Pontificia Universidad Católica de Valparaíso
Fundación Isabel Caces de Brown
Estación Experimental La Palma
Casilla 4-D, Quillota-Chile
Teléfonos 56-32-274501- 56-33-310524
Fax 56-32-274570, 56-33-313222
http://www.agronomia.ucv.cl

EVALUACIÓN DE LA CAPACIDAD DEL COIHUE (*Nothofagus dombeyi)* PARA REGISTRAR EVENTOS SÍSMICOS.

Alumno: L. Ignacio Schiappacasse

Profesor Guía: Marco A. Cisternas

Profesor Corrector: H. Marino Cabrera

Quillota, mayo del 2007

Al Nachito, mi pequeño hijo.

“Si alguna vez
mi voz deja de escucharse,
piensen que el bosque habla por mí,
con su lenguaje de raíces”.

Jorge Teillier (1935-1996)

Agradecimientos

Hoy en día la ciencia se caracteriza por ser un trabajo colectivo. Aunque este taller de licenciatura lleva sólo mi nombre, estoy en deuda con mucha gente que hizo posible esta labor. Debido al gran número de personas que de alguna u otra forma contribuyó a esta investigación, es un verdadero desafío agradecerles a todos en forma adecuada.

En primer lugar, quiero agradecer al científico norteamericano Dr. David Yamaguchi, quien en la expedición realizada a la zona centro-sur de nuestro país en el verano del año 2004, localizó el sitio de muestreo y vislumbró su potencialidad. Esta expedición se llevó a cabo en el marco de la investigación que culminó con la publicación del artículo "*Predecessors of the giant 1960 Chile earthquake"* (Nature, 2005). En forma muy generosa, Dave, compartió con nuestro equipo su experiencia y consejos.

De la misma forma, quiero agradecer a Brian F. Atwater (U.S. Geological Survey, University of Washington). Tuve la gran oportunidad de trabajar con Brian durante el verano del año 2006, tiempo en el que conocí y aprendí de su humilde, apasionado, incansable, y generoso trabajo. Realmente fue inspirador compartir con él esas semanas en Maullín. Brian, a pesar de la distancia, siempre estuvo dispuesto a escucharme, ayudarme y darme sus consejos.

Hay una entidad a la que le debo no sólo el hecho de haber logrado los objetivos planteados en esta investigación, sino que mi formación en torno a la dendrocronología. Se podría decir que este lugar se convirtió en mi *alma mater*. Me refiero al Laboratorio de Dendrocronología de la Facultad de Ciencias Forestales de la Universidad Austral de Chile. Allí, di mis "primeros pasos" en el oficio de la mano del Dr. Antonio Lara y su equipo, especialmente Emilio Cuq, Natalia Carrasco y Paz Pena. Junto a mi formación, ellos colaboraron en el procesamiento de las muestras, el trabajo de laboratorio y análisis estadístico. Conté en todo momento con el apoyo incondicional de todos ellos. Les agradezco profundamente su calidez, el gesto amable en los momentos difíciles, y su amistad. También agradezco a Jonathan Barichivich y Duncan Christie, quienes generosamente me enseñaron a utilizar ciertas herramientas útiles para nuestro trabajo. Debo hacer una mención especial a Emilio Cuq, quien nos inició a muchos en la dendrocronología, y siempre estuvo dispuesto a resolver mis dudas y a compartir su inmensa experiencia.

En mi etapa de formación, tuve la suerte de visitar la "meca" de la dendrocronología, *The Laboratory of Tree-Ring Research*, ubicado en la Universidad de Arizona, EE.UU. Esto fue en gran medida posible gracias al apoyo que desde un comienzo me brindaron el Dr. Thomas Swetnam, director del laboratorio, y el Dr. Donald Falk, profesor. Me proporcionaron una beca para asistir al curso de verano de dendrocronología, el que se llevó a cabo en mayo del año 2006. Junto a ellos, recibí el apoyo y las enseñanzas de Rex Adams, Ellis Margolis y Paul Sheppard.

La toma y recolección de muestras no hubiera sido posible sin la ayuda de don Juan (Andrade), y su mujer, la sra. Chela (Geraldina Vargas); míticos personajes, habitantes de los bosques del sur de Chile. Ellos me acogieron en su casa ubicada en Puerto Toledo casi como un hijo más. El profundo conocimiento empírico que posee Don Juan del bosque fue esencial para lograr nuestros objetivos. Por su parte, las deliciosas comidas preparadas por la sra. Chela, fueron la mejor forma de recobrar las energías luego de arduas jornadas de trabajo.

Las largas y agotadoras jornadas lijando y puliendo las viví en la Escuela de Agronomía. Allí conté con el apoyo, cariño, y solidaridad a toda prueba de los auxiliares de nuestra

Escuela. Chumita (Domingo Sandaño), Jaime (Moraga), Jorge Sáez, Víctor y Ramiro Vera, me acompañaron siempre. Gracias amigos por su gran labor. Ustedes deben saber que servir es el oficio más sublime al que estamos llamados como seres humanos, y eso lo practican día a día.

En el análisis de los resultados, conté con la valiosa ayuda de Luis Lara, geólogo del Servicio Nacional de Geología y Minería, y de Juan Quintana, meteorólogo de la Dirección Meteorológica de Chile.

Incluso las mejores ideas e intenciones en ciencia no pueden llevarse a cabo sin el financiamiento adecuado. En este sentido, tuve la gran fortuna de contar el apoyo de la sra. María Soledad Bofill y la sra. Amparo Velarde, quienes financiaron la mayor parte de esta investigación. Además, cooperó el profesor Dr. Marco Cisternas, por medio de su proyecto Fondecyt.

También debo hacer mención a un gran número de científicos que amablemente me brindaron su apoyo y ayuda, a través del intercambio de correos electrónicos y el envío de literatura. Todos ellos respondieron amablemente a mis requerimientos: Rosanna Fantucci (Italia), Andrés Holz (University of Colorado, Boulder, USA), Ricardo Villalba y Alejandro Castellier (Laboratorio de Dendrocronología, Centro Regional de Investigación en Ciencia y Tecnología, Mendoza, Argentina), Matthew Bekker (Brigham Young University, Utah, USA), Harold Fritts (University of Arizona; autor del gran libro "*Tree rings and climate"*), y Paul Carrara (U.S. Geological Survey, Denver).

El taller fue escrito en Viña del Mar, en el hogar de Amparo Velarde, mi abuela, quien junto a sus colaboradores, Raquel Fuentes y Enrique Thibaut, me apoyaron en todo momento. Me dieron la tranquilidad para llevar a cabo uno de los pasos más difíciles; poner en palabras sintéticas y claras los resultados y todo el material recopilado.

Durante la mayor parte de mi vida universitaria, mi hogar estuvo situado en Quillota, en el pensionado masculino de la Escuela de Agronomía de la P. Universidad Católica de Valparaíso, "Monseñor Rafael Lira Infante". Hermanos, amigos, uds. me cobijaron, me acompañaron en el dolor, en la risa, en fin, de alguna forma permitieron que la magia de la infancia se estirara un poquito y alcanzara para hacer más llevadero mi paso por la universidad. Vayan mis besos y abrazos para José (Gutiérrez), Negro (Francisco Fernández), Chacolo (Eduardo Villalobos), Knario (Fabián Riquelme), Metz (Cristián Metzger), Quila (Francisco Quila), Camilo (Varela), Pablo (Álvarez), Pedro (Astudillo), y Guatón (Rodrigo Olivares).

También quiero mencionar la disposición que tuvo el profesor corrector de esta investigación, Dr. Hernán M. Cabrera, para atender a los requerimientos del proceso y aportar con sus sugerencias con el objeto de mejorar el escrito. No puedo dejar de señalar a mi profesor guía, Dr. Marco Cisternas, quien pese a los desencuentros y su particular estilo de trabajo, es el mentor de este taller y un referente en mi trabajo.

En el transcurso del tiempo que estuve trabajando en mi tesis, mi vida fue enriquecida con el apoyo y el amor de mi familia. Grandes besos y abrazos a mis padres (Luis y Soledad), hermanos (Diego, Pía, Sole, y Carla), a Carolina, la madre de mi hijo, y a Andresito, su hijo, a la Lupe (Guadalupe Rojas) y la sra. Paty.

Ignacio Schiappacasse, Quillota, Mayo 2007.

Índice de Materias

Resumen
Summary

1. Introducción 1

1.1. Planteamiento del problema 1
1.2. Hipótesis 3
1.3. Objetivos generales 3
1.4. Objetivos específicos 3

2. Revisión Bibliográfica 4

2.1. Dendrocronología 4
2.2. Paleosismología 6
2.3. Dendrogeomorfología 6
2.4. Señales de los eventos sísmicos en los árboles 8
2.4.1. Métodos basados en la inclinación de los árboles 9
2.4.2. Madera de reacción 10
2.5. Características de *Nothofagus dombeyi* 12
2.6. Dendrocronología asociada a *Nothofagus dombeyi* 13
2.7. El terremoto de 1960 y sus secuelas naturales 13

3. Materiales y Métodos 15

3.1. Definición de la señal 15
3.2. Selección del sitio 15
3.3. Caracterización del sitio 17
3.4. Muestreo de campo 19
3.5. Montaje y lijado 20
3.6. Cofechado 20
3.7. Medición y construcción de la cronología 20
3.8. Reconstrucción del evento 20

4. Resultados y Discusión 22

4.1. Cronología 22
4.2. Excentricidad y asimetría en el crecimiento radial 24
4.2.1. Evidencia positiva 26
4.2.2. Evidencia inversa 27
4.2.3. Comportamiento ambiguo 28
4.2.4. Análisis de estructura de los anillos de crecimiento 28
4.3. Síntesis 29
4.4. Reconstrucción del evento 30
4.5. Consideraciones metodológicas para la selección de sitios de muestreo 31

5. Conclusiones 34

6. Literatura Citada 35

Anexos

Resumen

El estudio de eventos sísmicos modernos es esencial para la identificación y el fechado de terremotos prehistóricos. Árboles con una amplia distribución, desarrollo de anillos de crecimiento anuales identificables y sensibles a cambios ambientales, proveen de una herramienta de gran valor para estos análisis. Se presentan los resultados del primer estudio realizado en la depresión intermedia de la X región, con el objetivo de evaluar la capacidad de *Nothofagus dombeyi* (coihue común) para registrar eventos sísmicos de gran magnitud en sus anillos de crecimiento. Se estudió un rodal ubicado en la cuenca del río Maullín, próximo al centro del área hundida por el terremoto de 1960. Los individuos fueron inclinados por este terremoto, y se observó que la mayoría (64%) registró en forma clara el evento por medio de un crecimiento radial excéntrico y el desarrollo de madera de tensión. A través de entrevistas realizadas a sobrevivientes, se pudo confirmar que los árboles estudiados fueron afectados por el sismo de 1960. En base a la información obtenida, se entregan recomendaciones para la selección de sitios de muestreo que pudieran almacenar registros de eventos prehistóricos. En un contexto más amplio, la alta correlación de la cronología de anchos de anillos construida ($r = 0.469$; $P < 0.001$), permite reafirmar la utilidad de *Nothofagus dombeyi* para realizar estudios dendrocronológicos en Sudamérica.

Summary

The study of modern seismic events is essential to identify and date prehistoric earthquakes. Trees with widespread distribution, identifiable annual growth rings, and sensitivity to environmental change provide a unique tool for dating past earthquake events. This report presents the results obtained from the first study carried out at the intermediate depression of X Chilean region, with the main objective of evaluating *Nothofagus dombeyi's* (false beech) capability to record high magnitude seismic events in its growth rings. One *N. dombeyi* stand located in Maullín river basin and close to the centre of the area subsided by the 1960 earthquake, was studied. The trees were tilted by this earthquake, and the results show that the majority of them (64%) recorded the event through eccentric radial growth and production of tension wood. Though interviews made to people who survived, the fact that the trees were affected by 1960 giant earthquake was confirmed. On the basis of the obtained information, recommendations to select sampling sites which could store records of prehistoric events are specified. In a broader context, the significant correlation showed for this tree ring chronology ($r = 0.469$; $P < 0.001$), confirm *N. dombeyi* usefulness to carry out dendrochronological studies at South America.

1. Introducción

1.1. Planteamiento del Problema

Chile es probablemente la región más sísmica de nuestro planeta (Lomnitz, 1970; Lomnitz, 2004). La amenaza proviene especialmente de grandes terremotos que tardan cientos de años en volver a producirse (Lomnitz, 1970; Atwater *et al.*, 2001; Lomnitz, 2004; Cisternas *et al.*, 2005; Cisternas, 2005). Sólo para el período 1535-1960, Lomnitz (2004) describe 41 grandes eventos sísmicos ocurridos en Chile.

La preparación de planes de emergencia, diseños estructurales resistentes y precios de las pólizas de seguro dependen del desarrollo de información que prediga de alguna forma la probabilidad de ocurrencia de eventos sísmicos. El estudio de terremotos prehistóricos (*i.e.* paleosismología) provee de valiosa información relativa a las tasas de ocurrencia de grandes terremotos (Atwater *et al.*, 2001). Esta información es usualmente obtenida utilizando métodos isotópicos de datación como el ^{14}C (*e.g.* Nelson *et al.*, 1995) y registros históricos (*e.g.* Satake *et al.*, 1996). Sin embargo, la baja resolución de las fechas isotópicas y la limitada extensión de los archivos históricos limitan el valor de estas fuentes (Sykes y Nishenko, 1984; Atwater *et al.*, 2005). Los anillos de crecimiento de árboles, representan una fuente de datos con el potencial de extender la información respecto de terremotos más allá de los registros históricos (*i.e. proxy*), con una resolución anual (Jacoby, 1997).

La dendrocronología ha sido una de las disciplinas científicas fundamentales en el estudio de eventos sísmicos prehistóricos (Jacoby, 1997; Solomina, 2002). Fritts (1976) define a la dendrocronología como la ciencia que trata con la reconstrucción de eventos pasados por medio del estudio y fechado de los anillos de crecimiento de los árboles. Fundamentalmente, consiste en la comparación de los patrones de anchos de anillos (*i.e.* secuencia de anillos anchos y estrechos) de varios árboles con el objetivo de establecer la fecha exacta en que cada anillo fue formado (Fritts, 1976).

Los anillos anuales de crecimiento en árboles y/o arbustos cuya formación se ha visto afectada, en mayor o menor medida, por procesos geomorfológicos, representa una fuente de información muy valiosa para reconstruir, cronológicamente, los cambios morfológicos acontecidos en el paisaje regional. Este tipo de información dendrocronológica tiene carácter de datación absoluta con un nivel de resolución anual,

o en ciertos casos estacional, lo que resulta muy difícil o imposible de lograr empleando otras técnicas de datación (Villalba, 2000).

Se denomina dendrogeomorfología a la aplicación de la dencrocronología y de principios ecológicos al estudio de los procesos geomorfológicos y geológicos (Alestalo, 1971). En el caso de los terremotos, las señales más comunes registradas por los árboles son supresiones y liberaciones de crecimiento en los años posteriores al terremoto (Sheppard y Jacoby, 1989; Sheppard y White, 1995; Jacoby, 1997). Estas señales, complementadas con otros registros *proxy*, han sido utilizadas para datar en forma precisa terremotos prehistóricos. O bien, para examinar los efectos de algunos terremotos históricamente documentados.

La gran mayoría de los trabajos documentados que han aplicado técnicas dendrogeomorfológicas para datar y examinar los efectos de eventos tectónicos pasados se han llevado a cabo en el hemisferio norte, especialmente en EE.UU. (Jacoby *et al*., 1988; Jacoby, 1997; Yamaguchi *et al*., 1997). A pesar de la alta recurrencia de eventos sísmicos en Chile, la dendrocronología aplicada a estudios geodinámicos ha sido desarrollada sólo limitadamente en nuestro país. Sólo han sido documentados los efectos de terremotos históricos (i.e. 1737, 1837, 1939 y 1960) en el sector este de la Cordillera de los Andes (Veblen *et al.*, 1992; Kitzberger *et al*., 1995; Villalba, 2000), y en el estuario del río Maullín (Machuca, 2005). Esta carencia se hace aun más manifiesta si se considera la variedad de especies arbóreas aptas para el estudio dendrocronológico existentes en Chile (Schulman, 1956; LaMarche *et al.*, 1979).

Un claro ejemplo de esta última aseveración es el coihue, especie leñosa que a pesar de estar ampliamente distribuida en el área centro-sur de Chile (Veblen *et al*., 1996; Donoso *et al.*, 1999a), ha sido escasamente utilizada para la construcción de cronologías. Sólo se reportan trabajos que utilizaron *N. dombeyi* en los primeros años de la década de los 90 (Villalba *et al.*, 1990; Veblen *et al.*, 1992).

El presente estudio pretende por primera vez realizar un estudio dendrogeomorfológico del efecto producido por el terremoto de 1960 sobre un rodal de *Nothofagus dombeyi* (Mirbel) Oerstedt ubicado en la depresión intermedia de la X región, con el fin de evaluar la capacidad de esta especie para registrar eventos sísmicos de gran magnitud en sus anillos de crecimiento. La trascendencia de este trabajo radica en que la caracterización de las señales generadas por el terremoto de 1960, podrá ser utilizada posteriormente

como un análogo moderno para estudiar las señales dejadas por anteriores eventos sobre árboles más longevos o fósiles.

1.2. Hipótesis

Considerando el movimiento y hundimiento del suelo provocados por el terremoto de 1960, individuos de *Nothofagus dombeyi* inclinados por este fenómeno, fueron capaces de registrar el evento por medio del desarrollo anómalo de sus anillos de crecimiento y la generación de madera de reacción.

1.3. Objetivos generales

- Evaluar la capacidad de *Nothofagus dombeyi* para registrar eventos sísmicos de gran magnitud en sus anillos de crecimiento por medio de la caracterización de los efectos producidos por el terremoto de 1960.
- Reimpulsar el desarrollo de la dendrocronología asociada a *Nothofagus dombeyi* en Sudamérica.

1.4. Objetivos específicos

- Construir una cronología de anchos de anillos de crecimiento para el rodal de *Nothofagus dombeyi* ubicado en el curso medio del río Maullín.
- Evaluar la excentricidad y asimetría en el crecimiento radial de cada individuo, por medio de la comparación de la magnitud del crecimiento de los anillos de crecimiento entre la parte alta y baja del tronco respecto de la inclinación.
- Estudiar los efectos producidos por este evento en la estructura y anatomía de los anillos de crecimiento de los árboles afectados.
- Con el apoyo de información proveniente de otras fuentes (*i.e*. entrevistas a sobrevivientes), verificar que estos árboles fueron afectados e inclinados por el terremoto de 1960.
- En base a la información obtenida, proponer recomendaciones respecto de la selección de sitios de muestreo que pudieran almacenar registros de eventos prehistóricos.

2. Revisión Bibliográfica

2.1. Dendrocronología

El fechado preciso de los anillos de crecimiento de un árbol (*i.e.* dendrocronología) comenzó a ser desarrollada a inicios del s. XX por A. E. Douglass (Fritts, 1976; Jacoby, 1997). En 1937, Douglass, fundó *The Laboratory of Tree Ring Research*, en la Universidad de Arizona, Tucson, EE.UU. Hasta la década de los setenta, los estudios dendrocronológicos eran realizados sólo en unos pocos laboratorios en Norteamérica y Europa, siendo aplicada principalmente al estudio del clima (*i.e. Dendroclimatología*) y la arqueología (*i.e. Dendroarqueología*) (Schweingruber, 1996).

La dencrocronología ha hecho aportes trascendentales a la ciencia. Entre ellos, se cuenta las reconstrucciones climáticas de los últimos milenios, las que han sido un valioso *input* para los modelos de cambio global (*e.g.* Lara y Villalba, 1993; Roig *et al.*, 2001; Le Quesne *et al.*, 2006), y la corrección de la curva de ^{14}C con material dendrocronológico, lo que ha sido una contribución fundamental a las ciencias ambientales (Ferguson, 1970; Stuiver y Reimer, 1993). Sus principios, teoría, metodología y aplicaciones son tratadas detalladamente por Fritts (1976), Hughes *et al.* (1982), Fritts y Swetnam (1989); Cook y Kairiukstis (1990), Schweingruber (1996), Roig (2000), y Kipfmueller y Swetnam (2001), entre otros.

Dos hechos permiten que el estudio de anillos de crecimiento se haya podido realizar en especies leñosas de zonas templadas. Primero, la formación del anillo es rítmica y generalmente se corresponde con años calendario, garantizando el control temporal de procesos como crecimiento y mortalidad. Segundo, el árbol es un sensor e integrador de estímulos ambientales que afectan sus funciones fisiológicas e incorpora esa información en la estructura de sus anillos. Por ello, series de crecimiento radial constituyen verdaderos bancos de datos naturales que contienen información ecológica e histórica de largo plazo (Kitzberger *et al.*, 2000).

