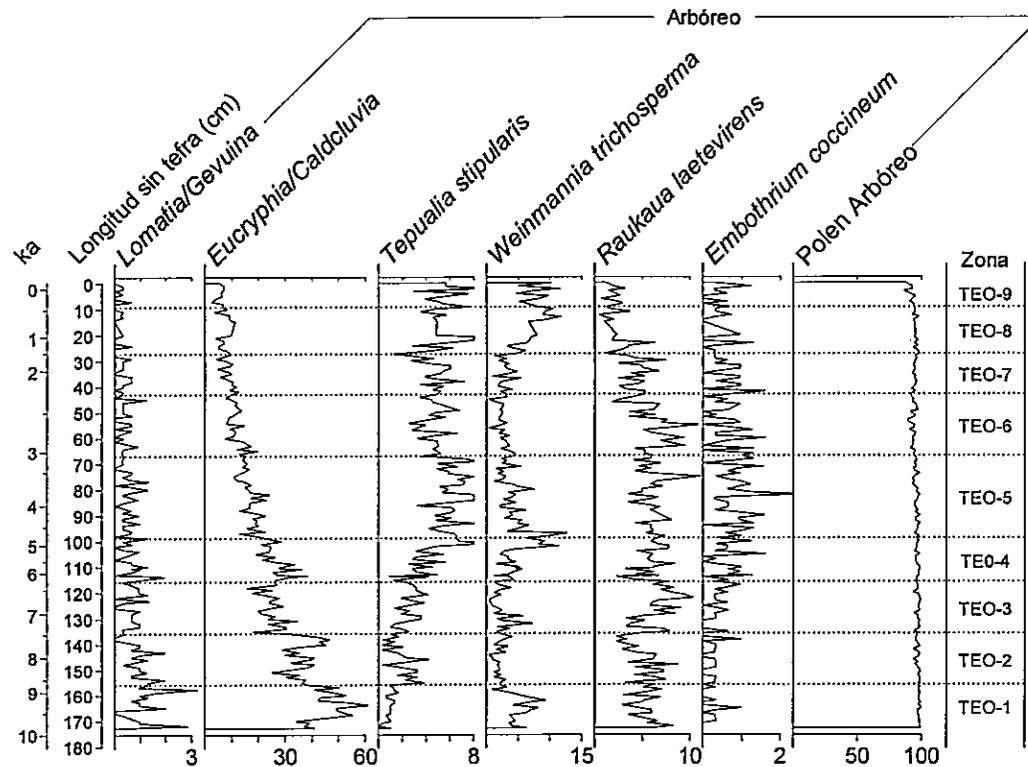
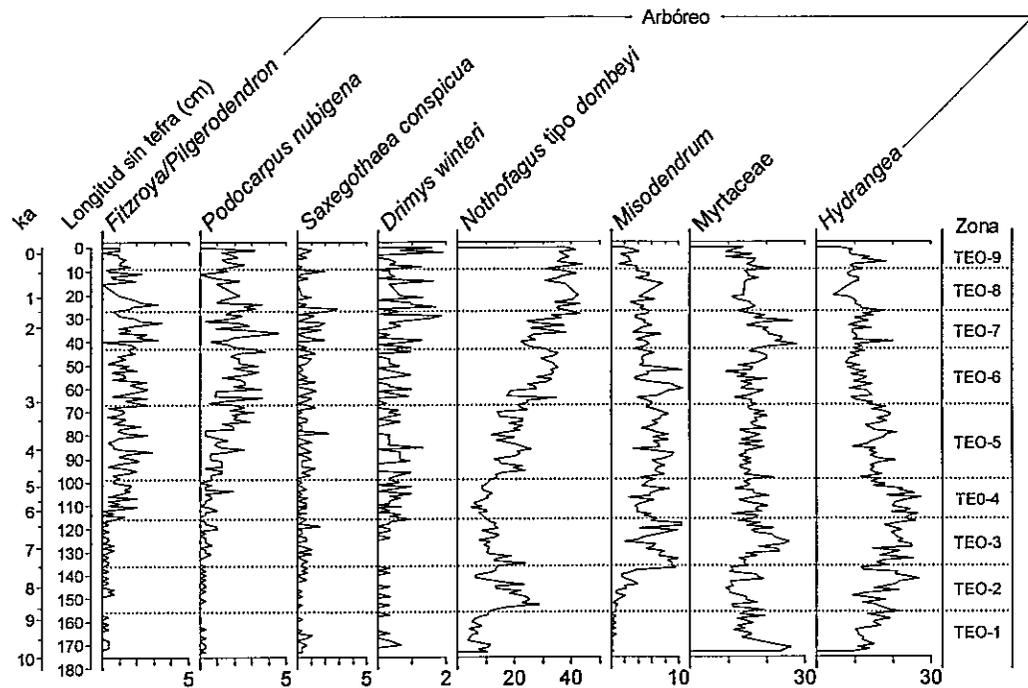


Figura 6. Diagrama de porcentaje de polen de los principales taxa arbóreos, junto a la suma de los taxa arbóreos del registro polínico de Lago Teo. Los ejes X representan la abundancia relativa porcentual (%). El eje Y principal muestra la longitud correlacionada del registro sin tefras en cm, y el eje Y secundario corresponde a la edad en ka (miles de años calendario antes del presente). Las líneas discontinuas horizontales demarcan las zonas polínicas.

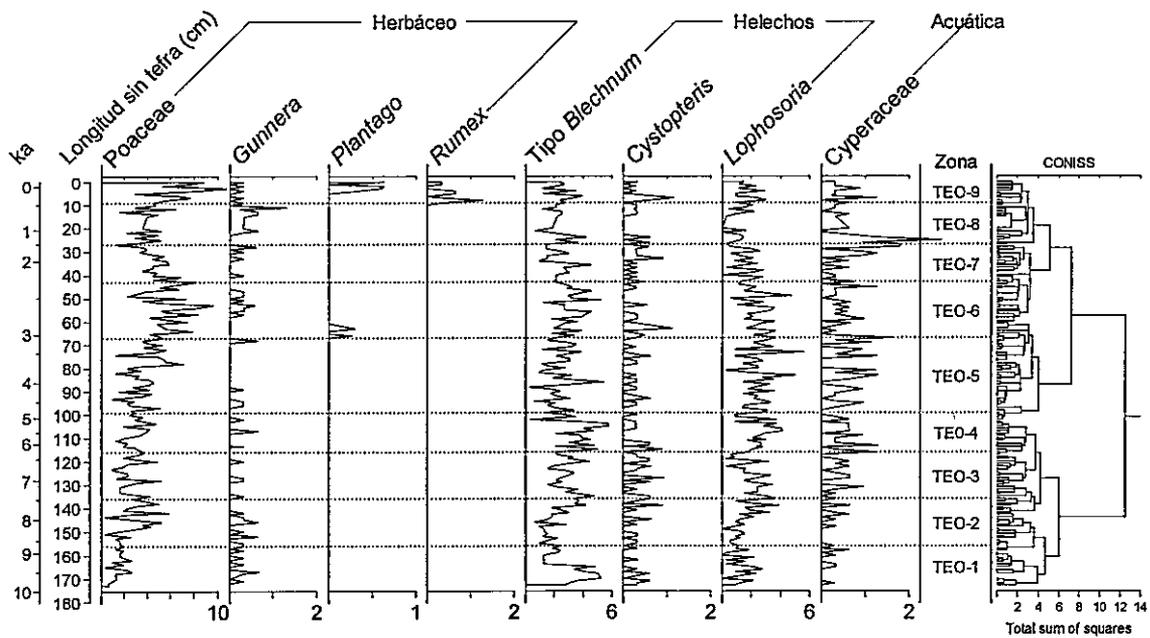


Figura 7. Diagrama de porcentajes de polen mostrando taxa herbáceos, helechos y acuática,. Los ejes X representan la abundancia relativa porcentual (%). El eje Y principal muestra la longitud correlacionada del registro sin tefras en cm, y el eje Y secundario corresponde a la edad en ka (miles de años calendario antes del presente). Las líneas discontinuas horizontales demarcan las zonas polínicas, además se muestra el dendrograma construido a través de CONISS.

Tabla 3: Resumen de las zonas polínicas del registro palinológico de Lago Teo, indicando el rango de edad y los taxa dominantes.

Rango de edad (ka)	Zona polínica	Taxa dominantes
0-0,5	TEO-9	<i>Nothofagus</i> , Myrtaceae, <i>Hydrangea</i> , <i>Weinmannia</i>
0,5-1,6	TEO-8	<i>Nothofagus</i> , Myrtaceae, <i>Hydrangea</i> , <i>Eucryphia/Caldcluvia</i> , <i>Weinmannia</i>
1,6-2,3	TEO-7	<i>Nothofagus</i> , Myrtaceae, <i>Hydrangea</i> , <i>Eucryphia/Caldcluvia</i> , Poaceae
2,3-3,2	TEO-6	<i>Nothofagus</i> , Myrtaceae, <i>Eucryphia/Caldcluvia</i>
3,2-4,8	TEO-5	<i>Nothofagus</i> , <i>Eucryphia/Caldcluvia</i> , Myrtaceae
4,8-6,2	TEO-4	<i>Eucryphia/Caldcluvia</i> , <i>Hydrangea</i> , Myrtaceae, <i>Nothofagus</i> , <i>Raukaua</i>
6,2-7,6	TEO-3	<i>Eucryphia/Caldcluvia</i> , <i>Hydrangea</i> , Myrtaceae, <i>Nothofagus</i> , <i>Misodendrum</i>
7,6-8,8	TEO-2	<i>Eucryphia/Caldcluvia</i> , <i>Nothofagus</i> , <i>Hydrangea</i>
8,8-9,9	TEO-1	<i>Eucryphia/Caldcluvia</i> , Myrtaceae, <i>Hydrangea</i>

altos porcentajes hasta 9,3 ka, posteriormente disminuye de manera abrupta manteniendo baja abundancia hasta el fin de este periodo.

Zona TEO-2 (137-157 cm; 7,6-8,8 ka). El comienzo de esta zona se caracteriza por una rápida disminución de *Eucryphia/Caldcluvia* (de 50,1 a 25,3%) e *Hydrangea* (17,6%), junto a un abrupto incremento de *Nothofagus* (de 10,7 a 28,4%) y *Tepualia stipularis* (2%). El hemiparásito *Misodendrum* (2,1%) muestra una tendencia a un incremento sostenido hasta 8,1 ka, posteriormente disminuye hacia el final de esta zona en sincronía con *Tepualia stipularis* y *Raukaua laetevirens* (4,9%). *Weinmannia trichosperma* (1,9%) se mantiene durante toda la zona en un plató en torno al 2% sin grandes variaciones. *Nothofagus* llega a un máximo de 28,5%, momento en el cual comienza una disminución sostenida en su porcentaje. *Blechnum* (2%) y *Lophosoria* (1,5%) muestran una tendencia

de incremento, alcanzando hacia el fin de este tramo sus valores máximo de 4,1% y 3,8%, respectivamente.

Zona TEO-3 (117-137 cm; 6,2-7,6 ka). Zona caracterizada por una abrupta disminución en *Eucryphia/Caldcluvia* (de 41 a 18%), junto al incremento de Myrtaceae (18,4%), *Tepualia stipularis* (2,5%) y *Raukaua laetevirens* (6,5%). Se observa aparición e incremento de las coníferas *Fitzroya/Pilgerodendron*, *Podocarpus nubigena* y *Saxegothaea conspicua* (promedio <1%) y escasa presencia de *Weinmannia trichosperma* (2,2 %), Poaceae (2,5%), *Lomatia/Gevuina* (0,6%) y *Embothrium* (0,3%). *Misodendrum* (7%) muestra una conspicua estructura de variación, con altos valores al inicio de este tramo para luego disminuir rápidamente y al final de esta zona aumentar en su porcentaje. *Tepualia stipularis* (3%) inicia una tendencia de incremento en sus valores con fluctuaciones que varían entre 1 y 4%.

Zona TEO-4 (100-117 cm; 4,8-6,2 ka). El comienzo de esta zona se caracteriza por un incremento sostenido en las coníferas *Fitzroya/Pilgerodendron* (1%) y *Podocarpus nubigena* (< 1%). *Eucryphia/Caldcluvia* (27,2%) aumenta su abundancia al inicio de este tramo, seguido de una disminución en su porcentaje hasta el final de la zona. *Tepualia stipularis* (3,9%) incrementa con fluctuaciones de 1 a 5% durante gran parte de este tramo, posteriormente incrementa de manera abrupta (de 4,8 a 9,1%) en conjunto con un rápido aumento de *Weinmannia trichosperma* (4,4%, de 4,4 a 11,4%) hacia el fin de la zona. *Nothofagus* (8,9%) muestra variaciones entre 4,4 y 12,1%. Durante toda esta zona los porcentajes de Myrtaceae (16,1%), *Hydrangea* (21,5%) y *Raukaua laetevirens* (5,8%) se mantienen en un plató con variaciones de 10-20%, 14-27% y 2-8%,

respectivamente. *Blechnum* (3,6%) junto a *Lophosoria* (2,5%) muestran una leve tendencia a incremento en sus porcentajes con pequeñas oscilaciones.

Zona TEO-5 (68-100 cm; 3,2-4,8 ka). *Eucryphia/Caldcluvia* (17%) mantiene la tendencia a disminución. *Tepualia stipularis* (6,3%) muestra sus valores máximos de todo el registro (máximo = 9,1%) oscilando en todo este tramo entre 3,2 y 9,1%. *Nothofagus* (18,5%) muestra una clara tendencia de aumento en su porcentaje, mientras Poaceae (3,6%) tiende a incrementar levemente su abundancia. Myrtaceae (16%) e *Hydrangea* (15,8%) mantienen sus valores sin grandes variaciones hasta la parte media de esta zona, punto en el cual comienza una leve tendencia al aumento en su abundancia. *Raukava laetevirens* (6,1 %) y *Misodendrum* (6,8%) muestran oscilaciones a lo largo de todo este tramo. *Weinmannia trichosperma* (4,3%) disminuye abruptamente desde 12,6 a 3,2% en el comienzo de esta zona. *Podocarpus nubigena* (1,3%) incrementa su porcentaje con fluctuaciones junto a *Fitzroya/Pilgerodendron* (1,1%). Se observa un leve aumento en los porcentajes de *Saxegothaea conspicua* y *Drimys winteri*.

Zona TEO-6 (44-68 cm; 2,3-3,2 ka). Zona caracterizada por el incremento en los porcentajes de *Nothofagus* (29,5%) y abrupta disminución de *Tepualia stipularis* (4,5%). *Eucryphia/Caldcluvia* (11,8%) mantiene la tendencia a disminuir en sus valores. Myrtaceae (15,7%) junto a *Hydrangea* (11,2%) muestran una tendencia de disminución en sus porcentajes, al igual que *Misodendrum* (6,2%) el cual muestra oscilaciones conspicuas. Paralelamente Poaceae (5,8%) incrementa, luego disminuye al final de este tramo. Las coníferas *Fitzroya/Pilgerodendron* (1,6%) y *Podocarpus nubigena* (2,3%) presentan marcadas oscilaciones en este tramo.

Zona TEO-7 (28-44 cm; 1,6-2,3 ka). El comienzo de esta zona está marcada por una abrupta disminución de *Nothofagus* (de 31,3 a 22,3%), y aumento en Myrtaceae (20,5%). Posteriormente *Nothofagus* muestra una tendencia al aumento con fluctuaciones, mientras Myrtaceae, Poaceae (4,9%) y *Misodendrum* (4,7%) disminuyen sostenidamente hasta el fin de esta zona. *Eucryphia/Caldcluvia* (8,8%) conserva la tendencia a la disminución en sus valores. *Fitzroya/Pilgerodendron* (~2%) y *Podocarpus nubigena* (2%) muestran variaciones en sus porcentajes a lo largo de toda la zona, mientras *Saxegothaea conspicua* (0,7%) presenta su mayor abundancia de todo el registro.

Zona TEO-8 (10-28 cm; 0,5-1,6 ka). Esta zona muestra los máximos valores de *Nothofagus* (38%) en el registro. *Weinmannia trichosperma* (7,2%) incrementa sostenidamente hasta el fin de esta zona. Myrtaceae (14,6%) disminuye en sincronía con *Hydrangea* (10,1%), mientras *Eucryphia/Caldcluvia* (7,7%) permanece en un plató con valores que oscilan entre los 3,9 y 11,1%.

Zona TEO-9 (0-10 cm; presente-0,5 ka). Los taxa dominantes son *Nothofagus* (37,6%), Myrtaceae (14,5%), *Hydrangea* (10,6%), *Weinmannia trichosperma* (7,6%), Poaceae (6,7%) *Eucryphia/Caldcluvia* (5,8%), *Tepualia stipularis* (5,8%). Además aparecen trazas de las hierbas exóticas *Rumex* (0,4%) y *Plantago* (0,2%). *Nothofagus* llega a sus máximos valores de todo el registro, al igual que *W. trichosperma* y Poaceae.

4.3. Análisis de Carbón

Los registros de carbón microscópico y macroscópico de Lago Teo (Figura 8), expresados como tasa de acumulación ($\text{partículas} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{año}^{-1}$), muestran una estructura de cambio similar desde el inicio del registro. El registro de partículas de carbón microscópicas muestra altos valores entre 9,7-9,9 ka y 8,2-8,6 ka, pulsos discretos de baja magnitud a 7,2 y 6,2 ka, una serie pulsos entre 2,1-4,7 ka y finalmente un aumento en la acumulación de partículas de carbón durante los últimos 570 años. El registro de carbón macroscópico muestra altos valores entre 9,7-9,9 ka y 8,2-8,6 ka, múltiples pulsos discretos entre 2,6 y 7,3 ka y un incremento durante los últimos 520 años.

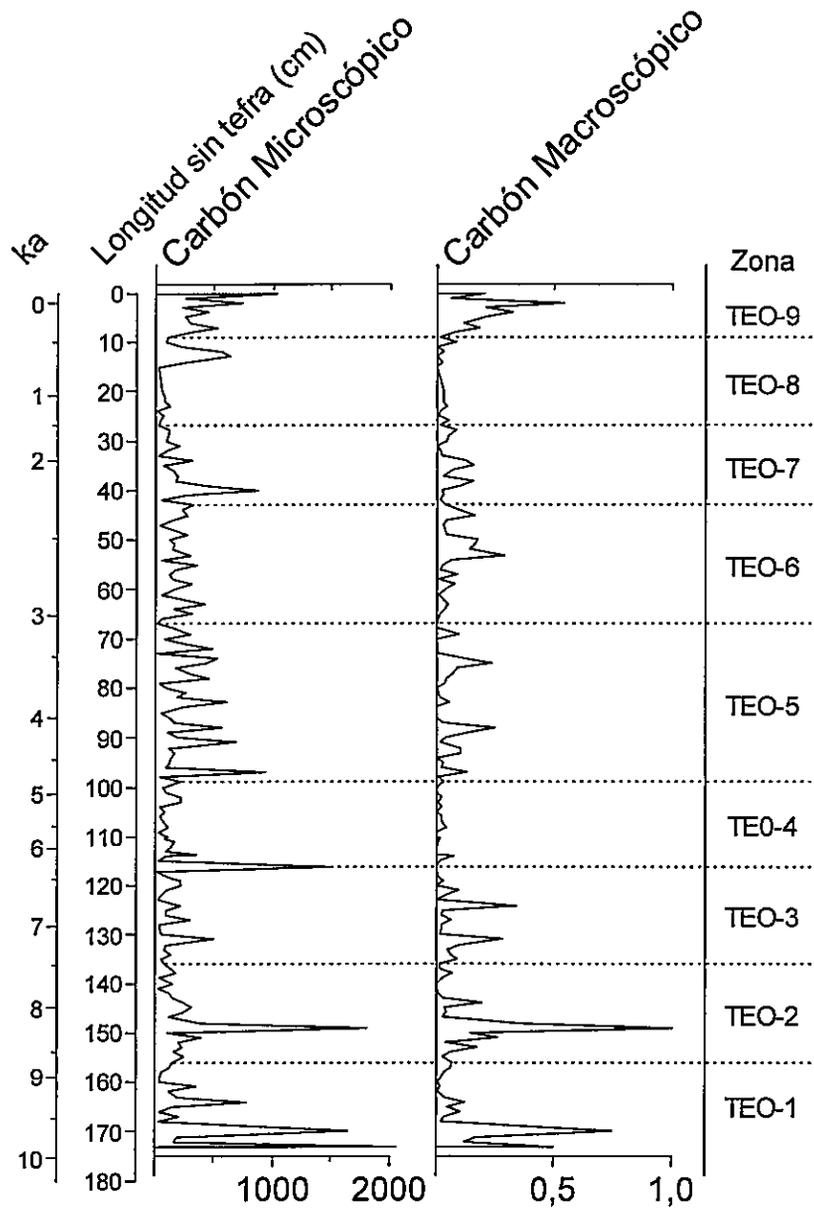


Figura 8. Tasa de acumulación de partículas de carbón microscópico y macroscópico de Lago Teo, indicando las zonas polínicas. El eje Y principal corresponde a la longitud del registro sin tefras en cm, el eje Y secundario corresponde a la edad en ka (miles de años calendario antes del presente). El eje X corresponde a la tasa de acumulación de carbón ($\text{partículas} \cdot \text{año}^{-1} \cdot \text{cm}^{-2}$). Las líneas discontinuas horizontales demarcan las zonas polínicas.

5. DISCUSIÓN

5.1. Estratigrafía y cronología

El registro de Lago Teo indica sedimentación de barro orgánico lacustre en la cuenca durante los últimos 10.000 años con intercalación de 26 tefras (Figura 4), cuyas edades interpoladas y espesor se resumen en la Tabla 2. La tefroestratigrafía y geocronología de Lago Teo muestra una recurrencia promedio de eventos eruptivos de 390 años durante los últimos 10.000 años. En Figura 9 se muestra el histograma de frecuencias de depositación de tefras por cada 1000 años. Se observa una alta frecuencia de eventos entre 9-10 ka y durante los últimos 1000 años (incluyendo la erupción del Volcán Chaitén del año 2008 DC) ($n=6$, 6 eventos/1000 años), disminución en la frecuencia entre 5-9.ka ($n=9$, 2,25 eventos/1000 años) y baja frecuencia entre 1-5 ka ($n=5$, 1,25 eventos/1000 años). Estos resultados demuestran que las erupciones volcánicas han sido un fenómeno altamente recurrente en sectores cercanos a Cordillera de los Andes a los 43°S durante los últimos 10.000 años.

5.2. Paleovegetación y paleoclima

Lago Teo es un pequeño lago de cuenca cerrada carente de afluentes y efluentes, con un perímetro de ~63 m y área de 2,3 hectáreas. Tales características hacen de Lago Teo un

sitio ideal para maximizar la señal local de cambio en la vegetación y examinar su evolución durante gran parte del actual interglacial (últimos 10.000 años).

El registro polínico de Lago Teo indica dominancia de elementos arbóreos característicos de los bosques lluviosos del sur de Chile en sectores pre-cordilleranos de Chiloé Continental a los ~43°S, incluyendo el bosque lluvioso Valdiviano y bosque lluvioso Nordpatagónico. Desde los 10 ka hasta el presente la estratigrafía polínica muestra aumento de *Nothofagus* y coníferas higrófilas resistentes al frío (*Fitzroya/Pilgerodendron*, *Podocarpus nubigena* y *Saxegothaea conspicua*) a expensas de *Eucryphia/Caldcluvia*, el cual muestra una tendencia multi-milenial de disminución hasta el presente (Figura 6). El taxón *Eucryphia/Caldcluvia* incluye a *Eucryphia cordifolia*, especie termófila y resistente a sequías de verano que caracteriza al bosque lluvioso Valdiviano, el cual se desarrolla hasta los 300 m.s.n.m. en la Cordillera de Los Andes a los 42°S (Aravena, 1991; Lobos, 2000). En cambio, especies del género *Nothofagus* se encuentran presentes a lo largo de todo el rango altitudinal y co-ocurren con coníferas criófilas/higrófilas en comunidades de bosque lluvioso Nordpatagónico ubicado por sobre los 450 m.s.n.m., en sectores con mayores regímenes de precipitación y temperaturas más bajas. Por lo tanto, el registro polínico de Lago Teo sugiere a partir de los 10 ka un incremento en la dominancia de especies del bosque Nordpatagónico que interpreto como una tendencia multi-milenial hacia condiciones más frías y húmedas.

El registro polínico comienza con predominio de *Eucryphia/Caldcluvia* acompañado por baja abundancia en *Nothofagus*, Myrtaceae y *Tepualia stipularis* entre 7,6-10 ka

(Figura 6). Durante este intervalo se registra una serie de fluctuaciones a escalas de tiempo centenal en la estratigrafía polínica de *Eucryphia/Caldcluvia* y *Weinmannia trichosperma* precedidas por la depositación de tefras y/o fuegos locales (Ver sección 5.3). Estudios ecológicos han descrito a *Tepualia stipularis* como una especie que crece sobre terrenos muy húmedos o anegados (Donoso, 2006), por lo tanto bajo porcentaje de esta especie es interpretado como escaso aporte hídrico sobre el ambiente. Estos resultados sugieren la dominancia de elementos termófilos del bosque lluvioso Valdiviano en un ambiente perturbado por eventos volcánicos y/o fuego bajo condiciones relativamente más cálidas y secas que en la actualidad.

