

UCH-FC  
MAG-B  
G 643  
C. 1

**HISTORIA POSTGLACIAL DE LA VEGETACIÓN  
DE LAGO TARUMÁN EN LA ZONA CENTRO-  
OCCIDENTAL DE ISLA GRANDE DE CHILOÉ:  
INFERENCIAS PALEOAMBIENTALES A PARTIR  
DE UN REGISTRO PALINOLÓGICO DE ALTA  
RESOLUCIÓN**

**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**

**Lucía Alejandra Gonzalorenna Vallejos**

**Marzo, 2016**

**Director de Tesis :  
Dr. Patricio Iván Moreno Moncada**



**FACULTAD DE CIENCIAS**  
**UNIVERSIDAD DE CHILE**  
**INFORME DE APROBACION**  
**TESIS DE MAGÍSTER**

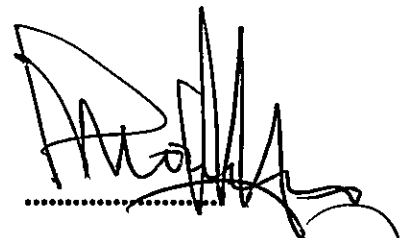
Se informa a la Escuela de Postgrado de la Facultad de Ciencias que la Tesis de Magíster presentada por la candidata

**LUCIA ALEJANDRA GONZALORENA VALLEJOS**

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 23 de diciembre del 2015.

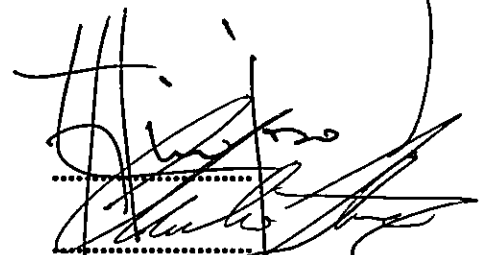
**Director de Tesis:**

**Dr. Patricio Iván Moreno Moncada**



**Comisión de Evaluación de la Tesis**

**Dr. Luis Felipe Hinojosa Opazo**



**Dr. Claudio Latorre Hidalgo**

*A mi tres amores: Rodrigo, Domingo, Camilo*

## AGRADECIMIENTOS

Quisiera agradecer a todos los que hicieron posible que este trabajo culminara con éxito, partiendo por mi director de tesis, Dr. Patricio Moreno, por su gran ayuda, su compañerismo, sus consejos, su crítica siempre constructiva y motivación permanente, pero especialmente por su paciencia y comprensión. También agradezco a los miembros de la comisión evaluadora, Dr. Felipe Hinojosa y Dr. Claudio Latorre por sus correcciones, comentarios y consejos y principalmente por la paciencia.

A mis compañeros del laboratorio de Palinología Oscar Pesce, Javiera Videla, Carmen Miranda, William Henríquez, Enzo Simi, Ignacio Jara, Marcela Valenzuela, por su solidaridad, su empatía, sus comentarios y consejos permanentes; al Dr. Rodrigo Villa por intentar traspasarme su conocimiento palinológico y por su ayuda cada vez que estuvo presente; al Dr. Michael Fletcher, por compartir su conocimientos, sus experiencias, por motivarme y entregarme su visión de la ciencia. Muy especialmente agradezco a mi gran amiga Loreto Hernández, mujer clave en el funcionamiento del laboratorio, no solo por enseñarme a muestrear y procesar, sino por escucharme, aconsejarme, acompañarme y animarme constantemente a seguir adelante.

Debo agradecer también a los proyectos Fondecyt 1110612, ICM P05-002, PFB-23, Beca CONICYT 22111298, por el financiamiento otorgado durante el desarrollo del Magíster.

Finalmente quiero agradecer a los más importantes, a mi familia. A mis padres y hermanos, quienes esperaban la culminación de este proceso con más ansias que yo. A mis amores, mi marido, con quien hemos vivido procesos complejos como familia, y a nuestros dos hijos maravillosos. Les agradezco a los tres su paciencia, su enorme amor y apoyo incondicional en este largo proceso.

## ÍNDICE DE MATERIAS

|                                       |      |
|---------------------------------------|------|
| AGRADECIMIENTOS .....                 | iv   |
| ÍNDICE DE MATERIAS .....              | v    |
| LISTADO DE FIGURAS .....              | vii  |
| LISTADO DE TABLAS .....               | viii |
| LISTADO DE ABREVIATURAS .....         | ix   |
| RESUMEN .....                         | x    |
| ABSTRACT .....                        | xiii |
| 1. INTRODUCCIÓN .....                 | 1    |
| a. LAS PREGUNTAS .....                | 6    |
| b. HIPÓTESIS DE TRABAJO .....         | 8    |
| 2. ÁREA DE ESTUDIO .....              | 12   |
| a. HISTORIA GLACIAL Y CLIMÁTICA ..... | 14   |
| b. CLIMA ACTUAL .....                 | 15   |
| c. FUEGO Y VEGETACIÓN .....           | 17   |
| 3. MATERIALES Y MÉTODOS .....         | 24   |
| a. OBTENCIÓN DE LAS MUESTRAS .....    | 24   |
| b. CRONOLOGÍA .....                   | 25   |
| c. PALINOLOGÍA .....                  | 25   |
| d. ANÁLISIS DE CARBÓN .....           | 27   |

|   |    |
|---|----|
| 4. RESULTADOS .....                               | 29 |
| a. ESTRATIGRAFÍA Y CRONOLOGÍA .....               | 29 |
| b. REGISTRO DE POLEN .....                        | 33 |
| c. REGISTRO DE PARTÍCULAS DE CARBÓN .....         | 41 |
| 5. DISCUSIÓN .....                                | 47 |
| a. PALEOVEGETACIÓN, PALEOFUEGO Y PALEOCLIMA ..... | 47 |
| i. ÚLTIMA TERMINACIÓN GLACIAL .....               | 50 |
| ii. HOLOCENO .....                                | 54 |
| iii. ÚLTIMO BIMILENIO .....                       | 59 |
| b. IMPLICANCIAS REGIONALES .....                  | 63 |
| 6. CONCLUSIONES .....                             | 71 |
| 7. BIBLIOGRAFÍA .....                             | 75 |

## LISTADO DE FIGURAS

- Figura 1. Mapa del área de estudio
- Figura 2. Columna estratigráfica y resultados de pérdida por ignición de los sedimentos de Lago Tarumán.
- Figura 3. Modelo de edad Bayesiano.
- Figura 4. Registro polínico de Lago Tarumán, taxa arbóreos.
- Figura 5. Registro polínico de Lago Tarumán, taxa no-arbóreos, acuáticas y helechos.
- Figura 6. Registro de partículas de carbón de Lago Tarumán.
- Figura 7. Resultados de CharAnalysis para el registro de partículas macroscópicas de carbón de Lago Tarumán.
- Figura 8. Comparación de la Tasa de Acumulación de Carbón de Lago Tarumán y Lago Lepué
- Figura 9. Magnitud de eventos de fuego v/s porcentaje de taxa oportunistas.
- Figura 10. Registro de polen arbóreo durante el último bimilenio.
- Figura 11. Registro de polen no arbóreo durante el último bimilenio.
- Figura 12. Registro de carbón durante el último bimilenio.
- Figura 13. Índice de Paleovegetación
- Figura 14. Comparación entre Myrtaceae de L. Tarumán y L. Lepué
- Figura 15. Comparación entre taxa anemócoras de L. Tarumán y L. Lepué

## LISTADO DE TABLAS

- Tabla 1. Edades radiocarbónicas de Lago Tarumán.
- Tabla 2. Eventos locales de fuego en Lago Tarumán.
- Tabla 3. Rangos de confianza para la edad de establecimiento de taxa con dispersión zoócora y anemócora en los sitios Lago Tarumán y Lago Lepué.



## LISTADO DE ABREVIATURAS

|                            |   |
|----------------------------|---|
| AMS:                       | Accelerator Mass Spectrometry                             |
| años $^{14}\text{C}$ A.P.: | años radiocarbónicos antes del presente (presente = 1950) |
| años cal A.P.:             | años calendario antes del presente (presente = 1950)      |
| CVO:                       | cinturón de vientos del Oeste                             |
| ENSO:                      | El Niño Oscilación del Sur                                |
| IGC:                       | Isla Grande del Chiloé                                    |
| i.c.:                      | intervalo de confianza                                    |
| ka:                        | mil años calendario antes del presente                    |
| msnm:                      | metros sobre el nivel del mar                             |
| PPI:                       | pérdida por ignición                                      |
| SE:                        | Sur-Este  |
| UMG:                       | Último Máximo Glacial                                     |
| UTG:                       | Última Terminación Glacial                                |

## RESUMEN

Durante el Último Máximo Glacial, gran parte del sur de Chile estuvo cubierto por un extenso manto glacial que cubrió los Andes y descendió hasta el Pacífico a la altura del Lago Huillinco-Cucao, en la zona centro occidental de Isla Grande de Chiloé. Cómo ocurrió el retiro de los glaciares, qué pasó con la colonización vegetal una vez retirados éstos, cómo ha cambiado la vegetación desde entonces y cómo se traduce esto en términos de cambios paleoclimáticos, son algunas de las preguntas que examino en esta tesis aportando al conocimiento ya existente sobre la región. La ubicación y el tamaño de Lago Tarumán permiten acotar temporalmente el inicio de estos cambios y determinar con mayor grado de precisión el origen climático o no de ellos.

Los resultados obtenidos de Lago Tarumán muestran que el retiro glacial de la zona central de la isla fue un fenómeno prácticamente instantáneo. La vegetación que durante el último período glacial se mantuvo alledaño al margen glacial colonizó rápidamente las tierras que se iban despejando y en unos cuantos cientos de años se instaló un bosque lluvioso siempreverde cuya composición y estructura ha variado desde entonces eminentemente en respuesta a cambios en el clima. El registro polínico muestra que durante el período de deglaciación la tendencia gradual hacia clima más templado, no fue un proceso lineal, sino que ocurrió con avances y retrocesos. Muestra también que a nivel local los cambios en la vegetación ocurrieron de forma rápida, en ~300 años se

pasó de vegetación herbácea a bosque cerrado, taxa como *Podocarpus nubigena*, *Eucryphia/Caldcluvia* y otros, también mostraron cambios abruptos en sus porcentajes. Sin embargo, a nivel regional la velocidad de colonización parece depender del síndrome de dispersión de cada taxón lo que explicaría la sincronía en la aparición de taxa con dispersión anemócora y el desfase de hasta 1000 años en taxa con dispersión zoócora entre sitios ubicados distantemente.

El abrupto aumento de las temperaturas que caracteriza el comienzo del Holoceno coincide con la depositación de la más gruesa de las tres tefras encontrada en Lago Tarumán y con la rápida diversificación del bosque. Las nuevas condiciones climáticas y la ceniza caída habrían facilitado la ocurrencia de fuegos de gran magnitud provocando la apertura del dosel permitiendo el rápido incremento inicial de *Weinmannia trichosperma* e *Hydrangea serratifolia*. Sin embargo *Eucryphia/Cadlcuvia* muestra su mayor aumento a los ~8,7 ka en un contexto de paleofuegos más frecuentes que al comienzo del Holoceno pero de magnitudes bajas.

El aumento sostenido en los porcentajes de las Podocarpaceas a partir de los ~6 ka y la disminución en *Eucryphia/Cadlcuvia* y otros taxa valdivianos sugieren el establecimiento de un bosque mixto que se mantiene hasta el presente, situación gatillada por un aumento en las precipitaciones y una disminución de las temperaturas con pulsos cálidos-secos evidenciados por los picos puntuales en los porcentajes de Ulmo/Tiaca.

En cuanto a factores de perturbación, el registro de carbón de Lago Tarumán muestra que desde el retiro de los hielos y hasta el presente han ocurrido 42 eventos estadísticamente significativos de fuego local, con un promedio de 1,2/500 años los que, en general, han sido de magnitud baja y corta duración mostrando poco efecto sobre la vegetación. Por otro lado, el efecto antrópico de origen europeo no se observa pues la aparición de taxa exóticos en el registro es muy limitada.

El hecho de que en este sector de la isla el efecto del vulcanismo sea muy menor, que el registro polínico y de carbón no evidencie efectos de la ocupación europea, el que el sitio no se encuentre bajo los efectos de la sombra de lluvias, permiten proponer a Lago Tarumán como lago control de cambios en el clima y su efecto en la vegetación para futuros estudios.

## ABSTRACT

During the Late Glacial Maximum, a great part of southern Chile was covered by a vast ice-sheet which covered de Andes and went down to the valleys and would have reached the present Pacific coast closed to where we now find the Lake Huillinco-Cucao, on the middle-west Isla Grande de Chiloé. How did the glaciers withdrawal occur, what happened with the vegetation colonization once the ice where removed, how has the vegetation changed since then and how can this be translated in term of paleoclimatic changes, are some of the questions I examine in this thesis contributing to the knowledge already existing of the region. The location and the small size of Lago Tarumán allows us to temporarily limit the onset of this changes and to determine their climatic origin or not with greater accuracy.

The results obtained from Lago Tarumán show that the glacial retreat from the central part of the island was a virtually instantaneous phenomenon. Vegetation that during the Last Glacial Maximum remained adjacent to the glacial margin did rapidly colonize newly cleared land and in only a few hundred years an evergreen rainforest was settled, whose composition and structure has changed since then essentially in response to climate changes. The pollen record shows that during the deglaciation period the gradual trend towards a more temperate climate, was not a linear process, but occurred with advances and retreats. It shows also that local changes in vegetation occurred quickly, in

~300 years herbaceous vegetation changed into a closed forest, taxa such as *Podocarpus nubigena*, *Eucryphia/Caldcluvia* and others also showed abrupt changes in their abundance percentages. However, regional colonization speed seems to depend on the dispersion syndrome of each taxon. This would explain why sites located distantly show synchrony in the establishment of taxa with anemorous dispersion syndrome and a lag of up to 1000 years between taxa with zoochorous dispersion.

The abrupt rise in temperatures characteristic of the beginning of the Holocene coincides with the deposition of the thickest of the three tephra found in Lago Tarumán and with the rapid diversification of the forest. The new climatic conditions and the ashfall must have facilitated the occurrence of large-scale fires which in turn caused canopy to open facilitating the rapid initial increase in *Weinmannia trichosperma* and *Hydrangea serratifolia*. However *Eucryphia/Cadlcuvia* shows its largest increase not much before ~8.7 ka within a context of more frequent paleofires than at the beginning of the Holocene, but of low magnitudes.

Around 6 ka Podocarpaceae shows a sustained increase in their percentages, while *Eucryphia/Cadlcuvia* and other valdivian-rainforest-taxa decreases. This suggest the establishment of a mixed forest that remains up to the present, a situation triggered by an increase in precipitation and a decrease in temperature interrupted by warm-dry pulses as evidenced by short peaks in *Ulmo/Tiaca* percentages.

As for perturbation factors, the charcoal record from Lago Taruman shows that since the retreat of the glacial ice locally 42 fire-events of statistical significance have occurred. This is an average of 1.2/500 years, mostly been of low magnitude and short duration showing little effect on vegetation. On the other hand, the anthropic effect of European settlement is not evident in the record as the appearance of exotic taxa is very scarce.

The fact that this region of the island shows almost no effect of vulcanism, that the pollen and charcoal records reveal no impact of European occupation, the fact that the site is not within a rain shadow area, allow proposing Lago Tarumán as a control-site for climate changes and its effect on vegetation for future studies.

## 1. INTRODUCCIÓN

El último máximo glacial (UMG) corresponde al lapso temporal del último período glacial en donde los hielos alcanzaron su máxima acumulación y se extendieron, en el caso de Chile, al sur de los 38° S (Denton et al, 1999) en forma continua sobre la Cordillera de Los Andes, cubriendo gran parte de los valles y alcanzando el Océano Pacífico al sur de los 42°40' S (Heusser & Flint, 1977) en el sector medio de Isla Grande de Chiloé (IGC). En la Región de Los Lagos chilena el UMG está datado entre 17,5 – 30 ka (ka = 1000 años calendario antes del presente) (Denton et al, 1999) y hay estimaciones de que la temperatura media durante este período habría sido entre 8 - 6,5 °C más frías que las actuales y las precipitaciones, ~2000 mm más intensas que la media anual moderna (Heusser, 1981, 1984; Heusser et al, 1996, 1999; Moreno, 1997; Moreno y León, 2003; Moreno et al, 1999; Villagrán, 1988a, 1990). Estas particulares condiciones ambientales durante el UMG, así como los cambios posteriores en temperatura y humedad desde el retiro glacial, ha condicionado una seguidilla de cambios y reestructuraciones en la conformación vegetal de las tierras que se iban despejando de cobertura glacial.

En el caso de IGC, Región de los Lagos chilena, se han desarrollado varios estudios sobre paleovegetación y paleoambientes Cuaternarios (Heusser & Flint, 1977; Villagrán, 1985; Villagrán 1988a y b; Heusser et al, 1999; Abarzúa & Moreno, 2008; Pesce &



Moreno, 2014). En ellos se han analizado los cambios estructurales y de composición florística de la paleovegetación ocurridos en Chiloé insular desde el UMG y se los correlacionan con cambios en el clima. Así se ha identificado un patrón multimilenial de variaciones climáticas estableciéndose que entre ~17 – 11 ka las temperaturas habrían sido bajas y las precipitaciones altas; el período más cálido y más seco ocurrió entre ~11 - 7,8 ka; posteriormente se inició un enfriamiento y aumento de las precipitaciones que se intensificó después de los 5,7 ka llegando paulatinamente a condiciones similares a las actuales (Heusser, 1984, 1990; Villagrán, 1988b; Abarzúa et al, 2004) desde los 4750  $^{14}\text{C}$  (~5,5 ka) (Abarzúa et al, 2004).

Los estudios sobre paleovegetación en IGC (Villagrán, 1985; Villagrán 1988a y b; Heusser et al, 1995; Heusser et al, 1999; Abarzúa et al, 2004; Abarzúa & Moreno, 2008), dependiendo del sitio estudiado, difieren en determinar a partir de cuándo se establece la vegetación de bosque y cuándo se establecen los bosques de dosel cerrado (~14,2-16 ka, Villagrán 1985, 1988a; 16,3 ka, Abarzúa et al, 2004; ~16,7 ka, Villagrán & Armesto, 2005; ~16,1 ka, Pesce & Moreno, 2014) pero parecen coincidir en que la colonización vegetal de los sustratos desnudos recientemente deglaciados habría sido un fenómeno rápido (Villagrán 1988a; Heusser et al, 1995; Abarzúa et al 2004; Abarzúa & Moreno, 2004; Pesce & Moreno, 2014). Sin embargo, no todos los estudios presentan una resolución temporal o un control cronológico y estratigráfico adecuado para determinar con precisión: (i) en qué momento se estableció efectivamente un bosque cerrado en la zona, es decir, con más de 90% de polen arbóreo en el registro polínico; (ii) cuáles fueron los cambios más importantes en la composición de la vegetación en el

sector desde el término del último período glacial, (iii) qué tan abruptos fueron éstos y (iv) qué factores (climáticos o no) serían los forzantes más relevantes. Además, la mayoría de los sitios hasta ahora estudiados se concentran en la parte oriental de la isla en sectores que están bajo la influencia de la sombra de lluvias provocada por la Cordillera de la Costa, lo cual seguramente ha condicionado la composición de la paleovegetación, la magnitud de los cambios y, en consecuencia, la interpretación paleoclimática.

La temperatura y las precipitaciones son dos factores climáticos que afectan fuertemente la composición y distribución de la vegetación a escala regional (Schmithüsen, 1956; Oberdorfer, 1960; Abarzúa et al, 2004). En Chile existe un gradiente N-S de temperatura establecido por la latitud, el que es especialmente marcado al sur de los 35°. Sin embargo, estas características propias de la vegetación de una región, también se ven afectadas por perturbaciones tales como el efecto del fuego (Whitlock et al, 2007; Pesce & Moreno, 2014) y el volcanismo (Jara & Moreno, 2012). El origen de los fuegos puede deberse a variables no climáticas naturales (como consecuencia de actividad volcánica) o antrópicas (por actividad humana) y también a variables climáticas como tormentas eléctricas (Garreaud et al, 2009). Su propagación y duración dependen de las condiciones ambientales y de la disponibilidad de biomasa combustible (Abarzúa & Moreno, 2008), ambas características asociadas a la actividad de los Vientos del Oeste y a la humedad que éstos acarrearán. Momentos que se asocian a vientos fortalecidos se relacionan también con mayores precipitaciones lo que dificulta y/o retarda el desecamiento de la biomasa y por lo tanto, la susceptibilidad de la vegetación a arder es

menor.

De todos los trabajos publicados sobre paleovegetación, pocos han estudiado el efecto del fuego contabilizando las partículas de carbón presente en los sedimentos y su efecto sobre la dinámica del bosque a escalas de tiempo multidecadal a centenal. En ellos se hace difícil determinar el origen del fuego (climático, no climático antrópico, no climático volcánico) debido a que los sitios escogidos hasta ahora suelen estar cercanos a sitios poblados históricamente y/o a volcanes. Diferente es el caso de Lago Lepué ( $42^{\circ}48'16.01''$  S,  $73^{\circ}42'49.37''$  O, 124 msnm) donde sí se tiene un registro detallado tanto de polen como de carbón desde el UMG hasta el presente (Pesce & Moreno, 2014). Este sitio, con el cual podremos comparar nuestros resultados, corresponde a un lago de tamaño medio (376 ha), ubicado en el sector centro-oriental de IGC y, por tanto bajo la influencia de la sombra de lluvias, en una zona actualmente perturbada de forma moderada tanto por fuego como por tala de bosque y con zonas de pastoreo cercanas.

