

EL CAMBIO CLIMÁTICO DURANTE LOS ÚLTIMOS 15.000 AÑOS EN PATAGONIA NORTE: RECONSTRUCCIONES DE LA VEGETACION EN BASE A POLEN Y CARBON VEGETAL SEDIMENTARIO

María Martha Bianchi¹

Dedicado a la memoria de Arturo J. Amos

Resumen

Los cambios de la vegetación, en cuencas lacustres en la región del bosque Andino Patagónico y el ecotono bosque-estepa, determinados a partir del análisis de polen y carbón vegetal sedimentario permitieron inferir cambios climáticos en el área de Patagonia norte desde la Transición Glacial-Post-glacial, 15.000 años A.P. Se presentan aquí algunos de los resultados más relevantes obtenidos con metodologías de alto nivel, en el área del Parque Nacional Nahuel Huapi durante 17 años de estudio, en los que se extrajeron y analizaron testigos sedimentarios en lagos y mallines: Lago Mascardi, Lago El Trébol, Lago Escondido y Mallín Aguado. Los análisis de polen y de carbón vegetal sedimentario de secuencias bien datadas con el método de ¹⁴C indican que una estepa arbustiva fue remplazada por un bosque abierto a comienzos de la Transición Glacial-post-glacial bajo un clima más seco y más frío que el actual. Hacia fines de la Transición se produjo la diversificación del bosque. Durante la Inversión Climática Huelmo Mascardi, el bosque se hizo más abierto hacia el oeste y se produjeron incendios de alta severidad hacia el este, sugiriendo una disminución en la temperatura hacia el oeste y en las condiciones de humedad a lo largo del gradiente Oeste- Este. El bosque de *Nothofagus* adquirió su mayor extensión y los incendios continuaron durante el Holoceno Inferior. Durante el Holoceno Medio se produjo el reemplazo del bosque de *Nothofagus* por el bosque mixto de *Nothofagus* y *Austrocedrus chilensis*, gracias a un incremento en las precipitaciones, principalmente de verano. La expansión del bosque hacia el este ocurrió gradualmente y fue acompañado por un cambio en el régimen de incendios, los que se hicieron más frecuentes pero menos severos. Durante el Holoceno Superior el bosque se hizo más denso y continuó expandiéndose bajo condiciones de mayor variabilidad climática.

Actualmente las investigaciones continúan, poniendo a prueba hipótesis sobre la forma en la que distintos factores climáticos determinaron la expansión y retracción de los ecosistemas de bosque, en particular en relación con los incendios naturales.

¹ INIBIOMA - CONICET-UNCO, Quintral 1250 (8400) San Carlos de Bariloche email: mariam@crub.edu.ar

Introducción

Durante las últimas décadas la preocupación sobre el cambio global del clima se ha extendido desde los ámbitos académicos a la sociedad en su conjunto. Sin embargo, el clima de la tierra nunca ha sido estable, ha variado en todas las escalas de tiempo y continuará variando en el futuro más allá de la magnitud en que las actividades humanas lo afecten (Markgraf, 2001). El clima del planeta varía de milenios a décadas, dependiendo de procesos que intervienen: variaciones en los parámetros orbitales, insolación, etc. y que afectan a toda la biosfera, de tal modo que los procesos que ocurren en un ecosistema en un momento dado son el resultado de numerosas interacciones que ocurren en distintas escalas espaciales y temporales.

El estudio del clima a largo plazo facilita la observación de tendencias que los registros instrumentales no permiten mostrar dada su breve extensión (200 años). Por otra parte hace posible la investigación de procesos ambientales de gran escala (regionales, hemisféricos, interhemisféricos) permitiendo plantear hipótesis sobre el funcionamiento del sistema climático global.

Patagonia norte ocupa un lugar de privilegio en este tipo de estudios, tanto por la diversidad, extensión y la alta resolución de los registros de datos paleoclimáticos existentes, analizados en el marco de iniciativas nacionales e internacionales durante varias décadas (Lagos Comahue-CONICET, PaLaTra- NSF Suiza, PATO- NSF USA, Fire-vegetation-climate linkages NSF USA).

Los cambios ambientales y en la vegetación, en cuencas lacustres de la región del bosque andino patagónico y el ecotono bosque- estepa permitieron inferir cambios climáticos en el área de Patagonia norte desde la Tanscición Glacial-Post-glacial, 15.000 años A.P.

Se presentan aquí algunos de los resultados más relevantes obtenidos con metodologías de alto nivel, en el Parque Nacional Nahuel Huapi (PNNH).

Antecedentes

Numerosos estudios paleoambientales, en su mayoría basados en registros polínicos y abarcando distintas etapas del Holoceno, fueron realizados en lagos y mallines del PNNH desde principios de siglo XX (Auer, 1958).

Contando con los avances en las dataciones geocronológicas (método de ^{14}C) y en las investigaciones sobre el clima terrestre (desarrollo de modelos de circulación general de la atmósfera), los estudios posteriores contribuyeron a aumentar el conocimiento de los procesos climáticos y ambientales relacionados, dando precisión temporal a los descriptos previamente y extendiendo las reconstrucciones hasta el periodo Glacial (Markgraf, 1983; Markgraf, 1984; Valencio et al. 1984; Bianchi, 1996; Bianchi et al., 1997; Bianchi, 1999; Markgraf & Bianchi, 1999).

Estudios actualmente en curso están orientados a la identificación de cambios en la dinámica del ecosistema de bosque y del ecotono bosque-estepa en relación con forzantes externos (insolación) y factores internos (incendios) desde la transición Glacial-Post-glacial, 15.000 años antes del presente (A.P.) (Bianchi, 2000; Whitlock et al, 2006; Whitlock et al. 2007).