Entre 6,4-7,6 ka *Eucryphia/Caldcluvia* disminuye abruptamente. Este cambio es sincrónico con un incremento sostenido en *Tepualia stipularis* y la aparición de *Drimys winteri* y coníferas (*Fitzroya/Pilgerodendron*, *Podocarpus nubigena* y *Saxegothaea conspicua* [$<2\%$]) (Figura 6). A pesar de que el taxón termófilo Valdiviano domina durante este intervalo (Tabla 3, Figura 6) la presencia de coníferas higrófilas y resistentes al frío sugieren un período de transición desde un bosque lluvioso Valdiviano hacia un bosque lluvioso Nortpatagónico con escasa presencia de coníferas bajo condiciones relativamente más frías y húmedas que el período anterior. Este intervalo es precursor de un cambio mayor en el registro, el cual se instaura a los 6,4 ka con un incremento sostenido de coníferas *Fitzroya/Pilgerodendron* y *Podocarpus nubigena* junto a *Tepualia stipularis*, y acompañado desde 5,9 ka por un aumento sostenido de *Nothofagus* hasta el presente. El establecimiento de coníferas criófilas/higrófilas, junto a bajos porcentajes de elementos termófilos del bosque

lluvioso Valdiviano sugieren incremento de precipitaciones y descenso de temperaturas. La presencia de *Drimys winteri*, árbol siempre abundante en ambientes de persistente humedad y productor de granos de polen de gran tamaño pero en baja concentración (Donoso, 2006), dispersados como tétradas y asociado a un síndrome de polinización entomófilo, sugiere la presencia local de este taxón, compatible con la tendencia de aumento en la humedad.

Desde 1,2 ka *Nothofagus* domina el ensamble polínico y alcanza sus mayores porcentajes, lo cual es coetáneo con una disminución en coníferas (*Fitzroya/Pilgerodendron*, *Podocarpus nubigena* y *Saxegothaea conspicua*), incremento en *Drimys winteri* y *Weinmannia trichosperma*. (Figura 6 y 7), y baja abundancia en *Eucryphia/Caldcluvia*. Estos resultados sugieren la dominancia de un bosque de *Nothofagus* con presencia de especies pioneras oportunistas, con requerimientos de alta luminosidad y humedad. . Durante los últimos 500 años *Nothofagus* predomina el ensamble, *Eucryphia/Caldcluvia* alcanza sus mínimos valores de todo el registro, mientras se observa un incremento leve en coníferas y Poaceae, este ensamble lo interpreto como un periodo de apertura del dosel bajo condiciones frías/húmedas.

5.3. Regímenes de perturbación sobre la vegetación

5.3.1. Volcanismo y fuego

El registro de Lago Teo muestra 26 tefras depositadas durante los últimos 10.000 años, indicando alta recurrencia de volcanismo explosivo en sectores próximos al sitio de

estudio. El registro de polen de Lago Teo está dominado por especies arbóreas que han sido caracterizadas como pioneras, de crecimiento rápido y/o sombra intolerante, entre las que se destacan *Eucryphia cordifolia* y *Weinmannia trichosperma*. En Chiloé continental, estas especies dominan sobre la cordillera normalmente a altitudes menores a los 700 m (Donoso, 2006). Se ha descrito que la especie arbórea valdiviana *Eucryphia cordifolia* suele regenerar rápidamente en claros de bosques luego de eventos de perturbación (Donoso, 2006; González y col., 2002; Newton y col., 2009), mientras *Weinmannia trichosperma* muestra un comportamiento similar al de *Eucryphia cordifolia* dada a su capacidad de producir gran cantidad de semillas muy pequeñas fácilmente dispersadas por el viento (7-9 millones de semillas por hectárea, [Donoso, 2006]) y por la alta capacidad germinativa de éstas (Lusk, 1999; Donoso, 2006). Por lo tanto alta actividad volcánica local y atributos ecológicos de especies presentes en el registro de Lago Teo proporciona la oportunidad de evaluar cambios en la estructura de la vegetación local producto de eventos de perturbación de origen no climáticos (volcanismo) sobre Cordillera de Los Andes a los ~43°S durante los últimos 10.000 años. Dichos cambios serán examinados a continuación.

Entre 9,1 y 9,7 ka se observa incrementos abruptos en *Eucryphia/Caldcluvia* y *Weinmannia trichosperma* antecedidos por la depositación de las tefras LTT-25, LTT-24, LTT-23, LTT-22 y LTT-21 (edades interpoladas 9,7 ka, 9,6 ka, 9,6 ka, 9,5 ka y 9,2 ka, respectivamente. Tabla 2, Figura 9). En uno de ellos *Eucryphia/Caldcluvia* incrementó de 34 a 60% y *Weinmannia trichosperma* de 4,5 a 8% entre 9,3-9,7 ka a continuación de un aumento en la actividad de fuego local (entre 9,7-9,9 ka) y las tefras

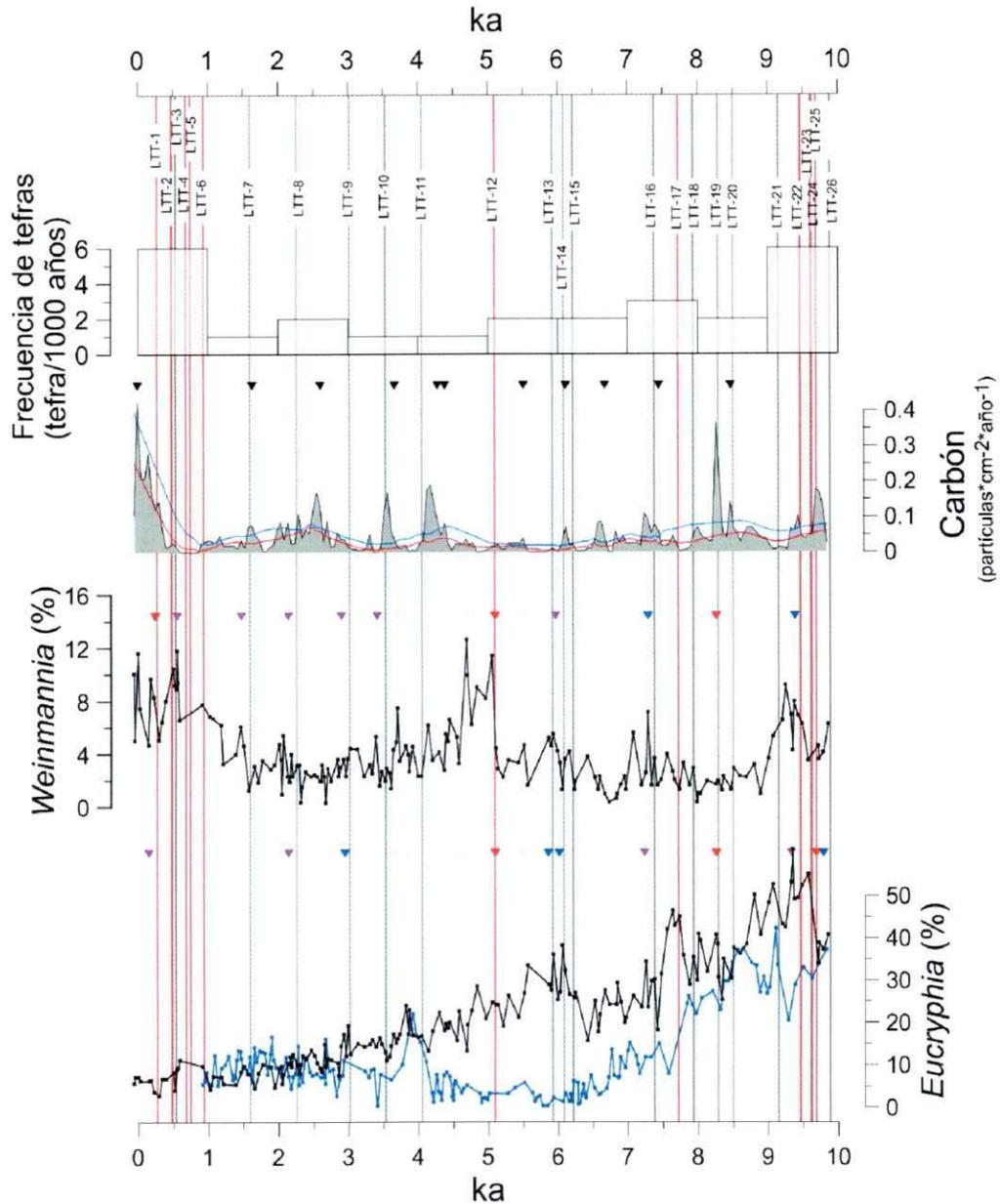


Figura 9: Diagrama resumen del registro de polen y carbón de Lago Teo. El eje X indica la edad en ka (miles de años calendarios antes del presente). Se muestra la abundancia porcentual de *Eucryphia* y *Weinmannia trichosperma* indicando con triángulos los aumentos significativos 51 (rojos), 102 (azules), 153 (morados) y >153 años (grises) posterior a tephras, la tasa de acumulación de carbón macroscópico ($\text{partículas} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{año}^{-1}$) junto al $C_{\text{background}}$ (curva roja) y el $C_{\text{ombrogeno}}$ (curva azul) y el histograma de frecuencia de tephras. Además se muestra la curva de abundancia porcentual de *Eucryphia/Caldcluvia* en azul desde Lago Condorito (Moreno, 2004). Las líneas verticales representan las 26 tephras presentes en el registro estratigráfico de Lago Teo, numeradas desde LTT-1 hasta LTT-26. Las líneas rojas indican eventos desde Volcán Chaitén y las líneas grises eventos no Chaitén.

Tabla 4: Listado de peaks de carbón estadísticamente significativos identificados mediante CharAnalysis, especificando su edad.

Nº Evento	Edad (años cal AP)
1	-9
2	144
3	1674
4	2592
5	3663
6	4275
7	4377
8	5499
9	6213
10	6672
11	7437
12	8457

Tabla 5: Listado de peaks de *Eucryphia/Caldcluvia* (columna izquierda) y *Weinmannia trichosperma* (columna derecha) estadísticamente significativos identificados mediante CharAnalysis, especificando su edad.

<i>Eucryphia/Caldcluvia</i>		<i>Weinmannia trichosperma</i>	
Nº Evento	Edad (años cal AP)	Nº Evento	Edad (años cal AP)
1	195	1	-9
2	1164	2	246
3	2184	3	552
4	2949	4	1164
5	3663	5	1470
6	3867	6	2133
7	4377	7	2592
8	4785	8	2949
9	5142	9	3408
10	5499	10	3714
11	6060	11	3816
12	6570	12	4122
13	6672	13	4377
14	6927	14	4785
15	7335	15	5091
16	7998	16	5499
17	8253	17	5958
18	8814	18	6927
19	9018	19	7284
20	9375	20	7590
21	9681	21	7998
22	9783	22	8253
		23	8508
		24	8814
		25	9375
		26	9681



LTT-25, LTT-24, LTT-23 y LTT-22. Caracterización geoquímica de estos últimos niveles de tefras (excluyendo LTT-24) indica que fueron originados por erupciones pasadas del Volcán Chaitén (Moreno y col., en prep.) indicando alta actividad volcánica explosiva local (eventos Chaitén). LTT-25, LTT-23 y LTT-22 (rango de calibración 9,59-9,84 ka, 9,54-9,72 ka y 9,4-9,6 ka, respectivamente) (Tabla 2) son tefras cercanamente espaciadas en el tiempo proveniente desde el Volcán Chaitén y corresponden según Moreno y col. (en prep) a la tefra Cha1 de edad 9,75 ka (rango de calibración 9,54-9,89 ka) mapeada en depósitos superficiales por Watt y col., 2011 catalogada como una de las erupciones de mayor explosividad en los Andes del sur durante el Holoceno (Naranjo y Stern, 2004; Watt y col., 2011). El volumen estimado de la tefra depositada durante el evento Chaitén Cha1 fue de $\sim 3,5 \text{ km}^3$ (Watt y col., 2011), este valor es significativamente mayor a los $0,5-1,0 \text{ km}^3$ de tefra depositada durante la erupción del Volcán Chaitén del año 2008 DC (Watt y col., 2009; Alfano y col., 2011) la cual provocó daños severos a la vegetación local aledaña al domo volcánico (Major y col., 2013; Swanson y col, 2013), por ello es plausible que en conjunto los eventos LTT-25, LTT-23 y LTT-22 (más LTT-24) pudieron haber inducido cambios en las comunidades de bosques sobre los Andes a los $\sim 43^\circ\text{S}$ de magnitud y extensión mucho mayores en comparación a la erupción del 2008 DC. La mantención de altos porcentajes en *Eucryphia/Caldcluvia* y *Weinmannia trichosperma* entre 9,1-9,3 ka está estratigráficamente asociado a la tefra LTT-21 de edad 9,2 ka (carente de análisis geoquímico). La secuencia de eventos eruptivos entre 9,1-9,7 ka ocurren dentro de un contexto climático regional caracterizado por condiciones de mayor temperatura y menor precipitación entre 7,6-11 ka, en comparación a los parámetros actuales (Moreno,

2004), condiciones que son favorables para el desarrollo de *Eucryphia/Caldcluvia*, por lo tanto se sugiere que condiciones climáticas regionales propicias para la proliferación y mantención de *Eucryphia/Caldcluvia* contribuyeron en su incremento abrupto posterior a la depositación de tefras de origen Chaitén. La correspondencia estratigráfica y cronológica entre tefras y cambios en la vegetación entre 9,1-9,7 ka sugiere que eventos eruptivos explosivos próximos a Lago Teo tuvieron un gran impacto sobre la composición y estructura de las comunidades de bosques dentro de 50-100 años después de su ocurrencia.

Se registra entre 7,3 y 8,5 ka variación en la estratigrafía polínica de *Eucryphia/Caldcluvia* y *Weinmannia trichosperma* junto a una disminución en *Nothofagus*, antecedido por un aumento en la acumulación de carbón (Figura 9). Principales oscilaciones en *Eucryphia/Caldcluvia* y *Weinmannia trichosperma* son estratigráficamente cercanos a las tefras LTT-20, LTT-19, LTT-18, LTT-17 y LTT-16 (edad interpolada de 8,5 ka, 8,3 ka, 7,9 ka, 7,7 y 7,3 ka, respectivamente. Figura 9, Tabla 2). La geoquímica de las tefras indica que LTT-20 y LTT-18 corresponden a tefras de composición trácica, mientras LTT-17 presenta composición riolítica proveniente desde Volcán Chaitén (Moreno y col., en prep.), indicando predominio de actividad volcánica algo más distal (eventos no Chaitén) y un evento local (evento Chaitén). Durante gran parte de este periodo variaciones en la abundancia de *Eucryphia/Caldcluvia* covarían con *Weinmannia trichosperma* (Figura 9). *Weinmannia trichosperma* muestra una tendencia de incremento gradual en su abundancia con aumentos discretos de magnitud creciente en 8,4 ka, 8,2 ka, 7,8 ka, 7,6 ka y 7,3 ka, los que son precedidos por

las tefras LTT-20, LTT-19, LTT-18, LTT-17 y LTT-16 (Figura 9), respectivamente, sugiriendo que el efecto acumulativo de sucesivos eventos eruptivos locales y extralocales provocó dicho patrón de incremento en el taxón. *Eucryphia/Caldcluvia* exhibe una tendencia de incremento similar a la mostrada por *Weinmannia trichosperma*, pero diverge a partir de 7,6 ka con una disminución abrupta en su abundancia. Como mencioné anteriormente, el intervalo datado entre ~7,6-11 ka se ha descrito como un período de incremento de las temperaturas y disminución en precipitaciones a nivel regional (Moreno, 2004), seguido a partir de ~7,6 ka de una tendencia hacia condiciones de menores temperaturas y mayores precipitaciones que el intervalo anterior, caracterizado por una declinación a nivel regional del palinomorfo *Eucryphia/Caldcluvia* (Moreno, 2004). Por lo tanto, se sugiere que la disminución abrupta de *Eucryphia/Caldcluvia* a partir de 7,6 ka estaría siendo gatillada principalmente por condiciones climáticas regionales.

Entre 5,6 y 6,2 ka *Eucryphia/Caldcluvia* incrementa en forma de pulsos de baja magnitud (aumento promedio de 6%) a la par con aumentos leves de *Weinmannia trichosperma* (aumento promedio de 2%) (Figura 9). El registro tefroestratigráfico indica la depositación de 3 tefras (LTT-15, LTT-14 y LTT-13, con edades de 6,2 ka, 6,06 ka y 5,9 ka, respectivamente) que preceden a los incrementos mostrados por ambos taxa (Figura 9). Las tefras LTT-15 y LTT-14 fueron caracterizadas geoquímicamente como basálticas (Moreno y col., en prep.) sugiriendo actividad volcánica explosiva extra local (eventos no Chaitén), mientras LTT-13 carece de análisis químico. A nivel regional, se ha descrito que durante este período se registra una disminución sostenida de las

temperaturas e incremento de la humedad, caracterizado por el descenso sostenido del palinomorfo *Eucryphia/Caldcluvia* (Moreno, 2004). Esta disminución es consistente con lo registrado en Lago Teo, producto de una disminución a nivel regional en la abundancia de *Eucryphia/Caldcluvia*. Por lo tanto, variaciones en la vegetación y la depositación de tefras entre 5,6-6,2 ka sugieren que eventos eruptivos extralocales generaron cambios de baja magnitud sobre la vegetación local próxima a Lago Teo.

A partir de 5,0 ka se registra un incremento abrupto en *Weinmannia trichosperma* y *Tepualia stipulatis*, inmediatamente después de la tefra LTT-12 de edad interpolada 5,08 ka y 31 cm de espesor (Figura 6 y 9). Además *Eucryphia/Caldcluvia* mantiene su tendencia hacia una disminución sostenida en su abundancia (Figura 9). Análisis geoquímico de la tefra LTT-12 indica que se originó a partir del Volcán Chaitén (Moreno y col., en prep.). Un reciente registro tefroestratigráfico y geocronológico desarrollado a 2,5 km al noroeste del Volcán Chaitén documenta la depositación de una tefra producto de una erupción de este último centro volcánico denominada por los autores como Cha2 de edad 4,95 ka (rango de calibración 4,86-5,04 ka) (Watt y col., 2013), la cual es estadísticamente idéntica en edad a LTT-12 (5,08 ka, rango de calibración 4,87-5,41 ka) sugiriendo que ambas tefras corresponden al mismo evento eruptivo. Se estimó que el volumen de tefra depositado durante el evento Chaitén Cha2 (LTT-12) fue de 4,7 km³ (Watt y col., 2013), aproximadamente 4 veces más que lo depositado durante la reciente actividad del Volcán Chaitén (año 2008 DC, ~0,5-1 km³; Watt y col., 2009; Alfano y col., 2011), lo cual sugiere que el evento eruptivo LTT-12/Cha2 pudo haber generado un gran impacto sobre la vegetación local próxima al

centro eruptivo. Esto es consistente con el espesor de LTT-12 (31 cm), y el incremento abrupto en *Weinmannia trichosperma* (de 4,4 a 11,4%), y la mantención en su abundancia hasta 4,7 ka (~380 años posterior al evento), especie arbórea que su crecimiento es favorecido por regímenes de perturbación al igual que *Eucryphia cordifolia*. Sin embargo, a pesar de la gran magnitud del evento Chaitén LTT-12/Cha2, *Eucryphia/Caldcluvia* mantiene su tendencia hacia la disminución en su abundancia. Como se mencionó anteriormente, este periodo ha sido caracterizado por condiciones climáticas desfavorables para el crecimiento óptimo del taxón *Eucryphia/Caldcluvia* (menores temperaturas e intenso regimen de precipitación en comparación a los parámetros actuales) (Moreno, 2004), por lo tanto se sugiere que la baja abundancia de *Eucryphia/Caldcluvia* entre 4,7-5 ka estaría siendo controlada principalmente por factores climáticos, causando una disminución de *Eucryphia/Caldcluvia* en zonas próximas a Cordillera de los Andes a los ~43°S. Estos resultados sugieren que el evento Chaitén LTT-12/Cha2 provocó entre 4,7-5 ka perturbación de gran magnitud en las comunidades de bosque sobre Cordillera de los Andes a los ~43°S, ocasionando la apertura del bosque lo cual posibilitó una rápida proliferación de la especie arbórea *Weinmannia trichosperma*.

El registro de Lago Teo muestra durante los últimos 10.000 años incrementos significativos en la abundancia en *Eucryphia/Caldcluvia* y *Weinmannia trichosperma* entre 51, 102 y 153 años y carbón entre 51 y 102 años después de la depositación de tefras, respectivamente (Figura 9). Estos resultados sugieren que la caída de ceniza volcánica producto de actividad volcánica explosiva próxima a Lago Teo provocó

cambios en la estructura y composición de la vegetación circundante al lago durante los últimos 10.000 años, favoreciendo el rápido crecimiento de especies que son beneficiadas por apertura del bosque producto de eventos de perturbación y sombra intolerante como *Eucryphia cordifolia* y *Weinmannia trichosperma*, y probablemente actuó como gatillante indirecto en la generación de fuegos locales mediante la generación de grandes volúmenes de biomasa muerta susceptible de ser quemada con posterioridad al evento eruptivo.

5.3.2. Humanos

El registro de Lago Teo muestra la aparición de hierbas exóticas de origen europeo junto a un incremento en Poaceae y la persistencia de alta abundancia de *Weinmannia trichosperma* (>10%) durante los últimos 400 años. Se observa a partir 0,4 ka (1560 años DC, intervalo de confianza 1470-1637 años DC) la presencia de *Rumex*, seguido desde 0,2 ka de la aparición de *Plantago*. El aumento y aparición de especies invasivas a partir de 0,4 ka (Poaceae, *Rumex acetocella*, *Plantago major*, *Weinmannia trichosperma*) sugieren la degradación y apertura del bosque producto de la llegada de colonos europeos a sectores próximos Lago Teo. Sin embargo, la edad de aparición de elementos exóticos es inconsistente con registros históricos que documentan la llegada y el establecimiento de los primeros colonos al área de estudio en la mitad del siglo 19 (Alfonso, 1900). Esta divergencia en la cronología evidencia problemas en el modelo de edad durante este tramo, debido al poco grado de ajuste que existe entre la media probabilidad de la edad modelada y las edades radiocarbónicas calibradas en la parte más reciente del registro estratigráfico/crónológico.

La presencia de especies exóticas está cronológicamente asociada a un aumento en la acumulación de carbón a partir de 0,4 ka (Figura 8) ocurrida inmediatamente posterior a la depositación de 2 tefras (LTT-2 y LTT-3, Tabla 2. Por lo tanto, estos resultados sugieren que la ocurrencia de paleofuego contribuyó a la degradación del bosque nativo probablemente por el asentamiento de colonos de origen europeo, provocando la colonización de especies vegetales exóticas en sectores del bosque afectados por el fuego. Además se sugiere que actividad volcánica local pudo haber contribuido al aumento de especies que su crecimiento es favorecido por perturbación y/o en la generación de fuego producto de la muerte de vegetación local provocado por la caída de ceniza volcánica, generando mayor biomasa muerta combustible y/o apertura del bosque.

5.4. Implicancias regionales

5.4.1 Paleovegetación y Paleoclima

El registro polínico de Lago Teo indica entre 7,6 y 10 ka dominancia de especies del bosque lluvioso Valdiviano bajo condiciones ambientales más cálidas y secas que las actuales. Estos resultados replican lo documentado en otros registros desde La Región de los Lagos del sur de Chile tales como sitio Huelmo entre 6,9-10,6 ka (Moreno y León, 2003), Lago Condorito entre 7,6-10 ka (Moreno, 2004), Lago Melli entre ~7,4-11 ka (Abarzúa y Moreno, 2008), y en un registro marino de polen obtenido a partir de Seno Reloncaví entre 7,4-10,7 ka (Montade y col., 2012), en donde la predominancia de *Eucryphia/Caldcluvia* ha sido interpretada como condiciones de mayores temperaturas

y montos de precipitación más bajos que los actuales. Resultados consistente con bajos niveles lacustre inferidos a partir de registro de polen de Lago Lepué (Pesce y Moreno, 2014). La similitud en el tiempo y composición de la vegetación entre el registro polínico de Lago Teo con los antecedentes regionales sugiere sincronía y una respuesta homogénea de la vegetación a una disminución en la intensidad o migración hacia el sur de los 43°S del Cinturón de Vientos del Oeste en Patagonia Noroeste durante los primeros milenios del Holoceno.

A partir de 7,6 ka se observa una disminución en el taxón termófilo y resistente a sequías de verano *Eucryphia/Caldcluvia* y el inicio del incremento de las coníferas criófilas/higrófilas *Fitzroya/Pilgerodendron* y *Podocarpus nubigena* sugiriendo el establecimiento de un mosaico de comunidades vegetales de bosque lluvioso Valdiviano y Nordpatagónico (Figura 6), marcando el inicio de condiciones más frías y húmedas que el período anterior. Estos resultados son sustentados por registros paleoclimáticos regionales, los cuales documentan el comienzo de un incremento de las precipitaciones entre 7,6-7,9 ka (Abarzúa y col., 2004; Moreno, 2004). Aumento sostenido en *Nothofagus* y coníferas higrófilas y resistentes al frío entre 1,2-6,4 ka lo que interpreto como una disminución de las temperaturas e incremento en las precipitaciones. Esta tendencia multi-milenial de aumento de las precipitaciones también se observa en el resto de los registros de la región (Moreno y León, 2003; Abarzúa y col., 2004; Moreno, 2004; Abarzúa y Moreno, 2008; Montade y col., 2012) sugiriendo un incremento regional en la actividad de los vientos del oeste.