En este trabajo presentamos registros polínicos y de carbón elaborados a partir de sedimentos lacustres de Lago Tarumán ( $42^{\circ}42'20,2''$  S,  $73^{\circ}55'48,1''$  O, 120 msnm, ubicado en los faldeos orientales de la Cordillera de Piuchué, IGC) que abarcan el lapso temporal desde el UMG al presente. El sitio escogido para la realización del estudio es un pequeño lago ubicado en una depresión intermorrénica, de 1,6 hectáreas de superficie aproximada, de cuenca cerrada y que ha tenido sedimentación orgánica continua desde el retiro local de los glaciares. Una ventaja de su pequeño tamaño, característica que maximiza su capacidad sensora de alteraciones en la vegetación más próxima, es que a

partir del polen que se deposita en él podemos desarrollar registros locales de cambio detectando pequeñas modificaciones en la vegetación como respuesta a cambios sutiles en el ambiente o clima pasado (Jacobson & Bradshaw 1981) sin que esta señal se vea enmascarada o diluida por señales extralocales como consecuencia de advección de lluvia polínica distante al sitio. Por esta razón también podemos detectar tempranamente el inicio de cambios climáticos de escala mayor, cuyos efectos se replican después en lagos de cuencas más grandes. La ubicación de Lago Tarumán, prácticamente adyacente al límite oeste de extensión del lóbulo glacial Golfo Corcovado durante el UMG, permite estudiar las etapas más tempranas de colonización vegetal por parte de los taxa que pudieron haber habitado a lo largo de la periferia glacial como son el nor-oeste de IGC y los sectores altos de la Cordillera de Piuchué (Villagrán, 1985; Villagrán & Armesto, 2005).

La lejanía de Lago Tarumán a los centros poblados más antiguos de IGC (~28 km a Castro; ~16 km a Chonchi) y de los volcanes andinos (~106 km a Volcán Chaitén, ~122 km a V. Michinmahuida, ~108 km a V. Corcovado) y, por otra parte, su cercanía a los sectores más húmedos de la isla nos permite postular que los paleofuegos locales debieran tener características de intensidad, duración y frecuencia diferentes a la detectada en otros sitios de IGC y del sector continental, y que los efectos de éstos sobre la vegetación local habrían sido modelados solamente, o muy principalmente, por factores climáticos. De esta forma, Lago Tarumán podría servir como un “lago control” para evaluar el origen climático o no climático de cambios vegetacionales detectados en

otros sitios dentro de IGC donde la influencia humana y el efecto de sombra de lluvias pudiesen haber sido mayores.

## LAS PREGUNTAS

Por las características del sitio de estudio señaladas anteriormente, su continuidad deposicional desde la deglaciación local, las altas tasas de acumulación de sedimento, la intensidad de muestreo y el control estratigráfico y cronológico detallado, el registro de Lago Tarumán permitirá responder las siguientes preguntas:

1. ¿A partir de qué momento se registra retroceso glacial desde la posición más occidental que alcanzaron los hielos durante el UMG?
2. A escala regional, ¿cuánto tardaron los glaciares en despejar IGC durante la última terminación glacial (UTG)?
3. ¿Cuándo se inició y cómo ocurrió la colonización vegetal en las etapas más tempranas de la deglaciación? ¿Refleja la vegetación un proceso unidireccional y monótono del retroceso de los glaciares o uno con avances y retrocesos como resultado de reversiones climáticas?

4. ¿Cuál fue la rapidez de los cambios vegetacionales durante la deglaciación? Por ejemplo, ¿cuánto tiempo tardó en establecerse bosque en los sectores centro-occidentales de IGC luego del UMG? ¿Qué tan rápido es el paso de un tipo de bosque a otro?
5. ¿Cuál fue el comportamiento del fuego en cuanto a duración, intensidad y perturbación sobre la vegetación local en este sector de alta humedad?
6. ¿Es el fuego en el sitio de estudio capaz de generar apertura del dosel como para permitir localmente el establecimiento y la dominancia de especies pioneras, de rápido crecimiento, sombra-intolerantes y que se ven favorecidas por fuego, tales como *Weinmannia trichosperma*, *Eucryphia cordifolia*, *Hydrangea serratifolia* y/o Poaceae?
7. ¿Cómo se refleja en la vegetación local la actividad humana indígena y/o europea?

## HIPÓTESIS DE TRABAJO

### **Edades mínimas para el retroceso glacial y colonización vegetal:**

Villagrán extrapoló edades para la transición glacial-interglacial, los 13 - 14 mil años  $^{14}\text{C}$  A.P. (aproximadamente 17 ka), basándose en que diversos estudios de Chile y Argentina muestran abruptos cambios vegetacionales entre 13.000 - 12.500 años  $^{14}\text{C}$  A.P. (Villagrán 1998a, Villagrán 1988b, Villagrán y Armesto, 2005) (aproximadamente 15 ka). Otros autores (Heusser et al, 1999; Moreno, 2000, 2004; Moreno & León, 2003) establecen el inicio de la Última Terminación Glacial (UTG) a los 17,5 ka. Sin embargo, la totalidad de sitios en IGC a los que se hace referencia (Laguna Soledad y Laguna Chaiguata ( $43^{\circ}10'$  S,  $73^{\circ}53'$  O), Puerto Carmen ( $48^{\circ}09'$ S,  $73^{\circ}45'$ O), Laguna Pastahué ( $42^{\circ}22'$ S,  $73^{\circ}49'$ O), Tahui ( $42^{\circ}50'$ S,  $73^{\circ}30'$ O), Melli ( $42^{\circ}46'$ S,  $73^{\circ}33'$ O)) se ubican hacia el sector oriental de la isla, es decir, alejados (unos más que otros) del margen glacial durante el UMG, a diferencia de la ubicación de Lago Tarumán. Por otro lado, Villagrán (1988b) afirma que la colonización de taxa de bosque en IGC fue gradual, tanto en sentido oeste-este como norte-sur, desde refugios ubicados en los sectores altos de la Cordillera de Piuchué, mientras que Villagrán (1988a), Abarzúa y Moreno (2004), hablan de abruptos cambios vegetacionales luego del retiro de los glaciares. Dado que Lago Tarumán se ubica prácticamente en lo que fue el margen glacial durante el UMG, próximo al sector donde éstos alcanzaron el Océano Pacífico, es un sitio ideal para evaluar estas dos formas opuestas de colonización que supondrían que:

1. Si los cambios de la vegetación durante la UTG fueron graduales en IGC y, asumiendo que la llegada de los taxa vegetales ocurrió desde refugios adyacentes al margen glacial occidental del manto de hielo patagónico durante el UMG, entonces el sitio Lago Tarumán debiera mostrar la aparición más temprana de taxa de bosque Nordpatagónico (Nothofagaceae, gimnospermas y Myrtaceae) propio de clima frío-húmedo, durante la UTG, al compararse con sitios palinológicos ubicados hacia el este de IGC.
2. Si la colonización vegetal de las tierras descubiertas fue abrupta, gracias a un rápido retiro de los glaciares, el establecimiento de bosque Norpatagónico en Lago Tarumán no debería diferir significativamente de las fechas ya establecidas a partir de sitios ubicados en el sector oriental de la isla.

### **Fuego y vegetación:**

Isla Grande de Chiloé ha sido subdividida en dos zonas de acuerdo a sus características climáticas. En general el clima de la isla es templado húmedo con gran influencia oceánica, pero se reconoce en la zona centro-oriental una tendencia a clima mediterráneo en el sentido de una incipiente estacionalidad de las precipitaciones con persistencia de veranos relativamente secos (di Castri & Hajek, 1976). Sumándose a la influencia oceánica generalizada de la isla, Lago Tarumán (emplazado dentro del primero de los ambientes mencionados más arriba) se encuentra enfrentando a los vientos provenientes del oeste, sin grandes obstáculos topográficos que disminuyan el efecto de las



precipitaciones que éstos acarrearán, dentro de un corredor de viento directamente vinculado al sector SE del Océano Pacífico. Aún cuando en la costa Pacífica de IGC no existen estaciones meteorológicas que puedan caracterizar fehacientemente las diferencias climáticas entre oriente y occidente, las condiciones de humedad en este sitio serían especialmente altas. Dado que la ocurrencia de fuego está directamente asociada a la existencia de condiciones climáticas propicias, ya sea como agente de ignición o promoviendo las condiciones necesarias para que el material combustible arda, podemos proponer que:

1. Si la vegetación de Lago Tarumán ha respondido a perturbación por paleofuegos, entonces la composición del ensamble polínico evidenciado en el registro cambiará de forma abrupta luego de eventos locales de fuego, apareciendo o aumentando la abundancia de especies sombra-intolerantes y pioneras como *Weinmannia trichosperma* y de la familia Poaceae quienes aprovecharían los claros de bosque producidos.
2. Si el clima es el responsable de iniciar fuegos en la húmeda zona centro-occidental de IGC entonces se verá mayor frecuencia de carbón en momentos asociados a clima seco, como el comienzo del Holoceno, tal como se observa en otros registros de la Región de los Lagos a los 11,5 ka aprox., y desde los 3 ka, momento a partir del cual se ha registrado progresivamente una disminución en las precipitaciones y un aumento de las temperaturas.

3. Si las condiciones de muy alta humedad local propias del sitio Lago Tarumán persistieron durante el actual interglacial, entonces los fuegos que ahí se habrían producido debieran ser menos frecuentes, de menor magnitud y/o de menor duración que los observados en los sitios encontrados dentro de zonas sujetas a mayor estacionalidad de precipitaciones en IGC.

## 2. ÁREA DE ESTUDIO

La Región de Los Lagos chilena se ubica entre los 40°13' - 44°03' S y 74,49° - 71°34' O, siendo sus límites actuales la Región de Los Ríos por el norte, Argentina hacia el este, la Región de Aysén por el sur y hacia el oeste el Océano Pacífico. Isla Grande de Chiloé (IGC, Figura 1), ubicada al surponiente de la región, tiene una longitud de 180 km, un ancho promedio de 50 km y una superficie de ~8.400 km<sup>2</sup>. Las altitudes de IGC son por lo general bajas (< 200 m) pero llega a alcanzar los 800 msnm en la Cordillera de la Costa, localmente conocida como Cordillera de Piuchué.

El sitio de estudio corresponde a Lago Tarumán (42°42'20,2"S, 73°55'48,1"O), un pequeño lago (1,6 ha aprox.) ubicado en una depresión intermorrénica del centro-oeste de IGC, a 120 msnm. Se ubica en una interrupción de la Cordillera de la Costa por donde cruzan los lagos Cucao y Huillinco y que la separan en C. Piuchué hacia el norte y C. Pirulil hacia el sur. Se encuentra a 4,55 km al oeste de Huillinco, comuna de Chonchi, siendo ésta la zona poblada más cercana a Lago Tarumán.

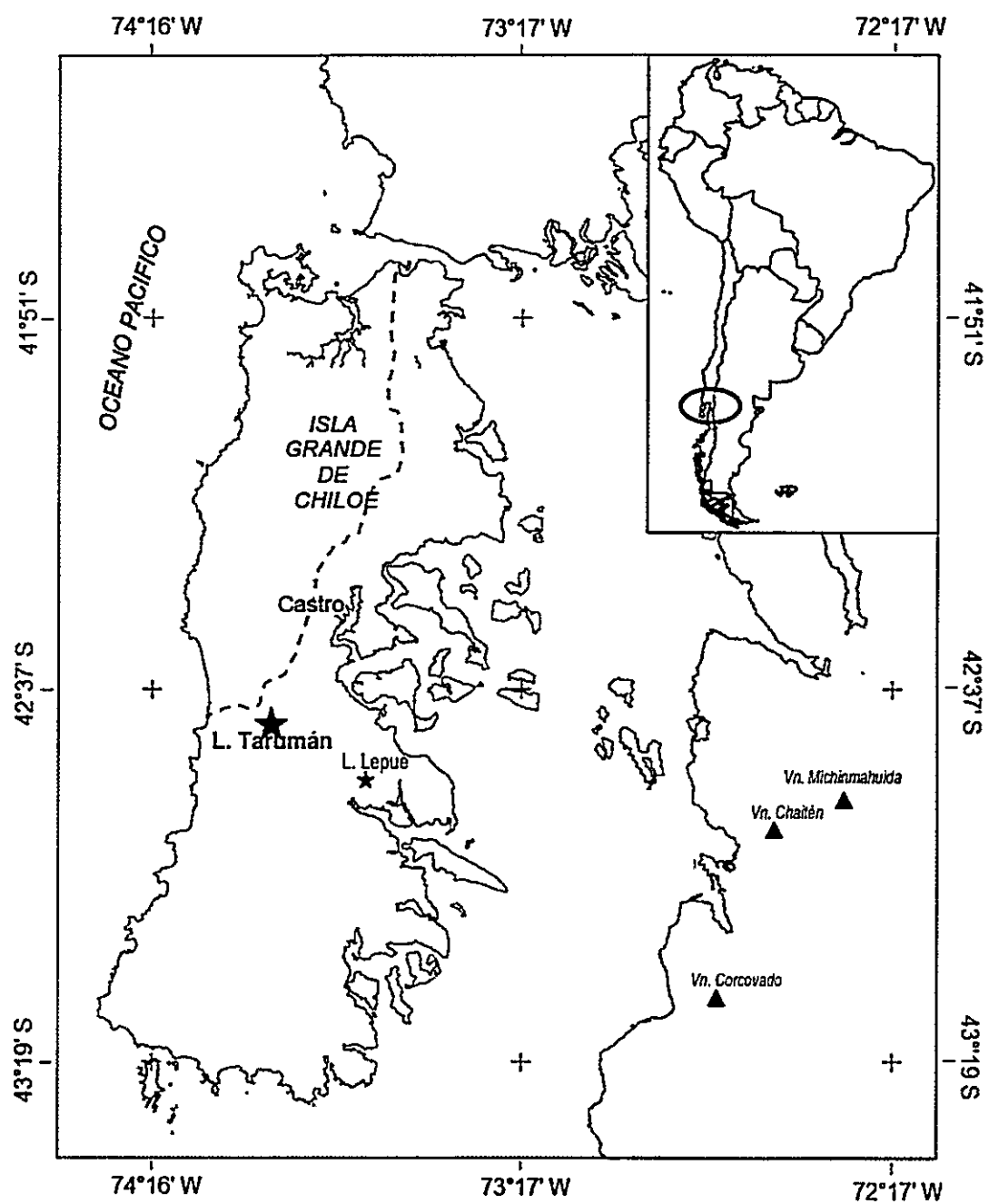


Figura 1. Mapa del área de estudio en Isla Grande de Chiloé. Se indica con estrellas la ubicación de Lago Tarumán (rojo) y Lago Lepué (negro); con triángulos, los volcanes más cercanos; la línea segmentada señala la ubicación de las morrenas del UMG según Denton et al (1999)

## HISTORIA GLACIAL Y CLIMÁTICA

Durante el último período glacial (glaciación Llanquihue) la Región de Los Lagos chilena estuvo cubierta por al menos seis lóbulos glaciales (Puyehue, Rupanco, Llanquihue, Seno Reloncaví, Golfo de Ancud y Golfo de Corcovado, en sentido nortesur) que bajaron desde la Cordillera de los Andes hacia los valles, moldeando el paisaje con sus continuos avances y retrocesos. Los diferentes lóbulos habrían alcanzado su máxima extensión y la línea de equilibrio glacial habría descendido alrededor de 1000 m con respecto a su ubicación actual (Porter, 1981; Hubbard, 1997).

En el caso de IGC, según las reconstrucciones glaciales hechas por diferentes autores y basándose principalmente en los complejos morrénicos que hoy se observan (Heusser & Flint, 1977; Lowell et al, 1995; Heusser et al, 1995; Denton et al, 1999), los glaciares habrían cubierto parcialmente la isla formando un límite semi-diagonal que va desde la zona de Caulfn al poniente de Chacao hasta más o menos el sector de Cucao, donde los hielos habrían alcanzado el Océano Pacífico. De esta forma, Lowell et al (1995) dataron el retroceso de los glaciares previo a 14.810 años  $^{14}\text{C}$  A.P. aproximadamente (~17,9 ka) para el sector centro-sur de la isla.

El exceso de precipitación que habría habido durante el UMG, doblando los montos actuales (~ 4.000 mm/año) (Heusser et al, 1996, 1999; Denton et al, 1999; Moreno 1997; Moreno et al, 1999; Villagrán 1988a) se explicaría por un cambio en la posición e intensidad del cinturón de vientos del Oeste (CVO) que se habrían ubicado más hacia el

norte con respecto a su posición actual (Moreno et al, 1999).

En varios pantanos de IGC, Heusser (1974, 1981) y Villagrán (1985, 1988a) establecieron como edades para el inicio de la UTG entre 12 - 13 mil años  $^{14}\text{C}$  A.P. (aproximadamente 15 ka). En otros sitios de la Región de Los Lagos, este se ha establecido aproximadamente a los 14.000 años  $^{14}\text{C}$  A.P. (Moreno, 1997; Lowell et al, 1995). El retroceso glacial durante la UTG dejó al descubierto terrenos nuevos para la colonización de vegetación ubicada en la periferia de los glaciares y permitió la formación de lagos tales como Lago Tarumán, que se ubica muy cerca de donde se ha trazado el límite oeste para lo que estuvo cubierto por manto glacial.

## CLIMA ACTUAL

El clima actual de la Región de Los Lagos es templado-lluvioso con influencia oceánica y sin estación seca estival (di Castri & Hajek, 1976). Las precipitaciones en esta región están controladas casi exclusivamente por las variaciones en el CVO (Garreaud, 2007; Garreaud, 2009) y aumentan gradualmente de norte a sur con variaciones que dependen de la orografía. Así, en los valles y zonas bajas de la región se registran valores que varían entre 1300 - 2000 mm/año (estaciones meteorológicas Osorno ( $40^{\circ}36'$  S,  $73^{\circ}04'$  O, 65 msnm) y Puerto Montt ( $41^{\circ}43'$  S,  $73^{\circ}1'$  O, 85 msnm) respectivamente). En cambio en IGC (estación Ancud:  $41^{\circ}9'$  S,  $73^{\circ}8'$  O, 116 msnm) se alcanzan promedios anuales por sobre los 2300 mm siendo los meses entre abril y septiembre los más lluviosos y

febrero el mes donde menos precipita (Dirección Meteorológica de Chile, 2008).

La temperatura en la región también varía dependiendo del grado de exposición a los vientos del Oeste, observándose un gradiente que aumenta hacia el oriente (Dirección Meteorológica de Chile, 2008), zona de la isla que según di Castri y Hajek (1976) presenta una estación estival más seca. Así, por ejemplo, la media anual en la estación meteorológica de Puerto Montt (41°43' S, 73°01' O, 85 msnm) es de 10°C siendo enero el mes donde se alcanzan las extremas de temperaturas más altas, y la estación de Ancud (41°54' S, 73°48' O, 116 msnm) registra una temperatura media anual de 11,1°C (Dirección Meteorológica de Chile, 2008).

En cuanto a las precipitaciones, al sur de los 40° S y específicamente en IGC, estas dependen de la posición e intensidad del CVO que determinan los patrones de precipitación y su estacionalidad en la zona, siendo éstas constantes durante todo el año aún cuando disminuyen durante el verano (Montecino & Aceituno, 2003; Garreaud et al, 2007; Garreaud, 2009).

Si bien la intensidad del CVO determina los montos de precipitación caída, el factor orográfico de IGC, especialmente la presencia de la Cordillera de la Costa sobre su vertiente occidental, condiciona la cantidad de agua caída localmente pues induce lluvias orográficas en el sector occidental y produce un efecto de sombra de lluvias sobre las laderas orientales y sectores centrales de la isla. Este efecto se traduce en una diferencia importante en las precipitaciones a ambos lados de la cordillera, siendo mayores en la

ladera occidental y cimas de cerros que en la ladera oriental (4000 vs. ~2000, Heusser et al, 1999). Lago Tarumán se ubica en la zona centro-occidental de la isla a los pies de la cordillera de la costa. Sin embargo en este sector, cercano a la depresión cordillerana que permite el desarrollo del lago Huillinco-Cucao, se forma una especie de embudo orográfico que permite el paso de los vientos provenientes del océano junto con la humedad y las precipitaciones que éstos acarrear. Por esta particularidad, en la zona donde está ubicado Lago Tarumán el descenso de precipitaciones estivales debiera ser más tenue que en sectores más orientales de la isla (R. Garreaud, comunicación personal).

## FUEGO Y VEGETACIÓN

El fuego constituye una importante fuente de perturbación natural en los bosques templados y templado-lluviosos considerándose clave en cuanto a la susceptibilidad de los bosques a cambios climáticos, a enfermedades y a otro tipo de perturbaciones (Whitlock & Bartlein, 1999; Abarzúa & Moreno, 2008). A escala local se ha determinado que los fuegos inducen cambios en la composición de los bosques generando aperturas del dosel permitiendo la aparición y persistencia de taxa sombra-intolerantes y pioneras como, por ejemplo *Weinmannia trichosperma* o *Hydrangea serratifolia* (Heusser, 1999; Moreno & León, 2003; Moreno, 2004; Abarzúa & Moreno, 2008).





Los principales agentes naturales de ignición de fuegos pueden clasificarse como de origen climático (caída de rayos durante la ocurrencia de tormentas eléctricas) y de origen no climático (piroclastos en zonas cercanas a centros eruptivos). Ambos tipos están supeditados a las condiciones del clima que, además de tener directa relación con la ocurrencia de tormentas, hacen posibles o no el inicio de los fuegos dependiendo de la cantidad, tipo y estado de desecamiento del material combustible (Veblen *et al*, 1999). En ausencia de volcanes cercanos y/o donde la ocurrencia actual de tormentas ha sido frecuentemente declarada prácticamente nula, se suele endosar la responsabilidad al factor antrópico (agente cultural) (Heusser 1994, 2000), ya sea por la actividad de quema por parte de población indígena en los fuegos más antiguos o, en épocas más recientes, asociado a la llegada y establecimiento de colonos europeos y su actividad de clareo del bosque para practicar la agricultura. Esta presunción se hace más fuerte en sitios con niveles altos de precipitación, donde los factores pirógenos antes mencionados no se presentarían y/o donde el combustible no suele estar lo suficientemente seco como para arder, pero que revelan en sus sedimentos gran cantidad de carbón en niveles sucesivos abarcando miles de años donde la actividad de fuego es ininterrumpida, como es el caso de sitios estudiados en IGC (Heusser, 1994). Sin embargo, actualmente hay evidencia que sugiere que la ocurrencia de rayos en las latitudes extratropicales es más bien frecuente (preferentemente durante fines de verano y el otoño) y que su hasta ahora falta de consideración se debería a la carencia de suficientes equipos de medición y monitoreo en la región al sur de los 40° S (Garreaud *et al*, 2014).