La datación cruzada o co-fechado (del inglés *cross dating*) es el procedimiento a través del cual se puede llevar a cabo el establecimiento de fechas con exactitud. Esta técnica implica la correspondencia o el *match* del patrón de las secuencias de anillos anuales anchos y angostos entre las distintas muestras, permitiendo la identificación del año exacto en que cada anillo fue formado (Stokes y Smiley, 1968; Fritts, 1976). El

cofechado permite identificar anillos falsos o ausentes y así asignar al anillo de crecimiento al año calendario correcto o al año correcto en relación a las otras muestras (Fritts, 1976). El procesamiento computacional mejora en gran forma la eficiencia del análisis, pero es la comparación directa de los especimenes la que establece la datación cruzada o cofechado en último término (Jacoby, 1997).

El ancho absoluto de un anillo de crecimiento anual es función de múltiples factores, incluyendo la edad, variación climática, alteraciones endógenas y/o exógenas y las características genéticas (Stokes y Smiley, 1968; Fritts, 1976; Cook, 1985; Cook, 1987). Estos factores son integrados por varios modelos conceptuales que facilitan el análisis e interpretación de las diversas señales ambientales contendidas en los anillos de crecimiento (Barichivich, 2005). El más popular es el modelo lineal agregado de Cook (1985, 1987), que se expresa en la siguiente ecuación:

$$R_t = A_t + C_t + dD1_t + dD2_t + E_t$$

R_t corresponde al ancho de anillo observado; A_t es la tendencia relacionada a la edad-tamaño; C_t es la señal climática común a todos los árboles de una comunidad; $dD1_t$ y $dD2_t$ son los pulsos generados por alteraciones endógenas y exógenas, respectivamente y E_t es la variabilidad no explicada y no relacionada con otros signos o series. Este modelo permite descomponer una serie de anchos de anillos en un componente que incorpora solamente la tendencia asociada con la edad o tamaño (A_t), dos componentes de señales estocásticas comunes a todos o la mayoría de los árboles en el rodal (C_t y $D2_t$), y dos componentes de señales estocásticas particulares a cada árbol ($D1_t$ y E_t). Las señales sísmicas estarán mayormente situadas en $D1_t$ o posiblemente en $D2_t$ (Cook, 1987; Jacoby, 1997).

De este modo, la presente investigación puede enmarcarse dentro de la denominada dendrogeomorfología (Alestalo, 1971; Shroder, 1980; Villalba, 2000; Solomina, 2002), que estudia los procesos geodinámicos a partir de anillos de crecimiento. Las variaciones en los anillos de los árboles pueden ser utilizadas para fechar eventos geodinámicos, tales como terremotos, erupciones volcánicas, deslizamientos, fluctuaciones glaciales, avalanchas de nieve e inundaciones (Villalba, 2000).

2.2. Paleosismología

Cómo se señaló anteriormente, esta disciplina científica se ocupa fundamentalmente del estudio de los terremotos prehistóricos. Emerge como tal en las últimas décadas del siglo XX, después de 1965. Una de sus características más importantes es su carácter de ciencia interdisciplinaria. En ella convergen diversas disciplinas, a saber: geomorfología, estratigrafía, geología, paleoecología, oceanografía, ingeniería civil, arqueología, historia, y dendrocronología (para más detalles ver Lomnitz, 1974; McCalpin, 1996; Yeats *et al.*, 1997; Atwater *et al.*, 2001; Atwater *et al.*, 2005).

Su contribución más trascendente es la generación de información que sirve de base para la generación de mapas que determinen el potencial de ocurrencia de eventos sísmicos a varios niveles de probabilidad (Jacoby, 1997; Atwater *et al*., 2001). Por ejemplo, según recientes investigaciones se estableció que al menos cada 285 años la zona centro-sur de nuestro país sería afectada por uno de estos eventos (Cisternas *et al.*, 2005; Cisternas, 2005).

2.3. Dendrogeomorfología

Los procesos geológicos y geomorfológicos que afectan a los árboles pueden ser datados mediante la aplicación de la dendrocronología (Alestalo, 1971; Shroder, 1980). Esta rama de la dendrocronología es denominada como dendrogeomorfología e incluye el estudio de la historia de los ríos (Lara *et al.*, 2005), estudios de procesos periglaciales (Crampton, 1987), procesos glaciales (Luckman y Villalba, 2001), procesos erosivos (LaMarche, 1961; Fantucci y Sorriso-Valvo, 1999), movimientos en masa (Bollschweiler *et al.*), vulcanología (Yamaguchi, 1983), y otros eventos geofísicos catastróficos.

En la mayoría de los casos, el conteo de anillos no es suficiente para proveer una determinación precisa de la fecha de ocurrencia del evento. Eventos geomorfológicos de tipo catastrófico (terremotos, movimientos en masa, avalanchas) pueden producir alteraciones muy importantes en el crecimiento de un árbol, con la consiguiente ausencia de uno o más anillos de crecimiento. Un prolijo co-fechado es imprescindible para detectar los anillos ausentes en el material estudiado (Fritts, 1976; Villalba, 2000).

En el caso de los eventos sísmicos, los árboles pueden ser dañados o muertos por un terremoto, reteniendo signos del disturbio en sus anillos de crecimiento. La respuesta de

los árboles varía dependiendo de la magnitud del evento, distancia del epicentro, topografía, estabilidad del sustrato, condiciones climáticas, y el estado sanitario-fisiológico del individuo al momento del terremoto (Jacoby, 1997).

Al contrario que en el caso de Chile, en países desarrollados, especialmente EE.UU., han habido notables avances en dendrogeomorfología. Se han reportado trabajos en Alaska (Page, 1970; Jacoby y Ulan, 1983; Sheppard y Jacoby, 1989; Sheppard y White, 1995), a lo largo de la Falla de San Andrés, California (Meisling y Sieh, 1980; LaMarche y Wallace, 1972; Wallace y LaMarche, 1979; Jacoby *et al.*, 1988; Sheppard and Jacoby, 1989), en la zona de subducción de Cascadia, la que comprende los estados de California, Oregon y Washington (Atwater y Yamaguchi, 1991; Jacoby *et al.*, 1995; Yamaguchi *et al.*, 1997, Jacoby *et al.*, 1997; Benson *et al.*, 2001), en la zona sísmica de New Madrid (Stahle *et al.*, 1992; Van Arsdale, 1998) y en otras áreas dentro de EE.UU. (Jacoby *et al.*, 1992; Bekker, 2004). De la misma forma, se reportan trabajos en Nueva Zelanda (Wells *et al.*, 1998; Wells *et al.*, 1999; Vittoz *et al.*, 2001) y Asia (Ruzhich, 1982; Yadav y Kulieshius, 1992; Yadav y Bhattacharyya, 1994; Lin y Lin, 1998).

Algunos de estos estudios, complementados con otros registros *proxy*, han fechado con precisión terremotos prehistóricos (*e.g.* Jabocy *et al.*, 1988; Wells *et al.*, 1999), y otros, como es el caso de este trabajo, han examinado los efectos de terremotos históricos (*i.e.* estudios análogos) en el crecimiento de los árboles (*e.g.* LaMarche y Wallace, 1972; Stahle *et al*., 1972; Yadav y Kulieshius, 1992; Vittoz *et al.*, 2001; Kitzberger *et al*., 1995).

Uno de los mayores referentes es el trabajo realizado por Atwater y Yamaguchi (1991), quienes utilizan árboles de la costa del estado de Washington para probar la ocurrencia de subsidencia co-sísmica. Debido a la tardía colonización del noroeste norteamericano (mediados del s. XIX), no se contaba con reportes escritos de grandes terremotos. De este modo, los autores recurrieron al estudio de los anillos de árboles muertos y los compararon con ejemplares vivos en la actualidad. Los resultados demostraron una muerte masiva de ejemplares, localizados en sectores bajos, alrededor de 300 años atrás. El reporte concluye que la muerte de los árboles sería mejor explicada por una abrupta subsidencia cosísmica, más que por un repentino aumento en el nivel del mar (Atwater y Yamaguchi, 1991).

Se han documentado, en tanto, sólo tres trabajos que han vinculado la dendrocronología con eventos sísmicos ocurridos en Chile. Veblen *et al.* (1992), en el sector norte de la

Patagonia Argentina, estudiaron el efecto de los terremotos de 1837, 1939 y 1960 sobre las dinámica de los bosques ubicados en esta zona. Propusieron la presencia de un gradiente en el que la importancia ecológica de los eventos sísmicos decrecía desde el oeste al este. Se observaron cambios abruptos en el crecimiento de los árboles los que correspondieron con los terremotos señalados. Se observaron liberaciones de crecimiento, asociadas al terremoto de 1960, en árboles sobrevivientes debido a la extensa caída de árboles que produjo este evento.

También en el norte de la Patagonia Argentina, Kitzberger *et al.* (1995) evalúan la influencia de la variación climática y la estabilidad del sustrato en la respuesta de los árboles a eventos sísmicos. Se observaron notables variaciones de crecimiento en las cronologías de *Austrocedrus chilensis* ubicados sobre sustratos inestables. Las disminuciones de crecimiento fueron asociadas a los terremotos históricos ocurridos en Chile en los años 1737, 1751 y 1837. En tanto, al igual que Veblen *et al.* (1992), se observaron notables liberaciones asociadas al evento de 1960. El reporte concluye destacando el efecto sinérgico que puede tener la variación climática y los terremotos, lo que debe ser considerado cuidadosamente al momento de obtener conclusiones. Esto último, debido a la respuesta amplificada al terremoto de 1960 observada en algunos árboles debido a la ocurrencia de este evento durante un período de sequía.

El trabajo más reciente, y el único que se ha llevado a cabo en Chile, es el realizado por Machuca (2005). Se muestreó un grupo de individuos de *Cupressus macrocarpa* sobrevivientes al terremoto de 1960, ubicados en una marisma hundida en el estuario del Río Maullín. Se buscó señales de subsidencia cosísmica en sus series de anchos anillos de crecimiento. Se observó que los árboles afectados por el hundimiento mostraron una abrupta disminución en su crecimiento posterior a 1960, manteniéndose esta tendencia durante los siguientes 15 años.

2.4. Señales de los eventos sísmicos en los árboles

El análisis del ancho de los anillos de crecimiento de los árboles es potencialmente útil en paleosismología en cualquier área donde procesos como rupturas de la superficie, disturbios geomorfológicos o hidrológicos, o aceleraciones y desplazamientos debido a un terremoto puedan afectar el crecimiento de los árboles. Árboles individuales y sitios pueden confirmar y datar un terremoto. Una red (*network*) de árboles o sitios con

disturbios podría proveer información relativa al tamaño de un terremoto o el largo de una ruptura (Jacoby, 1997).

Los terremotos pueden causar una ruptura de la superficie terrestre, cambios en la elevación, derrumbes o deslizamientos y tsunamis. Estos fenómenos generan diversos efectos sobre los árboles, como por ejemplo su inclinación, rotura de tronco o raíces, corrosión del tejido vegetal, enterramiento del tronco, exposición de raíces, asfixia radicular por inundación, sequía fisiológica por salinidad. Ante el estrés producido el árbol responde de diferentes maneras: generando madera de reacción, supresión o liberación del crecimiento, brotación, y cambios morfológicos en el xilema, entre otros (Shroder, 1980; Jacoby, 1997; Alestalo, 1971; La Marche y Wallace, 1972).

El análisis de los anillos de crecimiento puede establecer el momento en que ocurrieron estos eventos, pero usualmente necesita del apoyo de evidencia complementaria para establecer un terremoto como la causa del disturbio y hacer una reconstrucción completa y precisa del evento (Jacoby, 1997; Villalba, 2000; Cisternas, 2005).

2.4.1. Métodos basados en la inclinación de los árboles

Diferentes procesos geomorfológicos pueden producir cambios en la posición de los árboles. En general, si los árboles de un rodal están creciendo en posición vertical, podría inferirse que no han ocurrido movimientos en el suelo, al menos, desde el momento en que los árboles comenzaron a crecer en el sitio. Por el contrario, la presencia de árboles inclinados en un rodal no siempre responde a movimientos sísmicos. Vientos muy fuertes, inundaciones o el peso de la nieve, son otros factores que producen inclinación (Alestalo, 1971; Villalba, 2000).

Estas alteraciones en el crecimiento son de gran utilidad para datar, en forma precisa, los eventos geomorfológicos que causaron los cambios en la posición vertical de los árboles (Alestalo, 1971). La presencia de madera de reacción en un sector localizado de una sección transversal del tronco está evidenciando la respuesta del árbol frente a un evento que originó su inclinación. La formación de madera de reacción difiere entre coníferas (gimnospermas) y latifoliadas (angiospermas dicotiledóneas leñosas), tanto en su estructura anatómica, como en su fisiología, y también en su localización dentro del tronco (Figura 1). En las coníferas, la madera de reacción es llamada madera de compresión, y se forma sobre la cara del tronco que mira al suelo (hacia abajo de la

pendiente en la figura 1). La madera de reacción en las latifoliadas se llama madera de tensión, y generalmente se forma en la parte superior del tronco (hacia arriba de la pendiente). La formación de madera de reacción va acompañada, generalmente, de un crecimiento radial desigual. El conteo del número de anillos excéntricos podría dar una estimación de la fecha en que ocurrió el evento geomorfológico que causó la inclinación del o de los árboles (Alestalo, 1971; Scurfield, 1973; Fritts, 1976; Villalba, 2000).

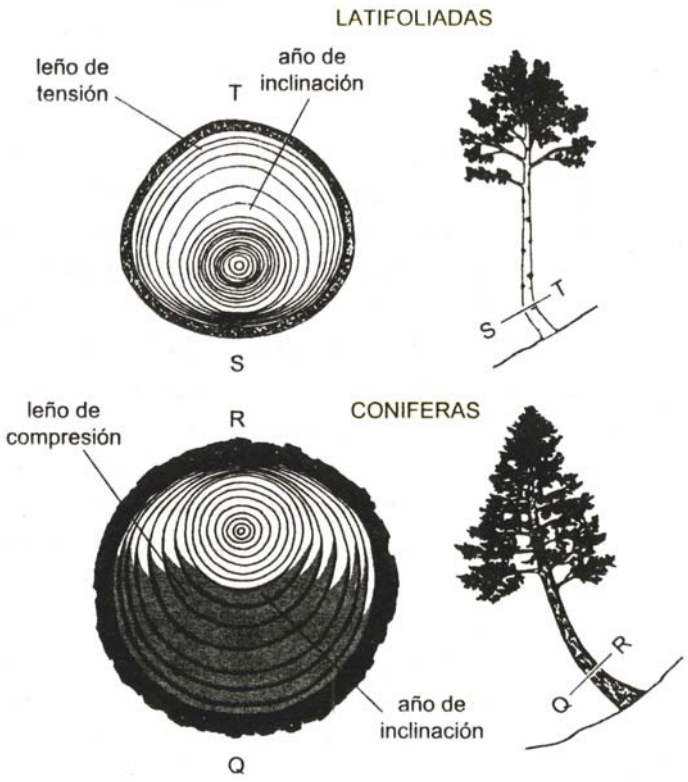


Figura 1. El momento en que ocurrió la inclinación de un árbol puede ser fechado considerando el número de años con crecimiento excéntrico. Adaptado de Lawrence (1950).

2.4.2. Madera de Reacción

Las características estructurales y anatómicas de la madera, observadas y medidas en los anillos de crecimiento, han probado ser útiles en dendrocronología. Estos análisis han dado un mayor entendimiento respecto de los procesos con características estructurales que ocurren en los árboles, los que han demostrado tener conexión con parámetros ambientales (Wimmer, 2002).

La denominada madera de reacción, es una singularidad que se produce por la existencia de niveles supraóptimos o deficitarios de hormonas. Estos niveles hormonales influyen en la actividad cambial. El cambium afectado por la concentración de hormonas modificada, reacciona y produce un tipo de madera de características peculiares, notoriamente diferentes a las de la madera que se produce cuando los niveles de hormonas son los típicos de la especie (Díaz-vaz, 2003). La modificación del nivel hormonal, es el resultado del efecto gravitatorio, provocado por la pérdida de la verticalidad temporal o permanente de los árboles (Du y Yamamoto, 2007). Cuando la inclinación de los árboles, y con ello la variación en la concentración de los niveles hormonales, coincide con la formación de células, el cambium formará entonces células de madera de reacción (Díaz-vaz, 2003). La formación de madera de tensión en las latifoliadas está gobernada principalmente por las hormonas auxina y giberelina (Du y Yamamoto, 2007). La asimetría en el crecimiento del tronco es una consecuencia de la estimulación de la división celular a nivel del cambium (Scurfield, 1973).

Como se señaló anteriormente, en las latifoliadas la madera de reacción se denomina madera de tensión y se produce en la cara opuesta a la inclinación (Scurfield, 1973; Du y Yamamoto, 2007). La madera de tensión tiene en comparación con la madera normal una menor proporción de lignina, lo que explica el color blanquecino que adquiere la madera en las zonas afectadas. Además, se caracteriza por presentar anillos anchos y ser una madera más propensa al colapso (Díaz-vaz, 2003).

La función de la madera de reacción en coníferas y latifoliadas es hacer retornar al tronco inclinado a la posición vertical de crecimiento (Scurfield, 1973; Du y Yamamoto, 2007). Esta es la forma en que el árbol “reacciona” al cambio sucedido en su ambiente (Du y Yamamoto, 2007). Durante su maduración, las fibras que componen la madera de tensión se contraen fuertemente en sentido longitudinal, creando de esta forma un poderoso estrés tensionante que restituye el crecimiento vertical del árbol inclinado (Alestalo, 1971; Scurfield, 1973; Du y Yamamoto, 2007). Este fenómeno hace que el tronco del árbol adquiera una característica forma arqueada, lo que es muy útil para seleccionar los individuos al momento del muestreo.

Diversos autores señalan que los mecanismos de la madera de reacción no están del todo claros (Scurfield, 1973; Du y Yamamoto, 2007). Además de responder a cambios geotrópicos, otros factores pueden causar madera de reacción, entre ellos el ataque de insectos xilófagos (Shroder, 1980). A pesar de esto, el análisis de la madera de reacción

es sin duda uno de los métodos más simples y confiables para datar eventos (Alestalo, 1971; Scufield, 1973; Shroder, 1980).

2.5. Características de *Nothofagus dombeyi*

Nothofagus dombeyi (Mirb) Oerst es un árbol endémico de los bosques subantárticos chilenos (Donoso *et al.*, 2004). Es un árbol monoico siempreverde de gran longevidad, siendo la latifoliada más grande de los bosques del sur de Chile. Puede alcanzar una altura de 50 m y diámetros de hasta 4 m (Díaz-Vaz, 1992; Hoffmann, 1997; Donoso *et al.*, 1999a). Posee un sistema radicular superficial que lo hace muy susceptible a la caída por vientos en estado juvenil (Veblen *et al.*, 1992; Kitzberger *et al.*, 1995; Donoso *et al*., 1999b).

Su distribución geográfica abarca tanto la cordillera de la costa como la cordillera de Los Andes, entre los 34º 40' latitud sur y los 48º latitud sur. En tanto, en el llano central se desarrolla a partir de los 38º hacia el sur ocupando alturas que llegan hasta los 1200 msnm (Veblen *et al*., 1996; Donoso *et al.*, 1999a). Los bosques dominados por Notofagus bajo los 1000 msnm presentan etapas sucesionales tempranas e intermedias, producto de la destrucción de los bosques originales debido a fenómenos catastróficos tales como deslizamientos, terremotos y erupciones volcánicas (Veblen y Ashton, 1978; Veblen *et al.*, 1996).

N. dombeyi se caracteriza por ser una especie vegetal muy plástica, capaz de adaptarse a distintos sitios, sobre suelos muy delgados y rocosos. En su distribución sur se presenta sobre suelos volcánicos. Crece preferentemente en suelo húmedo desde el nivel del mar hasta casi el límite superior de la vegetación arbórea, llegando incluso a desarrollarse en sectores de mal drenaje denominados ñadis (Díaz-Vaz, 1987; Díaz-Vaz, 1992; Hoffmann, 1997; Donoso *et al.*, 1999a). Veblen *et al.* (1996) señala que en comparación con *N. oblicua* y *N. alpina*, el coihue se desarrolla en ambientes más húmedos: pendientes con exposición sur, mayores elevaciones, y hábitats ribereños. Siendo abundante en una amplia gama de suelos, que van desde suelos profundos y con buen drenaje, hasta suelos delgados con inundación intermitente a lo largo del año, incluyendo depósitos volcánicos recientes.

En cuanto a su fenología, al igual que todos los Notofagus chilenos, *N. dombeyi* presenta un ciclo reproductivo de un año (Donoso, 1993; Veblen *et al*., 1996).

Dependiendo de la ubicación geográfica, brota entre septiembre y noviembre, la floración se inicia entre septiembre y octubre, y la caída de semillas ocurre entre enero y mayo (Veblen *et al*., 1996).

