

UCH-FC
MAG-20
5.22.09
C-1

**GEOMORFOLOGÍA, ESTRATIGRAFÍA Y
GEOCRONOLOGÍA DE LA ÚLTIMA TERMINACIÓN
GLACIAL EN ÚLTIMA ESPERANZA (51°S):
IMPLICANCIAS PALEOECOLÓGICAS Y
PALEOCLIMÁTICAS**

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

Magíster en Ciencias Biológicas con mención en Ecología y Biología Evolutiva

Facultad De Ciencias

Por

Esteban Andrés Sagredo Tapia

Diciembre, 2007

Director de Tesis Dr: Patricio Moreno Moncada

FACULTAD DE CIENCIAS

UNIVERSIDAD DE CHILE

INFORME DE APROBACION

TESIS DE MAGÍSTER

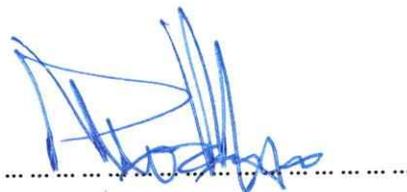
Se informa a la Escuela de Postgrado de la Facultad de Ciencias que la Tesis de Magíster presentada por el candidato.

ESTEBAN ANDRÉS SAGREDO TAPIA

Ha sido aprobada por la comisión de Evaluación de la tesis como requisito para optar al grado de Magíster en Ciencias con mención en Ecología y Biología Evolutiva en el examen de Defensa de Tesis rendido el día 06 de Diciembre de 2007.

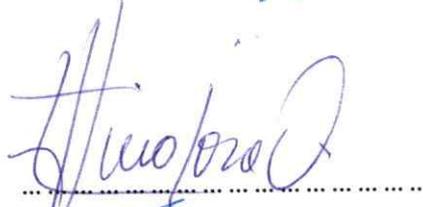
Director de Tesis:

Dr. Patricio Moreno Moncada



Comisión de Evaluación de la Tesis

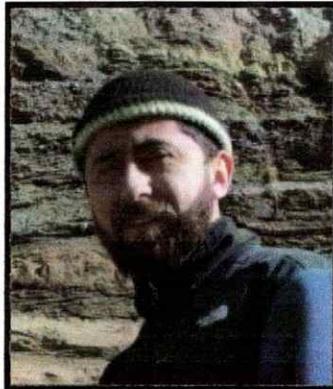
Dr. Felipe Hinojosa Opazo



Dr. Claudio Latorre Hidalgo



*A todos aquellos quienes creyeron, confiaron,
soñaron y tuvieron la paciencia....*



Primero como escalador y luego como estudiante de Geografía de la Universidad Católica de Chile (1998-2002), siempre estuve interesado en la dinámica del medio físico, especialmente de los ambientes extremos. Una vez convertido en Geógrafo ingresé a trabajar al Ministerio de Bienes Nacionales, donde estuve por más de dos años realizando expediciones científicas a lo largo y ancho de todo el país, interactuando con un amplio grupo de científicos y diversos personajes que abundan en este territorio.

El año 2005 ingresé a estudiar el Programa de Magíster con mención en Ecología y Biología Evolutiva de la Facultad de Ciencias de la Universidad de Chile. Una vez concluidos mis cursos, el Dr. Patricio Moreno me invitó a participar en el Laboratorio de Paleocología, donde me especialicé en Geología Glacial, y desarrollé mi tesis de Magíster. En este contexto se me dieron muchas oportunidades, que me permitieron interactuar con científicos de gran renombre en la disciplina, entre ellos: Tom Lowell (University of Cincinnati) y Michael Kaplan (Columbia University).

AGRADECIMIENTOS

Primero que todo quiero aprovechar este espacio para agradecer al Dr. Patricio Moreno, por invitarme a formar parte de su equipo de trabajo, y por enseñarme el quehacer científico. Quiero destacar la confianza que demostró Patricio en mis capacidades, dándome un sinnúmero de oportunidades que contribuyeron a mi desarrollo tanto intelectual como personal.

Quiero también manifestar mi más absoluta gratitud al Dr. Rodrigo Villa, del Centro de Estudios del Cuaternario (CEQUA) por su apoyo en mi proceso de aprendizaje, así como también por las oportunidades que me abrió al incorporarme como parte de su proyecto.

No puedo dejar de agradecer a los doctores Tom Lowell (University of Cincinnati) y Michael Kaplan (Columbia University), por su apoyo desinteresado y su inconmensurable aporte científico al desarrollo de mi investigación.

Así también quiero declarar mi gratitud al Dr. Charles Stern (University of Colorado), quien realizó la labor de reconocimientos de tefras del área de estudio, así como también a Christopher Moy (Stanford University) quien realizó las dataciones radiocarbónicas.

De igual forma debo mencionar el aporte de los arqueólogos Manuel San Román y Alfredo Prieto del Instituto de la Patagonia de la Universidad de Magallanes, por su contribución al entendimiento de la historia paleontológica y ocupación humana de Última Esperanza.

De vital importancia para llevar acabo esta investigación fue el apoyo de numerosas personas que participaron en las labores de terreno, que hicieron posible que esta investigación llegara a buen término, entre otros: Christopher Moy, Jacobus-Le Roux (Anillo Antártico ARTG-04), Manuel San Román, Claudio Latorre, Roberto Flores

(SERNAGEOMIN), Macarena Cárdenas, Anita Abarzúa, Javiera Videla, Carolina Díaz, Jean Pierre Francois, Juan Camilo Moreno, y al fotógrafo Daniel Rojas.

Además quiero agradecer los oportunos comentarios de los miembros de mi Comisión de Evaluación, los doctores Claudio Latorre y Felipe Hinojosa.

Quisiera también dejar constancia que todo este proceso fue posible gracias al apoyo financiero del Instituto de Ecología y Biodiversidad (Proyecto ICM, Código P05-002), a través de su Beca de Magíster, Beca de Apoyo a la Realización de Tesis, y Beca de asistencia a Congresos; y a los Proyecto Fondecyt #1040204 y #1070991, que financiaron mi manutención, trabajos de terreno, análisis de laboratorio, y participación en congresos.

De gran importancia fue también la colaboración de los dueños, administradores y por supuesto de los trabajadores de las Estancias Iván, La Conversada, Lago Pinto, Puerto Consuelo, Tehual Aike, El Salto, La Frontera, Cerro Negro, Dos Lagunas, Río Tranquilo Junta de Vecinos de Villa Renoval, Palenque, Saba, La Carabana, que nos abrieron las puertas, o en este caso, las cercas de sus terrenos, en muchos casos nos sirvieron de guías, y nos transmitieron sus experiencias.

Quiero agradecer a mis compañeros de laboratorio, por su apoyo, aporte y principalmente por su paciencia frente a la hiperquinesia: Loreto, Marcela, Lucía, Carolina, Macarena, Ignacio, Javiera y Óscar.

Finalmente quiero declarar mi más sincero agradecimiento a todos mis amigos, la mayoría de ellos ajenos a la disciplina científica, los cuales me apoyaron durante esta etapa de mi vida, y que desde su perspectiva particular enriquecieron mi visión de la vida y la ciencia. En especial quiero agradecer a mis amigos Belisario Andrade, María Inés Hurtado, Allison Alfaro, Jean Pierre Francois y Esteban Robledo, quienes de una u otra forma me han acompañado en mis sueños y me han enseñado otras formas de ver la vida.

Gracias...

ÍNDICE DE MATERIAS

INTRODUCCIÓN.....	1
OBJETIVOS.....	10
HIPÓTESIS.....	11
ÁREA DE ESTUDIO.....	14
MATERIALES Y MÉTODOS.....	17
ANTECEDENTES.....	21
Cronologías de Fluctuaciones Glaciales de Patagonia	21
Paleomastofauna terrestre pleistocénica y Humanos en Última Esperanza	27
Historia de la Vegetación en Última Esperanza	33
RESULTADOS.....	38
Geomorfología.....	38
Estratigrafía	61
Cronología de Fluctuaciones Glaciales de Última Esperanza	83
DISCUSION.....	103
Reconstrucción de las fluctuaciones glaciales en Última Esperanza.....	103
Correlación con registros paleoclimáticos regionales, hemisféricos e interhemisféricos.....	110
Correlación con registros de Paleomastofauna terrestre pleistocénica (fig. 38).....	114
Correlación con la historia de la vegetación.....	116

CONCLUSIONES.....	119
Fluctuaciones glaciales en Última Esperanza y su relación con mecanismos involucrados en la generación y propagación de las señales climáticas asociadas a la última transición glacial-interglacial	120
Fluctuaciones glaciales en Última Esperanza y su relación con procesos y cambios paleoecológicos	127
BIBLIOGRAFÍA.....	130
ANEXO 1: GLOSARIO.....	138
ANEXO 2: TABLA GRANULOMÉTRICA	141
ANEXO 3: TESTIGOS DE SEDIMENTOS.....	142

LISTA DE TABLAS

Tabla 1: Edades radiocarbónicas asociadas a paleomastofauna terrestre pleistocénica.

Tabla 2: Edades radiocarbónicas asociadas a presencia de humanos.

Tabla 3: Códigos de litofacies

Tabla 4: Dataciones radiocarbónicas y edades calibradas (mediana de probabilidad, CALIB 5.01) de registros sedimentarios de lagos y pantanos de Última Esperanza.

LISTA DE FIGURAS Y LÁMINAS

Lámina 1: Mapa Geomorfológico Glacial de Última Esperanza.

Figura 1: Área de estudio. **a.** Imagen satelital mostrando la ubicación del área de estudio (cuadrado rojo), en el contexto de Patagonia. Los sectores identificados en amarillo indican áreas con estudios geomorfológicas y cronologías glaciales de detalle para el UMG. **b.** Ubicación del área de estudio en un contexto regional.

Figura 2: Carta geológica del área de estudio.

Figura 3: Cartografía de la cobertura especial de la información utilizada.

Figura 4: Localización de sitios con cronologías de fluctuaciones glaciales para el UMG y deglaciación.

Figura 5: Localización de sitios arqueológicos con presencia de restos de megafauna y humanos datados.

Figura 6: Histograma de registros de paleomastofauna terrestre pleistocénica y humanos para la transición glacial interglacial en Última Esperanza.

Figura 7: Probabilidad media acumulada de las dataciones radiocarbónicas de registros de de paleomastofauna terrestre pleistocénica en Última Esperanza

Figura 8: Sitios polínicos estudiados en Última Esperanza

Figura 9: Carta del sector de Última Esperanza.

Figura 10: Zonas en que fue dividida el área de estudio, para su análisis geomorfológico

Figura 11: Complejo morrénico en Lago Dorotea

Figura 12: Terrazas lacustres a 150 msnm, en el sector Lago Sofía.

Figura 13: Afloramiento rocoso con evidencia de erosión por oleaje.

Figura 14: Delta, Sector Cerro Benítez.

Figura 15: Complejo morrénico Arauco, disectado por canal de desagüe de aguas de deshielo

Figura 16: Perfil topográfico Morrenas Arauco-Terrazas lacustres.

Figura 17: Depósitos de playa encontrados sobre terraza lacustres a 150 msnm. Sector Cordón Arauco.

Figura 18: Sistema de terrazas costeras. Norte de Puerto Natales.

Figura 19: Cresta morrénica sector Lago Pinto.

Figura 20: Bloque errático, Sector Lago Pinto.

Figura 21: Localización de secciones estratigráficas incluidas en este estudio.

Figura 22: Esquema de Sección estratigráfica Cruce Dorotea.

Figura 23: Detalle de sección estratigráfica Cruce Dorotea.

Figura 24: Limos y arenas fallados y rotados bajo la presión ejercida por el glacial.

Figura 25: Detalle de sección estratigráfica Cruce Dorotea.

Figura 26: Diamicton.

Figura 27: Sección tipo (Cruce Dorotea).

Figura 28: Clasto de sedimento de arenas arrancado y transportado por acción glacial.

Figura 29: Esquema de Sección estratigráfica Casa de Huéspedes.

Figura 30: Vista general del sector Pozos Dorotea

Figura 31: Esquemas de secciones estratigráficas sector Pozos Dorotea.

Figura 32: Sección Dumestre.

Figura 33. Detalle sección Dumestre. La flecha indica un estrato arenoso con ondulitas perfectamente

Figura 34: Sección estratigráfica Antonio Varas.

Figura 35: Detalle de sección Antonio Varas

Figura 36: Sitios a partir de los cuales se obtuvieron dataciones.

LISTA DE ABREVIATURAS

^{14}C años A.P:	años radiocarbónicos antes del presente
ka:	10^3 años calendario antes del presente
msnm:	metros sobre el nivel del mar
PPI:	pérdida por ignición

RESUMEN

Durante el Último Máximo Glacial (UMG), glaciares efluentes de un Campo de Hielo Patagónico expandido colaescieron y formaron el lóbulo glacial de piedemonte Última Esperanza, en el sector suroeste de Patagonia ($51^{\circ}25'$ - $52^{\circ}25'S$). Evidencia geomorfológica y estratigráfica indica una serie de etapas durante y después del UMG, que incluyen (i) un avance glacial de presumible edad UMG (morrenas Río Turbio”), seguido por ii) un reavance glacial levemente menos extensivo (“morrenas Arauco), que terminó en torno a los 17,5 ka, momento en cual se habría iniciado el proceso de deglaciación. Luego se observa (iii) una fase de estabilización glacial que concluyó en torno a los 16,2 ka; y (iv) una fase de reactivación de la actividad glacial en algún momento entre 14,6 y 12,8 ka. Contemporáneo al proceso de deglaciación se desarrolló un gran lago proglacial represado por hielo, que alcanzó una cota máxima de ~150 msnm, y cuyos niveles fueron controlados por la presencia de un canal de desagüe y el retroceso del hielo. El drenaje final de este lago, en algún momento entre 12,8 y 10,3 ka entrega una edad mínima para el retroceso profundo de los glaciares hasta sus cabeceras, dejando el sector de paso Kirke libre de hielo, y permitiendo el desagüe del lago proglacial hacia el Océano Pacífico. El registro de fluctuaciones glaciales en Última Esperanza tiene una anatomía de cambio (patrones y cronologías) similares a lo observado en los testigos de hielo Antárticos (tipo EPICA Domo C). Sin embargo, estableciendo correlaciones con registros paleoclimáticos regionales, hemisféricos e interhemisféricos, se propone que durante la última Terminación glacial, los patrones de cambio climático fueron conducidos por una señal global, donde los mecanismos

involucrados en su generación y propagación estarían relacionados a procesos atmosféricos; mientras que la variabilidad espacial de escala milenial estaría liderada por procesos de carácter regional: cambios en la intensidad de la circulación termohalina en el Noratlántico, y potencialmente a procesos asociados a la posición y/o intensidad del Frente Polar en el sur de Sudamérica.

La comparación con registros paleoecológicos al interior de la región revela que las fluctuaciones glaciales del lóbulo Última Esperanza, así como los procesos periglaciales y cambios climáticos asociados durante la primera fase de la deglaciación, representaron una limitante para el establecimiento de la biota en el área. Cuando los hielos retrocedieron, nuevos espacios habitables fueron colonizados por vegetación y fauna terrestre. A continuación, las fluctuaciones glaciales representaron una condicionante para la evolución de las formaciones vegetacionales en el área, restringiendo su desarrollo a una estepa arbustiva hasta los 11,5 ka, producto de la severidad y/o variabilidad climática asociada; y sólo permitiendo una importante expansión de especies de bosque (*Nothofagus*) recién a partir de este momento, cuando los glaciares habían retrocedido hasta una posición cercana a sus cabeceras.

Finalmente, se hace un intento por evaluar la extinción de la paleomastofauna a luz de los nuevos hallazgos presentados en esta tesis. A pesar de que existe una fuerte correspondencia entre cambio climático local y la extirpación de la paleomastofauna, la cronología de extinción es claramente insuficiente para evaluar esta hipótesis con más detalle.

ABSTRACT

During the Last Glacial Maximum (LGM), outlet glaciers from the expanded Patagonian Ice Sheet coalesced and formed the Seno Última Esperanza piedmont lobe in Southernmost Patagonia (51°25'-52°25'S). Geomorphic and stratigraphic evidence indicate a series of stages during and following the LGM, which include: (i) a glacial advance presumably LGM in age (Río Turbio moraine), followed by (ii) a slightly less extensive glacial readvance (Arauco moraine), which concluded around 17,5 ka; when deglaciation processes began. It was followed by (iii) a glacial stabilization stage which finished around 16,2 ka; and (iv) a reactivation stage of the glacial activity in some moment between 14,6 and 12,8 ka. Contemporaneous with the deglaciation process an ice-dammed proglacial lake was developed (max. level ~150 msnm), whose levels were controlled by a spillway and the glacial retreat. The final drainage of this lake, in some moment between 12,8 and 10,3 ka gives us a minimum age for a deep retreat of the glacier through the fjords, leaving ice free the sector of Paso Kirke, and allowing the drainage of the proglacial lake toward the Pacific Ocean.

The record of glacial fluctuations at Última Esperanza has an anatomy of change (pattern and chronology) similar to the observed in the Antarctic ice cores (type EPICA Dome C).

However, establishing correlation with regional, hemispheric and interhemispheric paleoclimatic and paleoecological records, I propose that during the last glacial Termination, the patterns of climatic change were driven by a global signal, where the mechanisms involved in its generation and propagation are related to an atmospheric

processes; while the climatic change spatial variability of millennial scale would be leaded by regional processes: changes in the intensity of the termohalina circulation in the North Atlantic Ocean, and potentially to processes related with the strength and/or position of the Antarctic Polar Front in Southernmost South America.

In other hand, I outline that the glacial fluctuation of the Última Esperanza piedmont lobe, such as the periglacial processes and climatic changes related during the first stage of the deglaciation, represented a restriction for the settlement of the biota in the area.

When the ice retreated, new inhabitable spaces were colonized by terrestrial mega mammals and vegetation. After this moment, the glacial fluctuations represented a determining for the evolution of the vegetation in the area, restricting its development to a shrub steppe until 11,5 ka; and allowing an important expansion of forest taxa (*Nothofagus*) just from this moment, when the glaciers had retreated to the fjords. Finally, I did an attempt to assess the extinction of the terrestrial mega mammals, in base to the new discoveries exposed in this thesis. In spite of the existence of a strong correspondence between the local climatic change and the extirpation of the mega mammals, the chronology of the extinction is clearly insufficient to assess this hypothesis with more detail.

INTRODUCCIÓN

El Problema

Glaciaciones Pleistocénicas

Durante el Pleistoceno se sucedieron drásticos cambios climáticos caracterizados por la ocurrencia cíclica de glaciaciones a escala global, y por un conjunto de cambios en el albedo, circulación oceánica, circulación atmosférica y química atmosférica (Bender 1999). Estos ciclos glaciales han sido explicados por variaciones en la distribución estacional y latitudinal en la insolación asociados directamente a variaciones de origen orbital, más específicamente cambios en la excentricidad de la órbita de la Tierra, obliquidad del eje de rotación y precesión de los equinoccios (Croll 1864; Milankovitch 1930). Estudios más recientes, realizados sobre la base de análisis isotópicos ($\delta^{18}\text{O}$) de foraminíferos marinos, han demostrado que durante los últimos 600.000 años la tierra han ocurrido varios ciclos glaciales, con una duración promedio de ~100.000 años. Cada ciclo glacial, o glaciación, es interrumpido por períodos comparativamente breves con condiciones climáticas cálidas, denominados interglaciales (EPICA 2004).

Se ha planteado, sobre la base de análisis espectrales de estos registros isotópicos, que el principal forzante de estos ciclos glaciales-interglaciales, al menos para los últimos 650 ka, serían los cambios en la excentricidad de la eclíptica (Broecker y Denton 1990). Sin embargo, la variabilidad climática presente en estos registros isotópicos (foraminíferos marinos y testigos de hielo) es más compleja, y abarca múltiples escalas temporales: escala orbital (10^{4-5} años), escala milenial (10^3 años) y submilenial (10^{1-2} años). La variabilidad milenial y sub-milenial difícilmente pueden ser explicadas por los cambios orbitales antes expuestos, y cuyo mecanismo modulador aún no ha sido completamente entendido.

Las terminaciones glaciales representan una de las señales climáticas más fundamentales del Cuaternario. Éstas involucran el colapso del exceso de hielo continental y una reorganización del sistema acoplado criósfera-océano-atmósfera, que conduce al sistema climático a una condición interglacial en pocos miles de años. Las terminaciones glaciales representan una disrupción abrupta y de gran magnitud de una fase gradual de formación de grandes mantos de hielo (modulada orbitalmente en ciclos de 100.000 años), una vez que estos últimos alcanzan un volumen máximo integrado, representando un proceso no-lineal y asimétrico (Denton 2000).

Último Máximo Glacial y transición glacial-interglacial

El Último Máximo Glacial corresponde al último de los intervalos en que el volumen de hielo continental a nivel global alcanzó su máxima magnitud (UMG, ~30-17.5 ka) (Mix y col. 2001). Este período terminó de una forma muy abrupta en un proceso caracterizado por una marcada variabilidad a escala milenial. Esta transición glacial-

interglacial, conocida como la Última Terminación glacial, transcurrió entre ~17.5 y 11.5 ka y corresponde a uno de los mayores cambios climáticos del que se tiene registro en el planeta (Denton y col. 1999a).

Por todo lo anterior, se ha reconocido que los cambios climáticos ocurridos desde el momento de máxima extensión de los hielos durante el UMG hasta su posterior retiro y paso al actual período interglacial, son de compleja naturaleza y desarrollo. Esto ha generado gran discusión en torno a la secuencia de eventos y mecanismos subyacentes a la gran reorganización del sistema climático global durante este período (Broecker y Denton 1990; Broecker 1998; Broecker y Henderson 1998). Esta discusión se vio incrementada por la aparente condición de antifase o desfase de los cambios climáticos a escalas de tiempo milenial identificados en los registros isotópicos de los testigos de hielo polares, determinada una vez que se estableció una cronología de gases confiable para los testigos Antárticos.

Los registros isotópicos desarrollados a partir de testigos de hielo de Groenlandia (GRIP y GISP2) indican que el inicio de la última Terminación glacial ocurrió a los 14,7 ka, momento en el cual se produjo un aumento abrupto en las temperaturas (Stuiver y Grootes 2000).

Los registros paleoclimáticos derivados a partir de testigos de hielo Antárticos muestran un proceso gradual de calentamiento, el que comenzó antes de lo observado en Groenlandia. El inicio del calentamiento durante la deglaciación se ha registrado en torno a 18-19 ka en Byrd (Blunier y col. 1998; Blunier y Brook 2001), 17,5 ka en Domo C (Jouzel 2001) y 17 ka en Vostok (Petit y col. 1999).

Una vez iniciada la Última Terminación se observa una tendencia sostenida de incremento de temperaturas en ambos hemisferios polares, llegando a un máximo interestadial en torno a 14,5 ka (GISP2, Groenlandia) y 14,1 ka (Antártica). A continuación se registra una reversión climática fría, cuya cronología es muy distinta en los testigos de hielo Antárticos (~14,1-12,5 ka) y Groenlándicos (~12,8-11,7 ka). Esta condición de desfase o aparente antifase ha llevado a plantear la hipótesis del balancín bipolar (Broecker 1998), a través de la cual los cambios climáticos en los hemisferios polares ocurrirían de manera sincrónica pero mostrarían direcciones de cambio opuestas a escala milenial (Sowers y Bender 1995; Blunier y col. 1998). Esta *condición fuera de fase o antifase*, ha sido asociada al colapso de la circulación termohalina producto de la detención del mecanismo de formación de aguas profundas en el Océano Noratlántico, y la intensificación de este proceso en aguas Circumpolares Antárticas. Esto se traduciría en un enfriamiento del Océano Atlántico Norte, y un calentamiento de Antártica.

Sobre la base de nuevos registros de testigos Antárticos (EPICA Domo C y EDML), y registros terrestres en diferentes latitudes del planeta, se ha planteado como hipótesis alternativa la existencia de una sincronía a escala milenial de los eventos glaciales entre hemisferios (*condición de fase*), la que se basaría en la intervención de mecanismos atmosféricos asociados a la propagación del cambio climático (Denton y col. 1999a). Se ha identificado al vapor de agua (gas invernadero), originado en los trópicos como el elemento más probable que vincularía los eventos climáticos en ambos hemisferios, a escalas de tiempo breve (Denton y col. 1999a).

Es así como, el entendimiento de la distribución espacial y cronología de las señales paleoclimáticas durante la transición UMG-interglacial en las latitudes medias del

Hemisferio Sur es un prerequisite para descifrar los mecanismos involucrados en la generación y propagación de cambios climáticos abruptos (Lowell y col. 1995; Andersen y col. 1999; Denton y col. 1999a).

Última Esperanza, Chile

Durante el UMG, en las zonas cordilleranas del sur de Sudamérica, grandes cuerpos glaciales expandieron y coalescieron, formando un gran manto continuo de hielo al sur de los 38° lat S. Este manto de hielo Patagónico se restringió principalmente a la cordillera de los Andes y sectores adyacentes entre 38°-41°30'S durante el UMG. Se hipotetiza que su margen oeste habría alcanzado la costa Pacífica de manera prácticamente ininterrumpida desde ~42°30 hasta 54°S (Holling y Schilling 1981).

En el sector de Última Esperanza (51°25'- 52°25') se han descrito rasgos geomorfológicos (Quensel 1910; Caldenius 1932; Meglioli 1992) que sugieren que un gran lóbulo glacial piedemonte habría ocupando gran parte de las zonas bajas hasta el límite con Argentina durante el UMG. Este lóbulo glacial se habría originado en la Cordillera de los Andes y habría tenido una dirección de flujo neta hacia el este. Pese a que han transcurrido más de 100 años desde las primeras observaciones geomorfológicas, actualmente existe un absoluto desconocimiento acerca de la dinámica espacial y temporal de este lóbulo glacial, desde el momento de su máxima extensión hasta su posterior desaparición, así como los cambios climáticos asociados a estos procesos.

Esta tesis de magíster se centra en determinar la dinámica espacial y temporal del lóbulo glacial Última Esperanza durante la última transición glacial-interglacial, utilizando para

ello una aproximación geomorfológica, estratigráfica y geocronológica. Mediante esta aproximación buscó determinar patrones y cronologías de deglaciación en el área de Última Esperanza y de esta manera inferir las condiciones climáticas asociadas (Denton y col. 1999b).

El análisis exhaustivo de paisajes y geoformas de origen glacial (geomorfología) permitirá la identificación de fluctuaciones de los márgenes del hielo y ambientes asociados. Los mapas geomorfológicos glaciales tienen como objetivo compilar estas geoformas y delinear las manifestaciones superficiales de antiguas fluctuaciones de los márgenes del hielo (Andersen y col. 1999) y proveer una base sobre la cual entender su dinámica espacial y temporal.

Es importante estudiar los depósitos sedimentarios generados en los diversos ambientes glaciales para lograr una más acabada comprensión de la dinámica y secuencia de eventos. La utilización de herramientas estratigráficas y sedimentológicas, tales como la identificación, caracterización, mapeo y datación de litofacies, permiten inferir el conjunto de parámetros físicos que dieron origen al depósito, o ambiente deposicional físico. Estos parámetros físicos se refieren a todos aquellos elementos estáticos y dinámicos del ambiente, los que actúan de manera integrada para dar origen a un depósito particular (Boggs 1987). Es así como a través del estudio de columnas y secciones estratigráficas se pretende analizar los procesos y condiciones en que las geoformas glaciales fueron depositadas.