Entre los condicionantes de los regímenes de fuego, en IGC se han discutido variaciones en la cantidad y frecuencia de precipitaciones aportadas por el CVO a escala temporal milenial-multimilenial (Abarzúa & Moreno, 2008). A partir de ~6 ka se inicia un período de alta variabilidad climática (fenómeno océano-atmosférico) conocida como El Niño-Oscilación del Sur (ENSO) que, al sur de los 38° S, se caracteriza por presentar una fase positiva (cálida) de inviernos muy húmedos y veranos cálidos (anomalías negativas de precipitación de verano) (Garreaud et al, 2009), que se asocia también a mayor actividad de fuego. Este fenómeno se intensifica a partir de ~3 ka promoviendo una alta incidencia de fuegos a partir de esa fecha (Abarzúa y Moreno, 2008). Otro forzante climático que interactúa con la intensidad y posición del CVO es el Modo Anular del Sur (SAM), cuya fase positiva se asocia a temperaturas más elevadas (Garreaud et al, 2009; Holz & Veblen, 2011, 2012) y menor precipitación (Aravena & Luckman, 2009; Holz & Veblen, 2011, 2012) durante las estaciones de primavera y verano (Kitzberger et al, 1997; Veblen et al, 1999; Holz & Veblen, 2012) como consecuencia de un desplazamiento del CVO hacia altas latitudes australes. Esto permite un más rápido desecamiento del material combustible disponible favoreciendo la ocurrencia de fuegos.

En el período comprendido entre ~11 - ~8,5 ka y durante los últimos 3000 años se han identificado momentos de alta actividad de fuego en la Región de Los Lagos e IGC, respaldados por los resultados de partículas macro y microscópicas de carbón en registros del sitio Huelmo (Moreno & León, 2003) y los lagos Condorito (Moreno, 2004), Melli (Abarzúa & Moreno, 2008) y Lepué (Pesce & Moreno, 2014). En el caso

de Lago Tarumán, ubicado en la Cordillera de la Costa de IGC, a bastante distancia de la Cordillera de Los Andes y sus volcanes, la influencia de éstos sobre la ocurrencia de fuegos no debiese ser muy relevante. Los centros eruptivos más cercanos a Lago Tarumán son Volcán Chaitén, Volcán Michinmahuida y Volcán Corcovado ubicados todos ellos a más de 100 km de distancia hacia el oriente. A diferencia de los sitios de IGC donde se tienen registros de carbón de alta resolución (lagos Lepué y Melli), cercanos a la costa oriental de la isla, Lago Tarumán se encuentra en el centro-occidente, en un sector rural alejado de las zonas más severamente perturbadas de la isla.

Las variables climáticas y geográficas señaladas anteriormente (temperatura, precipitaciones y orografía, incluyendo el efecto sombra de lluvias) condicionan la composición y distribución de la vegetación presente en la Región de Los Lagos y en Chiloé. La vegetación predominante en la región basándonos en la descripción de Villagrán 1985, son del tipo templado-lluviosos que han sido clasificados en:

- **Bosque Valdiviano:** se distribuye principalmente hacia el norte de la región y en IGC llega hasta la zona del Lago Huillinco-Cucao. Se localiza entre el nivel del mar y los 200 - 250 msnm (Villagrán, 1988a). Es una formación vegetal con una alta heterogeneidad y diversidad de especies siendo las más características *Eucryphia cordifolia*, *Gevuina avellana*, *Caldecluvia paniculata*, *Aextoxicon punctatum* (Villagrán 1985). Además se encuentran algunas especies de mirtáceas, *Nothofagus dombeyi*, y las enredaderas leñosas *Hydrangea serratifolia*, *Raukaua laetevirens* y *Cissus striata*.

- **Bosque Norpatagónico:** Se ubica por sobre los 250 msnm hasta altitudes aproximadas de 400 msnm donde las precipitaciones son más intensas y las temperaturas más bajas que en el Bosque Valdiviano. Esta formación es menos diversa que la anterior y está caracterizada por la dominancia de la familia Myrtaceae, junto con las especies *Laureliopsis phillipiana*, *Nothofagus nitida* y *Weinmannia trichosperma* (Villagrán 1985).
  
- **Bosque Norpatagónico-Subantártico:** esta formación se observa mayormente en el sur de IGC y por sobre los 400 msnm en la Cordillera de Piuchué (Villagrán 1988b). Se caracteriza por la presencia de coníferas resistentes al frío y a llanuras de inundación como son las Podocarpaceae *Saxegothaea conspicua* y *Podocarpus nubigena*, y las Cupressaceae *Fitzroya cupressoides* y *Pilgerodendron uviferum*. Además podemos encontrar las tres especies de coihue (*Nothofagus dombeyi*, *N. betuloides* y *N. nitida*) y *Drimys winteri* que también se adapta bien a llanuras inundadas (Villagrán 1985).
  
- **Vegetación de altura:** en las cimas de la Cordillera de Piuchué de IGC, por sobre el límite de la vegetación arbórea, predominan herbáceas resistentes a bajas temperaturas y suelos inestables formando parches discontinuos de vegetación en cojines, principalmente de las familias Poaceae y Asteraceae como también *Donatia fascicularis* y *Astelia pumilia*. También se encuentran krummholz (formación arbustiva achaparrada) de *Pilgerodendron uviferum*, *Nothofagus antarctica* y *N. betuloides*.

Dada nuestra metodología de estudio consideraremos como indicadores de estos tipos de bosque a los siguientes palinomorfos:

Bosque Valdiviano: *Eucryphia/Caldcluvia* (Ulmo/Tiaca)

Bosque Norpatagónico: Myrtaceae, *Raukaua laetevirens* (Saúco del diablo),  
*Weinmannia trichosperma* (Tineo)

Bosque Subantártico: *Saxegothaea conspicua* (Mañío), *Podocarpus nubigena* (Mañío),  
Cupressaceae

Vegetación de altura: las familias Poaceae y Asteraceae,, y *Donatia fascicularis*  
(Donatia)

-  
*Nothofagus* tipo *dombeyi* es un palinomorfo que incluye prácticamente todas las especies del género *Nothofagus* que se distribuyen al sur de los 40° S, por ello no es considerado un palinomorfo indicador de uno u otro tipo de bosque sino que su utilidad se manifiesta en combinación con los otros taxa al generarse un ensamble polínico representativo de algún tipo de formación vegetacional en particular.

El taxon *Misodendrum* incluye las nueve especies del género. Estas son plantas parásitas, principalmente de *Nothofagus* (Reiche, 1934) y lo utilizamos como indicador de la presencia local de su hospedero (Markgraf, 1984). Por su condición de parásito,

también relacionamos su abundancia como un indicador del grado de apertura/cierre del dosel del bosque.

Lago Tarumán se emplaza en el sector donde hoy se topan el límite sur de los Bosques Valdivianos y el límite norte de los Bosques Norpatagónicos.

### 3. MATERIALES Y MÉTODOS

#### a. Obtención de las muestras

El presente trabajo se basa en testigos de sedimentos extraídos del fondo de Lago Tarumán (42°42'27,58" S 73°55'48,75" O, 120 msnm) durante el año 2005 con una plataforma de barrenaje anclada y equipada con un encamisamiento de aluminio de 10 cm de diámetro. Se extrajeron testigos de interfase agua-sedimento y Livingstone de 5 cm de diámetro desde tres perforaciones distintas (A, B y C). La caracterización estratigráfica y textural de los sedimentos recuperados fue realizada inicialmente en terreno por medio de una inspección visual y luego complementada en el laboratorio y con imágenes digitales de rayos X. Finalmente los diferentes testigos fueron muestreados de forma continua-contigua en toda su longitud para realizar el análisis de pérdida por ignición (PPI) con la finalidad de cuantificar los contenidos de agua, materia orgánica e inorgánica, carbonatos y siliciclastos de cada uno de los testigos. El procedimiento para este análisis consistió en muestrear volúmenes de 1 cc de sedimento que luego fue secado durante una noche para lograr la deshidratación de las muestras. Posteriormente fueron sometidos a quemas sucesivas de 550°C por 2 horas (para determinar contenido de materia orgánica) y 925°C por 4 horas (para determinar contenido de carbonatos) respectivamente (Bengtsson & Enell, 1986). Basándonos en la estratigrafía y los datos de densidad seca de materia inorgánica se definió al testigo

0504C como principal y se complementaron los hiatos entre segmentos con el testigo 0504A.

#### b. Cronología

El control cronológico del registro de Lago Tarumán se basa en 26 dataciones radiocarbónicas AMS (Accelerator Mass Spectrometry). El material utilizado para la obtención de estas fechas fue, en la mayoría de los casos, muestras de sedimento total (*bulk*), salvo en dos niveles de donde se logró además obtener macrorrestos vegetales.

El modelo de edad para el sitio fue hecho considerando las 26 dataciones obtenidas, más la fecha de barrenaje, haciendo un total de 27 niveles fechados. Este se realizó utilizando el programa Bacon (Blaauw & Christen, 2011) que, junto con calibrar las edades radiocarbónicas, les ajusta una curva suavizada, con un intervalo de confianza (i.c.) del 95%, para asignarle a cada centímetro del testigo una edad calendario. Como condición previa se le indicó al programa que la tasa de depositación del sedimento debía ser continua dentro de segmentos de 2 cm de longitud.

#### c. Palinología

El procesamiento de polen se centró en los sedimentos lacustres orgánicos del registro y siguió el protocolo estándar (Faegri & Iversen, 1989) sobre volúmenes de 1 cc. El procedimiento consiste en disgregar la matriz orgánica con solución de KOH al 10%;



Universidad de Chile y a las descripciones e imágenes publicadas por Heusser (1971) y Villagrán (1980). En algunos casos la identificación de los taxa es a nivel de especie (ej. *Podocarpus nubigena*, *Weinmannia trichosperma*, etc.), en varios otros a nivel de género (ej. *Griselinia* sp., *Rumex* sp.) y en otros sólo hasta nivel de familia (ej. Poaceae, Myrtaceae, etc.). También tenemos los palinomorfos *Nothofagus* tipo *dombeyi* que agrupa varias especies de su familia (*N. dombeyi*, *N. nitida*, *N. betuloides*, *N. pumilio*, *N. antarctica*, *N. alessandri* y *N. leonii*) y *Eucryphia/Caldcluvia* que incluye el polen de *Eucryphia cordifolia* y *Caldcluvia paniculata*.

Los resultados se expresan en diagramas de porcentaje mediante el programa Tilia 2.0.4 (Grimm, 1987). El registro polínico resultante fue dividido en zonas limitadas por la ocurrencia de cambios importantes en la estratigrafía. Esta zonación se hizo por medio de una inspección visual del registro con el fin de separar los tramos temporales que presentan ensambles polínicos diferentes y que, por tanto, dan cuenta de cambios importantes en la estructura y composición local del bosque.

#### d. Análisis de carbón

Se realizó el análisis de partículas de carbón con la finalidad de reconocer los eventos de fuego que han afectado la zona y determinar si éstos han tenido o no efecto sobre la dinámica vegetacional. Esto se hace contabilizando separadamente las partículas microscópicas (<106 µm), que registran los eventos extralocales de fuego, y las partículas macroscópicas (>106 µm), que documentan la ocurrencia local de estos.

Las partículas microscópicas de carbón (<106  $\mu\text{m}$ ) fueron contadas junto con el recuento de polen en las mismas muestras palinológicas, por lo tanto pasaron por el tratamiento detallado anteriormente para el análisis de polen.

Las partículas macroscópicas de carbón (>106  $\mu\text{m}$ ) se contabilizaron en muestras de 2 cc de sedimentos obtenidos de forma continua contigua a lo largo de 815 cm de la columna sedimentaria. Se utilizó el método descrito por Millspaugh & Whitlock (1995), que consiste en disgregar la materia orgánica con una solución de KOH al 10% durante al menos una noche. Posteriormente las muestras son lavadas y tamizadas y los sedimentos rescatados llevados a placas Petri. Éstos se observan con una lupa (ZEISS KL1500) con un aumento de 100x y se cuentan cada una de las partículas de carbón observadas. Posteriormente, los resultados fueron sometidos a un análisis de series temporales con el programa CharAnalysis (Higuera, 2009) utilizando una ventana de interpolación de 18 años (mediana temporal del tiempo depositacional de los sedimentos del registro). Para ello el programa descompone los datos del registro de carbón macroscópico en una señal de baja frecuencia (denominada *background* o basal) y una de alta frecuencia (correspondiente a picos de carbón); establece un umbral mínimo sobre el cual los picos de carbón que lo sobrepasan corresponden a eventos locales de fuego estadísticamente significativos. En el caso de este estudio, el umbral de corte fue del 99,9% de una distribución Gaussiana definida localmente. De esta forma, este programa me permite discriminar entre carbón basal y paleofuego efectivo y así examinar las posibles consecuencias de estos eventos sobre la vegetación.

## 4. RESULTADOS

### a. Estratigrafía y cronología

Del sector más profundo de Lago Tarumán obtuvimos un registro estratigráfico que abarca la totalidad del relleno sedimentario lacustre de la cuenca. Para asegurarnos de contar con una columna sedimentaria sin interrupciones, con continuidad estratigráfica total de los sedimentos depositados en el lago desde el término del último período glacial, utilizamos alternativamente diferentes testigos de dos perforaciones paralelas y desfazadas. Así, basándonos en las radiografías y los resultados de PPI, escogimos como sondeo maestro al testigo 0504C y completamos los hiatos existentes con dos segmentos del testigo hermano 0504A y un segmento del 0407A. La columna estratigráfica final reconstruida (Figura 2), resultó ser de 830 cm de largo.

La formación de este pequeño lago intermorrénico se inició poco después de los 17,5 ka y la sedimentación orgánica en él ha proseguido desde entonces en forma continua. La litología predominante del registro es lodo orgánico lacustre (promedio de materia orgánica: 59%) con intercalación de tres tefras en los centímetros 113-114, 483-484 y entre 570-605, con edades de 2,3 ka, 8,4 ka y 11,3 ka, respectivamente, siendo esta última la de mayor espesor (35 cm). La más superficial de estas tefras, ubicada en los primeros centímetros del testigo 0504CT1, no es detectable a simple vista, a diferencia

de las otras dos. A partir del centímetro 770 aprox. hacia la base disminuye drásticamente el porcentaje de materia orgánica en los sedimentos indicando una transición hacia arenas gruesas a través de una gradación normal. Los porcentajes de materia orgánica pasan rápidamente de ~50% a valores nulos en ~500 años (equivalentes a 63 cm). El porcentaje de carbonatos en los sedimentos de Lago Tarumán es constantemente bajo (<5%), dentro del rango de error del método.

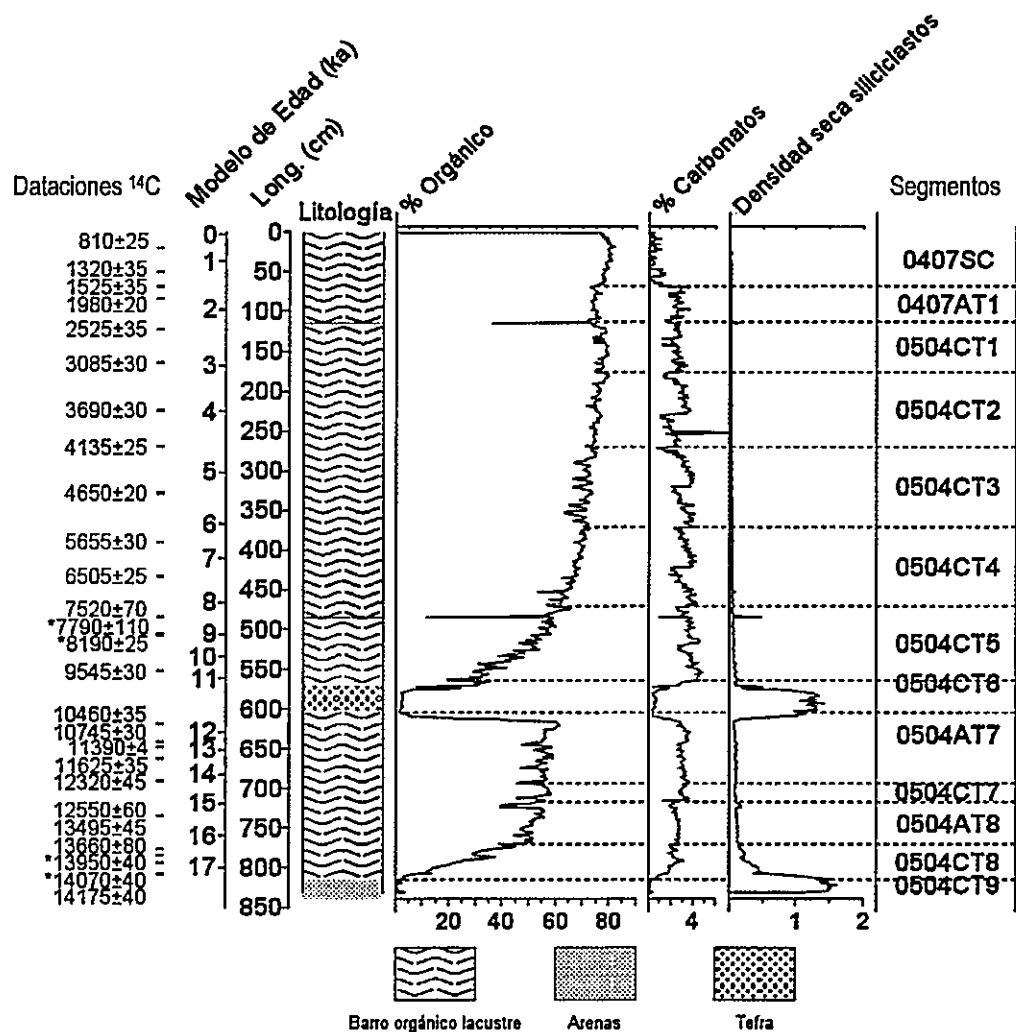


Figura 2. Columna estratigráfica y resultados de PPI de los sedimentos de Lago Tarumán. Se indican las 26 dataciones radiocarbónicas obtenidas con sus respectivas desviaciones estándar (\* centímetros con doble datación: de *bulk* y de macrorrestos vegetales). Los códigos en el sector de la derecha señalan la identidad de los diferentes segmentos que conforman la columna sedimentaria.

La cronología del registro de Lago Tarumán se sustenta en 26 edades radiocarbónicas más la fecha del año de barrenaje. La edad radiocarbónica más antigua se obtuvo del centímetro 808 (longitud con tefra) y fue de  $14.175 \pm 40$  años  $^{14}\text{C}$  A.P. la que, una vez calibrada, resultó tener una mediana de probabilidad de 17.357 años cal A.P. (i.c.: 17.037 – 17.655 años cal A.P.). Las calibraciones del total de las edades radiocarbónicas se muestran en la Tabla 1.