2.6. Dendrocronología asociada a *Nothofagus dombeyi*

Sólo existen dos trabajos documentados que han utilizado *N. dombeyi* para llevar a cabo análisis dendrocronológicos (Villalba, 1990; Veblen *et al.*, 1992). Junto a esto, el otro antecedente de *N. dombeyi* existente proviene de Grissino-Mayer (1993), quien en la actualización de las especies utilizadas en dendrocronología a nivel mundial, califica al coihue con un índice cero ("0"), es decir, se le considera como una especie con poca o nula importancia para la dendrocronología. La razón por la cual esta especie no ha sido utilizada extensivamente para la construcción de cronologías reside en que posee anillos porosos difusos, lo que la hace un árbol complejo para tratarla con los métodos dendrocronológicos (Anexo 1). Además, es común que *N. dombeyi* presente entre uno a tres anillos ausentes cada 50 años lo que dificulta el cofechado (Veblen *et al*., 1992).

A pesar de esto antecedentes, *N. dombeyi* es una especie promisoria para su utilización en dendrocronología, ya que si bien no ha sido muy utilizada, está ampliamente distribuida en la zona de estudio y tiene un período de vida de hasta 500- 600 años de edad (Veblen *et al.*, 1996). La utilización de *N. dombeyi* podría, además, transformarse en un importante estímulo para mejorar su estatus de conservación.

Junto a esto, coihue representa las fases sucesionales tempranas luego de la destrucción del bosque debido a fenómenos catastróficos. *N. dombeyi* se desarrolla sobre superficies disponibles en forma abrupta para su colonización por efecto de deslizamientos o movimientos en masa (Veblen y Ashton, 1978). El análisis dendrocronológico de estos bosques podría entregar las edades mínimas de ocurrencia del evento, lo que convierte a *N. dombeyi* en un potencial "marcador" de terremotos.

2.7. El terremoto de 1960 y sus secuelas naturales

En zonas de subducción de placas, grandes eventos sísmicos pueden ser un agente causante de significativos disturbios en los bosques (Veblen y Ashton 1978; Garwood *et al.,* 1979; Veblen *et al.,* 1992; Allen *et al.,* 1999; Vittoz *et al*., 2001).

El terremoto del 22 de mayo de 1960 liberó más energía que cualquier otro evento registrado instrumentalmente (Atwater *et al.*, 1992). Tuvo una magnitud 9,5 y hundió entre uno y dos metros un cuarto de la costa chilena (Wright y Mella, 1963; Plafker y Savage, 1970; Atwater *et al*., 1992). En el estuario del río Maullín, localizado en el centro del área hundida en 1960, testigos informan que árboles nativos, vivos antes del terremoto, comenzaron a cambiar su coloración y a perder su follaje poco después del evento debido al hundimiento cosísmico (Atwater *et al*., 1999). Para el caso particular de Puerto Toledo, se reportó un hundimiento cercano a 1.5 m (Plafker y Savage, 1970; Cisternas, 2005) y numerosos deslizamientos de tierra (Weischet, 1963).

También asociado con este evento, se reportaron miles de avalanchas, movimientos en masa, deslizamientos de tierra y aluviones en el área centro-sur de Chile (Veblen y Ashton, 1978). Sin duda alguna, muchos de estos fenómenos han tenido una profunda influencia en la dinámica de la vegetación ubicada en el área de influencia del terremoto (Veblen y Ashton, 1978).

3. Materiales y Métodos

Con el fin de recibir entrenamiento en las técnicas dendrocronológicas, se realizaron dos estadías de perfeccionamiento. La primera, se llevó a cabo en el Laboratorio de Dendrocronología de la Facultad de Ciencias Forestales de la Universidad Austral de Chile. La segunda, se realizó en The Laboratory of Tree-Ring Research, University of Arizona, USA, gracias a una beca de apoyo otorgada por esta institución.

3.1. Definición de la señal

La definición de la señal se efectuó mediante el método denominado "proceso-evento-respuesta" (Shroder, 1980). El **proceso** geomorfológico de interés (terremoto), produce ciertos **eventos**, los que a su vez generan determinadas **respuestas** en los árboles, las cuales pueden ser fechadas. Para el presente estudio, se consideró al terremoto de 1960 como proceso que produjo la inclinación de un grupo de árboles (evento), lo que podría generar madera de reacción y crecimiento radial excéntrico, liberación y supresión del crecimiento (respuestas) en los anillos de crecimiento (Figura 2).

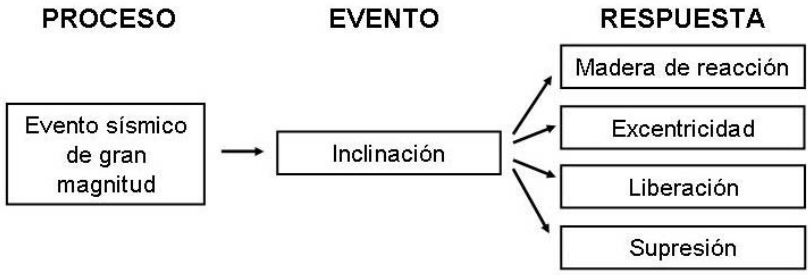


Figura 2. Diagrama del modelo "evento-respuesta". Las respuestas eventos sísmicos pueden ser fechadas en zonas en donde los árboles produzcan anillos anuales de crecimiento. Adaptado de Shroder (1978).

3.2. Selección del sitio

La selección se hizo durante una expedición realizada durante el verano del año 2004, cuyo objetivo era la localización de sitios con señales de eventos sísmicos. En la localidad de Puerto Toledo, caserío situado a 35 km de la boca del río Maullín, se reconoció un rodal de 3,5 ha dominado por *N. dombeyi* (41º31'S; 73º19'W), con numerosos individuos de esta especie inclinados en diferentes sentidos (Figura 3 y Figura 4).

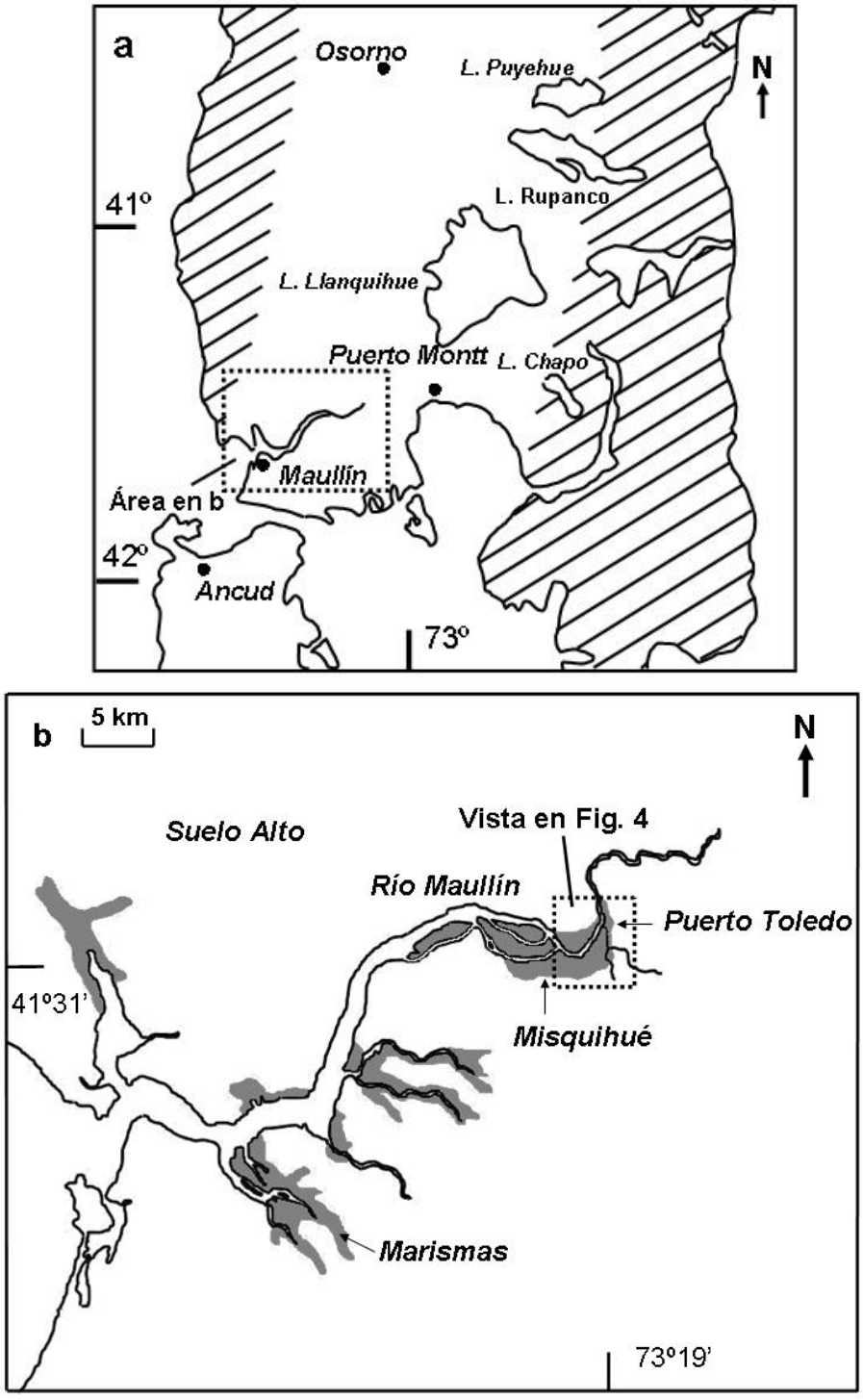


Figura 3. Localización del área de estudio. **a)** Escenario geomorfológico de la zona centro-sur de Chile (▨ cordilleras) (Modificado de Tosso, 1985). **b)** Delimitación de las marismas del estuario del río Maullín (Modificado de IGM, 1994).

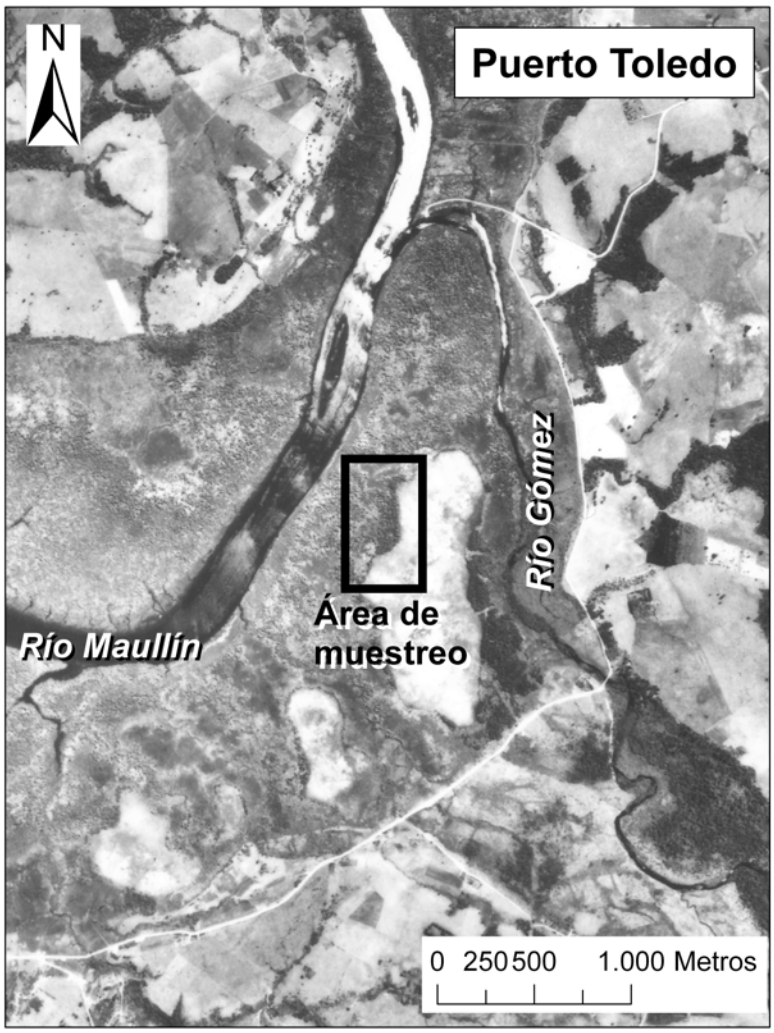


Figura 4. Vista aérea de Puerto Toledo.

3.3. Caracterización del sitio

Clima: El área de estudio se encuentra en la región climática denominada *Templado Lluvioso con Influencia Mediterránea*. La temperatura media sólo alcanza a 11º C. La homogeneidad del relieve produce valores reducidos en las amplitudes térmicas. Así, en Puerto Montt la amplitud térmica sólo alcanza a 8.5ºC (Dirección meteorológica de Chile, 2006). Debido a que se encuentra bajo la acción frecuente del frente polar y por ser una localidad costera con escasa protección orográfica, a causa del descenso del relieve en esta parte del territorio, es un área de gran pluviosidad. La precipitación supera los 2000 mm al año (Romero, 1985). El ciclo de actividad vegetativa en esta zona se extiende por siete a nueve meses al año, estando limitado por las bajas temperaturas (Di Castri y Hajek, 1976)

Geología: Puerto Toledo se encuentra en suelos de origen cuaternario correspondiente a sedimentos continentales (fluviales, glaciales, lacustres) y en parte a sedimentos marinos (Rovira, 1984).

Geomorfología: El área de estudio está situada en la depresión intermedia. Esta sección del llano central se caracteriza por un acusado descenso del continente y por presentar una topografía fuertemente ondulada. El volcanismo ha introducido en esta zona elementos que definen tipos de suelos característicos. Es el caso de los ñadis, que presentan condiciones deficientes de drenaje en suelos caracterizados por costras volcánicas (Börgel, 1983).

Hidrografía: Puerto Toledo se encuentra en la cuenca del río Maullín. Este río forma una cuenca preandina de una extensión de 4.298 km^2 y recorre la depresión intermedia en una longitud de 85 km. En su trayectoria recibe varios afluentes menores, entre ellos el río Gómez, que se une con el Maullín en Puerto Toledo. El Maullín goza de un régimen típico pluvial con un caudal medio del orden de 100 m^3/s. (Niemeyer y Cereceda, 1984).

Suelo: El rodal dominado por *N. dombeyi* se desarrolla sobre un suelo tipo *ñadi*. Estos suelos ocupan las posiciones topográficas más bajas de la depresión central, lo cual provoca problemas característicos de drenaje. El perfil se presenta extremadamente húmedo en invierno debido al aumento de las precipitaciones y la magnitud de las mareas, y muy seco en verano (Rovira, 1984). Por medio de una calicata, se constató que el perfil de suelo corresponde a la serie Maullín. El material parental de este suelo son cenizas volcánicas modernas (Tosso, 1985) y la profundidad del perfil es de sólo 75 cm (Anexo 2).

Fitogeografía: El sitio de estudio se sitúa en la agrupación denominada *Bosque Lluvioso Templado estacional del sur de Sudamérica* (Arroyo *et al.*, 1996). Se caracteriza por estar sujeto a bajas temperaturas invernales, que muchas veces son limitantes para el desarrollo. La denominación "estacional" se explica, debido a la influencia de la acentuada sequía estival en latitudes menores a 42º S (Armesto *et al.*, 1996).

Dentro del sitio de estudio es posible distinguir tres áreas con características distintivas (Figura 4 y Anexo 3). El área inmediatamente ribereña al río Maullín, se encuentra dominada por *Myrceugenia exsucca* (peta) y *Blepharocalyx cruckshanksii* (temu), pertenecientes a las Mirtáceas. Estas especies son características de los bosques

pantanosos (Ramírez *et al.*, 1996). Junto a estas se encuentra *Luma apiculata* (arrayán) y *Drimys winteri* (canelo).

Luego, en sentido oeste-este, se encuentra el rodal dominado por *N. dombeyi*, la especie forma el estrato emergente, con sus copas muy por encima del dosel. La estructura del rodal corresponde al tipo forestal Siempreverde (Donoso y Lara, 1996). En el sotobosque, se presentan nuevamente las especies descritas para el área ribereña, junto a las mirtáceas *Amomyrtus meli* (meli) y *Amomyrtus luma* (luma), menos tolerantes a terrenos con inundación periódica (Hoffmann, 1997). Coincidentemente con el menor estatus hídrico de esta área en relación a la ribera, se encuentran en el dosel *Eucryphia cordifolia*, *Persea lingue* (lingue) y *Laureliopsis philipiana* (tepa). Finalmente, continuando con el sentido oeste-este de esta descripción, se encuentra una marisma dominada por *Juncus* spp., la que es inundada periódicamente en los meses de invierno debido a las precipitaciones, mareas invernales y el aumento del caudal del río Maullín (Paskoff, 1996; Cisternas, 2005; Machuca, 2005).

3.4. Muestreo de campo

La obtención de muestras se llevó a cabo de acuerdo a metodologías estándar (Stokes y Smiley, 1968; Swetnam *et al.*, 1985; Kipfmueller y Swetnam, 2001). Se obtuvieron tarugos de individuos vivos de *N. dombeyi* mediante su perforación con barrenos de incremento Suunto® (40 x 0.5 cm). Esta herramienta permite la obtención de un pequeño cilindro de madera con un mínimo de daño para el árbol (Carrara, 2002). Se muestrearon todos los individuos de *N. dombeyi* inclinados y que según percepción visual sobrevivieron el terremoto de 1960. Debido a la dureza de su madera, fue necesario en ciertas ocasiones aplicar técnicas especiales para retirar el barreno desde el tronco del árbol (Yamaguchi, 1991b). Una vez tomadas, las muestras fueron depositadas en delgados tubos plásticos para prevenir daños y preservar los segmentos quebrados junto a sus respectivas muestras (Kipfmueller y Swetnam, 2001).

Se muestrearon un total de 22 individuos. No se pudo extraer muestras desde algunos árboles debido a que su tronco presentaba una pudrición avanzada. Se tomaron dos tarugos por árbol; uno desde arriba de la inclinación y otra desde abajo. En suma se obtuvieron 55 tarugos. Se obtuvieron algunas repeticiones, con el propósito de asegurar la obtención final de al menos una muestra de calidad por cada lado del árbol.

3.5. Montaje y lijado

Una vez en laboratorio, los tarugos fueron montados en molduras de madera y pulidos con lijas de granulometría decreciente hasta distinguir individualmente las células xilemáticas. Este procedimiento es vital para realizar el análisis dendrocronológico (Stokes y Smiley 1968; Swetnam *et al.*, 1985; Yamaguchi y Brunstein, 1991).

3.6. Cofechado

Mediante una lupa estereoscópica se analizaron preliminarmente las muestras para distinguir, por medio de la morfología celular de cada anillo, los verdaderos anillos anuales. Posteriormente, los anillos fueron contados y fechados. Para el fechado se utilizó la convención de Schulman (1956), que asigna a cada anillo la fecha en que se inició el crecimiento. Así por ejemplo, un anillo asignado con año 2000, corresponde al período de crecimiento que va de la primavera del 2000 al verano del 2001.

Para el cofechado, se utilizó la metodología descrita por Yamaguchi (1983, 1991a) para cofechar tarugos provenientes de árboles vivos. Este método permite la identificación del año calendario de formación del anillo en forma más eficiente que el método tradicional, basado en la confección de gráficos en papel milimetrado (Stokes y Smiley, 1968; Swetnam et al., 1985). La metodología moderna se basa en la anotación de los anillos marcadores (*i.e.* anillos inusualmente angostos y anchos) de cada muestra.

En una primera etapa, se cofecharon sólo los tarugos de cada árbol entre sí. El objetivo de esta técnica es reducir el efecto de las diferencias de crecimiento intra-árbol y ayudar a la identificación de anillos falsos y ausentes (Stokes y Smiley, 1968; Yamaguchi, 1991a, Jacoby *et al.*, 1992). Este último punto es especialmente sensible en la construcción de cronologías utilizando *N. dombeyi*, ya que como se señaló, presenta en un alto número de anillos ausentes (Veblen *et al.*, 1992). En una segunda etapa, se procedió al cofechado de los tarugos provenientes de los distintos árboles.

3.7. Medición y construcción de la cronología

Los anillos de crecimiento fueron medidos a una precisión de 0.001 mm en un carro de medición incremental Velmax® conectado a un computador. Obteniéndose como producto series de tiempo de anchos de anillo para cada tarugo medido. El control de

calidad de la medición y corrección de errores en el cofechado se realizó con el programa COFECHA. Este programa se basa en al análisis de la correlación de series de tiempo segmentadas. Este es esencialmente un proceso de “alta frecuencia”. En la mayoría de las regiones temperadas, variaciones año-a-año en el ancho de anillos son más importantes para un exitoso cofechado que las tendencias de largo aliento (*i.e.* baja frecuencia). Para ello, el programa utiliza un filtro, derivado de un algoritmo matemático, que remueve las tendencias de baja frecuencia en cada serie. Para el análisis estadístico de las series, el programa utiliza el coeficiente de correlación, también conocido como coeficiente de Pearson (*i.e*. valor r). Debido a que el cofechado debe ser muy preciso, se utiliza un nivel de confianza de 99% durante todo el proceso (Holmes, 1983; Grissino-Mayer, 2001).

Para cada serie de tiempo fechada, el análisis de correlación se realizó con un traslape de segmentos de 30 y 15 años. De esta forma, el control de calidad realizado fue más estricto que el comúnmente utilizado para las demás especies (*e.g.* alerce y ciprés), las cuales se analizan con segmentos de 50 años traslapados con 25. El desarrollo de la cronología fue realizada con la última versión disponible del programa ARSTAN para Windows (Cook y Krusic, 2006).