El área de estudio

El área de estudio, ubicada centro y sur del Parque Nacional Nahuel Huapi (PNNH) presenta un relieve montañoso y un marcado gradiente de humedad (Figura 1). Hacia el oeste, domina el bosque húmedo y se registran valores de precipitación media anual superiores a los 3000 mm. Hacia el este, se suceden el bosque méxico y la estepa donde la precipitación es inferior a los 800 mm.

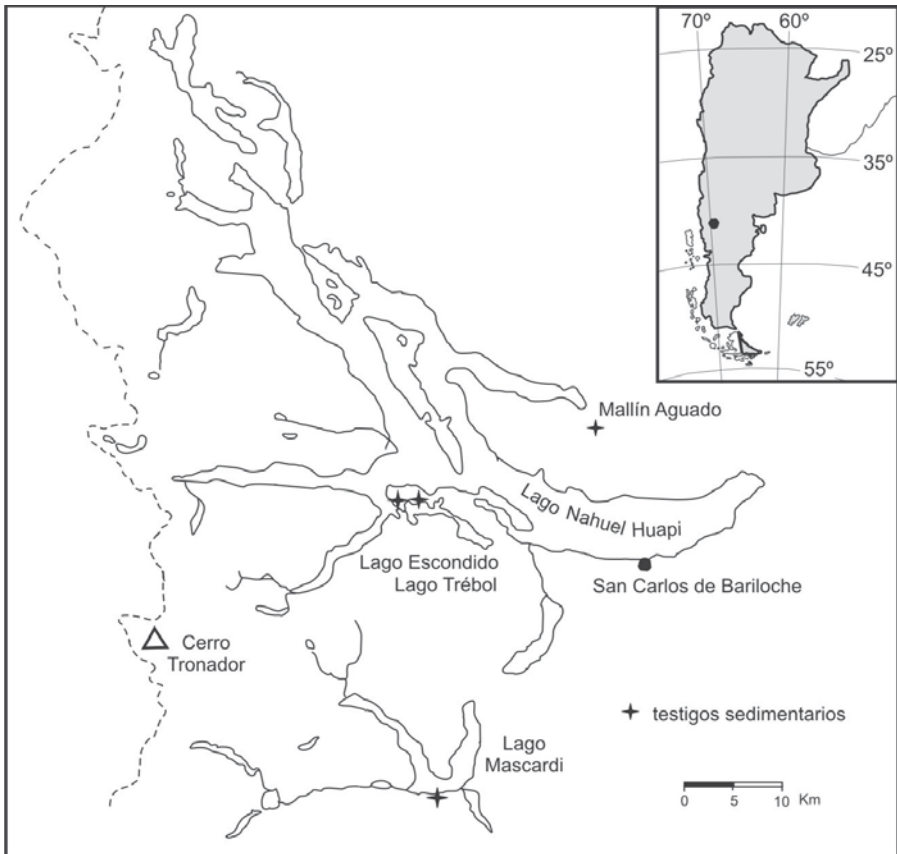


Figura 1: Mapa de ubicación del área de estudio.

El clima es templado con veranos secos (tipo Cs Koeppen, 1948). La temperatura media es de 8.1°C, variando de 2.5°C en julio a 14°C en enero. El 64% de la precipitación se produce de mayo a agosto. Los vientos del Oeste prevalecen durante todo el año.

Las localidades del PNNH donde se extrajeron los testigos polínicos discutidos en este trabajo son: Lago Mascardi (41°08'S, 71° 34'O) Lago Escondido (41° 05'S, 72° 34'O), Lago El trébol (41° 04'S, 71° 29' O) y Mallín Aguado (40°S, 71° 29' O) (Figura 1).

El brazo oeste del lago Mascardi es un lago pro-glacial alimentado por agua de deshielo proveniente del Glaciar Río Manso (Ariztegui, 1997). El Lago Escondido y el Lago El Trébol son pequeños lagos alimentados por agua subterránea, contiguos al Nahuel Huapi (Jackson, 1996; Bianchi, et al, 1997). El Mallín Aguado, es un área baja, endicada por morenas terminales del Ultimo Máximo Glacial en el Brazo Huemul del Lago Nahuel Huapi (Rabassa y Coronato, 1997).

Materiales y métodos

Desde principios de los años 90, se extrajeron testigos sedimentarios en los lagos del PNNH. En lagos grandes y profundos como el Lago Mascardi y el Lago Nahuel Huapi, análisis sísmicos precedieron los muestreos para decidir la localización óptima del muestreo. Los testigos sedimentarios, de 10 metros de longitud fueron extraídos con muestreador Kuelemborg modificado. En lagos someros (menos de 20 m de profundidad) se utilizaron muestreadores a pistón tipo Livingston y se obtuvieron testigos de hasta 11 metros de longitud, en tramos de 90 cm aproximadamente. Los testigos fueron embalados y rotulados en el campo y enviados para su análisis a diferentes laboratorios del país y del exterior: Programa en Gea Bariloche, Instituto Antártico Argentino, Universidad Nacional del Comahue, Academia de Ciencias (Polonia), Instituto Politécnico Federal (Suiza), Institut of Artic, Alpine and Antarctic Research, Universidad de Oregon, Universidad de Montana (Estados Unidos de Norte América).