El modelo de edad (Figura 3) generado con el programa Bacon (Blaauw & Christen, 2011) se hizo excluyendo las dataciones CAMS-141493 y UCIAMS-122782 debido a que son anómalamente antiguas para sus respectivos contextos. Se consideró que la depositación de cenizas volcánicas son eventos instantáneos puntuales con tasas de acumulación excepcionalmente altas por lo que se sustrajeron sus espesores del largo total de la columna. De esta forma, la longitud total de la columna sedimentaria sin tefra quedó en 777 cm y se asignaron las edades correspondientes a la mediana de probabilidad interpolada por el modelo de edad a las nuevas longitudes (longitud sin tefra). Así la edad interpolada para la base resultó ser de 17.557 años cal A.P. (i.c.: 17.496 – 18.036 años cal A.P.) y la tasa de acumulación promedio de los sedimentos fue de 22,5 años/cm.

| Código de Laboratorio  | Código de la Muestra | Long. c/tefra (cm) | Long. s/tefra (cm) | Años <sup>14</sup> C A.P. ± 1σ | Mín-Máx Intercepto a 2σ (años cal A.P.) | Años Cal A.P. mediana de probabilidad | Material datado                     |
|------------------------|----------------------|--------------------|--------------------|--------------------------------|---|---------------------------------------|-------------------------------------|
| UCIAMS-122779          | 0407SC-20            | 20                 | 20                 | 810±25                         | 667-729                                 | 699                                   | Bulk                                |
| CAMS-141493            | 0407SC1 23           | 24                 | 24                 | 2455±35                        | 2341-2697                               | 2436                                  | Bulk                                |
| CAMS-141494            | 0407SC1 51           | 51                 | 51                 | 1320±35                        | 1085-1284                               | 1211                                  | Bulk                                |
| CAMS-141495            | 0407SC1 70           | 70                 | 70                 | 1525±35                        | 1295-1477                               | 1356                                  | Bulk                                |
| UCIAMS-122780          | 0407AT1 15           | 84                 | 84                 | 1980±20                        | 1818-1942                               | 1872                                  | Bulk                                |
| CAMS-141496            | 0504CT1 44           | 123                | 123                | 2525±35                        | 2363-2712                               | 2554                                  | Tefra                               |
| CAMS-158130            | 0504CT1 86           | 165                | 165                | 3085±30                        | 3081-3354                               | 3246                                  | Bulk                                |
| CAMS-158131            | 0504CT2 48           | 224                | 224                | 3690±30                        | 3844-4082                               | 3947                                  | Bulk                                |
| UCIAMS-122781          | 0504CT2 94           | 270                | 270                | 4135±25                        | 4440-4808                               | 4574                                  | Bulk                                |
| UCIAMS-122782          | 0504CT2_94           | 270                | 270                | 4645±25                        | 5065-5449                               | 5309                                  | Macrorresto vegetal (en Core Break) |
| UCIAMS-122783          | 0504CT3 58           | 328                | 329                | 4650±20                        | 5074-5448                               | 5315                                  | Bulk                                |
| CAMS-158522            | 0504CT4 19           | 390                | 390                | 5655±30                        | 6301-6448                               | 6368                                  | Bulk                                |
| UCIAMS-122784          | 0504CT4 62           | 433                | 433                | 6505±25                        | 7293-7429                               | 7368                                  | Bulk                                |
| ETH-25450 <sup>1</sup> | 0201DT6              | 636                | 636                | 7520±70                        | 8065-8410                               | 8279                                  | Gyttja                              |
| UCIAMS-122786          | 0504CT5 36           | 506                | 506                | 8190±25                        | 8999-9242                               | 9069                                  | Bulk                                |
| UCIAMS-122787          | 0504CT5_36           | 506                | 506                | 7790±110                       | 8341-8975                               | 8535                                  | Macrorresto vegetal                 |
| UCIAMS-122788          | 0504CT5 82           | 552                | 552                | 9545±30                        | 10590-11069                             | 10745                                 | Bulk                                |
| UCIAMS-122789          | 0504AT7 15           | 617                | 582                | 10460±35                       | 12144-12567                             | 12417                                 | Bulk                                |
| UCIAMS-122790          | 0504AT7 37           | 639                | 604                | 10745±30                       | 12567-12734                             | 12641                                 | Bulk                                |
| CAMS-158132            | 0504AT7 44           | 647                | 612                | 11390±40                       | 13144-13370                             | 13263                                 | Bulk                                |
| UCIAMS-122791          | 0504AT7 58           | 660                | 625                | 11625±35                       | 13333-13628                             | 13459                                 | Bulk                                |
| CAMS-158523            | 0504AT7 86           | 689                | 654                | 12320±45                       | 14009-14886                             | 14298                                 | Bulk                                |
| CAMS-158524            | 0504AT8 28           | 734                | 699                | 12550±60                       | 14237-15128                             | 14751                                 | Bulk                                |
| CAMS-158211            | 0504CT8 20           | 775                | 740                | 13495±45                       | 16412-16882                             | 16680                                 | Bulk                                |
| CAMS-114968            | 0504CT8 28           | 781                | 746                | 13660±80                       | 16580-17012                             | 16803                                 | Bulk                                |
| UCIAMS-122793          | 0504CT8_38           | 792                | 757                | 13950±40                       | 16797-17212                             | 17000                                 | Macrorresto vegetal                 |
| UCIAMS-123019          | 0504CT8 38           | 792                | 757                | 14070±40                       | 16877-17451                             | 17106                                 | Bulk                                |
| CAMS-114969            | 0504CT8 52           | 808                | 773                | 14175±40                       | 17037-17655                             | 17357                                 | Bulk                                |

Tabla 1. Edades radiocarbónicas de Lago Tarumán. Las edades radiocarbónicas fueron calibradas con el programa Calib 6.10. (Stuiver et al, 2005). Código de Laboratorio: código asignado por el laboratorio de AMS a los sedimentos a datar. Código de la Muestra: código que consiste en el nombre del testigo muestreado y la longitud a la cual se extrajo el material a datar. Longitud con tefra (cm): longitud absoluta a la cual se extrajeron muestras para datar el testigo. Longitud sin tefra (cm): longitud final modificada del testigo como resultado de la sustracción de los centímetros correspondientes a ceniza volcánica. <sup>1</sup> Datación proveniente de Lago Lepué, correlacionada cronoestratigráficamente con el cm 483-484 del testigo 0504CT4 de Lago Tarumán. Las dataciones correspondientes a los Códigos CAMS-141493 y UCIAMS-122782 no fueron utilizadas en la generación del modelo de edad por considerarlas anómalamente antiguas.

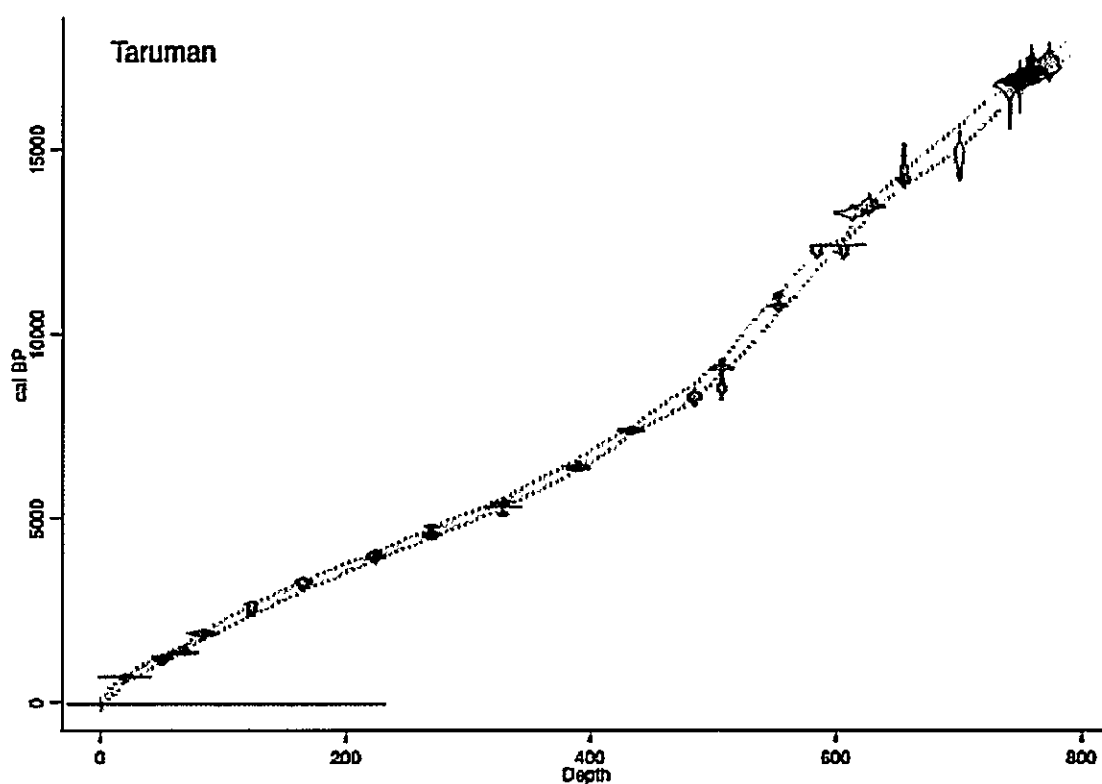


Figura 3. Modelo de edad Bayesiano. Zonas azules: dataciones calibradas con su área de 95% de confianza; Banda gris: área de 95% de confianza para las edades interpoladas; eje X: longitud sin tefra (cm); eje Y: años cal A.P.

#### b. Registro de polen

El registro de polen (Figuras 4 y 5) se basa en el conteo de 457 niveles muestreados y abarca los últimos ~17.200 años calendario. El análisis de polen excluyó los 18 cm más basales por su muy bajo porcentaje de materia orgánica (<3%). Se definieron 14 zonas sobre la base de cambios importantes en los ensambles polínicos, considerando principalmente aquellos ocurridos en los tres o cuatro taxa con los porcentajes promedio más altos. Se realizó la zonación para facilitar la descripción del registro e identificar

aquellos momentos donde ocurrieron cambios importantes en la composición y/o estructura local del bosque. Dicha zonación se basa en inspección ocular del registro y en un ordenamiento CONISS sobre todos aquellos taxa terrestres con abundancias  $\geq 2\%$ . A continuación describo estas zonas mostrando entre paréntesis el rango de longitud en centímetros (longitud con tefra) y las edades calendario interpoladas por el modelo de edad, que determinan los límites inferior y superior de cada una de ellas. El porcentaje que se señala para cada taxón o grupo de taxa (polen arbóreo, polen no arbóreo, helechos, acuáticas) corresponde al promedio para la zona, a no ser que explícitamente se indique otra cosa.

**Taru-01 (812 - 790 cm; 17,2 – 16,9 ka):** Zona caracterizada por cambios abruptos en los porcentajes de los taxa presentes. Inicialmente los taxa no arbóreos representan el 66% del polen terrestre, disminuyendo hasta un 13% al término de la zona. Además, las acuáticas y los helechos obtienen los valores más altos de todo el registro (40% y 13% respectivamente). Los taxa más abundantes de la zona, en orden decreciente, tienen los siguientes promedio de porcentajes: *Nothofagus* tipo *dombeyi* (40,3%), Poaceae (20,3%), *Pediastrum* sp. (19,7%) y *Misodendrum* 14,2%.



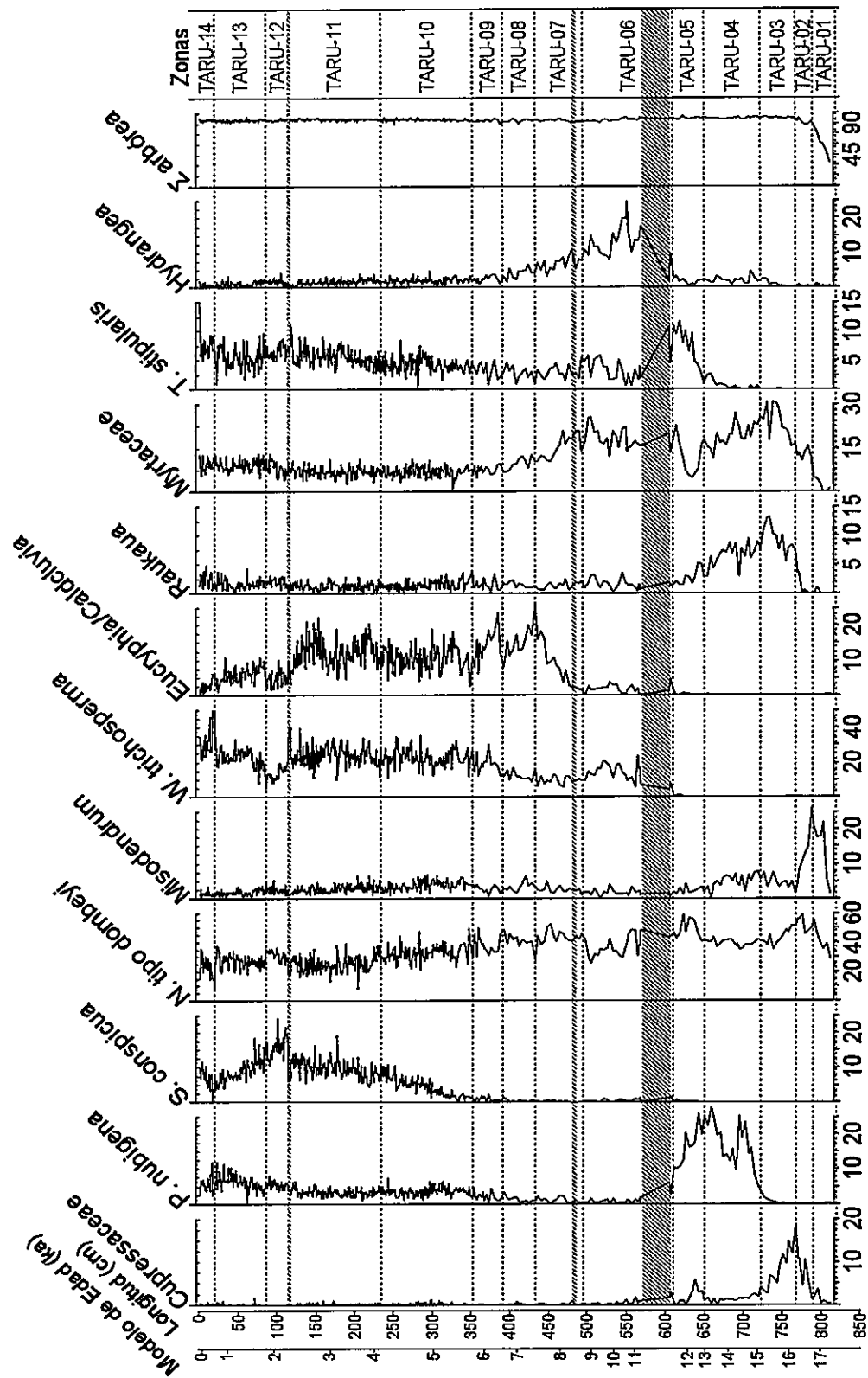


Figura 4. Registro polínico de Lago Taramán, taxa arbóreos. Como eje principal se muestra la longitud original y como eje Y secundario, el modelo de edad. Los ejes X de cada taxón representan su abundancia porcentual. Las franjas achuradas de color rojizo corresponden a la ubicación de las tres tefras. Las líneas punteadas, a los límites entre las 14 zonas indicadas

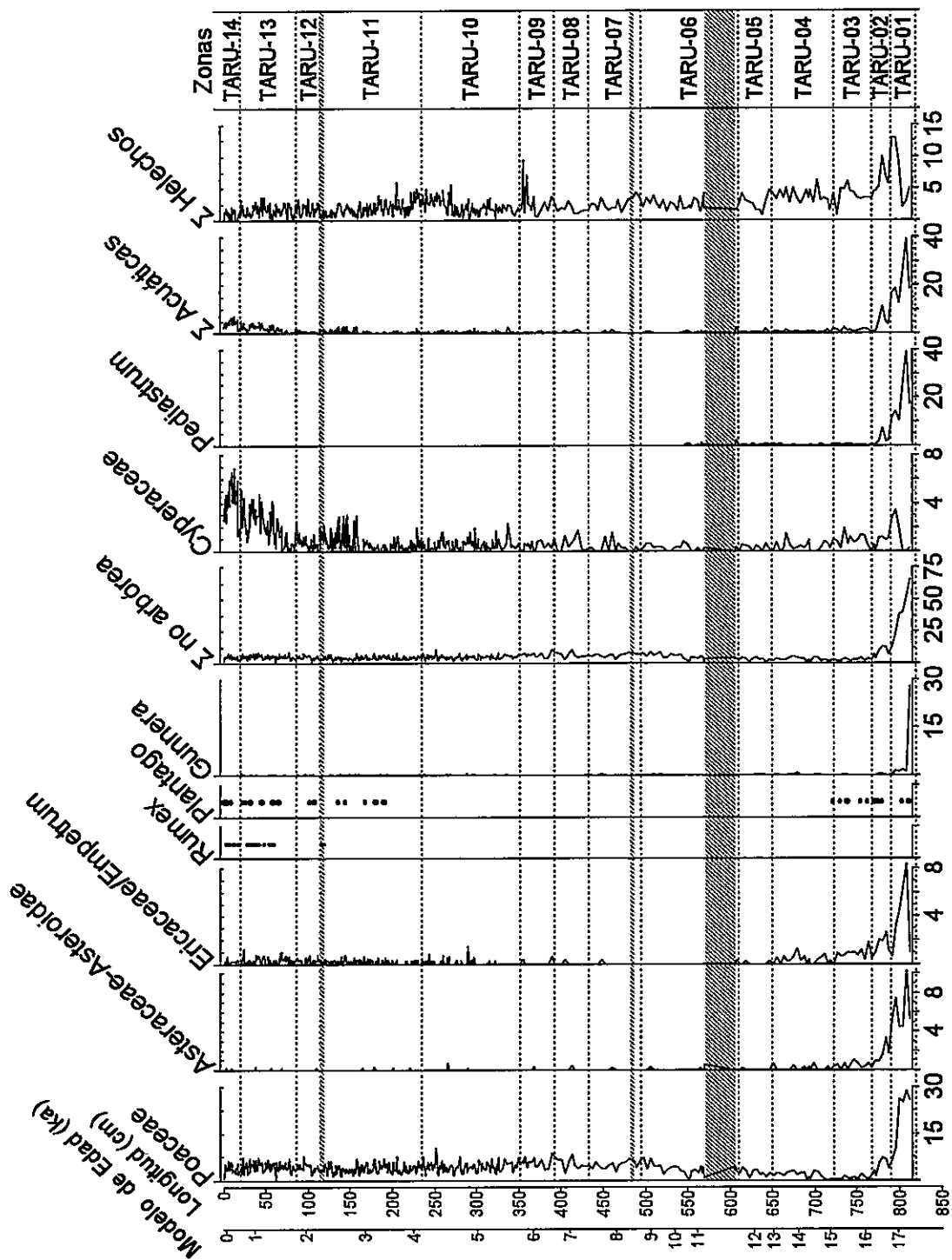


Figura 5. Registro polínico de Lago Tarumán, taxa no-arbóreos, acuáticas y helechos.

**Taru-02 (790 - 767 cm; 16,9 – 16,3 ka):** Esta zona comienza con un 90% de polen arbóreo dominado por *N. tipo dombeyi* (52,2%), Myrtaceae (13,3%) y *Misodendrum* (11,3%). Las Cupressaceae incrementan fuertemente dentro de esta zona llegando hacia el final a su porcentaje más alto de todo el registro (máx. 18%). El hemiparásito *Misodendrum*, a pesar de representar uno de los taxa más abundantes al comienzo de este tramo, disminuye abruptamente dentro de la zona alcanzando finalmente valores por debajo del 5%.

**Taru-03 (767 - 723 cm; 16,3 – 15,1 ka):** *N. tipo dombeyi* (44,2%), Myrtaceae (23,4%) y Cupressaceae (9,5%) vuelven a dominar en este tramo. *Raukaua* (9,1%) incrementa su abundancia hasta alcanzar su máximo (13,2%) hacia el final de esta zona. También la familia Myrtaceae alcanza su máximo de abundancia en todo el registro (31%). Hacia el final de la zona aparece por primera vez *Podocarpus nubigena* aunque sus porcentajes son aún bajos (<2%).

**Taru-04 (723 - 650 cm; 15,1 - 13 ka):** Los mayores porcentajes promedio en esta zona están dados por *N. tipo dombeyi* (39,7%), Myrtaceae (20,4%) y *P. nubigena* (15,3%). Este último alcanza durante este tramo los valores más altos del registro (máx. 27,7%) luego de unas oscilaciones importantes. *Raukaua* (7,1%) muestra una disminución gradual y sostenida, por otro lado Cupressaceae, que era un taxón dominante en la zona anterior, muestra porcentajes muy bajos (< 2%) durante esta zona. Por primera vez aparece *Tepualia stipularis* en el registro.

**Taru-05 (650 - 610 cm; 13 – 11,3 ka):** Los taxa dominantes de esta zona son *N.* tipo *dombeyi* (49,5%), *P. nubigena* (16,1%), Myrtaceae (11,8%) y *Tepualia stipularis* (7,8%). Este último muestra un incremento abrupto alcanzando valores máximos de 11,7%. Por otro lado *Nothofagus* tipo *dombeyi* y Myrtaceae varían en antifase, aumentando los porcentajes del primero cuando el segundo disminuye fuertemente. *P. nubigena* también comienza a disminuir pero sigue con porcentajes altos. Por último, Cupressaceae incrementa puntualmente alcanzando valores máximos de 5,9% pero vuelve rápidamente a montos cercanos a 1%.

**Taru-06 (610 - 495 cm; 11,3 – 8,7 ka):** Esta zona se caracteriza por la aparición de *Weinmannia trichosperma* y *Eucryphia/Caldcluvia*. *Hydrangea sp.* muestra un incremento brusco al comienzo del tramo, alcanzando su mayor abundancia en el registro. Por el contrario, las coníferas prácticamente desaparecen. Dominan este tramo *N.* tipo *dombeyi* (38,3%), Myrtaceae (17,8%), *W. trichosperma* (13,3%) e *Hydrangea serratifolia* (13%).

**Taru-07 (495 - 433 cm; 8,7 – 7,4 ka):** Esta zona está determinada por los cambios en la abundancia de *Eucryphia/Caldcluvia*. Comienza cuando se inicia su aumento gradual y termina al alcanzar el valor más alto en el registro (25,8%). Los porcentajes promedios más altos están dados por *N.* tipo *dombeyi* (42,9%), Myrtaceae (15%), *W. trichosperma* (9,9%) y *Eucryphia/Caldcluvia* (9,4%). *Hydrangea* muestra una tendencia a la disminución llegando a un promedio de 6,7% lo que representan la mitad de su porcentaje en la zona previa.

**Taru-08 (433 - 392 cm; 7,4 – 6,7 ka):** Al igual que en los segmentos anteriores, *N. tipo dombeyi* es el taxón dominante (41,9%) en esta zona que se caracteriza por un descenso en los porcentajes de *Eucryphia/Caldcluvia* (14,6%). *W. trichosperma* (11,8%) comienza una lenta tendencia a aumentar; Myrtaceae (9,6%) e *Hydrangea* (4%) en cambio, siguen decreciendo en abundancia.

**Taru-09 (392 - 350 cm; 6,7 – 5,7 ka):** Esta zona nuevamente está definida por *Eucryphia/Caldcluvia* (13,7%) que comienza el tramo con un incremento en su abundancia (máx. 23,5%) y vuelve a descender hacia el límite superior de la zona alcanzando valores mínimos de 2,6%. Durante este período *N. tipo dombeyi* (37,6%) oscila en antifase con *W. trichosperma* (19,3%) disminuyendo el primero al aumentar Tineo. Aparece en el registro polen de la conífera *Saxegothaea conspicua* aunque aún con porcentajes muy bajos (< 1%). Los helechos muestran un incremento puntual importante en su abundancia hacia el final de la zona, llegando a alcanzar valores cercanos al 10%.

**Taru-10 (350 - 235 cm; 5,7 – 4,1 ka):** Esta zona se caracteriza por la dominancia de *N. tipo dombeyi* (32,6%), *W. trichosperma* (22,5%), *Eucryphia/Caldcluvia* (10,8%) y Myrtaceae (7%). Las coníferas *Saxegothaea conspicua* y *Podocarpus nubigena* comienzan un lento pero sostenido aumento en sus porcentajes (4,6% y 3,5% respectivamente) durante esta zona.