3.8. Reconstrucción del evento

Se llevó a cabo un análisis cuantitativo y cualitativo de la cronología. Para el análisis cuantitativo, se evaluó el comportamiento de los anchos de anillos en cada árbol mediante gráficos de sus curvas de crecimiento (Figura 6a). También se construyeron cronologías de diferencias (Figura 6b), las que consisten en la sustracción de la serie proveniente de la parte inferior de la inclinación, a la serie de tiempo proveniente de la parte superior. Este análisis es útil para distinguir el año exacto en que comienza la excentricidad en el crecimiento y evaluar las diferencias de magnitud en el crecimiento de las muestras. El análisis cualitativo se realizó mediante la observación a nivel celular de los anillos de crecimiento. Se basó en la apreciación de la presencia de madera de tensión asociada al crecimiento excéntrico de los anillos.

Paralelamente, con el objetivo de recoger evidencia complementaria, se localizaron sobrevivientes del terremoto de 1960 que hayan estado viviendo en Puerto Toledo al ocurrir el sismo. Se entrevistaron cuatro sobrevivientes.

4. Resultados y Discusión

4.1. Cronología

El registro de anillos estudiados tiene una edad de 102 años, abarcando el período 1904-2005. (Fig. 5). La cronología posee una correlación entre las series de 0.469 ($P<0.001$) y una sensibilidad promedio de 0.475 ($P<0.001$). La correlación obtenida es excelente si se compara con la correlación de 0.350 que se logra por lo general en la construcción de cronologías con Alerce (Neira y Lara, 2000). Lamentablemente, estos resultados no pueden ser comparados con las otras cronologías de *N. dombeyi* reportadas, ya que esos reportes no entregan los estadígrafos obtenidos (Villalba, 1990; Veblen et al., 1992).

El período mejor replicado en la cronología es entre 1940 y 2005. Un considerable número de muestras fueron tomadas desde troncos que presentaban pudrición interna en su centro, lo que disminuyó la longitud de los registros en esos radios. Ésta parece ser una condición común en *N. dombeyi* (Kitzberger *et al.*, 2000). En otros casos, debido a la dificultad que se presentaba para lograr el cofechado, se decidió acortar la serie de tiempo estudiada y concentrar el análisis en las fechas cercanas al año 1960.

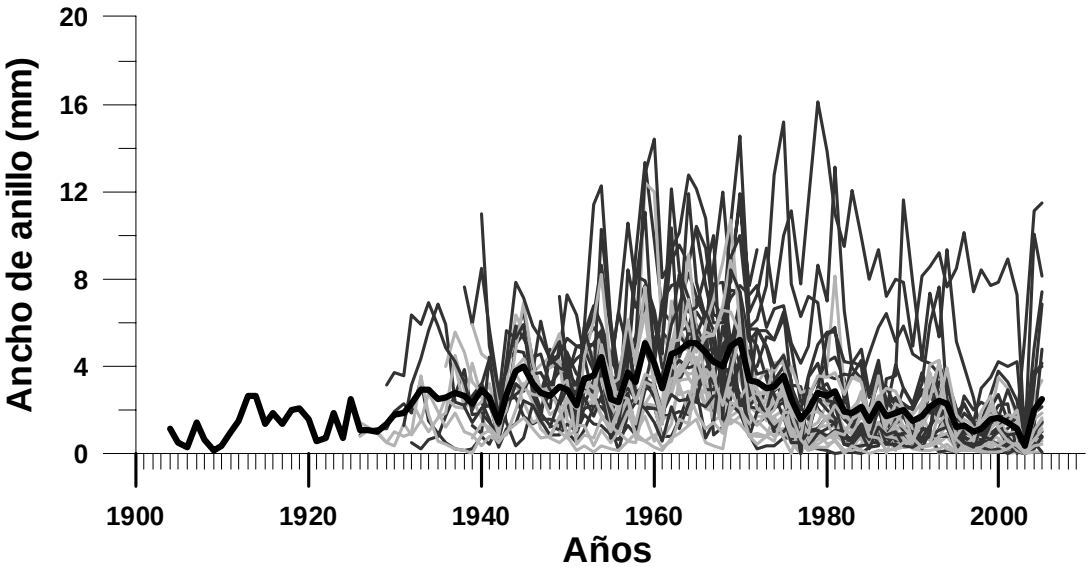


Figura 5. Cronología de anchos de anillos de crecimiento del rodal de *Nothofagus dombeyi* (▬ cronología promedio; ▬ serie de tiempo proveniente de la parte superior; ▬ serie proveniente de la parte

Se logró incluir un total de 31 muestras en la cronología (Anexo 4). Las 31 series de tiempo están compuestas por 22 muestras provenientes de 11 individuos, esto es, 11 pares correspondientes a tarugos tomados en el sentido de la inclinación (parte superior del tronco inclinado), y un segundo tarugo tomado en la parte inferior del tronco; tres muestras provenientes de un solo árbol; y seis muestras provenientes de seis individuos.

En relación a estas últimas, aunque no fue posible incluir a sus pares en la cronología ya que presentaban baja correlación (*i.e.* no cofecharon), los pares no incluidos si fueron considerados para el análisis. Se aplicó el criterio de que al menos una de las dos series tomadas por árbol debía cofechar con la cronología para que ambas muestras fueran analizadas. Los seis pares fueron cofechados con altas correlaciones entre ellos (Anexo 5), por lo que se consideró que el criterio establecido proporcionaba un control suficiente y confiable del fechado. Es muy probable que estas muestras no hayan podido ser correlacionadas con la cronología debido a la gran magnitud del disturbio registrado por estos anillos de crecimiento (Grissino-Mayer, 2001). Del resto de las muestras, ni una de las dos series de cada par pudo ser cofechada con la cronología, por lo que no fueron tomadas en cuenta. De esta forma, el análisis se llevó a cabo con 18 de los 22 árboles muestreados.

Una de las señales más comunes y útiles para datar eventos geomorfológicos es el desarrollo de una notable reducción en el ancho de los anillos (Carrara, 2002). Debido a la gran magnitud del evento sísmico, se esperaba que el terremoto fuera seguido por una reducción importante del ancho de anillos. Más aún, debido al hundimiento cercano a los 1,5 m que produjo el evento en el área, se esperaría que el rodal fuese afectado por la mayor incidencia de las mareas altas producidas en invierno, las cuales presentan además una alta salinidad. Testigos informan que luego del terremoto los suelos aledaños al rodal comenzaron a ser inundados periódicamente durante el invierno por el río Maullín (Anexo 9). Sin embargo, no se observa tal reducción, y en su lugar se puede apreciar sino un leve aumento, al menos la mantención de los niveles de crecimiento radial. Junto a esto, de la observación en terreno se puede concluir que los individuos mantienen un estado sanitario favorable.

En primer término, esto podría explicarse por las características del sistema radical del coihue. Es poco probable que un aumento del nivel freático haya afectado al rodal, debido a que *N. dombeyi* desarrolla sólo raíces superficiales (Ver sección 2.5.). En terreno se pudo constatar que las raíces no sobrepasaban los 40 cm de profundidad (Anexo 2).

Lo anterior también podría ser explicado por una caída de árboles, lo que se tradujo en una mayor disponibilidad de energía lumínica para los sobrevivientes (LaMarche y Wallace, 1972). Esto es consistente con el trabajo documentado por Veblen *et al.* (1992), quienes observaron un incremento en el ancho de anillos promedio en *N. dombeyi*, luego del terremoto de 1960. Este fenómeno está determinado por el acelerado crecimiento de árboles ya presentes en respuesta a caídas de árboles producidas por el terremoto. Es probable que esta causa haya actuado en forma sinérgica con las características del sistema radical, lo que disminuyó la severidad de la respuesta de estos sobrevivientes al evento sísmico.

Finalmente, el desarrollo de madera de reacción en árboles inclinados va aparejado generalmente de un incremento en la magnitud de crecimiento radial (Jacoby, 1997). Este hecho también podría explicar el comportamiento de la cronología. Cómo se analizará más adelante en detalle, la mayoría de las muestras tomadas desde la parte superior del tronco inclinado presentan anillos muy anchos, característicos de la madera de tensión en latifoliadas.

4.2. Excentricidad y asimetría en el crecimiento radial

Aunque el análisis de la cronología en su conjunto entrega algunas luces del efecto del terremoto de 1960 sobre el rodal (en la Figura 5 es apreciable una predominancia de mayores magnitudes de crecimiento en las muestras tomadas desde la parte superior del tronco), fue necesario realizar un análisis “pareado” de las muestras para estudiar en detalle las respuestas cada árbol. En la Figura 6 se presentan los comportamientos característicos observados en los árboles que componen el rodal estudiado. Debido a que el terremoto ocurrió en mayo de 1960, una vez finalizada la temporada de crecimiento del año 1959, se espera que el primer anillo que registre el evento sea el correspondiente a 1960.

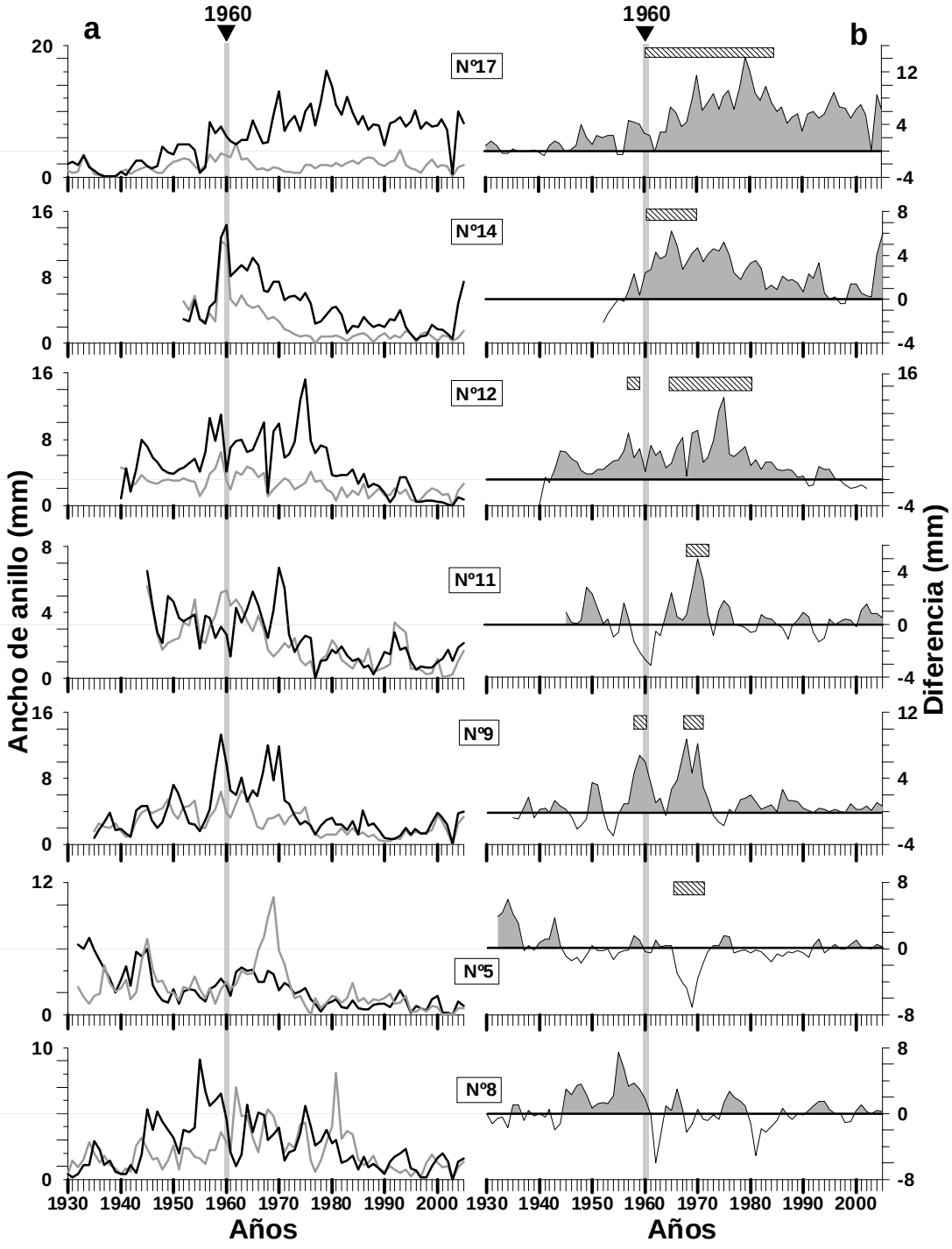


Figura 6. **a)** Curvas de crecimiento radial de la parte superior (——) e inferior (——) respecto de la inclinación, de los árboles que presentan comportamientos característicos en el rodal. **b)** Cronologías de diferencia entre la parte superior e inferior para los mismos individuos, y presencia de madera de tensión en la parte superior respecto de la inclinación (▨).

4.2.1. Evidencia positiva

Los árboles 14 y 17 (Figura 6a y 6b), representan la clase de respuesta esperada de acuerdo a los análisis previos. Se aprecia una ligera disminución del crecimiento en el año 1960 y en los inmediatamente posteriores, para luego presentar una gran diferencia de magnitud de crecimiento entre la parte superior e inferior respecto de la inclinación. El árbol 17 presenta magnitudes de crecimiento que llegan a ser 14 veces mayores en la parte superior, y su excentricidad en el crecimiento perdura por al menos 25 años (Figura 6b y 7). Mientras que el árbol 14 llega a presentar diferencias de hasta seis veces entre ambas secciones. Esto fenómeno sólo puede ser explicado por una inclinación severa producida en una fecha cercana al año 1960.

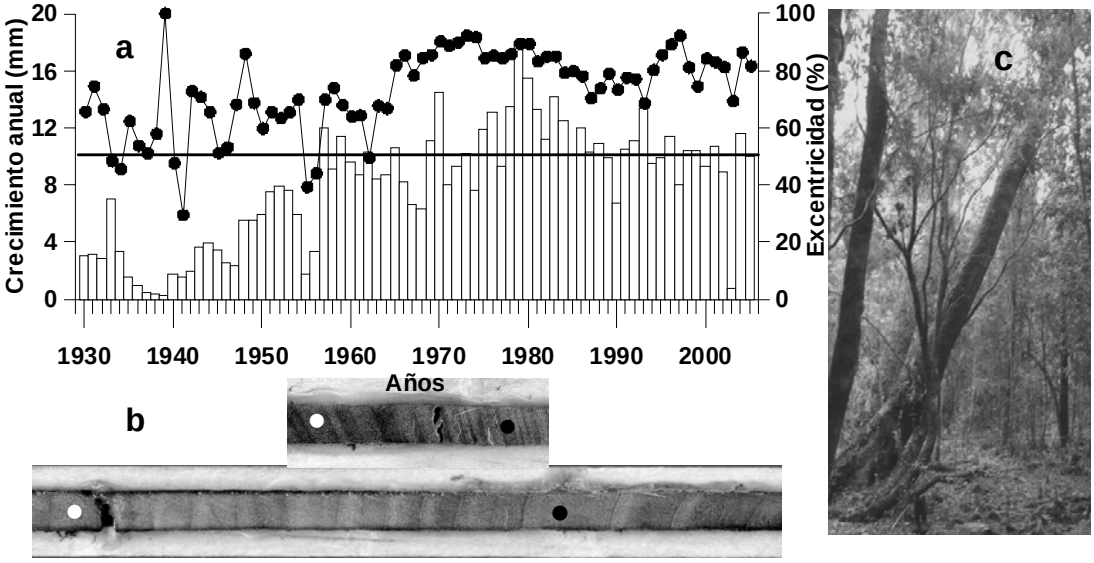


Figura 7. a) Gráfico que representa el crecimiento excéntrico del árbol Nº 17. La excentricidad está representada como el porcentaje de la parte superior respecto del crecimiento total anual del árbol **b)** Anillos de crecimiento de la parte superior (abajo) y de la parte inferior (arriba) respecto de la inclinación. Los puntos blancos corresponden al año 1960 y los puntos negros al año 1970. Ambas fotografías están a igual escala **c)** Imagen del árbol Nº 17 inclinado.

El árbol 12 (Figura 6a y 6b) presenta una respuesta similar a la mostrada por los dos anteriores casos. La parte superior llega a alcanzar un máximo de crecimiento en el año 1975, 12 veces superior a la parte inferior. La excentricidad en el crecimiento se extiendo hasta el año 1988, lo que demuestra nuevamente la magnitud del evento que produjo este comportamiento. Shroder (1978) señala que en ciertos casos puede ocurrir

un incremento en el ancho de los anillos en donde la producción de madera de reacción es retrasada. Esta aseveración es consistente con el comportamiento de la parte superior del árbol 12. Hay un incremento sostenido del ancho de los anillos luego del año 1960, para luego comenzar a producir madera de reacción a partir del año 1965.

El árbol 11 presenta un comportamiento característico que se observó en otros especimenes. La parte superior del árbol parece haber sido muy afectada por el evento de 1960. Los anillos correspondientes a los años 1960 y 1961 muestran una ostensible baja en el crecimiento, y luego de un período de alrededor de siete años aproximadamente, muestra el crecimiento radial excéntrico que se espera para un tronco inclinado. En ciertos casos, la formación de madera de reacción, con la consiguiente excentricidad en el crecimiento, puede presentarse en forma tardía, algunos años luego de ocurrido el evento (Sheppard y Jacoby, 1989; Carrara, 2003). De esta forma, estos resultados son consistentes con lo observado por Carrara (2002), quien observó en un grupo de *Pseudotsuga menziesii,* afectados por el terremoto del lago Hebgen en 1959, Utah, EE.UU., que la formación de madera de reacción tardó entre tres y nueve años. Ante eventos severos, el árbol pareciera demorar un período de tiempo en recuperarse, y luego comenzar con la producción madera de reacción (Carrara, 2003).

El árbol 9, en tanto, presenta en sus curvas de crecimiento radial dos segmentos que se podrían atribuir al efecto de su inclinación. El primer segmento, que va desde el año 1958 al 1961, se piensa que se explica por efecto de un evento de menor magnitud, como podría ser la acción del viento. Se puede apreciar en la Figura 6a que no hay otro árbol que presente ese comportamiento antes de 1960. El coihue es una especie sensible al viento debido a su sistema radicular superficial. En seguida se presenta un período de disminución abrupta del crecimiento, lo que podría ser la primera respuesta al efecto del terremoto de 1960. Luego, a partir del año 1964 y en forma coincidente con el resto de los árboles, el individuo muestra un marcado crecimiento radial excéntrico que va desde el año 1965 al 1973.

4.2.2. Evidencia inversa

Contrariamente a lo esperado, el árbol 5 mostró un mayor crecimiento en la parte inferior respecto de la inclinación. LaMarche y Wallace (1972) observaron también este fenómeno en un estudio realizado en la falla geológica de San Andrés, California. Se

cree que esto se debe a que luego del terremoto, el árbol podría haber cambiado nuevamente de posición. También podría ser explicado por caídas de árboles adyacentes a esa zona del árbol. O bien, debido a que las oscilaciones y sacudimientos de la superficie produjeron un mayor daño en las raíces cercanas al costado de arriba del árbol respecto de la inclinación (LaMarche y Wallace, 1972). De todas formas, se considera a este individuo como un "*marcador*" del evento sísmico. La diferencia en magnitud de crecimiento entre ambas muestras es considerable; la parte superior llegó a crecer seis veces más. Además, la excentricidad en el crecimiento se presenta en forma sincrónica en relación a los otros árboles.

4.2.3. Comportamiento ambiguo

El árbol 8, representa el comportamiento que mostraron algunos árboles, en los cuales no pudo ser identificada en forma clara una respuesta al evento de 1960. Como se aprecia en la Figura 6a y 6b, no es posible distinguir una respuesta clara y perdurable. En relación a estas dificultades, Shroder (1978) señala que inclinaciones individuales producen generalmente cambios desde madera normal a madera de reacción, fáciles de fechar. Por otro lado, inclinaciones múltiples o graduales producen curvaturas de tronco compuestas, así como también madera de reacción compleja, lo que puede dificultar su fechado en forma precisa. Estos eventos múltiples son extremadamente difíciles de descifrar en tarugos. Sin embargo, pueden ser determinados en forma relativamente fácil en secciones completas del tronco (*i.e.* rodelas), a través de la eliminación visual de variaciones extrañas en el ancho y densidad de los anillos (Shroder, 1978).

4.2.4. Análisis de estructura de los anillos de crecimiento

Aunque ya se discutieron algunos aspectos respecto a este punto en el párrafo anterior, es prudente hacer algunas especificaciones. En forma coincidente con lo observado por otros autores (Ver secciones 2.4.1. y 2.4.2.), la excentricidad en el crecimiento estuvo asociada con la producción de madera de tensión. En la Figura 6b se muestran los segmentos de anillos que estaban compuestos de madera de tensión. Se cree que la extensión de estos segmentos puede estar subestimada. En primer lugar, porque la detección de la madera de tensión en latifoliadas es un trabajo más complejo que el estudio de madera de compresión, del que existe más experiencia (Jacoby, 1997). En segundo lugar, porque la excentricidad en el crecimiento se explica por la producción de madera de tensión (Alestalo, 1971; Scurfield, 1973; Shroder, 1978; Shroder 1980;

Villalba, 2000). De la observación de la Figura 6a y 6b se puede concluir que la excentricidad en el crecimiento, inferida de la medición del ancho de los anillos, excede en algunos años a la producción de madera de tensión en casi todos los árboles.