Los testigos sedimentarios fueron descritos y muestreados para diferentes análisis sedimentológicos y geoquímicos siguiendo protocolos standard (Small et al., 2001). Modelos de edad *versus* profundidad fueron realizados para todos los testigos basados en numerosas muestras de 14C AMS. (Ariztegui et al.1997; Bianchi et al.; 1999; Markgraf y Bianchi, 1999; Tatur et al., 2002, Whitlock et al., 2006). Todas las edades a las que se hace referencia en el trabajo son edades carbono. Se tomaron muestras polínicas cada 5 cm y muestras de carbón cada 1 cm. La extracción de polen se realizó siguiendo el método standard con agregado de esporas de *Lycopodium* como marcador (Bennett y Willis, 2001). Para el análisis del carbón vegetal sedimentario, muestras contiguas fueron tratadas con KOH al 10% antes de ser tamizadas bajo agua con tamices sedimentológicos de 63 ~, 125 y 250 de diámetro de apertura de malla. Las partículas de carbón en cada fracción fueron computadas bajo microscopio

estereoscópico con aumentos de 4, 16 y 40 X (Whitlock y Millspaugh, 1996). La identificación de polen se realizó bajo microscopio óptico con magnificación de 400X. Los recuentos de polen y carbón fueron volcados en planillas de cálculo y analizados con los programas TILIA 2.0 (Grimm, 1992) y CHAP (Bartlein inédito). En el lago Mascardi no se tomaron muestras para el análisis de carbón. Dada su gran extensión, el lago no es propicio para este tipo de análisis. La zonación del perfil se realizó con Análisis Cluster, método CONISS (Grimm, 1992).

Resultados

Se presenta el diagrama polínico detallado del Lago Mascardi (Fig. 2). Para las localidades restantes, cuyos diagramas polínicos completos han sido publicados anteriormente, se presentan diagramas sintéticos (Figs. 3-6).

Los diagramas polínicos muestran los tipos dominantes tanto en los espectros de polen como en la vegetación que representan: *Nothofagus*, Cupressaceae y Poaceae. El tipo Cupressaceae, incluye polen de *Austrocedrus chilensis* y en mucho menor proporción de *Fitzroya cupressoides* y *Pilgerodendron uviferum*, indiferenciables al microscopio. Algunos tipos polínicos con significado ecológico definido han sido agrupados para facilitar su interpretación. El grupo bosque húmedo incluye Myrtaceae, *Drimys winteri*, *Podocarpus*, *Gaultheria*, entre otros. El grupo ecotono estepa-bosque incluye Rhamnaceae, *Lomatia*, *Maytenus*, *Ephedra*, Caryophyllaceae, entre otros.

En la zona Mas-1, del perfil polínico del Lago Mascardi, los valores de *Nothofagus* y hierbas son comparables (40%). Las Poaceae (27%), Ericaceae, y la vegetación de bajos inundables (*Gunnera*, *Galium*, Gentianaceae etc.) alcanzan sus máximos en el perfil.

En Mas-2 se produce un incremento abrupto en los valores de *Nothofagus* (80%) y una posterior declinación (60%). La tendencia es opuesta en Poaceae, que disminuye hasta valores muy bajos (10%) y vuelve a aumentar.

En Mas-3 se observa un pronunciado descenso (30%) en los valores de *Nothofagus*, un aumento de Poaceae, de hierbas de estepa y altura, asociado a una gran variabilidad a lo largo de toda la zona.

En Mas-4, un incremento de *Nothofagus* hasta alcanzar los máximos valores del perfil es acompañado por un leve incremento de *Misodendrum* y una marcada disminución del polen de hierbas.

En Mas-5 se verifica un abrupto aumento de Cupressaceae, (30%), y de la vegetación de bajos inundables. *Nothofagus* disminuye (60%).

En Mas-6 se produce una disminución de Cupressaceae y fluctuaciones en *Nothofagus*.

En Mas-7. se observan marcadas fluctuaciones en los dominantes arbóreos y un leve aumento en las hierbas (30%).