Durante los últimos 1200 años el registro muestra predominio de *Nothofagus*, junto a bajos porcentajes de las coníferas higrófilas/criófilas *Fitzroya/Pilgerodendron* y *Podocarpus nubigena*. Adicionalmente, se observa un incremento gradual en Poaceae y la especie arbórea de crecimiento rápido y colonizadora de espacios abiertos *Weinmannia trichosperma* (Figura 9), sugiriendo apertura del paisaje bajo condiciones relativamente frías y húmedas y alta influencia del Cinturón de Vientos del Oeste.

Trabajos paleoclimáticos desde sectores continentales de La Región de los Lagos e Isla Grande de Chiloé reportan alta actividad de fuego entre ~8,5-12,5 ka y durante los últimos 3000 años (Moreno, 2004; Abarzúa y Moreno, 2008), postulando que dicha ocurrencia estaría siendo modulada por cambios a escalas de tiempo multi-milenial en la posición y/o intensidad de los vientos del oeste (Moreno, 2004; Whitlock y col., 2007; Abarzúa y Moreno, 2008). El registro de acumulación de carbón de Lago Teo muestra una tendencia multi-milenial en la ocurrencia de paleofuegos concordante con el patrón regional, con máximos entre 9,7-9,9 y 8,2-8,5 ka, y durante los últimos 600 años (Figura 8, 9), sugiriendo un control climático sobre la generación de incendios en sectores precordilleranos de Chiloé Continental a los ~43°S. Adicionalmente períodos de alto régimen de fuego coinciden estratigráficamente con alta frecuencia de eventos eruptivos entre 9-10 ka (n=6, 6 eventos/1000 años), 8-9 ka (n=2, 2 eventos/1000 años) y durante el último milenio (n=6, 6 eventos/1000 años) (Figura 9). La asociación temporal entre fuego local y niveles de tefra sugiere que la caída de ceniza volcánica pudo haber originado la muerte de la vegetación local generando gran cantidad de biomasa que fácilmente puede ser quemada en condiciones de sequía, o pudo haber provocado la

ignición de biomasa combustible en sectores aledaños a los centros volcánicos próximo a Lago Teo durante dichos intervalos de tiempo. Por lo tanto, estos resultados sugieren que la generación de paleofuegos en áreas cercanas de Lago Teo fue controlada principalmente por factores climáticos asociados a variaciones a escalas de tiempo multi-milenial en la intensidad del Cinturón de Vientos del Oeste durante los últimos 10.000 años. Además probablemente erupciones volcánicas gatillaron un aumento en la ocurrencia de eventos de fuego local y/o generaron paleoincendios en las cercanías a los centros eruptivos.

6. CONCLUSIONES

El registro de Lago Teo indica dominancia de elementos característicos de los bosques templados lluvioso sobre sectores pre-cordilleranos de Chiloé continental durante los últimos 10.000 años. Basado en el análisis de polen, carbón y eventos volcánicos el registro de Lago Teo indica:

1) una tendencia multi-milenial de variación en la vegetación característica de los bosques Valdiviano hacia un Bosque Nordpatagónico a partir de 7,6 ka. Esto lo interpreto como una intensificación y/o migración hacia el norte de los 44°S del Cinturón de Vientos del Oeste. Durante los últimos 1200 años el registro muestra dominancia de *Nothofagus* y aumentos en Poaceae y *Weinmannia trichosperma* sugiriendo apertura del paisaje bajo condiciones relativamente frías y húmedas, y la permanente influencia del Cinturón de Vientos del Oeste.

2) depositación de 26 niveles de tefra durante los últimos 10.000 años. Se observa alta frecuencia de depositación de tefras entre 9-10 ka y durante el último milenio (n=6, 6 eventos/1000 años), frecuencias intermedias entre 5-9 ka (n=9, 2,25 eventos/1000 años) y baja frecuencia entre 1-5 ka (n=5, 1,25 eventos/año). Estos resultados demuestran que la caída de ceniza producto de erupciones volcánicas ha sido un fenómeno recurrente en este sector de Chiloé Continental durante el actual interglacial.

3) asociación estratigráfica entre incrementos conspicuos en *Eucryphia/Caldcluvia* y niveles de tefra durante los primeros milenios del Holoceno. Incrementos de gran magnitud en *Eucryphia/Caldcluvia* entre 9,1-9,7 ka fueron precedidos por las tefras

LTT-25, LTT-23 y LTT-22 (Eventos Chaitén), sugiriendo que eventos explosivos locales generaron gran impacto sobre la vegetación local. Mientras el incremento en *Eucryphia/Caldcluvia* entre 7,6-8,5 ka precedido por las tefras LTT-20 (evento no Chaitén), LTT-19 (desconocida), LTT-18 (evento no Chaitén) y LTT-17 (evento Chaitén) sugiere que su aumento estaría dada por un efecto acumulativo de sucesivos eventos eruptivos locales (eventos Chaitén) y extralocales (eventos no Chaitén). Además, se sugiere que condiciones climáticas regionales propicias para la proliferación de *Eucryphia/Caldcluvia* contribuyeron en su abrupto incremento posterior a la depositación de tefras entre 9,1-9,7 ka y 7,6-8,5 ka.

4) asociación estratigráfica entre incrementos en *Weinmannia trichosperma* y tefras durante los últimos 10.000 años. Se observan incrementos de gran magnitud entre 9,7-9,9 ka y 4,7-5 ka, cambios precedidos por las tefras LTT-25, LTT-23, LTT-22, y LTT-12, respectivamente. Estos eventos eruptivos corresponden a erupciones pasadas del volcán Chaitén, siendo LTT-25 y LTT-12 erupciones explosivas más grande del sur de Chile durante el Holoceno. Por lo tanto se sugiere que eventos volcánicos locales (eventos Chaitén) provocaron cambios catastróficos sobre las comunidades de bosques sobre Cordillera de Los Andes a los 43°S, ocasionando la apertura del bosque que posibilitó una rápida proliferación de *Weinmannia trichosperma*.

5) una tendencia multi-milenial en la ocurrencia de paleofuegos durante los últimos 10.000 años. Se registra períodos de alta actividad de paleofuego entre 8,2-9,9 ka, y durante los últimos 600 años, mientras momento de baja actividad ocurre entre 0,6-8,2 ka. Este patrón de cambio muestra correspondencia cronológica con el patrón regional

de ocurrencia de paleo incendios, adicionalmente existe coincidencia estratigráfica y cronológica con alta frecuencia de eventos eruptivos entre 9-10 ka, 8-9 ka y durante los últimos 1000 años. Estos resultados sugieren que la generación de paleofuegos en áreas cercanas a Lago Teo fue controlada principalmente por un componente climático asociado a variaciones a escalas de tiempo multi-milenial en la intensidad del Cinturón de Vientos del Oeste durante los últimos 10.000 años. Además erupciones volcánicas pudieron haber gatillado eventos de fuego en las cercanías de los centros volcánicos entre 9-10 ka, 8-9 ka y durante los últimos 1000 años.

CAPÍTULO 2:

VEGETACIÓN, FUEGO Y CLIMA DESDE EL ÚLTIMO MÁXIMO GLACIAL EN VALLE CHACABUCO (47°S), AYSÉN, CHILE.

1. INTRODUCCIÓN

Trabajos paleoecológicos realizados en Patagonia Centro oeste (PCO, 44°-49°S) en el sur de Sudamérica (Figura 10) dan un panorama muy heterogéneo, divergente e incluso contradictorio respecto a la historia de la vegetación y clima de los últimos 20.000 años. Registros palinológicos desarrollados a partir de sedimentos lacustres en Archipiélago de Los Chonos (44°S) (Laguna Lincoln [45°21,1'S, 74°4,3'O] y Laguna Lofel [44°53'S, 74°24,6'O]) (Haberle y Bennett 2004) y Península Taitao (46°S) (Laguna Six Minutes [46°25,3'S, 74°20,4'O] y Laguna Stibnite [46°26,7'S, 74°25,1'O]) (Bennett y col., 2000) localizados en costa pacífica de la región de Aysén (Figura 10) muestran un paisaje dominado por hierbas y helechos entre 15-17 ka, seguido por el establecimiento de bosque de *Nothofagus* y coníferas (*Pilgerodendron uviferum* y *Podocarpus nubigena*), el cual persiste sin grandes cambios hasta la actualidad. Registros palinológicos de Archipiélago de Los Chonos muestran predominio de *Nothofagus* y coníferas entre 12-16 ka bajo un alto régimen de precipitación. A continuación registran un aumento en *Tepualia stipularis* y *Weinmannia trichosperma*, junto a una disminución en *Pilgerodendron uviferum* gatillado por el establecimiento de condiciones de menor precipitación y más cálidas hasta 7,5 ka. A partir de 7,5 ka el registro polínico es dominado por taxa arbóreos higrófilos resistentes al frío

(*Nothofagus* tipo *dombeyi*, *Pilgerodendron uviferum*) y *Tepualia stipularis* sugiriendo condiciones frías y húmedas las que prevalecen hasta el presente. Un escenario paleoclimático radicalmente distinto se describe en trabajos realizados al este de Cordillera de los Andes. Parámetros fisicoquímicos (susceptibilidad magnética, contenido de carbono orgánico e inorgánico) y biológicos (polen, diatomeas, etc.) en sedimentos lacustres obtenidos a partir de Lago Cardiel (48°48'S, 71°13'O, Figura 10) (Markgraf y col., 2003) indican niveles lacustres muy por debajo del nivel actual antes de 12,5 ka, seguido por un rápido incremento y establecimiento de niveles sobre el actual entre 8-11 ka. Este aumento en el nivel lacustre entre 8-11 ka fue interpretado como incremento de las precipitaciones a causa del movimiento latitudinal al norte de los 50°S de los vientos del oeste los cuales, a juicio de dichos autores, se focalizaron entre los 44°-49°S. Registros polínicos proveniente de los pantanos Mallín Pollux (45°41'S, 71°50'O; Markgraf y col., 2007) y Lago Shaman (44°S, 26'S; 71°11'O; de Porras y col., 2012), sitios ubicados en el sector este de la Región de Aysén (Figura 10), muestran una vegetación dominada por arbustos (Ericaceae, tipo *Perezia* y *Mulinum*) entre ~15-19 ka, seguido por el establecimiento de vegetación esteparia (Poaceae, *Acaena*, Asteraceae) entre ~11,3-15 ka y el posterior incremento en *Nothofagus* tipo *dombeyi* entre 7,5-11,3 ka, para dar paso finalmente al establecimiento de un bosque cerrado de *Nothofagus* (60-90 % de *Nothofagus*, Mancini y col., 2002) hasta la actualidad. Dichos autores interpretaron esta secuencia de variación de la vegetación como condiciones más secas que las actuales entre ~15-19 ka, aumento de la humedad entre ~11,3-15 ka, condiciones de mayor pluviosidad y veranos más secos que los actuales entre 7,5-11 ka, seguido por la instauración de un régimen de menor

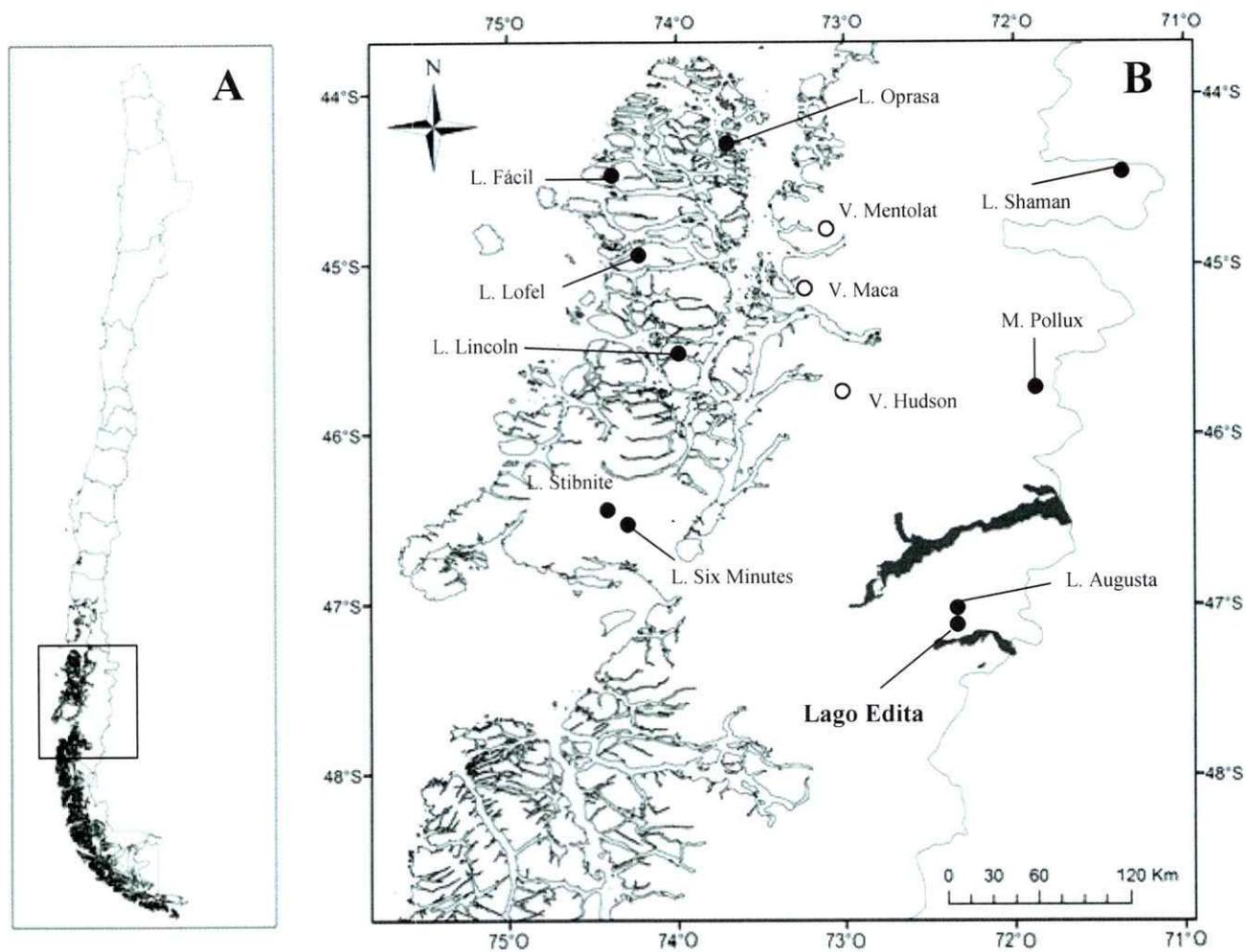


Figura 10: A) Mapa de Chile indicando en un rectángulo el sector de Patagonia Centro. B) Mapa de la región de estudio, incluyendo los sitios mencionados incluidos en la discusión de este capítulo. Además se indica la ubicación de Lago Edita.

precipitación que el periodo anterior que se mantiene hasta la actualidad (Markgraf y col., 2007). Un reciente estudio en sedimentos lacustres obtenidos de Lago Augusta (47°05'S, 72°23'O) (Villa-Martínez y col., 2012), un pequeño lago ubicado sobre la vertiente oriental de Cordillera de los Andes en Patagonia Central Chilena (Figura 10), documenta un paisaje dominado por hierbas, arbustos y presencia de coníferas (Poaceae, Ericaceae/*Empetrum*, *Fitzroya/Pilgerodendron* y *Podocarpus nubigena*) entre 11,8-16 ka lo cual fue interpretado como un paisaje abierto bajo condiciones frías y húmedas. Fluctuaciones a escala de tiempo milenial en la abundancia de coníferas higrófilas (*Fitzroya/Pilgerodendron* y *Podocarpus nubigena*) sugieren variaciones de temperatura y humedad, destacando un máximo entre 11,8-13,4 ka bajo condiciones más frías/húmedas que las actuales. A partir de 11,8 ka predomina el palinomorfo *Nothofagus* tipo *dombeyi* junto a la disminución de taxa arbóreos higrófilos resistentes al frío los cuales marcan un aumento en la temperatura y disminución de la precipitación, condiciones que persisten hasta la actualidad. Variaciones en la paleoprecipitación, a juicio de dichos autores, estaría relacionado con cambios en la influencia del CVO alrededor de los 47°S (Villa-Martínez y col., 2012). A partir de 9,8 ka se observa la persistencia de *Nothofagus* con variaciones relativamente leves (entre ~69-93%, media 83%) hasta el presente. A pesar de que el registro cuenta con una estratigrafía polínica completa hasta el presente, carece de cronología detallada y continua durante el Holoceno lo que impide caracterizar temporalmente cambios en la vegetación y eventos de fuegos, y contextualizar cronológicamente los mecanismos causantes de dichos cambios.

En este capítulo presento un registro de polen, carbón, esporas y microalga de alta resolución temporal a partir de sedimentos lacustres obtenidos desde Lago Edita (47°8'S, 72°25'O, ~570 m.s.n.m.), un pequeño lago ubicado sobre la vertiente oriental de Cordillera de los Andes, en Valle Chacabuco, ~9 km al noreste de la ciudad de Cochran y ~7 km al suroeste de Lago Augusta (Figura 10). Los resultados de los análisis me permitirán reconstruir la historia vegetacional en torno al lago y eventos de fuego, además permitirá abordar las siguientes preguntas i) ¿Cuál ha sido la cronología y dirección de cambio de la vegetación y eventos de fuego en Valle Chacabuco desde el Último Máximo Glacial? ii) ¿Estos cambios ocurrieron de manera abrupta o gradual? iii) ¿Han sido los eventos de perturbación no climáticos (volcanismo) un factor importante en la historia de variación de la vegetación desde el Último Máximo Glacial? y iv) ¿Cómo variaron los vientos del oeste durante los últimos ~19.000 años?

2. ÁREA DE ESTUDIO

La Región de Aysén del General Carlos Ibáñez del Campo (XI región, 43°38'-49°16'S, Figura 10) presenta abundantes canales marítimos, islas, archipiélagos y fiordos en una accidentada topografía carente de un valle longitudinal continuo, a diferencia de Chile Central (30-38°S). Al norte de la región se ubica el Golfo Corcovado, en el límite con La Región de Los Lagos. Al oeste, la Cordillera de la Costa se encuentra parcialmente sumergida formando islas que son parte del Archipiélago de las Guaitecas, los Chonos y Península de Taitao. Al este, la Cordillera de los Andes constituye la unidad morfológica más importante de la región, con montes de altitud considerable como Monte San Valentín (4.058 m.s.n.m.), Cerro Maca (2.690 m.s.n.m.), Hyades (3.078 m.s.n.m.) y Hudson (2600 m.s.n.m.). Una característica destacable del macizo andino es la presencia de extensos campos de hielo, destacándose Campo de Hielo Patagónico Norte (CHPN) el cual se ubica frente a la península de Tres Montes e íntegramente dentro de la región de Aysén. Adicionalmente, es posible visualizar un paisaje con una serie de valles con huellas erosivas así como depósitos y geoformas glaciales que se remontan a la última glaciación (Hein y col., 2010).

La accidentada geografía y la presencia de Cordillera de los Andes provoca una alta heterogeneidad de climas en la Región de Aysén. La costa pacífica y los Andes están bajo la influencia permanente del Cinturón de Vientos del Oeste, mostrando una fuerte correlación positiva entre la velocidad del viento zonal y la precipitación media anual registrada en la estación meteorológica de Coyhaique (Moy y col., 2009) la cual disminuye hacia sectores orientales de Cordillera de los Andes (Garreaud y col., 2009).

Las precipitaciones a nivel regional presentan montos que fluctúan entre los 300 y 2.600 mm/año (Castillo, 2001). En el norte de la región, la zona de Puyuhuapi registra valores anuales superiores a los 1.400 mm, mientras en Puerto Aysén superan los 2.600 mm. La zona suroriente de la región muestra una disminución notable en los montos de precipitaciones, reflejados en los casi 500 mm/año en Balmaceda y ~300 mm/año en Chile Chico. La orografía regional influye directamente sobre su comportamiento térmico, con valores medios anuales superior a 8°C en Puerto Aysén, 7°C en Coyhaique y 11°C en Chile Chico (Castillo, 2001). El clima del área de Cochrane ha sido descrito como transicional, entre la extrema humedad del clima oceánico sobre la costa Pacífica y el árido clima continental al este de Cordillera de los Andes (Tomé y col., 2007). La estación meteorológica Lord Cochrane (47°14'S, 72°33'O) registra valores de precipitación media anual sobre los 680 mm y temperatura media anual sobre 9°C (Castillo, 2001).

El marcado gradiente de precipitación y la topografía del sector controlan la actual distribución regional de la vegetación, clasificada en 5 unidades vegetacionales a lo largo de un transecto desde el oeste hacia el este (Schmithusen, 1956; Castillo, 2001; Mancini, 2002; Mancini y col., 2002; Donoso, 2006; Luebert y Pliscoff, 2006):

i) **Tundras Magallánicas:** Esta unidad vegetacional se encuentra en islas, fiordos y canales al oeste de Cordillera de los Andes, donde las precipitaciones anuales varían entre 3.000-4.000 mm. Está dominada por plantas en cojín como *Donatia fascicularis*, *Astelia pumila*, *Oreobolus obtusangulus*, *Tetroncium magellanicum*, etc, asociadas a

Nothofagus betuloides y las coníferas *Pilgerodendron uviferum*, *Lepidothamnus fonkii* y *Podocarpus nubigena*.

ii) **Bosque lluvioso siempreverde** con coníferas: Se encuentra en sectores de baja temperatura y con valores de precipitación que fluctúan entre 1.500-3.000 mm/año. Esta unidad vegetacional está dominada por *Nothofagus nitida* y *Nothofagus betuloides*, junto a *Pilgerodendron uviferum* en sectores anegados.

iii) **Bosque deciduo:** Esta unidad corresponde a una transición entre el bosque lluvioso siempreverde y la estepa Patagónica sobre la vertiente oriental de la Cordillera de los Andes aproximadamente entre los 500 y 1.250 m.s.n.m. y con precipitación anual en el rango de 400-1.000 mm. Dominado por *Nothofagus pumilio*, en sectores más húmedos es posible encontrarlo junto a *Nothofagus betuloides* formando bosques mixtos.

iv) **Estepa Patagónica:** Unidad dominada por especies de la familia Poaceae (*Festuca gracillima*, *Stipa brevipes*), arbustos (*Mulinum spinosum*) y herbáceas (*Acaena splendens*), en áreas con precipitación anual de ~500 mm.

v) **Pradera Alto-Andina:** Dominada por hierbas (Poaceae, Asteraceae, Apiaceae y Cyperaceae), arbustos (Ericaceae) y plantas en cojín como *Nassauvia*, *Perezia*, Rosaceae, *Azorella* y *Empetrum* por sobre el límite arbóreo ubicado a los 900-1.000 m de elevación, junto con algunos individuos de *Nothofagus antarctica*. El clima es frío y relativamente húmedo, en algunos sectores de mayor elevación hay nieve durante todo el año.

3. MÉTODOS

3.1. Obtención del registro sedimentario

La obtención de los testigos de sedimento se realizó durante los años 2006 y 2009 desde una plataforma anclada. El año 2006 se obtuvo un testigo corto de interfase agua-sedimento PC0603SC1. Posteriormente el año 2009 obtuvimos un nuevo testigo interfase agua-sedimento PC0902SC1, en ambos testigos se utilizó un barreno con pistón con cámara transparente de plástico de 7,5 cm de diámetro, y fueron submuestreados in-situ a intervalos de 1 cm. Además obtuvimos testigos largos de la serie PC0902A, PC0902B y PC0902C utilizando un barreno de pistón Wright. Todos los testigos fueron obtenidos desde el sector más profundo de la cuenca del lago, a una profundidad de 8 m desde la superficie del lago. Los testigos fueron rotulados y almacenados en una cámara fría a 4°C en el laboratorio de Paleoecología Cuaternaria de la Universidad de Chile.

3.2. Estratigrafía y cronología

La descripción de la litología de los testigos fue realizada mediante descripción visual complementada con radiografías digitales para detectar cambios estratigráficos sutiles y documentar posibles estructuras sedimentarias (Figura 11). Se determinó el contenido de agua, materia orgánica, inorgánica y siliciclastos contenidos en los sedimentos mediante análisis de Pérdida por Ignición (PPI, Figura 12), para lo cual tomé muestras de 1 cc espaciadas a partir de tramos de 1 cm de espesor en cada uno de los testigos.

Este análisis consiste en la deshidratación de las muestras a 105°C durante toda una noche, luego se realizan quemas secuenciales a 550°C y 925°C por 2 y 4 horas, respectivamente (Bengtsson y Enell, 1986; Heiri y col., 2001). Correlacioné los testigos sobre la base de los valores de densidad seca inorgánica obtenidos mediante el análisis de PPI.

La cronología del registro sedimentario de Lago Edita se basa en dataciones radiocarbónicas AMS (Accelerator Mass Spectrometry) obtenidas a partir de muestras de sedimentos orgánicos de 1 cm de espesor (Tabla 6). Generé un modelo de edad basado en la calibración de edades radiocarbónicas a años calendario antes del presente (cal AP, presente = 1950 DC) utilizando las bases de datos IntCal09 (Reimer y col., 2009) y SHCal04 (McCormac y col., 2004) disponibles en el paquete BACON (Blaauw y Christen, 2011) del programa R (www.R-project.com).