El establecimiento de una cronología lo más exacta y rigurosa posible de los eventos geomorfológicos y estratigráficos es de vital importancia, ya que esto permitiría establecer correlaciones temporales de los eventos paleoclimáticos ocurridos a nivel

regional, continental, en diferentes sitios del planeta y así contribuir a descifrar los mecanismos involucrados en la generación y propagación de cambios climáticos abruptos. Datos cronológicos de una variedad de sitios podría permitir distinguir entre patrones globales y locales de cambio ambiental, mejorando la comprensión del modo de interacción del sistema océano-atmósfera (Denton y col. 1999b).

Finalmente, a escala regional, el entendimiento de las fluctuaciones de los grandes mantos de hielo podría contribuir a la solución de grandes interrogantes paleoecológicas, debido a que: i) los glaciares son uno de los sistemas terrestres más sensibles a los cambios climáticos y su dinámica es principalmente controlada por las precipitaciones regionales y las temperaturas (Lowell 2000; Fogwill y Kubik 2005); ii) el sistema glacial es un agente retroalimentador del sistema climático, magnificando la severidad climática, y contribuyendo a la mantención de estas condiciones en el tiempo; y iii) los glaciares y los procesos periglaciales asociados tienen una dinámica espacial asociada a la ocupación del espacio, limitando el territorio habitable y las vías de comunicación de la biota.

La presente investigación busca responder las siguientes preguntas:

- 1) ¿Cuáles son los mecanismos involucrados en la generación y propagación de las señales climáticas asociadas a la última transición glacial-interglacial?

En este sentido es importante centrarse en preguntas de menor escala que sean explícitas a la zona de estudio:

- a. ¿Cuál es la estructura temporal y espacial de fluctuaciones del lóbulo Última Esperanza durante la última Terminación glacial? ¿El proceso de deglaciación del lóbulo Última Esperanza a partir del UMG siguió un patrón unidireccional o existieron reversiones o reavances glaciales? ¿Fue este proceso gradual o escalonado?
 - b. ¿Existe alguna coherencia entre la anatomía de fluctuaciones del lóbulo Última Esperanza y otros cuerpos glaciales en Patagonia durante este período?
 - c. ¿Existe alguna coherencia entre las fluctuaciones del lóbulo Última Esperanza y otros cuerpos glaciales en el Hemisferio Norte durante este período?
- 2) ¿En que grado fueron capaces las fluctuaciones glaciales durante la última transición glacial-interglacial de condicionar los procesos y cambios paleoecológicos ocurridos en el área?"

De igual forma, en este caso se recurrirá a preguntas más específicas para responder esta interrogante:

- a. ¿Cuál es la cronología de ocupación del área de Última Esperanza por parte de la paleomastofauna Pleistocénica terrestre?
- b. ¿Cuál es la cronología de extinción de la paleomastofauna Pleistocénica terrestre en el área de estudio y qué relación tiene con la evolución del paisaje?
- c. ¿Cuál es la cronología de cambios de la vegetación en el área de estudio y qué relación tiene con la evolución del paisaje?

- d. ¿Constituyeron las fluctuaciones glaciales del lóbulo Última Esperanza y procesos periglaciales asociados durante la última Terminación glacial una forzante o limitante para la ocupación del espacio y extinción de la paleomastofauna Pleistocénica terrestre?
- e. ¿Constituyeron las fluctuaciones glaciales del lóbulo Última Esperanza y procesos periglaciales asociados durante la última Terminación glacial una forzante o limitante para los cambios vegetacionales?

OBJETIVOS

Objetivo General

Determinar la dinámica espacial y temporal del lóbulo Última Esperanza y evaluar estos patrones en el contexto de los cambios climáticos y biológicos asociados.

Objetivos Específicos

1. Realizar un mapeo geomorfológico-glacial del sector Última Esperanza.
2. Identificar procesos morfogenéticos y ambientes deposicionales mediante el análisis de secciones estratigráficas claves.
3. Desarrollar una cronología de eventos geomorfológicos y paleoclimáticos para la Última Terminación Glacial, mediante dataciones radiocarbónicas de registros sedimentarios de lagos y pantanos y tefrocronología.
4. Comparar los patrones y cronologías de fluctuaciones glaciales del sector de Última Esperanza con registros paleoecológicos de la región, tanto de cambio vegetacional como faunístico.
5. Comparar los patrones y cronología de fluctuaciones glaciales del sector de Última Esperanza con cronologías paleoclimáticas a escala regional, hemisférica y global.

HIPÓTESIS

Fluctuaciones glaciales en Última Esperanza y su relación con mecanismos involucrados en la generación y propagación de las señales climáticas durante la última transición glacial-interglacial

1. Si los patrones de cambio climático durante la deglaciación del último avance del Último Máximo Glacial en Última Esperanza fueron guiados por una señal tipo Antártica (patrón y cronología EPICA Domo C), gatillada por mecanismos oceánicos asociados a cambios en la circulación termohalina (condición de anti-fase interhemisférica), entonces se espera que el lóbulo Última Esperanza exhiba una dinámica temporal donde se observe:
 - a. retroceso glacial gradual a partir de 17,7 ka; el que se vería interrumpido por
 - b. una fase de estabilización o reavance glacial entre 14,1 y 12,4 ka (Reversión Fría Antártica); para luego continuar con el proceso de
 - c. deglaciación continua hasta inicios del Holoceno.

2. Si los patrones de cambio climático durante la deglaciación del último avance del Último Máximo Glacial en Última Esperanza fueron guiados por una señal tipo Groenlandica (patrón y cronología GISP2), gatillada a través de mecanismos atmosféricos (condición de fase interhemisférica), entonces se esperaría que el lóbulo Última Esperanza siguió una dinámica temporal donde se observe:
 - a. retroceso glacial rápido a partir de 14,6 ka; el que se vería interrumpido por
 - b. una fase de estabilización o reavance glacial entre 12,9 y 11,5 (edad Younger Dryas); para luego continuar con el proceso de
 - c. deglaciación continua a inicios del Holoceno.

Fluctuaciones glaciales en Última Esperanza y su relación con procesos y cambios paleoecológicos

1. Si la extinción de la paleomastofauna pleistocénica terrestre en el área de estudio durante la última Terminación glacial fue influenciada por las fluctuaciones glaciales, procesos periglaciales y cambios climáticos asociados, entonces se espera que el lóbulo glacial Última Esperanza haya experimentado un período de retroceso de gran magnitud, previo o contemporáneo con el proceso de extinción.
2. Si los cambios vegetacionales ocurridos en el área de estudio durante la última Terminación glacial fueron forzados por las fluctuaciones glaciales, procesos periglaciales y cambios climáticos asociados, entonces se espera que el lóbulo glacial Última Esperanza haya experimentado períodos de retroceso previos o contemporáneos con momentos de expansión de formaciones vegetacionales más termófilas; y períodos de reavance previos o contemporáneos con momentos de expansión de formaciones vegetacionales menos termófilas.

ÁREA DE ESTUDIO

El sector estudiado corresponde al área de Última Esperanza, ubicada en la XII Región de Magallanes y la Antártica Chilena, en el extremo sur de Sudamérica. Inserta en Patagonia Sur, el área de estudio incluye los territorios que se desarrollan entre los $51^{\circ}25'$ y $52^{\circ}15'S$, entre la costa oriental del Golfo Almirante Montt y Seno Última Esperanza, y el actual límite entre Chile y Argentina (fig. 1). En ciertos sectores el presente estudio incorpora áreas al este de los límites establecidos, con el objetivo de conservar la continuidad del registro de los depósitos glaciales estudiados.

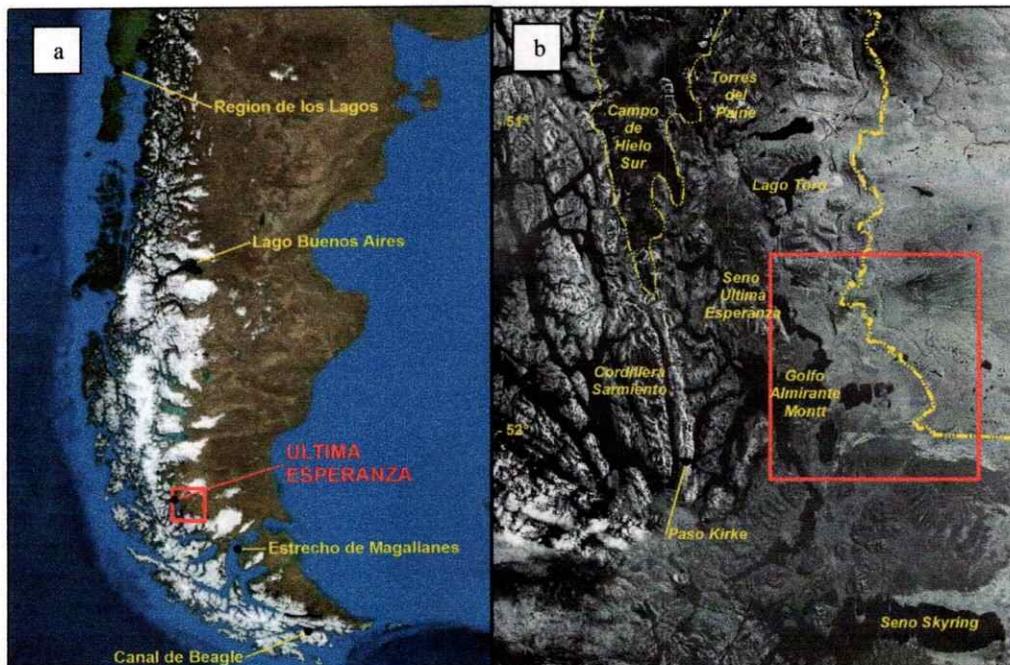


Figura 1: Área de estudio. a. Imagen satelital mostrando la ubicación del área de estudio (cuadrado rojo), en el contexto de Patagonia. Los sectores identificados en amarillo indican áreas con estudios geomorfológicas y cronologías glaciales de detalle para el UMG. b. Ubicación del área de estudio en un contexto regional.

Cabe destacar que Patagonia es el único sector continental con continuidad territorial hasta sectores subantárticos y se encuentra bajo la influencia permanente de los vientos del oeste, componente dinámico de la circulación atmosférica del hemisferio sur (Lowell y col. 1995; Denton y col. 1999a; Sugden y col. 2005), que transporta la humedad al continente desde el Océano Pacífico. Estas características, le otorgan una singularidad de interés global en el ámbito paleoclimático.

Desde el punto de vista geológico, el área de Última Esperanza está conformada por secuencias sedimentarias de origen marino, y depósitos cuaternarios (fig. 2).

En un perfil oeste-este, es posible identificar las siguientes secuencias (SERNAGEOMIN 2003):

- *Ks1m*: Cretácico Superior. Secuencias sedimentarias marinas de plataforma, litorales o transicionales: areniscas, conglomerados, lutitas, calizas extraclásticas y oolíticas, sucesiones turbidíticas.
- *Ks1mp*: Campaniano-Maastrichtiano. Secuencias sedimentarias marinas y parálicas: areniscas y lutitas.
- *Pal*m: Paleoceno. Secuencias sedimentarias marinas deltaicas y parálicas: areniscas y limonitas.
- *E1*m: Eoceno. Secuencias sedimentarias marinas: areniscas y lutitas.
- *OM1*m: Oligoceno-Mioceno. Secuencias sedimentarias marinas: areniscas y coquinas.
- *Q1*: Pleistoceno-Holoceno. No existe un levantamiento detallado de los depósitos Cuaternarios presentes en la zona.

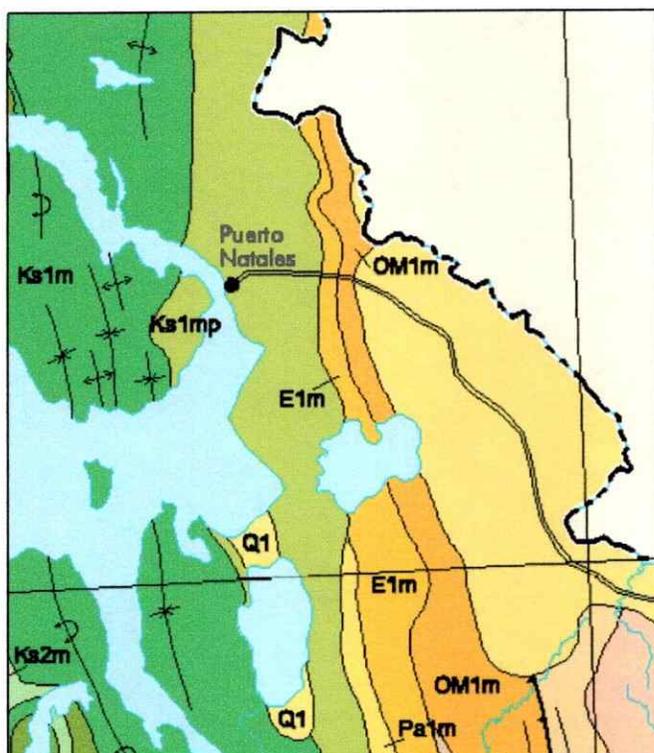


Figura 2: Carta geológica del área de estudio.
Escala de la fuente: 1:1.000.000)
(SERNAGEOMIN 2003)

Por otra parte, desde un punto de vista geomorfológico, existen evidencias que un gran lóbulo glacial de piedemonte, que se habría originado en la Cordillera de los Andes y desarrollado hacia el este, habría ocupado gran parte de las zonas bajas hasta el límite con Argentina durante el Último Máximo Glacial (UMG).

Depósitos glaciales marginales (morrenas) y glaciolacustres fueron identificados tempranamente en el área de estudio (Moreno 1899; Quensel 1910; Caldenius 1932; Meglioli 1992). No obstante, a pesar del largo tiempo transcurrido desde el reconocimiento de estos depósitos, actualmente existe un absoluto desconocimiento de la dinámica espacial y temporal del lóbulo glacial que los habría formado, desde el momento de su máxima extensión hasta su posterior retiro, así como los cambios climáticos asociados a estos procesos.

MATERIALES Y MÉTODOS

La problemática planteada fue abordada mediante tres aproximaciones integradas: geomorfología, estratigrafía y geocronología.

En una primera etapa se realizó una fotointerpretación geomorfológica del área de estudio, sobre la base de fotografías aéreas del vuelo GEOTEC, escala 1:70.000. Aquellas áreas sin cobertura fotográfica fueron analizadas a través de imágenes satelitales LANDSAT (Enhanced Thematic Mapper) ETM 7, con una resolución espacial de 15 metros en el canal pancromático y de 30 metros en los canales multiespectrales. Además se utilizaron imágenes del sensor Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer (ASTER), que tienen una resolución espacial de 15 metros en el espectro visible e infrarrojo cercano. Complementariamente, se analizó la topografía mediante un modelo de elevación digital del Shuttle Radar Topography Mission (SRTM) con una resolución espacial de 90 metros (fig. 3).

Esta etapa permitió la identificación de unidades geomorfológicas y geoformas glaciales, tales como: pendientes de contacto de hielo, morrenas y terrenos morrénicos, terrazas kame, planicies de lavado (*outwash plains*), rocas aborregadas, terrazas lacustres, depósitos subacuáticos, etc. (Andersen y col. 1999; Denton y col. 1999b).

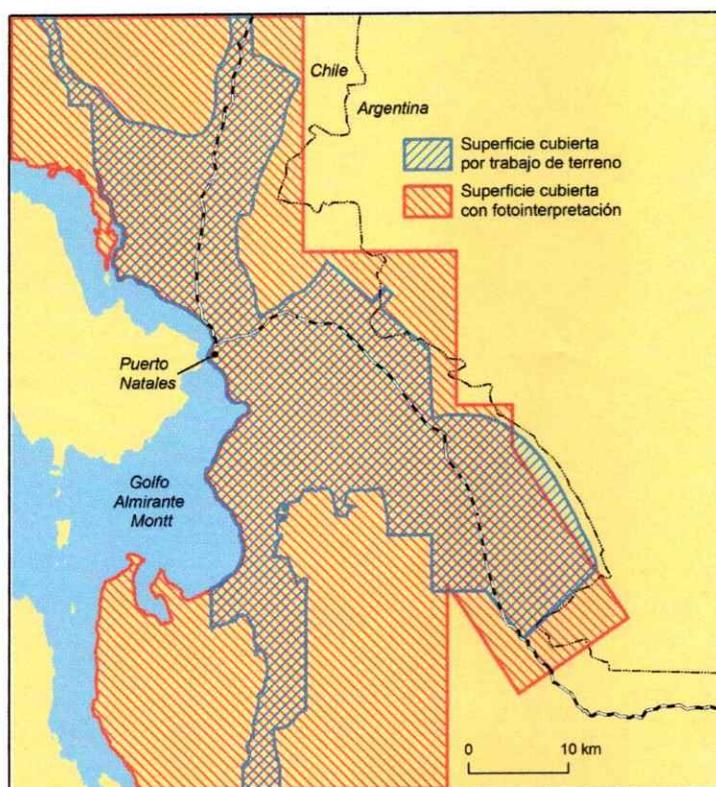


Figura 3: Cartografía de la cobertura espacial de la información utilizada. Las áreas no visitadas en terreno, o sin fotografías aéreas disponibles fueron analizadas mediante imágenes de satélite.

El principal objetivo de esta etapa fue identificar posiciones terminales del lóbulo Última Esperanza. Esta información fue digitalizada e integrada en un sistema de información geográfica (SIG) en la plataforma de trabajo ArcGIS 9.0, donde se confeccionó una cartografía geomorfológica glacial preliminar. Esta información fue corroborada durante tres visitas a terreno, ocasiones en las que se chequeó y complementó el mapeo previamente desarrollado en el laboratorio. Con estos nuevos datos se elaboró la cartografía del área de estudio que se incluye en esta tesis.

Durante el trabajo de terreno se identificaron y analizaron secciones estratigráficas claves (secciones naturales y cortes de caminos). Las labores asociadas a esta etapa fueron identificar y describir estructuras sedimentarias, litofacies y asociaciones de facies. Sobre la base de esta información se elaboró esquemas de las secciones, los que

permitieron identificar los procesos y ambientes deposicionales asociados al sitio (morfogénesis).

Para establecer la cronología de los eventos geomorfológicos, se tomaron muestras de sedimentos de lagos, pantanos y turberas (8 sitios en total). Las edades basales de estos sitios entregaron así edades mínimas de retroceso de hielo desde posiciones terminales. Los sitios fueron escogidos en función de su posición con respecto a los depósitos glaciales. En este sentido se privilegió aquellos sitios ubicados sobre (depressiones intermorrénicas) o en posiciones proximales a los márgenes de hielo identificados en la cartografía. Las muestras consistieron en testigos de sedimento obtenidos con un barreno de pistón de barra cuadrada (Wright y col. 1984). Se obtuvieron al menos dos testigos de sedimentos superpuestos de cada uno de los sitios de estudio, para asegurar una recuperación completa de los sedimentos, evitando posibles hiatos entre segmentos del testigo. Una vez obtenido el registro, los testigos fueron almacenados a 4°C en el Laboratorio de Paleocología de la Universidad de Chile.

Complementariamente el registro sedimentario de lagos y pantanos fue utilizado para dar cuenta de los ambientes deposicionales presentes en el área de estudio. Para esto, los sedimentos fueron caracterizados, atendiendo a su estratigrafía, contenido de materia orgánica, siliciclastos y carbonatos. El análisis estratigráfico consistió en la caracterización de secuencias litológicas y estructuras sedimentarias de la columna estratigráfica, mediante descripción macroscópica, y análisis de radiografías de rayos X. Estas últimas permiten identificar estructuras sedimentarias y cambios sutiles en la estratigrafía. Además, se llevó a cabo un análisis de Pérdida por Ignición para calcular el contenido de materia orgánica y carbonatos. Para ello, muestras de 1cc, tomadas de

forma contigua a lo largo de las columnas de sedimentos, fueron quemadas secuencialmente a 550 y 925°C (Bengtsson y Enell 1986; Heiri y col. 2001). La pérdida de peso después de cada paso, es usada para calcular el porcentaje y densidad de materia orgánica, carbonatos y siliciclastos respectivamente.

De este modo, para construir una cronología de eventos geomorfológicos se dataron los horizontes orgánicos o macrorrestos vegetales depositados inmediatamente después de ocurrida la transición de los ambientes deposicionales glacial-no glacial, en los testigos sedimentarios. Este material fue datado radiocarbónicamente mediante el método AMS en el Lawrence Livermore National Laboratory. Los fechados radiocarbónicos fueron calibrados utilizando el programa CALIB 5.01, mediante la curva de calibración IntCal04 (Stuiver y Reimer 1993). Además se utilizó registros de cenizas volcánicas de edad conocida como marcadores cronoestratigráficos, para calibrar la cronología de eventos y correlacionar la estratigrafía de los sitios de estudiados (Dugmore y Newton 1992). En este sentido, se privilegió el establecimiento de una adecuada (bien distribuida) red de sitios, que permitió abarcar una máxima superficie y gradiente altitudinal, de modo de establecer edades mínimas y máximas para los eventos analizados, además de permitir comparaciones con cronologías distantes.

Finalmente, se compiló la información asociada a la cronología de cambios de la vegetación durante la última transición glacial-interglacial en el área de estudio; así como también una cronología actualizada de ocupación de cuevas y aleros de Última Esperanza por parte de la paleomastofauna terrestre Pleistocénica, así como de su extinción local. En relación a este último punto, se utilizó el software Isoplot/Ex 3.00, para graficar las probabilidades relativas acumuladas de las edades radiocarbónicas.

ANTECEDENTES

Cronologías de Fluctuaciones Glaciales de Patagonia

En el presente capítulo se presentan las cronologías de fluctuaciones glaciales durante el Último Máximo Glacial publicadas para Patagonia (fig. 4).

Cabe destacar que en este apartado se han mantenido las unidades en las cuales se expresan las cronologías en los estudios originales. Sin embargo aquellas edades expresadas en años radiocarbónicos (^{14}C) fueron complementariamente calibradas a años calendario.



Figura 4: Localización de sitios con cronologías de fluctuaciones glaciales para el UMG y deglaciación.

Región de Los Lagos, Seno de Reloncaví e Isla Grande de Chiloé (40°35'S-42°25'S)

Se han realizado numerosos trabajos relacionados con cronologías de fluctuaciones glaciales durante el Último Máximo Glacial en la Región de los Lagos, Seno de Reloncaví e Isla Grande de Chiloé (Mercer 1972; Laugenie y Mercer 1973; Heusser y Flint 1977; Porter 1981; Heusser 1990; Bentley 1997; Denton y col. 1999b). Sin embargo, en este trabajo se expondrá la cronología elaborada por Denton y col. (1999), debido a que es la más completa e íntegra y evalúa la validez de todos los trabajos anteriores. Esta cronología enmarca el UMG entre los 29.400 ^{14}C años A.P. y 14.550-14.805 ^{14}C años A.P (17,6-18,0 ka). Durante este intervalo se identificaron al menos cuatro avances glaciares mayores, los que habrían terminado en torno a (edades máximas): 29.400 ^{14}C años A.P (34,8 ka); 26.797 ^{14}C años A.P (32,1 ka); 22.295-22.570 ^{14}C años A.P (26,8-27,1 ka); y 14.550-14.805 ^{14}C años A.P (17,6-18,0 ka). Otros avances podrían haber ocurrido en torno a los 21.000 ^{14}C años A.P (25,3 ka); 17.800 ^{14}C años A.P. (21,0 ka); y 15.730 ^{14}C años A.P (19,0 ka).

El trabajo de Denton y col. (1999) (de la misma forma que los precedentes) no indaga en registros de avances glaciales posteriores a 14.500 ^{14}C años A.P, y sólo se ha postulado que los glaciares habrían alcanzado una posición muy cercana a sus cabeceras hacia los 12.310 ^{14}C años A.P. (14,4 ka) (Heusser 1990).

Lago Cochrane y Lago General Carrera - Lago Buenos Aires (46°20'S-46°28'S)

Al menos 5 avances glaciales han sido identificados en el sector de Lago Buenos Aires, para el UMG. Dataciones cosmogénicas indican que los sistemas morrénicos asociados a estos avances glaciales (morrenas Fénix I-V) se habrían formado entre 23-16 ka (Kaplan y col. 2004). Nuevos estudios han individualizado las cronologías para estos avances, obteniendo como edades medias ponderadas para cada etapa de: $22,7 \pm 0,9$; $21,4 \pm 1,9$; $19,9 \pm 1,1$; $17,0 \pm 0,8$; y $15,8 \pm 0,6$ ka (Douglass y col. 2006). Además, Douglass y col. (2006) dataron otros depósitos y geoformas morrénicas (morrenas Menucos) que se habrían desarrollado durante la transición glacial-interglacial, obteniendo una edad de $14,4 \pm 0,9$ ka. Turner y col. (2005) mencionan que posterior al desalojo de las morrenas Fenix, hay evidencias geomorfológicas del inicio de un proceso de deglaciación rápido, mostrando una magnitud de retroceso glacial del orden de los 90 a 125 km. Este proceso de deglaciación habría sido interrumpido por una fase de estabilización glacial, el que habría quedado en evidencia por la presencia de líneas de costa asociadas a un lago proglacial represado por hielo, el que ocupó las cuencas de los lagos Cochrane y General Carrera. Este lago se habría desarrollado entre 11.636 y 10.780 ^{14}C años A.P. (13,6-12,8 ka) (Turner y col. 2005), y representaría un momento de estabilización glacial.

La fase inicial del proceso de deglaciación, se habría iniciado en torno a los 12,8 ka, momento en el cual se habría producido la separación de los Campos de Hielo Patagónicos, con el consecuente drenaje del lago glacial represado por hielo hacia el Océano Pacífico (Turner y col. 2005). Cabe destacar que la fase de estabilidad coincide con la Reversión Fría Antártica y su terminación ocurre durante el peak del período de

reversión fría documentada en testigo de hielo Groenlándicos, denominada Younger Dryas (Turner y col. 2005).

Lago Argentino (50°15'S)

Strelin y Malagnino (2000) identificaron 3 generaciones de morrenas en el sector de Puerto Banderas, Lago Argentino: morrenas Puerto Bandera I, II y III. Dataciones radiocarbónicas entregan edades mínimas de 13.000 ^{14}C años A.P. (15,4 ka) para Puerto Bandera I; 11.100 ^{14}C años A.P. (12,9 ka) para Puerto Bandera II; y 10.390 años A.P. (edad máxima, 12,3 ka) para Puerto Bandera III. Cabe destacar que esta último reavance habría ocurrido durante el período Younger Dryas (Strelin y Malagnino 2000).

Torres del Paine (51°03 S)

De acuerdo a estudios geomorfológicos, se han identificado al menos 8 avances glaciales en el área de Torres del Paine (Marden y Clapperton 1995; Marden 1997), en un marco temporal no definido.