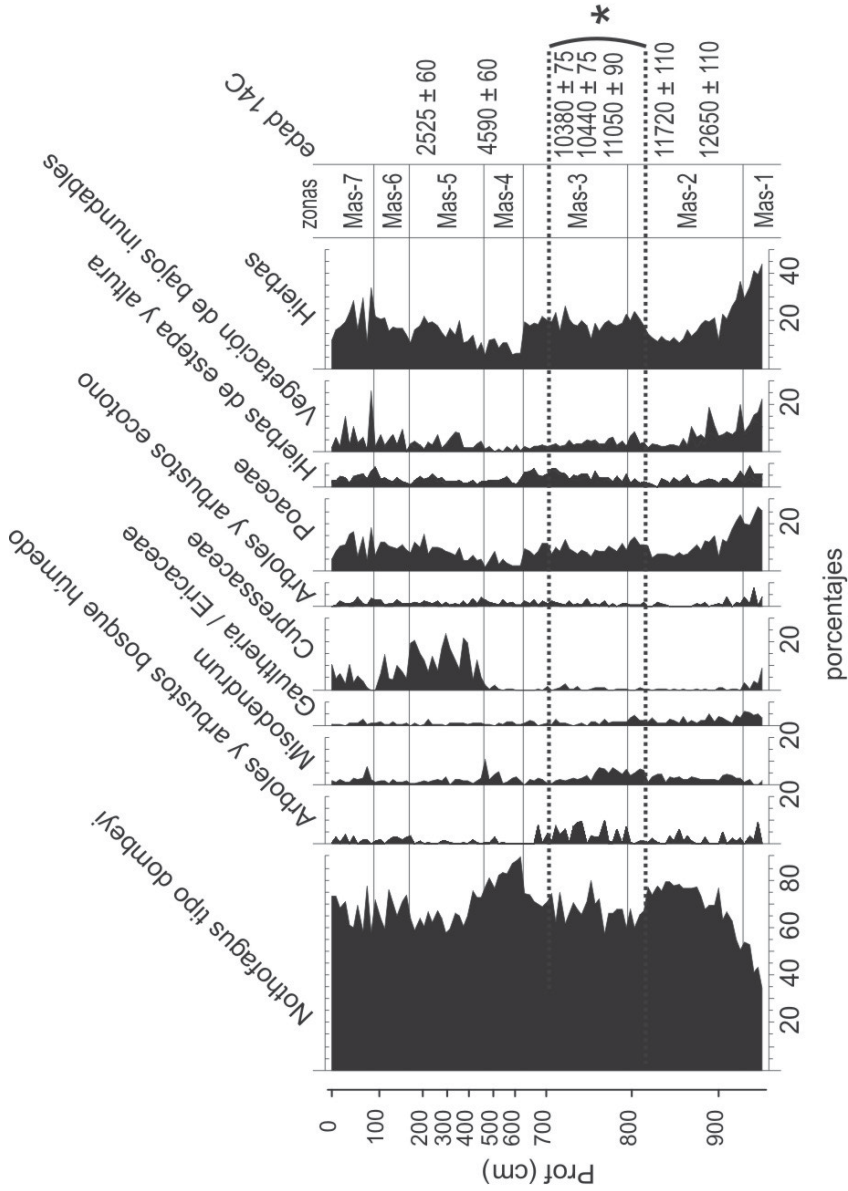


Figura 2: Diagrama políptico del Lago Mascardi.

Discusión

El período Glacial y la transición Glacial-Post-glacial

Al este de los Andes existe una sola localidad, Mallín Aguado, con evidencias del clima Glacial. A los 17,000 años A.P., Mallín Aguado era una laguna de aguas someras dominada por algas y plantas acuáticas. La vegetación circundante era una estepa herbácea arbustiva rala, con suelo descubierto. No existía el bosque en las inmediaciones. Comparando los resultados con los obtenidos en biomas actuales se infiere que el clima era más seco y probablemente más frío que el actual. A partir de los 16.000 A.P. la laguna se transformó en mallín y una vegetación más densa de gramíneas dominó la estepa indicando un aumento en las precipitaciones (Markgraf y Bianchi, 1999). A partir de los 14.000 A.P., durante la transición Glacial-postglacial, los registros sedimentarios del oeste y centro del PNNH, Lago Mascardi, Lago El trébol y Lago Escondido, ponen en evidencia un proceso de deglaciación rápido, similar al ocurrido al oeste de la cordillera de los Andes (Hajdas et al., 2003).

Durante la inversión climática Huelmo-Mascardi, ocurrida entre los 11.400 A. P. y los 10.150 A. P. (Hajdas et al., 2003), la vegetación respondió drásticamente al cambio en las condiciones climáticas de la cuenca. El bosque se hizo más abierto, presentando claros ocupados por vegetación herbácea, y adquirió una fisonomía similar a la de los inicios de la transición Glacial-Post-glacial (Fig.2). La señal polínica de la inversión climática es más débil pero se reconoce también en Lago Escondido, donde la disminución de la humedad habría propiciado la propagación de incendios (Fig.4) (Jackson, 1996, Bianchi 2000). Estos cambios podrían ser el efecto de una disminución en la temperatura o en las precipitaciones en el oeste de la región. Hacia el este, en Lago El Trébol y Mallín Aguado no se detectaron de cambios en la vegetación que pudieran relacionarse con un período de deterioro climático. Sin embargo, al igual que en Lago Escondido, en dichas cuencas se registraron incrementos en la actividad de los incendios (Fig.3) (Markgraf y Bianchi, 1999, Whitlock et al, 2006).

A escala regional, las marcadas diferencias oeste-este indican que el gradiente de humedad era más pronunciado que el actual.

Hacia fines de la transición Glacial-Post-glacial, los estudios arqueológicos realizados en la cuenca del lago El Trébol indican la presencia de cazadores recolectores y fauna extinta (huesos dérmicos de *Mylodon* con evidencias de corte y quemado). El hábitat de estos grandes mamíferos, que se infiere, eran manipulados *in situ* por estos primeros pobladores, coincide con la reconstrucción de la vegetación (Hajduk et al., 2006).