3.3. Análisis polínico

Cada muestra utilizada para el análisis polínico comprende 1 cm de espesor de las cuales tomé 2 cc de sedimento, excluyendo los niveles de tefra. Los primeros 141 cm del registro palinológico los analicé de forma continua-contigua, luego con un espaciamiento de 2 a 5 cm entre niveles analizados. Las muestras fueron procesadas siguiendo un procedimiento estándar que incluye KOH al 10%, tamizado (<120 µm), HF al 40% y acetólisis (Faegri y Iversen, 1989). Se añadieron tabletas de esporas de *Lycopodium* exótico para calcular tasa de acumulación (N° de esporas*cm⁻²*años⁻¹) de

partículas de carbón microscópicas a cada uno de los niveles procesados. Finalmente las muestras se montaron en un medio de metilsilicona 2000 cs y fueron analizadas al microscopio óptico con aumento de 400X. Conté un mínimo de 300 granos de polen provenientes de plantas vasculares terrestres (árboles, arbustos y herbáceas = suma polen terrestre) por cada nivel. Los porcentajes de cada taxón terrestre se calcularon a partir de esta suma. Los porcentajes de taxa acuáticas, pteridófitas y microalga se calcularon a partir de las supersumas "polen total" (polen terrestre + acuáticas), "polen total y esporas" (polen total + Pteridophyta) y "polen total/esporas/microalga" (polen total y esporas + microalgas), respectivamente. Los resultados son presentados en diagramas de porcentaje polínico realizados mediante el programa Tilia (Figura 14).

Realicé una zonación del registro palinológico sobre la base de los cambios más importantes mostrados por la estratigrafía polínica. Dichos cambios fueron indentificados mediante inspección visual y con la ayuda de un análisis de conglomerado CONISS (Constrained Incremental Sum of Squares) estratigráficamente acotado. Este último análisis consideró todos los taxa de polen terrestre que presentan una abundancia máxima mayor o igual a 2%.

Con el fin de visualizar de manera más nítida cambios sutiles en la estratigrafía polínica y de carbón de los últimos 7700 años del registro de Lago Edita, generé una figura comparativa (Figura 18) de elementos seleccionados que muestren variación conspicuas en su estratigráfica polínica.

3.4. Análisis de partículas de carbón

Realicé análisis de partículas de carbón microscópicas ($<160 \mu\text{m}$) a partir de las muestras polínicas y análisis de partículas de carbón macroscópicas ($>106 \mu\text{m}$) por separado, a partir de muestras de 2 cc de sedimento desde secciones de 1 cm de espesor continuo-contiguo. Las muestras de sedimento tomadas para el análisis de partículas de carbón macroscópicas fueron disgregadas en una solución de KOH al 10% y luego tamizadas en mallas de 106 y 212 μm . El conteo de partículas macroscópicas de carbón lo realicé en una lupa ZEISS KL1500 LCD con aumento de 50X.

4. RESULTADOS

4.1. Estratigrafía y cronología

Durante el año 2006 se obtuvo el testigo interfase agua-sedimento PC0603SC1 de 75 cm de longitud. El año 2009 obtuvimos un nuevo testigo interfase agua-sedimento de 99 cm de longitud (PC0902SC1) junto a los testigos largos de la serie PC0902A, PC0902B y PC0902C recuperados a una profundidad de 8 m desde la superficie del lago. La estratigrafía maestra del registro sedimentario de Lago Edita se construyó a partir de los testigos de la serie PC0902A, PC0902B y el testigo PC0603SC1 (Figura 11 y 12).

El registro estratigráfico integrado de Lago Edita abarca una longitud de 1726 cm. La base del registro sedimentario se compone de arcillas laminadas de color gris claro de origen glaciolacustre entre 819-1726 cm. Entre 678-819 cm se observa material orgánico inmerso en una matriz limosa, además cercano a la base de esta sección es posible apreciar múltiples láminas de carbonatos entre 759-794 cm. Finalmente los sedimentos se componen de barro orgánico lacustre (gytjja) entre 0-678 cm. En esta última unidad se encuentran dos tefras entre 628-630 cm y 643-661 cm numeradas desde el techo a la base (LET-Nº: Lago Edita Tefra- Nº; Tabla 7), y además láminas de carbonatos entre 389-394 cm. Las tefras fueron identificadas por el Dr. Charles Stern (University of Colorado, USA) mediante caracterización geoquímica, incluyendo color de los granos y morfología, además de su mineralogía y geoquímica. Las tefras derivan desde el Volcán Mentolat (LET-1, 628-630 cm) y Volcán Hudson (LET-2, 643-661 cm). La edad de la tefra LET-1 está acotada cronológicamente por 2 dataciones AMS

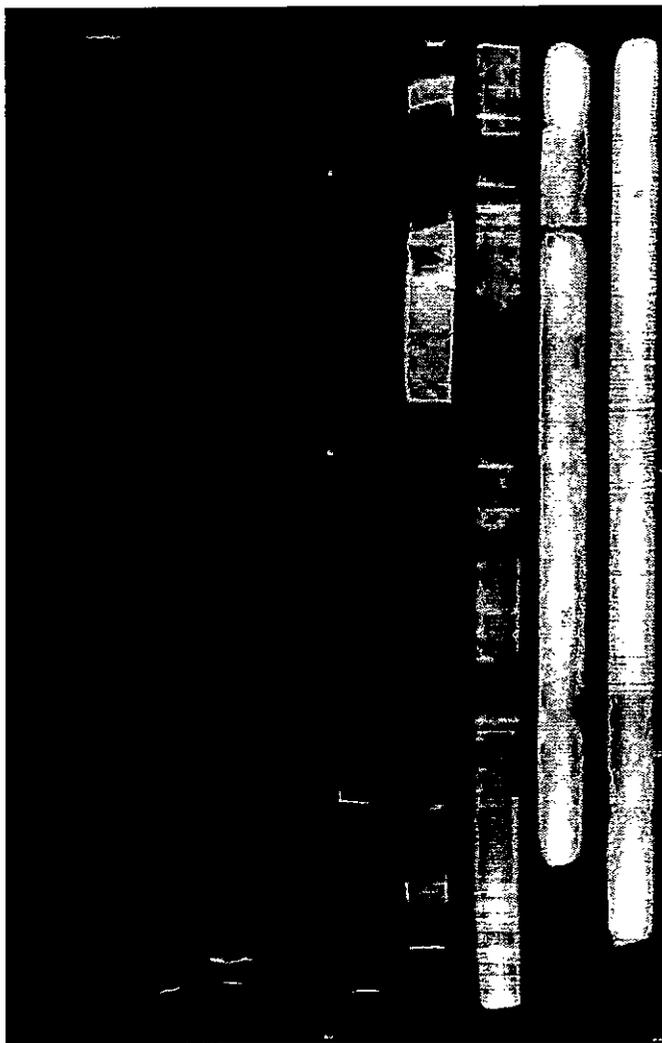


Figura 11: Radiografías de los testigos de sedimento de la serie PC0902A obtenidos desde Lago Edita. Los testigo están alineados desde izquierda a derecha en orden ascendente desde el segmento 1 hasta el 10, con el techo de cada testigo orientado hacia arriba.

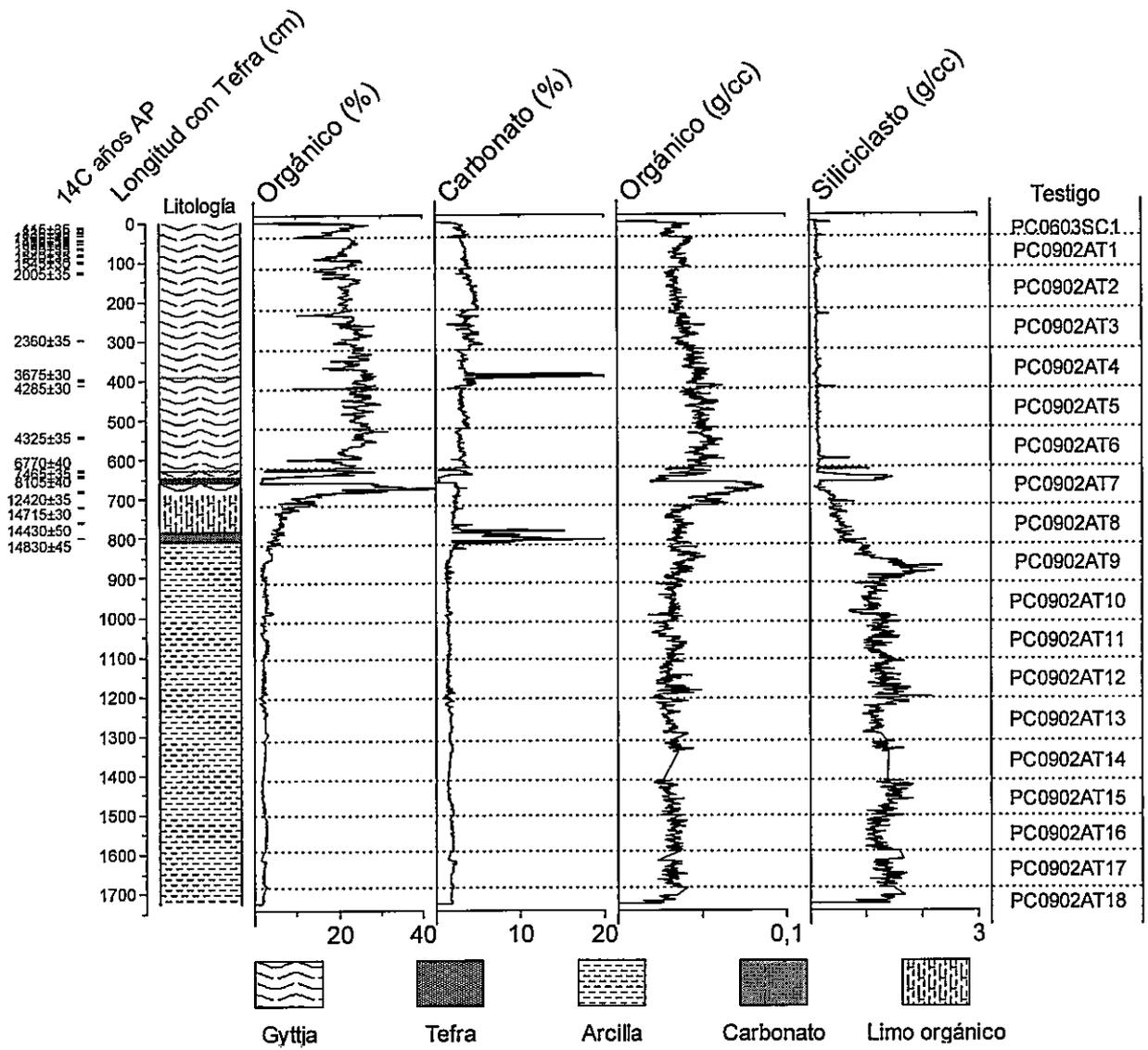


Figura 12: Resultado del análisis de pérdida por ignición y columna estratigráfica del registro sedimentario de Lago Edita. El eje Y muestra la longitud del registro en cm, además se muestran las edades ^{14}C y los testigos que componen la estratigrafía maestra de Lago Edita.

calibradas de edad mínima cercana de 7,64 ka (mediana de probabilidad) (6860±20 años ¹⁴C AP) y una edad máxima cercana de 7,8 ka (mediana de probabilidad) (7040±20 años ¹⁴C AP). Mientras LET-2 está acotada por 3 dataciones AMS calibradas, con 2 edades mínimas cercanas de 8,37 y 8,25 ka (medianas de probabilidad) (7600±25 y 7465±35 años ¹⁴C AP, respectivamente) y una edad máxima cercana de 8,9 ka (mediana de probabilidad) (8105±40 años ¹⁴C AP).

La cronología del registro de Lago Edita consta de 34 dataciones radiocarbónicas AMS (Tabla 6) a partir de las cuales desarrollé un modelo de edad (Figura 13). El registro cuenta con 2 edades basales estadísticamente idénticas que marcan el tiempo de inicio estratigrafía polínica en ~19,3 ka (media), con una edad interpolada de 18,6 ka de acuerdo al modelo BACON. El tiempo de depositación del registro estratigráfico varía entre 1 y 147 años/cm, con una mediana de 10 años/cm (media: 23 años/cm). El modelo de edad de Lago Edita sugiere importantes cambios en la tasa de sedimentación en la cuenca del lago durante los últimos ~19.300 años. Se registra un rango de sedimentación entre ~0-19 ka que varía entre 0,007 y 1,1 cm/año, con una media de sedimentación ~0,2 cm/año. Además se observan un abrupto cambio en la tasas de sedimentación a partir de ~7,7 ka el cual cambia desde 0,02 cm/año (media) a 0,16 cm/año (media).

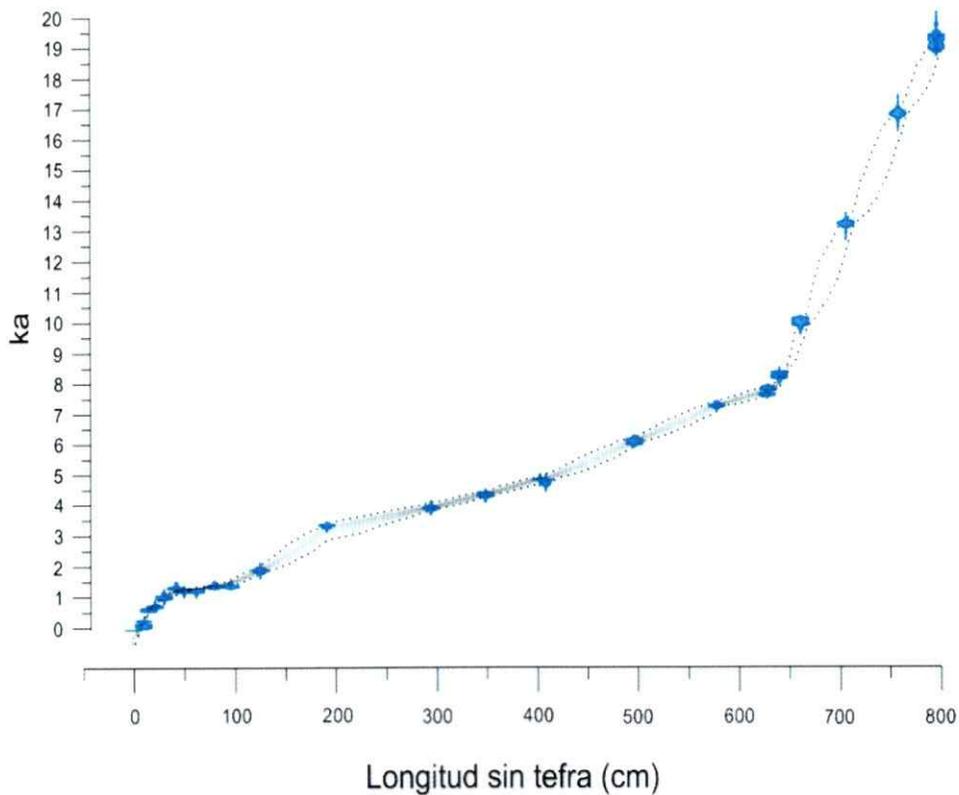


Figura 13. Modelo de edad del registro de Lago Edita. Eje X corresponde a la longitud del registro correlacionada sin tefras y el eje Y indica la edad en ka (miles de años calendario antes del presente). En azul se representa la distribución de calibración de cada edad radiocarbónica, y la zona gris representa el 95% del intervalo de confianza del modelo de edad Bayesiano.

Tabla 6: Dataciones radiocarbónicas obtenidas de los testigos PC0603SC1, PC0902SC1 y de la serie PC0902A y PC0902B de registro sedimentario de Lago Edita. La calibración de las dataciones se obtuvo utilizando la curva de calibración SHCal4 e IntCal09 disponibles en el programa CALIB 6.1.0 (Stuiver y col., 2005).

Código	Testigos	Longitud correlacionada con tefra (cm)	Longitud correlacionada sin tefra (cm)	Años ¹⁴ C AP ±1 σ de error	Años Cal AP (mediana)	Mín-Máx. Intercepto (2σ años cal AP)	Material
CAMS-141066	PC0603SC1	10	10	115±35	91	-3-259	Bulk
UCIAMS-133406	PC0603SC1	15	15	680±20	602	559- 653	Bulk
CAMS-138896	PC0603SC1	21	21	835±35	709	668-763	Bulk
CAMS-145403	PC0603SC1	30	30	1160±40	1013	930-1167	Bulk
CAMS-141067	PC0603SC1	41	41	1470±30	1321	1285-1372	Bulk
CAMS-145404	PC0603SC1	50	50	1365±35	1245	1175-1297	Bulk
CAMS-138897	PC0603SC1	62	62	1350±35	1233	1143-1297	Bulk
CAMS-145406	PC0902SC1	80	80	1540±35	1368	1301-1509	Bulk
CAMS-145405	PC0902AT1	43	43	1450±35	1309	1268-1371	Bulk
CAMS-158119	PC0902AT1	96	96	1545±30	1371	1304-1508	Bulk
CAMS-158120	PC0902BT1	125	125	2005±35	1900	1822-1989	Bulk
UCIAMS-133407	PC0902AT2	191	191	3175±15	3352	3263- 3396	Bulk
UCIAMS-133408	PC0902AT3	294	294	3655±20	3905	3836- 3979	Bulk
CAMS-158121	PC0902AT3	294	294	2360±35	2325	2155-2432	Bulk
UCIAMS-133409	PC0902AT4	348	348	3960±15	4345	4248-4418	Bulk
CAMS-158122	PC0902AT4	396	396	3675±30	3930	3836-4078	Bulk
UCIAMS-133410	PC0902AT4	402	402	4340±15	4850	4825- 4946	Bulk
CAMS-158123	PC0902AT4	408	408	4285±30	4752	4628-4860	Bulk
UCIAMS-133411	PC0902AT5	496	496	5375±25	6093	5993- 6205	Bulk
CAMS-158124	PC0902AT6	541	541	4325±35	4843	4651-4960	Bulk
UCIAMS-133412	PC0902AT6	577	577	6405±20	7282	7173- 7414	Bulk
UCIAMS-133413	PC0902BT6	627	627	6860±20	7641	7589- 7681	Bulk
UCIAMS-133414	PC0902AT7	631	628	7040±20	7821	7723-7929	Bulk
UCIAMS-133415	PC0902AT7	642	639	7600±25	8370	8223- 8415	Bulk
CAMS-146712	PC0902BT6	642	639	7465±35	8253	8075-8349	Bulk
CAMS-146714	PC0902BT6	662	640	8105±40	8925	8726-9089	Bulk
UCIAMS-133501	PC0902AT7	682	660	8935±25	10.029	9794-10.177	Bulk
CAMS-154877	PC0902AT7	700	678	12.420±35	14.478	14.138-14.950	Bulk
UCIAMS-133416	PC0902AT8	727	705	11.350± 60	13.229	13.109- 13.350	Bulk
CAMS-154876	PC0902AT8	739	717	14.715±30	17.898	17.630-18.406	Bulk
UCIAMS-133417	PC0902AT8	779	757	13.740± 70	16.863	16.684- 17.055	Bulk
CAMS-144453	PC0902BT8	779	757	14.430±50	17.562	17.206-17.862	Bulk
UCIAMS-133418	PC0902AT8	817	795	16.250± 90	19.414	18.934- 19.779	Bulk
CAMS-144454	PC0902BT8	817	795	16.020±50	19.164	18.922-19.408	Bulk

Tabla 7. Tefras presentes en el registro estratigráfico de Lago Edita.

N° Tefra	Nombre	Espesor (cm)	Longitud correlacionada con tefra (cm)	Edad Interpolada (años cal AP)	Testigo
1	LET-1	3	628-630	7708	PC0902AT7
2	LET-2	19	643-661	7944	PC0902AT7

4.2. Análisis polínico

El registro de polen fósil de Lago Edita está compuesto por 282 niveles (Figura 14 y 15). El diagrama polínico fue dividido en 7 zonas (Tabla 8) sobre la base de cambios conspicuos en la estratigrafía polínica. En la siguiente sección describiré cada zona indicando sus componentes principales y entre paréntesis sus porcentajes promedio para cada periodo. Durante el resto de este capítulo me referiré al polinomorfo *Nothofagus* tipo *dombeyi* (el cual incluye *N. antarctica*, *N. pumilio*, *N. betuloides* y *N. dombeyi*) como *Nothofagus*.

Zona LE-1 (759-795 cm; 16,7-19 ka): Esta zona está dominada por *Empetrum rubrum* (31,6%), Poaceae (22,1%), Asteraceae subf. Asteroideae (8,9%), *Acaena* (4,6%), Caryophyllaceae (5,1%), Ericaceae (3,4%), *Phacelia* (1,7%) y otras hierbas (*Valeriana* [0,5%], *Gunnera* [1,2%], Apiaceae [0,7%]). *Empetrum rubrum* alcanza su máximo porcentaje de todo el registro (Máx.= 53,5%), posteriormente muestra una tendencia de disminución hasta el fin de esta zona. Los taxa arbóreos presentes incluyen a *Nothofagus* (15,1%), *Fitzroya/Pilgerodendron* (3,7%), trazas de *Podocarpus nubigena*

(0,1%) y *Drimys winteri* (<1%). También se observan las pteridófitas *Blechnum* (5,5%), *Cystopteris* (1,9%) y *Lycopodium magallanicum* (1,5%), esta última muestra una tendencia al incremento al igual que la microalga *Pediastrum* (5,9%). Cyperaceae (11,2%) muestra gran abundancia durante este periodo.

Zona LE-2 (714-759 cm; 13,5-16,7 ka): El inicio de esta zona está representado por un abrupto incremento de Poaceae (39,3%) y disminución de *Nothofagus* (13 %) junto con la aparición de su hemiparásito *Misodendrum* (0,2%). *Podocarpus nubigena* (1,4%) incrementa en la medianía de esta zona mostrando variaciones en su porcentaje entre 0,3 y 4%, mientras *Fitzroya/Pilgerodendron* (4%) se mantiene en un plató gran parte de este periodo incrementando sobre el fin de la zona. *Empetrum rubrum* (17,1%) mantiene la tendencia a la disminución en su porcentaje, mientras Asteraceae subf. Asteroideae (11,6%), Caryophyllaceae (7,8%) y el taxón palustre Cyperaceae (11%) muestran alta variabilidad. *Acaena* (1,5%), Ericaceae (0,8 %), Asteraceae subf. Cichorioideae (0,8%) y *Valeriana* (0,3%) están representados por bajos porcentajes. *Lycopodium magallanicum* (3,7%) tiende a aumentar, mientras *Blechnum* (5%) mantiene sus valores sin grandes variaciones. *Pediastrum* (35,3%) aumenta rápidamente exhibiendo su máxima abundancia del registro (Máximo = 63,1%).

Zona LE-3 (678-714 cm; 10,8-13,5 ka): Zona dominada por Poaceae (39,2%) junto a *Nothofagus* (24,8%) y coníferas (*Fitzroya/Pilgerodendron* [5,3%] y *Podocarpus nubigena* [4,5%]). *Nothofagus* muestra un aumento en su porcentaje al inicio de esta zona, alcanzado un máximo de 39% cerca de la medianía de este período, momento en el cual disminuye abruptamente hasta el término de esta zona. *Misodendrum* (0,8%)

aumenta levemente, mientras *Fitzroya/Pilgerodendron* (5,3%) y *Podocarpus nubigena* (4,5%) alcanzan sus máximos valores del registro (Máx =11,8% y 10,3%, respectivamente) hacia el final de este período. Cyperaceae (5,4%) presenta baja abundancia durante esta zona, mientras *Pediastrum* (36,7%) disminuye abruptamente al inicio, para dar paso a un rápido incremento en sus porcentajes hasta 12,8 ka momento en el cual inicia una sostenida disminución hasta el fin de esta zona.

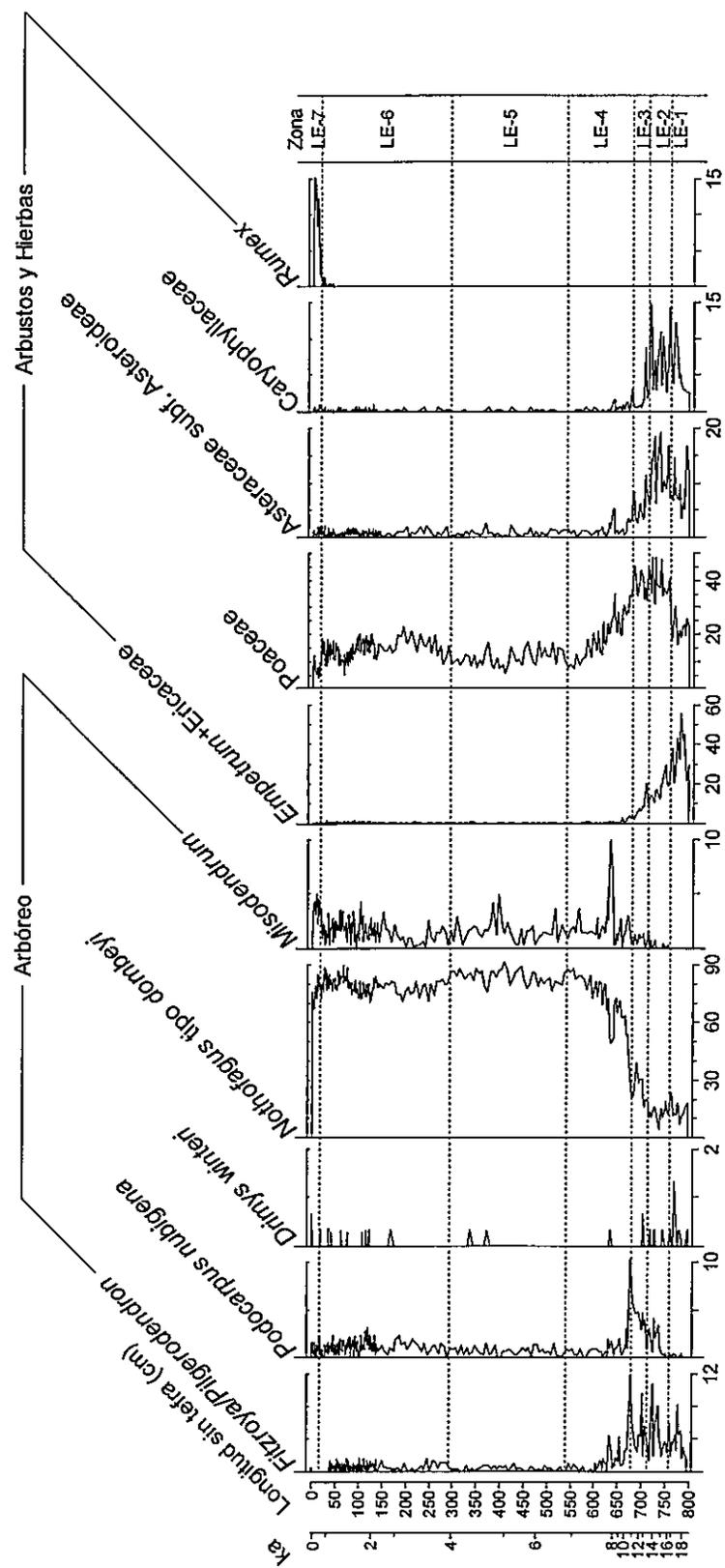


Figura 14: Diagrama de porcentaje de polen de Lago Edita. Eje Y principal muestra la logitud correlacionada del registro sin tefras y el eje X secundario corresponde a la edad en ka (miles de años calendario antes del presente). Las líneas discontinuas horizontales demarcan las zonas polínicas.