Marden y Clapperton (1995) establecen que al menos 3 de ellos estarían asociados al período de análisis (UMG y posterior deglaciación). Estos autores otorgan una edad putativa de UMG al complejo morrénico D, sin ninguna datación directa. Identifican además una etapa E, datada en 11.880 ^{14}C años A.P. (13,8 ka), la cual se desconoce si representó un pequeño reavance o una fase breve de estabilización. Finalmente, los autores aluden a un avance F que habría alcanzado su máxima extensión entre 11.880-

9.180 ^{14}C años A.P (13,8-10,4 ka). Marden and Clapperton (1995) proponen que este último avance tendría una edad Younger Dryas. Sobre la base de dataciones cosmogénicas, Fogwill y Kubik (2005) sugieren que el avance o estabilización asociado a las morrenas D habría ocurrido entre 12-15 ka (media de 13.200 ± 800 años A.P; edades cosmogénicas ^{10}Be), coincidiendo con una reversión Fría identificada en testigos antárticos (Reversión Fría Antártica, 12,7-14,8 ka) (Fogwill y Kubik 2005). Estos datos son consistentes con el trabajo de Moreno y col. (en preparación) que combinando dataciones radiocarbónicas de lagos y pantanos, a la par con edades cosmogénicas, enmarcan el avance D entre $<14,5$ y $>12,6$ ka cal AP.

Estrecho de Magallanes ($52^{\circ}30\text{S}'$ - $54^{\circ}00'\text{S}$)

Numerosos investigadores han estudiado depósitos glaciales recientes del último ciclo glacial en la región de Magallanes, elaborando mapas geomorfológicos del área y en algunos casos estableciendo una cronología de eventos (Bentley y col. 2005). Recientemente Bentley y col. (2005) y McCulloch y col. (2005) han realizado estudios de geomorfología glacial del sector del Estrecho de Magallanes y Bahía Inútil, identificando avances y retrocesos del manto de hielo durante el Último Máximo Glacial y la transición glacial-interglacial. Al menos cuatro etapas (B-E) dentro de este lapso fueron acotadas temporalmente mediante dataciones radiocarbónicas o cosmogénicas.

El avance B se habría iniciado después de 31,25 ka, y habría culminado entre 25,2- 23,1 ka. El avance C, menos extensivo que B, habría terminado entre 21,7-20,4 ka. Posteriormente a este avance se ha definido una etapa D, la cual podría representar el

último avance del Último Máximo Glacial. De acuerdo a dataciones radiocarbónicas, los depósitos marginales asociados a este avance se formaron antes de 17,5-16,6 ka. (McCulloch y col. 2005b), dando origen a un gran lago proglacial. Posterior a esto, sobre la base de evidencia geomorfológica y morfoestratigráfica los autores identifican un último avance glacial, el que se habría desarrollado entre 12.639-10.314 ^{14}C años A.P. (15,5-11,8 ka) (McCulloch y col. 2005a).

Paleomastofauna terrestre pleistocénica y Humanos en Última Esperanza

La extinción de la Paleomastofauna terrestre pleistocénica durante la última transición glacial-interglacial es uno de los eventos paleoecológicos de mayor trascendencia a nivel continental y global. Este evento ha concentrado la atención de numerosos investigadores, generándose una gran discusión en relación a las causas que dieron origen a este evento de extinción masiva. Entre las hipótesis que pretenden explicar este evento destacan: i) cambios climáticos y vegetacionales post-glaciales; ii) sobrematanza por humanos; iii) factores concurrentes; y iv) la caída de un meteorito, entre otras.

En el área de Última Esperanza la discusión acerca de la megafauna Pleistocénica se remonta al año 1895 cuando Hermann Eberhard, colono y pionero alemán establecido en el área encontró una piel de Milodón en la cueva homónima. Era tan bueno el estado de conservación en que se encontraba la piel que se llegó a pensar que la especie a la cual pertenecía podía estar aún viva (Heuvelmans 1958), lo que concitó la atención de numerosos científicos que desde ese momento comenzaron a prospeccionar el área. De este modo, en el transcurso de más de un siglo, se han descubiertos nuevos sitios paleontológicos, y se ha levantado numerosa información de la fauna Pleistocénica en el sector de Última Esperanza (Martinic 1996), la cual incluye *Myloodon* spp., Puma (*Felis concolor*), jaguar (*Panthera onca*), zorro (*Dusicyon avus*), guanaco (*Auchenia/Lama*), tigre dientes de sable (*Smilodon populator*, extinto), osos cara corta (*Pararctotherium/Arctotherium*, extinto), caballos (*Onohippidium/Hippidion*, extinto), litopternos (*Macrauchenia*, extinto), y un gran roedor (*Megamys*, extinto) (Latorre y col. 1991; Latorre 1998).

De igual forma, numerosos estudios dan cuenta de la presencia de restos humanos en Última Esperanza durante la transición glacial-interglacial (Saxon 1976; Borrero 1977; Burleigh y Matthews 1982; Bard y col. 1987; Nami 1987; Nami 1990; Prieto 1991; Martinic 1994; Nami y Nakamura 1995; Massone 2002; Massone y Prieto 2004). Estos registros arqueológicos han postulado la interacción entre el hombre y la megafauna del Pleistoceno, sin embargo la evidencia no es concluyente.

La figura 5 muestra la localización de los sitios con registros paleontológicos y arqueológicos datados durante la transición glacial-interglacial en Última Esperanza: los sitios Cueva del Milodón, Cueva del Medio, Alero Dos Herraduras, Cueva Lago Sofía 1 y Cueva Lago Sofía 4, todos ellos ubicados en torno a Cerro Benítez y Cerro Señoret (Cuevas Sofía), sobre una terraza lacustre ubicada a 150 msnm.

La figura 6 y las tablas 1 y 2 muestran las edades asociadas a registros de paleomastofauna terrestre pleistocénica y de humanos durante la transición glacial-interglacial identificados en el área de estudio. Cabe destacar que se han seleccionado sólo aquellos registros que presentan algún control cronológico.

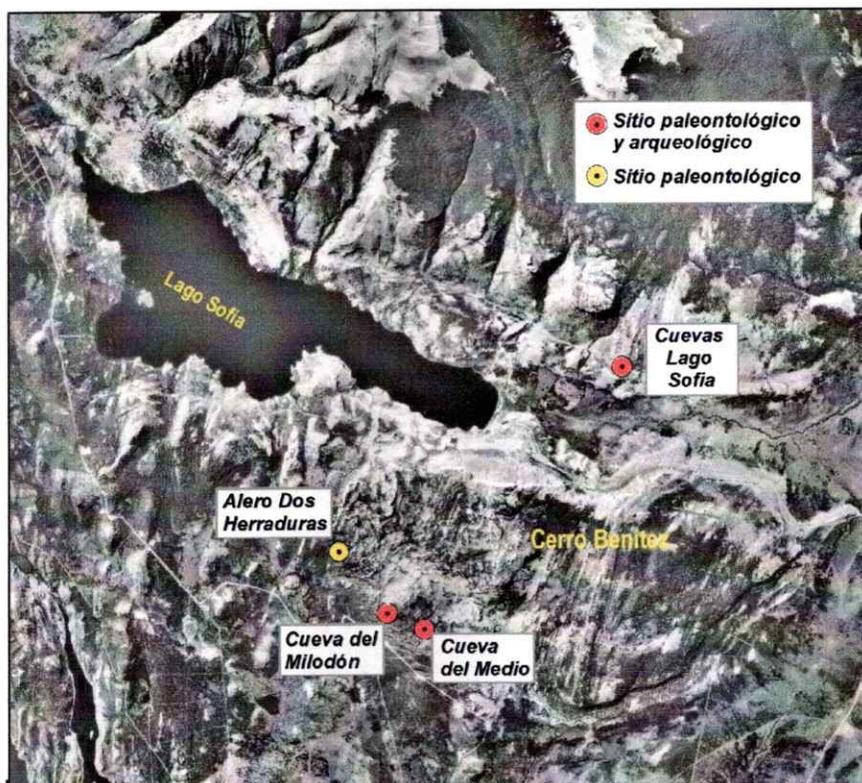


Figura 5: Localización de sitios arqueológicos con presencia de restos de megafauna y humanos datados.

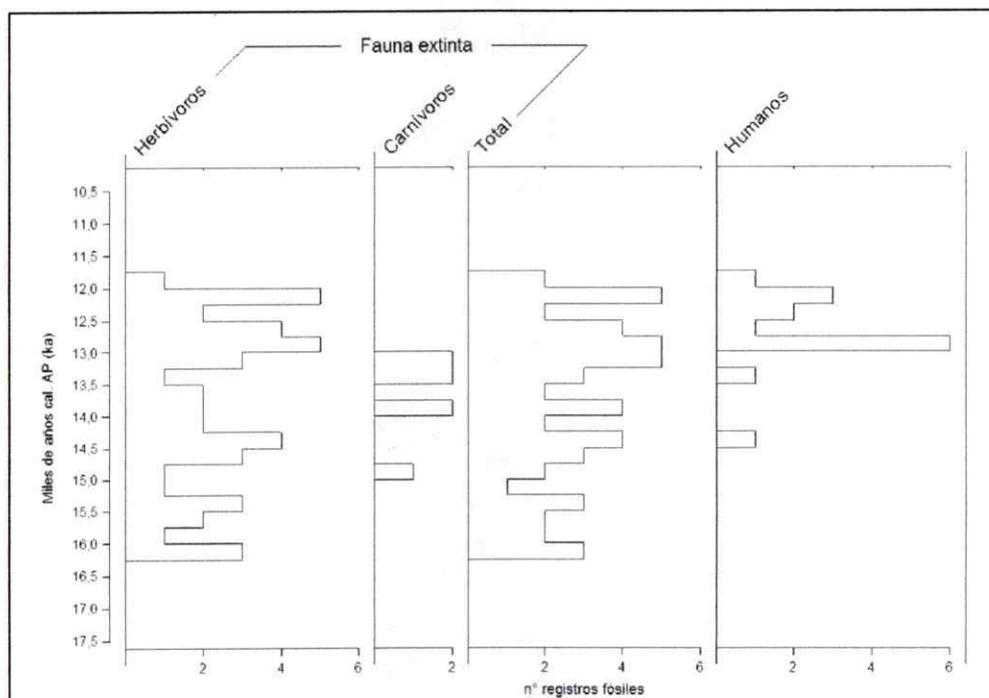


Figura 6: Histograma de registros de paleomastofauna terrestre pleistocénica y humanos para la transición glacial interglacial en Última Esperanza. Los datos han sido agregados en ventanas temporales de 250 años.

Tabla 1: Edades radiocarbónicas asociadas a paleomastofauna terrestre pleistocénica, obtenidas a partir de dataciones directas sobre huesos, piel, cuero o estiércol, o indirectas (asociadas al contexto de depositación).

Sitio	Código	¹⁴ C años AP	Años cal. AP	Especie	Material Datado	Fuente
A. Dos Herraduras Cueva del Medio	LP-421	11.380±150	13.249	Milodón	Hueso	Borrero y col. inédito (*)
	GrN-14912	10.310±70	12.128	Onhippidion saldiasi	carbón	(Nami 1987)
	Beta-58105	10.350±130	12.209	Hippidion saldiasi	Hueso	(Nami y Nakamura 1995)
	NUTA-1734	10.430±100	12.349	Lama owenii	? (**)	(Nami y Nakamura 1995)
	GrN-14911	10.550±120	12.517	Camelidae	Hueso	(Nami 1987)
	NUTA-1811	10.710±100	12.740	Hippidion Saldiasi	?	(Nami y Nakamura 1995)
	NUTA-2331	10.860±160	12.848	Hippidion saldiasi	?	(Nami y Nakamura 1995)
	NUTA-2330	10.960±150	12.932	Lama owenii	Hueso	(Nami y Nakamura 1995)
	NUTA-2197	11.040±250	12.989	Lama owenii	Hueso	(Nami y Nakamura 1995)
	NUTA-1737	11.120±130	13.035	Lama owenii	Hueso	(Nami y Nakamura 1995)
	A-7241 (AA-12578)	11.570±100	13.419	Hippidion saldiasi	?	(Martinic 1994) (*)
	A-7240 (AA-12577)	11.990±100	13.853	Hippidion saldiasi	?	(Martinic 1994) (*)
	PITT-0343	12.90±180	14.450	Camelidae	Hueso	(Nami y Nakamura 1995)
	NUTA-2341	12.720±300	14.906	Milodón	?	(Nami y Nakamura 1995)
Cueva del Milodon	SA-49	10.200±400	11.879	Milodón	Estiercol	(Delebrías y col. 1964) (*)
	LP-49	10.377±481	12.069	Milodón	Hueso	(Borrero y col. 1991) (*)
	A-1391	10.400±330	12.168	Milodón	Piel y cuero	(Long y Martin 1974) (*)
	GX-6248	10.575±400	12.338	Milodón	Estiercol	(Markgraf 1985)
	C-484	10.832±400	12.670	Milodón	Estiercol	(Arnold y Libby 1951) (*)
	LP-34	10.812±325	12.691	Milodón	Estiercol	(Borrero y col. 1991) (*)
	GX-6243	10.880±300	12.802	Milodón	Estiercol	(Markgraf 1985)
	IB-247	11.265±45	13.160	Smilodon	?	Cooper, en preparación
	RB6	11.285±55	13.173	Jaguar	?	Cooper, en preparación
	LP-255	11.330±140	13.203	Milodón	Estiercol	(Borrero y col. 1991) (*)
	RB3	11.405±55	13.265	Jaguar	?	Cooper, en preparación
	IB249	11.420±50	13.277	Smilodon	?	Cooper, en preparación
	BM-1210	11.810±229	13.665	Milodón	Estiercol	(Markgraf 1985)
	GX-6246	11.775±480	13.740	Milodón	Estiercol	(Markgraf 1985)
	RB5	11.925±55	13.786	Jaguar	?	Cooper, en preparación
	GX-6247	11.905±335	13.822	Milodón	Estiercol	(Markgraf 1985)
	RB7	11.995±55	13.852	Jaguar	?	Cooper, en preparación
	GX-6244	12.020±460	14.037	Milodón	Estiercol	(Markgraf 1985)
	A-2447	12.240±150	14.185	Milodón	Estiercol	(Markgraf 1985)
	A-2445	12.270±350	14.334	Milodón	Estiercol	(Markgraf 1985)
	BM-1210B	12.308±288	14.369	Milodón	Estiercol	(Burleigh y Matthews 1982) (*)
	GX-6245	12.285±480	14.383	Milodón	Estiercol	(Markgraf 1985)
	BM-1209	12.496±148	14.584	Milodón	Estiercol	(Burleigh y Matthews 1982) (*)
	BM-1375	12.552±128	14.677	Milodón	Estiercol	(Saxon 1976)
	LP-257	12.570±160	14.692	Milodón	Estiercol	(Borrero y col. 1991) (*)
	RB1	12.610±60	14.852	Jaguar	?	Cooper, en preparación
	A-2448	12.870±100	15.201	Milodón	Hueso	(Markgraf 1985)
	BM-728	12.984±76	15.333	Milodón	Hueso	(Burleigh y col. 1977) (*)
	W-2998	13.040±300	15.417	Milodón	Piel y cuero	Meyer Rubin, inédito (*)
	BM-1208	13.183±202	15.616	Milodón	?	(Borrero 1982) (*)
	LU-794	13.260±115	15.716	Milodón	Hueso	(Hakansson 1976) (*)
	A-2446	13.470±180	15.997	Milodón	Estiercol	(Markgraf 1985)
	A-4299	13.500±410	16.026	Milodón	Piel y cuero	(Long y Martin 1974) (*)
	NZ-1680	13.500±470	16.027	Milodón	Piel y cuero	(Saxon 1976)
A-1390	13.560±180	16.117	Milodón	Hueso	(Long y Martin 1974) (*)	
Cueva Lago Sofia 1	OxA-9505	10.140±120	11.765	Indet.	carbón	(Massone y Prieto 2004)
	OxA-9319	10.780±60	12.817	Onhippidion saldiasi	?	(Massone y Prieto 2004)
	PITT-0939	12.999±490	15.318	Milodón	Hueso	(Prieto 1991) (*)
Cueva Lago Sofia 4	A-7284 (AA-11498)	13.400±90	15.914	Indet.	Hueso	(Martinic 1994) (*)
Cueva Lago Sofia 6	OxA-9504	10.310±160	12.116	Onhippidion saldiasi	carbón	Prieto y col. ? (*)

(*) En (Martinic 1996)

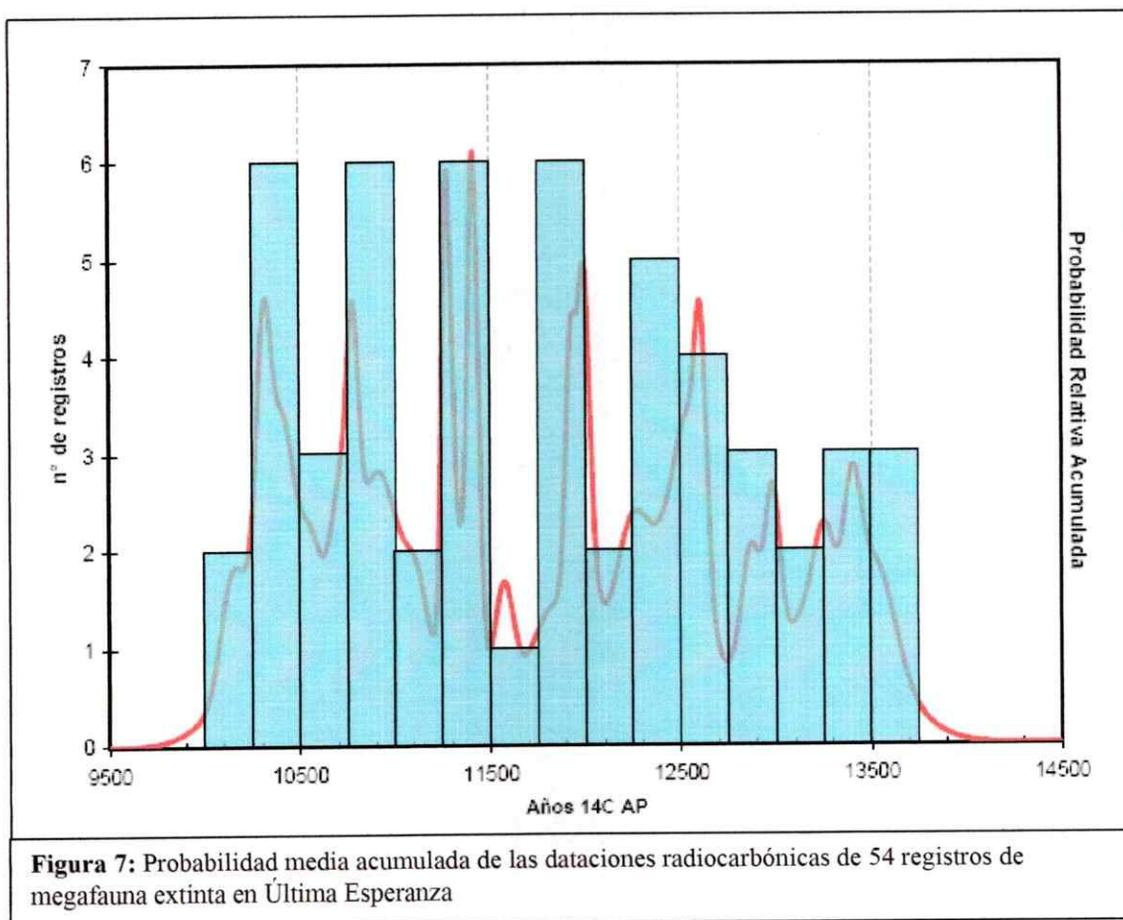
(**) No se logró determinar el material datado.

Tabla 2: Edades radiocarbónicas asociadas a presencia de humanos, obtenidas a partir de dataciones directas sobre huesos e indirectas sobre elementos culturales (fogones).

Sitio	Código	¹⁴ C años AP	Años cal. AP	Material Datado	Fuente	
Cueva (Alero Norte)	PITT-1072	1.495±70	1.345	carbón	Jackson, inédito (*)	
Cueva del Lago Sofia 1	PIIT-0527	3.915±60	4.277	carbón	(Prieto 1991) (*)	
	PITT-0526	3.950±60	4.318	carbón	(Prieto 1991) (*)	
	A-7238	7.740±200	8.516	carbón	(Martinic 1994) (*)	
	A-7283	10.910±260	12.860	carbón	(Martinic 1994) (*)	
	Beta-55521	2.100±60	2.009	carbón	(Nami y Nakamura 1995)	
Cueva del Medio	A-7239 (AA-13017)	2.270±55	2.224	carbón	(Martinic 1994) (*)	
	Beta-37167	4.290±130	4.761	carbón	(Nami 1990) (*)	
	GrN-14912	10.310±70	12.128	carbón	(Nami 1987)	
	BETA-58105	10.350±130	12.209	carbón	(Nami y Nakamura 1995)	
	NUTA-1734	10.430±100	12.349	hueso	(Nami y Nakamura 1995)	
	Beta-52522	10.430±80	12.349	carbón	(Nami y Nakamura 1995)	
	GrN-14911	10.550±120	12.517	carbón	(Nami 1987)	
	NUTA-2331	10.860±160	12.848	carbón	(Nami y Nakamura 1995)	
	Beta-39081	10.930±230	12.893	carbón	(Nami y Nakamura 1995)	
	NUTA-2197	11.040±250	12.989	carbón	(Nami y Nakamura 1995)	
	PITT-0343	12.390±180	14.450	carbón	(Nami y Nakamura 1995)	
	Cueva del Milodón	BM-1202	2.546±45	2.550	carbón	(Burleigh y Matthews 1982) (**)
		BM-1201a	5.366±55	6.090	carbón	(Saxon 1976)
BM1201b		5.395±58	6.117	carbón	(Borrero 1977)	
BM-1204b		5.643±60	6.370	carbón	(Borrero 1977)	
BM-1204a		5.684±52	6.406	carbón	(Borrero 1977)	
Cueva Lago Sofia 1	OxA-9505	10.140±120	11.765	carbón	(Massone y Prieto 2004)	
	?	10.310±160	12.116	carbón	(Massone 2002)	
	?	10.710±70	12.762	carbón	(Massone 2002)	
	OxA-9319	10.780±60	12.817	carbón	(Massone y Prieto 2004)	
	PITT-0684	11.570±60	13.403	carbón	(Prieto 1991) (*)	

(*) En Martinic 1996.
(**) No se logró determinar el material datado.

La tabla 1 y las figuras 6 y 7 permiten observar que los registros de megafauna extinta en Última Esperanza se distribuyen temporalmente entre 11.8-16.2 ka. Sin embargo, estos registros no se encuentran distribuidos homogéneamente en este intervalo de tiempo. La figura 7 muestra que el mayor número de registros megafauna se concentra entre 12-13.3 ka. Finalmente cabe destacar que el último registro de megafauna extinta está datado a 11.8 ka.



Los registros pleistocénicos de ocupación humana en Última Esperanza se distribuyen entre 11.8-14.5 ka. Estos registros están concentrados hacia el término de la transición glacial-interglacial.

Los registros más antiguos de ocupación humana en Última Esperanza durante el Holoceno datan de 8.5 ka, lo cual podría indicar posible ausencia de humanos en el área entre 8.5 -11,8 ka.

Historia de la Vegetación en Última Esperanza

Última Esperanza es un área que ha sido muy poco estudiada desde el punto de vista de la historia de la vegetación y clima. Los estudios publicados se han concentrado en el análisis de polen y macrorrestos vegetales en fecas de *Myloodon*, abarcando la última parte de la transición glacial-interglacial. Estos estudios poseen integridad estratigráfica, cronológica y tafonómica cuestionable, dado que la cueva ha sido severamente alterada por humanos, y por fauna nativa e introducida a lo largo del siglo XX. Los únicos estudios de alta resolución que abarcan parte del intervalo crítico de la transición glacial-interglacial son los estudios polínico de sedimentos lacustres y pantanosos de Lago Eberhard (Cárdenas 2006) y Dumestre (Villa-Martínez y Moreno, datos no publicados) (fig.8).

A continuación se presenta un resumen de la información existente para el intervalo de interés. .

Salmi (1955)

El primer intento por reconstruir la historia de la vegetación data del inicio de la segunda mitad del siglo XX. Salmi (1955) realizó el primer estudio de polen en fecas de *Myloodon* provenientes de Cueva Milodón. Las fecas fueron datadas en 10.832 ± 400 años ^{14}C A.P. (12,7 ka) y muestran una alta proporción de compuestas, cariofiláceas, gramíneas y umbelíferas. Sobre la base de estos resultados, el autor plantea que la vegetación para esa fecha correspondía a una estepa, que incluía pastos, hierbas y arbustos (Salmi 1955).

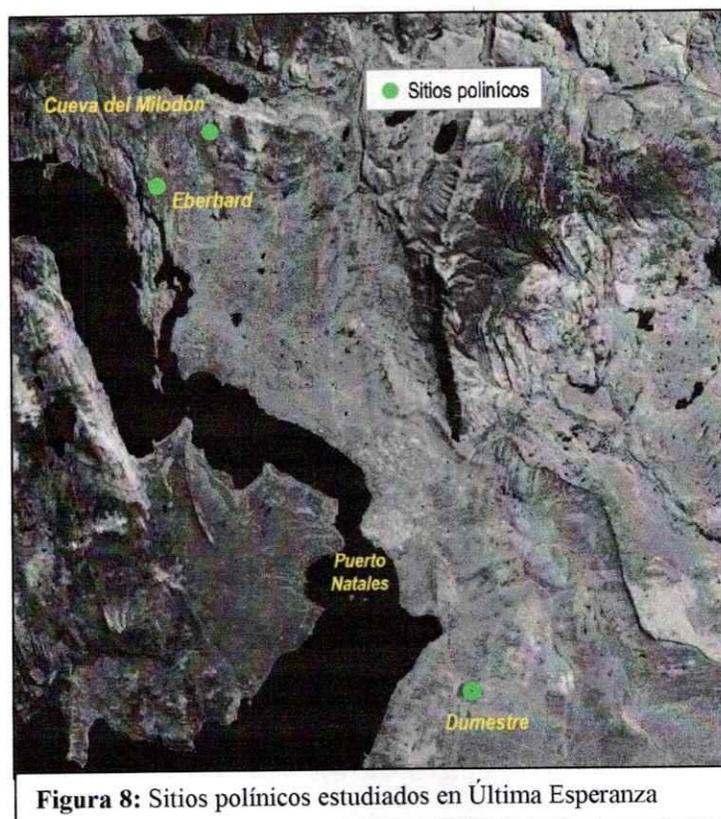


Figura 8: Sitios polínicos estudiados en Última Esperanza

Moore (1978)

Moore realizó un estudio de macrorrestos vegetales presentes en fecas de *Myloodon* y sedimentos de la cueva homónima. El análisis realizado sugiere que en torno a 12.300 años ^{14}C A.P. (14.4 ka) el área presentaba una vegetación dominada por gramíneas y ciperáceas. La ocurrencia de especies tales como *Oreobolus obtusangulus* indicarían condiciones climáticas frías y húmedas (~800-1000 mm precipitación/año) y sugiere comunidades comparables a aquellas actualmente presentes cerca de 60 km al oeste de la cueva, en la zona de la Tundra Magallánica. Por otra parte, la ausencia de especies tales como *Donatia fascicularis* podría ser interpretada como una condición más extrema de la Tundra Magallánica. Posterior a este período, se observa un incremento de especies de

bosque, principalmente *Nothofagus betuloides*, sugiriendo un ambiente dominado por un bosque siempreverde abierto, similar al observado actualmente en las altas elevaciones del macizo Paine y la cordillera adyacente y al margen este de la Tundra Magallánica en torno a los 73° W. Este bosque siempreverde comenzó a incrementar rápidamente en torno a los 7.803 años ^{14}C A.P. (8,5 ka) (Moore 1978).