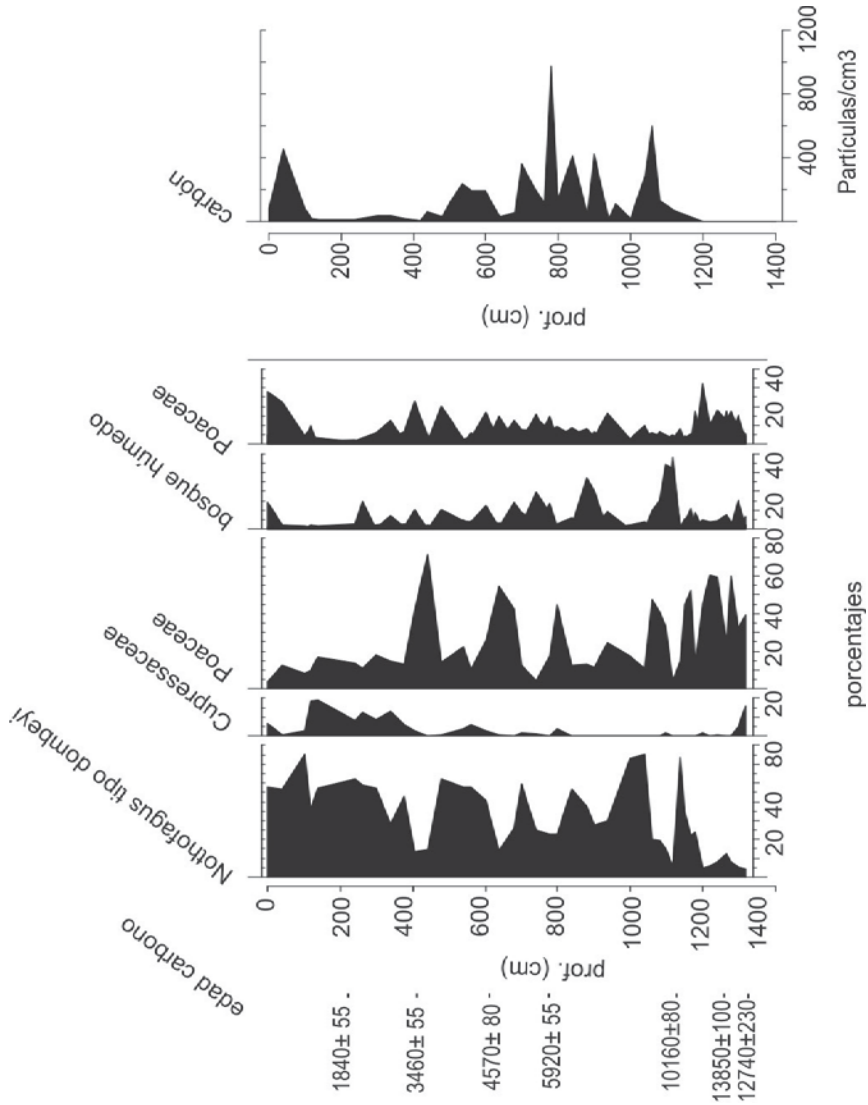


Figura 3: Diagrama polínico sintético y diagrama de abundancia de carbono vegetal sedimentario del Mallín Aguado.

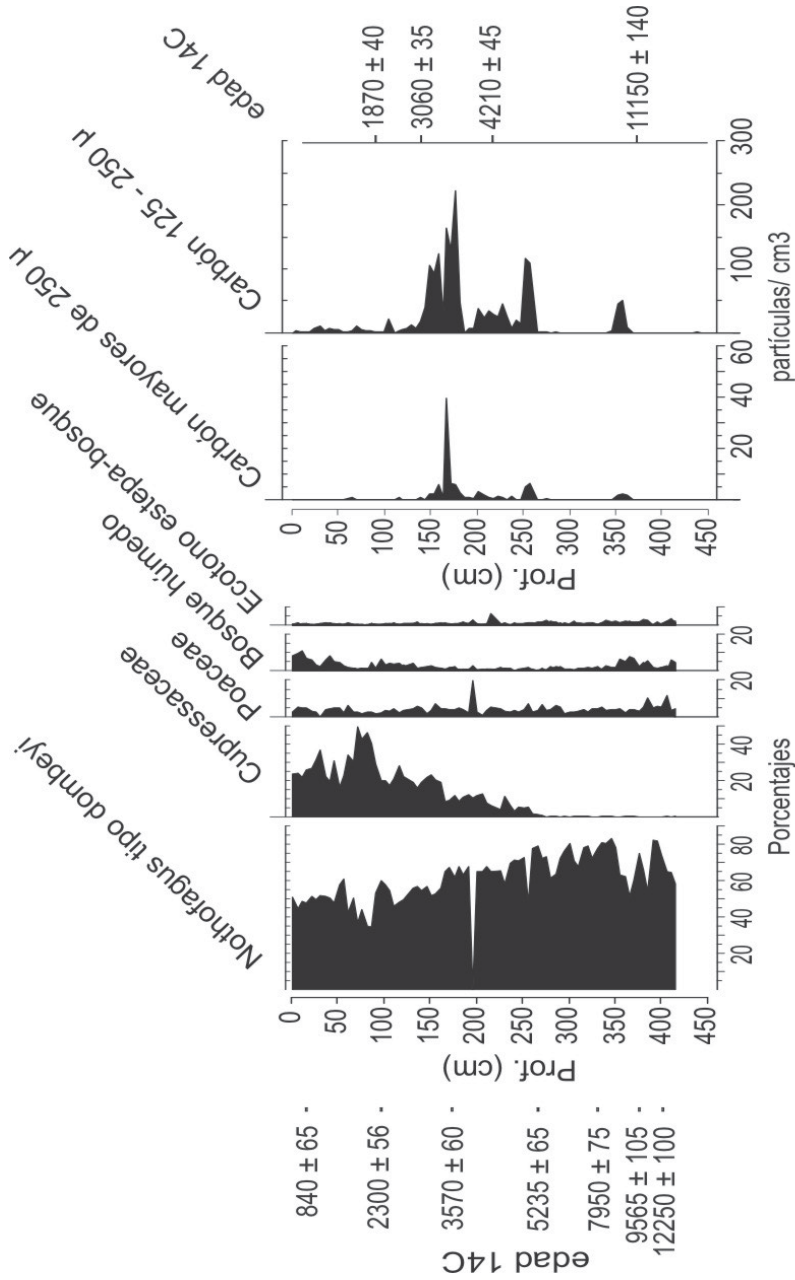


Figura 4: Diagrama polínico sintético y abundancia de carbono vegetal sedimentario del Lago Escondido