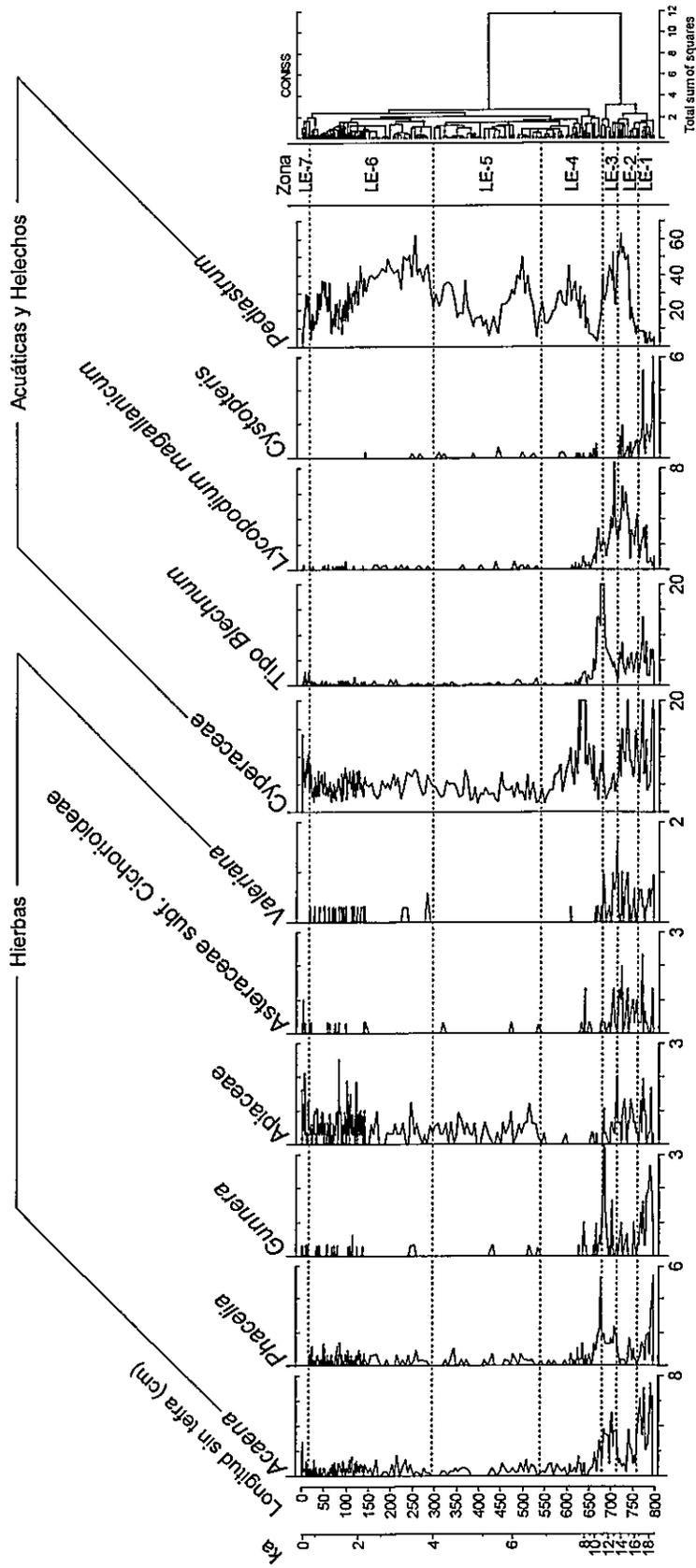


Figura 15: Diagrama de porcentaje de polen de Lago Edita. Eje Y principal muestra la logitud correlacionada del registro sin tefras y el eje Y secundario corresponde a la edad en ka (miles de años calendario antes del presente). Las líneas discontinuas horizontales demarcan las zonas polínicas, además se muestra el dendrograma construido a través de CONISS.

Tabla 8: Resumen de las zonas polínicas del registro palinológico de Lago Edita. Se señalan el rango de edad y los taxa dominantes.

Rango de edad (ka)	Zona polínica	Taxa dominantes
0-0,6	LE-7	<i>Nothofagus</i> , <i>Rumex</i> , Poaceae
0,6-4,0	LE-6	<i>Nothofagus</i> , Poaceae, <i>Misodendrum</i> , <i>P. nubigena</i>
4,0-6,8	LE-5	<i>Nothofagus</i> , Poaceae, <i>Misodendrum</i> , Asteraceae subf. Asteroideae, <i>P. nubigena</i>
6,8-10,8	LE-4	<i>Nothofagus</i> , Poaceae, <i>Misodendrum</i> , Asteraceae subf. Asteroideae, <i>Fitzroya/Pilgerodendron</i>
10,8-13,5	LE-3	Poaceae, <i>Nothofagus</i> , Asteraceae subf. Asteroideae
13,5 -16,7	LE-2	Poaceae, <i>Empetrum rubrum</i> , <i>Nothofagus</i>
16,7-18,6	LE-1	<i>Empetrum rubrum</i> , Poaceae, <i>Nothofagus</i>

Zona LE-4 (541-678 cm; 6,8-10,8 ka): Zona caracterizada por un rápido aumento de *Nothofagus* (69,5%) y una abrupta disminución de Poaceae (20,5%), *Fitzroya/Pilgerodendron* (1,3%) y *Podocarpus nubigena* (1,1%). *Nothofagus* domina este periodo, mientras hierbas (Caryophyllaceae [0,5%], Asteraceae [1,5%], *Valeriana* [<0,1%], *Gunnera* [0,1%], Apiaceae [<0,1%], *Acaena* [0,7%], *Phacelia* [0,5%]) y arbustos (*Empetrum rubrum* [0,6%] y Ericaceae [<0,1]) muestran mínimos valores. *Misodendrum* y Cyperaceae muestran abruptos incrementos a 7,9 ka alcanzando sus máximos porcentajes de todo el registro (Máx=9,9% y 60%, respectivamente), disminuyendo rápidamente hasta el fin de esta zona. *Pediastrum* incrementa hasta la medianía de este periodo, para dar paso a una sostenida disminución hasta el fin de éste.

Zona LE-5 (294-541 cm; 3,9-6,8 ka): Zona dominada por *Nothofagus* (83,6%), Poaceae (11,1%), Cyperaceae (3,9%) y la micro alga *Pediastrum* (23,9%). Al inicio de este período se registra una rápida disminución en *Nothofagus* y aumento de Poaceae. Ambos taxa dominan durante esta zona con variaciones entre 76-91% en *Nothofagus* y entre 6-17% en Poaceae. Hierbas, arbustos y pteridófitas mantienen bajos valores (< 2%). Cyperaceae muestra variaciones entre 1,7 y 7,5% durante este período. La micro alga *Pediastrum* incrementa rápidamente al comienzo de esta zona hasta 6,1 ka, momento en el cual disminuye hasta 5,3 ka para dar paso a un sostenido incremento en su porcentaje hasta el fin de la zona.

Zona LE-6 (16-294 cm; 0,6-3,9 ka). El comienzo de esta zona se caracteriza por la disminución en *Nothofagus* (78,9%) y aumento de Poaceae (14,3%), dando paso a una serie de fluctuaciones en sus porcentajes hasta el fin de este período. El resto de hierbas, arbustos y pteridófitas mantienen bajos valores (<2%). Cyperaceae (4,8%) muestra variaciones entre 1,8 y 8,5%, incrementando hacia el fin de este periodo. *Pediastrum* (30%) muestra un abrupto aumento en su porcentaje al comienzo de este intervalo alcanzando un máximo de 61,8% a los 3,8 ka, disminuyendo sostenidamente hasta 1,3 ka, momento en el cual inicia una serie de fluctuaciones en sus porcentajes hasta el fin de esta zona

Zona LE-7 (0-16 cm; presente-0,6 ka): El inicio de esta zona se caracteriza por la disminución de *Nothofagus* (75,5%), aumento en el porcentaje de *Misodendrum* (3,5%) y una disminución abrupta de Poaceae (7,2%). Durante este intervalo se registra la aparición de *Rumex* (9,2%) y su rápido incremento a partir de los 15 cm hasta el fin de

la zona. Además, otras hierbas muestran incrementos en sus porcentajes (*Apiaceae* [0,8%], *Acaena* [0,7%]), al igual que *Cyperaceae* (7,9%) y *Pediastrum* (19,9%), este último disminuye hacia el término de esta zona.

4.3. Análisis de carbón fósil

Los registros de carbón macroscópico y microscópico de Lago Edita (Figura 16) constan de 797 y 282 niveles, respectivamente, mostrando una estructura de cambio semejante desde el inicio del registro. Su abundancia se expresa en unidades de tasa de acumulación ($\text{partículas} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{año}^{-1}$). El registro de partículas macroscópicas de carbón inicia a los ~19 ka mostrando nula acumulación hasta 14 ka, momento en el cual aparece en el registro con bajos valores (media de $1,6 \text{ partículas} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{año}^{-1}$) hasta 10,8 ka, seguido por un leve aumento en la tasa de acumulación de carbón entre 7,9 y 10,8 ka. A partir de 7,9 ka se observa un incremento abrupto en la acumulación de carbón y el inicio de una serie de intervalos con aumentos de gran magnitud interrumpidos por periodos de baja acumulación hasta el presente. Se observan aumentos conspicuos entre 5,9-7,9 ka, 3,3-4,7 ka y 1,2-1,6 ka, y pulsos de baja magnitud entre 4,7-5,9 ka, 1,6-3,3 ka y durante los últimos 1200 años.

El registro de partículas microscópicas de carbón muestra baja acumulación entre 10,8 y 18,6 ka. Posteriormente se documenta un aumento sostenido en la acumulación de carbón a partir de 11 ka y un incremento abrupto a los 7,7 ka, instante en que se inicia una serie de periodos de mayor acumulación con oscilaciones en su estratigrafía entre

5,9-7,7 ka, 3,3-4,7 ka y 1,2-1,6 ka, y baja acumulación entre 4,7-5,9 ka, 1,6-3,3 ka y durante los últimos 1200 años.

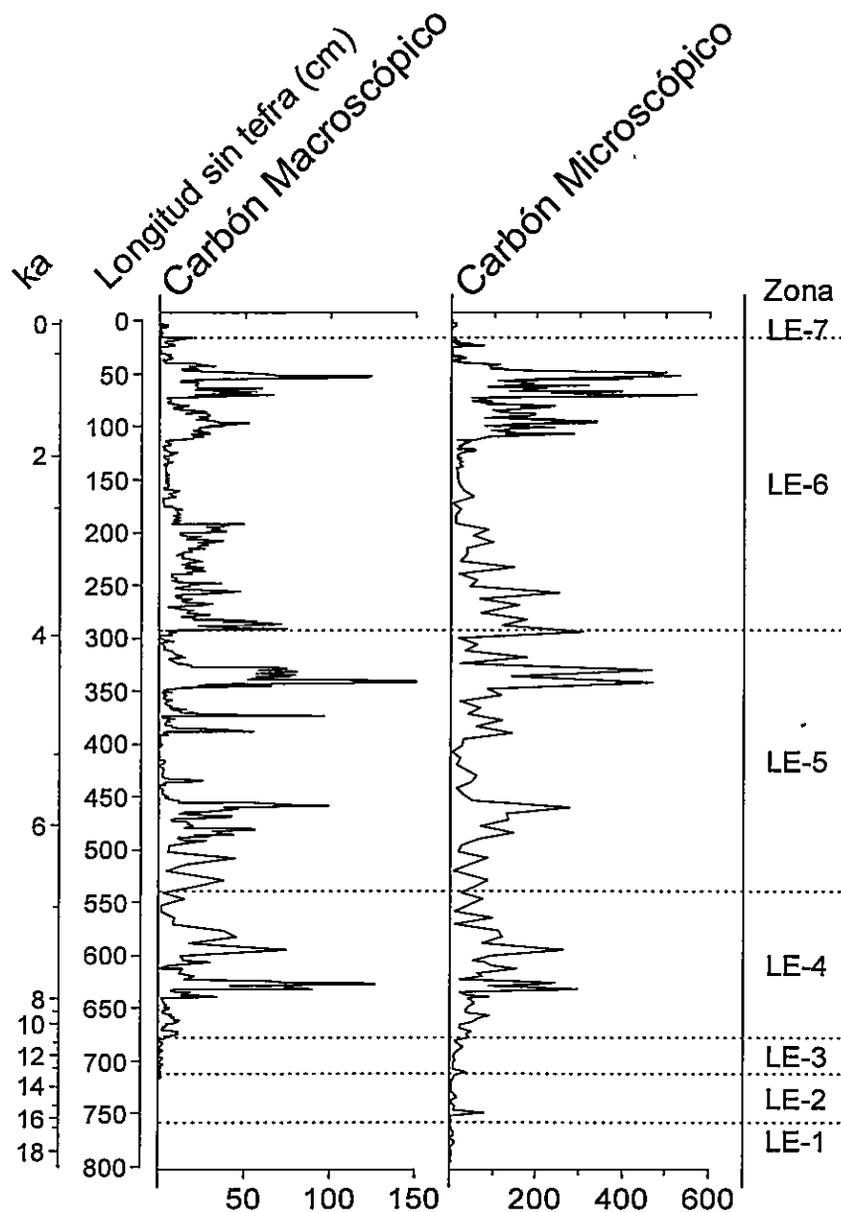


Figura 16: Tasa de acumulación de partículas de carbón macroscópico y microscópico de Lago Edita, indicando las zonas polínicas. El eje Y principal corresponde a la longitud del registro sin tefras en cm, eje Y secundario a la edad en ka (miles de años calendario antes del presente). Los ejes X corresponden a tasas de acumulación de partículas de carbón ($\text{partículas} \cdot \text{año}^{-1} \cdot \text{cm}^{-2}$).

5. DISCUSIÓN

5.1 Estratigrafía y cronología

El registro de Lago Edita indica sedimentación de barro orgánico lacustre durante los últimos ~19.300 años. Los sedimentos comienzan con una unidad de arcillas de origen glaciolacustre entre 900-1800 cm, dando cuenta de la inundación local por un lago proglacial represado por hielo (Villa-Martínez y col., 2012). Una vez terminada la influencia de este lago proglacial, se inicia la sedimentación de barro orgánico en la cual identificamos 2 tefras depositadas a los 7,5 y 7,8 ka (edades interpoladas) (Tabla 7) (Ver sección 5.4).

El modelo de edad de Lago Edita muestra importantes cambios en las tasas de acumulación de sedimento (Figura 13), entre 541 y 797 cm (entre ~7,7-19 ka) se observa un período con baja acumulación de sedimento con una media de 0,02 cm/año, la cual incrementa a 0,16 cm/año (media) entre 0 y 540 cm (entre presente-7,7 ka). Esta variación en la tasa de sedimentación probablemente se debió a una alta productividad orgánica del lago gatillado por cambios en la condiciones climáticas, o bien, sedimentación focalizada en el sector donde se obtuvo el registro sedimentario.

5.2. Vegetación y fuego

El registro polínico de Lago Edita documenta entre ~10,8-19 ka variaciones de gran magnitud en su estratigrafía polínica (entre 50 a 20%) a escalas de tiempo multi-milenial en la dominancia de hierbas, arbustos, acompañados de helechos y plantas acuáticas junto con baja abundancia de árboles, seguido entre ~7,7-10,8 ka de un incremento rápido y de gran magnitud en la abundancia de *Nothofagus* (de ~20 a ~80%) a expensas de todos los otros taxa terrestres y acuáticos, para finalmente dar paso a partir de ~7,7 ka a un intervalo multi-milenial con amplio predominio de *Nothofagus* (>70%) el cual persiste con variaciones de baja magnitud (de 5 a 10%) hasta el presente (Figura 14, 15 y 17). En la actualidad, el clima de Patagonia Centro oeste induce una zonación vegetal a lo largo de gradientes altitudinal y latitudinal. Por lo tanto estos resultados sugieren un mosaico de especies vegetales bajo condiciones climáticas de gran variabilidad y magnitud entre ~7,7-19 ka, seguido a partir de 7,7 ka de un intervalo con predominio de bosque de *Nothofagus* bajo un ambiente de variaciones climáticas de menor magnitud que el intervalo anterior las que persisten hasta el presente.

El registro polínico de Lago Edita comienza con predominio de *Empetrum rubrum* y Ericaceae, junto a alta variabilidad en Poaceae, Caryophyllaceae, Asteraceae subf. Asteroideae, Apiaceae, *Gunnera*, *Acaena* y *Phacelia*, además de la presencia de las pteridófitas *Lycopodium magallanicum*, *Blechnum* y *Cystopteris* entre ~16,7-19 ka (Figura 14, 15 y 17). Durante este periodo se registra la presencia de coníferas higrófilas y resistentes a bajas temperaturas *Fitzroya/Pilgerodendron* y *Podocarpus nubigena* (<15%), acompañando a *Nothofagus* y *Drimys winteri* en bajas abundancias (Figura 14,

15 y 17). Estudios de lluvia de polen actual realizados sobre la costa pacífica (Península de Taitao [46°S, 74°O] y Archipiélago de los Chonos [44°S, 74°O]; Haberle y Bennett, 2001) y hacia sectores orientales de Cordillera de los Andes de la Región de Aysén (Provincia argentina de Santa Cruz (48°S, 72°O), Mancini, 2002; Mancini y col., 2002) no muestran análogos modernos que se asemejen al ensamble polínico fósil recién descrito en el registro de Lago Edita entre ~16,7-19 ka. Los taxa arbóreos *Fitzroya/Pilgerodendron* y *Drimys winteri* se encuentran presente en registros de lluvia de polen sobre la costa pacífica de Región de Aysén (Haberle y Bennett, 2001), pero ausente en el actual ecotono bosque-estepa sobre Patagonia Centro donde predominan especies del género *Nothofagus* acompañadas por elementos arbustivos (Ericaceae, *Empetrum*) y hierbas (Poaceae, Caryophyllaceae) con baja representatividad (~20 y <10%, respectivamente) (Mancini y col., 2002). Mientras arbustos (*Empetrum*) y hierbas (Poaceae, Asteraceae subf. Asteroideae y Apiaceae) se encuentran presente tanto en sectores de la estepa patagónica y ambientes altoandino (sobre los 750 m s.n.m.). *Empetrum rubrum* ha sido caracterizado como un arbusto colonizador de suelos desnudos alterados y tolerante a bajas temperaturas y constantes nevazones (Luebert and Plischoff, 2006), mientras bajo porcentaje de la microalga *Pediastrum* y contenido de materia orgánica durante este periodo sugieren baja productividad del lago bajo el contexto de un ambiente recientemente desglaciado (Figura 17). Esta diversidad de ambientes que se infieren desde el ensamble polínico de Lago Edita dificulta su pertinente interpretación paleoclimática. Sin embargo, alta abundancia de las

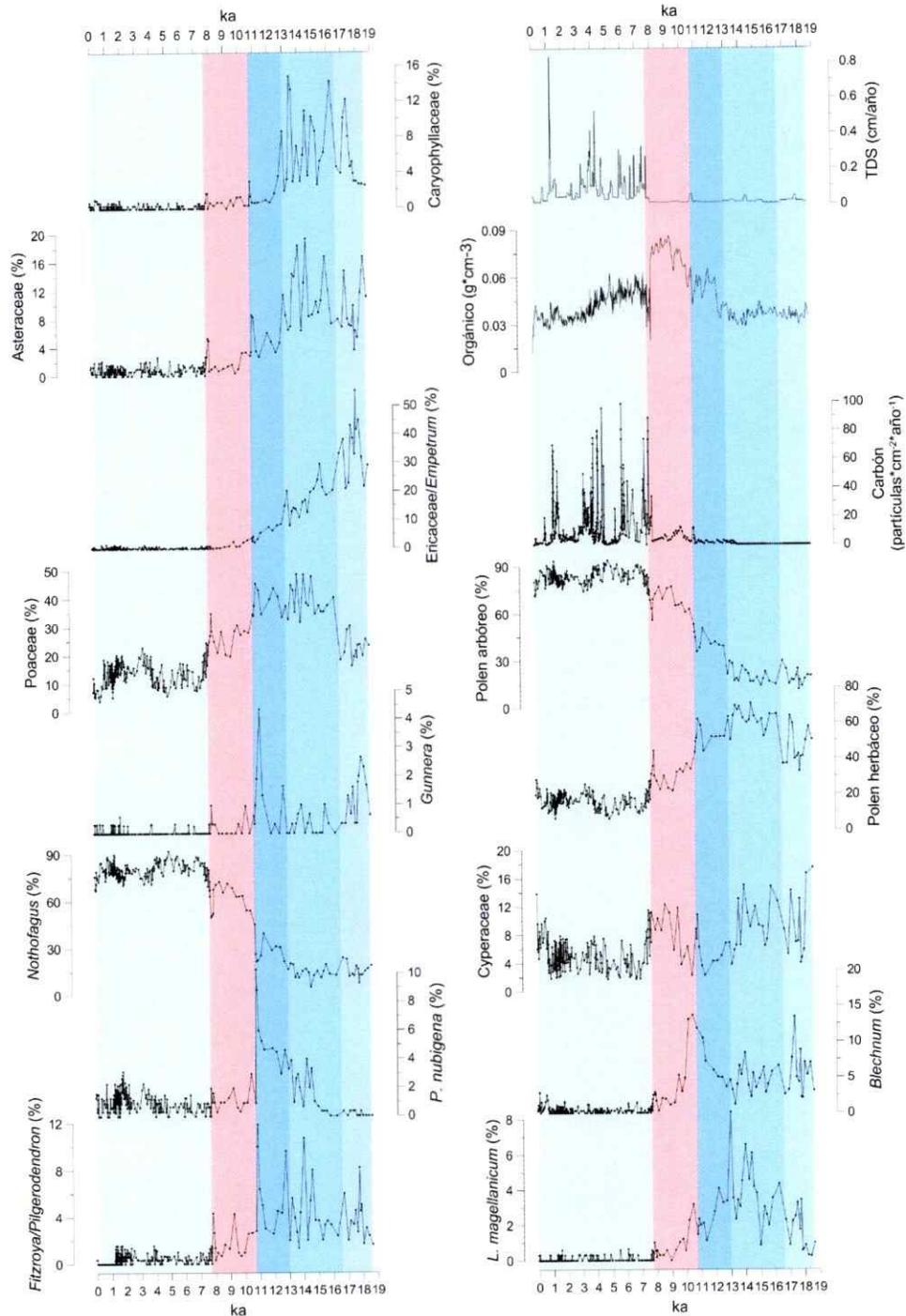


Figura 17: Comparación entre distintos indicadores obtenidos desde Lago Edita (acumulación de partículas macroscópicas de carbón CHAR [partículas*años⁻¹*cm⁻²], polen, materia orgánica y tasa de sedimentación del registro [TDS]). La zona azul oscuro representa momentos considerablemente fríos/húmedos, zona azul claro indica momentos levemente fríos/húmedos, la zona roja oscura representa período cálido/seco y la zona roja clara representa período frío relativamente seco.

pteridófitas *Blechnum* (entre 2-13%, media 6%), *Lycopodium magellanicum* (entre 1 y 4%, media 1,5%) y *Cystopteris* (entre 1 y 6%, media 2%), junto a la hierba *Gunnera* (entre 1 y 3%, media 1%), característicos de ambientes de hiperhúmedos, sugiere un ambiente de alta humedad. Por lo tanto, estos resultados en conjunto sugieren a partir de ~19 ka una etapa temprana de colonización vegetal del Valle Chacabuco dada por arbustos, hierbas criófilas, acompañados de helechos y taxa arbóreos característicos de los actuales bosques templado-lluviosos siempreverde de los sectores costeros de Patagonia centro-oeste (Ver sección 5.3), ensamble que interpreto como resultado de un descenso del límite arbóreo bajo condiciones glaciales frías y relativamente húmedas entre ~16,7-19 ka.