Markgraf (1985)

Markgraf realizó un estudio de polen y cutículas en muestras de fecas de *Mylodón*, provenientes de Cueva Milodón. Los resultados muestran dominancia de gramíneas y compuestas antes de ~12.000 años ^{14}C A.P. (13,9 ka), lo cual fue interpretado como una vegetación de pastizal o estepa pobre en especies. Posterior a este período se aprecia un aumento de *Empetrum* en muestras más jóvenes (10.832±400 años ^{14}C A.P.; 12,7 ka). Luego entre 11.000 y 10.000 años ^{14}C A.P. (12,7-11,5 ka), se identificó un cambio de vegetación pobre en especies de pastizal a una rica en especies de un pastizal arbustivo. Este cambio vegetacional fue interpretado como producto un cambio desde condiciones frías y mésicas, a un ambiente árido y más cálido (Markgraf 1985).

Heusser y col. (1992)

Analizando contenido de polen y esporas de fecas de *Mylodón*, provenientes de Cueva Milodón, datadas entre 12.570±160 y 11.330±140 años ^{14}C A.P. (14,8-13,2 ka), Heusser et al. (1992) identificó una dominancia de gramíneas y/o *Empetrum*. Los datos muestran un incremento en la proporción de *Empetrum* en niveles más jóvenes que 12.570 años

^{14}C A.P (14,8 ka). Así, la vegetación de fines del Pleistoceno en los alrededores de Cueva Milodón es interpretada como una tundra o brezal enano y pastizales o estepa, incluyendo especies de Compuestas, Leguminosas y Umbelíferas (Heusser y col. 1992).

Cárdenas (2006)

Cárdenas realizó el primer registro palinológico de alta resolución en el área de Última Esperanza. Este estudio fue realizado en sedimentos lacustres y pantanosos del sitio Eberhard. Este registro ha permitido reconstruir la historia de la vegetación del área en un intervalo de tiempo enmarcado entre 10.695-9.300 años ^{14}C A.P. (12,8-10,6 ka) (Cárdenas 2006). El registro indica una estepa-arbustiva con alta incidencia de fuego entre 10.695 y 9.980 años ^{14}C A.P. (12,8-11,5 ka), asociado a condiciones climáticas frías y con alta variabilidad en las precipitaciones (Cárdenas 2006). En este contexto se detecta una leve expansión de *Nothofagus* y *Plantago* a partir de 10.340 años ^{14}C A.P. (12,2 ka) lo cual fue interpretado como el inicio de condiciones levemente más cálidas y/o atenuación de la variabilidad de precipitaciones. A partir de 9.980 años ^{14}C A.P. (11,5 ka) se observa una abrupta expansión del bosque de *Nothofagus*, interpretado como consecuencia del término de alta variabilidad en las precipitaciones y aumento en las temperaturas.

Villa-Martínez y Moreno (datos no publicados)

Villa-Martínez y Moreno están elaborando un registro palinológico de alta resolución en sedimentos lacustres y de pantano del sitio Dumestre. Resultados preliminares permiten

reconstruir la historia de la vegetación y clima del área en un intervalo de tiempo enmarcado entre 12.400 ± 60 y 8.735 ± 40 años ^{14}C A.P (14,4-9,6 ka). Antes de 14,4 ka, el bajo contenido de polen en los sedimentos impidió su análisis.

Entre 12.400 ± 60 y 11.820 ± 40 años ^{14}C A.P (14,4 y 13,7 ka) el registro muestra la presencia de una vegetación herbácea dominada por gramíneas y *Acaena*, y una baja proporción de elementos arbóreos. Cabe destacar que la abundante presencia de *Myriophyllum* da cuenta de la presencia de un lago somero en el área. Estas características han sido asociadas a condiciones climáticas muy frías y húmedas.

A partir de 11.820 ± 40 y hasta 10.050 ± 45 años ^{14}C A.P (13,7-11,6 ka), se observa una expansión gradual de *Nothofagus* (duplicando su cobertura) y de su parásito específico *Misodendrum*. Este proceso es acompañado por la expansión de helechos (*Blechnum*) y herbáceas de bosque (Rubiaceae) que sugieren el desarrollo de una vegetación de matorral arbustivo. La caída de *Misodendrum*, a pesar de la persistencia de un ambiente lacustre (evidenciado por la litología del sitio), ha sido interpretada como un aumento en el nivel del lago. Este ensamble vegetacional ha sido asociado a un aumento en las temperaturas y las precipitaciones.

Finalmente, a partir de 11,6 ka se observa un incremento en especies de la familia Ciperaceae, que sugieren en descenso del nivel del lago y el desarrollo de un pantano. De forma contemporánea, se observa una expansión de gramíneas, que probablemente estarían colonizando los espacios abandonados por el lago. Lo anterior sugiere un descenso de las precipitaciones y aumento de la temperatura. Consistente con esta interpretación, se observa un aumento en la abundancia de las especies de la familia Rubiaceae y una nueva expansión de *Nothofagus*.

RESULTADOS

Geomorfología

Antes de comenzar con una descripción de las formas glaciales identificadas en detalle en el sector de Última Esperanza se hará una descripción general de configuración geomorfológica del sector de los fiordos ubicados inmediatamente al oeste del área de estudio (fig. 9).

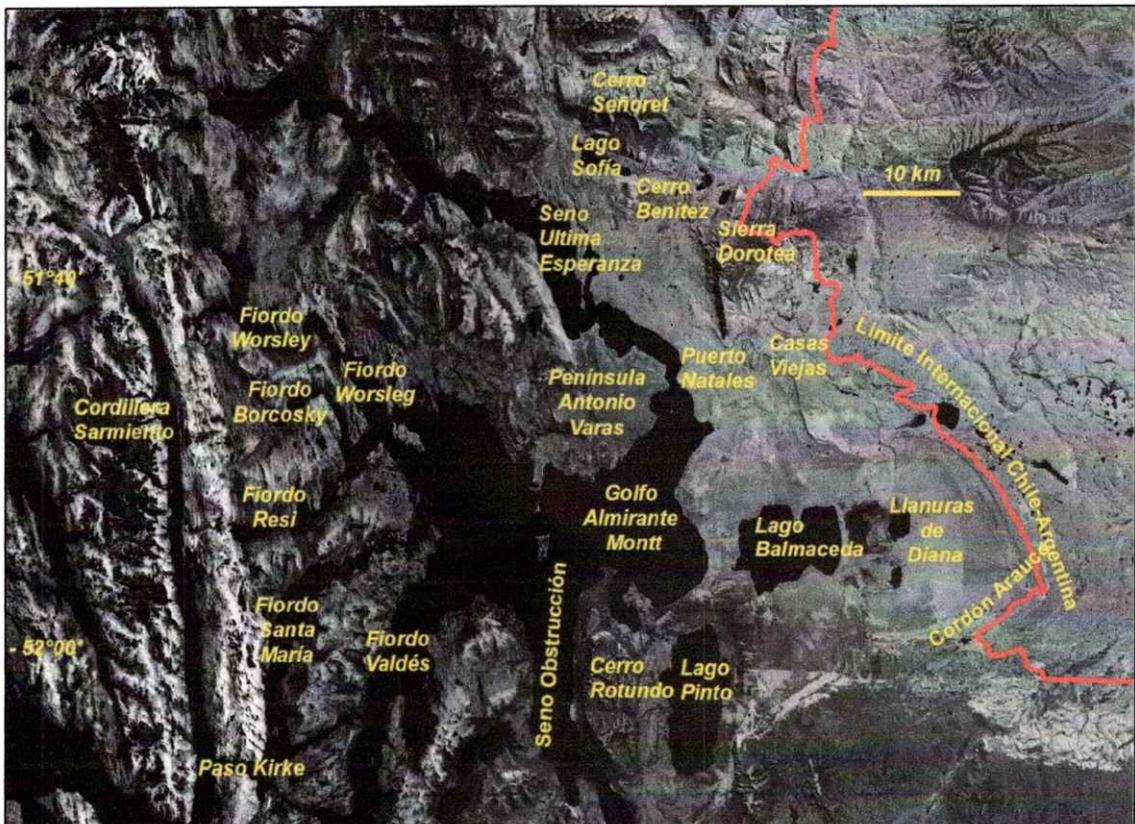


Figura 9: Carta del sector de Última Esperanza. Los topónimos mostrados, son los que se utilizarán en el texto.

El elemento más distintivo del sector de los fiordos de Última Esperanza corresponde a la Cordillera Sarmiento de Gamboa. Este macizo rocoso representa la prolongación del cordón montañoso ocupado por el Campo de Hielo Sur, y alcanza altitudes máximas que bordean los 1.500 msnm, siendo las mayores del área. Inmediatamente al este de Cordillera Sarmiento se desarrolla un sistema de fallas sumergidas de orientación norte-sur, que da origen al Fiordo o Canal de las Montañas. Este fiordo separa la C. Sarmiento de la Cordillera Riesco, ubicada en la península Roca. A partir de este sistema montañoso, así como de la península Muñoz Gamero, surgen una serie de fiordos que desembocan en el Golfo Almirante Montt. (de norte a sur: Seno Última Esperanza, Fiordos Worsley/Worsleg, Borcosky, Resi, Santa María, Valdés, y Obstrucción).

El sistema de fiordos y canales está conectado hacia el occidente con el Océano Pacífico a través del Paso Kirke, el cual se ubica inmediatamente al sur de la Cordillera Riesco. Esta única conexión entre el océano y el Golfo Almirante Montt tiene una profundidad media de 65 m

Con el objetivo de sistematizar la información geomorfológica, presentada en la lámina 1, el área de Última Esperanza ha sido dividida en tres zonas (fig. 10).

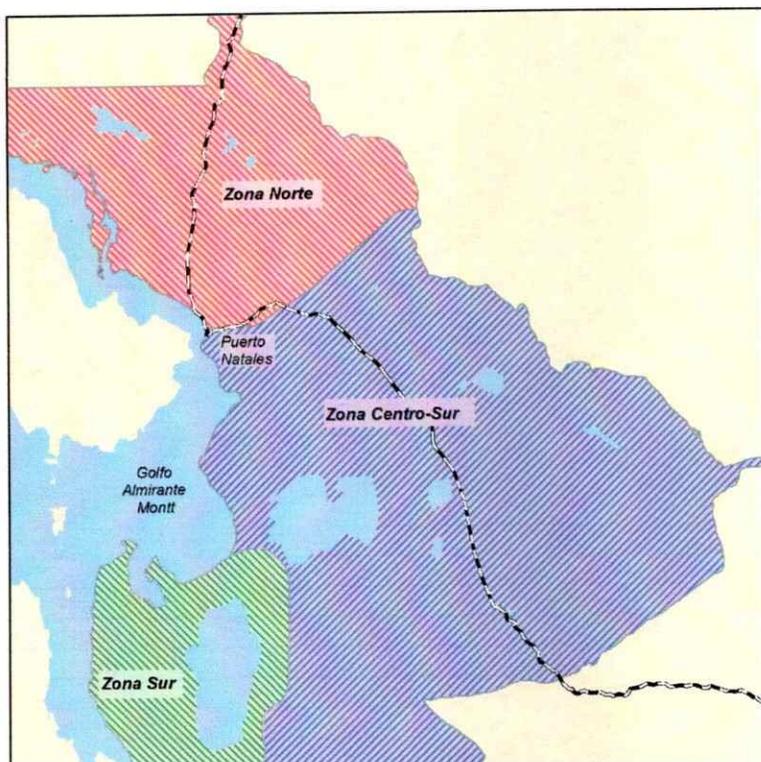


Figura 10: Zonas en que fue dividida el área de estudio, para su análisis geomorfológico

z.i) Zona Norte: Dorotea-Cueva Milodón

Corresponde al sector comprendido entre el límite norte del área de estudio y el punto más meridional de Sierra Dorotea (fig.10). En este sector dominan las geoformas erosivas por sobre las deposicionales. Cabe destacar que Sierra Dorotea, al igual que Cerro Benítez y Sierra Señoret, limitaron y encauzaron el flujo de hielo glacial, al menos durante su máxima extensión en el UMG. Estos macizos rocosos constituyen los principales elementos estructurantes de la geomorfología glacial de esta zona.

En el límite norte del área de estudio, sector de Tres Pasos, se observa una cresta morrénica (morrena Tres Pasos) de casi 30 metros de altura, limitada por dos grandes macizos rocosos. Esta cresta se encuentra disectada por la Ruta 9, quedando expuesta su

estructura interna. Sin embargo, por razones de alcance (espacial) de esta investigación, no se realizó un estudio detallado de la estratigrafía (la que resultó de gran complejidad). En este contexto se puede decir que esta geoforma presenta evidencias estratigráficas de haber sido construida (al menos parcialmente) por un avance del lóbulo Última Esperanza y por un lóbulo glacial proveniente desde el norte, de donde también se tiene evidencia de la existencia de grandes glaciares durante el UMG (Caldenius 1932; Marden y Clapperton 1995; Marden 1997).

Hacia el sur de este complejo se identificó una superficie de topografía muy plana suavemente basculado hacia el norte, que grada hacia otro complejo morrénico de topografía irregular (complejo morrénico Dos Lagunas). En la parte superior de este complejo, se desarrolla una cresta morrénica, a una altitud de ~270 msnm, la que presenta escasos bloques erráticos en superficie. La transición entre este sistema, y la unidad plana antes mencionada es ocupada por un delta parcialmente disectado. Esta última geoforma, sumada a la presencia de un canal de desagüe de aguas de deshielo al sur de la morrena Tres Pasos y que se encausa hacia el sur a través de un valle angosto que atraviesa el cordón Sierra Dorotea (actualmente ocupado por río Turbio), permite inferir la presencia de un lago proglacial entre estos dos sistemas morrénicos. Este canal será denominado "canal de desagüe Río Turbio".

Otro grupo de geoformas glaciales se desarrollan en las laderas de Sierra Dorotea sobre una meseta de roca madre ubicada a una altura promedio de 300 msnm. En este sector es posible identificar un terreno acolinado (*hummocky terrain*, ~330 msnm), con crestas morrénicas muy pequeñas en superficie que gradan hacia una planicie proglacial de lavado (*outwash plain*), que se encajona y drena finalmente hacia el norte en dirección

hacia el canal de desagüe Río Turbio. Al sur del sector acolinado, es posible observar un segundo complejo morrénico (~270 msnm), que delimita por el norte a dos cuencas lacustres: Lago Dorotea y otro sin nombre, al este del anterior (fig.11). Al sur de este segundo lago existe otra cresta morrénica muy conspicua.



Figura 11: Complejo morrénico en Lago Dorotea, visto hacia el noreste

Circunscribiendo estos sistemas lacustres se ha identificado una gran unidad de rocas aborregadas, con abundante diamicton glacial en superficie. Esta área no pudo ser estudiada en detalle en terreno, sin embargo las fotografías aéreas indican la presencia de *trimlines* que ascienden hacia los sectores altos.

En la base de esta meseta se desarrolla un sistema aterrazado, con altitudes que van entre los 150 y 135 msnm y que continúa al sur, más allá de los límites de esta zona. Una sección expuesta por la reparación de la Ruta 9, cerca del cruce que va hacia la cueva del Milodón, muestra que la presencia de material fluvio-glacial y lacustre en la parte superior de la terraza.

Hacia el este del aeródromo de Puerto Natales, en un pozo de extracción de áridos que disecta esta terraza, quedaron expuestas secuencias estratigráficas de un antiguo abanico subacuático con diamicton glacial en superficie (ver apartado *Resultados: Estratigrafía*).

Hacia el oeste de esta terraza, se desarrolla una gran superficie de topografía muy plana, y que bascula hacia el Fiordo Eberhard-Canal Señoret. Al interior de esta unidad es posible encontrar afloramientos de roca madre con una delgada capa de suelo en superficie. Algunas secciones expuestas muestran arcillas y limos masivos en superficie, que son interpretados como resultado de sedimentación pelágica en un ambiente glaciolacustre. Al igual que las terrazas, esta unidad se extiende más al sur de los límites de esta zona.

En torno a Fiordo Eberhard es posible identificar otra gran unidad, formada por rocas aborregadas. En las zonas altas de este sistema existe abundancia de diamicton en superficie. Esta unidad se extiende a cerro Benítez y la mayor parte del sector noroeste del área de estudio. Sin embargo, sobre la base de la información recabada, no se pudo determinar si cumbre oeste del Cerro Benitez forma parte de esta unidad o no; en otras palabras, se desconoce si este punto estuvo cubierto por hielo durante el UMG. Determinar esto es de gran importancia debido a que podría indicar una altitud máxima para el espesor mínimo del manto de hielo que cubrió el área de estudio.

Entre Cerro Benítez y Sierra Señoret se desarrolla un valle de origen glacial, actualmente ocupado por Lago Sofia, en cuyas laderas es posible identificar una terraza de 150 msnm, descrita con anterioridad por Quensel (1910), Caldenius (1932) y Meglioli (1992) (fig.12). En esta terraza, es posible identificar rocas con evidencias de erosión por oleaje, en torno a los 145 y 150 msnm (fig.13).

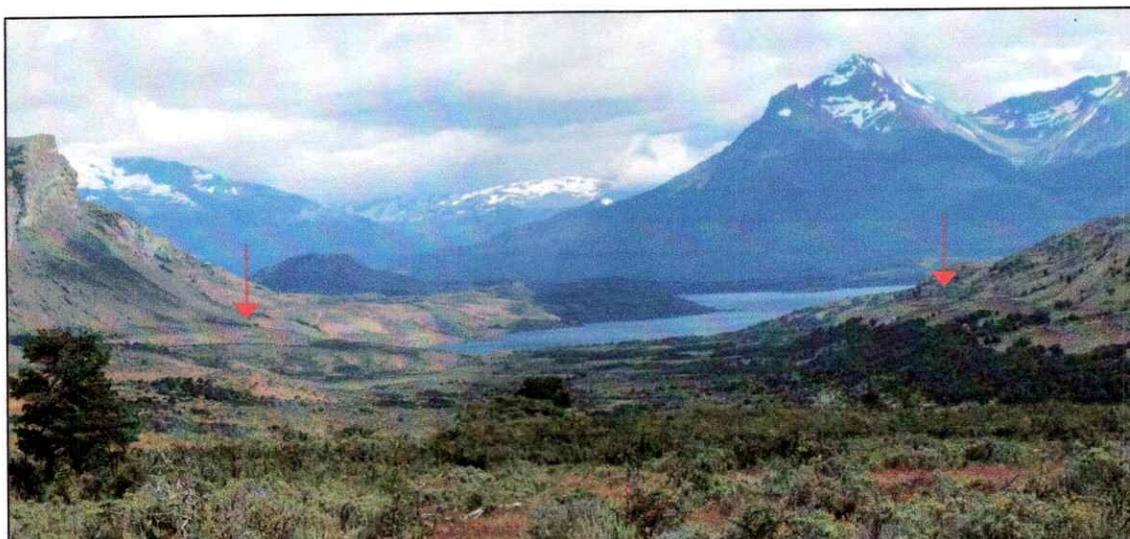


Figura 12: Terrazas a 150 msnm, en el sector Lago Sofía. A la izquierda Cerro Benítez; a la derecha Cerro Señoret

Es sobre esta terraza que se emplaza Cueva del Milodón, un sitio de gran importancia por la presencia de restos fósiles de paleomastofauna terrestre que se extinguió durante la transición Pleistoceno-Holoceno (ver apartado *Resultados, Historia de la Vegetación en Última Esperanza*)

En el sector SE de Cerro Benítez se desarrolla un gran delta que mantea hacia el este y cuya superficie se encuentra a 150 msnm (fig.14).

Justo al sur del Fiordo Eberhard es posible identificar dos terrazas que se extienden hacia el sur de forma ininterrumpida. La más alta se desarrolla entre alturas de ~15 y 30 msnm; mientras que la inferior, lo hace entre los ~2 y los 8 msnm.



Figura 13: Afloramiento rocoso con evidencia de erosión por oleaje.



Figura 14: Delta, Sector Cerro Benítez.

z.ii) Zona Centro Sur: Diana-Dumestre

Corresponde al sector centro y sur del área de estudio (excluyendo *z.iii*), teniendo como límite norte el cordón montañoso Sierra Dorotea (fig.10).

Este sector exhibe un gran desarrollo de geoformas deposicionales de origen glaciar, incluyendo complejos morrénicos, planicies proglaciales de lavado y topografía

monticular. Este sector se caracteriza por presentar dos complejos morrénicos de gran envergadura y extensión, que describen arcos cuasi concéntricos a lo largo de casi toda la unidad. El complejo más externo describe un arco casi continuo de más de 100 km de longitud, compuesto por depósitos de topografía irregular y crestas morrénicas individuales de diferente altura y longitud (la mayor de ellas tiene una longitud que no supera los 10 km). Este complejo morrénico fue individualizado por Caldenius (1932) como las "morrenas de Río Turbio", denominación que será mantenida en este estudio. Este sistema se desarrolla en altitudes que van desde ~370 msnm (en el cerro al este de Lago Pinto) hasta ~150 msnm en su posición más oriental, lo que indicaría un gradiente estimado para el lóbulo que depositó esta complejo del orden de 1:180. Este complejo se encuentra disectado en dos ocasiones por el canal de desagüe Río Turbio. Las geoformas ubicadas a distal de este complejo morrénico fueron estudiadas sólo en el área norte de este sector, debido a que en el área sur no existe cobertura de fotografías aéreas y la información obtenida de imágenes satelitales y modelos de elevación digital resulta poco útil. Además, por encontrarse en territorio Argentino y en las inmediaciones de la frontera, el levantamiento de información de terreno resultó logísticamente difícil de abordar.

De esta forma, en el sector distal al complejo morrénico Río Turbio, se describieron dos grupos de geoformas: el primero de ellos corresponde a lineamientos paralelos de origen desconocido, ubicados en zonas altas, parcialmente enterrados por depósitos glaciofluviales. El segundo grupo de geoformas corresponde a planicies proglaciales de lavado: principales y subsidiarias, que gradan hacia el complejo morrénico antes

descrito. La planicie proglacial de lavado que se ubica más al sur, se encuentra emplazada entre dos zonas altas, y se ve disectada por el canal de desagüe Río Turbio.

Un segundo complejo morrénico se desarrolla de forma semi-paralela al complejo externo (a una distancia máxima de 6 km). Este sistema de morrenas fue denominado como las “morrenas del Lago Balmaceda” por Caldenius (1932), y como “drift Seno Almirante Montt” por Meglioli (1992). En este estudio, se consideró apropiado cambiar esta nomenclatura, y denominar a este sistema como el “complejo morrénico Arauco”, debido a que es precisamente en el sector denominado Cordón Arauco donde mejor se expresa esta geoforma. Este complejo interno se desarrolla entre altitudes que van desde ~270 msnm (en el cerro ubicado al este de Lago Pinto) hasta ~170 msnm en su posición más oriental. Así, es posible interpretar que el lóbulo glaciar que dio origen a estos depósitos tenía gradiente de superficie muy bajo, de aproximadamente 1:300.

Este sistema, formado por depósitos de topografía irregular y crestas morrénicas individuales, se extiende de manera discontinua por una distancia de aproximadamente 80 km. Este sistema morrénico ha sido parcialmente erosionado al este de la carretera en el sector del Cordón Arauco, por una distancia de 11 km. Una situación similar, pero de menor extensión ocurre en el sector este del Cordón Arauco, donde el complejo morrénico fue erosionado por un canal de desagüe de aguas de deshielo, a partir de este momento “canal de desagüe Arauco” (fig.15).

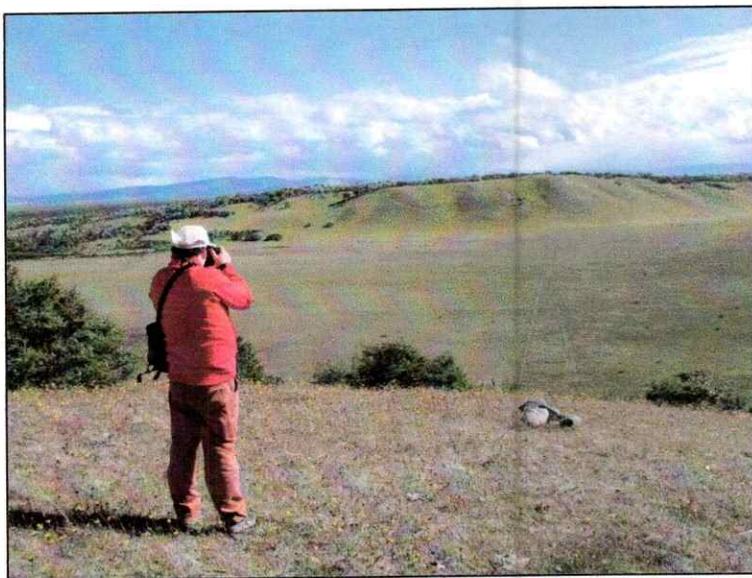


Figura 15: Complejo morrénico Arauco, disectado por canal de desagüe de aguas de deshielo

En el área norte del Sector Llanuras de Diana, justo al oeste y norte del punto en que la carretera cruza por segunda vez (de sur a norte) el complejo morrénico, se aprecia crestas morrénicas altamente erosionadas y disectadas por una terraza. Cabe mencionar además que la pendiente de contacto de hielo más interna o proximal de todo el complejo se encuentra altamente modificada por acción del oleaje, presentando una pendiente que en algunos casos supera los 45° .

En el sector más próximo a Sierra Dorotea, las crestas morrénicas se desarrollan en un terreno de topografía monticular. Sin embargo no se ha logrado discernir si todas estas crestas tienen continuidad con el complejo interno, o bien parte de ellas podrían asociarse a morrenas aisladas, parcialmente enterrada por sedimentos lacustres que se emplaza entre ambos sistemas morrénicos, justo al sur del control fronterizo de Casas Viejas.

Entre ambos complejos morrénicos es posible identificar dos grandes unidades. Al noroeste de quebrada Bagual (nombre no oficial, 4.260.194N, 693.718E) se desarrolla una planicie proglacial de lavado que grada desde el complejo Arauco, y se desarrolla hacia el este por una extensión máxima de 5 km. Se desconoce la continuidad de esta unidad hacia el sur y este, debido a que no se pudo realizar trabajo de terreno y la cobertura de fotografías aéreas es insuficiente. Entre esta zona plana cubierta por sedimentos fluvio-glaciales y la pendiente de contacto de hielo más proximal del complejo morrénico Río Turbio, se desarrolla una zona plana que presenta una unidad superficial formada por sedimentos finos (arcillas y limos laminados) de espesor desconocido. Esta unidad presenta un sistemático descenso de elevación hacia el sur.

Hacia el oeste del complejo morrénico Arauco se observa una serie de terrazas que ubicadas entre 120 y 150 msnm aproximadamente. Se han identificado como niveles máximos para estas terrazas las cotas de ~150, 130 y 125 msnm (fig.16).

Estas cotas coinciden con diferentes niveles de terrazas exhibidos en el canal de desagüe que disecta el complejo morrénico Arauco y con niveles de playa (bermas, fig.17). Estas geoformas pueden ser correlacionadas con las terrazas descritas para la zona norte (zi), siendo consideradas parte de la misma unidad.