**Taru-11 (235 - 115 cm; 4,1 - 2,3 ka):** Los taxa dominantes en esta zona son *N. tipo dombeyi* (25,2%), *W. trichosperma* (24,3%), *Eucryphia/Caldcluvia* (12,2%) y *Saxegothaea conspicua* (9,7%). *T. stipularis* muestra un leve aumento (5,7%) con respecto a las zonas anteriores. Dos eventos llaman la atención en esta zona: la aparición de polen de *Plantago* aun cuando sus porcentajes son muy bajos (<1%); y un aumento de Cyperaceae (2%) durante la segunda mitad de la zona, coincidente con el último repunte de *Eucryphia/Caldcluvia* (máximo 22%).

**Taru-12 (115 - 86 cm; 2,3 - 1,9 ka):** Esta zona, de tan sólo 400 años de duración, muestra aumentos bruscos en los porcentajes de *N. tipo dombeyi* (30,3%), *S. conspicua* (15,2%) y *Podocarpus nubigena* (5,3%) así como también disminuciones fuertes en *W. trichosperma* (15,1%) y *Eucryphia/Caldcluvia* (5%). Myrtaceae muestra también un leve aumento (8,5%) al igual que *Tepualia stipularis* (6,6%).

**Taru-13 (86 - 20 cm; 1,9 - 0,7 ka):** comienza con un registro donde los taxa dominantes son *N. tipo dombeyi* (27,4%) y *W. trichosperma* (23,2%) - los que desde la zona Taru-11 muestran oscilaciones en antifase - y Myrtaceae que sigue aumentando gradualmente (9,2%). Las coníferas se comportan en forma antagónica, disminuyendo los porcentajes de *S. conspicua* (8,9%) mientras aumenta *P. nubigena* (6,2%). Los taxa no-arbóreos siguen representando un porcentaje pequeño de la suma, sin embargo hay que indicar la aparición esporádica y discontinua de polen de *Plantago* y *Rumex*, siendo sus porcentajes siempre muy bajos (<1%). El polen de Cyperaceae aumenta de forma importante en esta zona alcanzando hacia el final del tramo a representar más del 5%.

**Taru-14 (20 - 0 cm; 0,7 ka - presente):** *W. trichosperma* (32,6%) es el taxón dominante en esta zona. Por primera vez en todo el registro *N.* tipo *dombeyi* (22,8%) baja su representatividad a valores menores que 25%, siguiendo las oscilaciones en antifase con Tineo. Myrtaceae (9,4%) se mantiene constante y *T. stipularis* aumenta levemente (7,9%). *Saxegothaea conspicua* (6,8%) y *P. nubigena* también oscilan en antifase, aumentando levemente la primera, mientras que la última decae hacia el final del registro polínico. Cyperaceae (4,2%) alcanza durante este segmento los valores más altos de todo el registro (~7%) pero disminuye rápidamente a valores ~2% en los centímetros más superficiales.

### c. Registro de partículas de carbón

El análisis de partículas de carbón documenta la historia de fuegos de la zona circundante al sitio de muestreo. Así, las partículas macroscópicas de carbón (>106  $\mu\text{m}$ ) dan cuenta principalmente de fuegos ocurridos a escasos cientos de metros hasta pocos kilómetros del lago estudiado, en cambio las partículas microscópicas (<106  $\mu\text{m}$ ) maximizan la señal extra-local, es decir pueden corresponder a fuegos ocurridos a mayor distancia, incluso a escala regional.

Los registros de carbón macroscópico (777 niveles examinados) y microscópico (457 niveles) se muestran en la Figura 6 en unidades de concentración ( $\text{n}^\circ$  partículas/ $\text{cm}^3$ ) y tasa de acumulación ( $\text{n}^\circ$  partículas/ $\text{cm}^2/\text{años}$ ) (concentración/tiempo depositacional),

tanto en escala lineal como logarítmica. Se observan semejanzas y diferencias importantes entre el carbón macroscópico y el microscópico en cuanto al número de picos, la magnitud de éstos y las fechas en que ocurren los eventos de fuego.

El registro de partículas microscópicas de carbón muestra un escaso número de picos que destaquen por sobre el nivel basal. El pico de mayor magnitud de todo este registro se encuentra en la zona TARU-02 a una edad de 16,7 ka que coincide con el pico macroscópico de la misma zona que también es uno de los más importantes incrementos del registro de carbón macroscópico. Además de este gran evento, la zona TARU-10 es la que muestra mayor actividad de fuego de todo el registro observándose en el gráfico de tasa de acumulación de carbón microscópico un total de siete picos. El más antiguo de estos eventos tiene una edad de 5,2 ka y el más actual corresponde a los 4,5 ka. De esos siete eventos, cinco son también observables en la fracción macroscópica. Llama la atención que este registro no refleja la alta actividad de fuego que sí se observa en las zonas TARU-06 y de TARU-12 a TARU-14 del registro de partículas macroscópicas. Cabe destacar que los picos de carbón macroscópico observables en el registro de datos crudos corresponden a eventos puntuales, de corta duración aún cuando alcancen magnitudes importantes.



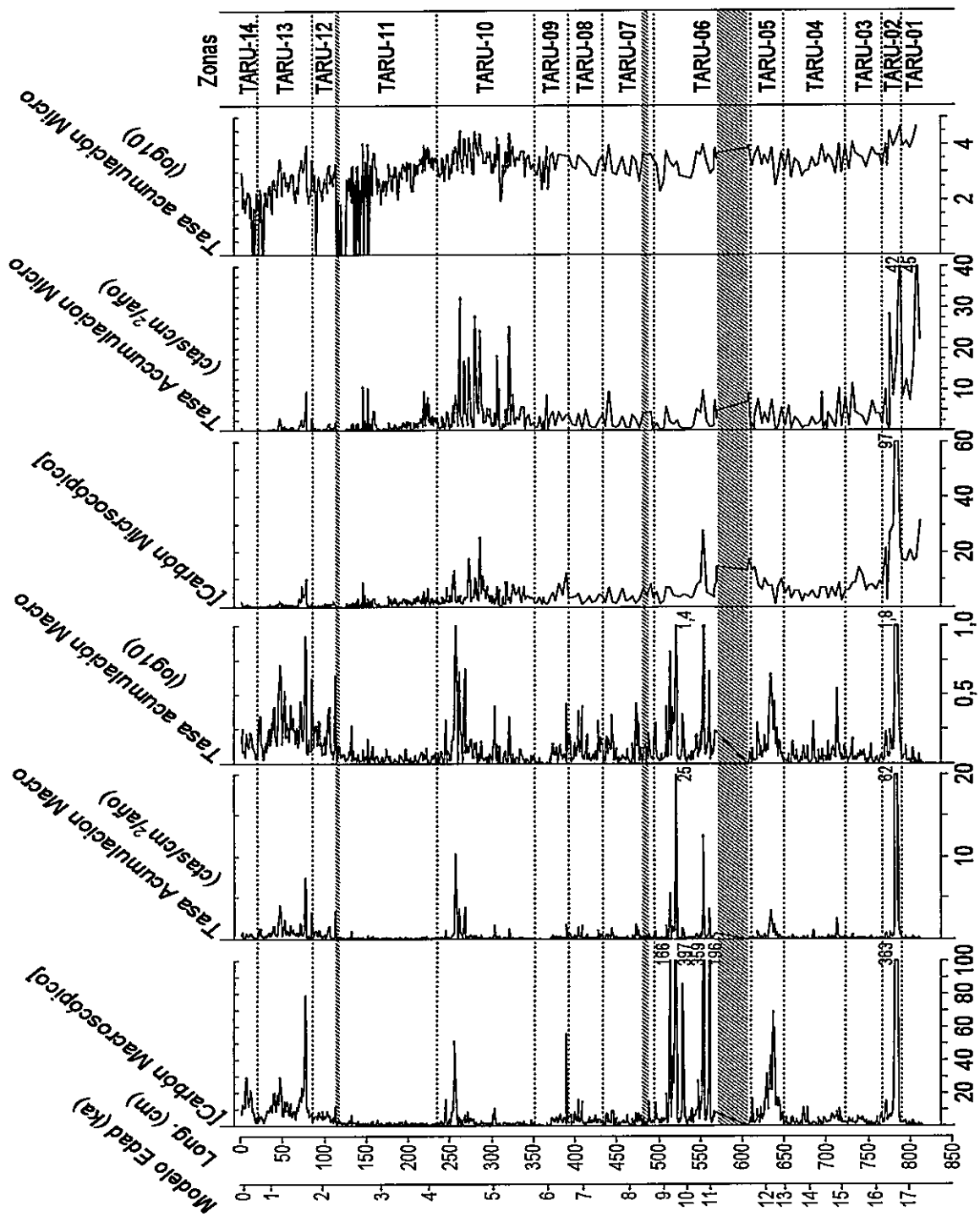


Figura 6. Registro de partículas de carbón de Lago Taramán. Los resultados se muestran en unidades de concentración (cuentas · cm<sup>-3</sup>) y tasa de acumulación (cuentas · cm<sup>-2</sup> · año<sup>-1</sup>), en unidad lineal y logarítmica. En el caso de picos truncados se muestra el valor máximo alcanzado por cada evento

Los resultados del CharAnalysis sobre la serie de partículas macroscópicas de carbón me permiten otorgarle sustento estadístico a los datos obtenidos y se muestran en la Figura 7. Con las exigencias que se le hizo al programa, la serie temporal de carbón macroscópico de Lago Tarumán obtuvo un índice global de Señal-Ruido igual a 0,95 lo que indica que en ella hay una señal muy claramente distinguible del ruido en la serie temporal.

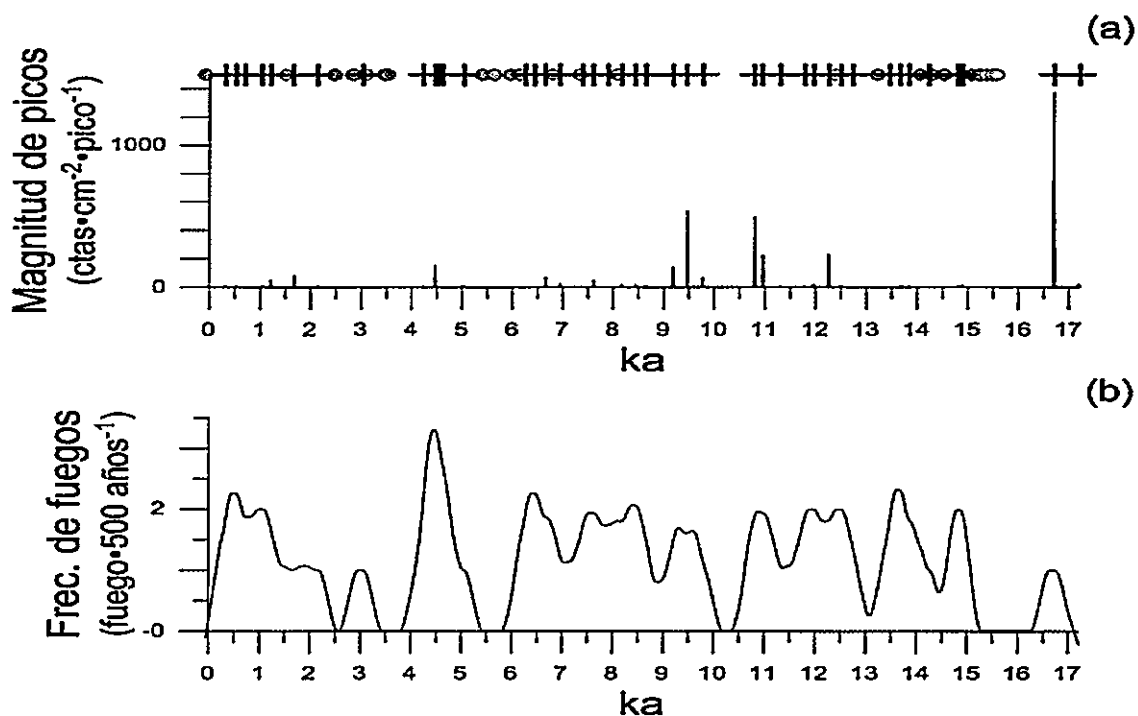


Figura 7. Resultados de CharAnalysis para el registro de partículas macroscópicas de carbón de Lago Tarumán. (a) Magnitud de los picos. Se muestra como barras verticales los residuales positivos de picos de carbón; las cruces azules indican picos de carbón estadísticamente significativos; los puntos grises, picos estadísticamente no significativos. (b) Frecuencia de eventos de fuego en ventanas temporales móviles de 500 años.

En el gráfico de tasa de acumulación de partículas macroscópicas (Figura 6) se observa que durante la mayor parte del tiempo la presencia de carbón en los sedimentos es muy baja. Sin embargo, los resultados del CharAnalysis nos revela que a pesar de ello existen 42 eventos locales de fuego estadísticamente significativos (Figura 7a; Tabla 2), lo que se traduce en un promedio de un paleofuego cada 410 años (frecuencia de 1,2 cada 500 años). De estos eventos, los de mayor magnitud ( $>100$ ) se encuentran en TARU-02, TARU-05, TARU-06 y TARU-10, siendo la zona TARU-06 la que concentra el mayor número de estos (cuatro) y TARU-02 la que contiene el de mayor magnitud de todo el registro correspondiente a una edad de 16,7 ka.

Por su parte, la mayor frecuencia de fuegos (Figura 7c) se observa dentro la zona TARU-10 ( $\sim 4,5$  ka) llegando a más de tres eventos cada 500 años aún cuando sólo uno de ellos es de gran magnitud y se observan momentos donde la frecuencia de fuego en ventanas de 500 años es igual a cero:  $\sim 2,5$  ka,  $\sim 3,5 - \sim 3,8$  ka,  $\sim 5,5 - \sim 5,8$  ka,  $\sim 10,2 - \sim 10,4$  ka y entre  $\sim 15,3 - 16,3$  ka.

| Fuego local n° | Edad Interpolada (años AP) | Zona Polínica |
|----------------|----------------------------|---------------|
| 1.             | 307                        | TARU-14       |
| 2.             | 523                        | TARU-14       |
| 3.             | 721                        | TARU-14       |
| 4.             | 1045                       | TARU-13       |
| 5.             | 1207                       | TARU-13       |
| 6.             | 1675                       | TARU-13       |
| 7.             | 2143                       | TARU-12       |
| 8.             | 3025                       | TARU-11       |
| 9.             | 4231                       | TARU-10       |
| 10.            | 4465                       | TARU-10       |
| 11.            | 4537                       | TARU-10       |
| 12.            | 4627                       | TARU-10       |
| 13.            | 5023                       | TARU-10       |
| 14.            | 6247                       | TARU-09       |
| 15.            | 6427                       | TARU-09       |
| 16.            | 6661                       | TARU-08       |
| 17.            | 6949                       | TARU-08       |
| 18.            | 7399                       | TARU-08       |
| 19.            | 7615                       | TARU-07       |
| 20.            | 7903                       | TARU-07       |
| 21.            | 8173                       | TARU-07       |
| 22.            | 8443                       | TARU-07       |
| 23.            | 8641                       | TARU-07       |
| 24.            | 9181                       | TARU-06       |
| 25.            | 9469                       | TARU-06       |
| 26.            | 9775                       | TARU-06       |
| 27.            | 10801                      | TARU-06       |
| 28.            | 10963                      | TARU-06       |
| 29.            | 11305                      | TARU-06       |
| 30.            | 11773                      | TARU-05       |
| 31.            | 11953                      | TARU-05       |
| 32.            | 12259                      | TARU-05       |
| 33.            | 12493                      | TARU-05       |
| 34.            | 12745                      | TARU-05       |
| 35.            | 13447                      | TARU-04       |
| 36.            | 13681                      | TARU-04       |
| 37.            | 13843                      | TARU-04       |
| 38.            | 14221                      | TARU-04       |
| 39.            | 14815                      | TARU-04       |
| 40.            | 14887                      | TARU-04       |
| 41.            | 16705                      | TARU-02       |
| 42.            | 17209                      | TARU-01       |

**Tabla 2.** Eventos locales de fuego estadísticamente significativos (99,9%) en Lago Tarumán. Se indica la edad interpolada inicial para cada evento, la magnitud de cada uno y la zona polínica en la cual se encuentra.

## 5. DISCUSIÓN

### a- Paleovegetación, paleofuego y paleoclima

Lago Tarumán es un pequeño lago ubicado en una depresión intermorrénica de cuenca cerrada y de tan solo 1,6 ha de superficie, características que se traducen en que su registro polínico maximiza la señal local por sobre la señal extralocal. (regional). La ubicación del lago, muy cerca del margen occidental del hielo que cubrió el sector centro-sur de IGC durante el UMG, nos permite registrar tempranamente la retirada de los glaciares y el inicio de la colonización de la vegetación en sectores previamente cubiertos por hielo.

El registro polínico muestra que los sustratos libres de hielo fueron muy rápidamente colonizados, estableciéndose inicialmente vegetación herbácea y arbustiva similar a la que actualmente se distribuye sobre los 600 msnm en IGC (principalmente Poaceae, Ericaceae, Asteraceae), concordante con condiciones climáticas de frío extremo. (5-8 °C por debajo de las medidas actuales; Heusser, 1984), tal como muestran también sitios previamente estudiados en otros sectores de la isla (Heusser 1984; Abarzúa et al, 2004; Pesce & Moreno, 2014). Este tipo de paisaje cambió abruptamente y en solo ~400 años se establece en los alrededores de Lago Tarumán un bosque templado lluvioso de dosel cerrado ( $\geq 90\%$  de polen arbóreo) que se mantiene hasta el presente. De los taxa

encontrados en los sedimentos lacustres, el palinomorfo *Nothofagus* tipo *dombeyi*, domina prácticamente todo el registro. Debido a que éste agrupa especies que poseen variadas y disímiles distribuciones en la vegetación regional y el espacio climático, no es posible utilizarlo como indicador de un tipo de vegetación en particular o de un clima determinado. Sin embargo, la presencia de *Nothofagus* tipo *dombeyi*, en conjunto con los taxa codominantes, conforman ensambles polínicos que sí permiten inferir diferentes tipos de vegetación y condiciones climáticas. Así, el bosque templado que circunda a Lago Tarumán ha cambiado en composición y estructura respondiendo a condiciones climáticas más frías-húmedas (donde predominan taxa Subantárticos/Norpatagónicos) o más cálidas-secas (con mayor representación de taxa de bosque Valdiviano) que la actualidad en diferentes episodios durante los últimos 17.600 años.

El recuento de partículas de carbón en Lago Tarumán es relativamente bajo, siendo el registro de partículas macroscópicas un indicador de fuegos locales y el de partículas microscópicas, de fuegos extralocales y regionales. A diferencia de los registros de carbón de los lagos Lepué (Pesce & Moreno, 2014) y Melli (Abarzúa & Moreno, 2008), no muestra una tendencias multimileniales clara mente acotada en cuanto a la ocurrencia de fuegos. La tasa de depositación de carbón macroscópico muestra picos de corta duración, claramente individualizables, que se hacen más seguidos entre ~12,5 ka - ~8,6 ka y desde los ~2,7 al presente aún cuando sus valores máximos son siempre menores que los de L. Lepué (Figura 8). Sin embargo, muestra también una acumulación mayor alrededor de los 4,5 ka, lo que no se repite en los otros dos lagos.

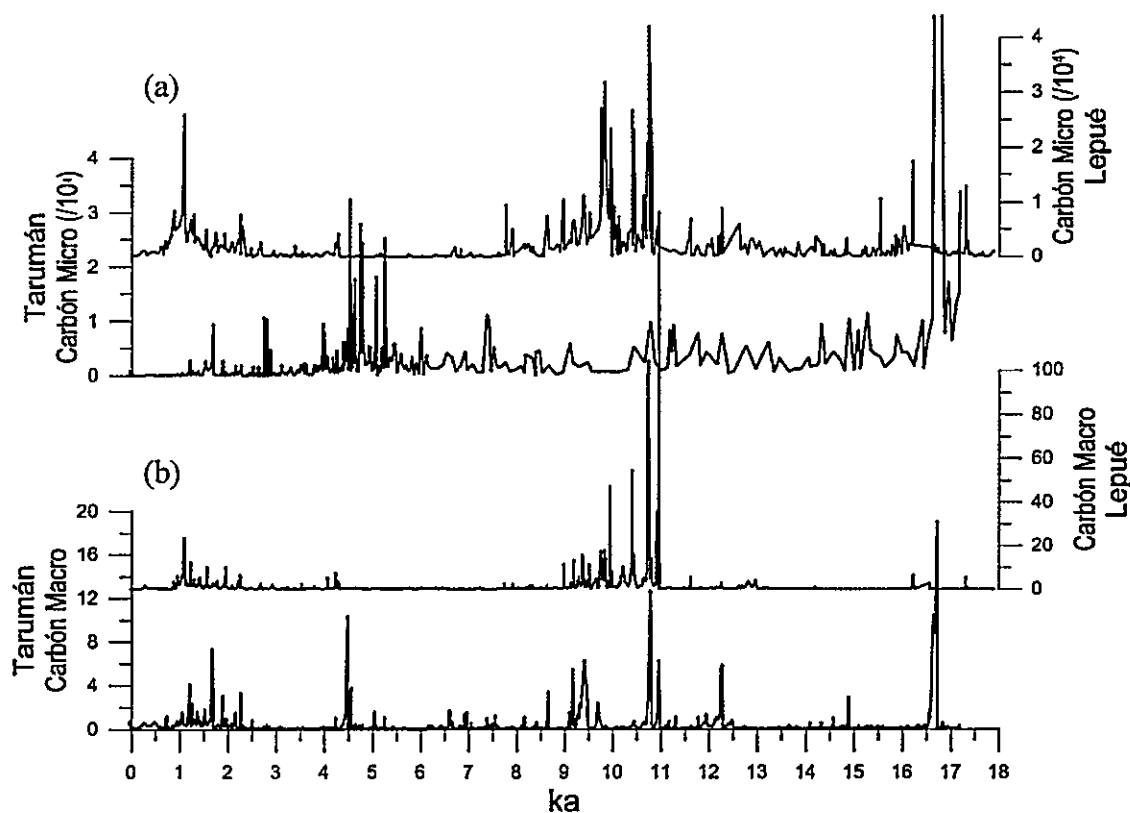


Figura 8. Comparación de la Tasa de Acumulación (cuentas \*  $\text{cm}^{-2}$  \*  $\text{año}^{-1}$ ) de Carbón de Lago Tarumán (negro) y Lago Lepué (rojo). (a) Carbón Microscópico; (b) Carbón Macroscópico.