Entre ~12,9-16,7 ka se observa un incremento abrupto de Poaceae, alta representatividad de hierbas (Asteraceae [máx. 20%], Caryophyllaceae [máx. 15%]) y helechos (*Blechnum* [máx. 10%]), un aumento sostenido con alta variabilidad de *Lycopodium* y una disminución sostenida de Ericaceae+*Empetrum*. Además se observa alta variabilidad en la abundancia de *Fitzroya/Pilgerodendron* acompañado de bajos porcentajes de *Nothofagus* (media 15%) e incrementos abruptos en *Podocarpus nubigena* y la microalga *Pediastrum* a partir de 14,5 ka (Figura 15). La aparición del taxón sombra-intolerante y hemiparasítico *Misodendrum* durante este intervalo sugiere el establecimiento local de *Nothofagus*, probablemente en baja densidad. Estos resultados sugieren un paisaje dominado por hierbas y arbustos a partir de 16,7 ka, acompañados por taxa arbóreos higrófilos/criófilos bajo condiciones de bajas

temperaturas y un aumento en la humedad en comparación al periodo anterior, y una intensificación de las bajas temperaturas a partir de 14,5 ka.

Entre ~11-12,9 ka se observa dominancia de Poaceae junto a un incremento en la abundancia de *Nothofagus* y su hemiparásito *Misodendrum*, acompañado por coníferas criófilas/higrófilas características de los bosques templados siempreverde de la costa pacífica de Patagonia Centro oeste (*Fitzroya Pilgerodendron* y *Podocarpus nubigena*). Además se registra disminución de Asteraceae, Caryophyllaceae y Cyperaceae, junto a baja abundancia de Ericaceae/*Empetrum* (<10%) (Figura 14, 15 y 17). El taxón palustre Cyperaceae se desarrolla comúnmente en sectores litorales inundados de hasta 2 m de profundidad, una disminución en su abundancia sugiere migración centrífuga de ambientes litorales distales al centro de Lago Edita lo cual interpreto como una fase de aumento del nivel lacustre producto de un incremento de precipitación. Estos resultados sugieren aumento en la cobertura arbórea de especies del género *Nothofagus* en un contexto de dominio de hierbas y arbustos, contemporáneo con incrementos discretos en la acumulación de partículas macroscópicas de carbón, indicativo de fuegos locales (Figura 16). Este correlato entre polen arbóreo e incremento de paleofuegos probablemente refleja una mayor producción de partículas de carbón a raíz del incremento de combustibles gruesos y/o disminución en los montos anuales de precipitación, posiblemente producto de un incremento en la estacionalidad o variabilidad de éstas. En conjunto estos resultados sugieren un paisaje dominado por hierbas e incremento de taxa arbóreos bajo condiciones frías y más húmedas que el periodo anterior, pero con mayor estacionalidad o variabilidad de las precipitaciones.

Nothofagus incrementa sostenidamente desde valores cercanos a 20% hasta casi 70% entre ~7,7-11 ka. Dentro de este intervalo es posible distinguir un incremento abrupto desde ~20% hasta ~70% entre ~9,5-11 ka, seguido por una estabilización en torno a ~68% entre 8,0-9,5 ka, y finalmente registrando un descenso de gran magnitud entre ~7,7-8,0 ka entratigráficamente asociado a la tefra LET-2 (ver sección 5.4) (Figura 17). El incremento en *Nothofagus* a partir de ~11 ka es coetáneo con el comienzo de una disminución sostenida en Poaceae, una disminución abrupta en las coníferas *Fitzroya/Pilgerodendron* y *Podocarpus nubigena* y baja representatividad del resto de hierbas y arbustos (< 4%) (Figura 17). Estos cambios en el ensamble polínico sugieren un aumento de la cobertura arbórea local, representado por una rápida proliferación de *Nothofagus* bajo un ambiente de transición climática desde condiciones frías y húmedas hacia condiciones más cálidas y de menor humedad durante los primeros milenios del Holoceno. Aumento en la acumulación de partículas de carbón macroscópicas y microscópicas entre ~7,9-11 ka (Figura 16 y 17) sugiere mayor actividad de fuego en áreas cercanas a Lago Edita, probablemente a causa del incremento en la cantidad de biomasa gruesa dando cuenta de una mayor producción de partículas de carbón y/o a un aumento de la temperatura y disminución de la precipitación. *Nothofagus* domina el ensamble polínico a partir de 7,7 ka, persistiendo con variaciones de relativamente baja magnitud en su estratigrafía polínica hasta el presente (entre 70-90%). Estos valores caen en el rango de bosque cerrado en muestras de superficie provenientes desde el occidente de la provincia de Santa Cruz, Argentina (48°S) (Mancini y col., 2002), próximo a sectores orientales de Cordillera de los Andes de Patagonia Centro oeste. En la actualidad, la especie arbórea que predomina estos sectores corresponde a *Nothofagus*

pumilio acompañado de pequeñas poblaciones de *Nothofagus antarctica*, junto a la presencia escasa de arbustos y hierbas (Mancini y col., 2002). En consecuencia, interpreto estos resultados como el establecimiento de un bosque cerrado de *Nothofagus* a partir desde 9,8 ka en las cercanías de Lago Edita, el cual domina hasta el presente.

A partir de 7,7 ka *Nothofagus* muestra una serie de fluctuaciones a escalas de tiempo milenial y sub-milenial en antifase con variaciones en Poaceae y Cyperaceae (Figura 18). Se observan incrementos en *Nothofagus* entre 6,6-7,7, 4,6-5,8, 4-4,4, 2-3, 1,3-1,5 y 0,7-1 ka lo cual sugiere aumento en la cobertura arbórea y cierre del dosel del bosque de *Nothofagus*. Estos intervalos alternan con incrementos en Poaceae, Cyperaceae y fuegos locales, los que interpreto como periodos relativamente secos.

El registro polínico de Lago Edita muestra un incremento en *Nothofagus*, sincrónico con una disminución abrupta en Poaceae y la aparición de *Rumex* en torno a 0,5 ka (=1430 años DC, rango de confianza 1393-1468 DC) (Figura 18). La aparición de la hierba exótica *Rumex*, comúnmente interpretada como indicador palinológico de perturbación antropogénica de origen europeo (Villa-Martínez y Moreno, 2007; Villa-Martínez y col., 2012), sugiere a partir de 0,5 ka el inicio de la degradación del paisaje por el establecimiento chileno-europeo en el sector de Valle Chacabuco. Esta tendencia se ve intensificada en 0,3 y 0,1 ka, momentos en que *Nothofagus* muestra disminución en forma de pulsos, sincrónicos con incrementos en *Rumex* (Figura 18). Sin embargo, la edad de aparición de elementos exóticos es inconsistente con registros históricos que documentan la llegada y el establecimiento de los primeros colonos al área de estudio a principios del siglo 20 (Martinić, 2004). Esta divergencia en la cronología evidencia

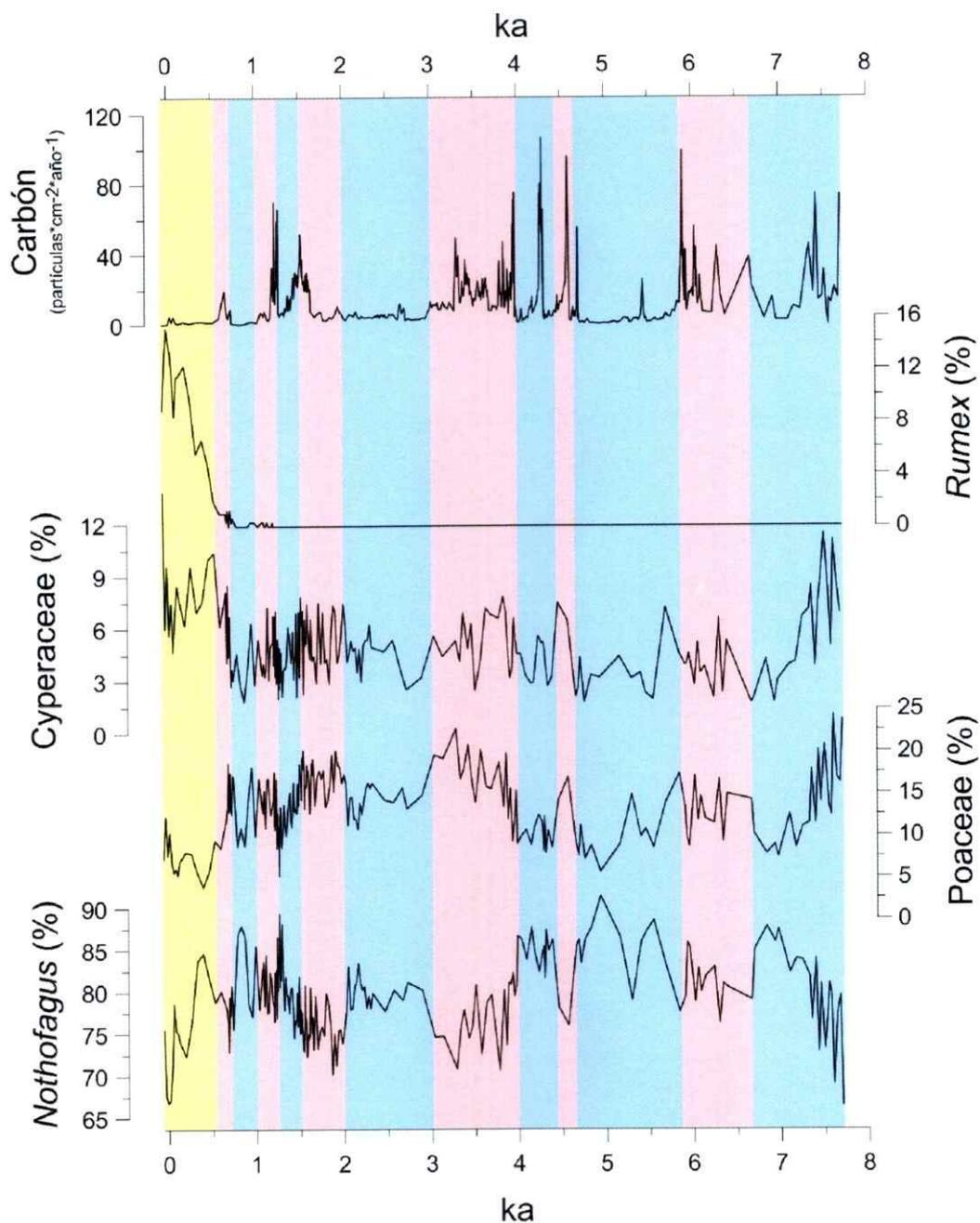


Figura 18: Diagrama resumen de taxa seleccionados del registro palinológico de Lago Edita abarcando los últimos 7700 años. De arriba hacia abajo se observa el registro de carbón (tasa de acumulación de carbón macroscópico, partículas* cm⁻²*años⁻¹), *Rumex*, Cyperaceae, Poaceae y *Nothofagus* expresados en abundancia porcentual. El eje X corresponde a la edad en ka (miles de años calendario antes del presente). Los rectángulos de color azul representan periodos relativamente húmedos, mientras rectángulos de color rojo periodos relativamente secos y el rectángulo amarillo representa un periodo de perturbación de tipo chileno-europeo.

problemas en el modelo de edad durante este tramo, debido al poco grado de ajuste que existe entre la media probabilidad de la edad modelada y las edades radiocarbónicas calibradas en la parte más reciente del registro estratigráfico/crónológico.

5.3. Implicancias Regionales

5.3.1. Última Terminación Glacial

Evidencia geológico-glacial indica que Valle Chacabuco estuvo cubierto por un lóbulo glacial durante la última glaciación (Hein y col., 2010). Dataciones cosmogénicas obtenidas a partir de las morrenas Río Blanco, ubicadas al este de Lago Cochrane (Lago Pueyrredón en Argentina) y a ~90 km al este de Lago Edita, indican edades entre 19,7 y 22 ka ($21,7 \pm 0,7$ ka; $19,7 \pm 0,9$ ka y $22 \pm 0,7$ ka; media $21,4 \pm 0,4$ ka) para el abandono del margen glacial desde esa posición al inicio de la última terminación. Durante este evento se desarrollaron lagos proglaciales represados por hielo en las cuencas de Valle Chacabuco y Lago Cochrane (Turner y col., 2005; Hein y col., 2010). El registro de Lago Edita muestra un cambio de arcillas grises glaciolacustres a barro orgánico lacustre a partir de ~19,5 ka. Este cambio indica el cese de la inundación glaciolacustre local a raíz de retroceso glacial y comienzo de la sedimentación pelágica orgánica en la cuenca de Lago Edita. La cronología disponible de Lago Edita para acotar esta transición se basa en 2 edades basales (Tabla 4) que constituyen edades mínimas cercanas para el cese de la influencia glaciolacustre justo antes de ~19,4 ka (rango de calibración 19,2-19,6 ka), de manera prácticamente simultánea con el abandono de las morrenas Río Blanco más internas (Hein y col., 2010). A continuación el registro

palinológico de Lago Edita muestra la presencia y persistencia de taxa arbóreos característicos del bosque templado lluvioso actualmente distribuidos a la misma latitud pero en la vertiente pacífica de PCO (media ~20%) (*Nothofagus*, *Fitzroya/Pilgerodendron*, *Podocarpus nubigena*, *Drimys winteri*) hasta ~11 ka. Resultados similares han sido reportados en el registro de Lago Augusta (Villa-Martínez y col., 2012), sitio ubicado en Valle Chacabuco, distante a 5 km al noreste de Lago Edita (Figura 10) y con edad basal de calibrada de 19,5 ka (rango de calibración 19,4-19,8 ka), corroborando los resultados presentados en esta tesis. La presencia de estos taxa inmediatamente posterior al cese de influencia glacial y glaciolacustre en Valle Chacabuco durante el Último Máximo Glacial, sugiere que éstos habitaban a lo largo de la periferia del manto glacial Patagónico durante el Último Máximo Glacial. Registros palinológicos de Península Taitao y Archipiélago de los Chonos, sectores cercanos a la costa pacífica de Patagonia Centro oeste (Bennett y col., 2000; Haberle y Bennett, 2004), muestran el establecimiento de bosques templado-lluviosos de *Nothofagus-Pilgerodendron-Podocarpus* a partir de ~15,4 ka, ~3000 años posterior a los ensambles basales de sitios palinológico ubicados en Valle Chacabuco (Lago Edita y Lago Augusta [Villa-Martínez y col., 2012]). Esta diferencia temporal probablemente representa un retardo migracional desde áreas fuente ubicadas a lo largo del margen este del manto de hielo Patagónico durante la UTG. Por lo tanto, dada la mayor extensión temporal, precisión cronológica y composición palinología de registro de Lago Edita postulo que elementos arbóreos higrófilos siempreverde habitaron sectores aledaños al margen este del manto de hielo patagónico de Patagonia Centro oeste durante el UMG y UTG. Estos resultados proveen evidencia empírica para sustentar inferencias

biogeográficas realizadas a partir de registros de la diversidad genética interpoblacional encontrada en poblaciones modernas de *Fitzroya cupressoides* y *Pilgerodendron uviferum* (Premoli y col., 2000; Premoli y col., 2001; Premoli y col., 2002; Allnutt y col., 2003).

Una explicación alternativa a la presencia en el ensamble polínico de elementos abórcos siempreverde característicos de los bosques templado lluvioso de sectores próximos a la costa pacífica de Patagonia Centro oeste, es transporte a larga distancia de polen desde sitios ubicados en el sector oriental de la región, asociados a putativos refugios de bosque localizados a lo largo de la costa pacífica de PCO (Markgraf y col., [2007], de Porras y col. [2013]). Esta explicación alternativa descansa sobre una serie de premisas cuestionables: 1) actualmente no hay registro palinológico terrestre de edad UMG y que muestre bosques templado-lluviosos durante ese intervalo en el margen occidental del manto de hielo patagónico en Patagonia central; 2) los registros palinológicos publicados a la fecha provenientes de ese sector occidental se ubican en terrenos previamente cubiertos por glaciares durante el UMG y por lo tanto no son ambientes adecuados para proveer un registro previo al UMG; 3) el margen occidental del manto de hielo patagónico se encontraba en contacto con la costa Pacífica durante el UMG, por lo tanto difícilmente pueden haber definido (amplios) sectores en los que pudieran haber persistido ambientes terrestres susceptibles de albergar los putativos refugios de bosque templado-lluvioso; 4) el establecimiento de bosques templado-lluviosos de *Nothofagus-Pilgerodendron-Podocarpus* en registros palinológicos cercanos a la costa occidental de Patagonia Centro oeste ocurre a los ~15 ka (Haberle y Bennett, 2004), muy

posterior al requerimiento de bosques templado-lluviosos ubicados en la costa pacífica que pudiesen haber sido la fuente de la señal palinológica advectada a distancia a través de los Andes hacia sitios ubicados en Valle Chacabuco previo a ~15 ka; 5) en el registro de Lago Edita las especies higrófilas siempreverde (también en Lago Augusta, Villa-Martínez y col., 2012) fueron más abundantes durante el UMG y UTG que durante el Holoceno (Figura 14, 15 y 18), época durante la cual se registra predominio de bosque templado-lluvioso en la costa Pacífica (Haberle y Bennett, 2004) y la probabilidad de transporte polínico a larga distancia era la más alta dada por la mayor cobertura/abundancia de esta vegetación fuente.

El registro de Lago Edita documenta entre ~16,7-19 ka dominancia de arbustos y hierbas, junto a árboles resistentes al frío bajo condiciones frías y relativamente secas, seguido entre ~11-16,7 ka por fluctuaciones en la dominancia de hierbas y arbustos criófilos, acompañado por pteridófitas y junto a coníferas higrófilas/criófilas interpretadas como condiciones frías y de persistentes precipitaciones. Esta tendencia vegetacional y climática muestra grandes similitudes con lo reportado en el estudio polínico de Lago Augusta (Villa-Martínez y col., 2012), donde la dominancia de hierbas, arbustos y coníferas entre ~11,8-16 ka es interpretado como condiciones frías y de constantes precipitaciones. Dado que en la actualidad hay una correlación positiva entre la velocidad del viento zonal y la precipitación local sobre Patagonia Centro oeste (Garreaud, 2007; Moy y col., 2009), interpreto baja influencia regional de los vientos del oeste entre ~16,7-19 ka y un aumento en la influencia del CVO a la latitud de Lago Edita entre ~11-16,7 ka.

Interpretaciones paleoclimáticas radicalmente opuestas han sido realizadas a partir de otros registros polínicos generados desde sitios ubicados al oriente de Cordillera de los Andes de PCO (Mallín Pollux [Markgraft y col., 2007], pantano Lago Shaman [de Porras y col., 2012]). Estos registros documentan entre ~15-19 ka dominancia de hierbas acompañadas de arbustos interpretado como un paisaje estepárico con arbustos resistentes a sequías bajo condiciones más secas que las actuales. Seguido entre ~11,3-15 ka por el establecimiento de vegetación esteparia bajo condiciones relativamente húmedas y más cálidas. Las divergencias en la interpretación paleoclimática entre registros provenientes desde sitios ubicados al este de Cordillera de los Andes de PCO radica en la interpretación del ensamble fósil no arbóreo en función de análogos polínicos y climáticos actuales provenientes de la estepa patagónica. Un estudio de lluvia de polen realizado al suroeste de la provincia de Santa Cruz (~48°S), Argentina, revela dominancia de hierbas (Poaceae, Asteraceae subf. Asteroideae) y arbustos (*Empetrum*) en sectores alto andinos (Mancini y col., 2002), taxa que predominan en Lago Edita y Lago Augusta durante el UMG y UTG, respectivamente, y se encuentran presente en registros próximos a la ciudad de Coyhaique (Mallín Pollux, pantano Lago Shaman y Mallín El Embudo). Estos elementos herbáceos y arbustos también se encuentran presente en sectores de la actual estepa patagónica semi desértica donde los montos de precipitación anual se ubican en el rango 200-400 mm (Mancini, 2002), lo cual ha sido utilizado como criterio interpretativo de los ensambles polínicos fósiles en términos de estepa patagónica bajo un ambiente de menor pluviosidad que la actualidad. Sin embargo, la presencia y relativamente alta abundancia de pteridófitas (*Blechnum*, *Cyrtopteris* y *Lycopodium magallanicum*; media >10%) y *Gunnera* (media >2%) en

los registros de Lago Edita y Lago Augusta (Villa-Martínez y col., 2012) indican un ambiente de alta humedad, lo cual sugiere que Poaceae, Asteraceae subf. Asteroideae y *Empetrum* representan vegetación característica de ambientes alto andinos bajo un ambiente frío/húmedo y de persistentes nevazones (Mancini, 2002). Esto es consistente con un descenso del límite arbóreo a altitudes inferiores a Lago Edita a consecuencia de condiciones glaciales anómalamente frías durante el UMG. Por lo tanto sugiero que la interpretación del ensamble polínico de Lago Edita como un paisaje dominado por elementos característicos de vegetación alto andina acompañados de elementos arbóreos característicos de bosques templado lluvioso siempreverde (ver discusión anterior) bajo condiciones frías y húmedas durante el UMG y UTG puede ser aplicable a Valle Chacabuco y, muy posiblemente, a otros sectores ubicados a lo largo del margen glacial este de la región durante el UMG y la UTG.

El registro de acumulación de partículas de carbón indica prácticamente ausencia de paleofuegos entre ~11-19 ka, lo cual es concordante con una anomalía negativa en la ocurrencia de fuego documentado en el sur de Sudamérica (>30°S) entre ~11-21 ka (Power y col., 2008). Adicionalmente, este período ha sido previamente interpretado como condiciones frías y húmedas, sugiriendo que condiciones húmedas producto de mayor régimen de precipitación disminuyeron la disponibilidad de material combustible seco, lo cual limitó la generación de incendios en sectores cercanos a Lago Edita. Sin embargo, la ausencia de fuego local en el contexto de un paisaje recientemente deglaciado (Hein y col., 2010) sugiere escasa biomasa combustible en el paisaje

probablemente por la baja cobertura de vegetación y/o alta discontinuidad de combustible en el paisaje.

5.3.2. Holoceno

Durante el comienzo del Holoceno se observa una notable similitud en tiempo y dirección de cambio en la vegetación local a escalas de tiempo multi-milenial, pero discordancia en la reconstrucción paleoclimática entre múltiples registros desarrollados al este de Cordillera de los Andes en PCO (Markgraf y col., 2007; de Porras y col., 2012; Villa-Martínez y col., 2012; de Porras y col., 2013). El registro de Lago Edita muestra un incremento notable en *Nothofagus* a partir de ~11 ka el cual interpreto como aumento en la temperatura y disminución de la precipitación, condiciones que se mantienen hasta 7,7 ka. Esta disminución en la precipitación también es reportada en el registro de Lago Augusta (Villa-Martínez y col., 2012) y es coetáneo con condiciones más secas que las actuales registradas en la costa Pacífica de PCO (Península de Taitao y Archipiélago de los Chonos [Haberle y Bennett, 2004]), sugiriendo una disminución zonal en la intensidad del cinturón de vientos del oeste en Patagonia Centro oeste durante los primeros milenios del Holoceno. Estudios paleoecológicos de sectores orientales de los Andes y cercanos a la ciudad de Coyhaique en Patagonia Centro oeste, por el contrario, interpretan el incremento de *Nothofagus* y disminución de hierbas criófilas como aumento de la precipitación entre ~7,5-11,5 ka (Mallín Pollux, Markgraf y col., 2007; pantano Lago Shaman, de Porras y col., 2012; Mallín El Embudo, de

Porras y col., 2013). Esta divergencia es lógica considerando la interpretación de condiciones de menor precipitación que las actuales durante la Última Terminación Glacial.

Aumentos conspicuos en la acumulación de carbón entre ~7,9-11 ka en el registro de Lago Edita (Figura 16 y 17) es concordante con la cronología de alta ocurrencia de paleofuegos entre ~9,5 y 12 ka documentada en latitudes medias y altas en el sur de Sudamérica (>30°S) (Power y col., 2008), resultados que son consistentes con disminución de las precipitaciones producto de un debilitamiento de los vientos del oeste (Moreno y col., 2010).

El registro de Lago Edita aporta evidencia a los escenarios de variación del CVO en Patagonia Central oeste durante el primer tercio del Holoceno discutidos en Villa-Martínez y col., (2012) (originalmente propuestos en Villa-Martínez y Moreno., 2007). Un escenario sugerido por los autores es el debilitamiento generalizado en el CVO sin mayores cambios latitudinal, esto permitiría la penetración de masas de aire húmedo desde el Atlántico hacia sectores orientales de los Andes de PCO. Este comportamiento en el CVO explicaría el aumento en el nivel lacustre entre ~7,5-11 ka registrado en Lago Cardiel (Villa-Martínez y Moreno., 2007; Whitlock y col., 2007; Moreno y col., 2010; Fletcher y Moreno., 2012).

La dominancia de un bosque cerrado de *Nothofagus* a partir de 7,7 ka documentado en el registro de Lago Edita, también se observa en los registros polínicos de Mallín Pollux, pantano Lago Shaman y Lago Augusta (Markgraf y col., 2007; de Porras y col.,

2012; Villa-Martínez y col., 2012). Mientras en Península de Taitao y Archipiélago de los Chonos dominan especies características del bosque Nordpatagónico (Haberle y Bennett, 2004). El registro de Lago Edita muestra variación en la estructura del bosque de *Nothofagus*, las que interpreto como fases húmedas entre 6,6-7,7 ka, 4,6-5,8 ka, 4-4,4 ka, 2-3 ka, 1,3-1,5 ka y 0,7-1 ka, las que alternan con fases relativamente más secas. Dichas variaciones en la humedad son adjudicables a fluctuaciones a escalas de tiempo milenial y sub-milenial en la intensidad del Cinturón de Vientos del Oeste.