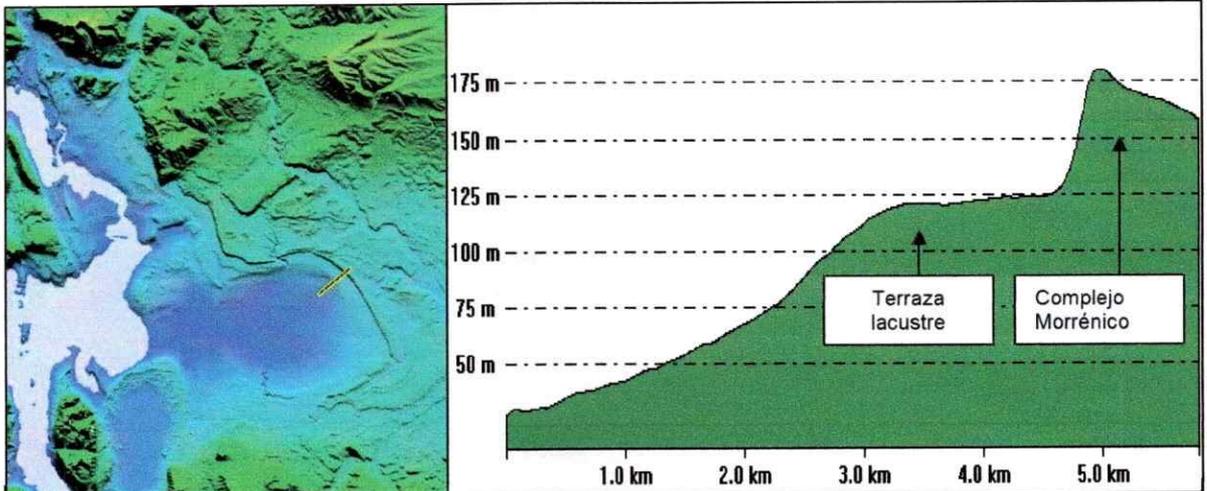


Figura 16: Perfil topográfico Morrenas Arauco-Terrazas lacustres. En la figura de la derecha, la línea amarilla muestra la ubicación de donde fue levantado el perfil. La figura de la derecha muestra el perfil topográfico, quedando en evidencia la terraza lacustre, formada por la acción del oleaje, así como la pendiente de contacto de hielo modificada.

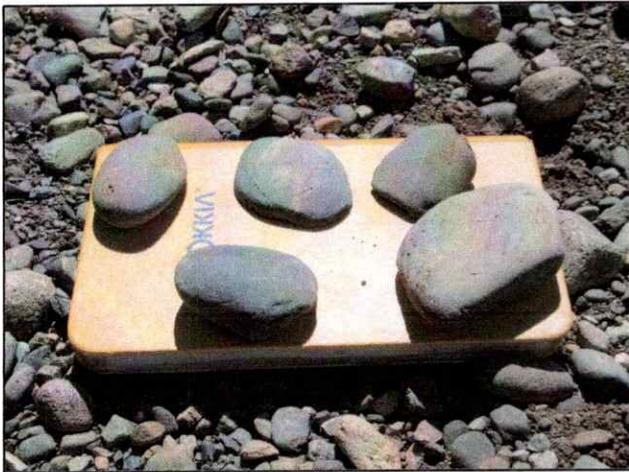


Figura 17: Depósitos de playa encontrados sobre terraza lacustres a 150 msnm. Sector Cordón Arauco.

Hacia el oeste de estas terrazas, y al norte de Llanuras de Diana se desarrolla una superficie plana, levemente basculada hacia el Canal Señoret, que es interpretada como la continuación de la unidad descrita para la zona norte (zi). Esta unidad se ve interrumpida en algunos sectores por afloramientos y promontorios rocosos, y por un

gran canal de desagüe de aguas de deshielo. Este canal habría drenado las aguas de deshielo hacia el sector de Llanuras de Diana. Esta unidad plana se ve truncada por las mismas dos terrazas identificadas en el norte. La inferior desarrollada entre los ~2 y los 8 msnm, y la más alta entre ~15 y 30 msnm (Fig.18). Esta última sólo es posible identificarla hasta el sector de bahía Dumestre. En este último punto además es posible identificar una cresta morrénica de orientación NWW-SEE. Esta cresta morrénica está asociada a una pendiente de contacto de hielo esculpida en las laderas de la bahía, y a una depresión alargada que se desarrolla a distal, y cuyo origen no pudo ser determinado. Esta cresta podrían corresponder a las "morrenas del seno Almirante Montt" de Caldenius (1932).

Hacia el oeste, en el sector de Llanuras de Diana, se desarrolla una hondonada que desemboca en el Golfo Almirante Montt. En términos generales, esta unidad presenta una superficie muy regular, la que se ve interrumpida únicamente por talwegs y escarpes asociados a una pequeña subcuenca que se inserta al interior de la unidad, y que circunscribe al sistema lacustre formado por: Laguna Escondida, Lago Diana y Lago Balmaceda. A sotavento de este último cuerpo de agua se desarrolla un campo de dunas de orientación este-oeste.

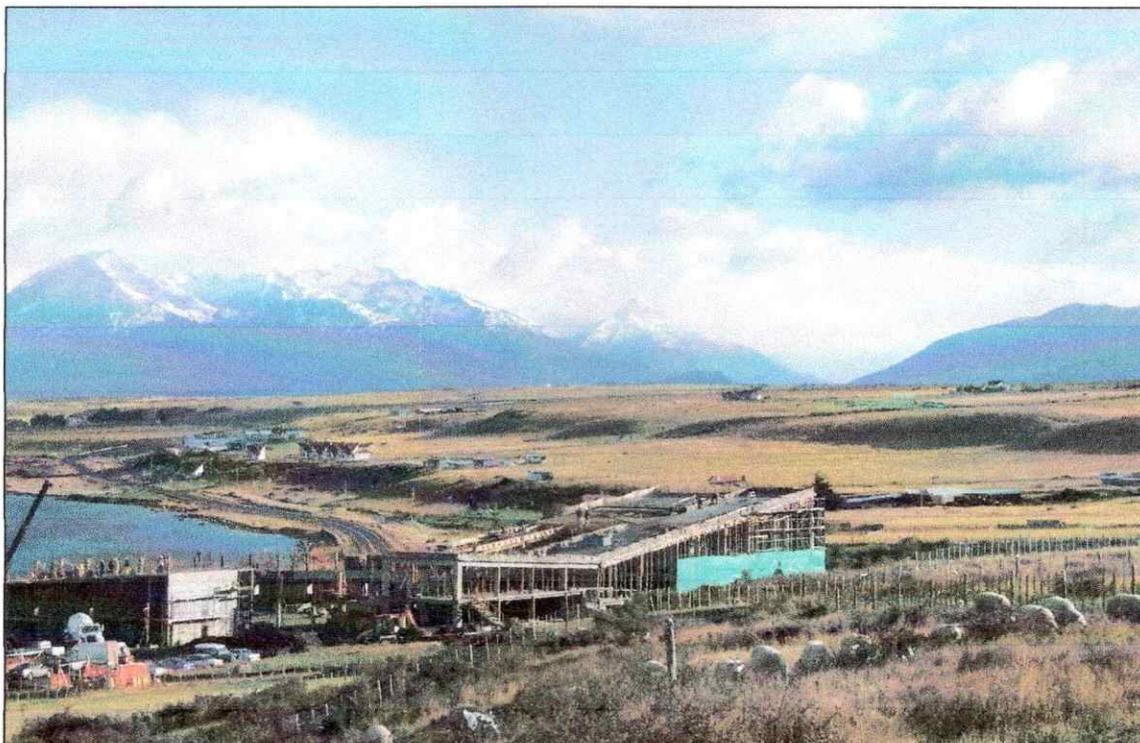


Figura 18: Sistema de terrazas costeras. Norte de Puerto Natales (Foto: Michael Kaplan).

z.iii) Zona Sur: Lago Pinto

Corresponde al sector suroeste del área de estudio (fig.10). Es la zona proporcionalmente menos cubierta por corroboración en terreno debido a las dificultades de acceso terrestre existentes.

El hito más reconocido de la zona es Lago Pinto, que corresponde al cuerpo de agua dulce más grande del área de estudio. Éste drena por el sur hacia Seno Obstrucción a través del río Golondrina. Al oeste de Lago Pinto se ubica el Cerro Rotundo, que se eleva por sobre los 800 msnm. En las zonas más altas de este macizo rocoso es posible distinguir al menos 7 circos glaciales, los que no presentan ninguna orientación

preferencial. Por otra parte, en las laderas del cerro se identificó, mediante fotointerpretación, la existencia de al menos 3 terrazas. Las altitudes definidas para cada uno de estos sistemas son, sin embargo, sólo referenciales debido a que corresponden solamente a información obtenida a partir de modelos digitales de elevación. La terraza superior, mejor desarrollada en el sector norte, se ubica en torno a los 165 msnm. Una segunda terraza, la cual puede ser identificada sólo en el sector norte y noroeste, se ubica en torno a los 75 msnm. Finalmente, la terraza inferior tiene su límite superior a los 6 msnm.

En la ladera este de Cerro Rotundo se observa un terreno morrénico de topografía muy irregular y con crestas morrénicas que se desarrollan de forma interrumpida a lo largo de la unidad. Al este y norte de Lago Pinto se observa una unidad arqueada de gran escala que delimita la cuenca del Lago Pinto. Esta unidad está formada por un sistema de geoformas, que serán descritas a continuación.

En las faldas del cerro ubicado inmediatamente al este de Lago Pinto, se observa un complejo morrénico de poca extensión espacial, que alberga zonas de topografía irregular y algunas crestas morrénicas aisladas (~170 msnm) (fig.19). Esta geoforma es truncada por una zona plana, siendo el contacto entre estas dos unidades un escarpe muy abrupto, aunque de poca altura. Esta zona plana tiene un basculamiento hacia el lago. Al norte del complejo morrénico, esta unidad exhibe abundantes bloques erráticos de más de 3 m de altura (fig.20).

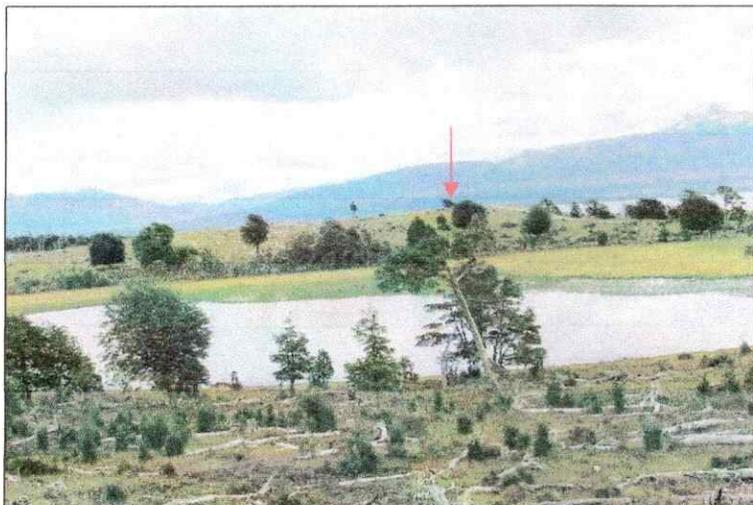


Figura 19: Cresta morrénica sector Lago Pinto.

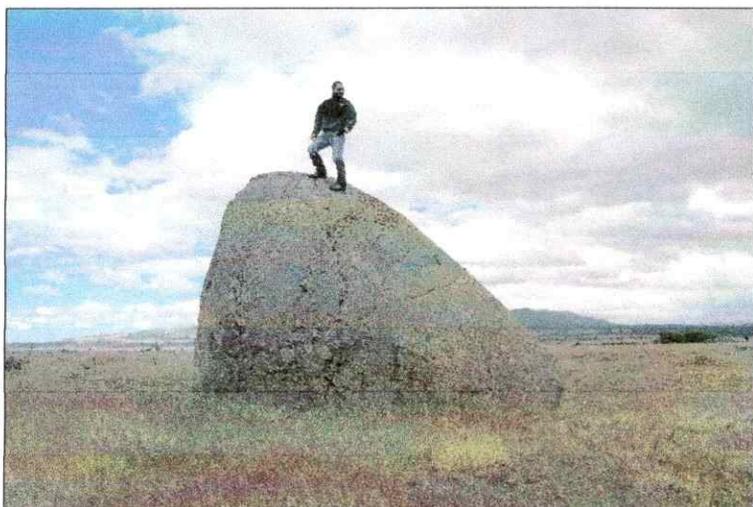


Figura 20: Bloque errático, Sector Lago Pinto.

Esta unidad, que se desarrolla al este y al norte de Lago Pinto, entre 135 y 165 msnm, se ve interrumpida por una zona con lineamientos paralelos orientados de este-oeste. Esta zona plana grada hacia distal hacia una pendiente abrupta ($>$ a 45°). Sobre esta pendiente, en el sector norte, es posible identificar pequeñas escarpes de menos de un metro de altura que fueron interpretadas como niveles lacustres. Hacia el lago, la zona plana grada a una pendiente inclinada que circunscribe al cuerpo de agua. En la interfase

altos de Lago Pinto. La cuenca es cerrada por el sur por una zona alta que posiblemente representa un complejo morrénico menor, de topografía irregular y con crestas morrénicas. Sin embargo esta hipótesis no pudo ser corroborada debido a la abundancia de vegetación en superficie que impidió las observaciones.

Finalmente, en el sector de Bahía Desengaño se identificaron dos terrazas. La más alta se desarrolla entre 25 y 30 msnm, y la inferior entre altitudes de 4 y 8 msnm aproximadamente. Esta última fue identificada también en una pequeña bahía justo al este de Bahía Desengaño. Ambas terrazas pueden ser correlacionadas con las terrazas de la costa norte del área de estudio.

Interpretación

Sobre la base de los antecedentes expuestos se presenta a continuación una interpretación de las geoformas existentes en el área de estudio, integrando los eventos al interior de cada zona y entre éstas.

En primer lugar cabe mencionar que el lóbulo glacial que cubrió Última Esperanza se formó por la coalición de una serie de glaciares provenientes de la zona cordillerana al oeste del área de estudio, los que dieron origen a un gran glacial piedemonte que avanzó hacia el este. Este gran lóbulo glacial ocupó las zonas bajas, desarrollando todo un sistema de geoformas que dan cuenta de su extensión y procesos asociados a su movimiento.

El complejo morrénico Río Turbio, identificado en la zona centro-sur del área de estudio, es un indicador de la posición más distal alcanzada por el lóbulo glacial Última Esperanza al interior del área de estudio. Este complejo morrénico daría cuenta del momento en que el manto de hielo alcanzó el volumen integrado máximo durante el UMG. En el proceso de retroceso del hielo desde esta posición externa, se habría desarrollado una planicie proglacial de lavado y luego un lago proglacial represado por hielo, el que habría erosionado la pendiente de contacto de hielo más proximal del complejo Río Turbio. Se desconoce la magnitud de este proceso de retroceso, así como tampoco se tiene certeza si la cresta morrénica asilada, ubicada inmediatamente al sur de Casas Viejas, correspondió a un reavance glacial, un momento de estabilización o una morrena recesional. Sin embargo se puede establecer que se produjo un reavance glacial (ver apartado *Resultados, Estratigrafía*) que habría tenido su límite máximo en el complejo morrénico Arauco.

No existe certeza de cómo estos avances glaciales se correlacionan con las geoformas de la *zona norte*, sin embargo a continuación se presenta la interpretación, que de acuerdo a criterios geomorfológicos y morfoestratigráficos, parece ser la más plausible. Se piensa que la morrena Tres Pasos es contemporánea con el complejo Río Turbio; y el complejo Dos Lagunas, se correlacionaría con el complejo Arauco. Esta hipótesis tiene coherencia con la presencia del canal de desagüe Río Turbio que se ubica justo en la ladera proximal del complejo del sector Tres Pasos, el cual drenaba hacia el sur a través de la localidad argentina Río Turbio. Este canal debió haber evacuado las aguas de un lago proglacial que se desarrolló entre ambos complejos morrénicos (evidenciado por la presencia del delta en la cara distal del sistema morrénico Dos Lagunas. En otras palabras, este lago se habría formado durante el momento en que el hielo estaba en la posición que hoy ocupa el complejo Dos Lagunas de la zona norte. En su desarrollo, este canal de desagüe Río Turbio disectó el complejo Arauco, y su planicie proglacial de lavado. Esto demuestra que el complejo interno de la zona norte es más joven (al menos parte de él) que el complejo morrénico Río Turbio. Cabe destacar que este canal se proyecta fuera del área de estudio, donde confluye con otro canal de desagüe de aguas de deshielo proveniente de Seno Skyring, para finalmente desembocar en el Océano Atlántico en lo que es hoy la desembocadura de Río Gallegos. La otra posibilidad es asumir que la morrena Tres Pasos sea más antigua, y en tal caso se podría pensar que complejo morrénico que se ubica justo al sur, corresponda a un palimpsesto, y en tal caso, este sistema contendría los dos avances mayores identificados en la zona centro-sur. Por otra parte se propone que las dos posiciones de hielo identificadas en la zona de la meseta de Sierra Dorotea (las crestas morrénicas sobre el terreno acolinado, y las crestas

morrénicas que limitan por el norte los dos cuencas lacustres) corresponderían a estos dos avances.

Una vez iniciado el proceso de deglaciación se detecta una estabilización o reavance, la cual adquiere evidencia geomorfológica en el sector de Lago Pinto (donde se desarrolla un complejo morrénico), y posiblemente en Bahía Dumestre (evidenciado por la presencia de una pequeña cresta morrénica aislada asociada a una pendiente contacto de hielo. Sin embargo este punto será discutido más adelante, con otros antecedentes de carácter estratigráfico.

Las evidencias geomorfológicas dan cuenta de la formación de un gran lago proglacial represado por hielo una vez que se inició el retroceso glacial desde el margen Arauco. Ello queda evidenciado por el sistema de terrazas ubicadas inmediatamente al oeste del complejo morrénico. El nivel lacustre más alto del que se tiene registro es de 150 msnm. Durante este momento se habría formado un delta en el sector SE de Cerro Benítez. Este delta se pudo haber formado únicamente si el hielo se encontraba justo junto al macizo rocoso, formando un canal de aguas de deshielo en altura (150 msnm) entre el glaciar y la ladera del cerro.

El nivel del lago habría descendido a una cota ~135 msnm en el momento en que el canal de desagüe Arauco se habría sobreprofundizado. Posteriormente, este proceso se habría repetido, permitiendo un nuevo descenso en los niveles del lago, alcanzando una cota de 125 msnm.

Este canal de desagüe confluye con canal de desagüe Río Turbio. De este modo, este canal representó la principal vía de evacuación de aguas de deshielo del sector de Última Esperanza y Seno Skyring, al menos durante algún momento del UMG.

Durante los momentos en que los niveles lacustres estuvieron en sus cotas más altas (150 y 135 msnm) el sector de Cerro Benítez, donde se ubica la Cueva del Milodón, quedó aislado en forma de isla, en el medio del lago proglacial represado por hielo. Sólo una vez que el nivel lacustre descendió bajo los 125 msnm, ésta habría quedado conectada con el territorio interior. Sin embargo no tenemos registros de margen glacial asociados a la fase de represamiento de este lago. El descenso posterior del nivel del lago, antes de su drenaje final, debió haber estado asociado a un retroceso profundo del hielo.

Existen numerosos afloramientos rocosos en el área de estudio en torno a los 75 msnm, los cuales se presumen que pudieron haber sido erosionados producto de la acción del oleaje, cuando el nivel del oleaje estuvo en torno a esa cota.

En relación a las terrazas de la zona costera, se puede decir, que la más alta puede estar asociada a un nivel bajo de este mismo lago, a una altura aproximada de 30 msnm.

El lago proglacial debió haber drenado sus aguas hacia el Pacífico una vez que el agente que lo represaba, en este caso el hielo, abandonó el área de Paso Kirke, única vía que actualmente conecta el océano con el Golfo Almirante Montt y todo el sistema de aguas interiores.

Finalmente, en relación a la terraza costera inferior (~5-8 msnm), se piensa que esta pudo haberse formado durante la trasgresión marina descrita por Porter y Stuiver (1984) en el sector de Estrecho de Magallanes en torno a 5 ka.

En relación a la zona sur (*ziii*), existe evidencia que un lóbulo glacial se desarrolló por el Seno Obstrucción, y habría ocupado la cuenca de Lago Pinto, coalesciendo con el manto de hielo que cubrió el sector de Última Esperanza. Sin embargo, la evidencia disponible no ha permitido realizar una interpretación concluyente de la geomorfología del área. Esto cobra especial relevancia en relación a la geoforma arqueada que limita por el norte y este a Lago Pinto, que bien podría representar una morrena medial que se habría formado una vez que los dos lóbulos glaciales se individualizaron a raíz del retroceso y adelgazamiento del manto de hielo, o bien podría representar una geoforma estructural recubierta por depósitos glaciales basales o marginales de un lóbulo de edad desconocida.

En relación a las terrazas identificadas en torno a Cerro Rotundo no se puede realizar ningún tipo de interpretación en torno a su origen, debido a la imposibilidad de visitarlas en el terreno. Sólo es posible postular que la terraza inferior se correlaciona con la terraza holocénica antes aludida.

Estratigrafía

En este capítulo se describen e interpretan secciones estratigráficas identificadas en el área de estudio, en el contexto de las geoformas presentes.

La figura 21 muestra la ubicación de las secciones estratigráficas descritas a continuación:



Figura 21: Localización de secciones estratigráficas incluidas en este estudio.

En el Anexo 2 se presentan las clases granulométricas utilizadas.

i) *Cruce Dorotea*: (4.269.974N, 680.179E; 185 msnm)

La sección Cruce Dorotea se ubica aproximadamente a 10 km al noreste de la ciudad de Puerto Natales, inmediatamente al oeste de la Ruta 9, en el sector del cruce Dorotea.

Esta sección se emplaza en una unidad dominada por terreno acolinado (*hummocky terrain*), asociada al complejo morrénico Arauco.

La presencia de esta sección se debe a la extracción de materiales para construcción, que ha expuesto secuencias sedimentarias por una distancia aproximada de 100 m, y un alto promedio de 3 m (fig. 21 y 22).

La base de la sección está formada por gravas clasto-soportadas, masivas (o levemente estratificadas en ciertos sectores), e imbricadas. La continuidad horizontal de esta unidad se ve enmascarada por una cubierta detrítica moderna que cubre el sector inferior de la sección, sin embargo es posible identificar la unidad de gravas a lo largo de prácticamente toda la sección, en forma de parches aislados. Al interior de esta unidad se encuentran algunos lentes de arenas masivas o con estratificación cruzada. Sobreyaciendo a las gravas es posible identificar una unidad de arenas plegadas y deformadas, que se distribuye de forma discontinua a lo largo de la sección. Por sobre esta última unidad, y en algunos casos en contacto directo con las gravas, se identificó una serie de facies finas, formadas por arcillas y limos.



Figura 22: Esquema de Sección estratigráfica Cruce Dorotea. Los cuadros rojos indican sectores que han sido analizados con mayor detalle, y corresponden a las figuras 23, 25, 28. En la tabla 3 se entregan los significados de los códigos utilizados.

Tabla 3: Códigos de litofacies, modificado de (Eyles y col. 1983) utilizado en figura 22.

Código	Descripción
<u>Diamicton (D)</u>	Sedimento muy mal seleccionado, una mezcla de variados tamaños de grano.
Dmm	Matriz-soportado, masivo.
..... (f)	Matriz muy fina (arcillas y limos).
<u>Gravas (G)</u>	Partículas de 8–256 mm.
Gmi	Clasto-soportado, masivo (imbricado)
<u>Gránulos (GR)</u>	Partículas de 2-8 mm
GRch	Masivo, llenado canales.
GRc	Estratificación cruzada
GRm	Masivo y homogéneo
<u>Arenas (S)</u>	Partículas de 0.063-2 mm.
Sl	Laminaciones horizontales y plegadas
Sm	Masivo
Sd	Laminaciones deformadas
.....(i)	Intraclastos
<u>Arenas y arcillas (F)</u>	Partículas de <0.063 mm
Fl	Laminaciones finas, generalmente con contenido menor de arenas finas y ondulitas muy pequeñas
Fm	Masivo
Frg	Estratificación cruzada, ondulitas.
Fd	Laminaciones deformadas
.....(d)	Deformado
.....(w)	Estructuras de deshidratación o escape de fluidos

Es interesante destacar que estos lentes o láminas de arcillas y limos presentan diferentes grados de deformación. En algunos casos se encuentran intactos, con laminaciones o estratificación cruzada (ondulitas) perfectamente preservadas (fig.23). En otros casos, estas unidades están completamente deformadas, plegadas, falladas y rotadas (Fig.24). En este sentido cabe destacar la presencia de una unidad laminada de limos y arenas muy compactos cuya orientación no guarda relación con las laminaciones de las restantes unidades de laminaciones finas (fig.25).

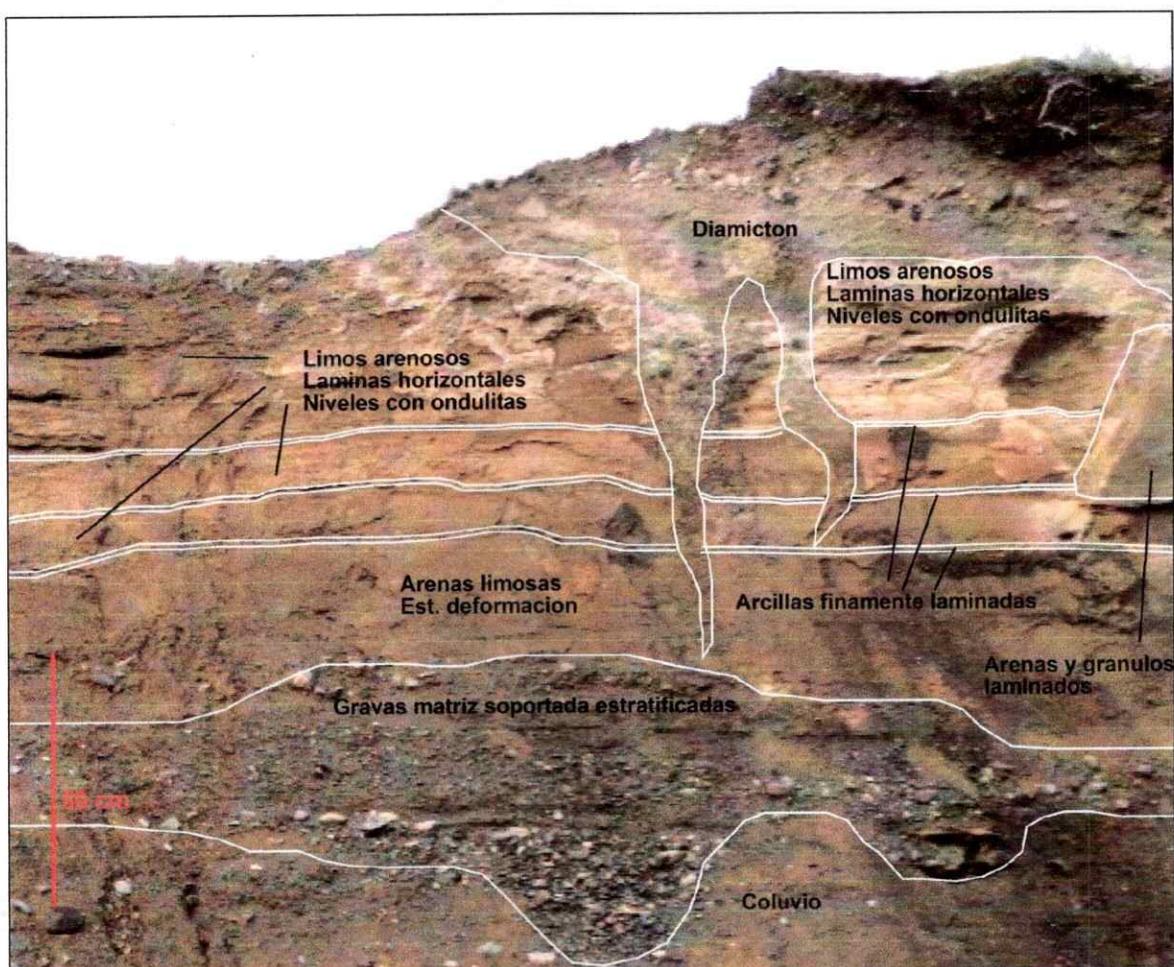


Figura 23: Detalle de sección estratigráfica Cruce Dorotea. En la parte superior, bajo el diamicton, se observan láminas de limos con ondulitas perfectamente preservados. También se pueden observar inyecciones de diamicton en los sedimentos subyacentes.