4.3. Síntesis

En la Figuras 8 y 9, se presenta un sumario de los comportamientos presentados por los individuos de *N. dombeyi* estudiados en Puerto Toledo. En la Figura 8 es destacable el alto porcentaje de individuos que mostraron la respuesta esperada. Casi el 55% de los coihues mostraron excentricidad en las curvas de crecimiento radial. También destacable es el hecho de que sólo un 13,64% de árboles no cofecharan con la cronología, y que solamente en un árbol (4,55%) no pudieran ser cofechadas las dos muestras radiales tomadas de su tronco. Este resultado es alentador para la construcción de nuevas cronologías con *N. dombeyi* en el futuro.

De la Figura 9, es destacable mencionar que de los árboles que presentaron respuesta positiva al evento, la mayoría comenzó su respuesta en el mismo año de ocurrencia del evento y hasta dos años luego de ocurrido (40,8% en total). En tanto, cuatro árboles registraron en forma clara su respuesta luego de cinco y seis años de sucedido el evento.

Se podría afirmar entonces, que la respuesta al evento de 1960 está caracterizada por un crecimiento radial excéntrico, la producción de madera de reacción, y un consiguiente aumento en la magnitud de crecimiento del árbol.

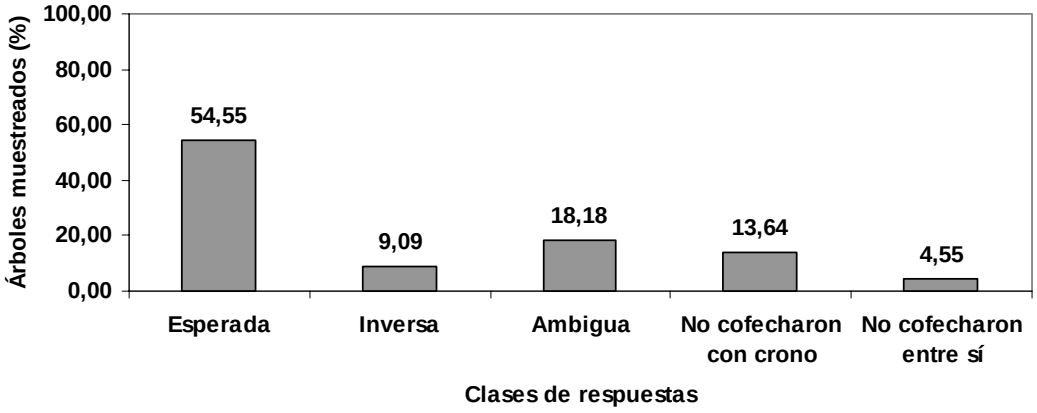


Figura 8. Frecuencia de las distintas clases de respuestas al evento sísmico de 1960 en el rodal de *Nothofagus dombeyi*.

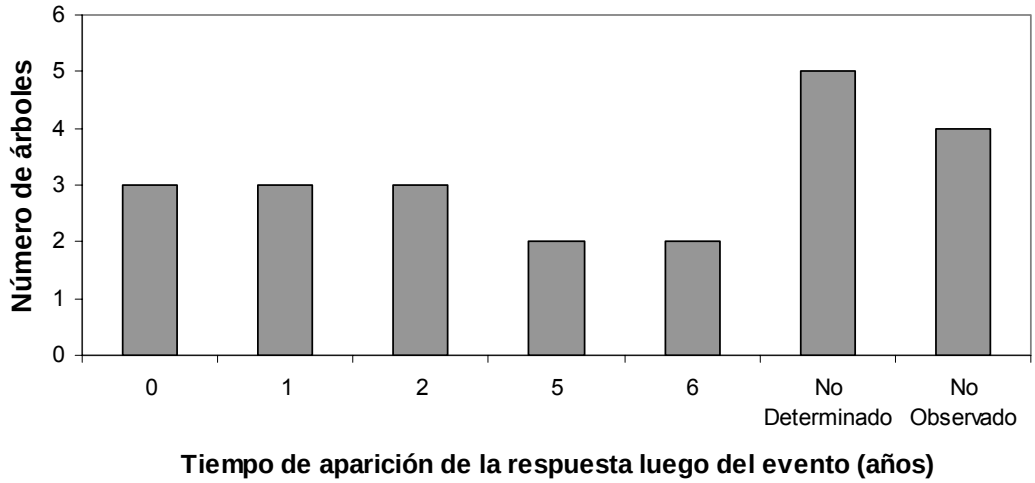


Figura 9. Frecuencia de tiempo en que la respuesta al evento se hace identificable.

4.4. Reconstrucción del evento

Como se dijo anteriormente, el análisis de los anillos de crecimiento necesita del apoyo de evidencia complementaria para establecer un terremoto como la causa del disturbio, y de esa forma hacer una reconstrucción completa y precisa del evento (Jacoby, 1997; Villalba, 2000; Cisternas, 2005). En el caso particular de Puerto Toledo, es importante distinguir el efecto que haya podido tener el viento y la respuesta al terremoto de 1960. En esta área el viento es un importante agente ecológico, siendo usual la ocurrencia de temporales entre 40 y 50 km h^{-1} al menos una vez al año ([1]Quintana, 2007).

Del análisis de la Figura 6 se puede inferir que otros disturbios han ocurrido antes y después de 1960. Esto, debido a la excentricidad en el crecimiento radial de los árboles en otros segmentos. Este hecho hace suponer que en algunos individuos más de una inclinación ha ocurrido. A continuación se detallan las razones que reafirman la hipótesis de que el comportamiento radial de estos árboles luego del año 1960 se debe al efecto dominante y extensivo del terremoto ocurrido en mayo de 1960, a saber:

- No hay una clara preponderancia en la dirección de inclinación de los árboles que pudiera entregar indicios de una preeminencia en la acción del viento en el sitio (Anexo 7).

[1] Comunicación personal. Juan Quintana, M.S. Meteorólogo, Dirección Meteorológica de Chile

- Es fundamental evaluar la sincronía en la ocurrencia de las respuestas (Yadav y Bhattacharyya, 1994). Se puede observar que la mayoría de las muestras presentan una marcada respuesta a partir del año 1960. Sólo un 18% muestra un comportamiento ambiguo. Ésto evidencia un evento a gran escala.

- Liberaciones o crecimiento radiales excéntricos anteriores al 60, los cuales no pueden ser atribuidos al terremoto de 1960 pero si al efecto del viento, sólo aparecen en forma variable en los diferentes individuos.

- La magnitud y extensión en el tiempo de la respuesta de estos árboles a partir de 1960 no son comparables con ningún otro disturbio registrado durante los 102 años de la cronología.

- De acuerdo a las escala Beaufort del viento, que describe los efectos característicos del viento a diferentes intensidades (Anexo 8), vientos de 40 a 50 km h^{-1} no producen efectos comparables a la inclinación de los árboles.

- Finalmente, los cuatro sobrevivientes que fueron entrevistados expresaron que el terremoto de 1960 provocó en el área masivos deslizamientos de tierra, junto a la rotura de ramas, caída e inclinación de árboles. Dos de ellos expresaron específicamente que los árboles del rodal en estudio fueron inclinados por el terremoto de 1960 (Anexo 9). Respecto a los vientos, señalaron que sólo a partir de los últimos cinco años habían ocurrido temporales que produjeron efectos visibles para ellos en los árboles.

Estos antecedentes comprueban que el comportamiento mostrado por estos árboles en sus curvas de crecimiento radial es en respuesta al gran terremoto de 1960.

4.5. Consideraciones metodológicas para la selección de sitios de muestreo

La duración y la magnitud del sacudimiento de la superficie en una localidad dependen esencialmente, además de la magnitud propia del evento sísmico, de la estructura geológica regional y local (Hartzell *et al.*, 1996; Frankel *et al.*, 2002; Pratt *et al.*, 2003). Este fenómeno determina que la duración y fuerza del sacudimiento varían considerablemente de un lugar a otro. Ciertas estructuras geológicas tienden a

concentrar la onda causada por el terremoto, lo que amplifica localmente la magnitud del evento. Por ejemplo, Sthephenson *et al*. (2006), reportan que un grupo de chimeneas fue dañado por los terremotos de 1965 y 2001 ocurridos en Seattle, Washington, y que la distribución del daño coincide con una zona de amplificación de ambos eventos sísmicos.

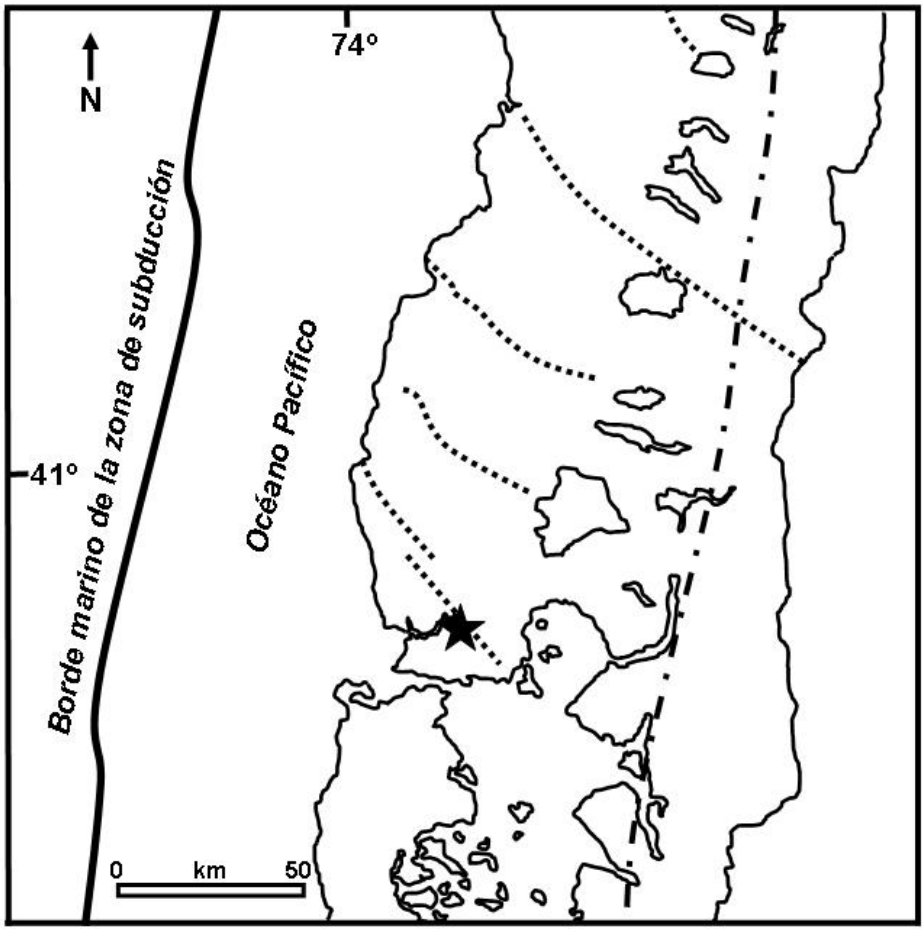


Figura 10. Mapa esquemático de la zona centro-sur de Chile (Modificado de SERNAGEOMIN, 2002).
★ Ubicación de Puerto Toledo
Sistemas de fallas Liquiñe-Ofqui
Fallas geológicas

Para el caso particular de Puerto Toledo, se ha descrito una falla geológica en sentido NO-SE que cruza justamente por esta localidad (Elgueta *et al.*, 2000). Se piensa que esta estructura regional, acompañada de una geología local caracterizada por depósitos sedimentarios recientes (Rovira, 1984; Tosso, 1985), podrían estar determinando una amplificación de la onda sísmica causada por el gran evento de 1960, y que causó la inclinación de los árboles en este sitio específico. Los deslizamientos de tierra

reportados por Weischet (1963) en Puerto Toledo, apoyan este postulado de la ocurrencia de una falla, y la influencia de esta falla en la magnitud del evento ocurrido en Puerto Toledo. Respecto de la estructura geológica local, Pratt et al. (2003) observaron una amplificación de la onda sísmica del terremoto ocurrido en 1999 en Chi-Chi (Taiwán), en un valle sedimentario ubicado en el estado de Washington, USA. Lo que podría ser una circunstancia análoga a la ocurrida en Puerto Toledo.

Además, la presencia de *N. dombeyi* interviene en forma sinérgica con la geología del área. Como se señaló, esta especie posee un sistema radical superficial (Veblen *et al.*, 1992; Kitzberger et al., 1995; Donoso *et al*., 1999a). Alestalo (1971) señala que árboles con sistemas radiculares pocos profundos son más susceptibles al efecto de movimientos de la superficie. Estas evidencias podrían explicar la inclinación del rodal de *N. dombeyi* y el registro del evento sísmico en sus anillos de crecimiento.

De acuerdo a esta información, se cree que es posible encontrar individuos o grupos de árboles que almacenen registros de eventos sísmicos por medio de su inclinación, en rodales que se desarrollen a lo largo de las fallas geológicas descritas en sentido noroeste en el área centro-sur de nuestro país. En el caso específico de la zona ubicada en la Cordillera de la Costa y la depresión intermedia, la geología local esta dominada por suelos volcánicos recientes, lo que es coincidente con la estructura presente en Puerto Toledo (Tosso, 1985).

De la misma forma, se propone que es posible encontrar árboles que hayan registrado eventos sísmicos prehistóricos ubicados en sectores precordilleranos y cordilleranos a lo largo del sistema de fallas geológicas conocido como Liquiñe-ofqui, el que se extiende en sentido norte-sur, en forma paralela a los Andes por 960 kilómetros, desde el volcán Llaima hasta el volcán Hudson (Elgueta *et al.*, 2000). Sería recomendable priorizar la búsqueda de señales en rodales que se desarrollen sobre sustratos inestables. Kitzberger *et al*. (1995), observaron una mayor respuesta al terremoto de 1960 precisamente en árboles ubicados sobre sustratos inestables en el norte de la Patagonia Argentina.

5. Conclusiones

Se reafirma el hecho de que *Nothofagus dombeyi* es una especie arbórea útil para su estudio mediante métodos dendrocronológicos. Un trabajo sistemático de construcción de cronologías de anchos de anillo de coihue podría ser una fuente importante de registro *proxy*, dada la amplia distribución que esta especie tiene en nuestro país.

Anillos de crecimiento de *Nothofagus dombeyi* son capaces de registrar eventos sísmicos de gran magnitud llegando a una precisión anual. Se comprobó que el rodal ubicado en Puerto Toledo fue afectado por el terremoto de 1960, quedando registrado por la producción de madera de tensión lo que produjo excentricidad radial en el desarrollo de los individuos.

De la comparación con trabajos anteriores, se puede deducir que la forma en que los anillos de crecimiento registran eventos sísmicos depende de la magnitud del terremoto, la hidrología del área, el suelo, su geología y clima. En este sentido, es importante evaluar las particularidades de cada área de estudio, especialmente cuando se estudien eventos prehistóricos.

Dado que la señal dendrocronológica puede ser retrasada en algunos años, es vital contar con información complementaria para poder reconstruir la fecha del evento con precisión. Junto a esto, es muy importante comparar la sincronía de la señal entre los individuos de un mismo sitio, y a una mayor escala, entre cronología de distintas áreas, para descartar otros agentes ecológicos locales que pudieran estar generando la señal en los anillos (*e.g.* viento y nieve).

Se recomienda en la medida de lo posible, llevar a cabo muestreos que intensifiquen la colección de secciones completas de árboles. Este tipo de material proporciona una perspectiva más amplia para descifrar eventos complejos registrados por el árbol.

Se recomienda comenzar un trabajo de búsqueda de nuevos rodales o parches de *Nothofagus dombeyi* que puedan contener la señal tectónica con el objetivo de datar eventos sísmicos prehistóricos.

6. Literatura Citada

Allen R., P. Bellingham, and S. Wiser. 1999. Immediate damage by an earthquake to a temperate montane forest. Ecology 80: 708-714.

Alestalo, J. 1971. Dendrochronological interpretation of geomorphic processes. Fennia 105: 1-140.

Armesto, J., P. León-Lobos, y M. Arroyo. 1996. Los bosques templados del sur de Chile y Argentina: Una isla biogeográfica. p. 23-28. In J. Armesto, C. Villagrán, y M. Arroyo(eds.). Ecología de los Bosques Nativos de Chile. Editorial Universitaria, Santiago, Chile.

Arroyo, M., L. Cavieres, A. Peñaloza, M. Riveros. y, A. Faggi. 1996. Relaciones Fitogeográficas y patrones regionales de riqueza de especies en la flora del bosque lluvioso templado de Sudamérica. p. 71-99. In J. Armesto, C. Villagrán, y M. Arroyo (eds.). Ecología de los Bosques Nativos de Chile. Editorial Universitaria, Santiago, Chile.

Atwater, B., and D. Yamaguchi.1991. Sudden, probably coseismic submergence of Holocene trees and grass in coastal Washington State. Geology 19: 706 - 709.

Atwater B., H. Jiménez, and C. Vita-Finzi. 1992. Net late Holocene emergence despite earthquake-induced submergence, south-central Chile. Quaternary International 15/16: 77–85.

Atwater, B., M. Cisternas, J. Bourgeois, W. Dudley, J. Hendley, and P. Stauffer. 1999. Surviving a tsunami: Lessons from Chile, Hawaii, and Japan. 19 p. U.S. Geological Survey, Circular 1187.

Atwater, B., M. Tuttle, E. Schweig, C. Rubin, D. Yamaguchi, and E. Hemphill-Haley. 2001. Earthquake history inferred from paleoseismology. p. 331-350. In: B.F. Atwater, A.R. Gillespie, S.C. Porter, and J. Rose (eds.). The Quaternary Period in the United States: Developments in Quaternary Science. Elsevier Science Ltd, Amsterdam, Netherlands.

Atwater, B., S. Musumi-Rokkaku, K. Satake, Y. Tsuji, K. Ueda, and D. Yamaguchi. 2005. The Orphan Tsunami of 1700: Japanese Clues to a Parent Earthquake in North America. 133 p. U.S. Geological Survey and University of Washington Press, Washington, USA.

Barichivich, J. 2005. Muerte apical episódica en bosques de alerce (*Fitzroya cupressoides* (Mol.) Johnston) de la cordillera de la costa. 52 p. Tesis Ingeniero Forestal. Universidad Austral de Chile, Facultad de Ciencias Forestales, Valdivia, Chile.

Benson, B., B. Atwater, D. Yamaguchi, L. Amidon, S. Brown, and R. Lewis. 2001. Renewal of Tidal Forests in Washington State after a Subduction Earthquake in A.D. 1700. Quaternary Research 56, 139–147.

Bekker, M. 2004. Spatial variation in the response of tree rings to normal faulting during the Hebgen Lake Earthquake, Southwestern Montana, USA. Dendrochronologia 22: 53-59.

Bollschweiler, M., M. Stoffel, M. Ehmisch, and M. Monbaron. 2007. Reconstructing spatio-temporal patterns of debris-flow activity using dendrogeomorphological methods. Geomorphology, *in press*.

Börgel, R. 1983. Geomorfología. 177 p. Colección de Geografía de Chile, Instituto Geográfico Militar, Santiago, Chile.

Carrara, P. 2002. Response of Douglas Firs along the fault scarp of the 1959 Hebgen Lake earthquake, southwestern Montana. Northwest Geology 31:54-65.

Carrara, P., and M. O'neill. 2003. Tree-ring dated landslide movements and their relationship to seismic events in southwestern Montana, USA. Quaternary Research 59: 25-35.

Cisternas, M. 2005. Suelos enterrados revelan la prehistoria sísmica del centro-sur de Chile durante los últimos dos milenios. Revista de Geografía Norte Grande 33: 19-31.

Cisternas, M, B. Atwater, F. Torrejón, Y. Sawai, G. Machuca, M. Lagos, A. Eipert, C. Youlton, I. Salgado, T. Kamataki, M. Shishikura, C. P. Rajendran, J. Malik, Y. Rizal, and M. Husni. 2005. Predecessors of the giant 1960 Chile earthquake. Nature 437: 404-407.

Cook, E. 1985. A Time Series Analysis Approach to Tree-Ring Standardization. 171 p. Ph.D. Dissertation. University of Arizona, Tucson, USA.

Cook, E. 1987. The decomposition of tree-ring series for environmental studies. Tree Ring Bulletin 47: 37–59.

Cook, E., and L. Kairiukstis. 1990. Methods of Dendrochronology: Applications in the Environmental Sciences. 394 p. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, Netherlands.

Cook, E., and P. Krusic. 2006. Program ARSTAN: a tree-ring standardization program based on detrending and autoregressive time series modeling, with interactive graphics. Tree-Ring Laboratory Lamont Doherty, Earth Observatory of Columbia University Palisades, New York, USA.