5.4. Regimen de Perturbación

El registro de Lago Edita muestra 2 tefras depositadas durante los últimos ~19.000 años, indicando baja recurrencia de volcanismo explosivo en sectores próximos al sitio de estudio. La estratigrafía del registro polínico y de carbón de Lago Edita muestra fluctuaciones conspicuas precedidas por los niveles de tefras LET-1 y LET-2. El registro muestra:

- Entre 7,8 y 7,9 ka una disminución abrupta en *Nothofagus*, acompañado de un incremento notable en su hemiparásito *Misodendrum* y el taxón palustre Cyperaceae, junto a un aumento en la acumulación de carbón. Estas variaciones ocurrieron posterior a la depositación de la tefra LET-2 (edad interpolada de 7,94 ka, 19 cm de espesor).
- Entre 7,6 y 7,7 ka se registra una disminución leve en *Nothofagus*, incremento en *Misodendrum* y en la acumulación de carbón. Estos cambios son anteceditos por la tefra LET-1 (edad interpolada de 7,7 ka, 3 cm de espesor).

Estos resultados sugieren que la caída de ceniza volcánica en sectores aledaños a Lago Edita modificó la estructura del bosque de *Nothofagus*, abriendo claros en el dosel generando incrementos de *Misodendrum* y en la actividad de fuego local.

6. CONCLUSIONES

El registro de Lago Edita proporciona evidencia de variaciones de la vegetación, régimen de fuego y clima de Valle Chacabuco, sobre sectores orientales de Cordillera de los Andes de Patagonia Centro oeste, durante los últimos ~19.300 años. El registro palinológico sugiere:

1) Presencia de coníferas higrófilas y resistentes al frío (*Podocarpus nubigena* y *Fitzroya/Pilgerodendron*) desde el inicio de la sedimentación orgánica en la cuenca de Lago Edita, inmediatamente a continuación de una regresión glaciolacustre que inundó el área de estudio. Interpreto estos hallazgos como presencia local de poblaciones de elementos arbóreos higrófilos siempreverde en baja densidad en las proximidades del margen glacial a lo largo de la vertiente este de los Andes de Patagonia Centro oeste durante el Último Máximo Glacial y Última Terminación Glacial.

2) El registro palinológico de Lago Edita muestra evidencia de importantes cambios en la estructura y composición de la vegetación local de Valle Chacabuco entre ~11-19 ka. El registro polínico indica predominio de hierbas (Poaceae, Caryophyllaceae, Asteraceae subf. Asteroideae, Apiaceae, *Gunnera*, *Acaena* y *Phacelia*) y arbustos (*Empetrum*, Ericaceae) entre ~16,7-19 ka, acompañado de alta abundancia de pteridófitas (*Blechnum* y *Cystopteris* y *Lycopodium magallanicum*), y baja presencia en *Nothofagus*, coníferas higrófilas/criófilas (*Fitzroya/Pilgerodendron* y *Podocarpus nubigena*) y baja ocurrencia de fuego, seguido de un aumento de hierbas (Poaceae), disminución en arbustos e incremento de coníferas (*Fitzroya/Pilgerodendron* y *Podocarpus nubigena*)

hasta ~11 ka. Interpreto estos resultados como un ambiente de bajas temperaturas y relativamente húmedo entre 16,7-19 ka, seguido por un periodo de bajas temperaturas y abundante precipitación entre ~11-16,7 ka. Estos resultados sugieren baja influencia de los vientos del oeste entre ~16,7-19 ka y aumento en la influencia del Cinturón de Vientos del Oeste entre ~11-16,7 ka.

3) Entre ~7,7-11 ka ocurre un rápido incremento en *Nothofagus* y disminución en hierbas, arbustos, helechos y el resto de los taxa arbóreos, junto al aumento en la actividad de fuego local. Estos resultados sugieren incremento de la temperatura y disminución en la precipitación. Esta tendencia climática también es reportada en el registro de Lago Augusta y es coetáneo con condiciones más secas que las actuales reportadas en registros desde la costa Pacífica de PCO. Esta sincronía paleoclimática sugiere una disminución zonal en la intensidad del Cinturón de Vientos del Oeste en Patagonia Centro oeste durante los primeros milenios del Holoceno.

4) El registro de polen de alta resolución temporal de Lago Edita proporciona evidencia de cambios pasados en la estructura del bosque de *Nothofagus* en Valle Chacabuco, sobre la vertiente oriental de Cordillera de los Andes en PCO. Se registra una secuencia de aumento en la cobertura del bosque de *Nothofagus* entre 6,6-7,7, 4,6-5,8, 4-4,4, 2-3, 1,3-1,5 y 0,7-1 ka que alterna con incrementos en Poaceae, sugiriendo repetidas aperturas del dosel e incremento de hierbas de sotobosque.

5) Aumento de la cobertura del bosque de *Nothofagus*, disminución en la abundancia Poaceae y bajos niveles de carbón entre 6,6-7,7, 4,6-5,8, 4-4,4, 2-3, 1,3-1,5 y 0,7-1 ka

sugiere una serie de eventos húmedos, intercalados por períodos más secos entre 5,8-6,6, 4,4-4,6, 3-4, 1,5-2, 1-1,3 y 0,5-0,7 ka. Dado que variaciones de la precipitación en este sector de PCO son adjudicables a los vientos del oeste, interpreto estos resultados como fluctuaciones a escalas de tiempo milenial y sub-milenial en la intensidad del Cinturón de Vientos del Oeste.

6) El registro polínico de Lago Edita muestra evidencia de la degradación del paisaje en Valle Chacabuco sugerida por la disminución de Poaceae y la aparición de la especie exótica *Rumex* durante los últimos siglos (últimos 500 años). Esta tendencia se intensifica en momentos en los cuales el bosque de *Nothofagus* disminuye abruptamente (en 0,3 y 0,1 ka), sincrónico al incremento de *Rumex* en respuesta a la apertura del dosel producto del incremento de quemas y/o pastoreo de ganado durante la colonización chileno-europea.

CAPÍTULO 3:

VARIACIÓN A ESCALAS DE TIEMPO MULTI-MILENIAL EN EL CINTURÓN DE VIENTOS DEL OESTE ENTRE LOS 43°-47°S DURANTE LOS ÚLTIMOS ~19.000 AÑOS.

1. Introducción

En este capítulo examinaré el tiempo y dirección de variación de la vegetación y clima a partir del análisis del registro de Lago Teo y Lago Edita, junto a la comparación de estos sitios con otros registros de Patagonia Noroeste y Centro oeste. Los registros polínicos de Lago Teo y Lago Edita nos permiten documentar la historia de la vegetación, clima y eventos de perturbación local entre los 43°y 47°S del sur de Sudamérica desde los últimos 19.000 años y abarcando por completo los últimos 10.000 años. Sin embargo, existe algunas dificultades al momento de realizar la comparación entre el registro de Lago Teo y Lago Edita, principalmente dadas por: 1) los sitios se encuentran en opuestos sectores de Cordillera de los Andes (este y oeste); 2) existe una marcada diferencia en los actuales regímenes de precipitación local; 3) los sitios se encuentran en un paisaje con distinta estructura, composición y fisionomía de vegetación; 4) los sitios se encuentran ubicados en sectores que presentan distintos regímenes de perturbación; 5) los registros estratigráfico presentan distinta extensión geocronológica y 6) sus registros palinológicos presentan diferencias en la magnitud de cambio en la vegetación.

A pesar de las diferencias mencionadas en el párrafo precedente, es posible encontrar concordancia en la cronología de eventos paleoclimáticos inferidos a partir del análisis de los registros polínicos y de carbón.

2. Última Terminación Glacial

El registro de Lago Edita muestra entre ~17-19 ka dominancia de arbustos y hierbas, junto a alta representatividad de helechos y baja abundancia de elementos arbóreos (<15%) en un ambiente de desglaciación bajo condiciones frías y relativamente húmedas (Figura 19). Mientras, en un reciente estudio realizado a partir del análisis de testigos de sedimentos de Lago Lepué (42°48'16''S, 73°42'49''O; Figura 1) en sectores de Isla Grande de Chiloé, en Patagonia Noroeste, muestra entre ~16,1-17,8 ka dominancia de arbustos (Ericaceae) y elementos no arbóreos (Poaceae, Asteraceae subf. Asteroideae, *Gunnera*) a expensas de baja representatividad de árboles (*Nothofagus*), junto a alta abundancia de *Isoetes* (Figura 19) (Pesce y Moreno, 2014), en un paisaje recientemente libre de hielo durante la última desglaciación, interpretado por los autores como condiciones más secas que las actuales. Esta señal climática opuesta entre sectores de PNO y PCo sugiere contrarios regímenes de precipitación producto de una diferenciación de la influencia de los vientos del oeste o probablemente su ubicación más hacia el sur de los 43°S entre ~16,1-19 ka

El registro de Lago Edita muestra entre ~11-17 ka una tendencia multi-milenial en la dominancia de hierbas criófilas y helechos, junto a coníferas higrófilas y resistentes al frío *Fitzroya/Pilgerodendron* y *Podocarpus nubigena* (Figura 19). Estos resultados los

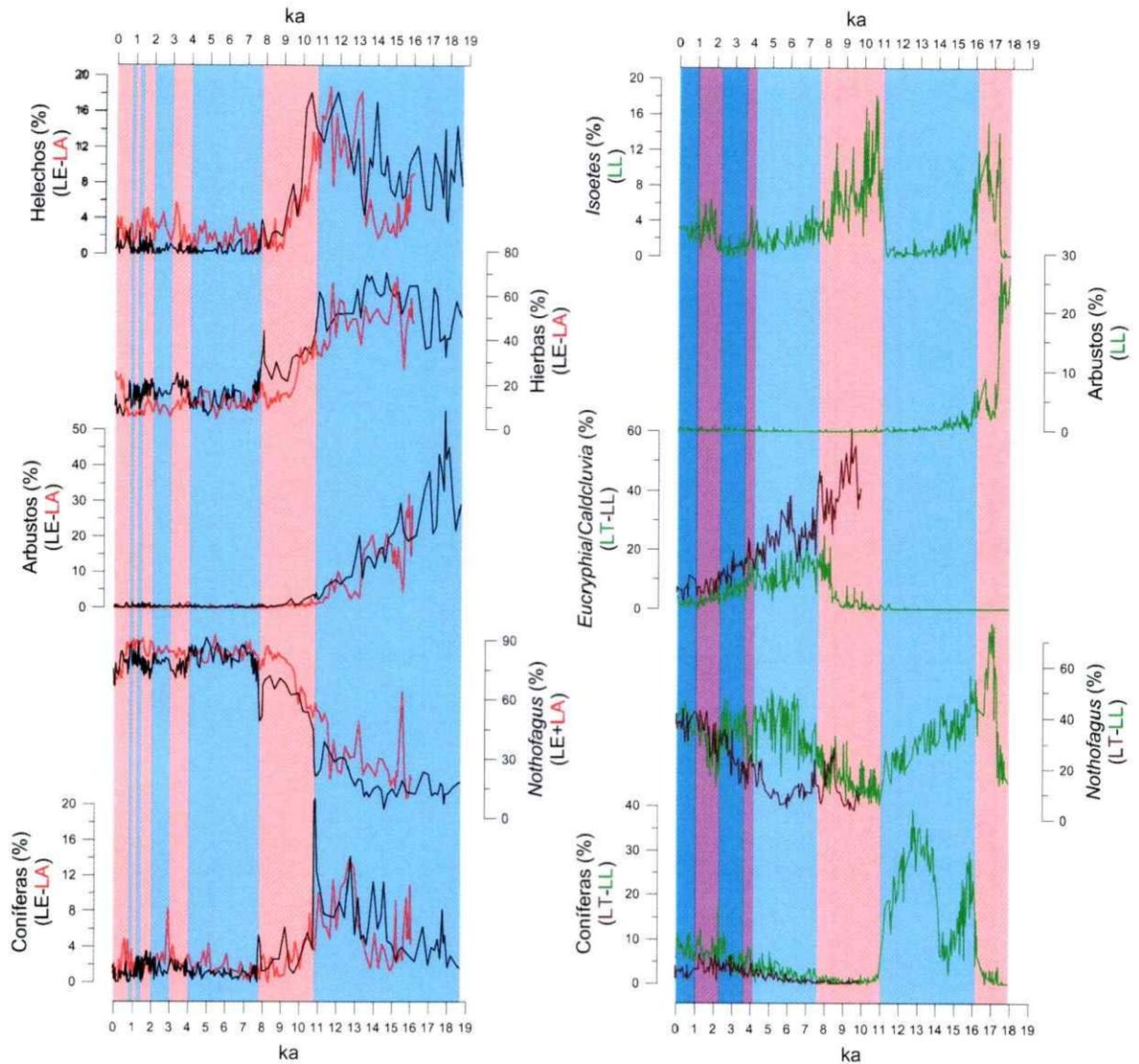


Figura 19: Diagrama resumen comparativo de taxa seleccionados desde Lago Edita (LE), Lago Augusta (LA; Villa-Martínez y col., 2011), Lago Teo (LT) y Lago Lepué (LL; Pesce y Moreno, 2014). Todas las curvas corresponden a la abundancia porcentual de taxa polínicos (eje Y). El eje X corresponde a la edad en ka (miles de años antes del presente). LE = Lago Edita (curva negra), LT = Lago Teo (curva café), LL = Lago Lepué (curva verde) y LA = Lago Augusta (curva roja). Coníferas incluye los taxa *Fitzroya/Pilgerodendron*, *Podocarpus nubigena* y *Saxegothaea conspicua*. La zona azul indica condiciones ambientales húmedas y la zona roja condiciones relativamente más secas.

interpreto como un ambiente de persistentes condiciones frías y de mayor régimen de precipitación que en la actualidad. Similar cronología y estructura de cambio en la vegetación se observa en el registro paleoecológico realizado en Valle Chacabuco en Patagonia Centro oeste (Lago Augusta [Figura 1], Villa-Martínez y col., 2012) (Figura 19). Adicionalmente, un registro polínico desarrollado a partir de testigos de sedimentos de Lago Lepué (Pesce y Moreno, 2014), en Isla Grande de Chiloé (PNO), muestra entre ~11-16,1 el predominio de coníferas (*Fitzroya/Pilgerodendron*, *Podocarpus nubigena*, *Saxegothaea conspicua*) y ausencia de elementos termófilos característicos del bosque lluvioso Valdiviano (*Eucryphia cordifolia*) (Figura 19) lo cual fue interpretado por los autores como condiciones frías y húmedas (Pesce y Moreno, 2014). Estos resultados indican correspondencia cronológica en un alto régimen de precipitación durante gran parte de la Última Terminación Glacial (entre ~11-16,1 ka) a los 41°S y 47°S del sur de Sudamérica, en sectores de Patagonia Noroeste y Centro oeste, respectivamente. Interpreto este escenario de alto régimen de precipitación como un aumento regional sincrónico en la influencia del Cinturón de Vientos del Oeste.

3. Holoceno

El registro polínico de Lago Edita muestra un rápido incremento de especies arbóreas a expensas de la disminución de coníferas higrófilas y resistentes al frío (*Fitzroya/Pilgerodendron* y *Podocarpus nubigena*), hierbas y helechos entre ~7,7-11 ka (Figura 19) interpretado como un aumento de las temperaturas y disminución de la

precipitación. Estos cambios son contemporáneos con variaciones en la vegetación documentada en el registro de Lago Augusta en Patagonia Centro oeste, donde el aumento en taxa arbóreas y disminución de podocarpáceas (*Podocarpus nubigena* y *Saxegothaea conspicua*), *Fitzroya/Pilgerodendron* y Poaceae entre ~10-12 ka (Figura 19) es interpretado por los autores como la instauración de condiciones cálidas y disminución de la precipitación. Registros provenientes desde sectores de Chaitén e Isla Grande de Chiloé en Patagonia Noroeste muestran una señal paleoclimática similar a los registros descritos anteriormente. El registro de polen de Lago Teo muestra entre ~7,6-10 ka predominancia de especies termófilas y resistentes a sequías de verano características del bosque lluvioso Valdiviano (*Eucryphia cordifolia*) y baja abundancia de coníferas criófilas/higrófilas (*Fitzroya/Pilgerodendron*, *Podocarpus nubigena*, *Saxegothaea conspicua*) bajo condiciones más cálidas y secas que las actuales. Mientras, el registro paleoecológico de Lago Lepué documenta entre ~7,5-11 ka un incremento sostenido en *Eucryphia/Caldcluvia* y disminución de elementos higrófilos/criófilos de los Bosques lluviosos Nordpatagónico (*Fitzroya/Pilgerodendron* y *Podocarpus nubigena*, *Saxegothaea conspicua*) (Figura 19) dando cuenta de un incremento de las temperaturas y disminución de la precipitación (Pesce y Moreno, 2014). Estos resultados indican menor precipitación en sectores de Valle Chacabuco a los ~47°S en Patagonia Centro oeste, y a los ~43°S de Patagonia Noroeste durante los primeros milenios del Holoceno. Se sugiere que esta disminución en la precipitación se gatilló por un debilitamiento regional en la influencia del Cinturón de Vientos del Oeste en Patagonia Noroeste y Centro oeste entre ~7,7-11 ka, durante el comienzo del actual interglacial.

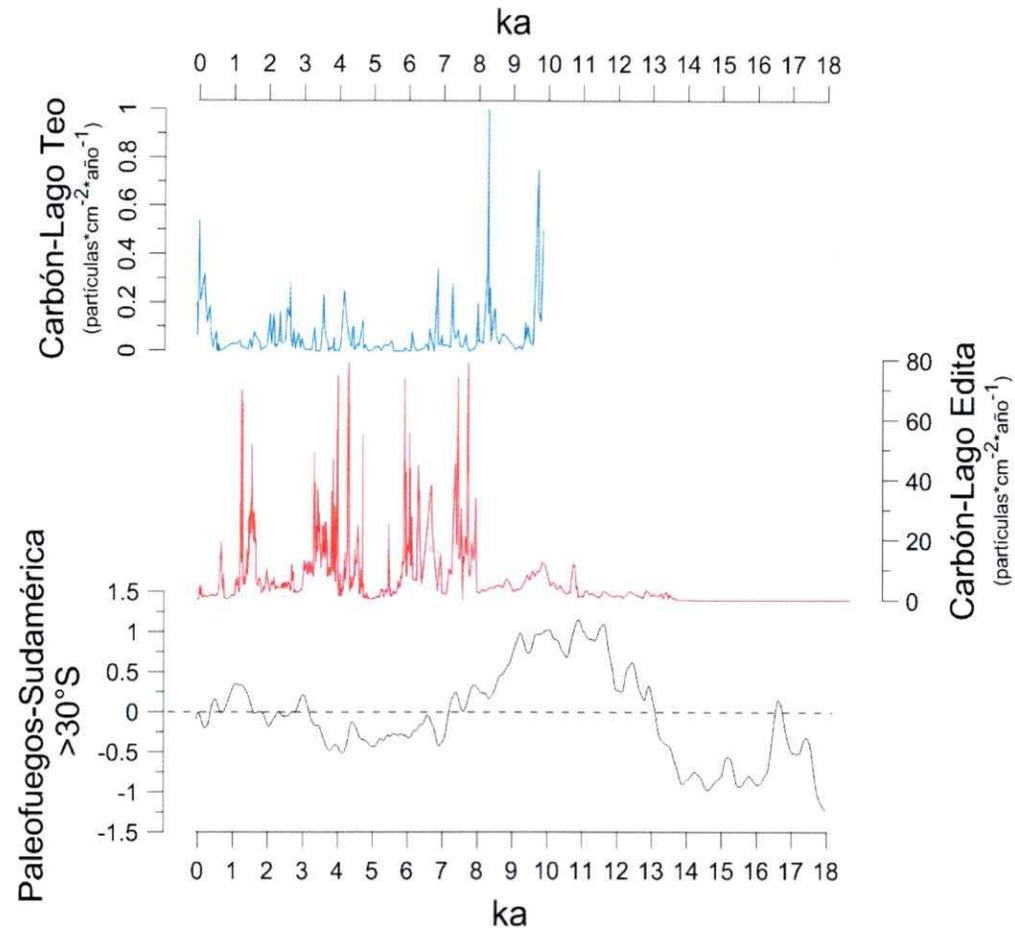


Figura 20: Diagrama comparativo de actividad de fuego en Lago Teo (curva azul) y Lago Edita (curva roja) expresado en tasa de acumulación de partículas de carbón ($\text{partículas} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{año}^{-1}$), junto a paleofuegos sobre el sur de Sudamérica ($>30^{\circ}\text{S}$; Power y col., 2008).

Aumento en la acumulación de partículas de carbón en el registro de Lago Edita entre 7,3-11 ka y aumentos como pulsos discretos entre 9,7-9,9 ka y 8,2-8,6 ka registrados en Lago Teo sugieren la ocurrencia de paleofuegos en sectores próximos a los respectivos sitios. Paleo incendios sobre el sur de Sudamérica ($>30^{\circ}\text{S}$) muestran una fuerte anomalía positiva en su ocurrencia entre 9,5-12 ka (Power y col., 2008) (Figura 20), lo cual es consistente con una disminución multi-milenial en las precipitaciones de origen oeste (Whitlock y col., 2007, Moreno y col., 2010). Los registros de partículas de

carbón de Lago Edita y Lago Teo muestran concordancia con este patrón regional, sugiriendo el debilitamiento en el flujo de CVO durante el comienzo del Holoceno. A partir de 7,3 ka los registros muestran altas tasas de acumulación de partículas de carbón sugiriendo alta actividad de fuego local en los sitios de estudio lo cual difiere del patrón sub-continental (Power y col., 2008). Estos resultados sugieren que condiciones locales en el sector de Chaitén (Lago Teo) y Valle Chacabuco (Lago Edita) serían preponderante sobre la generación de paleofuegos a partir de 7,3 ka.

A partir de ~7,7 ka el registro de Lago Edita muestra el predominio de árboles con oscilaciones de baja magnitud en su abundancia (entre 10-15%) a escalas de tiempo milenial y multi-centenal hasta el presente (discutido en Capítulo 2, sección 5.3.2.). Es posible distinguir un aumento a escalas de tiempo multi-milenial en la abundancia de especies arbóreas entre ~4-7,7 ka, junto a baja representatividad en el resto de hierbas y arbustos, esta tendencia de variación en la vegetación la interpreto como un incremento en la cobertura arbórea producto de una tendencia de aumento en la precipitación a escalas de tiempo multi-milenial en Valle Chacabuco (~47°S, Patagonia Centro oeste). Mientras en Patagonia Noroeste, el registro de polen de Lago Teo muestra a partir de ~7,6 ka el comienzo del incremento de elementos del Bosque lluvioso Nordpatagónico (*Fitzroya/Pilgerodendron*, *Podocarpus nubigena*, *Saxegothaea conspicua*) y una disminución sostenida del taxón termófilo *Eucryphia/Caldcluvia* lo cual lo interpreto como un cambio hacia condiciones más frías y húmedas. Resultados palinológicos desde Lago Lepué muestran un incremento sostenido en coníferas, junto a la disminución de *Eucryphia/Caldcluvia* (Figura 19) partir de ~7,7 ka interpretado como

un periodo de disminución de temperatura e incremento de la precipitación (Pesce y Moreno, 2014). En conjunto, estos resultados indican un incremento de las precipitaciones en Patagonia Noroeste y Centro este entre ~4-7,7 ka, sugiriendo un incremento regional en el flujo de los vientos del oeste a los 41°-43°S y ~47°S entre ~4-7,7 ka.

Lago Edita muestra a partir de ~4 ka una disminución de elementos arbóreos indicando la apertura del dosel del bosque bajo un ambiente de disminución de la humedad, sugiriendo decaimiento de la precipitación gatillado por una disminución en la influencia de los vientos del oeste. Mientras en Patagonia Noroeste, Lago Teo muestra a partir de ~4 ka el aumento de coníferas higrófilas/criófilas *Fitzroya/Pilgerodendron* y podocarpáceas (*Podocarpus nubigena* y *Saxegothaea conspicua*) junto a la continua disminución de *Eucryphia/Caldcluvia* sugiriendo la mantención de condiciones frías y húmedas. De igual modo, en Lago Lepué se observa a partir de ~4 ka la mantención de altos porcentajes de coníferas y un aumento en árboles termófilos del Bosque lluvioso Valdiviano (*Eucryphia cordifolia*) (Figura 19) lo cual sugiere un aumento de las temperaturas y menor precipitación (Pesce y Moreno, 2004). Estos resultados indican divergencia en las tendencias paleoclimática entre los 43°S y 47°S, sugiriendo una pérdida de la simetría zonal/regional en la intensidad de los vientos del oeste a partir de ~4 ka. Estos resultados son concordantes con pérdida en la simetría zonal del Cinturón de Vientos del Oeste del Hemisferio Sur registrada para el sur de Sudamérica (Fletcher y Moreno, 2012).