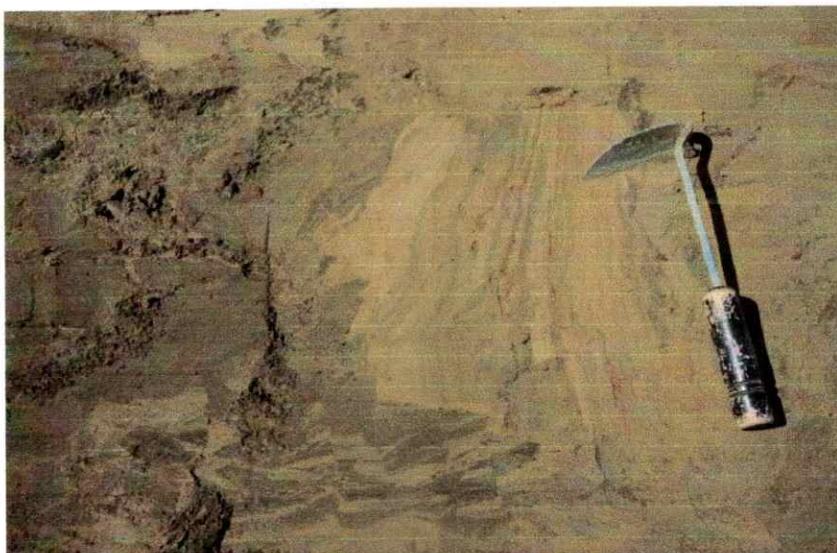


Figura 24: Limos y arenas fallados y rotados bajo la presión ejercida por el glacial.

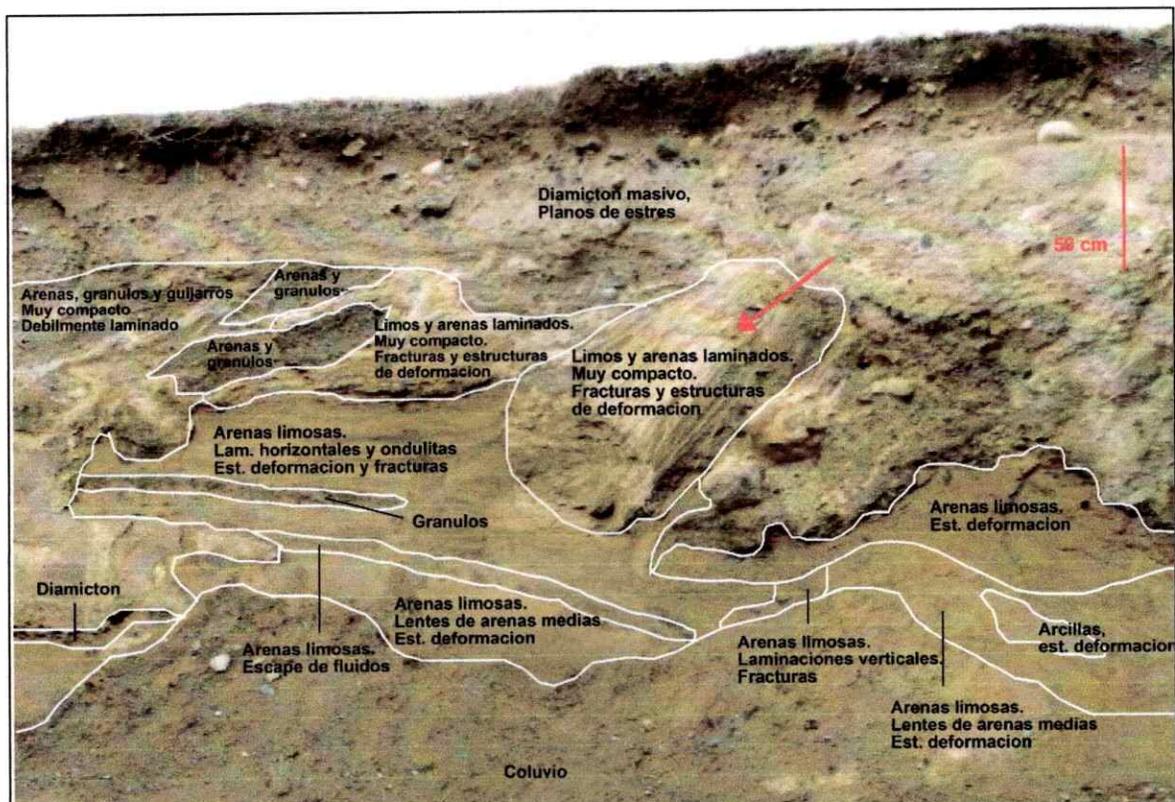


Figura 25: Detalle de sección estratigráfica Cruce Dorotea. La flecha roja muestra un bloque de limos y arenas laminados, que se encuentran rotados. En el siguiente apartado se discutirá la génesis de dicho depósito.

Al interior de esta unidad de arcillas y limos es posible encontrar lentes de diamictón de matriz muy fina. Sobreyaciendo a esta unidad de granulometría fina, en el techo de la secuencia se observa una unidad casi-continua (sólo en un sector acotado se pierde la continuidad del depósito) de diamictón. Esta unidad está compuesta por clastos de diferente granulometría, algunos de ellos muy estriados y con diferente grado de meteorización. La matriz de este depósito está compuesta por arenas y limos. Cabe destacar que el contacto entre esta unidad y la inferior es muy abrupto y en algunos casos se observan estructuras verticales que penetran al interior de las unidades inferiores, a modo de inyecciones (fig. 23).

Al interior del diamictón se distinguen dos subunidades, las que darían cuenta de dos fases en el proceso de depositación. Esta diferenciación está dada por un cambio de color y grado de compactación (fig. 26) y por la presencia de un depósito de arenas y limos muy finos, de color blanco, que en casi toda la sección se encuentra muy deformado.

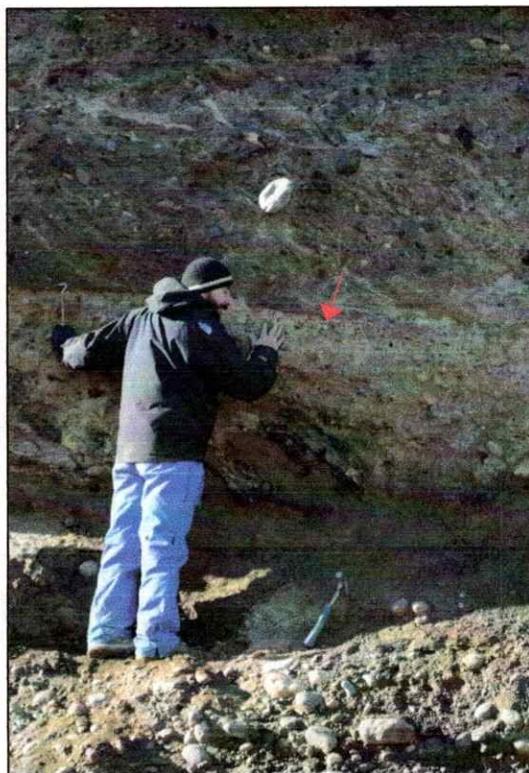


Figura 26: Diamictón. La flecha indica el contacto entre dos posibles subunidades.

Interpretación de la Sección Cruce Dorotea:

La sección Cruce Dorotea se encuentra inserta en el complejo morrénico Arauco.

La sección muestra una unidad basal de gravas imbricadas que ha sido interpretada como de origen glaciofluvial, y que se habría formado en un ambiente distal al margen de hielo una vez que éste abandonó su posición más externa (complejo Río Turbio). Por sobre esta unidad existe una asociación de facies finas y de arenas que podrían estar asociadas a un depósito proglacial de baja energía. Al interior de esta unidad es posible encontrar diferentes estructuras sedimentarias: ondulitas, estructuras de deformación, fallas, escapes de fluidos, etc., todo lo cual sugiere un ambiente glaciolacustre que se desarrolló durante una fase un poco más tardía en este proceso de retroceso glacial. Al interior de los depósitos de este lago es posible encontrar lentes de material más grueso (arenas gruesas y gránulos), los que se interpretan como canales subacuáticos. Por sobre esta unidad se desarrolla un depósito complejo de diamicton, con clastos de diferente grado de meteorización y con estrías. Esta unidad suprayace las facies finas, sin embargo en muchos casos penetra los depósitos subyacentes (inyecciones), provocando la deformación y fractura de éstos; y en otros casos incluso se mezcla con las arcillas y limos generando un diamicton de matriz muy fina. De acuerdo a esto, el depósito mal seleccionado ha sido interpretado como un diamicton glacial o *till*.

La figura 27 muestra un segmento de la sección Cruce Dorotea, donde se pueden observar todas las unidades mencionadas.

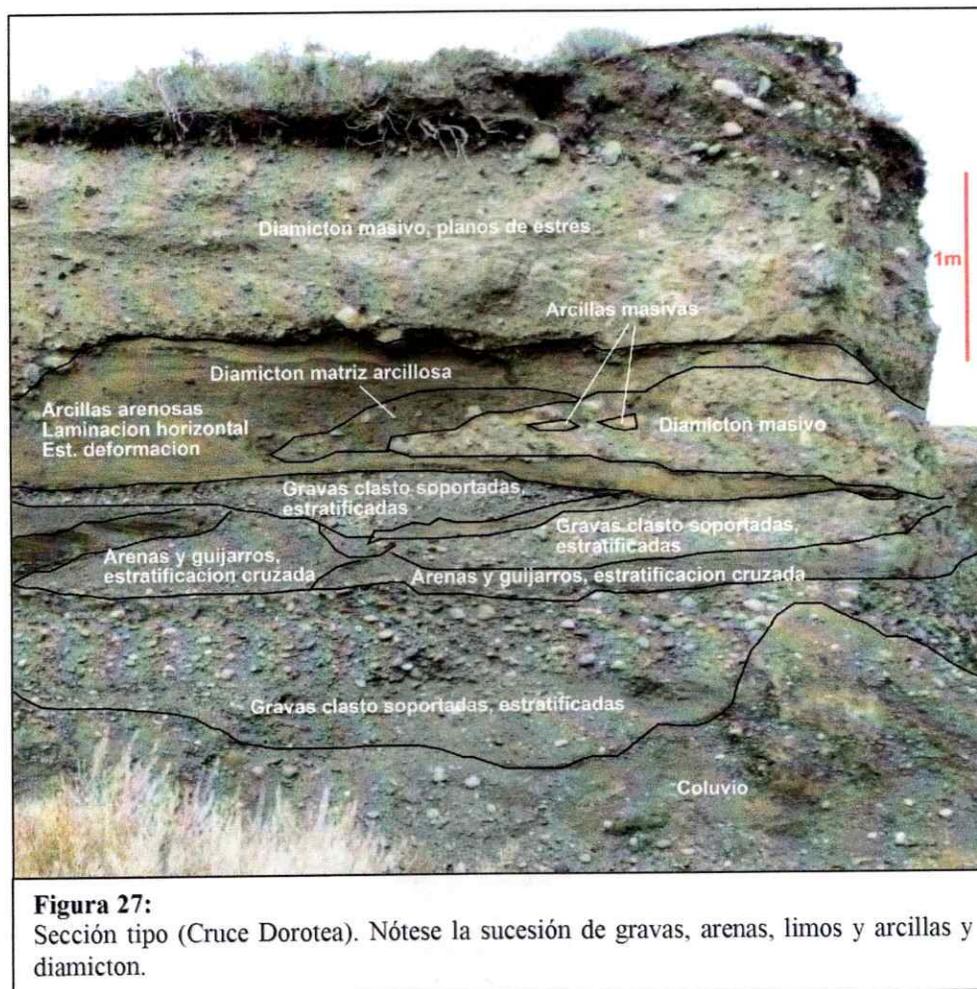


Figura 27:
Sección tipo (Cruce Dorotea). Nótese la sucesión de gravas, arenas, limos y arcillas y diamicton.

De este modo, la secuencia sedimentaria se habría formado luego del retroceso del glacial desde la posición Río Turbio, depositando material fluvio-glacial, y generando un lago proglacial represado por hielo. Este glacial habría reavanzado en un ambiente glaciolacustre, dando origen al complejo morrénico Arauco. Durante este proceso, el glacial habría deformado y glaciotectonizado los sedimentos subyacentes, y habría permitido la formación de las estructuras de escape de fluidos. Una estructura destacable es la ya mencionada unidad laminada de limos y arenas muy compactos cuya orientación no guarda relación con las laminaciones de las restantes unidades de

laminaciones finas. Esta unidad ha sido interpretada como un bloque de sedimentos lacustres que fue transportada como un clasto congelado en la base del glaciar.

La presencia en algunos sectores de la sección Cruce Dorotea con muy poca o nula deformación (arcillas y limos con ondulitas) sugiere que este glaciar podría haberse desplazado por diferentes mecanismos: deformación de su base, deformación del lecho y deslizamiento. Sin embargo es imposible afirmar esto con certeza, dado que la zona donde se ha preservado la estratigrafía intacta, no está cubierta por *till*, y no se puede observar el contacto entre las unidades. Esto abre entonces la posibilidad que esta unidad inalterada, podría ser sólo un remanente de los depósitos presentes en el sitio al momento del reavance glacial, los que posiblemente fueron parcialmente erosionados.

ii) *Casa de Huéspedes*: (4.268.242N, 672.153E; 8 msnm)

La sección Casa de Huéspedes se encuentra a 1,5 km al norte de Puerto Natales, adyacente al Campus Puerto Natales de la Universidad de Magallanes y tiene como dimensiones 5 m de alto por 15 m de largo (fig. 21 y 29).

Desde un punto de vista geomorfológico, la sección Casa de Huéspedes se emplaza sobre la terraza marina holocénica (~8 msnm), y su límite superior está dado por una terraza lacustre (~15-30 msnm).

La base de la sección está compuesta por gravas estratificadas, en gran parte clasto-soportadas. Por sobre ella, se encuentra una unidad que alterna láminas de arenas finas y medias de color claro y arenas gruesas de color oscuro. Al interior de esta unidad es posible observar ondulitas, fracturas o estructuras de deformación y deshidratación. Por sobre este depósito se observa una unidad de gravas (matriz-soportadas) masivas, con lentes de arenas en su interior. El desarrollo de estas gravas se ve interrumpido parcialmente por una lámina de arenas laminadas horizontalmente. Al interior de las gravas es posible identificar un *ripped-up clast* (fig.28), proveniente de la unidad de arenas claras y oscuras.



Figura 28: Clasto de sedimento de arenas arrancado y transportado por acción glacial.

Inmediatamente sobre el depósito de gravas se desarrollan una lámina de arenas con estratificación cruzada (<10 cm); y un estrato de arcillas finamente laminadas. Ambas unidades no presentan mayor continuidad horizontal, encontrándose acotadas sólo al sector sur de la sección. Sobre ellas se observa un depósito de arenas débilmente estratificadas y con presencia de intraclastos en su interior.

En el sector más al norte de la sección (izquierda en la figura 29) es posible identificar la facie de gravas masivas, pero esta vez sobreyaciendo un estrato de arenas y gránulos masivo, y lentes de arenas con estratificación cruzada con ondulitas y estructuras de deshidratación.

Sobreyaciendo a todos los depósitos antes mencionados y separado por una discordancia basal muy abrupta y oblicua, se desarrolla un diamictón de matriz fina, el cual presenta planos de estrés en el sector superior. Algunos de los clastos asociados a este diamictón presentan estrías. Cabe destacar que en la porción norte el contacto tiene la forma de un canal, mientras que en el centro de la sección se observa una intrusión del diamictón en las otras facies que lo subyacen, disectándolos.

Finalmente, la parte superior de la sección está caracterizada por la concentración de bloques y cantos.

Interpretación Sección Casa de Huéspedes:

A pesar de que se desconoce el mecanismo exacto que dio origen a las facies sedimentarias, se pueden identificar 2 asociaciones de facies. La primera está compuesta por las unidades de gravas, arenas y arcillas que se habrían formado en un ambiente subacuático. La segunda incluye al diamictón que disectó las unidades

preexistentes y que por sus características y contexto ambiental estaría asociado a un origen glacial (*till*).

La concentración de bloques y guijarros en la parte superior de la sección da cuenta de una fase erosiva, que es adjudicable al proceso de formación de la terraza lacustre de ~15-30 msnm. En el momento en que el lago se encontraba en dicho nivel, la acción del oleaje habría removido las partículas más finas del diamictón, dejando tras de sí esta concentración de clastos de mayor granulometría. Es así como considerando que esta sección fue disectada durante la fase en que se formó la terraza lacustre ubicada entre 15-30 msnm, y por ende es más antigua que el nivel lacustre que la generó, la primera asociación de facies se habría originado en el lago proglacial represado por hielo que inundó Última Esperanza una vez que el margen glacial abandonó el complejo Arauco. Luego, la porción de esta unidad más cercana a la actual costa fue cabalgada por el glaciar, erosionando los sedimentos existentes y depositando una cubierta de till sobre ellos. De esta manera, este depósito estaría dando cuenta de un reavance glacial, en algún momento previo a la formación de la terraza de 15-30 msnm.

Aunque no se tiene evidencia cronológica directa in situ que permita datar este reavance, se piensa que podría ser contemporáneo a la cresta morrénica identificada en Bahía Dumestre y con la unidad de sedimentos glaciolacustres enriquecidos con detrito transportado por hielo identificada en un testigo del Sitio Eberhard, que será discutida en el siguiente apartado.

A continuación se hará una breve descripción e interpretación de otras secciones estratigráficas, las cuales no cuentan con información de detalle.

iii) Pozos Dorotea: (4.272.609N, 674.253E; 135 msnm)

Pozos Dorotea corresponde, más que a una sección estratigráfica en particular, a una serie de secciones expuestas debido a la actividad de extracción de áridos. Estos pozos se ubican a los pies de Sierra Dorotea, a 6 km al norte de Puerto Natales, y han sido labrados en la terraza de 135 msnm (fig. 21).

La figura 30 muestra una vista general del área.



Figura 30: Vista general del sector Pozos Dorotea

Las secciones presentes en el área muestran dos grandes asociaciones de facies. La primera de ellas está formada principalmente por gravas (estratos de gran espesor) y arenas (con diversas estructuras en su interior: estructuras de deformación,

estratificación cruzada, ondulitas, etc.), dispuestas en estratos o bien en lentes. Los diferentes estratos se encuentran manteados preferentemente hacia el este ($>30^\circ$), pero con una componente secundaria norte y sur, dependiendo del sitio que se esté analizando. Esto hace pensar que se está en presencia de un depósito fluvioglacial que tiene su origen en un punto específico, desde el cual se distribuyeron los sedimentos. Sobreyaciendo esta unidad se desarrolla un diamictón, el cual presenta diferentes características a lo largo del depósito (masivo o estratificado). Este diamictón se caracteriza por la presencia de grandes bloques, los cuales muestran estrías lo cual da cuenta de su origen glacial.

En general el depósito varía mucho en su desarrollo horizontal, razón por la cual se elaboraron dos esquemas representativos, que muestran las sucesiones estratigráficas presentes (fig. 31 a y b). De acuerdo a sus características, estas secciones estarían dando cuenta de un abanico subacuático sobre el cual se depositó un diamictón de origen glacial. Tomando en cuenta que este depósito fue erosionado por el lago proglacial que dio origen a la terraza de 135 msnm, se puede establecer que este depósito se generó en algún momento previo al desarrollo de este nivel lacustre. En este sentido se piensa que la explicación más plausible para la formación de este depósito es que el abanico subacuático se formó durante el retroceso del hielo después de que éste ocupó la posición del complejo Arauco, y que el diamictón daría cuenta de una pequeña oscilación glacial, o bien de depósitos de caída de detrito transportado en la superficie del glacial.

iv) *Dumestre*: (4.265.444N, 676.304E; 125 msnm)

Dumestre, corresponde a una sección expuesta producto de la actividad de extracción de áridos, que se ubica a 3 km al SWW del centro de Puerto Natales (fig. 21 y 32).

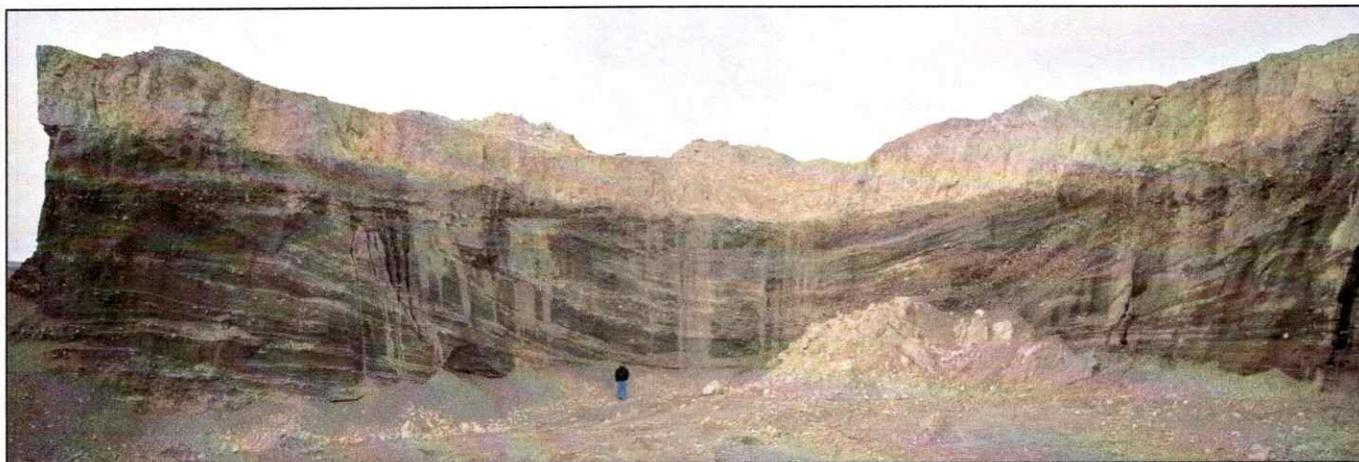


Figura 32: Sección Dumestre.

Esta sección no pudo ser analizada en detalle, debido a que por sus dimensiones, sólo se tuvo acceso a la parte inferior de ella.

La figura anterior permite observar claramente dos grandes unidades. La unidad basal está compuesta principalmente por estratos de gravas y arenas, los que se encuentran manteniendo en dirección noreste, con ángulos de inclinación que superan los 10°. Al interior de esta unidad es posible encontrar además lentes de arenas y limos, los que presentan en muchos casos estratificación cruzada. Además, en un sector adyacente a la sección se observa un estrato de arenas con ondulitas perfectamente preservadas (fig. 33).

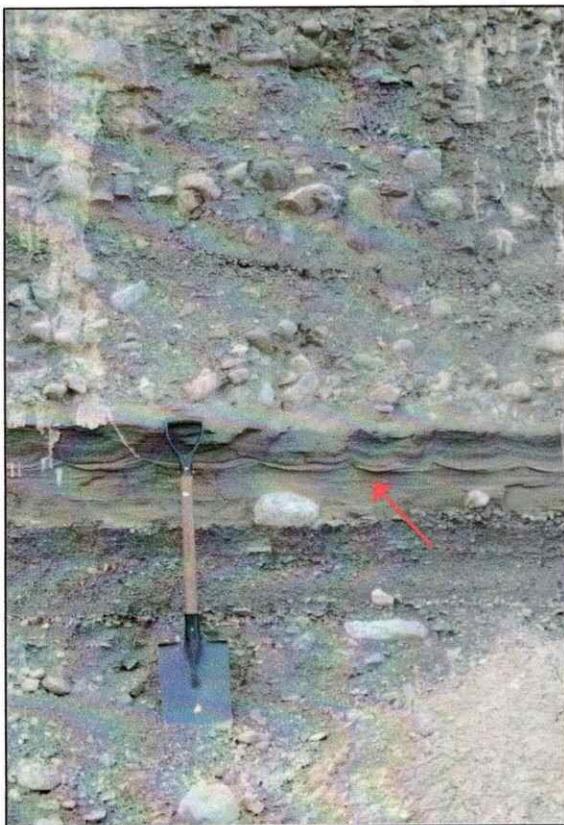


Figura 33. Detalle sección Dumestre. La flecha indica un estrato arenoso con ondulitas preservadas.

Sobreyaciendo esta unidad se identificó un diamictón de matriz muy fina, compuesta por limos y arcillas. Aparentemente la unidad tiene una estructura masiva, sin embargo, observando restos de esta unidad que se encontraron en el suelo, fue posible identificar ciertos sectores con láminas de dimensiones milimétricas. Al interior de esta matriz es posible encontrar guijarros, cantos e incluso algunos bloques. Cabe destacar que el contacto entre esta unidad y la inferior no es homogéneo. Hacia el sector oeste (derecha de la imagen) el contacto es abrupto, dando cuenta de una posible discordancia; mientras que hacia el este, el contacto es aparentemente gradacional.

La unidad inferior ha sido interpretada como material fluvioglacial, que se habría depositado en un ambiente subacuático (abanico formado en un lago proglacial represado por hielo).

La unidad superior puede ser interpretada como: a) sedimento glaciolacustre muy proximal al margen de hielo (por superabundancia de clastos que serían interpretados como detrito transportado por témpanos), que se habría depositado una vez que cesó la depositación del material fluvioglacial, probablemente debido a una migración del canal que aportaba el material; o b) diamictón glacial o *till*, que habría cabalgado los depósitos fluvioglaciales. De todas formas, en ambos casos se estaría hablando de depósitos asociados a una posición muy cercana al margen del hielo.

Para resolver esta pregunta, se plantea la necesidad de aclarar la naturaleza del contacto entre las facies.

v) *Antonio Varas*: (~4.263.954N, 648.976E; 125 msnm) (Patricio Moreno, datos no publicados)

Se ubica en el área suroeste de la península Antonio Varas (fig.21) y corresponde a una sección estratigráfica expuesta por la construcción de un camino (fig. 34 y 35).