Los resultados del programa CharAnalysis al que se sometieron los datos crudos de carbón macroscópico de Lago Tarumán muestran 42 eventos locales de fuego estadísticamente significativos. De ellos, los siete de mayor magnitud ( $> 100$  piezas \*  $\text{cm}^{-2}$  \*  $\text{pico}^{-1}$ ) ocurren a los 16,7 ka (TARU-02) al comienzo del registro, cinco eventos entre 12,3 - 9,2 ka (TARU-05 – TARU-06) y a los 4,5 (TARU-10). Por otra parte, la frecuencia de fuegos es baja, con un promedio de 1,2 eventos cada 500 años alcanzado su valor máximo alrededor de los 4,5 ka donde ocurren 3,3 fuegos cada 500 años. Este tiempo de mayor frecuencia de fuegos es seguido y precedido de momentos sin fuego (entre 3,4 - 3,8 ka y 5,4 - 5,8 ka, respectivamente) e incluye el último de los evento de

gran magnitud mencionados antes. Esta oscilación entre períodos sin fuego y períodos de frecuencia aumentada se refleja en la vegetación coincidiendo el intervalo 5,4 – 5,8 ka con el comienzo del aumento de los porcentajes de Podocarpaceae, especialmente de *Saxegothaea*. Cuando la frecuencia aumenta las coníferas varían entorno a un *plateau* de abundancia y, cuando nuevamente los fuegos disminuyen a cero, *Saxegothaea* retoma su tendencia a aumentar.

i. Última terminación glacial (UTG)

Diferentes autores han establecido los 17,5 ka como la fecha para el inicio de la UTG (Heusser et al, 1999; Moreno, 2004; Moreno & León, 2003). Esto coincide con la edad basal de Lago Tarumán (17.557 años cal AP; i.c.: 17.496 – 18.036 años cal AP).

En la parte baja del registro de polen predominan las hierbas *Gunnera*, Poaceae, Asteraceae, Ericaceae siendo también altos los porcentajes de taxa acuáticos y helechos. *N.* tipo *dombeyi*, junto a su parásito *Misodendrum*, son los únicos representantes arbóreos en este paisaje. Este ensamble es coherente con una colonización inicial de tierras recientemente despejadas de hielo como consecuencia de un pulso de incremento de temperaturas y sugieren el establecimiento de un paisaje abierto con vegetación de altura y condiciones climáticas de alta humedad. Las temperaturas, si bien conjeturo que son más altas que durante condiciones glaciales, siguen siendo en extremo frías similar a



la que se encuentra en las cimas de la Cordillera de la Costa, donde actualmente se distribuyen estas taxa (Villagrán 1985; Heusser et al, 1999; Moreno et al, 1999)..

Un bosque higrófilo del tipo Subantártico se establece en aproximadamente 400 años (a los 16,8 ka) como se infiere principalmente del rápido incremento en *N. tipo dombeyi* y *Fitzroya cupressoides* (Cupressaceae) indicando condiciones de alta humedad y bajas temperaturas. El alto porcentaje inicial de *Misodendrum* disminuye drásticamente lo que interpreto como una densificación del bosque y una consecuente baja en la luminosidad que afecta negativamente su abundancia. Un evento puntual de fuego de gran magnitud a nivel local (carbón macroscópico) ocurrido a los 16,7 ka parece generar una apertura pasajera del dosel puesto que coincide con un incremento leve en los porcentajes de taxa oportunistas y pioneros como las herbáceas (Poaceae, Asteraceae y Ericaceae) y *N. tipo dombeyi* (suma polen no-arbóreo llega a ~12% y *N. tipo dombeyi* a ~59%) (Figura 9). También se observa un efecto positivo en el porcentaje de helechos que alcanza un segundo pico de máxima abundancia unos ~100 años después del pico de carbón. Este evento de fuego ocurre aparentemente en condiciones de bajos montos de precipitación a nivel regional puesto que el carbón microscópico (fuego extra local) muestra el mismo comportamiento. Además, la suma de taxa acuáticas duplican su porcentaje de abundancia, lo que es consistente con una disminución en la profundidad del lago, impulsando una migración centrípeta de los ambientes litorales en los cuales éstas habitan. De esta forma, interpreto estas condiciones como una fase de transición glacial-interglacial en que rápidamente se estableció un bosque cerrado y que, a pesar de corresponder a un período frío-húmedo muestra evidencia de sequías estacionales

(estivales) que permiten el desecamiento de la vegetación colonizadora facilitando la ocurrencia de fuegos de gran magnitud que generan apertura momentánea del dosel. (Abarzúa & Moreno, 2008; Pesce & Moreno, 2014).

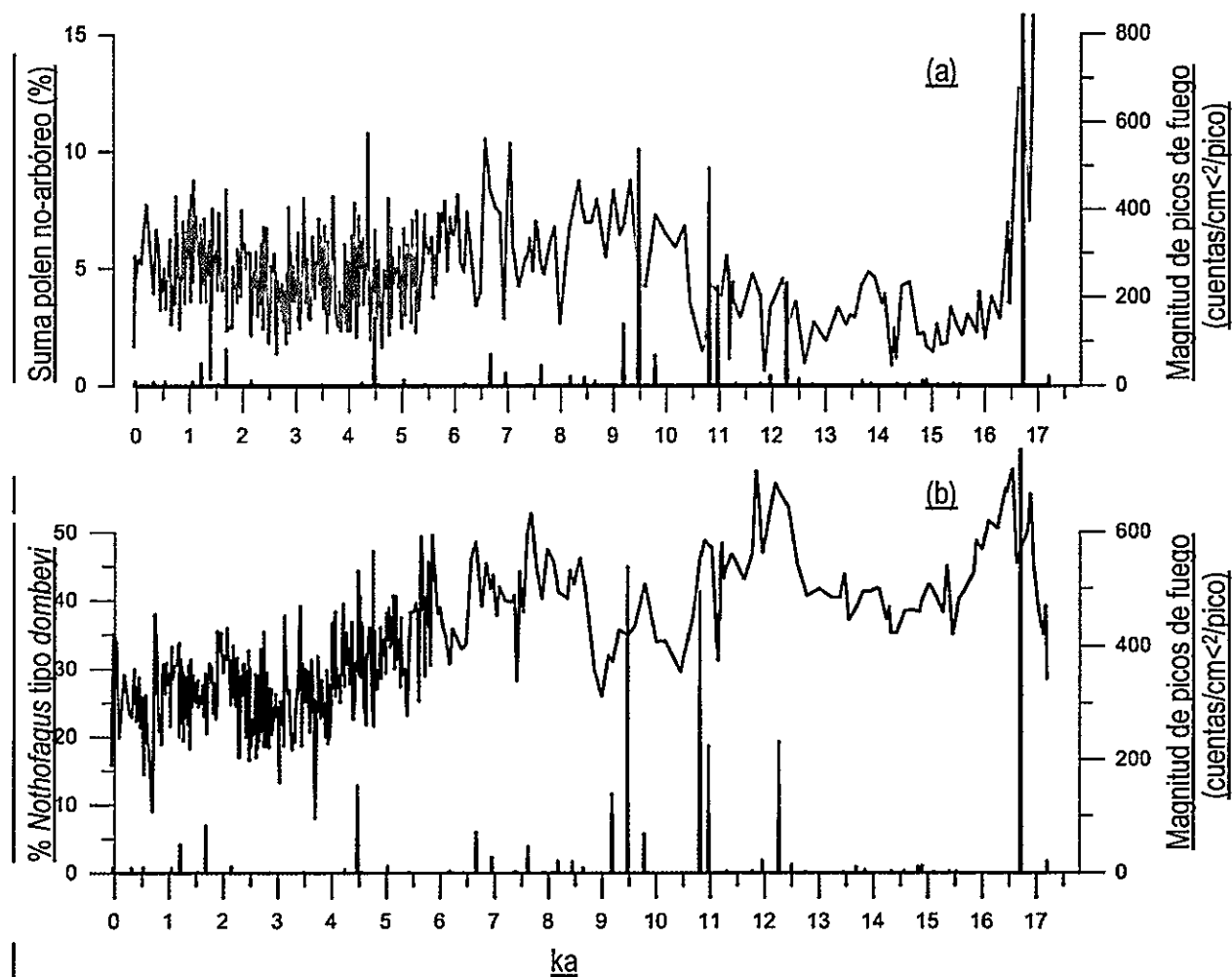


Figura 9. Magnitud de eventos de fuego (negro) v/s porcentaje de taxa oportunistas (verdes). (a) comparación de picos de carbón con la suma de polen no arbóreo; (b) comparación de picos de carbón con el % de *Nothofagus* tipo *dombeyi*.

A partir de 16,2 ka *Nothofagus* tipo *dombeyi* y la familia Cupressaceae declinan en favor de Myrtaceae y *Raukua sempervirens*, taxa característicos del bosque Norpatagónico lo que evidencia un aumento de las temperaturas, tendencia sostenida hasta 15,6 ka cuando

aparece *P. nubigena*. Esta conífera caracteriza un retorno a condiciones climáticas frías y de mayor humedad que se mantienen hasta 11,4 ka. En este nuevo contexto climático *P. nubigena* alcanza el 25% de la vegetación terrestre en ~1000 años. Sin embargo, dentro de este período más frío entre 14,3 ka y 13,5 ka se observa una oscilación de las temperaturas y/o disminución en las precipitaciones de verano ya que la frecuencia de paleofuegos locales aumenta aún cuando su magnitud es baja. Esto hace disminuir los altos valores de la Podocarpaceae y permite un corto repunte de Myrtaceae y *Raukaua* las que luego continúan con la tendencia a disminuir que venían presentando y la frecuencia de fuegos disminuye también.

Entre 12,7 - 11,3 ka ocurre un abrupto incremento de *Tepualia stipularis*, un pico de Cupressaceae y un aumento de *N.* tipo *dombeyi*. Al mismo tiempo se inicia un aumento de la cantidad y frecuencia de carbón macroscópico en los sedimentos registrándose un evento de gran magnitud a los ~12,2 ka. Este conjunto de señales me sugiere una intensificación de las bajas temperaturas (aumento de la conífera higrófila y criófila *Fitzroya cupressoides*) bajo condiciones de poca precipitación (mayores porcentajes de *T. stipularis* y carbón) facilitando la ocurrencia de fuego que, a su vez abre espacios en el bosque para la proliferación de los oportunistas *Nothofagus*.

La interpretación de *Tepualia stipularis* como indicador de menor precipitación se explica por el hábito de *Tepú* de crecer asociado a las orillas de cursos de agua o en el perímetro de los lagos (Reiche, 1934; CONAMA, 2008). Dado que el muestreo se hace en la zona más central del lago es de esperar que, al disminuir las precipitaciones y bajar

el nivel de éste, los terrenos en los cuales crece *Tepualia* se acercan a la zona de extracción de los sedimentos y, por lo tanto se observa un aumento de la cantidad de polen por efecto de cercanía.

Mostrando una tendencia opuesta a la de Tepú, *Podocarpus nubigena* presenta una tendencia sostenida de disminución que culmina a los ~11,3 ka cuando aparecen en el registro los palinomorfos *Weinmannia trichosperma* y *Eucryphia/Caldcluvia*, e *Hydrangea* muestra un abrupto aumento llegando posteriormente a representar el 25% de la suma polínica en 600 años. Esto marca el fin de la UTG y el establecimiento de un bosque templado del tipo Valdiviano en la zona como consecuencia del incremento de temperaturas y una disminución de las precipitaciones, probablemente a raíz de una mayor estacionalidad de éstas como sugiere el inicio de un nuevo aumento en la frecuencia de fuegos locales.

## ii. Holoceno

Un fuerte incremento de las temperaturas a los ~11,5 ka marca el comienzo del Holoceno, el actual período interglacial. Coincide con esto un evento volcánico explosivo ocurrido a los 11,2 ka cuya gran magnitud se evidencia en la depositación de 35 cm de ceniza sobre la superficie de Lago Tarumán, sitio ubicado a más de 100 km de distancia de los volcanes andinos más cercanos y en la dirección opuesta al sentido de los vientos que soplan desde el oeste (viento arriba). Esta tefra se encuentra también en

los registros de varios otros sitios de IGC (L. Lepué, L. Melli, L. Tarahuí, L. Pastahué, entre otros) y probablemente se deba a un evento explosivo de origen putativo al volcán Chaitén (42°50'12.02" S 72°39'5.52" O) en esas fechas (Naranjo & Stern, 2004)

En la vegetación de IGC el inicio del Holoceno se observa como un cambio abrupto en la composición de los bosques, haciéndose estos más diversos, hasta el establecimiento de un Bosque del tipo Valdiviano. En el caso específico de Lago Tarumán, la cantidad de taxa que componen la lluvia polínica aumenta de forma importante, comenzando a aparecer en el registro polen de *Weinmannia trichosperma* y *Eucryphia/Caldcluvia* a los ~11,3 ka. Desde esa fecha y hasta los 8,6 ka dominan el registro *N.* tipo *dombeyi*, Myrtaceae e *Hydrangea serratifolia* quien muestra un rápido incremento inicial. Este ensamble y la disminución de la abundancia de *P. nubigena* a ~5% son un reflejo del aumento en las temperaturas propias del inicio del actual interglacial condiciones que son desfavorables para la conífera. La depositación de la tefra agudiza la disminución de los porcentajes de Mañío llegando prácticamente a desaparecer durante los siguientes 5000 años (valores < 2%). Tineo e *Hydrangea* incrementan a continuación de la ceniza, probablemente a consecuencia de la apertura del dosel del bosque por muerte de algunos ejemplares. Estos nuevos claros promueven la rápida proliferación de *W. trichosperma* por un lado y por otro, al aumentar la luminosidad del bosque, favorecen el crecimiento de la liana.

A los 8,6 ka comienza un incremento brusco de *Eucryphia/Caldcluvia* que pasa de ~2% a 25% en alrededor de 1000 años. Este taxón termófilo y resistente a sequías de verano,

característico del bosque Valdiviano, alcanza su porcentaje máximo de todo el registro a los 7,4 ka y representa uno de los componentes principales de la lluvia polínica hasta los ~5,7 ka. La fecha en que se inicia el aumento de este taxón es tardío con respecto a varios otros sitios de la zona sur de la Región de los Lagos e IGC (Villagrán, 1985; Villagrán, 1991; Moreno & León, 2003; Abarzúa et al, 2004; Abarzúa & Moreno, 2008) y es coincidente con el sitio Lago Lepué (Pesce & Moreno, 2014) pero los porcentajes máximos se alcanzan más tarde en Lago Tarumán (desfase de 400 años aprox.). Esto parece explicarse por factores múltiples tales como que la mayor riqueza de especies del bosque Valdiviano disminuye la representatividad porcentual de los diferentes taxa; también influye en que *Eucryphia/Caldcluvia*, en su condición de pionera y sombra-intolerante, no disponga fácilmente de las condiciones propicias para su desarrollo y que, para lograrlo, necesite de la ocurrencia de perturbación que abra el dosel y le permita establecerse. Entre los 11,3 – 8,6 ocurren 7 eventos de fuego de gran magnitud con una frecuencia de 1,5 paleofuegos por cada 500 años, a pesar de ello *Eucryphia/Caldcluvia* no parece verse favorecida. Entre 8,6 – 5,7 ka en cambio, la frecuencia aumenta (1,8 cada 500 años) pero la magnitud de los eventos es 10 veces menor y es bajo esta dinámica de fuego que *Eucryphia/Caldcluvia* logra consolidarse. Este aumento en la frecuencia de fuegos durante el período 8,6 – 5,7 es una señal que no se repite en otros sitios de la región (L. Condorito, L. Melli, Lepué) por lo que lo atribuyo a condiciones geográficas y climatológicas locales que favorecen la ocurrencia de fuegos. Probablemente un aumento en la cantidad de tormentas eléctricas en este sector como consecuencia de que la C. de la Costa obliga a una rápida elevación de los

fuerres vientos del oeste que chocan contra ella generando convección y provocando la ocurrencia de tormentas eléctricas (Garreaud, 2014).

Aproximadamente a los 6,2 ka comienza un lento pero sostenido aumento de las coníferas higrófilas y resistentes al frío de la familia Podocarpaceae (*P. nubigena* y *Saxegothaea conspicua*), haciéndose más evidente a partir de 5 ka. La presencia combinada de taxa Valdivianos y taxa Norpatagónicos sugieren el establecimiento de un bosque mixto en la zona de Lago Tarumán gatillado por aumento de las precipitaciones y disminución en las temperaturas. Dentro de este ensamble polínico mixto *Eucryphia/Caldcluvia* muestra una serie de oscilaciones en torno a una media de 11,5% con valores máximos (>20%) a los 4 ka, 2,8 ka y 2,6 ka lo que interpreto como consecuencia de fases cálido-secas.

*Saxegothaea* experimenta un incremento abrupto a los 2,2 ka luego de la depositación de la tefra más joven del registro alcanzando su porcentaje más alto a los 2,1 ka (24%), al mismo tiempo que se observan los menores porcentajes de *W. trichosperma* y *Eucryphia/Caldcluvia* por lo que interpreto el período entre 2,1 -1,9 ka como un tramo de bajas temperaturas y altas precipitaciones.

En cuanto a la actividad de fuego durante el Holoceno, el período comprendido entre la tefra 11,3 ka y 8,4 ka, evidencia la ocurrencia de cuatro eventos locales importantes (a los 11 ka, 10,8 ka, 9,5 ka y 9,2 ka) aún cuando la frecuencia es baja (promedio = 1 paleofuego cada 500 años). Éstos aparecen como eventos de gran magnitud pero corta

duración y su efecto sobre la vegetación no es tan evidente. En el caso del pico 11 ka, éste precede a una disminución de los porcentajes de *N. tipo dombeyi* que se agudiza con el pico 10,8 ka pasando de casi 50% a poco menos del 30% en 450 años aproximadamente. Después *Nothofagus* vuelve a incrementar llegando a 42% unos mil años después de ese paleofuego. Los eventos 9,5 ka y 9,2 ka vuelven a afectar negativamente los porcentajes de *Nothofagus* disminuyendo hasta 26% pero aumenta nuevamente tan sólo 100 años después. En el caso de *W. trichosperma* sus porcentajes aumentan un siglo después del evento 10,8 ka, sin embargo no tiene la misma respuesta después de los eventos 9,5 y 9,2 ka manteniéndose con porcentajes bajos más de 1000 años cuando retoma la tendencia a aumentar. Luego del fuerte incremento inicial de *Hydrangea* este taxón muestra una disminución durante los primeros 3000 años del Holoceno, tendencia que no es adjudicable a la ocurrencia local de fuego si no que, probablemente se deba a que la mayor diversidad de taxa que ahora componen el bosque limitan la cantidad de luz disponible para que la liana se desarrolle.

También se observan picos de carbón entre 5,2 ka y 4,4 ka tanto en el registro macroscópico como en el microscópico y el CharAnalysis muestra la ocurrencia de más de 3 eventos de fuego por cada 500 años a nivel local, lo que parece replicarse a escala regional según el recuento de partículas microscópicas. El registro de carbón macroscópico muestra eventos significativos a los 5 ka, 4,6 ka, 4,5 ka (dos eventos: 4,53 ka y 4,46 ka) y 4,2 ka siendo el segundo fuego 4,5 ka el de mayor magnitud y el que se replica en el registro microscópico. Estos eventos puntuales de fuego coinciden con aumentos muy conspicuos y de corta duración en los porcentajes de los *W. trichosperma*



y *Eucryphia/Caldcluvia*, taxa favorecidos por fuego. También los helechos aumentan luego del pico 4,5 ka y 4,4 ka probablemente aprovechando la mayor luminosidad del bosque, sin embargo los valores siguen siendo bajos (<5%).

Si bien el registro de carbón de Lago Tarumán muestra que hubo paleofuegos durante el Holoceno los efectos de esta perturbación tuvieron poca secuela sobre la vegetación. Esto lo atribuyo a que los eventos de fuego, si bien pudieron ser de gran intensidad, fueron de corta duración y baja frecuencia por lo que se deduce de lo individualizable de los picos de carbón y probablemente acotados a la estación estival donde los períodos secos permitieron la disponibilidad de material combustible. Probablemente las características de alta humedad de la zona de estudio se mantuvieron incluso durante el inicio del Holoceno impidiendo la ocurrencia de un mayor número de paleofuegos y limitando la duración de éstos.

### iii. Último bimilenio

Los últimos dos mil años del Holoceno se caracterizan por la ocurrencia nuevamente de abruptos cambios en la vegetación y por una mayor cantidad de carbón macroscópico en los sedimentos.

En cuanto a la vegetación arbórea (Figura 10) el taxón valdiviano *Eucryphia/Caldcluvia*, termófilo y resistente a sequías de verano, inicia este período con porcentajes bajos pero

aumenta abruptamente a los 1,9 ka. Luego de ese aumento muestra una tendencia sostenida de disminución hacia el presente; *Weinmannia trichosperma* y las Podocarpaceae sumadas (*Podocarpus nubigena* + *Saxegothaea conspicua*) tienen un comportamiento en antifase. Entre 2000 - ~650 años cal A.P. la primera muestra una tendencia a incrementar mientras las segundas disminuyen; luego la relación se hace inversa hacia el presente (Tineo disminuye mientras las podocarpáceas aumentan). En el caso de la vegetación no arbórea (Figura 11), aparece ocasionalmente polen de *Plantago* y *Rumex*, taxa asociados a la colonización europea, sin embargo sus porcentajes son tan bajos (<1%) que probablemente no se deba a presencia local de estas herbáceas. El aumento abrupto en los porcentajes de la acuática Cyperaceae indica un descenso en los niveles lacustres hasta los ~600 años cal AP.