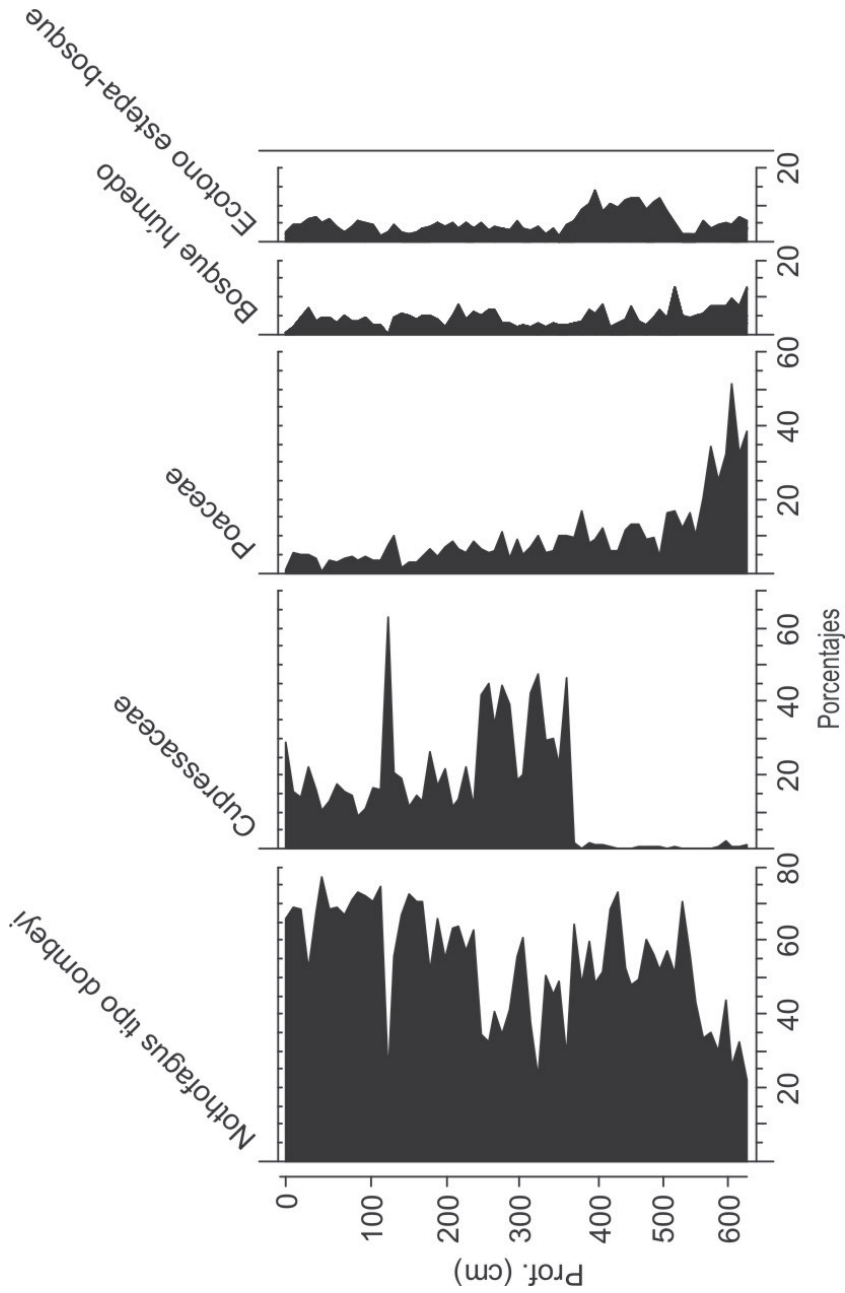


Figura 5: Diagrama polínico sintético del Lago El Trébol.

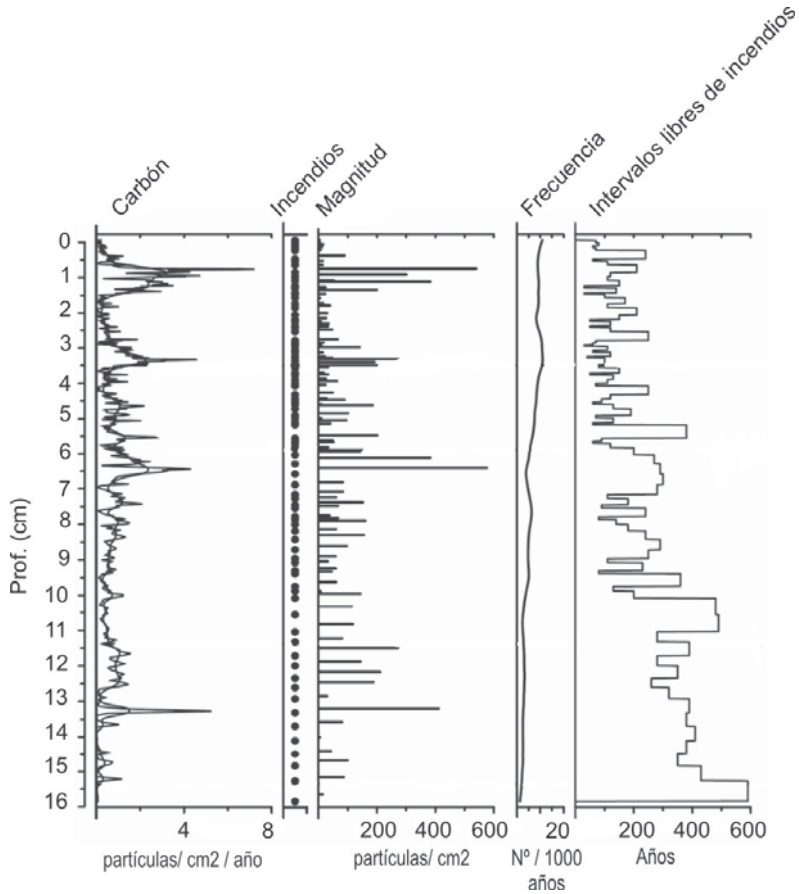


Figura 6: Diagrama de abundancia de carbón vegetal sedimentario del Lago El Trébol. Información sobre la historia de incendios en la cuenca (modificado de Whitlock et al., 2006).

El Holoceno

A comienzos del Holoceno el bosque de *Nothofagus* en el oeste del área adquirió su mayor densidad y diversidad. Una estepa arbustiva con parches de bosque dominaba el área hacia el este. Durante este período se produjeron incendios de gran severidad. A escala regional, el Holoceno temprano se caracterizó por una reducida insolación de verano y una alta variabilidad climática en relación al presente. La

simulación de modelos paleoclimáticos sugiere inviernos templados y veranos relativamente frescos y una estación de crecimiento más corta (Whitlock et al., 2001).