Figura 34 (arriba): Sección estratigráfica Antonio Varas.

Figura 35 (izquierda): Detalle de sección Antonio Varas

Esta sección muestra una unidad basal compuesta por unidad glaciolacustre con limos, arcillas y dropstones. Por sobre ella se depositó una unidad (30 cm) de sedimentos lacustres con detrito orgánico grueso, y trozos de madera en su interior.

El techo de la sección está compuesto por una unidad de ~2 m de espesor de turba.

Por su posición morfoestratigráfica, se interpreta que la unidad basal de esta sección estaría dando cuenta de sedimentos glaciolacustres asociados a un lago proglacial represado por hielo. Las unidades intermedia y superior representarían depósitos lacustres y subaéreos, que se habrían formado una vez que el lago proglacial abandonó el sitio.

Cronología de Fluctuaciones Glaciales de Última Esperanza

La cronología de eventos del área de estudio fue elaborada principalmente sobre la base de dataciones radiocarbónicas de sedimentos de lagos y pantanos asociados a geoformas claves (fig. 37). Dataciones complementarias se obtuvieron de una sección estratigráfica en el sector de Península Antonio Varas (^{14}C) y de bloques erráticos en el sector de Lago Dorotea (^{10}Be). A continuación se presentan las dataciones obtenidas para el área de Última Esperanza, así como una descripción litológica de los testigos de sedimento a partir de los cuales fueron tomadas las muestras, para facilitar la comprensión del contexto y la interpretación de cada una de las edades obtenidas.

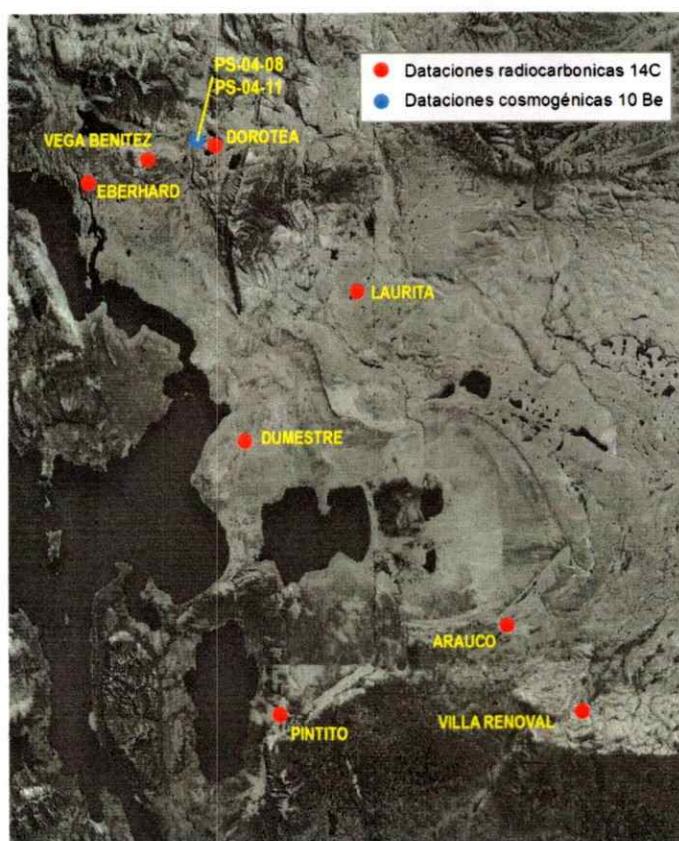


Figura 36: Sitios a partir de los cuales se obtuvieron dataciones. Los puntos rojos indican la posición de lagos, pantanos y turberas donde se obtuvo registro sedimentario. Los puntos azules representan sitios donde se obtuvieron muestras de bloques erráticos para realizar dataciones cosmogénicas.

Sitio Villa Renoval

Este sitio (4.230.376N, 299.134E; 199 m) corresponde a un pequeño lago ubicado en una depresión intermorrénica del complejo morrénico Río Turbio, en el sector sur del área de estudio (fig. 36). El registro sedimentario obtenido en el sitio se compone de cuatro testigos: PS0604A; PS0604B; PS0604C y PS0604D.

A través del análisis de rayos X se escogieron los testigos PS0604B y PS0604C para establecer la estratigrafía maestra. Ambos testigos fueron correlacionados mediante los valores del análisis de PPI y litoestratigrafía, lo que permitió generar un registro continuo y sin hiatos. De este modo la estratigrafía maestra quedó compuesta por los segmentos (de abajo hacia arriba): PS0604BT4- PS0604BT3- PS0604BT2- PS0604BT1- PS0604CT2- PS0604CT1 (Anexo 3, fig. i).

El registro del sitio Villa Renoval posee al menos cuatro unidades sedimentarias (Anexo 3, fig. i). La base está compuesta por arenas medias, sobreyacidas por cerca de 90 centímetros de material lacustre orgánico (gyttja). Sobre esta unidad, continúa el mismo tipo de sedimentación, pero con un aumento en la fracción limosa. Este patrón se ve interrumpido momentáneamente por la depositación de una tefra. Luego de este momento, la depositación lacustre orgánica continúa hasta el término del registro.

Para establecer la cronología de eventos se tomaron dos muestras de los primeros centímetros de materia orgánica de cada testigo para ser datadas (tabla 4). Así se obtuvieron como edades mínimas para la depositación de las arenas basales de 11,9 ka (10.215±40 años ¹⁴C AP) y 12,0 ka (10.235±40 años ¹⁴C AP). Estas dataciones proporcionan edades mínimas para el momento en que el lóbulo Ultima Esperanza abandonó esta posición. Sin embargo, considerando el contexto morfoestratigráfico en

que se localiza el sitio Villa Renoval, sobre el complejo morrénico Río Turbio, se interpreta que las edades son mínimas no cercanas, tema que será discutido más adelante.

Sitio Vega Benítez

Vega Benítez (4.285.458N, 667.699E; 215 msnm) corresponde a un pantano ubicado entre las dos cumbres del cerro homónimo, en un valle con evidencias de erosión glacial (fig. 36). El registro sedimentario de este sitio está compuesto por 6 testigos superpuestos: PS0302A, PS0302B, PS0403A, PS0403B, PS0403C, y PS0403D. Luego de establecer una correlación entre los testigos mediante análisis de PPI, litoestratigrafía y radiografías, se generó una estratigrafía maestra combinando los testigos PS0302A (9 segmentos) y PS0403A (2 segmentos) (Anexo 3, fig. ii)

La base del registro está compuesta por arcillas, las que subyacen a una unidad laminada de carbonatos. Por sobre ella se desarrolla una gytja de detrito orgánico grueso. Esta unidad se ve interrumpida por al menos 40 cm de ceniza volcánica. Es importante destacar que el espesor de esta unidad no pudo ser determinado con precisión debido a que ésta se encontraba en la intersección de dos segmentos. Por sobre la tefra se desarrolla una zona laminada que combina gytja y arenas, la que se ve interrumpida por la depositación de una nueva capa de ceniza volcánica (24 cm). La depositación continúa con alternancia de depósitos orgánicos: gytja/turba/gytja de detrito orgánico grueso/turba/gytja/gytja de detrito orgánico grueso y turba. Cabe destacar que al interior de la última unidad de gytja de detrito orgánico, se identificó un nuevo depósito de ceniza volcánica de 1 cm de espesor.

El esfuerzo de datación mediante radiocarbono se focalizó en las tefras y en la base del registro. De este modo se obtuvieron las siguientes dataciones (tabla 4):

- i) La edad basal del registro corresponde a 17,5 ka cal (14.520 ± 140 años ^{14}C AP), ello basado en una edad radiocarbónica AMS obtenida a partir del primer cm de materia orgánica que sobreyace a los depósitos inorgánicos basales).
- ii) La tefra inferior quedó enmarcada por una edad mínima cercana (primer cm de materia orgánica que sobreyace a la tefra) de 14,6 ka (12.490 ± 40 años ^{14}C AP), y una edad máxima cercana (primer centímetro de materia orgánica que subyace a la tefra) de 14,8 ka (12.580 ± 35 años ^{14}C AP).
- iii) Para la tefra del medio se obtuvo una edad máxima cercana (primer cm de materia orgánica que subyace a la tefra) de 14,2 ka (12.325 ± 40 años ^{14}C AP).
- iv) Para la tefra superior se obtuvo una edad máxima cercana (primer cm de materia orgánica que subyace a la tefra) de 10,2 ka (9130 ± 35 años ^{14}C AP).

Dada la cercanía temporal de la tefra intermedia y la inferior, se piensa que ambos depósitos están asociados a dos fases de un mismo evento eruptivo, (dos erupciones radiocarbónicamente muy cercanas en el tiempo). Sobre la base de un análisis ICPMS y una caracterización petrológica las tefras del registro han sido asociadas a la actividad eruptiva del Volcán Reclús (Stern 2007).

Considerando que este sitio se emplaza en un valle con evidencias de erosión glacial, y se encuentra aguas arriba del complejo morrénico Dos Lagunas, se puede decir que la edad basal del registro correspondería a una edad mínima probablemente cercana para el abandono de la posición Arauco por parte del lóbulo glacial Última Esperanza.

Sitio Lago Dorotea

Este sitio (4.285.821N, 673.804E; 260m) corresponde a un lago ubicado en una meseta sobre la ladera del cordón montañoso Sierra Dorotea (fig. 36). Morfoestratigráficamente Lago Dorotea se emplaza en la zona proximal de un cordón morrénico (probablemente correlacionado con el complejo Arauco), y a distal de promontorios de roca madre con bloques erráticos y diamicton en superficie. El registro sedimentario de este sitio está compuesto por 7 testigos: PS0402A, PS0402B, PS0402C, PS0402D, PS0402E, PS0402F Y PS0402G, y un testigo de interfase agua-sedimento (PS0402SC).

Luego de establecer una correlación entre los testigos mediante los valores del análisis de PPI, litoestratigrafía y radiografías, se generó una estratigrafía maestra utilizando el testigo PS0402F (4 segmentos) y el testigo de interfase agua-sedimento (PS0402SC) (Anexo 3, fig. iii). Sobre la base a estos antecedentes la secuencia litoestratigráfica es la siguiente (desde la base hacia el techo): Arenas/gyttja/limos/limos y arenas laminadas/Tefra/Arenas/Tefra/gyttja/limos y arenas laminadas/Arenas/limos/limos y arenas laminadas (con una tefra al interior de la unidad)/limos/limos y arenas laminadas/ gyttja. Para determinar la edad basal del registro se obtuvieron dos dataciones radiocarbónicas, las que arrojaron valores de 16,8 y 16,9 ka (14.105 ± 45 y 14.170 ± 45 años ^{14}C AP, respectivamente) (tabla 4).

Por otro lado, cabe mencionar que en la parte inferior del registro, se identificaron dos tefras, las que se encuentran separadas por 6 cm de arenas. Es posible pensar que estas dos tefras están asociadas a un único evento volcánico, o dos eventos volcánicos muy cercanos en el tiempo, debido a que esta situación ya ha sido observada en otros sitios del área (Moreno, datos no publicados). Por este motivo se obtuvo una edad máxima

para la depositación de la tefra inferior, obteniéndose un valor de 15,4 ka (13.000±60 años ^{14}C AP), una edad mínima para la depositación de la tefra superior, la que alcanzó un valor de 14,5 ka (12.460±90 años ^{14}C AP). Sobre la base de un análisis ICPMS y caracterización petrológica las tefras del registro, éstas han sido asociadas a la actividad eruptiva del Volcán Reclús (Stern 2007).

Desde el punto de vista morfoestratigráfico, las edades basales resultan de gran importancia en este sitio, debido a que éstas pueden ser interpretadas de la siguiente manera:

- i). La edad basal de 16,9 ka (14.170±45 años ^{14}C AP), puede ser interpretada como una edad mínima para el retroceso del lóbulo Última Esperanza desde la posición representada por el arco morrénico que se encuentra inmediatamente al este de Lago Dorotea (\approx Complejo Arauco?).
- ii) Otra posibilidad es asumir que el hielo habría alcanzado solamente los primeros faldeos de Sierra Dorotea, y habría descargado sus aguas de deshielo a través de un canal que habría pasado a través de Lago Dorotea. En este caso, la edad basal de 16,9 ka (14.170 ±45 años ^{14}C AP) puede ser interpretada como una edad mínima para el abandono de un canal de desagüe del lóbulo Última Esperanza, y como corolario, del retroceso del lóbulo glacial.

Sitio Lago Arauco

Lago Arauco (4.238.306N, 703.633E; 180 m) ocupa a una cuenca lacustre cerrada, ubicada en una depresión intermorrénica del complejo Arauco, justo al este del punto en que la carretera cruza este sistema morrénico (fig. 36). Se obtuvieron siete testigos (PS0602A; PS0602B; PS0602C; PS0602D; PS0602E; PS0602F y PS0602G) y un testigo de interfase agua-sedimento (PS0505SC). A través del análisis de rayos X, se escogieron los testigos PS0602A y PS0602G para desarrollar una estratigrafía maestra. Ambos testigos fueron correlacionados mediante los valores del análisis de PPI y litoestratigrafía, lo que permitió generar un registro continuo. De este modo la estratigrafía maestra quedó compuesta por los segmentos (desde la base hacia el techo): PS0602AT2-PS0602AT1-PS0602GT2-PS0602GT1-PS0505SC (Anexo 3, fig.iv).

Este registro permite identificar al menos 5 unidades litológicas (Anexo 3, fig. iv). La base está compuesta de arenas medias, débilmente laminadas. Sobre esta unidad se depositó una unidad de limos con abundante material vegetal. En la parte inferior de ésta se observa gran cantidad de arenas, mientras que en la parte superior predominan bandas orgánicas de diferente espesor. La unidad que sobreyace a los limos está compuesta por sedimentos lacustres con detrito orgánico grueso, la que se ve interrumpida por la depositación de una tefra. Esta tefra está compuesta aparentemente por dos eventos eruptivos. Por sobre la tefra, continúa el predominio de sedimentación lacustre orgánica, pero de menor contenido orgánico y mayor contenido de arenas. Este último punto puede ser explicado por el lavado del material volcánico depositados desde las laderas de las crestas morrénicas que rodean la cuenca del lago. Por sobre esta unidad la depositación lacustre orgánica continúa sin arenas. En torno a 762 cm de profundidad

(respecto a la superficie del lago) la depositación de esta unidad se ve interrumpida momentáneamente por un nivel arenoso de 2 cm de espesor. Es interesante destacar que a partir de este momento, los niveles de materia orgánica al interior del lago son los más altos del registro. No se descarta la existencia de un hiato asociado al nivel de arenas (discordancia).

Debido a que el sitio se emplaza al interior de una depresión formada por las dos crestas morrénicas más interiores del complejo Arauco (proximales), la edad basal del registro sedimentario resulta de gran interés dado que entregaría una edad mínima para el abandono del complejo morrénico interior. Por este motivo se tomó una muestra del primer centímetro orgánico depositado por sobre la unidad de arenas, y una segunda muestra seis centímetros más arriba. Las fechas obtenidas son: 15,8 ka (13.330 ± 70 años ^{14}C AP) y 15,7 ka (13.245 ± 50 años ^{14}C AP) (tabla 4). Estas dataciones proporcionan edades mínimas para el abandono del hielo de esta posición de margen. Sin embargo, considerando el contexto morfoestratigráfico en que se localiza Lago Arauco, sobre el complejo morrénico Arauco, se interpreta que las edades son mínimas no cercanas, tema que será discutido más adelante. Complementariamente se obtuvo una edad máxima cercana para la depositación de la tefra, la que dio un valor de 14,6 ka (12.500 ± 60 años ^{14}C AP). Sobre la base de esta edad, y a sus características físicas (dos eventos consecutivos), se piensa que este depósito estaría asociado a una erupción del volcán Reclús.

Sitio Laurita

Este sitio (241 msnm) corresponde a un pequeño lago y una porción periférica pantanosa ubicada en las coordenadas 4.272.088N; 689.584E. Morfoestratigráficamente el sitio se emplaza en un canal de desagüe de aguas de deshielo que se mantuvo activo cuando el margen del lóbulo Última Esperanza se ubicaba en el complejo morrénico Arauco (fig. 36). El registro sedimentario fue obtenido en el sector pantanoso, en los márgenes del lago, y corresponde a dos testigos: PS0601A y PS0601B. Ambos testigos fueron correlacionados mediante los valores del análisis de PPI y litoestratigrafía, lo que permitió generar un registro continuo y sin hiatos. De este modo la estratigrafía maestra quedó compuesta por los segmentos (de abajo hacia arriba): PS0601BT2-PS0601AT1-PS0601BT1 (Anexo 3, fig. v).

El registro permite identificar al menos cuatro unidades litológicas (Anexo 3, fig. v). La base corresponde a una unidad de arcillas con clastos embebidos en la matriz. La siguiente unidad está conformada por arcillas, las que presentan variación de colores dentro de la unidad, de oliváceo claro a ocre. Por sobre esta unidad se identificó una unidad de limos arcillosos. Cabe destacar que a lo largo de estas tres unidades es posible observar un incremento gradual en el contenido de materia orgánica, sin embargo, éste se mantiene siempre en valores que no superan el 20%. Luego, por sobre la unidad limosa, predomina la sedimentación lacustre orgánica (gytija), la que se mantiene hasta el techo del registro.

Se obtuvieron 3 edades radiocarbónicas para este sitio (tabla 4). Dos de ellas corresponden a una edad mínima no cercana para el término de la depositación de las arcillas con clastos embebidos: 10,7 ka (9495±35 años ^{14}C AP) y 10,8 ka (9570±40 años

^{14}C AP). La edad restante corresponde a una edad máxima para el inicio de la sedimentación lacustre orgánica, con un valor de 2,8 ka (2720 ± 35 años ^{14}C AP).

Cabe destacar que, considerando la geofoma en que se emplaza el sitio y la naturaleza de los sedimentos, la unidad de arcillas con clastos embebidos puede ser interpretada como un depósito generado en un ambiente glaciofluvial, asociado al canal de desagüe de aguas de deshielo de la posición Arauco. La edad de 10,9 ka (mediana de probabilidad de la media ponderada de 9.572 ± 53 años ^{14}C AP) debe ser interpretada como una edad mínima no cercana para el momento en que el canal de agua de deshielo cesó de drenar el margen del glaciar una vez que éste retrocedió de las morrenas Arauco.

Sitio Lago Pintito

Este sitio (4.230.998N; 679.716E; 172m) corresponde a una pequeña cuenca lacustre rodeada por un pantano. Se encuentra ubicada en una depresión intermorrénica asociada al complejo morrénico formado por el avance o estabilización de un lóbulo glacial proveniente del sur (fig. 36).

El registro sedimentario fue obtenido del fondo del lago y está compuesto por siete testigos: PS0606A; PS0606B; PS0606C; PS0606D; PS0606E; PS0606F y PS0606G.

A través del análisis de rayos X, se escogió el testigo PS0606C para establecer una estratigrafía maestra continua y sin hiatos, la que quedó compuesta por los segmentos (de abajo hacia arriba): PS0606CT1- PS0606CT2- PS0606CT3 (Anexo 3, fig.vi).

Este registro permite dar cuenta al menos de siete unidades: La unidad basal está compuesta por arenas medias y gruesas con clastos embebidos en la matriz. Por sobre ella se depositó una unidad de arenas con bandas orgánicas en su interior. A partir de este momento se inicia la depositación en un ambiente lacustre orgánico, con una unidad de casi 60 cm de gytja con detrito orgánico grueso (CDG, por sus siglas en inglés). Al interior de esta unidad es posible encontrar una lámina de 1 cm de arenas finas. Luego, por sobre la unidad de gytja con detrito orgánico grueso se observa la depositación de sedimentos lacustres limosos, los que también se ven interrumpidos por una lámina de arenas finas. El límite superior de esta unidad está definido por la depositación de una tefra (1 cm). Luego de este evento se observa una sucesión de: gytja-gytja limosa-arenas finas-gytja. Esta última unidad se ve interrumpida por la depositación de arenas gruesas muy redondeadas y una segunda tefra (2 cm). Por sobre

la tefra continúa la depositación de sedimentos lacustres orgánicos hasta el final del registro. Este patrón se ve interrumpido por otro nivel de tefra (1 cm).

El control cronológico del registro se concentró en la base de éste. Se tomaron tres muestras de la base de la unidad de arenas con laminaciones orgánicas (tabla 4), las que dieron cuenta de edades mínimas para la unidad de arenas con clastos embebidos. Los resultados obtenidos fueron: 16,3 ka (13.670±50 años ^{14}C AP); 16,2 ka (13.610±50 años ^{14}C AP); y 15,9 ka (13.355±45 años ^{14}C AP). Cabe destacar que los dos primeros valores corresponden a muestras separadas por 3 cm del testigo PS0606CT3; mientras que el último valor corresponde al testigo PS0606BT3.

Debido a la posición morfoestratigráfica del sitio, la base del registro sedimentario (unidad de arenas con clastos embebidos) ha sido interpretada como sedimento de origen glacial. Así las edades mínimas obtenidas (mediana de probabilidad de la media ponderada de las muestras del testigo PS0606CT3 = 16,2 ka), darían cuenta del abandono de este complejo morrénico por parte del lóbulo glacial proveniente de Seno Obstrucción.

Pantano Dumestre

Este sitio (4.257.560N, 677.387E; 77 m) es un pantano ubicado a 10 km sur de Puerto Natales y a 3,5 km de la línea de costa, el cual se encuentra rodeado por promontorios de roca madre (fig. 36). El registro sedimentario obtenido en este sitio se compone de dos testigos: PS0607A y PS0607B.

A pesar de la existencia de pequeños hiatos entre segmentos adyacentes, se seleccionó el testigo PS0607A (siete segmentos) como la estratigrafía maestra, debido a que la correlación con el testigo hermano (PS0607B) indica que dichos vacíos en el registro no dan cuenta de ninguna unidad ni estructura diferente a las ya identificadas (Anexo 3, fig. vii).

La estratigrafía del sitio Dumestre está compuesta por nueve unidades (Anexo 3, fig. vii). La base del registro está conformada por una unidad basal de más de 400 cm de arcillas laminadas, la que es sobreyacida por una unidad de sedimentos lacustres limosos con bandas inorgánicas de no más de 5 centímetros de espesor. Sobre esta última, se observa la depositación de una unidad de gyttja turbosa, la cual alberga una tefra del volcán Reclús. Luego se produce una sucesión de las siguientes unidades: gyttja limosa/gyttja turbosa/limos/gyttja turbosa. Finalmente el registro termina con la depositación de una turba (107 cm).

La cronología radiocarbónica del sitio consiste en seis edades (tabla 4), tres de las cuales provienen del nivel orgánico adyacente a la unidad de arcillas basales. La mediana de probabilidad de la media ponderada arrojó un valor de 15,2 ka (12.910±25, 12.895±45 y 12.875±45 años ¹⁴C AP).

Se dató además la transición de gytjja turbosa a gytjja limosa, obteniéndose una edad de 14,4 ka (12.400±60 años ^{14}C AP). Por otra parte se estableció una edad mínima para la transición gytjja turbosa a limo, obteniéndose un valor de 13,7 ka (11.820±45 años ^{14}C AP). Finalmente se estableció una edad mínima para la transición limo a gytjja turbosa, de 11,6 ka (10.050±45 años ^{14}C AP).

Sobre la base de estas edades, se piensa que la tefra encontrada en el registro correspondería a una erupción del volcán Reclús. De este modo, en relación a la presente investigación, la estratigrafía, cronología y ambiente sedimentario que revela el sitio Dumestre tiene dos grandes implicancias:

- i) Las arcillas laminadas (inorgánicas) se interpretan como sedimentación glaciolacustre. En este sentido, se puede plantear que este sitio estuvo cubierto por un lago proglacial represado por hielo hasta los 15,2 ka, momento en el cual el nivel de éste habría descendido, iniciándose la depositación lacustre orgánica.
- ii) La existencia de una fase transgresiva (limos) de un lago local que se enmarca entre 13,7 y 11,6 ka. Considerando que actualmente el pantano Dumestre es una cuenca cerrada, y que no existen evidencias que en el pasado hallan existido aportes externos, esta fase transgresiva puede asociarse a aumentos de precipitación en el área de Ultima Esperanza.

Sitio Eberhard (Cárdenas 2006)

El sitio Eberhard (4.283.338N, 661.707E; 68 m) está conformado por un pequeño lago y un pantano adyacente, los cuales se emplazan en una pequeña cuenca cerrada rodeada por promontorios de roca madre (fig. 36).

El registro sedimentario está compuesto por cuatro testigos (PS0401B, PS0401C, PS0401D y PS0401E) y dos testigo de interfase agua sedimentos (PS0401SC y PS0603SC) obtenido del lago y dos testigos del pantano (PS0301A y PS0301B).

Luego de establecer una correlación entre los testigos mediante los valores del análisis de PPI, litoestratigrafía y radiografías, se generó un registro continuo y sin hiatos, utilizando al testigo PS0401B (10 segmentos) como estratigrafía maestra (Anexo 3, fig. viii).

Este registro permite diferenciar al menos 3 unidades (Anexo 3, fig.viii): La base del registro está compuesta por una unidad de arcillas y limo glacial. Al interior de esta unidad se observan dos tefras asociada a una erupción del Volcán Reclús. Justo por sobre este depósito volcánico, y hasta el final de la depositación de la unidad arcillo-limosa, se observa una zona enriquecida con clastos (de magnitud centimétrica y milimétrica).

Sobre esta unidad se inicia una fase de depositación lacustre orgánica, con laminaciones finas de carbonatos autigénicos. Esta unidad se caracteriza por una alta variabilidad de materia orgánica (aunque con bajos valores de 15-30%), material clástico de tamaño de grano de arena fina (0.5-1 g/cc) y de carbonatos (<30%).

Por sobre esta unidad y hasta el final del registro, continúa la depositación lacustre orgánica, pero esta vez sin presencia de carbonatos. Al interior de esta unidad se observa una tefra.

Sobre la base de un análisis ICPMS y caracterización petrológica las tefras del registro han sido asociadas a la actividad eruptiva del Volcán Reclús (Stern 2007).

Para establecer la cronología de eventos (del intervalo temporal analizado) se delimitaron cronológicamente las unidades de mayor relevancia para el sitio (tabla 4).

Se obtuvieron dos muestras de láminas orgánicas al interior de la unidad de arcillas y limos, provenientes del registro del pantano, obteniéndose una edad de 16,4 ka (13.745 ± 50 años ^{14}C AP) para la muestra más profunda y de 16,3 ka (13.690 ± 45 años ^{14}C AP), para la otra, que se encuentra 50 cm más arriba en el registro. Estas edades pueden ser interpretadas como edades mínimas para el inicio de la sedimentación glaciolacustre en este sector. Por otra parte se dató el primer centímetro orgánico de la unidad de sedimento lacustre con carbonatos, obteniéndose una edad basal para la unidad de 12,8 ka (10.695 ± 40 años ^{14}C AP). Finalmente se dató la base de la unidad lacustre orgánica (sin carbonatos), de donde se obtuvo una edad de 11,4 ka (9.980 ± 35 años ^{14}C AP).