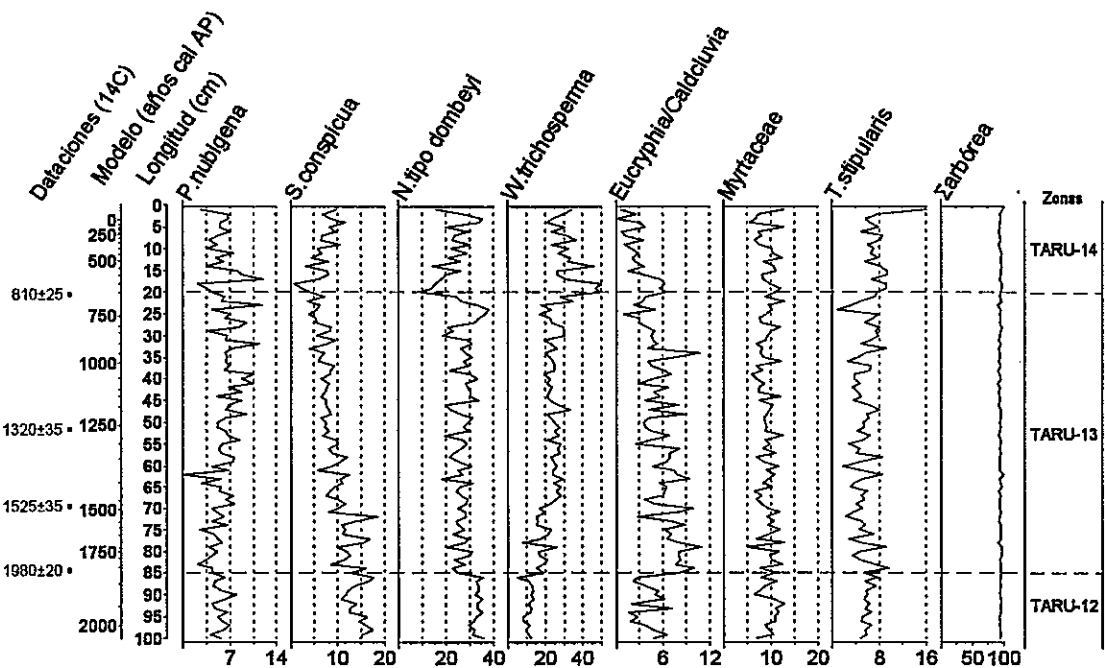


Figura 10. Detalle del registro de polen arbóreo durante el último bimilenio.

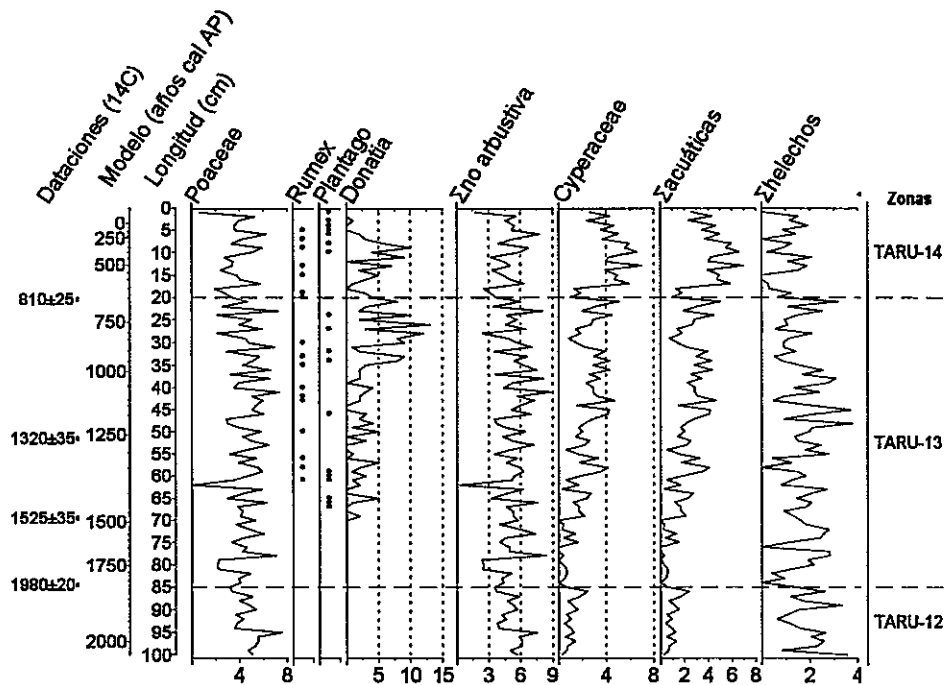


Figura 11. Detalle del registro de polen no arbóreo durante el último bimilenio.

En el caso del registro de carbón (Figura 12), aún cuando los valores son bajos, el nivel basal de partículas se mueve en torno a valores más altos que en el resto del registro revelando una actividad de fuego de baja intensidad y de frecuencia promedio mayor que la del registro completo (1,7 fuegos por cada 500 años). Se observan tres picos con una frecuencia centenal a los 1,9 ka, 1,7 ka y 1,2 ka donde sobresale el segundo en ambas clases de tamaño. El efecto de esta actividad de fuego se logra percibir sobre *W. trichosperma* que experimenta incrementos directamente asociados a la ocurrencia de fuegos y, en menor medida, también sobre *Eucryphia/Caldcluvia* pues, a pesar de su tendencia general hacia valores cada vez más bajos durante este período, muestra aumentos puntuales en sus porcentajes luego de un pico de carbón.

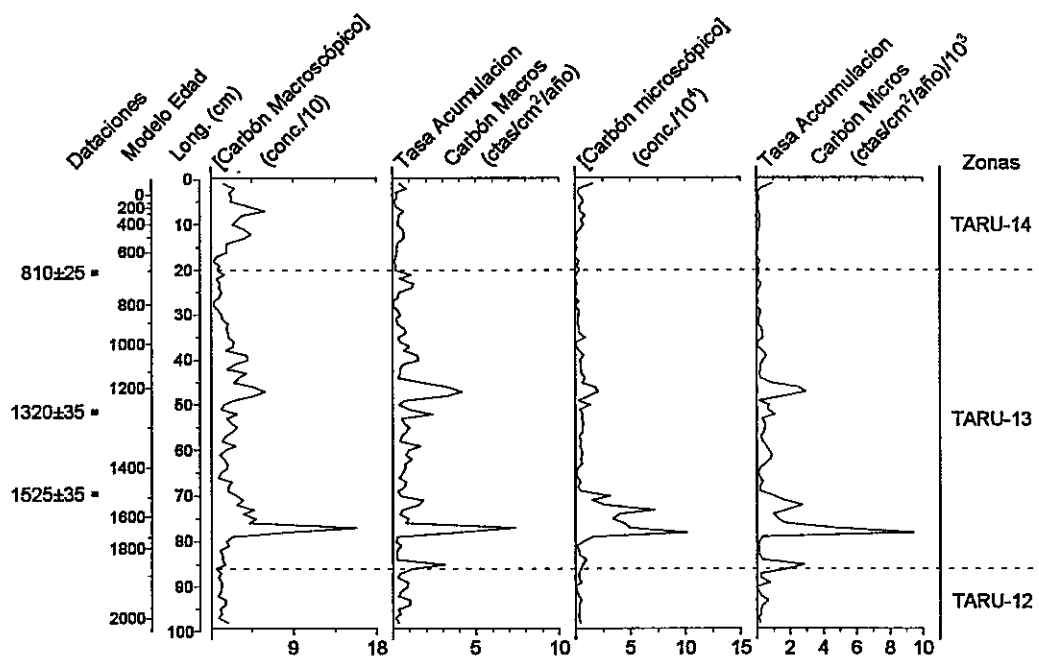


Figura 12. Detalle del registro de carbón macroscópico y microscópico durante el último bimilenio.

La interpretación conjunta de los datos polínicos y de partículas de carbón me permiten inferir que los primeros cien años de este período son particularmente fríos; posteriormente, entre 1,9 – 0,7 ka las temperaturas de verano se hacen algo más cálidas y se producen anomalías negativas de precipitación estival favoreciendo la ocurrencia local de fuegos; a partir de ~700 años cal A.P. se intensifican las bajas temperaturas y las precipitaciones aumentan.

## b- Implicancias regionales

En la Región de Los Lagos y particularmente en IGC se han realizado gran cantidad de estudios palinológicos para responder diferentes preguntas paleoecológicas relacionadas con la evolución vegetacional y climática desde el término del último período glacial (Heusser & Flint, 1977; Heusser et al., 1981; Villagrán, 1985, 1988a, b; Heusser, 1990; Heusser, 1994; Heusser et al., 1995; Abarzúa et al., 2004; Abarzúa & Moreno, 2008; Pesce & Moreno, 2014). Sin embargo, muy pocos de éstos cuentan con la continuidad depositacional, control cronológico estratigráfico y un muestreo suficientemente detallado para abordar algunas de las preguntas de esta tesis, por lo que compararé los resultados de Lago Tarumán con los de Lago Lepué (42°48'16,01" S 73°42'49,37" O, 124 msnm) con esta finalidad.

Lago Lepué se ubica 21 km al oeste de Lago Tarumán, en una zona del centro-este de IGC cercano a las costas que miran hacia el Golfo de Corcovado. Actualmente está rodeado por vegetación de tipo bosque templado lluvioso Norpatagónico y, al igual que Lago Tarumán, durante el UMG estuvo cubierto por los lóbulos glaciales piedemonte Golfo de Ancud y Golfo de Corcovado. Según el modelo de edad para Lago Lepué (Pesce & Moreno, 2014), este sitio tiene una edad basal de 17,8 ka (i.c. 17,6 – 18,5 ka) y se habría establecido un bosque de dosel cerrado en ~800 años. En el caso de Lago Tarumán estos hitos fueron establecidos a los 17,6 ka (i.c. 17,5 – 18 ka) y 16,9 ka respectivamente lo que establece un traslape en los intervalos de confianza de los modelos de cada sitio. De estas fechas concluyo que el retroceso glacial de los hielos

que cubrieron la zona centro de IGC fue un proceso prácticamente instantáneo, que tiene que haber ocurrido dentro de unas pocas décadas, y que las tierras despejadas fueron rápidamente colonizadas por vegetación que se había mantenido aledaña a los márgenes glaciales occidentales del manto de hielo Patagónico durante el UMG, llegando a establecerse bosques de dosel cerrado en poco tiempo (~300 años en Lago Tarumán y ~600 en Lago Lepué). Estos cambios abruptos en el paisaje yo los atribuyo a un fuerte incremento en las temperaturas durante esta transición glacial-deglacial.

La dinámica vegetacional evidenciada por el registro de Lago Tarumán refleja la ocurrencia de fases relativamente cálidas entre 16,2 – 15,6 ka y 11,3 – 8,6 ka. Luego, se suceden pulsos de calentamiento a los 4 ka, 2,8 ka y 2,6 ka y entre 1,9 ka – 700 años cal AP. Además, entre 14,3 – 13,5 ka, 12,7 – 11,3 ka y 1,9 ka – 700 años cal A.P. las precipitaciones habrían estado disminuidas.

En cuanto a los momentos fríos, estos habrían ocurrido entre 17,3 – 16,2 ka y 15,6 – 11,4 ka y frío-húmedos a partir de los 5 ka, intensificándose entre 2,1 – 1,9 ka y nuevamente desde los 700 años cal A.P. hasta el presente. Estas alternancias se evidencian bien en el índice de paleovegetación ECPI (*Eucryphia/Caldcluvia* v/s *Podocarpaceae* (*P. nubigena* + *S. conspicua*)) que cuantifica el grado de mezcla entre los bosques Norpatagónico y Valdiviano. Cuando el índice se hace negativo hay mayor cantidad de *Podocarpaceae* en el bosque y por tanto corresponde a una vegetación propia de clima más frío, en cambio un índice más positivo es reflejo de vegetación más termófila.

Entre 8,6 – 5,7 ocurre un aumento local en la frecuencia de paleofuegos de baja magnitud que permiten el incremento tardío de *Eucryphia/Caldcluvia*. Esto lo atribuyo a condiciones locales particulares de inestabilidad climática ocasionada por un CVO fortalecido que, al enfrentarse a la Cordillera de la Costa de IGC provoca una mayor ocurrencia de tormentas eléctricas. Esto explicaría, por ejemplo, el aumento en la pendiente del índice ECPI entre 8,6 – 7,3 ka muestra la intensificación de las condiciones cálidas-secas.

$$\text{ECPI} = \log \left( \frac{\textit{Eucryphia/Caldcluvia} + 1}{\textit{Podocarpus} + \textit{Saxegothaea} + 1} \right)$$

El índice ECPI de Lago Tarumán (Figura 13) es bastante congruente con el de Lago Lepué a partir del Holoceno. Sin embargo, durante la última terminación glacial, se observa un desfase importante en cuanto al momento en que se inicia la expansión de las Podocarpaceae (sólo *P. nubigena* en esta zona) en cada sitio (Tabla 3). En L. Tarumán el abrupto aumento de los porcentajes de *P. nubigena* se inicia a los ~15,6 ka (i.c.: 15,2 – 15,8 ka) y alcanza en ~1000 años (14,6 ka; i.c.: 14,3 – 14,8 ka) a representar cerca de la cuarta parte de la vegetación terrestre. Ese momento coincide con el rápido aumento del mismo taxón en L. Lepué a los ~14,7 ka (i.c.: 14,4 – 15 ka) que luego alcanzará casi el 35% del recuento polínico a los 13,5 ka (i.c.: 13,3 - 13,6 ka).

L. Tarumán  
L. Lepué

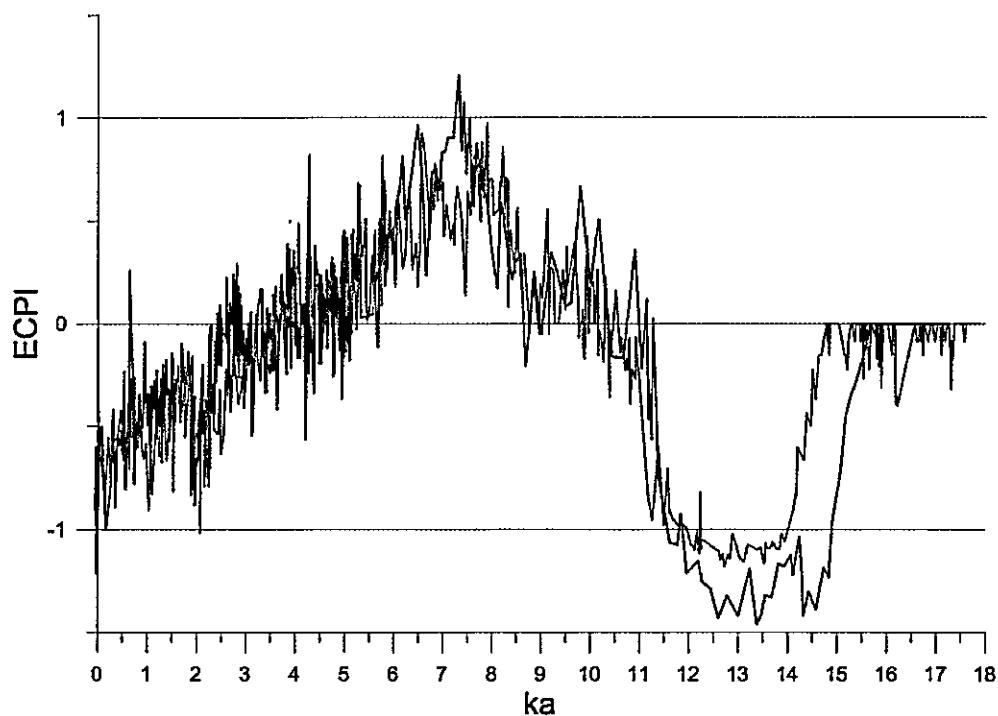


Figura 13. Índice de paleovegetación ( $ECPI = \log [(Eucryphia/Caldcluvia+1) / (Podocarpaceae+1)]$ ) de Lago Tarumán (verde) y Lago Lepué (naranja)

Lo mismo ocurre con Myrtaceae (Figura 14; Tabla 3) que en el registro de L. Tarumán comienza muy tempranamente a los 17,1 ka (i.c.: 17 – 17,3 ka), sin embargo en L. Lepué sólo se observa a partir de los ~16 ka (i.c.: 15,7 – 16,3 ka).



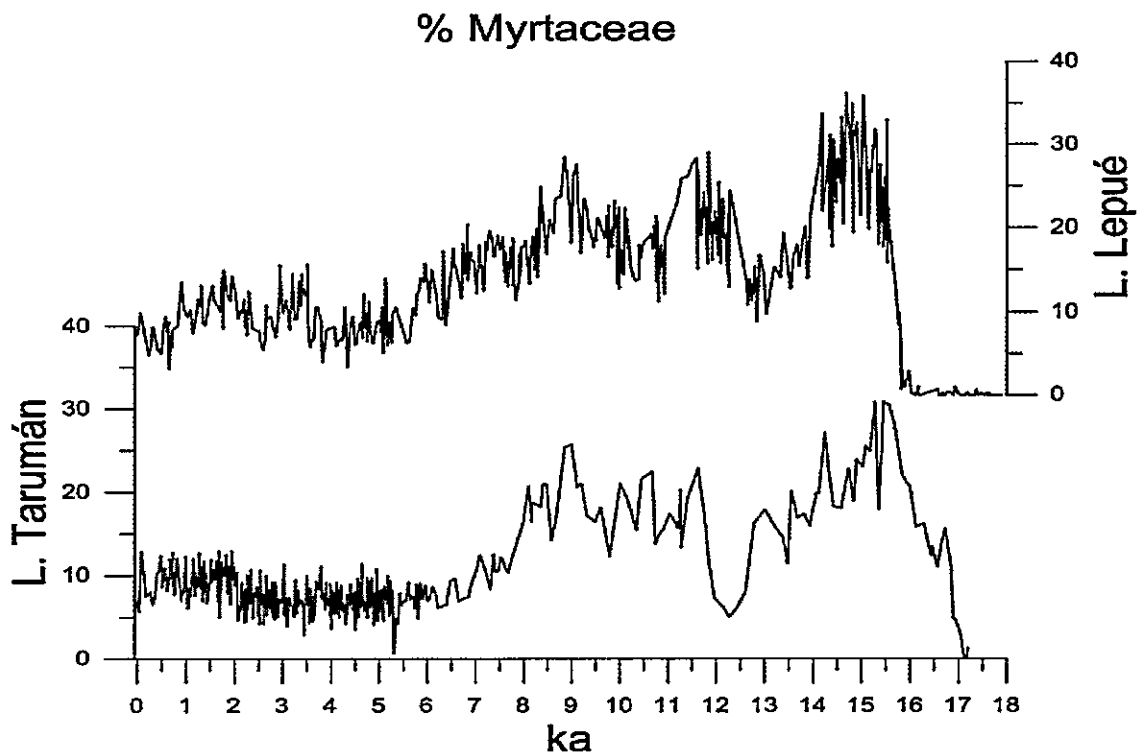


Figura 14 Comparación entre el registro polínico de Myrtaceae en los sitios Lago Tarumán (verde) y Lago Lepué (azul).

Las razones de este desfase de ~1000 años en el inicio de los aumentos de polen de Podocarpaceae y Myrtaceae en los sedimentos de estos dos lagos probablemente se deba al hecho de que L. Tarumán se encuentra cercano a la zona de IGC que se mantuvo libre de hielo durante el último período glacial y que, por lo tanto sirvió de fuente de propágulos permitiendo una colonización más temprana de las tierras despejadas de hielo. También el síndrome de dispersión de las semillas/frutos de estas familias (zoocoría) (Villagrán et al, 1986; Armesto & Rozzi, 1989; Willson et al, 1996) explican esta diferencia puesto que los animales que cumplen dicha función (principalmente aves) necesitan del establecimiento previo de bosque para poder moverse en él. Esto se

reafirma al observar que los taxa con dispersión anemócora (*N.* tipo *dombeyi*, *Eucryphia/Caldcluvia*, *W. trichosperma*) aparecen y aumentan en ambos sitios de forma casi simultánea (Tabla 3; Figura 15).