Crampton, C. 1987. Soils, vegetation and permafrost across an active meander of Indian River, central Yukon, Canada. Catena 14: 157-163.

Díaz-vaz, J. 1992. Coihue, *Nothofagus dombeyi*. Lignum 7: 30.

Díaz-vaz, J. 2003. Anatomía de las maderas. 151 p. Facultad de Ciencias Forestales, Universidad Austral de Chile. Valdivia, Chile.

Dirección meteorológica de Chile. 2006. Descripción climatológica X región. Disponible en: http://www.meteochile.cl/climas/climas_decima_region.html. Leído el 3 de enero de 2007.

Donoso, C. 1993. Bosques templados de Chile y Argentina; variación, estructura y dinámica. 477p. Editorial Universitaria. Santiago, Chile.

Donoso, C., y A. Lara. 1996. Utilización de los bosques nativos en Chile: Pasado, presente y futuro. p. 363-387. In J. Armesto, C. Villagrán, Y M. Arroyo (eds.). Ecología de los Bosques Nativos de Chile. Editorial Universitaria, Santiago, Chile.

Donoso, P., C. Cabezas, A. Lavanderos, y C. Donoso. 1999a. Desarrollo de renovales de coihue común (*Nothofagus dombeyi*) en la Cordillera de la Costa y de los Andes de la provincia de Valdivia en sus primeros 25 años. Bosque 20: 9-23.

Donoso, P., M. González, B. Escobar, I. Basso, y L. Otero. 1999b. Viverización y plantación de Raulí, Roble y Coigüe en Chile. p. 177-244. In C. Donoso, y A. Lara (eds.) Silvicultura de los Bosques Nativos de Chile. Editorial Universitaria, Santiago, Chile.

Donoso, C., A. Premoli, y P. Donoso. 2004. Variación de *Nothofagus* siempreverdes sudamericanos. p. 189-214. In C. Donoso, A. Premoli, L. Gallo, y R. Ipinza (eds.) Variación intraespecífica en las especies arbóreas de los bosques templados de Chile y Argentina. Editorial Universitaria, Santiago, Chile.

Du, S., and F. Yamamoto. 2007. An overview of the biology of reaction wood Formation. Journal of Integrative Plant Biology 49: 131-143.

Elgueta, S., M. McDonough, J. Le Roux, E. Urqueta, y P. Duhart. 2000. Estratigrafía y sedimentología de las cuencas terciarias de la Región de los Lagos (39-41º30'S). 50 p. Boletín No. 57. Ediciones Servicio Nacional de Geología y Minería, Santiago, Chile.

Fantucci, R., and M. Sorriso-Valvo. 1999. Dendrogeomorphological analysis of a slope near Lago, Calabria (Italy). Geomorphology 30: 165-174.

Ferguson, C. 1970. Dendrochronology of Bristlecone Pine, *Pinus aristata*, Establishment of a 7484 Year Chronology in the White Mountains of Eastern-Central California. p. 237-259. In U. Olsson (ed.) Radiocarbon Variations and Absolute Chronology. John Wiley and Sons, New York, USA.

Frankel, A., D. Carver, and R. Williams. 2002. Nonlinear and Linear Site Response and Basin Effects in Seattle for the M 6.8 Nisqually, Washington, Earthquake. Bulletin of the Seismological Society of America 92: 2090–2109.

Fritts, H. 1976. Tree rings and climate. 567 p. Academic Press. New York, USA.

Fritts, H., and T. Swetnam 1989. Dendroecology: A tool for evaluating variations in past and present forest environments. Advances in Ecological Research 19:111-189.

Garwood N., D. Janos, and N. Brokaw. 1979. Earthquake-caused landslides: A major disturbance to tropical forests. Science 205: 997-999.

Grissino-Mayer, H. 1993. An updated list of species used in tree-ring research. Tree-Ring Bulletin 53: 17-43.

Grissino-Mayer, H. 2001. Evaluating crossdating accuracy: a manual and tutorial for the computer program COFECHA. Tree-Ring Research 57: 205-221.

Hartzell, S., A. Leeds, A. Frankel, and J. Michael. 1996. Site Response for Urban Los Angeles Using Aftershocks ofthe Northridge Earthquake. Bulletin of the Seismological Society of America 86: S168-S192.

Hoffmann, A. 1997. Flora Silvestre de Chile, zona araucana. 258 p. 4ª ed. Ediciones Fundación Claudio Gay. Santiago, Chile.

Holmes, R. 1983. Computer-assisted quality control in tree-ring dating and measurement. Tree-Ring Bulletin 43: 69–75.

Hughes, M., P. Kelly, J. Pilcher, and V. LaMarche. 1982. Climate from tree rings. 223 p. Cambridge University Press, Cambridge, England.

Instituto Geográfico Militar. 1994. Carta Puerto Montt, X región de los Lagos, escala 1:250.000. Ediciones Instituto Geográfico Militar, Santiago, Chile.

Jacoby, G., and L. Ulan. 1983. Tree-ring indications of uplift at Icy Cape, Alaska, related to 1899 earthquakes. Journal of Geophysical Research 88: 9305-9313.

Jacoby, G., P. Sheppard, and K. Sieh. 1988. Irregular recurrence of large earthquakes along the San Andreas Fault: Evidence from trees. Science 241: 196-199.

Jacoby, G., P. Williams, and B. Buckley. 1992. Tree Ring Correlation Between Prehistoric Landslides and Abrupt Tectonic Events in Seattle, Washington. Science 258: 1621-1623.

Jacoby, G, G. Carver, and W. Wagner. 1995. Trees and herbs killed by an earthquake approximately 300 yr ago at Humboldt Bay, California. Geology 23: 77-80.

Jacoby, G. 1997. Application of tree ring analysis to paleoseismology. Reviews of Geophysics 35: 109-124.

Jacoby, G., D. Bunker, and B. Benson. 1997. Tree-ring evidence for an A.D. 1700 Cascadia earthquake in Washington and northern Oregon. Geology 25: 999-1002.

Kipfmueller, K., and T. Swetnam. 2001. Using dendrochronology to reconstruct the history of ecosystems. p. 199-228. In D. Egan and E. Howell (eds.). Techniques for Discovering Historic Ecosystems. Island Press, Washington, USA.

Kitzberger, T., T. Veblen, and R. Villalba. 1995. Tectonic influences on tree growth in northern Patagonia, Argentina: the roles of substrate stability and climatic variation. Canadian Journal of Forest Research 25: 1684-1696.

Kitzberger T., T. Veblen, y R. Villalba. 2000. Métodos dendroecológicos y sus aplicaciones en estudios de dinámica de bosques templados en Sudamérica. p. 17-78. In F. Roig (ed.) Dendrocronología en América Latina. Ediciones Universidad Nacional de Cuyo, Mendoza, Argentina.

LaMarche, V. 1961. Rate of slope erosion in the White Mountains, California. Geological Society of America Bulletin 72: 1579.

LaMarche, V., and R. Wallace. 1972. Evaluation of effects on trees of past movements on the San Andreas fault, northern California. Geological Society of America Bulletin 83: 2665–2676.

LaMarche V., R. Holmes, P. Dunwiddie, and L. Drew. 1979. Tree ring Chronologies of the Southern Hemisphere: Chile, Chronology Series V. 43 p. Laboratory of Tree-Ring Research, University of Arizona, Tucson, USA (Vol. 2).

Lara, A., and R. Villalba. 1993. A 3620-year temperature record from *Fitzroya cupressoides* tree rings in southern South America. Science 260: 1104-1106.

Lara, A., R. Urrutia, R. Villalba, B. Luckman, D. Soto, J. Aravena, J. Mc Phee, A. Wolodarsky, L. Pezoa, J. León. 2005. The potencial use of tree-rings to reconstruct streamflow and estuarine salinity in the Valdivian Rainforest eco-region, Chile. Dendrochronologia 22: 155-161.

Lawrence, D. 1950. Estimating dates of recent glacial advances and recession rates by studying tree growth layers. Transactions, American Geophysical Union 31: 243-248.

Le Quesne C., D. Stahle, M. Cleaveland, M. Therrell, J. Aravena, and J. Barichivich. 2006. Ancient *Austrocedrus* Tree-Ring Chronologies Used to Reconstruct Central Chile Precipitation Variability A.D. 1200 to 2000. Journal of Climate 19: 5731-5744.

Lin, A., and S. Lin. 1998. Tree damage and surface displacement: the 1931 m 8.0 Fuyun earthquake. The Journal of Geology 106: 751–757.

Lomnitz, C. 1970. Major earthquakes and tsunamis in Chile during the period 1535 to 1955. Geologische Rundschau 59: 938-960.

Lomnitz, C. 1974. Global tectonics and Earthquake risk. 320 p. Elsevier, Amsterdam, Netherlands.

Lomnitz, C. 2004. Major earthquakes of Chile: a historical survey, 1535-1960. Seismological Research Letters 75: 368-378.

Luckman, B., and R. Villalba. 2001. Assessing the synchroneity of glacier fluctuations in the western cordillera of the Americas during the last millennium. p.119-140. In V. Markgraf (ed.) Interhemispheric Climate Linkages. Academic Press, New Cork, USA.

Machuca, G. 2005. Subsidencia cosísmica y levantamiento intersísmico en un estuario del sur de chile mediante estudios dendrocronológicos. 43 p. Tesis para optar al grado de Licenciado en Educación. Universidad de Concepción, Facultad de Educación, Concepción, Chile.

McCalpin, J. 1996. Paleoseismology. 588 p. Academic Press, San Diego, USA.

Meisling, K., and K. Sieh. 1980. Disturbance of trees by the 1857 Fort Tejon earthquake. Journal of Geophysical Research 85: 3225-3238.

Neira, E., y A. Lara. 2000. Desarrollo de cronologías de ancho de anillos para alerce (*Fitzroya cupressoides*) en Contao y Mirador, Chile. Revista Chilena de Historia Natural 73: 693-703.

Nelson A., B. Atwater, P. Bobrowsky, L. Bradley, J. Clague, G. Carver, M. Darienzo, W. Grant, H. Krueger, R. Sparks, T. Stafford, and M. Stuiver. 1995. Radiocarbon evidence for extensive plate-boundary rupture about 300 years ago at the Cascadia subduction zone. Nature 378: 371-374.

Niemeyer, H., y P. Cereceda. 1984. Hidrografía. 309 p. Colección de Geografía de Chile, Instituto Geográfico Militar, Santiago, Chile.

Page, R. 1970. Dating episodes of faulting from tree rings: Effects of the 1958 rupture of the Fairweather fault on tree growth. Geological Society of America Bulletin 81: 3085–3094.

Paskoff, R. 1996. Atlas de las formas de relieve de Chile. 288p. Instituto Geográfico Militar de Chile. Santiago, Chile.

Plafker, G., and J. Savage. 1970. Mechanism of the Chilean earthquakes of May 21 and 22, 1960. Geological Society of America Bulletin 81: 1001–1030.

Pratt, T., T. Brocher, C. Weaver, K. Creager, C. Snelson, R. Crosson, K. Miller, and A. Tréhu. 2003. Amplification of Seismic Waves by the Seattle Basin, Washington State Bulletin of the Seismological Society of America 93: 533-545.

Ramírez, C., C. San Martín, y J. San Martín. 1996. Estructura florística de los bosques pantanosos de chile sur-central. p. 215-234. In J. Armesto, C. Villagrán, Y M. Arroyo (eds.). Ecología de los Bosques Nativos de Chile. Editorial Universitaria, Santiago, Chile.

Roig, F. 2000. Dendrocronología en América Latina. 434 p. Editorial Universidad del Cuyo, Mendoza, Argentina.

Roig, F., C. Le Quesne, J. Boninsegna, K. Briffa, A. Lara, H. Grudd, P. Jones, and C. Villagrán. 2001. Climate variability 50.000 years ago in mid-latitude Chile as reconstructed from tree rings. Nature 410: 567-570.

Romero, H. 1985. Geografía de los climas. 243 p. Colección de Geografía de Chile, Instituto Geográfico Militar, Santiago, Chile.

Rovira, A. 1984. Geografía de los suelos. 180 p. Colección de Geografía de Chile, Instituto Geográfico Militar, Santiago, Chile.

Ruzhich, V. V., San'kov, V. A., and Dneprovskii, Y. I., 1982. The dendrochronological dating of seismogenic ruptures in the Stanovoi Highland: Soviet Geology and Geophysics 23: 57–63.

Satake, K., K. Shimazaki, Y. Tsuji, and K. Ueda. 1996. Time and size of a giant earthquake in Cascadia inferred from Japanese tsunami record of January 1700. Nature 379: 246–249.

Schulman, E. 1956. Dendroclimatic changes in semiarid America. 142 p. University of Arizona Press, Tucson, USA.

Schweingruber, F. 1996. Tree Rings and Environment, Dendroecology. 609 p. Swiss Federal Institute for Forest, Snow and Landscape Research. Birmensdorf, Switzerland.

Scurfield, G. 1973. Reaction wood: Its structure and function. Science 179: 647–655.

Servicio Nacional de Geología y Minería. 2002. Mapa Geológico de Chile, escala 1:1.000.000. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Santiago, Chile.

Sheppard, P. and G. Jacoby. 1989. Application of tree-ring analysis to paleoseismology: two case studies. Geology 17: 226-229.

Sheppard, P., L. White. 1995. Tree-ring responses to the 1978 earthquake at Stephens Pass, northeastern California. Geology 23: 109-112.

Shroder, J. 1978. Dendrogeomorphological Analysis of Mass Movement on Table Cliffs Plateaus, Utah. Quaternary Research 9: 168-185.

Shroder, J. 1980. Dendrogeomorphology: review and new techniques of tree-ring dating. Progress in Physical Geography 4: 161-188.

Solomina, O. 2002. Dendrogeomorphology: Research Requirements. Dendrochronologia 20: 233-245.

Stahle, D., R. VanArsdale, and M. Cleaveland. 1992. Tectonic signal in baldcypress trees at Reelfoot Lake, Tennessee. Seismological Research Letters 63: 439–447.

Stephenson, W., A. Frankel, J. Odum, R. Williams, and T. Pratt. 2006. Toward resolving an earthquake ground motion mystery in west Seattle, Washington State: Shallow seismic focusing may cause anomalous chimney damage. Geophysical Research Letters: *33*, L06316, doi: 10.1029/2005GL025037.

Stokes, M., and T. Smiley.1968. An introduction to tree-ring dating. 73 p. University of Chicago Press, Chicago, USA.

Stuiver, M., and P. Reimer. 1993. Extended ^{14}C database and revised CALIB radiocarbon calibration program. Radiocarbon 28: 1022-1030.

Swetnam, T., M. Thompson, and E. Sutherland. 1985. Using dendrochronology to measure radial growth of defoliated trees. 39 p. Agricultural Handbook Nº639, U.S. Department of Agriculture, Washington DC, USA.

Sykes, L., and Nishenko, S. 1984. Probabilities of occurrence of large plate rupturing eathquakes for the San Andreas, San Jacinto, and Imperial faults, California. Journal of Geophysical Research 89: 5905-5927.

Tosso, J. 1985. Suelos volcánicos de Chile. 723 p. Edición del Instituto de Investigaciones Agropecuarias (INIA), Ministerio de Agricultura. Santiago, Chile.

Van Arsdale, R., D. Stahle, M. Cleaveland, and M. Guccione. 1998. Earthquake signals in tree-ring data from the New Madrid seismic zone and implications for paleoseismicity. Geology 26: 515-518.

Veblen, T., and D. Ashton. 1978. Catastrophic influences on the vegetation of the Valdivian Andes, Chile. Vegetatio 36:149-167.

Veblen, T., T. Kitzberger, and A. Lara. 1992. Disturbance and forest dynamics along a transect from Andean rain forest to Patagonian shrubland. Journal of Vegetation Science 3: 507-520.

Veblen, T., C. Donoso, T. Kitzberger, and A. Rebertus. 1996. Ecology of Southern Chilean and Argentinean *Nothofagus* Forests. pp. 293-353. In T. Veblen, R. Hill, and, J. Read. The Ecology and Biogeography of Nothofagus Forest. Yale University, USA.

Villalba R., J. Leiva, S. Rubulis, J. Suarez, and L. Lenzano. 1990. Climate, Tree-ring, and glacial fluctuations in the rio Frias valley, Rio Negro, Argentine. Artic and Alpine Research 22: 215-232.

Villalba, R. 2000. Métodos en Dendrogeomorfología y su potencial uso en América del Sur. p. 103-118. In F. Roig (ed.) Dendrocronología en América Latina. Ediciones Universidad Nacional de Cuyo. Mendoza, Argentina.

Vittoz, P., G. Stewart, and R. Duncan. 2001. Earthquake impacts in old-growth Nothofagus forests in New Zealand. Journal of Vegetation Science 12: 417-426.

Wallace, R., and V. LaMarche. 1979. Trees as indicators of past movements on the San Andreas fault: Earthquake Information Bulletin 2:127–131.

Wells, A., R. Duncan, and G. Stewart. 1998. Forest dynamics in Westland, New Zealand: the importance of large, infrequent earthquake-induced disturbance. Journal of Ecology 89(6): 1006-1018.

Wells, A., M. Yetton, R. Duncan, and G. Stewart. 1999. Prehistoric dates of the most recent Alpine Fault earthquakes, New Zealand. Geology 27: 995 - 998.

Weischet, W. 1963. Further observations of geologic and geomorphic changes resulting from the catastrophic earthquake of may 1960, in Chile. Bulletin of the Seismological Society of America 53: 1237-1258.

Wiles, G., P. Calkin, and G. Jacoby. 1996. Tree-ring analysis and Quaternary geology: Principles and recent applications. Geomorphology 16: 259-272.

Wimmer, R. 2002. Wood anatomical features in tree-rings as indicators of environmental change. Dendrochronologia 20: 21-36.

Wright, C, and A. Mella. 1963. Modifications to the soil patern of south-central Chile resulting from seismic and associated phenomena during the period May to August 1960. Bulletin of the Seismological Society of America 53: 1367-1402.

Yadav, R., and P. Kulieshius. 1992. Dating of earthquakes: tree-ring responses to the catastrophic earthquake of 1887 in Alma-Ata, Kazakhstan. Geographical Journal 158(3): 295-299.

Yadav, R., and A. Battacharyya. 1994. Tree ring evidence of the 1991 earthquake of Uttarkashi, Western Himalaya. Current Science 66: 862–864.

Yamaguchi, D. 1983. New tree-ring dates for recent eruptions of Mount St. Helens. Quaternary Research 20: 246-250.

Yamaguchi, D. 1991a. A simple method for cross-dating increment cores from living trees. Canadian Journal of Forest Research 21: 414-416.

Yamaguchi, D. 1991b. Mechanical devices for extracting stuck increment borers. Canadian Journal of Forest Research 21: 712-714.

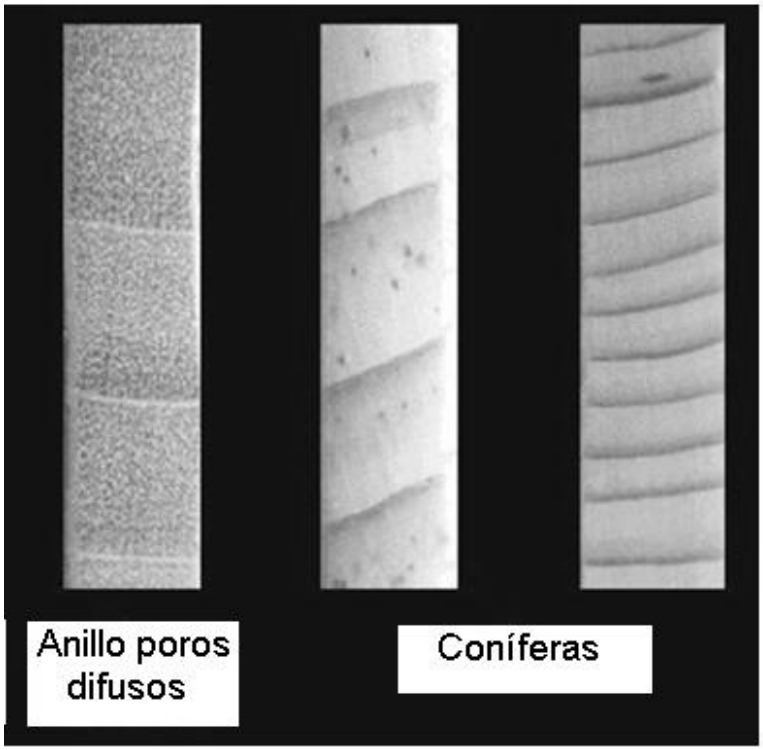
Yamaguchi, D, and F. Brunstein. 1991. Special sanding films and sandpapers for surfacing narrow-ring increment cores. Tree-Ring Bulletin 51: 43-46.

Yamaguchi, D., B. Atwater, D. Bunker, B. Benson, and M. Reid. 1997. Tree-ring dating the 1700 Cascadia earthquake**.** Nature 389: 922-923.

Yeats R., K. Sieh, and C. Allen. 1997. The geology of earthquakes. 568 p. Oxford University Press, New York, USA.