4.CONCLUSIONES

Los resultados de Lago Edita y Lago Teo sugieren variabilidad climática a escalas de tiempo multi-milenial afectando a latitudes medias del Hemisferio Sur durante la última deglaciación (entre ~11-19 ka) y el actual interglacial (últimos ~11.000 años). Pasados cambios en la precipitación en Patagonia Noroeste y Centro oeste sugieren variación en la intensidad del Cinturón de Vientos del Oeste durante los últimos ~19.000 años. Basado en la comparación de los registros de Lago Edita y Lago Teo con el resto de los registros de la región puedo concluir lo siguiente:

1. Los registros muestran concordancia cronológica en la variación de precipitación asociadas a cambios en la intensidad en el Cinturón de Vientos del Oeste. Se infiere una diferenciación en los regímenes de precipitación producto de una diferenciación en la influencia de los vientos del oeste o su ubicación más hacia el sur de los 43°S entre ~16,1-19 ka.
2. La comparación paleoclimática a nivel regional sugiere una variación zonal/regional en la influencia de los vientos del oeste entre 43°-47°S del sur de Sudamérica, con un incremento entre 11-16,1 ka y ~4,-7,7 ka, y su disminución al inicio del Holoceno (entre ~7,7-11 ka)
3. Los resultados indican divergencia en las tendencias paleoclimática entre los 43°S y 47°S, sugiriendo una pérdida de la simetría zonal/regional en la intensidad de los vientos del oeste a partir de ~4 ka. Estos resultados son concordantes con pérdida en

la simetría zonal del Cinturón de Vientos del Oeste del Hemisferio Sur registrada para el sur de Sudamérica (Fletcher y Moreno, 2012).

REFERENCIAS

Abarzúa, A. M., Villagrán, C., and Moreno, P. I., 2004. Deglacial and postglacial climate history in east-central Isla Grande de Chiloé, southern Chile (43 °S). *Quaternary Research*. 62: 49-59.

Abarzúa, A y Moreno, P.I., 2008. Changing fire regimes in the temperate rainforest region of southern Chile over the last 16,000 yr. *Quaternary Research*. 69: 62-71.

Alfano, F., Bonadonna, C., Volentik, A. C. M., Conner, C. B., Watt, S. F. L., Pyle, D. N., Connor, L. J., 2011. Tephra stratigraphy and eruptive volume of the May, 2008, Chaitén eruption, Chile. *Bulletin of Volcanology*. 73: 613-630.

Alfonso, J. A., 1900. Un Viaje a Valdivia, La Civilización Alemana en Chile. *Moderna*, N°24.

Allnutt, T. R., Newton, A. C., Premoli, A., Lara, A., 2003. Genetic variation in the threatened South American conifer *Pilgerodendron uviferum* (Cupressaceae), detected using RAPD markers. *Biological Conservation*. 114: 245-253.

Amigo, A., Lara, L. E., Smith, V. C., 2013. Holocene record of large explosive eruptions from Chaitén and Michinmahuida Volcanoes, Chile. *Andean Geology*. 40: 227-248.

Anderson, R. F., Ali, S., Bratmiller, L. I., Nielsen, S. H. H., Fleisher, M. Q., Anderson, B. E., Burkle, L. H., 2009. Wind-driven upwelling in the Southern Ocean and the deglacial rise in atmospheric CO₂. *Science*. 323: 1443-1448.

Aravena, J. C., 1991. Análisis de la estructura y la flora de los bosques de Chiloé continental e insular. Tesis Magíster, Facultad de Ciencias, Universidad de Chile.

Bengtsson, L., Enell, M., 1986. Chemical analysis. In: Berglund, B. E. (Ed), Handbook of Palaeoecology and Palaeohydrology. John Wiley & Sons, pp. 423-451.

Bennett, K. D., Haberle, S., and Lumley, S. H., 2000. The last glacial-Holocene transition in southern Chile. *Science*. 290: 325-328.

Blaauw, M., Christen, A., 2011. Flexible Paleoclimate Age-Depth Models Using an Autoregressive Gamma Process, *Bayesian Analysis*. 6: 457-474.

Caldenius, C. R. C., 1932. Las Glaciaciones cuaternarias en la Patagonia y Tierra del Fuego: una investigación regional, estratigráfica y geocronológica: una comparación con la escala geocronológica sueca. with and English summary. Stockholms Högskola, Stockhol, 164 pp., 42 pp. of plates (some folded) pp.

Castillo, C., 2001. Estadística climatológica, Dirección Meteorológica de Chile, Santiago, Chile.

Cembrano, J., Hervé, F., Lavenu, A., 1996. The Liquiñe Ofqui fault zone: a long-lived intra-arc fault system in southern Chile. *Tectonophysics*. 259: 55-66.

Cembrano, J., Lara, L., 2009. The link between volcanism and tectonics in the southern volcanic zone of the Chilean Andes: A review. *Tectonophysics*. 471: 96-113.

Denton, G. H., Lowell, T. V., Moreno, P. I., Andersen, B. G., Schlüchter, C., 1999. Geomorphology, stratigraphy, and radiocarbon chronology of Llanquihue Drift in the

area of the Southern Lake District, Seno Reloncaví, and Isla Grande de Chiloé, Chile. *Geografiska Annaler Series A- Physical Geography*. 81: 167-229.

de Porras, M. E., Maldonado, A., Abarzúa, A. M., Cárdenas, M. L., Francois, J. P., Martel-Cea, A., Stern, C. R., Méndez, C., Reyes, O., 2012. Postglacial vegetation, fire and climate dynamics at Central Chilean Patagonia (Lake Shaman, 44°S). *Quaternary Science Reviews*. 50: 71-85.

de Porras, M. E., Maldonado, A., Quintana, F. A., Martel-Cea, A., Reyes, O., Méndez, C., 2013. Environmental and climatic changes in Central Chilean Patagonia since the Late Glacial (Mallín El Embudo, 44°). *Climate of the Past*. 9: 5747-5784.

Donoso, C., 2006. Las especies arbóreas de los bosques templados de Chile y Argentina. *Autoecología*. Marisa Cuneo Ediciones, Valdivia, Chile.

Feagri, K., Iversen, J., 1989. *Textbook of Pollen Analysis*. John Wiley & Sons.

Fletcher, M.S., Moreno, P.I., 2011. Zonally symmetric changes in the Southern Westerlies drove atmospheric CO₂ variations over the last 14,000 years. *Geology*. 5: 419-422.

Fletcher, M.-S., Moreno, P.I., 2012. Have the Southern Westerlies changed in a zonally symmetric manner over the last 14,000 years? A hemisphere-wide take on a controversial problem. *Quaternary International*. 253: 32-46.

Gajardo, R., 1994. La vegetación natural de Chile. Clasificación y distribución geográfica. Santiago, Chile. Editorial Universitaria. 156 p.

Garreaud, R. D., 2007. Precipitation and circulation covariability in the extratropics: *Journal of Climate*. 20: 4789–4797.

Garreaud R. D., Vuille M., Compagnucci R., Marengo J., 2009. Present-day South American Climate. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 281: 180–195.

González, M. E., Veblen, T. T., Donoso, C., Valeria, L., 2002. Tree regeneration responses in a lowland *Nothofagus*-dominated forest after bamboo dieback in South-Central Chile. *Plant Ecology*. 161: 59-73.

Haberle, S. G., Humley, S. H., 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*. 88: 239-256.

Haberle, S. G., Szeicz, J. M., Bennett, K. D., 2000. Late Holocene vegetation dynamics and lake geochemistry at Laguna Miranda, XI Región, Chile. *Revista Chilena de Historia Natural*. 73: 655-669.

Haberle, S., Bennet, K. D., 2001. Modern pollen rain and lake mud-water interface geochemistry along environmental gradients in southern Chile. *Review of Palaeobotany and Palynology*. 117: 93-107.

Haberle, S., Bennett, K.D., 2004. Postglacial formation and dynamics of North Patagonian Rainforest in the Chonos Archipelago, Southern Chile. *Quaternary Science Reviews*. 23: 2433-2452.

- Hein, A. S., Hulton, N. R. J., Dunai, T. j., Sugden, D. E., Kaplan, M. R., Xu, S., 2010. The chronology of the Last Glacial Máximum and deglacial events in central Argentine Patagonia. *Quaternary Science Reviews*. 29: 1212-1227.
- Heiri, O., Lotter, A. F., Lemcke, G., 2001. Loss on ignition as a method for estimating organic and carbonate content in sediments: reproducibility and comparability of results. *Journal of Paleolimnology*. 25: 101-110.
- Heusser, C., J., 1971. *Pollen and Spores of Chile*. The University of Arizona Press.
- Heusser, C. J., 1981. Palynology of the Last Interglacial- Glacial Cycle in Midlatitudes of Southern Chile. *Quaternary Research*. 16: 293-321.
- Heusser, C., j., 1994. Paleoindians and fire during the late Quaternary in southern South America. *Revista Chilena de Historia Natural*. 87: 435-443.
- Heusser, C. J., Denton, G. H., Hauser, A., Andersen, B. G., Lowell, T. V., 1995. Quaternary pollen records from the Archipiélago de Chiloé in the context of glaciation and climate. *Revista Geológica de Chile*. 22:25-46.
- Heusser, C. J., Heusser, L. E., Lowell, T. V., 1999. Paleoecology of the southern Chilean Lake District- Isla Grande de Chiloé during middle-Late Llanquihue glaciation and deglaciation. *Geografiska Annaler Series A-Physical Geography*. 81: 231-284.
- Heusser, C. J., 1974. Vegetation and climate of the southern Chilean lake district during and since the last Interglaciation. *Quaternary Reseach*. 4: 190-315.

- Heusser, C., Heusser, L. E., Hauser, A., 1992. Paleocology of Late Quaternary Deposits in Chiloé Continental, Chile. *Revista Chilena de Historia Natural*. 65: 235-245.
- Higera, P. E., Brubaker, L. B., Anderson, P. M., Hu, F. S., Brown, T. A., 2009. Vegetation mediated the impacts of postglacial climate change on fire regimes in the South-Central Brooks Range, Alaska. *Ecol. Monogr.* 79: 201-219.
- Holling, J. T., Shilling, D. H., 1981. Late Wisconsin-Weichselian mountain glaciers and small ice caps, In: Denton, G. H., Hughes, T. J. (Eds.), *The last great ice sheets*. Wiley Interscience, pp. 179-206.
- Holz, A., Veble, T. T., 2011. Variability in the Souther Annular Mode determines wildfire activity in Patagonia. *Geophysical Research Letters*. Rev. 38, doi:10.1029/2011GL047674.
- Holz, A., Veblen, T. T., 2012. Wildfire activity in rainforests in western Patagonia linked to the Southern Annular Mode. *International Journal of Wildland Fire*. Rev. 21: 114-126.
- Imbrie, J., Boyle, E. A., Clemens, S. C., Duffy, A., Howard, W. R., Kukla, G., Kutzbach, J., Martinson, D. G., McIntyre, A., Mix, A. C., Molfino, B., Morley, J. J., Peterson, L. C., Pisias, N. G., Prell, W. L., Raymo, M. E., Shackleton, N. J., Toggweiler, J. R., 1992. The structure and origin of major glaciation cycles. Part 1: Linear responses to Milankovitch forcing. *Paleoceanography*. 7: 701-738.

- Jara, I. A., Moreno, P. I., 2012. Temperate rainforest response to climate change and disturbance agents in northwestern Patagonian (41°S) over the last 2600 years. *Quaternary Research*. 77: 235-244.
- Jara, I. A., Moreno, P. I., 2014. Climatic and disturbance influences on the temperate reforests of northwestern Patagonia (40°S) since ~14,500 cal yr BP. *Quaternary Science reviews*. 90: 217-228.
- Kaplan, M. R., Moreno, P. I., Rojas, M., 2008. Glacial dynamics in southernmost South America during Marine Isotope Stage 5e to the Younger Dryas chron: a brief review with a focus on cosmogenic nuclide measurements. *Journal of Quaternary Science*. 23:649-658.
- Lara, L., E., 2009. The 2008 eruption of the Chaitén volcano: a preliminary report. *Andean Geology*. 36: 125-129.
- Lara, L. E., Moreno, R., Amigo, A., Hoblitt, R., Pierson, T., 2013. Late Holocene history of Chaitén Volcano: New evidence for a 17th century eruption. *Andean Geology*. 40: 249-261.
- Lobos, H., 2000. Estudio de la variación espacial del tipo forestal siempreverde entre las provincias de Valdivia y Aysén. Tesis, Facultad de Ciencias Forestales, Universidad Austral de Chile, Valdivia.
- Luebert, F., Plissock, P., 2006. Sinopsis bioclimática y vegetal de Chile. Editorial Universitaria, Santiago, Chile.

- Lumley, S. H., Switsur, R., 1993. Late Quaternary chronology of the Taitao Peninsula, southern Chile. *Journal of Quaternary Science*. 8: 161-165.
- Lusk, C. H., 1999. Long-lived light-demanding emergents in southern temperate forest: the case of *Weinmannia trichosperma* (Cunoniaceae) in Chile. *Plant Ecology*. 140: 111-115.
- Major, J. J., Lara, L. E., 2013. Overview of Chaitén Volcano, Chile, and its 2008-2009 eruption. *Andean Geology*. 40: 196-215.
- Mancini, M. V., Paez, M. M., Prieto, A., 2002. Cambios paleoambientales durante los últimos 7.000 14C años en el ecotono bosque-estepa, 47-48°S, Santa Cruz, Argentina. *Ameghiniana (Revista Asociación Paleontología Arentina)*. 39: 151-162.
- Mancini, M. V., 2002. Vegetation and climate during the Holocene in Southwest Patagonia, Argentina. *Review of Palaeobotany and Palynology*. 122: 101-115.
- Markgraf, V., Bradbury, J.P., Schwalb, A., Burns, S.J., Stern, C., Ariztegui, D., Gilli, A., Anselmetti, F.S., Stine, S., Maidana, N., 2003. Holocene palaeoclimates of southern Patagonia: limnological and environmental history of Lago Cardiel, Argentina. *The Holocene*. 11: 581-591.
- 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.

Markgaf, V., Huber, U. M., 2010. Late and postglacial vegetation and fire history in Southern Patagonia and Tierra del Fuego. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 297: 351-366.

Martinic, M., 2004. De la Trapananda al Aysén: una mirada reflexiva sobre el acontecer de la Región de Aysén desde la prehistoria hasta nuestros días. Pehuén Editores, Santiago.

McCormac FG, AG Hogg, PG Blackwell, CE Buck, TFG Higham, and PJ Reimer. 2004 SHCal04 Southern Hemisphere Calibration 0 - 1000 cal BP *Radiocarbon*. 46: 1087-1092.

McCulloch, R. D., Bently, M. J., Purves, R. S., Hulton, N. R. J., Sugden, D. E., Clapperton, C. M., 2000. Climatic inferences from glacial and palaeoecological evidence at the last glacial termination, southern South America. *Journal of Quaternary Science*. 15: 409-417.

Mercer, J. H., 1965. Glacier variations in southern Patagonia. *Geographical Review*. 55: 390-413.

Montade, V., Combourieu Nebout, N., Chapron, E., Mulsow, S., Abarzúa, A. M., Debret, M., Foucher, A., Desmet, M., Winiarski, T., Kissel, C., 2012. Regional vegetation and climate changes during the last 13 kyr from a marine pollen record in Seno Reloncaví, southern Chile. *Review of Palaeobotany and Palynology*. 181: 11-21.

Moreno, P. I., Lowell, T. V., Jacobson jr, G. L., Denton, G. H., 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 Series A-Physical Geography*. 81: 285-311.

Moreno, P. I., and León, A. L., 2003. Abrupt vegetation changes during the last glacial to Holocene transition in mid-latitude South America. *Journal of Quaternary Science*. 18: 787- 800.

Moreno, P. I., 2004. Millennial-scale climate variability in northwest Patagonia over the last 15000 yr. *Journal of Quaternary Science*. 19: 35-47.

Moreno, P. I., Kitzberger, T., Iglesias, V., Holz, A., 2010. Paleofires in southern South America since the Last Glacial Maximum. *Pages news*. 18: 75-77.

Moreno, P.I., Francois, J.P., Moy, C.M., Villa-Martinez, R., 2010a. Covariability of the southern westerlies and atmospheric CO₂ during the Holocene. *Geology*. 8: 727-730.

Moy, C. M., Moreno, P. I., Dunbar, R. B., Kaplan, M. R., Francois, J. P., Villalba, H. T., 2009. Climate Change in Southern South America During the Last Two Millennia. *Past Climate Variability in South America and Surrounding Regions Developments in Paleoenvironmental Research*. 4: 353-393.

Naranjo, J. A., Stern, Ch. R., 1998. Holocene explosive activity of Hudson Volcano, Southern Andes. *Bull Volcanol*. 59: 291-306.

Naranjo, J. A., Stern, C. R., 2004. Holocene tephrochronology of the southernmost part (42°30'-45°S) of the Andean Southern Volcanic Zone. *Revista Geológica de Chile*. 2: 225-240.

Newton, A. C., Cayuela, L., Echeverría, C., Armesto, J. J., Del Castillo, R. F., Golicher d., Geneletti, D., González-Espinosa, M., Huth, A., López-Barrera, F., Malizia, L., Manson, R., Premoli, A., Ramírez-Marcial, N., Rey Benayas, J., Rüger, N., Smith-Ramírez, C., Williams-Linera, G., 2009. Toward integrated analysis of human impacts on forest biodiversity lessons from Latin America. *Ecology and Society*. 14: 2.

Páez, M. M., Villagrán, C., Carrillo, R., 1994. Modelo de la dispersión polínica actual en la región templada chileno-argentina de Sudamérica y su relación con el clima y la vegetación. *Revista Chilena de Historia Natural*. 67: 417-433.

Pallister, J. S., Diefenbach, A. K., Burton, W. C., Muñoz, J., Griswold, J. P., Lara, L. E., Lowenstern, J. B., Valenzuela, C. E., 2013. The Chaitén rhyolite lava dome: Eruption sequence, lava dome volumens, rapid effusion rates and source of the rhyolite magma. *Andean Geology*. 40: 277-294.

Paruelo, J. M., Beltrán, A., Jobbágy, E., Sala, O. E., Golluscio, A., 1998. The climate of Patagonia: general patterns and controls on biotic processes. *Ecología Austral*. 8:85-101.

Pesce, O. H., 2011. Variabilidad climática y vegetacional a escalas de tiempo milenial-submilenial durante los últimos 18.000 años en Lago Lepué, Isla Grande de Chiloé, Chile. Tesis de Magister, Universidad de Chile.

Peters, D. P. C., Lugo, A. E., Chapin, F. S., Pickett, S. T. A., Duniway, M., Rocha, A. V., Swanson, F. J., Laney, C., Jones, J., 2011. Cross-system comparisons elucidate disturbance complexities and generalities. *Ecosphere*. 2: 3-26.

Power, M. J., Marlon, J., Ortiz, N., Bartlein, P. J., Harrison, S. P., Mayle, F. E., Ballouche, A., Bradshaw, R. H. W., Carcaillet, C., Cordova, C., Mooney, S., Moreno, P. I., Prentice, L. C., Thonicke, K., Tinner, W., Whitlock, C., Zhang, Y., Zhao, Y., Ali, A. A., Anderson, R. S., Beer, R., Behling, H., Briles, C., Brown, K. J., Brunelle, A., Bush, M., Camill, P., Chu, G. Q., Clark, J., Colombaroli, D., Connor, S., Daniau, A. L., Daniels, M., Dodson, J., Doughty, E., Edwards, M. E., Finsinger, W., Foster, D., Frechette, J., Gaillard, M. J., Gavin, D. G., Gobet, E., Haberle, S., Hallett, D. J., Higuera, P., Hope, G., Horn, S., Inoue, J., Kaltenrieder, P., Kennedy, L., Kong, Z. C., Larsen, C., Long, C. J., Lynch, J., Lynch, E. A., McGlone, M., Meeks, S., Mensing, S., Meyer, G., Minckley, T., Mohr, J., Nelson, D. M., New, J., Newnham, R., Noti, R., Oswald, W., Pierce, J., Richard, P. J. H., Rowe, C., Sanchez Gofii, M. F., Shuman, B. N., Takahara, H., Toney, J., Turney, C., Urrego-Sanchez, D. H., Umbanhowar, C., Vandergoes, M., Vanniere, B., Vescovi, E., Walsh, M., Wang, X., Williams, N., Wilmshurst, J., Zhang, J. H., 2008. Changes in fire regimens since the Last Glacial Maximum: an assessment based on a global synthesis and analysis of charcoal data. *Climate Dynamics*. 30: 887-907.

Premoli, A. C., Kitzberger, T., Veblen, T. T., 2000. Isozyme variation and recent biogeographical history of the long-lived conifer *Fitzroya cupressoides*. *Journal of Biogeography*. 27: 251-260.

Premoli, A. C., Souto, C. P., Allnut, T. R., Newton, A. C., 2001. Effects of population disjunction on isozyme variation in the widespread *Pilgerodendron uviferum*. *Heredity*. 87:337-343.

Premoli, A. C., Souto, C. P., Rovere, A. E., Allnut, T. R., Newton, A. C., 2002. Patterns of isozyme variation as indicators of biogeographic history in *Pilgerodendron uviferum* (D. Don) Florín. *Diversity and Distributions*. 8: 57-66.

Reimer, P. J., Baillie, M. G. L., Bard, E., Bayliss, A., Beck, J. W., Blackwell, P. G., Bronk Ramsey, C., Buck, C. E., Burr, G. S., Edwards, R. L., Friedrich, M., Grootes, P. M., Guilderson, T. P., Hajdas, I., Heaton, T. J., Hogg, A. G., Hughen, K. A., Kaiser, K. F., Kromer, B., McCormac, F. G., Manning, S. W., Reimer, R. W., Richards, D. A., Southon, J. R., Talamo, S., Turney, C. S. M., van der Plicht, J., & Weyhenmeyer, C. E., 2009. IntCal09 and Marine09 radiocarbon age calibration curves, 0-50,000 years cal BP. *Radiocarbon*. 51: 1111-1150.

Schmithusen, J., 1956. Die räumliche Ordnung der chilenischen Vegetation. *Bonner Geographische Abhandlungen*. 17: 1-86.

Stern, C., 2004. Active Andean volcanism: its geologic and tectonic setting. *Revista Geológica de Chile*. 31: 161-206.

Stockmarr, J., 1971. Tablets with spores used in absolute pollen analysis. *Pollen et Spores*. Vol. XIII. 4: 615-621.

- Stern, C. R., 2008. Holocene tephrochronology record of large explosive eruptions in the southernmost Patagonian Andes. *Bull Volcanol.* 70: 435-454.
- Stuiver, M., Reimer, P. j., and Reimer, R. W. 2005. CALIB 5.0. [www program and documentation].
- Swanson, F. J., Major, J. J., 2005. Physical events, environments, and geological-ecological interactions at Mount St. Helens: March 1980-2004. In *Ecological Responses to the 1980 Eruption of Mount St. Helens.* (Dale, V. H., Swanson, F. J., Crisafulli, C. M., editors). Springer, 27-44. New York..
- Swanson, F. J., Jones, J. A., Crisafulli, C. M., Lara, A., 2013. Effects of volcanic and hydrologic processes on forest vegetation: Chaitén Volcano, Chile. *Andean Geology.* 40: 359-391.
- Szeicz, J. M., Haberle, S. G., Bennett, K. D., 2003. Dynamics of North Patagonian rainforests from fine-resolution pollen, charcoal and tree-ring analysis, Chonos Archipelago, Southern Chile. *Austral Ecology.* 28: 413-422.
- Szeicz, J. M., Zeeb, B. A., Bennett, K. D., Smol, J., 1998. High-resolution paleoecological analysis of recent disturbance in a southern Chilean *Nothofagus* forest. *Journal of Paleolimnology.* 20: 235-252.
- Toggweiler, J. R., Russell, J. L., Carson, S. R., 2006. Midlatitude westerlies, atmospheric CO₂, and climate change during the ice ages. *Paleoceanography* 21, PA2005, doi:10.1029/2005PA001154.

Tomé, A., Teillier, S., Howorth, R., 2007. Contribución al conocimiento de la flora vascular de la Reserva Nacional Tamango, Región de Aisén, Chile. *Boletín del Museo Nacional de Historia Natural, Chile*. 56: 9-25.

Turner, K. J., Fogwill, C. J., McCulloch, R. D., Sudgen, D. E., 2005. Deglaciation of the eastern flank of the North Patagonian Icefield and associated continental-scale lake diversions. *Geographiska Annaler*. 87A: 363-374.

Veblen, T. T., Donoso, C., Schlegel, F. N., Escobar, B., 1981. Forest Dynamics in South-Central Chile. *Journal of Biogeography*. 8: 211-247.

Villarosa, G., Outes, V., Hajduk, A., Crivelli-Montero, E., Sellés, D., Fernández, M., Crivelli, E., 2006. Explosive volcanism during the Holocene in the Upper Limary River Basin : The effects of ashfalls on human societies, Northern Patagonia, Argentina. *Quaternary International*. 158: 44-57.

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

Villagrán, C., 1980. Vegetationsgeschichtliche und pflanzensoziologische Untersuchungen im Vicente Pérez Rosales Nationalpark (Chile). *Dissertationes Botanicae*. 54: 1-165.

Villagrán, C., 1991. Historia de los bosques templados del Sur de Chile durante el Tardiglacial y Postglacial. *Revista Chilena de Historia Natural*. 64: 447-460.

Watt, S. F. L., Pyle, D. M., Mather, T. A., Martin, R. S., Matthews, N. E., 2009. Fallout and distribution of volcanic ash over Argentina following the May 2008 explosive eruption of Chaitén, Chile. *Journal of Geophysical Research*, 11, B04207, doi: 10.1029/2008JB006219.

Watt, S. F. L., Pyle, D. M., Naranjo, J. A., Rosqvist, G., Mella, M., Mather, T. A., Moreno, H., 2011. Holocene tephrochronology of the Hualaihue region (Andean southern volcanic zone, ~42°S), southern Chile. *Quaternary International*. 246: 324-343.

Watt, S. F. L., Pyle, D. M., Mather, T. A., 2013. Evidence of mid- to late-Holocene explosive rhyolitic eruptions from Chaitén Volcano, Chile. *Andean Geology*. 40: 216-226.

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