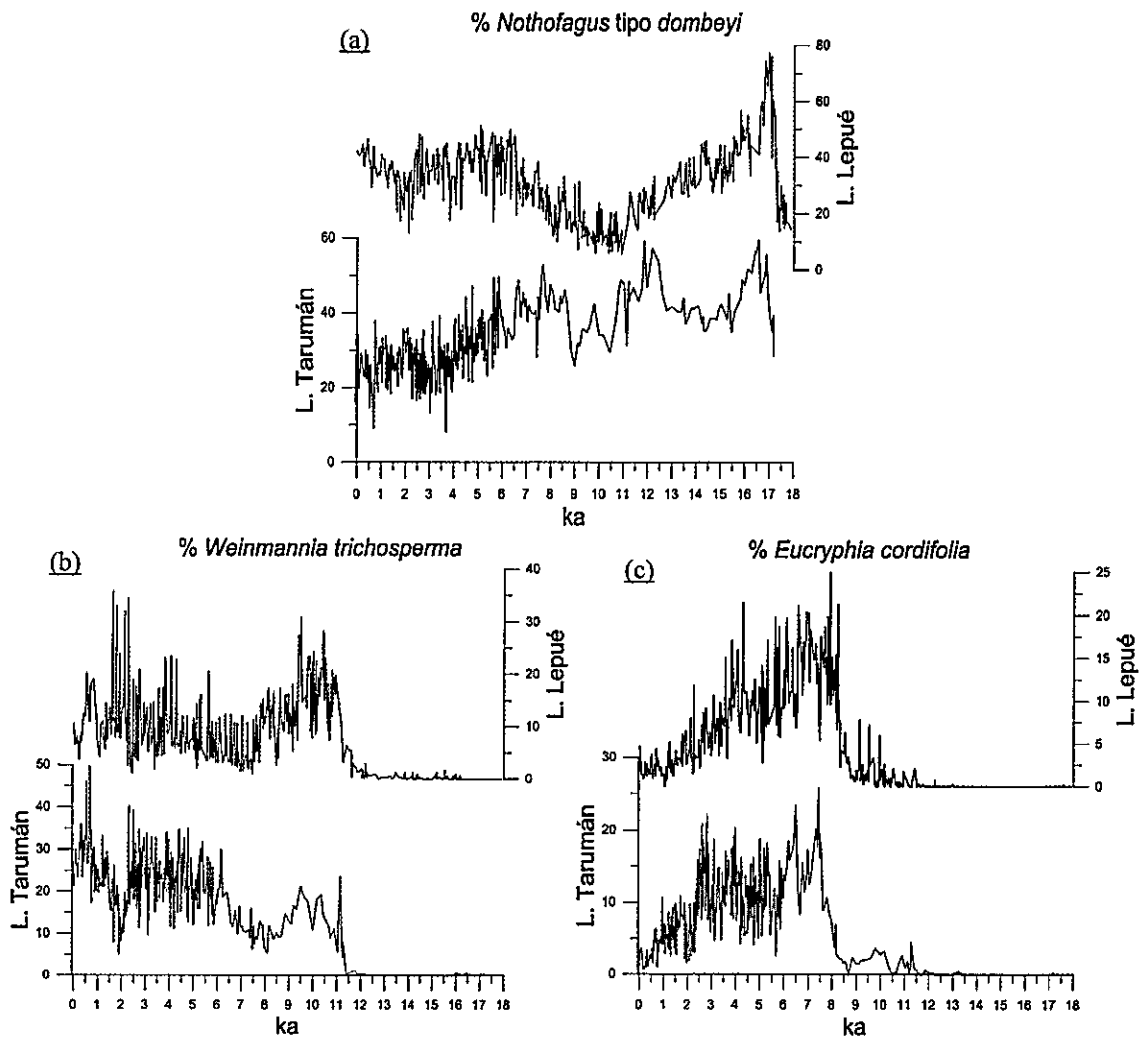


Figura 15 Comparación entre los registro polínico de *N.* tipo *dombeyi* (a), *Eucryphia/Caldcluvia* (b) y *W. trichosperma* (c) en los sitios Lago Tarumán (verdes) y Lago Lepué (azules).

|                             | Lago Tarumán |                | Lago Lepué |                |
|-----------------------------|--------------|----------------|------------|----------------|
|                             | MAP          | i.c.           | MAP        | i.c.           |
| <i>P. nubigena</i>          | 15,5 ka      | 15,2 – 15,8 ka | 14,7 ka    | 14,4 – 15 ka   |
| <i>S. conspicua</i>         | 6,1 ka       | 6 – 6,3 ka     | 6 ka       | 6 – 6,3 ka     |
| Myrtaceae                   | 17 ka        | 17 – 17,3 ka   | 16 ka      | 15,7 – 16,3 ka |
| <i>N. tipo dombeyi</i>      | 17,2 ka      | 17,2 – 17,6 ka | 17,3 ka    | 17,1 – 17,6 ka |
| <i>Eucryphia/Caldcluvia</i> | 8,7 ka       | 8,6 – 9 ka     | 8,8 ka     | 8,6 – 8,9 ka   |
| <i>W. trichosperma</i>      | 11,4 ka      | 11,4 – 11,9 ka | 11,6 ka    | 11,4 – 12 ka   |

Tabla 3. Rangos de confianza para la edad de establecimiento de taxa con dispersión zoócora y anemócora en los sitios Lago Tarumán y Lago Lepué.

En cuanto a la actividad de fuego ambos sitios muestran registros de carbón de gran coincidencia. En general presentan baja actividad de fuego concentrándose ésta principalmente al inicio del Holoceno y a partir del último bimilenio, con eventos puntuales y de corta duración. Esto establece la existencia de un contexto climático a nivel regional que ha condicionado la ocurrencia de paleofuegos de gran intensidad pero de corta duración en ventanas temporales acotadas entre 11 – 9 ka (el período más cálido-seco de todo el posglacial) y 2 – 0,7 ka, fase que muestra una reversión hacia condiciones más cálidas dentro de un contexto frío lo que interpreto como una mayor estacionalidad de las precipitaciones, es decir veranos más secos. Además de estos dos períodos de actividad de fuego destaca el pico de carbón de mayor magnitud de todo el registro de L. Tarumán observado a los 16,7 ka y que en L. Lepué es detectado principalmente en el carbón microscópico indicando que este fue un evento local de fuego.

Con respecto al fuego es destacable que, a pesar de ubicarse Lago Tarumán en un sector híper-húmedo, ocurre gran número de eventos locales (promedio de 1,2 incendios cada 500 años) a pesar de que son de corta duración y que la mayoría son de poca magnitud. En cuanto al origen del fuego descarto el volcanismo como factor pirógeno por la distancia que separa al sitio con los volcanes andinos más cercanos (>100 km), aún cuando la caída de gran cantidad ceniza depositada al comienzo del Holoceno pudo haber contribuido a la generación de biomasa muerta susceptible a desecación y, por tanto, facilitado la ocurrencia de incendios de gran magnitud durante este período, pero no explica los paleofuegos previos ni los posteriores. La perturbación antrópica no es descartable pero sí poco probable dada la localización del lago, alejado de sitios poblados en tiempos históricos y a la ausencia de indicios de perturbación atribuible a colonización europea en el registro polínico. La ocurrencia de fuegos locales es relativamente constante en todo el registro, con frecuencias que oscilan entre 0 – 3 por cada 500 años, y son mayoritariamente de baja magnitud por lo que yo lo atribuyo a causas de origen natural como la caída de rayos durante tormentas eléctricas asociados a modos de variabilidad climática como las del Modo Anular del Sur (SAM) (Holz & Veblen, 2012).

## 6. CONCLUSIONES

El sector centro-oeste de IGC estuvo cubierto por glaciares durante el UMG. Una vez ocurrido su retiro, la vegetación que se mantuvo aledaña al margen de ellos inició una rápida colonización de las tierras descubiertas. Desde entonces bosques lluviosos siempreverdes han cubierto la zona como respuesta a variaciones en las condiciones climáticas y a perturbaciones que han sido de origen eminentemente natural.

Los resultados de esta investigación me permiten responder las preguntas planteadas y enumeradas al principio de esta tesis y serán sintetizadas a continuación: (1) La recesión glacial en la zona de Lago Tarumán comenzó a los ~17,6 ka (i.c.: 17,5 – 18 ka), fecha en la cual se inicia la sedimentación orgánica del lago. (2) El calentamiento ocurrido durante la UTG fue un fenómeno muy abrupto que permitió el despeje prácticamente instantáneo de hielos de la zona central de IGC y el inicio inmediato de la colonización vegetal. (3) En una primera etapa predominaron las hierbas y, aún cuando las temperaturas aumentaron con respecto a las del período glacial, se estableció vegetación propia de condiciones climáticas frías y húmedas como las que actualmente se encuentran por sobre el límite de la vegetación arbórea en las cimas de la Cordillera de la Costa de IGC. El proceso de colonización vegetal siguió con el establecimiento de un bosque Subantártico y luego uno Norpatagónico a los 16,2 ka. Esta tendencia gradual hacia clima más templado es interrumpida a los 15,6 ka donde la aparición de *P.*

*nubigena* evidencia lo que interpreto como una reversión hacia condiciones más frías que se intensifican luego entre 12,7 – 11,3 ka, bajo precipitaciones disminuidas. (4) Todos estos cambios vegetacionales ocurrieron rápidamente durante la deglaciación. El registro polínico parte en 17,6 ka con vegetación herbáceo-arbustiva y ya a los 16,9 ka se ha pasado a un bosque Subantártico de dosel cerrado. La aparición de *P. nubigena* es también muy abrupta pasando de ~2% a ~25% de la suma arbórea en 800 años.

La comparación de los resultados de L. Tarumán con los de L. Lepué entrega evidencia de que a nivel regional la deglaciación de IGC ocurrió de forma prácticamente instantánea. Tanto el sector oriental como el occidental de la isla tenían bosque de dosel cerrado ya a los ~17 ka lo que se explica porque la fuente de propágulos fue la vegetación que se mantuvo en la parte nor-occidental de la isla durante al menos la parte más tardía del UMG. El notable desfase en los tiempos de aparición e incremento de taxa con dispersión zoócora en comparación con los de taxa anemócoros nos reafirma esta situación puesto que en L. Tarumán *P. nubigena* y Myrtaceae aparecen alrededor de 1000 años antes que en L. Lepué confirmando así la dirección de colonización de la vegetación aledaña al margen glaciar.

Durante los últimos ~9.500 años los bosques han estado dominados por taxa Norpatagónico-Valdivianos, aumentando los primeros entre ~8,4 – 2,4 ka representando momentos más frío-húmedos. *Eucryphia/Caldcluvia* incrementa abruptamente su porcentaje a los ~8,7 ka en respuesta a paleofuegos más frecuentes aunque de

magnitudes bajas. Esta reiteración de pequeños incendios ocurre en un contexto de vientos del oeste fortalecidos los que localmente aumentan la ocurrencia de tormentas eléctricas y caída de rayos. A su vez esto provoca la apertura momentánea del dosel, situación que es aprovechada por este taxón valdiviano oportunista. (5) Los eventos locales de fuego en el sector de Lago Tarumán ocurren a un promedio de 1,2 por cada 500 años (frecuencia oscila entre 0 y 3,3) siendo de corta duración y, por lo general, de magnitud baja. Los paleofuegos de gran magnitud se concentran entre 11 - 9,2 ka. Sus consecuencias sobre la vegetación fueron de corto plazo. Aún así, bajo las condiciones alta humedad que caracterizan la zona de L. Tarumán, (6) el fuego tuvo la capacidad de generar apertura del dosel pudiendo observarse que *Hydrangea* muestra picos de abundancia asociados a paleofuegos al comienzo del Holoceno y que *Weinmannia trichosperma* muestra incrementos asociados a incendios especialmente durante el último bimilenio. El efecto del fuego sobre *Eucryphia/Caldcluvia* no es claramente perceptible pero parece relacionarse con la magnitud del fuego debido que los importantes eventos del comienzo del Holoceno no permiten el incremento de Ulmo/Tiaca, en cambio cuando la magnitud de éstos baja, aún cuando la frecuencia aumente, sí se logra establecer y aumentar su representatividad en la composición del bosque.

En Lago Tarumán no detectamos perturbación de origen europeo (7), esto permite proponer este sitio como un control para comparaciones futuras con sectores más severamente afectados por el efecto antrópico, puesto que ofrece la oportunidad de

monitorear cambios vegetacionales genuinamente climáticos durante la conquista y colonia española de los últimos ~500 años.

Por último, la escasez de perturbaciones de origen volcánico se explica por la lejanía del sitio de la Cordillera de Los Andes y porque éste se ubica en sentido contrario a la dirección de los vientos zonales. Sin embargo, y a pesar de ello, la presencia de tres tefras en el registro nos indica que las condiciones climáticas durante la ocurrencia de esas erupciones fueron tales que no lograron impedir la llegada de cenizas desde una distancia mayor a 100 km. Esto debe haber coincidido entonces con momentos en que el CVO estaba debilitado y, por lo tanto, su intensidad fue sobrepasada por la explosividad de las erupciones. Los 35 cm de tefra depositados en Lago Tarumán a los 11,3 ka coincide con esto puesto que el inicio del Holoceno, determinado para este sitio a los 11,5 ka está marcado por, además de un aumento en las temperaturas, por una disminución de las precipitaciones que estarían siendo el reflejo de una disminución en la intensidad del CVO.



## 7. BIBLIOGRAFÍA

- Abarzúa & Moreno, 2008; Changing fire regimes in the temperate rainforest region of southern Chile over the last 16000 yr. *Quaternary Research* 69, pp. 62-71
- Abarzúa, A.M., Villagrán, C., Moreno, P.I., 2004; Deglacial and postglacial climate history in east-central Isla Grande de Chiloé, southern Chile (43°S). *Quaternary Research* 62, pp. 49-59
- Aravena, J.C., Luckman, B.H., 2009; Spatio-temporal rainfall patterns in Southern South America. *International Journal of Climatology* 29, pp. 2106-2120
- Armesto, J.J., Rozzi, R., 1989; Seed Dispersal Syndromes in the Rain Forest of Chiloé: Evidence for the Importance of Biotic Dispersal in a Temperate Rain Forest. *Journal of Biogeography*, Volume 16, Issue 3, pp. 219-226
- Bengtsson & Enell, 1986; Chemical analysis. In: Berglund, B.E. (Ed.), *Handbook of Palaeoecology and Palaeohydrology*, John Wiley & Sons, pp. 423-451
- Blaauw, M., Christensen, J.A., 2011; Flexible Paleoclimate Age-Depth Models Using an Autoregressive Gamma Process. *Bayesian Analysis* 6, Number 3, pp. 457-474
- CONAMA 2008. *Biodiversidad de Chile, Patrimonio y Desafíos*. Ocho Libros Editores (Santiago de Chile) pp. 115
- Denton, G.H., Lowell, T.V., Heusser, C.J., Schlüchter, C., Andersen, B.G., Heusser, L.E., Moreno, P.I., Marchant, D.R., 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* 81 A, pp.167-219
- di Castri & Hajek, 1976; *Bioclimatología de Chile*. Vicerrectoría Académica de la Universidad Católica de Chile, Santiago.

- Dirección Meteorológica de Chile, 2008; Climatología Sinóptica para el Sur de Chile
- Faegri & Iversen, 1984; Textbook of Pollen Analysis. John Wiley & Sons.
- Garreaud, R.D., 2007; Precipitation and Circulation Covariability in the Extratropics. *Journal of Climate*, Vol. 20, pp. 4789-4797
- Garreaud, D.R., Vuille, M., Compagnucci, R., Marengo, J, 2009; Present-day South American climate. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 281, pp. 180-195.
- Garreaud, R. D., M. Gabriela Nicora, R. E. Bürgesser, and E. E. Ávila, 2014; Lightning in Western Patagonia, *J. Geophys. Res. Atmos.*, 119, doi:10.1002/2013JD021160.
- Grimm, E., 1987; CONISS: A fortran 77 program for stratigraphically constrained cluster analysis by the method of incremental sum of squares. *Computers and Geosciences*, V. 13, pp. 13-35.
- Heusser, C.J., 1971; Pollen and Spores of Chile. The University of Arizona Press.
- Heusser, C.J., 1974; Vegetation and climate of the southern Chilean lake district during and since the last Interglaciation. *Quaternary Research* 4: pp. 190–315.
- Heusser, C.J., Flint, R.F., 1977; Quaternary glaciations and environments of northern Isla Grande de Chiloé, Chile. *Geology* 5, pp. 305-308.
- Heusser, C.J., 1981; Palynology of the last interglacial-glacial cycle in midlatitudes of southern Chile. *Quaternary Research*, 16: pp. 293-321.
- Heusser, C.J., 1984; Late-Glacial-Holocene Climate of the Lake District of Chile. *Quaternary Research*, v. 22, pp 77-90. • Heusser, 1982
- Heusser, C.J., 1990; Ice age vegetation and climate of subtropical Chile. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 80, pp. 107–127.
- Heusser, C.J., 1994; Paleoindians and fire during the late Quaternary in Southern South America. *Revista Chilena de Historia Natural* 67, pp. 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*, Vol. 22, N° 1, pp. 25-46
- Heusser, C.J., Lowell, T.V., Heusser, L.E., Hauser, A., Andersen, B.G. and Denton, G.H., 1996; Full-glacial-late-glacial palaeoclimate of the Southern Andes: evidence from pollen, beetle, and glacial records. *Journal of Quaternary Science*, 11:pp. 173-184.
- Heusser, C.J., Heusser, L.E., Lowell, T.E., 1999; Paleocology of southern chilean lake district Isla Grande de Chiloé during middle-late Llanquihue glaciation and deglaciation. *Geografiska Annaler. Series A. Physical Geography* 81, pp. 231– 284.
- Holz & Veblen, 2011; Variability in the Southern Annular Mode determines wildfire activity in Patagonia. *Geophysical Research Letters*, Vol. 38, L14710
- Holz & Veblen, 2012; Wildfire activity in rainforests in western Patagonia linked to the Southern Annular Mode. *International Journal of Wildland Fire*, pp. 114-126.
- Hubbard, 1997; Modelling Climate, Topografaphy and Palaeo-Glacier Fluctuation in the Chilean Andes. *Earth Surface Processes and Landforms*, 22: pp. 79–92.
- Jacobson & Bradshaw, 1981; The Selection of Sites for Paleovegetational Studies. *Quaternary Research* 16, pp. 80-96
- Jara, I.A., Moreno P.I., 2012. Temperate rainforest response to climate change and disturbance agents in northwestern Patagonia (41°S) over the last 2600 years. *Quaternary Research* 77, pp. 235-244
- Kitzberger Thomas, Veblen Thomas T., Villalba Ricardo, 1997; Climatic influences on fire regimes along a rain forest-to-xeric woodland gradient in northern Patagonia, Argentina. *Journal of Biogeography*, V. 24 I. 1, pp. 35-47.
- Lowell, T.V., Heusser, C.J., Andersen, B.G., Moreno, P.I., Hauser, A., Heusser, L.E. Schlüchter, C., Marchant, D.R. Denton, G.H., 1995; Interhemispheric Correlation of Late Pleistocene Glacial Events. *Science*, Vol. 269, pp. 1541-1549
- Markgraf, V., 1984; Late Pleistocene and Holocene vegetation history of temperate

Argentina: Lago Morenito. Bariloche. *Dissertationes Botanicue* 72, 235-254.

- Millsaugh, S.H., Withlock, C., 1995; A 750-year fire history based on lake sediment records in central Yellowstone National Park, USA. *The Holocene* 5, pp. 283-292.
- Montecinos A., Aceituno P., 2003; Seasonality of the ENSO-related rainfall variability in Central Chile and associated circulation anomalies. *American Meteorological Society* 16, pp. 281-296.
- Moreno, P.I., 1997; Vegetation and climate near Lago Llanquihue in the Chilean Lake District between 20200 and 9500  $^{14}\text{C}$  yr BP. *Journal of Quaternary Science*, 12, pp. 485-500
- Moreno, P.I., 2000; Climate, Fire and Vegetation between About 13,000 and 9200  $^{14}\text{C}$  yr B.P. in the Chilean Lake District. *Quaternary Research*, 30, pp. 304-314.
- Moreno, P.I., 2004; Millennial-scale climate variability in northwest Patagonia over the last 15,000 yrs. *Journal of Quaternary Science* 19, pp. 35–47.
- Moreno, P.I., Lowell, T.V., Jacobson, 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*, 81 A (2): pp. 285-311
- Moreno, P.I., León, A.L., 2003; Abrupt vegetation changes during the last Glacial–Holocene transition in mid-latitude South America. *Journal of Quaternary Science* 18, pp. 787–800.
- Moreno, P.I., Vilanova, I., Villa-Martínez, R., Garreaud, R.D., Rojas, M., De Pol-Holz, R., 2014; Southern Annular Mode-like changes in southwestern Patagonia at centennial timescales over the last tree millenia. *Nature Communications*, 5:4375 doi:10.1038/ncomms5375
- Oberdorfer, E., 1960; *Pflanzensoziologische Studien in Chile*. Cramer, Weinheim, pp. 1 – 208.
- Pesce, O.G., 2011; Variabilidad climática y vegetacional a escalas de tiempo milenial-submilenial durante los últimos 18.000 años en Lago Lpeué, Isla grande de Chiloé.

Chile. Tesis de magister, Facultad de Ciencias, Universidad de Chile

- Pesce, O.G., Moreno, P.I., 2014; Vegetation, fire and climate change in central-east Isla Grande de Chiloé (43°S) since the Last Glacial Maximum, northwestern Patagonia. *Quaternary Science Reviews* 90, pp. 143-157
- Porter, S.C., 1981; Pleistocene Glaciation in the Southern Lake District of Chile. *Quaternary Research* 16, pp. 263-292
- Reiche, K., 1934; *Geografía Botánica de Chile*. Imprenta Universitaria, 571 pp
- Schmithüsen, J., 1956; Die raumliche Ordnung der chilenischen Vegetation. *Bonner Geographische Abhandlungen* 17, pp. 1-86.
- Villagrán, C., 1985; Análisis palinológico de los cambios vegetacionales durante el Tardiglacial y Postglacial en Chiloé, Chile. *Revista Chilena de Historia Natural*, 58, pp. 57-69
- Villagrán, C., Armesto, J.J., Leiva, R., 1986; Recolonización postglacial de Chiloé insular. Evidencias basadas en la distribución geográfica y los modos de dispersión de la flora. *Revista Chilena de Historia Natural*, 59, pp. 19-39
- Villagrán, C., 1988; Late Quaternary Vegetation of Southern Isla Grande de Chiloé, Chile. *Quaternary Research*, 29, pp. 294-306
- Villagrán, C., 1988; Expansion of Magellanic Moorland during the Late Pleistocene: Palynological Evidence from Northern Isla de Chiloé, Chile. *Quaternary Research*, 30, pp. 304-314
- Villagrán, C., 1991; Historia de los bosques templados del sur de Chile durante el Tradiglacial y Postglacial. *Revista Chilena de Historia Natural*, 64, pp. 447-460
- Villagrán, C., Armesto, J.J., 2004; Fitogeografía histórica de la Cordillera de la Costa de Chile. In: Smith-Ramírez, C., Armesto, J.J., Valdovinos, C., Ed. *Historia, biodiversidad y ecología de los bosques costeros de Chile*. Santiago, Chile. Universitaria. p. 99-115.
- Veblen, T., Kitzberger, T., Villalba, R., Donnegan, J., 1999; Fire history in northern

Patagonia: the roles of humans and climatic variation. *Ecological Monographs*, 69 (1), 1999, pp. 47–67

- Whitlock, C., Moreno, P.I., Bartlein, P., 2007; Climatic controls of Holocene fire patterns in southern South America, *Quaternary Research* v. 68, pp. 28–36.
- Willson, M.F., Sabag, C., Figueroa, J., Armesto, J.J., 1996; Frugivory and seed dispersal of *Podocarpus nubigena* in Chiloé, Chile. *Revista Chilena de Historia Natural*, 69, pp. 343-349