ANEXOS

Anexo 1. Clases de madera.



En esta imagen se puede apreciar la diferencia entre la clase de anillos que presentan las coníferas, y los anillos característicos de los Notofagus. Los anillos con poros difusos poseen límites mucho menos claros que los presentados por los anillos de las coníferas. Esto dificulta el trabajo de identificación y el posterior fechado de los anillos.

Anexo 2. Análisis del perfil de suelo.

Para caracterizar el suelo del sitio de estudio se llevó a cabo una calicata, y se cotejó la información obtenida con el Mapa de suelos volcánicos de Chile (Tosso, 1985), y el Mapa geológico de Chile (Rovira, 1984).

Se concluyó que el perfil de suelo del rodal pertenece a la serie Maullín, correspondiente a un suelo tipo ñadi. Estas cenizas han evolucionado en condiciones de extrema humedad, en situaciones de drenaje pobre e imperfecto, y se encuentran depositadas sobre sedimentos aluviales o fluvio-glaciales (Rovira, 1984; Tosso, 1985). Estos son suelos delgados, con perfiles de 65 a 75 cm de espesor con coloración muy oscura en la superficie y hasta los 30 cm. La estrata subyacente es más clara, acercándose a los colores pardos grisáceos. Hacia abajo, aumenta el contenido de arcilla (Rovira, 1984).

Respecto a la materia orgánica, Rovira (1984) señala que muestra contenidos superiores al 20% en la superficie, llegando al 2 o 5% en la estrata más profunda. La distribución de la materia orgánica refleja, entonces, más bien un origen asociado a vegetación de pradera por lo cual se puede suponer que la imposición del bosque es un fenómeno reciente, habiéndose medido edades del orden de los 100 años en algunas especies. Esta última información coincide con las edades aproximadas observadas en los individuos estudiados

Descripción del Perfil de suelo rodal de *N. dombeyi* Puerto Toledo[1]:

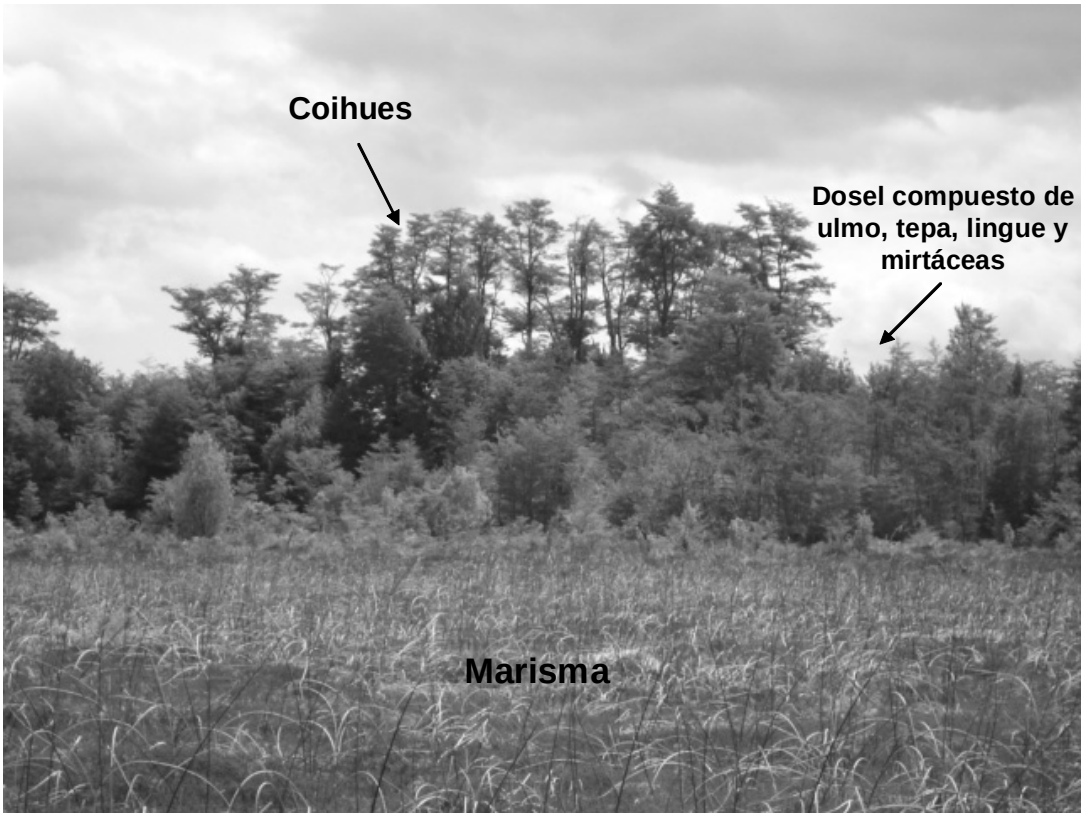
A 0-15 cm: café rojizo oscuro (5YR ¾) en húmedo; franco limoso; ligeramente plástico y adhesivo; suelto en seco; estructura granular fina, débil. Raíces y restos vegetales abundantes. Límite lineal, claro.

B 15-55 cm: negro en (10YR 2/1) húmedo; franco arcillo limoso; medianamente plástico y adhesivo; muy firme en seco; estructura de bloques subangulares medios. Raíces finas y medias, comunes sólo hasta los 40 cm. Límite lineal, claro.

C 55-75 cm: gris muy oscuro (2.5Y 3/1) en húmedo; arcillo limoso; plástico y adhesivo; firme en húmedo; estructura maciza. Sólo restos vegetales, sin raíces. Ligeramente compactada. Límite ondulado, abrupto.

[1] Para la determinación de las coloraciones se utilizó la tabla Munsell®.

Anexo 3. Vista del área de estudio desde la ribera oeste del río Gómez.



Anexo 4. Cronología Puerto Toledo.

A continuación se presenta el detalle de los anchos de anillos de crecimiento de cada serie de tiempo (*i.e.* de cada tarugo) incluida en la cronología Puerto Toledo. Todos los valores están en mm.

Para la mayoría de los árboles (numerados del 1 al 22) hay dos muestras; una correspondiente al crecimiento radial de la parte superior respecto de la inclinación, y otra de la parte inferior. La letra “L” (abreviatura de la palabra inglesa *lower)*, designa a las series de tiempo tomadas desde la parte inferior. Por su parte, la letra “U” (abreviatura de la palabra inglesa *upper*), designa a las muestras tomadas desde la parte superior del tronco del árbol.

Continuación

Año	17L	17U	17B	14L	14U	9L	9U
1904							
1905							
1906							
1907							
1908							
1909							
1910							
1911							
1912							
1913							
1914							
1915							
1916							
1917							
1918							
1919							
1920							
1921							
1922							
1923							
1924							
1925							
1926	0,84		0,896				
1927	1,08		1,112				
1928	1,052		1,154				
1929	0,546		1,17				
1930	1,04		1,982				
1931	0,794		2,306				
1932	0,938		1,866				0,506
1933	3,608		3,37				0,222
1934	1,844		1,536				0,68
1935	0,584		0,964			1,666	0,848
1936	0,436		0,506			2,618	1,772
1937	0,242		0,252			2,2	2,706
1938	0,152		0,208			2,07	3,884
1939	0		0,23			2,522	1,812
1940	0,906		0,822			1,66	1,906
1941	1,116		0,464			1,02	1,424
1942	0,522		1,4			1,062	0,984
1943	1,06		2,558			2,892	4,228
1944	1,354		2,562			3,956	4,706
1945	1,688		1,766			4,366	4,688
1946	1,19		1,348			3,738	3,048
1947	0,766		1,636			4,12	2,066
1948	0,786		4,778			4,442	2,734
1949	1,73		3,79			5,532	4,64
1950	2,396		3,546			3,8	7,272
1951	2,608		4,94		0,82	3,126	6,358
1952	2,898		4,99	5,072	2,976	4,528	4,43
1953	2,66		5,01	3,982	2,762	4,652	2,524
1954	1,79		4,148	5,704	5,17	5,386	2,456

Continuación

Año	TOL017L	TOL017U	TOL017B	TOL014L	TOL014U	TOL009L	TOL009U
1955	1,042		0,672	2,922	2,92	2,01	1,704
1956	1,884		1,478	2,614	2,426	1,976	2,898
1957	3,622		8,400001	3,62	4,42	3,326	4,352
1958	2,372		6,73	2,75	5,042	4,346	9,042
1959	3,66		7,742	12,414	12,822	6,482	13,376
1960	3,48		6,152	11,966	14,412	3,808	9,788
1961	3,122		5,598	5,416	8,106	3,246	6,55
1962	5,23		5,098	4,584	8,876	4,924	5,978
1963	2,71		5,672	5,844	9,532	6,632	8,204
1964	2,896		5,794	4,72	8,75	5,726	5,224
1965	1,918	10,216	7,088	4,27	10,448	3,832	6,526
1966	1,206	7,746	6,302	4,514	9,446	2,124	5,872
1967	1,44	6,01	4,38	3,678	6,372	1,942	8,646
1968	0,99	6,004	4,682	2,964	6,25	3,148	12,012
1969	1,61	10,48	8,546	3,23	7,474	3,188	7,844
1970	1,416	14,558	11,51	2,678	7,412	3,62	11,914
1971	0,896	6,482	7,682	1,696	5,16	2,412	5,42
1972	0,946	7,312	9,384	1,51	5,654	3,252	4,916
1973	0,8	9,44		1,08	5,67	3,88	3,444
1974	0,638	6,954		0,792	5,228	3,736	2,416
1975	1,866	10,018		0,998	6,196	4,582	2,88
1976	1,936	11,16		0,804	4,838	2,06	2,296
1977	1,464	7,814		0	2,42	1,378	1,186
1978	1,914	11,57		0,808	2,654	0,766	2,27
1979	1,922	16,14		0,792	3,432	1,25	2,96
1980	1,654	13,874		0,872	4,222	1,296	3,258
1981	2,234	11,008		0,968	4,462	1,222	2,426
1982	1,684	9,488		0,634	3,424	2,088	2,446
1983	2,128	12,1		0,254	1,206	1,2	1,748
1984	2,606	9,928		0,856	2,15	2	2,826
1985	2,036	8,026		1,112	2,068	1,186	1,192
1986	2,628	9,338		1,176	3,29	1,454	4,124
1987	3,056	7,234		0,76	2,51	0,952	2,348
1988	2,86	8,022		0,178	1,992	1,202	2,536
1989	2,09	7,834		0,824	2,306	0,584	1,744
1990	1,798	4,918		1,258	2,028	0,488	0,89
1991	2,364	8,154		0,594	2,936	0,49	0,71
1992	2,55	8,564		0,96	2,856	0,844	0,678
1993	4,224	9,216		0,716	4,008	0,674	1,144
1994	1,896	7,648		1,448	2,078	1,818	2,066
1995	1,436	8,476		1,16	1,128	1,092	1,16
1996	1,232	10,14		0,232	0,414	1,566	1,86
1997	0,628	7,434		1,132	0,814	1,33	1,424
1998	1,966	8,436		1,362	0,976	1,504	1,424
1999	2,652	7,708		0,786	2,234	1,75	2,762
2000	1,478	7,842		0,348	1,778	3,552	3,836
2001	1,826	8,92		0,94	1,57	3,034	3,338
2002	1,686	7,276		0,76	1,084	1,664	2,448
2003	0,234	0,528		0,254	0,514	0	0,186
2004	1,586	10,062		0,712	4,866	2,634	3,784
2005	1,848	8,176		1,46	7,41	3,346	4,006

Continuación

Año	11U	11L	7U	8L	16U	19U	4U
1904				1,192			
1905				0,502			
1906				0,298			
1907				1,424			
1908				0,67			
1909				0,208			
1910				0,42			
1911				1,008			
1912				1,514			
1913				2,676			
1914				2,638			
1915				1,368			
1916				1,91			
1917				1,406			
1918				2,02			
1919				2,074			
1920				1,602			
1921				0,6			
1922				0,72			
1923				1,87			
1924				0,768			
1925				2,526			
1926				1,456			
1927				1,21			
1928				0,938			
1929				0,534			
1930				0,424			
1931				1,376			1,292
1932				0,912			3,184
1933				1,51			4,378
1934				2,812			5,662
1935				1,962			6,856
1936				1,21			5,924
1937		4,096		1,862			2,37
1938		2,078		1,058			2,25
1939		4,176		0,862			2,648
1940		2,58		0,402	11,02	2,11	3,216
1941		2,166		0,816	4,932	2,476	2,432
1942		1,658		0,58	2,948	0,652	2,902
1943	4,076	3,238		2,536	1,424	2,002	3,774
1944	5,462	6,352		3,132	0,366	5,03	5,836
1945	6,536	5,602		2,368	0,728	5,494	5,296
1946	4,308	4,164		1,484	2,31	4,046	4,45
1947	2,792	2,726		1,682	1,612	2,788	4,61
1948	2,126	1,796		0,8	1,61	4,244	3,186
1949	5,016	2,168		1,434	1,432	4,586	3,806
1950	4,668	2,338	3,79	2,572	1,05	5,308	4,534
1951	3,658	2,492	3,196	0,776	0,504	4,91	2,61
1952	3,514	3,392	5,062	2,386	1,128	4,772	5,53
1953	3,672	3,238	5,804	2,358	2,186	3,826	6,788
1954	3,882	4,804	5,308	1,74	3,848	4,804	5,968

Continuación

Año	TOL011U	TOL011L	TOL007U	TOL008L	TOL016U	TOL019U	TOL004U
1955	1,856	2,42	3,492	1,576	1,32	4,028	4,518
1956	3,85	2,164	3,46	1,138	0,194	6,494	3,462
1957	3,666	3,136	5,018	2,24	1,814	4,744	4,668
1958	2,52	3,81	4,41	2,278	2,412	3,394	5,392
1959	3,166	5,254	7,048	3,558	2,268	4,814	7,044
1960	2,714	5,366	5,116	2,85	2,168	3,672	6,094
1961	1,354	4,408	5,038	2,166	0,79	3,61	3,974
1962	4,27	4,788	9,384	6,988	0,788	5,916	4,078
1963	3,4	4,264	10,124	4,818	1,576	6,774	5,41
1964	4,246	3,488	12,758	4,834	2,764	8,296	4,844
1965	5,322	2,902	12,128	3,204	2,476	7,216	5,93
1966	4,43	3,828	10,814	2,12	5,192	6,128	4,724
1967	3,326	2,96	7,042	4,378	7,814	0,894	3,234
1968	2,48	1,742	6,208	5,292	7,872	1,27	5,88
1969	4,15	1,376	7,15	4,838	5,162	2,512	4,94
1970	6,732	1,71	7,74	3,434	4,19	4,38	6,974
1971	5,49	2,148	7,278	2,088	0,866	5,722	3,888
1972	2,696	1,886	7,708	2,784	0,258	5,696	4,024
1973	1,636	2,466	5,778	2,436	0,39	4,862	5,354
1974	2,214	1,146	6,632	4,166	0,378	3,508	5,258
1975	2,62	0,808	6,764	4,306	0,77	2,488	6,524
1976	2,466	1,1	5,064	1,408	0,708	3,168	3,13
1977	0	0	4,132	0,6	0,632	3,128	2,04
1978	1,09	1,154	4,952	1,448	0,312	1,674	3,556
1979	1,144	1,438	8,668	2,816	0,222	2,936	5,03
1980	1,756	2,332	6,972	3,982	0,174	5,45	5,574
1981	1,546	2,026	13,16	8,126	0,036	5,768	5,556
1982	1,95	1,174	6,572	3,052	0,096	2,486	4,226
1983	1,448	0,922	3,918	3,676	0,074	4,244	4,164
1984	1,096	0,644	3,468	3,366	0,044	3,99	4,79
1985	1,254	1,236	4,622	1,506	0,33	1,266	2,834
1986	0,722	0,996	5,764	1,08	0,394	0,45	4,294
1987	0,794	1,85	6,418	1,202	3,474	1,494	1,994
1988	0,31	0,428	5,144	1,842	3,594	0,608	4,082
1989	0,878	0,562	5,872	0,858	11,602	0,926	3,014
1990	1,596	0,702	4,592	0,582	7,85	0,478	2,284
1991	1,512	0,93	4,312	0,954	4,372	0,548	3,714
1992	2,816	3,428	4,148	0,75	7,328	0,856	2,704
1993	1,736	3,09	3,638	0,544	5,398	0,822	2,772
1994	1,888	2,868	2,806	0,796	9,378	0,804	3,392
1995	1,064	0,622	1,954	0,266	5,122	0,91	1,094
1996	0,576	0,62	0,934	0,672	4,04	0,348	2,698
1997	0,748	0,53	0,902	0,184	2,598	0,322	2,054
1998	0,682	0,294	1,108	1,286	0,86	0,564	2,408
1999	0,69	0,38	2,224	1,92	2,012	1,568	2,082
2000	1,044	1,232	1,324	1,254	1,35	2,224	2,708
2001	1,196	0,122	0,484	0,892	1,736	2,34	1,516
2002	1,724	0,158	0,492	1,032	1,602	0	1,4
2003	1,088	0,272	0,168	0	5,392	1,964	0
2004	1,904	1,102	0,784	0,924	11,15	3,616	1,316
2005	2,192	1,682	1,562	1,372	11,486	4,18	4,792

Continuación

Año	1L	1U	3L	3U	5L	5U	6L
1904							
1905							
1906							
1907							
1908							
1909							
1910							
1911							
1912							
1913							
1914							
1915							
1916							
1917							
1918							
1919							
1920							
1921							
1922							
1923							
1924							
1925							
1926							
1927							
1928							
1929						3,156	
1930						3,746	
1931						3,612	
1932					2,438	6,35	
1933					1,566	5,974	
1934					1,01	6,952	
1935					1,652	5,884	
1936	3,994				1,858	4,86	
1937	5,596				4,502	4,204	
1938	4,684			7,624	2,92	3,336	
1939	3,304			5,976	2,066	1,994	
1940	2,814	2,382		8,51	2,372	3,152	
1941	2,314	1,606		5,728	3,224	4,378	
1942	0,918	0,292		2,874	1,364	2,538	
1943	2,678	1,206		1,95	1,996	5,65	
1944	3,07	1,408		3,2	4,832	5,27	
1945	3,244	2,434		2,88	6,914	5,966	
1946	2,366	2,258		3,804	4,13	2,688	
1947	1,162	1,542		6,1	2,966	1,91	
1948	0,732	0,902		4,24	3,056	1,302	3,972
1949	0,53	0,916		3,824	1,948	1,126	4,322
1950	0,822	1,396		3,246	1,952	2,34	1,52
1951	0,202	1,054		1,608	1,324	1,008	1,33
1952	0,362	1,79		2,232	2,448	2,126	1,304
1953	0,128	1,384		3,404	2,29	2,252	0,384
1954	0,422	1,328		10,304	3,464	2,156	1,11

Continuación

Año	TOL001L	TOL001U	TOL003L	TOL003U	TOL005L	TOL005U	TOL006L
1955	0,254	0,888	2,598	6,04	2,232	1,604	0,526
1956	0,184	0,69	2,134	2,608	1,514	1,184	1,02
1957	0,624	1,328	4,118	3,022	2,37	2,246	0,606
1958	0,56	0,916	2,902	2,556	1,028	2,616	0,936
1959	2,302	3,352	3,024	2,072	2,294	3,344	1,734
1960	2,238	3,19	3,154	2,128	2,962	2,592	0,614
1961	0,646	1,736	1,818	1,978	2,324	1,738	1,674
1962	1,35	1,842	3,102	3,474	2,764	3,83	1,638
1963	3,384	1,926	5,364	5,568	3,996	4,276	3,136
1964	3,472	1,776	9,164	11,904	3,652	3,978	1,918
1965	3,094	2,61	5,822	7,894	3,748	4,098	4,41
1966	2,818	3,964	3,398	6,24	5,93	2,984	2,88
1967	2,522	4,376	2,094	5,116	7,11	2,97	1,51
1968	1,258	3,878	2,322	3,064	8,778	3,962	1,778
1969	1,71	3,872	3,096	3,784	10,674	3,652	2,904
1970	2,054	4,134	5,944	2,758	5,812	2,18	2,038
1971	0,862	2,15	4,28	1,414	4,642	2,846	1,386
1972	0,842	2,102	2,912	1,356	2,976	2,562	1,71
1973	0,794	2,94	2,74	1,728	1,494	1,876	1,76
1974	1,1	2,862	2,918	0,998	1,722	2,066	2,69
1975	1,146	3,298	3,214	1,036	0,76	2,418	2,868
1976	0,51	2,85	2,29	1,518	0	1,39	0,86
1977	0	0	1,594	1,822	1,524	1,046	1,042
1978	0,804	3,02	0,43	0,866	0,612	0,328	0,222
1979	1,09	2,092	1,086	3,12	1,106	0,966	0,686
1980	0,446	1,524	0,874	2,878	1,726	1,172	0,736
1981	0,586	1,458	0,676	1,394	1,618	1,42	0,898
1982	0,156	0,456	0,214	0,472	1,128	0,724	0,52
1983	0,188	0,734	0,23	0,28	1,472	0,582	0,47
1984	0,33	1,374	0,442	0,368	2,91	1,246	0,824
1985	0,59	1,172	1,386	0,438	1,21	0,554	0,512
1986	1,398	1,39	2,618	1,444	1,44	0,51	1,432
1987	0	0,716	1,132	0,446	0,954	0,49	0,8
1988	1,25	1,596	0,726	0,494	1,434	0,896	0,77
1989	1,086	1,112	0,518	0,346	1,234	0,978	0,778
1990	0,39	1,02	0,574	0,404	1,488	1,01	0,278
1991	0,81	1,21	0,554	1,078	1,862	0,74	0,198
1992	0,668	0,864	0,418	1,248	0,942	1,328	0,208
1993	0	0,084	0,822	1,974	1,076	2,186	0,242
1994	0,214	0,192	0,962	2,748	1,736	1,25	0,472
1995	0,156	0,092	0,434	0,568	0,264	0,216	0,122
1996	0,152	0,282	0,45	1,076	0,35	0,836	0,512
1997	0,214	0,224	0,646	0,742	0,534	0,568	0,292
1998	0,276	0,262	0,2	0,232	0,308	0,362	0,25
1999	0,26	0,988	1,152	0,852	0,836	1,362	0,084
2000	0,572	1,272	1,53	1,082	0,742	1,734	0,302
2001	0,298	0,786	0,948	0,86	0	0,182	0
2002	0,374	0,326	1,052	0,992	0,07	0,19	0,382
2003	0	0,236	0	0	0	0	0
2004	0,474	1,154	1,028	0,908	0,616	1,152	0,476
2005	1,148	1,466	1,032	1,048	0,574	0,7920001	1,364