Durante el Holoceno Medio, se produjo el reemplazo del antiguo bosque de *Nothofagus*, por el bosque mixto de ciprés de la cordillera *Austrocedrus chilensis* (Fig.5). El establecimiento del ciprés, posibilitado por un incremento en las precipitaciones, en particular las de verano, trajo como consecuencia un cambio drástico en el régimen de incendios. Los mismos se tornaron más frecuentes pero su severidad y su magnitud disminuyeron (Fig.6).

Este proceso no fue sincrónico a lo largo del gradiente Oeste-Este, observándose retardos importantes en la colonización del ciprés en el ecotono bosque-estepa. El bosque de ciprés establecido en la cuenca del lago El trébol a partir de los 6.000 A.P., comenzó a establecerse débilmente en Mallín Aguado a los 5.000 A.P. y recién después de los 3000 A.P. se extendió hacia el sureste (Whitlock et al, 2006).

A escala regional, durante el Holoceno medio (6000-3000 A.P.) se produjo un cambio en el régimen de los incendios. Los fuegos de alta severidad fueron reemplazados por fuegos superficiales. Este tipo de incendios, generalmente más pequeños, requieren fluctuaciones anuales e interanuales en las precipitaciones, que permitan crear (época húmeda) y quemar el combustible producido (época seca) (Whitlock et al., 2007 y referencias allí incluidas). Además, el Holoceno Medio fue un período de una marcada estacionalidad, lo que sugiere que el ecotono bosque-estepa estaba desplazado hacia el oeste con respecto a su posición actual. Otros estudios describen este período como de una marcada aridez y lo relacionan con la disminución de los vientos Oeste durante el verano (Whitlock et al, 2006 y referencias allí incluidas).

Durante el Holoceno Superior (3000 A.P.- al presente), el establecimiento de un bosque más denso en toda el área se produjo debido a un incremento en las precipitaciones que permitió la expansión del mismo hacia ambientes previamente ocupados por el monte y la estepa. A escala regional, el aumento en las precipitaciones estaría relacionado con el inicio del fenómeno ENSO que produjo un aumento en la variabilidad interdecadal del clima en toda la región. El incremento de la variabilidad climática de corto plazo ha sido registrada en numerosos registros polínicos en Sudamérica para este período (Whitlock, 2006 y referencias allí incluidas).

Los sucesivos cambios en la vegetación observados a lo largo del gradiente oeste-este reflejan principalmente cambios en las precipitaciones. Dichos cambios están relacionados con las variaciones de los frentes de tormenta asociados a los vientos Oeste, principal fuente de humedad de la región, y cambios en la posición latitudinal del sistema de circulación asociado (Whitlock et al. 2007).

Durante los últimos doscientos años, a los efectos de una alta variabilidad climática se sumaron procesos de disturbio del bosque en toda la región. En los registros polínicos, el descenso de las cupresáceas, sincrónico al aumento de las herbáceas, marca el cambio en el uso de la tierra e indica el establecimiento de los asentamientos europeos a fines del siglo XIX (Markgraf, 1983).

Conclusiones

Los registros de polen y carbón descriptos para el área y analizados conjuntamente permitieron reconstruir la vegetación del bosque y del ecotono bosque estepa desde el período Glacial. Los cambios en el ecotono estepa-bosque indican el reemplazo de una estepa arbustiva, por una estepa de gramíneas y un bosque abierto a comienzos de la Transición Glacial-Postglacial bajo un clima más seco y más frío que el actual. Hacia fines de la transición se produjo la diversificación del bosque. En localidades del oeste, el bosque se hizo más abierto durante la Inversión Climática Huelmo Mascardi, período frío en el que se produjeron incendios de alta severidad, sugiriendo a su vez una disminución en las condiciones de humedad en el gradiente Oeste Este. El bosque de *Nothofagus* adquirió su mayor extensión y los incendios continuaron durante el Holoceno temprano. La colonización de oeste a este del ciprés de la cordillera provocó el reemplazo del bosque de *Nothofagus* por el bosque mixto durante el Holoceno medio. Este proceso, facilitado por un incremento en las precipitaciones, principalmente de verano, ocurrió gradualmente de oeste a este y fue acompañado de un cambio en el régimen de incendios que se hicieron más frecuentes pero menos severos.

Los cambios a largo plazo en el clima de Patagonia norte durante los últimos 15.000 años posibilitaron el establecimiento de nuevas comunidades, la expansión del rango de distribución de algunas especies y el desplazamiento de la localización del ecotono bosque-estepa.

Actualmente las investigaciones continúan, poniendo a prueba hipótesis sobre la forma en la que el clima determinó la expansión y retracción de los ecosistemas de bosque, en particular en relación con los incendios forestales naturales. En el marco de las políticas aplicadas a los efectos del Cambio Global, los resultados de estas investigaciones, podrían ofrecer elementos para el manejo de los futuros incendios forestales.

Agradecimientos

Al CONICET y a todas las instituciones que hicieron posible la realización de este trabajo. Al Instituto Sueco y al Departamento de Ciencias de la Tierra de la Universidad de Uppsala, Suecia, por facilitar la continuación de mis investigaciones en el Lago Mascardi durante 2004. A Mauro Passalía por su ayuda en la realización de los gráficos.