Continuación

Año	6U	12L	12U	22L	22U	13U	13L
1904							
1905							
1906							
1907							
1908							
1909							
1910							
1911							
1912							
1913							
1914							
1915							
1916							
1917							
1918							
1919							
1920							
1921							
1922							
1923							
1924							
1925							
1926							
1927							
1928							
1929							
1930							
1931							
1932							
1933							
1934							
1935							
1936							
1937							
1938						2,164	
1939		5,936	1,338			1,426	0,758
1940		4,61	0,94			2,122	1,348
1941		4,272	4,456			2,234	1,222
1942		2,178	1,688			1,33	0,724
1943		2,784	4,266			2,426	0,854
1944		3,666	7,856			2,72	2,058
1945		3,044	7,166			2,992	3,102
1946		2,756	5,838			3,634	3,83
1947		2,632	5,314			3,758	2,67
1948	4,384	3,02	4,346			2,972	2,806
1949	5,192	3,108	3,922	1,062	7,2	2,268	2,154
1950	3,198	3,032	3,794	0,76	3,77	2,992	0,8
1951	1,324	3,002	4,404	2,21	1,636	1,938	1,126
1952	2,58	3,272	4,63	3,468	5,81	5,368	4,41
1953	1,744	3,012	5,106	3,02	11,406	6,348	6,114
1954	2,702	2,862	5,684	4,734	12,306	8,672	8,242001

Continuación

Año	TOL006U	TOL012L	TOL012U	TOL022L	TOL022U	TOL013U	TOL013L
1955	1,516	1,172	4,07	3,536	5,994	5,668	3,95
1956	2	2,12	6,426	2,738	3,706	2,954	1,686
1957	2,786	3,72	10,604	2,556	5,418	5,636	2,52
1958	1,098	4,52	7,816	0,746	2,808	2,466	1,378
1959	2,938	6,41	11,03	0,588	3,154	2,11	3,324
1960	3,208	2,946	4,122	0,346	5,114	1,43	3,062
1961	1,884	1,972	7,03	0,154	6,468	0,598	1,79
1962	2,726	4,082	7,728	0,752	10,364	2,194	3,482
1963	2,468	3,688	7,864	0,982	4,428	1,136	3,604
1964	2,506	4,696	6,49	1,322	5,5	2,3	4,294
1965	2,396	4,272	6,748	1,604	5,464	2,932	4,922
1966	2,174	3,386	8,384	0,566	6,496	0,774	5,548
1967	2,682	3,844	10,032	0,368	5,682	1,444	5,412
1968	2,668	1,148	1,566	0,266	3,202	5,044	6,788
1969	2,312	1,984	8,978	2,378	3,164	5,452	8,87
1970	1,892	2,596	9,97	2,148	4,062	2,264	7,112
1971	0,806	3,262	5,776	0,848	4,764	2,218	3,896
1972	1,93	2,96	6,176	0,492	3,668	2,6	3,346
1973	1,96	1,982	7,714	0,806	3,81	1,768	2,718
1974	3,372	2,35	12,782	1,736	2,752	1,158	4,152
1975	4,034	2,716	15,198	2,02	1,692	1,73	4,132
1976	1,708	4,044	7,81	1,186	2,218	0,548	2,11
1977	2,176	2,828	6,302	0,426	1,662	0,532	1,556
1978	1,604	2,96	7,232	0,2	1,034	1,01	0,926
1979	2,534	1,932	6,942	0,318	2,514	1,098	2,94
1980	2,044	1,522	3,602	0,32	2,426	0,846	2,216
1981	1,684	0,626	3,48	0,678	2,266	1,116	2,888
1982	0,46	2,234	3,68	0	0,764	1,018	1,94
1983	0,442	0,996	3,61	0,4	0,754	0,504	1,386
1984	1,028	1,712	4,294	0,178	1,354	0,946	1,868
1985	0,742	1,224	2,626	0	0,674	0,238	1,072
1986	2,01	2,56	3,752	0,146	2,256	1,266	2,652
1987	0,956	0,82	2,242	0,192	3,094	0,92	1,88
1988	1,374	1,402	2,602	0,276	2,198	1,032	2,156
1989	1,748	2,082	2,31	0,296	2,046	0,422	1,21
1990	1,01	1,202	1,556	0,414	2,186	0,312	0,776
1991	0,632	1,292	0,258	0,286	2,824	0,592	0,28
1992	0,808	1,99	1,126	0,356	1,91	0,974	0,49
1993	1,134	1,442	3,334	0,53	2,274	4,138	1,918
1994	1,24	1,904	3,42	0,268	1,638	3,008	2,662
1995	0,228	0,68	2,106	0,134	0,904	1,888	0,838
1996	0,826	0,42	0,518	0,32	0,5	2,312	1,368
1997	0,368	0,748	0,456	0,278	0,316	1,478	0,942
1998	0,292	1,528	0,594	0,294	1,264	0,914	1,338
1999	0,164	2,006	0,608	0,606	1,48	0,648	1,804
2000	0,268	1,772	0,464	0,354	1,654	1,118	1,212
2001	0	1,318	0,354	0,69	2,984	0,594	1,446
2002	0,258	1,428	0,074	0,192	1,888	0,294	2,012
2003	0	0	0	0	0	0	0
2004	0,218	1,714	0,952	0,112	0,51	1,046	1,08
2005	0,826	2,578	0,714	0,112	0,074	1,47	1,568

Continuación

Año	10U	10L	21L	Cronología Promedio
1904				1.192
1905				0.502
1906				0.298
1907				1.424
1908				0.670
1909				0.208
1910				0.420
1911				1.008
1912				1.514
1913				2.676
1914				2.638
1915				1.368
1916				1.910
1917				1.406
1918				2.020
1919				2.074
1920				1.602
1921				0.600
1922				0.720
1923				1.870
1924				0.768
1925				2.526
1926				1.064
1927				1.134
1928				1.048
1929				1.352
1930				1.798
1931				1.876
1932				2.313
1933				2.947
1934				2.928
1935				2.552
1936				2.575
1937				2.803
1938				2.702
1939				2.337
1940				2.937
1941				2.571
1942				1.479
1943				2.716
1944				3.833
1945				4.014
1946				3.231
1947				2.782
1948	1,222			2.703
1949	2,436		3,114	3.090
1950	3,67	2,478	3,404	2.980
1951	2,428	2,096	0,46	2.255
1952	5,814	3,4	0,862	3.467
1953	4,07	2,3	0,78	3.559
1954	2,87	5,012	1,642	4.432

Continuación

Año	TOL010U	TOL010L	TOL021L	Cronología Promedio
1955	0,776	3,174	1,304	2.526
1956	1,386	3,442	0,936	2.359
1957	4,162	6,174	1,982	3.763
1958	8,182	4,12	0,952	3.337
1959	7,924	7,61	0,626	5.116
1960	6,614	3,002	0,9	4.174
1961	4,578	1,4	0,34	3.050
1962	12,156	5,13	0,632	4.605
1963	8,342	5,214	1,61	4.732
1964	7,178	7,048	1,404	5.098
1965	5,474	4,638	3,362	5.063
1966	4,736	5,362	3,896	4.645
1967	4,81	5,422	3,494	4.226
1968	3,318	6,574	2,27	4.022
1969	8,454	6,482	3,748	4.968
1970	7,43	5,48	5,51	5.215
1971	2,694	1,886	3,414	3.367
1972	5,708	1,314	2,098	3.315
1973	4,926	1,868	1,756	2.996
1974	3,924	1,41	2,008	3.102
1975	4,518	1,768	3,224	3.553
1976	3,392	0,838	1,818	2.508
1977	0	0,832	0,67	1.627
1978	3,524	2,582	0,256	2.059
1979	4,13	3,574	0,452	2.844
1980	2,434	3,51	0,762	2.682
1981	2,416	3,732	1	2.882
1982	1,61	2,764	0,898	1.945
1983	1,232	3,518	1,608	1.850
1984	2,246	3,286	1,862	2.134
1985	1,974	1,71	0,822	1.520
1986	3,626	3,614	0,744	2.286
1987	2,464	1,32	0,21	1.757
1988	1,864	2,286	0,27	1.847
1989	3,002	2,112	0,502	2.029
1990	2,264	0,532	0,572	1.515
1991	3,266	2,296	1,544	1.710
1992	5,936	4,112	3,714	2.186
1993	7,68	4,29	2,39	2.450
1994	2,534	1,43	3,976	2.285
1995	1,448	0,214	1,82	1.253
1996	2,342	0,262	1,418	1.309
1997	1,462	0,166	1,184	1.024
1998	2,992	0,134	1,306	1.181
1999	3,536	0,14	2,282	1.586
2000	4,24	0,132	1,176	1.653
2001	4,026	0,256	0,614	1.442
2002	4,238	0,544	0,424	1.202
2003	0	0,112	0	0.365
2004	3,17	0,702	0,406	2.005
2005	6,864	1,1	0,474	2.557

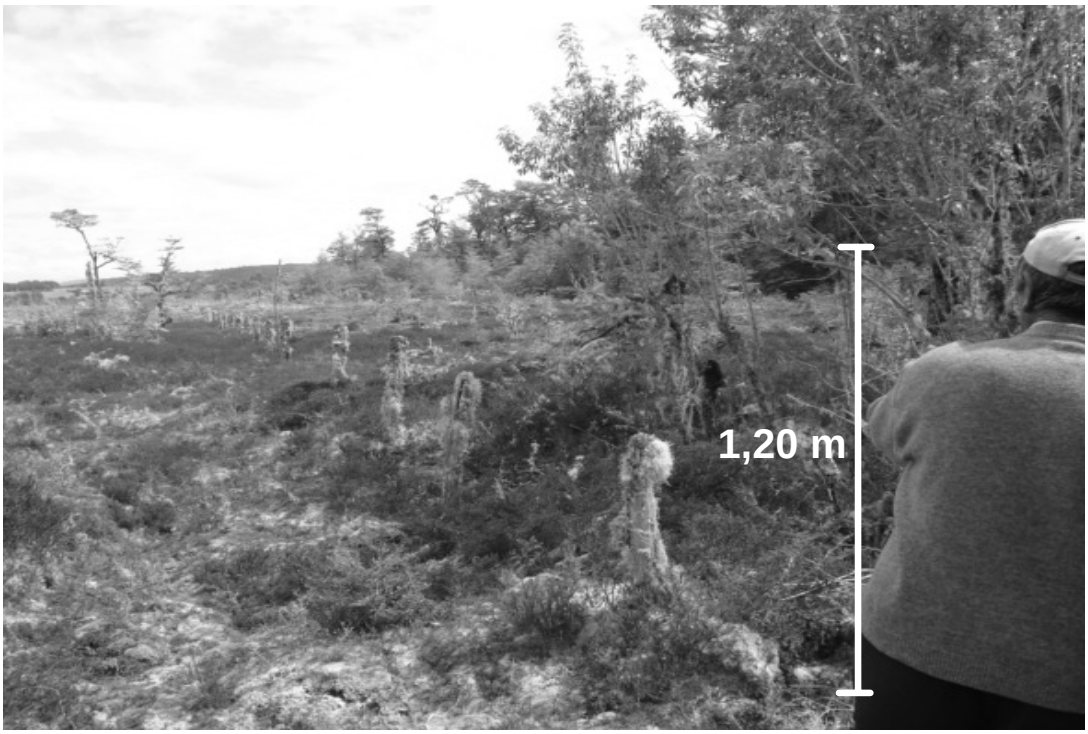
Anexo 5. Coeficientes de correlación obtenidos entre las dos muestras tomadas por árbol.

Árbol	Correlación de cada par[2] (p<0,001)	Estatus respecto Cronología
1	0.653	Incluida
2	0.466	Descartada[3]
3	0.613	Incluida
4	0.575	Incluida
5	0.563	Incluida
6	0.459	Incluida
7	0.366	Incluida
8	0.309	Incluida
9	0.532	Incluida
10	0.408	Incluida
11	0.384	Incluida
12	0.458	Incluida
13	0.482	Incluida
14	0.563	Incluida
15	No cofecharon entre ellas	Descartada
16	0.515	Incluida
17	0.585	Incluida
18	0.539	Descartada
19	0.418	Incluida
20	0.669	Descartada
21	0.255	Incluida
22	0.400	Incluida

[2] La denominación “par”, hace referencia en este estudio a las dos muestras radiales tomadas por árbol para llevar a cabo el análisis; una de ellas tomada desde la parte superior respecto de la inclinación del árbol, y la otra tomada desde la parte inferior del tronco inclinado.

[3] La mención “descartada”, se refiere a los pares que tuvieron bajas correlaciones con la cronología, es decir no cofecharon, por lo que no fueron incluidos y también fueron descartados para el análisis por la probable imprecisión en el fechado de sus anillos.

Anexo 6: Evidencia de hundimiento cosísmico en el área de estudio.



Antiguo cerco utilizado para delimitar terrenos de pastura. Las tierras cercanas al rodal eran utilizadas antes del evento para el pastoreo de ganado. Luego del evento, y debido a la subsidencia cosísmica, estas tierras quedaron inutilizadas para el ganado debido a su frecuente inundación.

Anexo 7. Sentido de la inclinación de cada individuo estudiado.[4]

Árbol Nº	DAP (m)	Sentido Inclinación
1	1.65	Sur
2	1.61	Sureste
3	2.17	Este
4	2.19	Noreste
5	2.00	Este
6	2.16	Este
7	1.87	Oeste
8	1.67	Noreste
9	1.90	Sureste
10	1.85	Sur
11	1.86	Este
12	2.25	Este
13	2.19	Noreste
14	2.15	Este
15	2.22	Norte
16	1.99	Noreste
17	1.96	Este
18	2.20	Noreste
19	1.57	Este
20	2.43	Noreste
21	2.53	Norte
22	1.70	Norte

[4] Todos los datos expuestos en esta tabla fueron verificados utilizando una brújula. Se incluye también el diámetro a la altura del pecho (DAP) de cada árbol.

Anexo 8. Escala de Beaufort de la Fuerza de los Vientos.

Escala	Velocidad del viento (km h^{-1})	Denominación	Características en tierra
0	0 a 1	Calma	Calma, el humo asciende verticalmente
1	2 a 5	Ventolina	El humo indica la dirección del viento
2	6 a 11	Muy flojo	Se mueven las hojas de los árboles; veleta movida por el viento
3	12 a 19	Flojo	Ramas pequeñas en movimiento constante; ondulan las banderas
4	20 a 28	Bonancible	Se levanta polvo y papeles; se agitan las copas de los árboles
5	29 a 38	Fresquito	árboles pequeños se mueven; superficie de los lagos ondulada
6	39 a 49	Fresco	Se mueven las ramas de los árboles; dificultad para mantener abierto el paraguas
7	50 a 61	Frescachón	Se mueven los árboles grandes, dificultad para andar contra el viento
8	62 a 74	Temporal	Se quiebran las copas de los árboles; circulación de personas dificultosa
9	75 a 88	Temporal fuerte	Ocurre daño estructural (se derrumban techumbres); daños en árboles, imposible andar contra el viento
10	89 a 102	Temporal duro	Árboles arrancados; daño en la estructura de las construcciones
11	103 a 117	Temporal muy duro	Estragos abundantes en construcciones; muy raramente experimentado
12	118 y más	Temporal huracanado	Grandes daños en extensas regiones

La Escala Beaufort es una estimación empírica que relaciona las diferentes intensidades de vientos con algunos de sus efectos característicos. Adaptado de: Servicio Meteorológico de la Armada (http://www.directemar.cl). Sitio visitado el 21 de febrero del 2007.

Anexo 9. Entrevistas realizadas a sobrevivientes del terremoto de 1960.[5]

1. Alicia García, 71 años. 25 años al momento del terremoto

El terremoto nos movía con mis hijos, nos tratábamos de agarrar de los cercos pero el temblor nos botaba. Yo rezaba y lloraba, y escuchaba los gritos de los vecinos. Pensé que era el fin del mundo. Era esto un tremendo ruido, como un tronadero.

Todo ese terreno bajó, eran montes antes (*Se refiere a las localidades de Misquihué y Puerto Toledo*), y pasó un mes temblando.

Los terrenos se inundan ahora en invierno, esto no pasaba antes del terremoto. Antes del terremoto no había abundancia de agua; no se inundaban los terrenos. Antes la gente llevaba sus animales a esos sectores (*Terrenos contiguos al sitio de estudio*).

El terremoto de raíz arrancaba los árboles y quebraba ramas.

Hubo un temporal de viento hace tres a cuatro años, un tornado, que provocó también caída de árboles.

En las partes blandas el terremoto lo levanta todo (*sic*).

Eso (*Refiriéndose a los coihues del área de estudio*), lo hizo el terremoto.

2. María Orfelina Vera, 81 años. 35 años al momento del terremoto

Todo se hundió. Se cayeron los árboles, a mi hermano se le cayó la casa. La tierra se abrió.

Antes pastaban los bueyes y vacas ahí abajo. Ahora no entra nada. Ahora hay pompón (*Se le llama "pompón" a la especie vegetal dominante en la marisma contigua al sitio de estudio*), pantano.

[5] Todos los sobrevivientes entrevistados residían en Puerto Toledo al momento de ocurrir el evento.

Continuación

Hubo salida de mar por el terremoto, esos árboles cayeron.

3. Hernán Ulloa, 58 años. 12 años al momento del terremoto

El terremoto daño esos árboles (*Refiriéndose a los coihues del área de estudio*). Estas tierras siempre han sido pantanos pero ahora se inundan. Después del terremoto quedó

todo inutilizado, la gente ya no se preocupaba. Antes metían animales, después del terremoto ya no. Por eso estaban cercadas esas tierras.

Los coihues los afectó el terremoto del 60' (*sic*). Quedaron doblados y debilitados por el terremoto, y así quedaron más expuestos a los vientos.

Antes no se veían tormentas como ahora. Hace cuatro años hubo una tormenta grande.

Yo no aguantaba parado, me caía. Hubo movimientos de tierra, y se abrieron cunetas.

Todo lo que Ud. ve se cayó, desde el puente (*Refiriéndose al puente del río Gómez*) hasta esos pinos (*Haciendo referencia a un gran deslizamiento de tierra ocurrido al frente de su casa*). Y tapó el camino, la gente no podía pasar. Todo está tapado ahora por la nueva vegetación. Se hicieron cunetas arriba en el cerro; la tierra se abría. Se abrían cunetas de 50 cm-1m. Más abajo también se echó abajo un cerro. Una casa quedó en medio de dos grietas. En los cerros habían fisuras, grietas.

Antes esos campos estaban cercados porque se utilizaban, llevaban los animales. Después del terremoto las tierras quedaron botadas.

4. Miguelina Toledo, 66 años. 20 años al momento del terremoto

Yo me caía, me subía a los cercos y los cercos caían. Se abrió la tierra, había cunetas hondas.

Los árboles caían, los árboles y las casas. Hubo un tiempo con réplicas, y en la noche se sentían más fuertes. Pensé que era el fin del mundo.

Continuación

El sector del pompón bajó. Antes eso era seco, no había tanta humedad. La tierra vino a bajar, y se plantó el agua encima.

Rodó todo para abajo (*Deslizamientos de tierra*). Los árboles caían rodando. Vino el terremoto y empezó todo a caer. Los árboles se iban dando vueltas para abajo.

Después del terremoto no se podía beber agua de vertiente, estaba de color plomo. Estaba como todo revuelto.

Había árboles botados, no había por donde pasar.

Ahora último ha habido tormentas (vientos fuertes), sólo últimamente. Hace tres a cuatro años hubo tormentas que botaron árboles.