Bibliografía

- ARIZTEGUI, D., BIANCHI, M. M., MASAFERRO, J., LAFARGUE E. Y NIELSSEN, F. (1997). Interhemispheric synchrony of Late-glacial climatic instability as recorded in proglacial Lake Mascardi, Argentina. *Journal of Quaternary Science*, **12** (4), 333- 338.
- AUER, V. (1958): *The Pleistocene of Fuego Patagonia. Part II. The history of the flora and vegetation. Annales Academiae Scientiarum Fennicae*, **50**, 1-239.
- BENNET, K. Y WILLIS, M (2001). Pollen. En SMOL, J. P., BIRKS, H. J. B. Y LAST, W. M. (Eds.) *Tracking environmental change using lake sediments. Volume 3: Terrestrial, Algal and siliceous indicators*. Kluwer Academic Publishers. Dordrecht.3-32.
- BIANCHI, M. M. (1996): Nuevas evidencias palinológicas de la historia de la vegetación a los 41° Sur desde la transición Pleistoceno Holoceno. *XIII Congreso Geológico Argentino, Actas*, **5**, 113-120.
- BIANCHI, M. M. (1999). Registros polínicos de la transición Glacial- Post-glacial en el Parque Nacional Nahuel Huapi, noroeste de Patagonia, Argentina. *Asociación Paleontológica Argentina, Publicación Especial*, **6**, 43-48.
- BIANCHI M. M., (2000). Historia de fuego en Patagonia: Registro de carbón vegetal sedimentario durante el Post-glacial y el Holoceno en Lago Escondido (41°S – 72°O). *Cuaternario y Ciencias del Ambiente, Publicación especial* **4**, 23-29.
- BIANCHI, M. M., MASAFERRO, J, ROMAN ROSS, G, DEL VALLE, R., TATUR, A. Y AMOS, A. J. (1997). The Pleistocene - Holocene Boundary from cores of Lago El Trébol, Patagonia Argentina: Paleoenvironmental evidences. *Verh. Internat. Verein. Limnol.*, **26**, 805-808.
- BIANCHI, M. M., MASSAFERRO, J., ROMAN ROSS, G, AMOS, A. J. Y LAMI, A. (1999). Late Pleistocene and early Holocene ecological response of Lake El Trébol (Patagonia, Argentina) to environmental changes. *Journal of Paleolimnology* **22**,137-148.
- GRIMM, E. (1992). TILIA Program versión 2.0. TILIA Graph 1.28. Illinois State Museum, Springfield.
- HAJDAS, I., BONANI, G, MORENO, P. Y ARIZTEGUI, D. (2003). Precise radiocarbon dating of Late-Glacial cooling in mid-latitude South America. *Quaternary Research* **59**, 70-78.
- HAJDUK, A., ALBORNOZ, A., LEZCANO, M. J. (2006). Levels with Extinct Fauna in the Forest Rockshelter El Trébol (North Patagonia, Argentina). *Current Research in the Pleistocene*, 23:55-57.
- JACKSON, B, (1996). Paleoenvironmental record from Lago Escondido, Río Negro Province, Argentina. Master of Science Thesis (Geology), *University of Wisconsin*, Madison, 138 pps.
- KOEPFEN, W. (1948). *Climatología*. Fondo de Cultura Económica, México.

- SMOL, J. P., BIRKS, H. J. B. Y LAST, W. M. (2001). *Tracking environmental change using lake sediments. Volume 1: basin analysis, coring and chronological techniques*. Kluwer Academic Publishers. Dordrecht.
- MARKGRAF, V. (1983). Late and postglacial vegetational and paleoclimatic changes in subantarctic, temperate and arid environments in Argentina. *Palynology*, **7**, 43-70.
- MARKGRAF, V. (1984). Late Pleistocene and Holocene vegetation history of temperate Argentina: Lago Morenito, Bariloche. *Dissertationes Botanicae*, **72**, 235-254.
- MARKGRAF, V. (2001). *Interhemispheric climate linkages*. Academic Press, San Diego.
- MARKGRAF, V. Y BIANCHI, M. M. (1999): *Paleoenvironmental changes during the last 17,000 years in western Patagonia: Mallín Aguado, province of Neuquén, Argentina*. Bamberg Geographische Schriften, **19**, 175-193.
- RABASSA, J. Y CORONATO, A. (1997). Late Cainozoic glaciations in Southernmost South America: An update review. VI Congresso da Associação Brasileira do Estudos do Quaternário. Resumos expandidos, 233-238.
- TATURA, DEL VALLE, R., BIANCHI, M. M., OUTES, V., VILLAROSA, G., NIGODZISZ, J. Y DEBAENE, G. (2002). Late Pleistocene palaeolakes in the Andean and Extra-Andean Patagonia at mid-latitudes of South America. *Quaternary Internacional*, **89**, 135-150.
- VALENCIO, D. A., SINITO, M., KREER, K. M., MAZZONI, M. N., ALONSO, M. S. Y MARKGRAF, V. (1984). Paleomagnetism, sedimentology, radiocarbon age determinations and palynology of the Llao Llao area, southwestern Argentina (lat. 41° S, long. 71° 30' W): Paleolimnological aspects. *Quaternary of South America and Antarctic Peninsula*, **3** 109-147.
- WHITLOCK C. Y MILLSPAUG, S. (1986). Testing assumptions of fire history studies: an examination of modern charcoal accumulation in Yellowstone National Park. *The Holocene* **6**, 7-15.
- WHITLOCK, C., BARTLEIN, P. J., MARKGRAF, V. Y ASHWORTH, A. C. (2001). The mid-latitudes of North and South America during the Last Glacial Maximum and the Holocene. En MARKGRAF, V. Ed., *Interhemispheric Climate Linkages*. Academic Press, San Diego, pp.391-416.
- WHITLOCK C., BIANCHI, M. M., BARTLEIN, P., MARKGRAF, V., MARLON, J., WALSH, M. Y. MC COY, N. (2006). Postglacial vegetation, climate and fire history along the east side of the Andes (lat 41-42.5 S), Argentina. *Quaternary Research* **66**, 187-201.
- WHITLOCK, C., MORENO, P. I., BARTLEIN, P. (2007). Climatic controls of Holocene fire patterns in southern South America. *Quaternary Research*, en prensa.