Sobre la base de las dataciones obtenidas en sitio Eberhard y a correlaciones con otros sitios (Lago Arauco, Lago Pinto, Vega Ñandú, Vega Benítez y Lago Dorotea), es posible asignar edades a las dos tefras encontradas en el registro. De esta forma se ha asignado una edad máxima de 14,6 ka (12.500 ± 40 años ^{14}C AP) para la tefra depositada en la unidad glaciolacustre y una edad mínima de 10,6 ka (9.310 ± 40 años ^{14}C AP) para la tefra depositada en la unidad lacustre orgánica.

En base a la información litoestratigráfica y geocronológica obtenida en sitio Eberhard, se puede elaborar las siguientes interpretaciones:

- i) El sitio Eberhard estuvo libre de hielo en torno a 16,4 ka.

- ii) Los sedimentos arcillo limosos pueden ser interpretados como una unidad glaciolacustre. Esta puede asociarse al lago proglacial represado por hielo, el que se habría desarrollado una vez que el hielo retrocedió desde su posición máxima hasta algún punto al oeste del sitio Eberhard antes de 16,4 ka (edad mínima no necesariamente cercana) y que habría desaguado sectores por sobre 70 msnm a los 12,8 ka.
- iii) Una vez que el lago proglacial represado por hielo desagüó este sitio, la cuenca de lago Eberhard comenzó a sedimentar materia lacustre orgánica asociada a un pequeño lago local, desconectado de cualquier influencia directa del lóbulo Última Esperanza y el lago proglacial asociado.
- iv) La unidad de sedimentos glaciolacustres enriquecida con detrito transportado por hielo que se desarrolló entre 14,6-12,8 ka puede ser interpretada de dos formas: a) mayor aporte de témpanos en el lago proglacial represado por hielo producto de un aumento en la ablación y el consecuente aumento tasa de retroceso del glaciar o, b) mayor cercanía del hielo, lo que permitiría que los témpanos pudiesen alcanzar el sitio Eberhard antes de derretirse, liberando el material clástico en el área.
- v) La presencia de carbonatos autigénicos depositados en forma discreta entre 12,8-11,5 ka a escala sub-decadal, fueron asociados a períodos breves (sub-decadal) de importante escasez hídrica y/o evaporación intensa durante los cuales se habrían producido las condiciones adecuadas para la formación de estos depósitos. Por otra parte, el aumento de material clástico inorgánico y alta variabilidad de éste en esta unidad implicaría períodos breves (sub-decadales) de alta erosión y lavado de laderas que ocasionaron la llegada de material clástico hasta el lago. De acuerdo a lo

anterior, Cárdenas (2006) interpreta esta unidad como el producto de una depositación en una cuenca lacustre cerrada en un ambiente con alta variabilidad hidrológica asociada a condiciones frías y variablemente húmedas.

Otras dataciones

i) Península Antonio Vara (Patricio Moreno y col, datos no publicados)

A continuación se entrega una datación obtenida en la sección estratigráfica Antonio Varas (25 msnm). Moreno y col. dataron un trozo de madera quemada, ubicada pocos centímetros por sobre la transición de la unidad glaciolacustre a sedimento lacustre orgánico (ver apartado *Resultados, Estratigrafía*), obteniendo una edad de 9210 ± 40 años ^{14}C AP (10,3 ka). Considerando la altitud del sitio, que está en estrecha relación con la terraza glaciolacustre de 30 msnm, se ha interpretado esta edad como una edad mínima para el drenaje del lago proglacial represado por hielo hacia el Océano Pacífico.

ii) Dataciones Cosmogénicas (Kaplan, datos no publicados)

De forma complementaria se presentan resultados de dos dataciones cosmogénicas obtenidas en bloques erráticos sobre la meseta de roca madre, en las laderas de Sierra Dorotea (fig. 31). Las muestras fueron colectadas aproximadamente a 2 km al oeste de Lago Dorotea, en una posición proximal al complejo morrénico que limita a este lago por el norte y este.

Los resultados obtenidos, mediando todas las correcciones asociadas a éste método de datación, son: 34.700 ± 3.500 (PN-04-08) y 54.700 ± 5.600 años AP (PN-04-11). Estas edades deben ser interpretadas como edades mínimas para el abandono de las crestas morrénicas depositadas en torno a Lago Dorotea.

SITIO	CAMS #	Muestra	Profundidad (cm)	Material	Años $^{\circ}\text{C}$ AP	d $^{\circ}\text{C}$	Años Cal AP
Renoval	128979	PS0604BT4	593-594	Macrorrestos	10215 \pm 40	-26	11934
Renoval	128978	PS0604AT4	573-574	Macrorrestos	10235 \pm 40	-26	11984
Vega Benitez	98918	PS0302AT4	367-368	Bulk	9130 \pm 35	-25	10231
Vega Benitez	98829	PS0302AT4	366-367	Bulk	9145 \pm 40	-27	10241
Vega Benitez	98917	PS0302AT7	706-707	Bulk	12325 \pm 40	-25	14218
Vega Benitez	98916	PS0302AT9	873-875	Bulk	12490 \pm 40	-25	14604
Vega Benitez	115804	PS0403AT2	918-919	Bulk	12580 \pm 35	-26	14823
Vega Benitez	107093	PS0403AT3	968-970	Bulk	14520 \pm 140	-25	17494
Dorotea	107054	PS0402FT3	1773-1774	Macrorrestos	12460 \pm 90	-25	14532
Dorotea	107055	PS0402FT4	1813-1814	Bulk	13000 \pm 60	-25	15352
Dorotea	114975	PS0402GT4	1855-1856	Bulk	14105 \pm 45	-25	16814
Dorotea	107092	PS0402FT4	1870-1871	Bulk	14170 \pm 45	-25	16901
Arauco	128976	PS0602AT1	630-631	Macrorrestos	12500 \pm 60	-26	14617
Arauco	128975	PS0602AT1	691-692	Macrorrestos	13245 \pm 50	-26	15695
Arauco	128974	PS0602AT1	697-698	Macrorrestos	13330 \pm 70	-26	15821
Laurita	128972	PS0601BT1	88-89	Macrorrestos	2720 \pm 35	-26	2816
Laurita	128973	PS0601BT2	137-138	Bulk	9495 \pm 35	-26	10670
Laurita	128971	PS0601AT1	125-126	Bulk	9570 \pm 40	-26	10781
Pintito	128982	PS0606BT3	454-455	Macrorrestos	13355 \pm 45	-26	15858
Pintito	128981	PS0606CT3	507-508	Macrorrestos	13610 \pm 50	-26	16201
Pintito	128980	PS0606CT3	504-505	Macrorrestos	13670 \pm 50	-26	16279
Dumestre	128992	PS0607AT2	257-258	Macrorrestos	10050 \pm 45	-26	11564
Dumestre	129004	PS0607AT3	325-326	Macrorrestos	11820 \pm 45	-26	13693
Dumestre	128993	PS0607AT3	365-366	Macrorrestos	12400 \pm 60	-26	14416
Dumestre	129005	PS0607AT4	416-417	Macrorrestos	12875 \pm 45	-26	15201
Dumestre	129006	PS0607BT3	382-383	Macrorrestos	12895 \pm 45	-26	15225
Dumestre	12591	PS0607AT4	418-419	Macrorrestos	12910 \pm 25	-25	15240
Lago Eberhardt	107051	PS0401BT2	546-547	Semillas	9980 \pm 35	-25	11415
Lago Eberhardt	107052	PS0401ET1	662-663	Semillas	10695 \pm 40	-25	12769
Pantano Eberhard	98831	PS0301AT7	674-675	Bulk	13690 \pm 45	-27	16305
Pantano Eberhard	107008	PS0301AT7	728-729	Bulk	13745 \pm 50	-25	16373
Antonio Varas	98832	Sec. Estrat.		Macrorrestos	9210 \pm 40	-27	10319

Tabla 4: Dataciones radiocarbónicas y edades calibradas (mediana de probabilidad, CALIB 5.01) de registros sedimentarios de lagos y pantanos de Última Esperanza. Se incluye una edad obtenida en una sección estratigráfica en el sector de Antonio Varas. La interpretación de estas edades es descrita en el texto.

DISCUSION

Reconstrucción de las fluctuaciones glaciales en Última Esperanza

Última Esperanza es un sector con una geomorfología heredada del proceso de fluctuaciones glaciales de un gran lóbulo glacial piedemonte. Este gran lóbulo se habría generado por la coalición de diversas lenguas glaciales que se originaron en un sistema montañoso y se desarrollaron hacia el este a través de un sistema de al menos siete fiordos que actualmente desembocan en el Golfo Almirante Montt.

Estudios previos (Caldenius 1932; Meglioli 1992) han identificado al menos 4 etapas donde el hielo alcanzó un volumen máximo en el área de Última Esperanza-Río Gallegos, depositando los *drifts* o depósitos glaciales de Bella Vista, Glencross, Río Turbio y Seno Almirante Montt (de acuerdo a la denominación de Meglioli, 1992). Los depósitos glaciales identificados en Última Esperanza corresponderían a las dos últimas etapas.

El avance glacial más extenso identificado en el área de estudio correspondería al complejo morrénico Río Turbio, una serie morrenas arqueadas que se desarrollan de forma continua en el sector al este de Llanuras de Diana. El desarrollo del manto de hielo, habría estado limitado en el sector norte por Sierra Dorotea, la que habría representado una barrera infranqueable para el avance glacial.

En el sector septentrional de Sierra Dorotea existen depósitos glaciales y líneas de disección glacial (*trimlines*) que hacen pensar que el glacial habría logrado alcanzar una meseta en las laderas del cordón montañoso, donde se ubica lago Dorotea, alcanzando la cresta morrénica más externa identificada en el área.

El límite norte de este avance glacial podría estar representado ya sea por una cresta morrénica Tres Pasos, o bien el un complejo morrénico Dos Lagunas. Es interesante destacar que es muy probable que este avance haya cubierto cerro Benítez completamente o al menos su cumbre este.

Se realizó un intento de obtener una edad mínima para el retroceso del hielo de esta posición en el sitio Villa Renoyal, sin embargo las edades obtenidas para la depositación orgánica depositadas inmediatamente por sobre las arenas de la base del registro son demasiado jóvenes (11,9 y 12 ka) considerando la posición morfoestratigráfica del sitio. Por este motivo se piensa que las arenas datadas estarían dando cuenta del momento en que se produjo la depositación a continuación de derrumbes al interior del lago, o alguna tefra no identificada previamente en el área de estudio, por lo que consideramos estas dataciones como edades mínimas no cercanas. En consecuencia, no existen actualmente dataciones asociadas a este avance glacial, sin embargo se presume que éste podría haber ocurrido durante el penúltimo avance del UMG (Kaplan y col. 2007). Si esto es válido, y se consideran correctas las edades cosmogénicas obtenidas en el sector de Lago Dorotea (34.7 y 54.7 ka), entonces los depósitos morrénicos ubicados en la meseta de Sierra Dorotea no se correlacionarían con este avance. Sin embargo estas edades cosmogénicas son las primeras obtenidas para el sector de Última Esperanza, por lo que aún se desconocen con exactitud los factores de corrección locales asociados al método.

Además aún no se han realizado esfuerzos por replicar estas edades, por lo que por el momento se consideran muy preliminares y potencialmente erróneas.

Una vez que el hielo abandonó las morrenas Río Turbio, retrocedió hasta una posición desconocida generando un lago proglacial represado por hielo. Este lago habría erosionado parcialmente las pendientes de contacto de este último avance.

Evidencias estratigráficas muestran que durante la siguiente etapa el glacial habría avanzado por sobre este lago, tal como lo evidencia la sección Cruce Dorotea donde se observan depósitos glaciolacustres sobreyacidos por un diamicton de origen glacial.

Este avance da cuenta de la depositación del complejo morrénico Arauco, el que se desarrolla de forma discontinua entre el área de Cerro Negro y el punto más septentrional de Sierra Dorotea. A partir de este punto los depósitos morrénicos desaparecen, al igual que lo sucedido con complejo Río Turbio.

Más al norte, en el sector de lago Dorotea, es posible pensar que este avance glacial habría depositado las morrenas que circunscriben este cuerpo de agua por el norte y este. Sin embargo existen antecedentes cronológicos que serán discutidos más adelante, que permiten poner en duda esta hipótesis.

El límite septentrional para este avance estaría dado por complejo morrénico Dos Lagunas.

Edades basales obtenidas en los sitios Vega Benítez y Lago Dorotea indicarían que el hielo retrocedió de estas posiciones en torno a 17,5 y 16,9 ka, respectivamente. Estas edades darían cuenta del inicio del proceso de deglaciación.

Inicialmente se pensó que la edad basal de Lago Dorotea (16,9 ka) daba cuenta del abandono del hielo desde la posición de las morrenas ubicadas inmediatamente al este de

este cuerpo de agua. Sin embargo, teniendo en consideración las edades cosmogénicas obtenidas al oeste de Lago Dorotea (34.7 y 54.7 ka), se considera necesario plantear hipótesis alternativas: i) el hielo nunca alcanzó el margen este de lago Dorotea, sino que la edad basal del registro estaría dando cuenta de el desalojo de un canal de desagüe de aguas de deshielo, el que habría funcionado en el momento en que el hielo estaba ubicado en el borde oeste de la meseta en la ladera de Sierra Dorotea; y consecuentemente las morrenas ubicadas al este de Lago Dorotea representarían algún avance más antiguo; o ii) las edades cosmogénicas son potencialmente erróneas por su carácter preliminar.

Bajo ambas hipótesis, durante el avance Arauco, el hielo alcanzó al menos la ladera de Sierra Dorotea. En este sentido se podría pensar que la falta de depósitos morrénicos asociados al complejo Arauco en el sector sur de Sierra Dorotea se debería a que el hielo estaría interactuando de forma directa sobre las empinadas laderas de Sierra Dorotea, lo que dificultaría la preservación de cualquier geoforma de acumulación. Esto resulta coherente con las observaciones de campo de Michael Kaplan, quien identificó pequeños remanentes de una terraza kame en las laderas de Sierra Dorotea (Kaplan, comunicación personal, 2007).

Las edades para el inicio de la deglaciación obtenidas en Vega Benítez y Lago Dorotea son coherentes con dos edades obtenidas al interior de un depósito glaciolacustre del sitio Eberhard, ubicado aguas arriba de los sitios mencionados anteriormente. Estas edades nos indicarían que el pantano Eberhard estuvo libre de hielo hacia 16,4 ka.

En este contexto, se considera que las edades basales obtenidas en sitio Arauco (15,7 y 15,8 ka), ubicado en una depresión intermorrénica sobre el complejo homónimo,

corresponden a edades mínimas no cercanas, y darían cuenta de un proceso de depositación orgánica tardía.

Posterior al abandono del complejo morrénico Arauco, el lóbulo glacial retrocedió hasta una posición desconocida, dando origen a un lago proglacial represado por hielo. Se sabe que este lago habría tenido como cotas superiores altitudes de 150, 135 y 125 msnm, evidenciadas por la presencia de un delta en el sector de Cerro Benítez, terrazas lacustres en toda el área de estudio, playas en el sector de Cordón Arauco, rocas con evidencia de erosión por oleaje en el sector de Lago Sofía, etc. Estos niveles habrían sido controlados por la sobreprofundización de un canal de desagüe ubicado en el sector oriental del cordón Arauco.

Si bien no se disponen de dataciones directas para estos niveles lacustres, es posible realizar algunas inferencias sobre la base de información paleoecológica.

Durante los momentos en que el lago proglacial alcanzó sus niveles más altos, Cerro Benítez estuvo rodeado por agua, quedando aislado del resto del territorio emergido. Entonces, se piensa que la colonización de Cerro Benítez por paleomastofauna terrestre sugeriría una edad mínima para la conexión de este sitio con el resto del territorio. Estimaciones realizadas sobre la base de modelos de elevación digital permitieron estimar que sólo una vez que el nivel del lago habría descendido bajo los 125 msnm, se habría establecido un puente terrestre entre Cerro Benítez y el sector de Sierra Dorotea y faldeos asociados. En este contexto resulta interesante destacar que los registros paleontológicos muestran que la ocupación de la Cueva del Milodón por parte de la paleomastofauna terrestre pleistocénica se inició a los 16,1 ka, momento a partir del cual es posible encontrar registros fósiles de una forma relativamente continua hasta los 11,9

ka. Esto hace pensar que tal vez los 16,1 ka representarían el momento en que el nivel del lago proglacial bajó a una cota igual o inferior a los 125 msnm, lo que permitió la ocupación de la cueva.

Además resulta interesante destacar que hacia 16,2 ka se ha identificado el término de una fase de estabilización del hielo en el sector de lago Pinto. Esta edad es indistinguible (95% de confianza) de la edad de la primera ocupación de la Cueva del Milodón por parte de megafauna Pleistocénica.

Si es que esta estabilización del hielo y su posterior colapso ocurrió de forma sincrónica en toda el área de estudio, se podría decir que de forma casi contemporánea se produjo el retroceso del lóbulo glacial, que permitiría el descenso del nivel del lago proglacial represado por hielo, y la ocupación de Cueva del Milodón. Posterior a este evento se ha identificado un nivel lacustre a altitudes intermedias. La estratigrafía del registro sedimentario en sitio Dumestre (~80 msnm) muestra que el lago proglacial represado por hielo abandonó esta posición hace 15,2 ka, pero se mantuvo ocupando la cuenca del sitio Eberhard (~70 msnm) hasta los 12,8 ka. Esto significa que el lago proglacial represado por hielo se mantuvo estable por más de 2400 años entre las cotas 70 y 80 msnm. Esto se condice con una serie de afloramientos rocosos ubicados entre estas altitudes, los que pudieron ser denudados por la acción del oleaje.

La estratigrafía de sedimentos lacustres del sitio Eberhard muestra un incremento en la depositación de detritos transportados por hielo al interior del lago proglacial entre 14,6-12,8 ka. Se piensa que este evento podría guardar alguna correlación con la cresta morrénica identificada en bahía Dumestre (45 msnm), y con la sección Casa de Huéspedes (que muestra un reavance glacial en un ambiente glaciolacustre). Cabe

destacar que de forma contemporánea (entre 13,7 y 11,6 ka) se observa una fase transgresiva (gytja turbosa/limos inorgánicos) en Pantano Dumestre que daría cuenta de un aumento en las precipitaciones del área. Sobre la base de estos antecedentes, se postula la ocurrencia de un reavance glacial en algún momento entre 14,6-12,8 ka e incremento de las precipitaciones entre 13,7 y 11,6 ka.

Posteriormente se observa una transición de sedimentos glaciolacustres a sedimentación orgánica, datada a los 12,8 ka en el registro sedimentario de sitio Eberhard. Este momento daría cuenta del retroceso del hielo y el consecuente descenso del nivel del lago proglacial represado por hielo a una cota inferior a los 70 msnm.

La evidencia geomorfológica (terrace lacustre) indica que el nivel del lago proglacial se habría estabilizado en torno a los 30 msnm con posterioridad a 12,8 ka. La sección estratigráfica de Península Antonio Varas (25 msnm), que muestra una transición de sedimentación glaciolacustre a turba antes de 10,3 ka, daría cuenta del descenso de este nivel lacustre. Considerando que no existen evidencias de una nueva fase de estabilización del nivel del lago, se plantea que esta edad representa una edad mínima para el momento en que los glaciares, ya individualizados, retrocedieron a sus cabeceras, liberando el Paso Kirke de hielo, y permitieron el drenaje final del lago proglacial hacia el Pacífico, y el consecuente ingreso de agua de mar hacia el Seno Última Esperanza.

Correlación con registros paleoclimáticos regionales, hemisféricos e interhemisféricos

Gran parte de la discusión en torno a la secuencia de eventos y mecanismos subyacentes a la gran reorganización del sistema climático global durante la última Terminación glacial ha sido conducida sobre la base comparaciones interhemisféricas basadas en registros de testigos de hielo polares. En este contexto es importante destacar la importancia de incorporar a la discusión los registros de latitudes medias para lograr alcanzar un entendimiento más acabado del funcionamiento y respuesta del sistema climático frente a cambios climáticos de gran envergadura, como lo es la última Terminación glacial.

A continuación se discutirá las posibles correlaciones existentes entre la anatomía de fluctuaciones glaciales de Última Esperanza con registros paleoclimáticos de escala regional, hemisférica y global.

El proceso de deglaciación en Última Esperanza se desencadenó hace 17,5 ka, momento en el cual los cuerpos glaciales habrían iniciado su retroceso de desde las posiciones alcanzadas durante el UMG. Este proceso de deglaciación ocurrió de forma sincrónica (considerando los errores analíticos y geológicos de cada registro) con el retroceso de los hielos de su posición UMG en la Región de los Lagos (Denton y col. 1999a; Denton y col. 1999b), Estrecho de Magallanes (Bentley y col. 2005), y Lago Buenos Aires (Kaplan y col. 2004). Además es contemporáneo con el inicio de la deglaciación en otro sector de las latitudes medias del Hemisferio Sur: Lago Pukaki, Nueva Zelanda, donde el lóbulo glacial habría iniciado su retroceso en torno a 17,4 ka (Schaefer y col. 2006). De acuerdo a Schaefer (2006) esta situación se repetiría al analizar cronologías de

deglaciación en latitudes medias del Hemisferio Norte, donde registros de retrocesos de glaciares de valles y de calota de 4 localidades (Bloody Canyon, Sierra Nevada; Fremont Lake Basin, Wyoming; Wallowa Mountains, Oregon; y Northern Switzerland) otorgan una edad media para el inicio de la deglaciación en torno a $17,4 \pm 0,5$ ka. El inicio de la deglaciación en Última Esperanza puede ser correlacionado además con otros eventos paleoclimáticos tales como: i) el inicio del aumento de temperaturas y de CO_2 atmosférico en el testigo de hielo antártico EPICA Domo C (Monnin y col. 2001; Stenni y col. 2003), ii) el inicio de la fase principal de aumento del nivel del mar, después del mínimo alcanzado en el UMG (Shackleton 1987; Yokoyama y col. 2000), iii) la disminución en la extensión glacial en el Hemisferio Norte durante el Oldest Dryas, 17,5-14,6 ka (Denton y col. 1999a), iv) el inicio del evento de descarga masiva de témpanos de hielo en el Océano Noratlántico, conocido como el evento Heinrich 1 (Bond y col. 1999), y v) una reducción substancial de la circulación termohalina, 17,5-15 ka (McManus y col. 2004).

Por otra parte, registros terrestres, marinos y testigos de hielo del anfi-Noratlántico indican que las condiciones frías, se mantuvieron por otros 2.800 años en este sector (Denton y col. 2005). Así el inicio de la última Terminación glacial en testigo de hielo obtenidos en Groenlandia fue datado en 14,6 ka (Stuiver y Grootes 2000). Este período de desfase para la última Terminación (17,5-14,6 ka) registrado en los testigos de hielo polares ha sido denominado como el "Intervalo Misterio" o "*Mystery interval*" (Denton y col. 2006).

Junto con las características que marcaron su inicio, Denton y col. (2006, y referencias) caracterizan el Intervalo Misterio a través de una serie de eventos paleoclimáticos a nivel

global, de los cuales se destacan: i) El océano Noratlántico y el mar Mediterráneo permanecieron inusualmente fríos; ii) Groenlandia (estadial GS-2a) y el noreste de Europa registraron inviernos hiper-fríos, el noreste de Europa; iii) el $\Delta^{14}\text{C}$ atmosférico disminuyó 190 ‰; y iv) al final del Intervalo Misterio los glaciares de montaña suizos habían retrocedido hasta el interior de los Alpes.

Posterior al inicio de la última Terminación glacial, el sector sur de Última Esperanza registró un período de estabilización glacial que formó las morrenas en torno al sitio Pintito, el cual fue abandonado en torno a ~16,2 ka. No está claro si esta estabilización afectó a toda el área de estudio, o sólo fue una respuesta del lóbulo proveniente de Seno Obstrucción. Esta fase de estabilización glacial puede tener alguna relación con las morrenas Fénix I, en Lago Buenos Aires (Douglass y col. 2006), datada en 15,8 ka.

Finalmente, se postula que en algún momento entre 14,6-12,8 ka habría ocurrido un último reavance glacial en Última Esperanza antes de terminada la transición glacial-interglacial. Esta fase de reactivación de la actividad glacial coincidiría temporalmente con otros reavances registrados en Patagonia: Torres del Paine (Avance D: <14,5 y 12,6 ka, Moreno y col, en preparación), Estrecho de Magallanes (Etapa E: 15,5-11,8 ka; McCulloch y col. 2005a); Lago Buenos Aires (morrenas Menucos: 14,4 ka; Douglass y col 2006); Lagos Cochrane y General Carrera (13,6-12,8 ka; Turner y col 2005); y Lago Argentino (morrenas Puerto Bandera I, 15,3 ka, Strelin y Malagnino 2000). Además este evento podría asociarse a una parte del proceso enfriamiento registrado en registros polínicos en Patagonia NW. Este enfriamiento incluye un período precursor (14,4-13,5

ka), y un período frío denominado Reversión Fría Huelmo-Mascardi (13,5-11,5 ka) (Ariztegui y col. 1997; Hajdas y col. 2003; Moreno y León 2003). Este reavance es contemporáneo con la Reversión Fría Antártica registrada en testigos de hielo polar EPICA Domo C (Stenni y col. 2003), un proceso de descenso de las temperaturas registrada en los testigos polares de Groenlandia, durante el interestadial GI-1 (Björk y col. 1998); y una señal de enfriamiento en Nueva Zelandia (Williams y col. 2005). Por otra parte, este reavance glacial precede a la reversión climática fría Younger Dryas del Hemisferio Norte.

Correlación con registros de Paleomastofauna terrestre pleistocénica (fig. 38)

Durante el último avance del Último Máximo Glacial, los sectores bajos de Última Esperanza estuvieron cubiertos de hielo. Esta situación claramente resultó un impedimento para la paleomastofauna terrestre para habitar el área de estudio. De igual forma, posterior al retiro de los hielos, gran parte del área estuvo cubierta por un lago proglacial, que en sus primeras etapas ocupó todo el paisaje bajo altitudes que van entre ~150-125 msnm. Esta situación fue la causa que determinó que la paleomastofauna terrestre sólo pudiera ocupar las cuevas del sector Cerro Benítez y Lago Sofía hace 16,1 ka.

Tal como fue discutido anteriormente se presume que las fechas más antiguas para la ocupación de la Cueva del Milodón (16,1 ka) darían cuenta del momento en que el nivel del lago bajó a una cota <125 msnm, generándose un puente terrestre con la terraza lacustre que se encuentra a los pies de Sierra Dorotea. Sería entonces éste, el evento clave para el establecimiento de la megafauna en el área de Cerro Benítez.

Durante el período que la paleomastofauna terrestre estuvo ocupando Última Esperanza, no se observa ninguna relación entre su abundancia y las fluctuaciones glaciales, ni lacustres ocurridas en el área (fig. 38). Sin embargo, esta correlación puede estar enmascarada debido a escasez de registros paleontológicos, que dificultan la identificación de patrones en la distribución temporal de la megafauna.

Finalmente, el proceso de extirpación local de paleomastofauna terrestre ocurrió en torno a los 11,8 ka (10.140 ± 120 años ^{14}C AP), edad radiocarbónicamente indistinguible del inicio del holoceno, y posiblemente de la fase final de retroceso profundo de los hielos y abertura del paso Kirke (11,5 ka = 10.000 años ^{14}C AP).

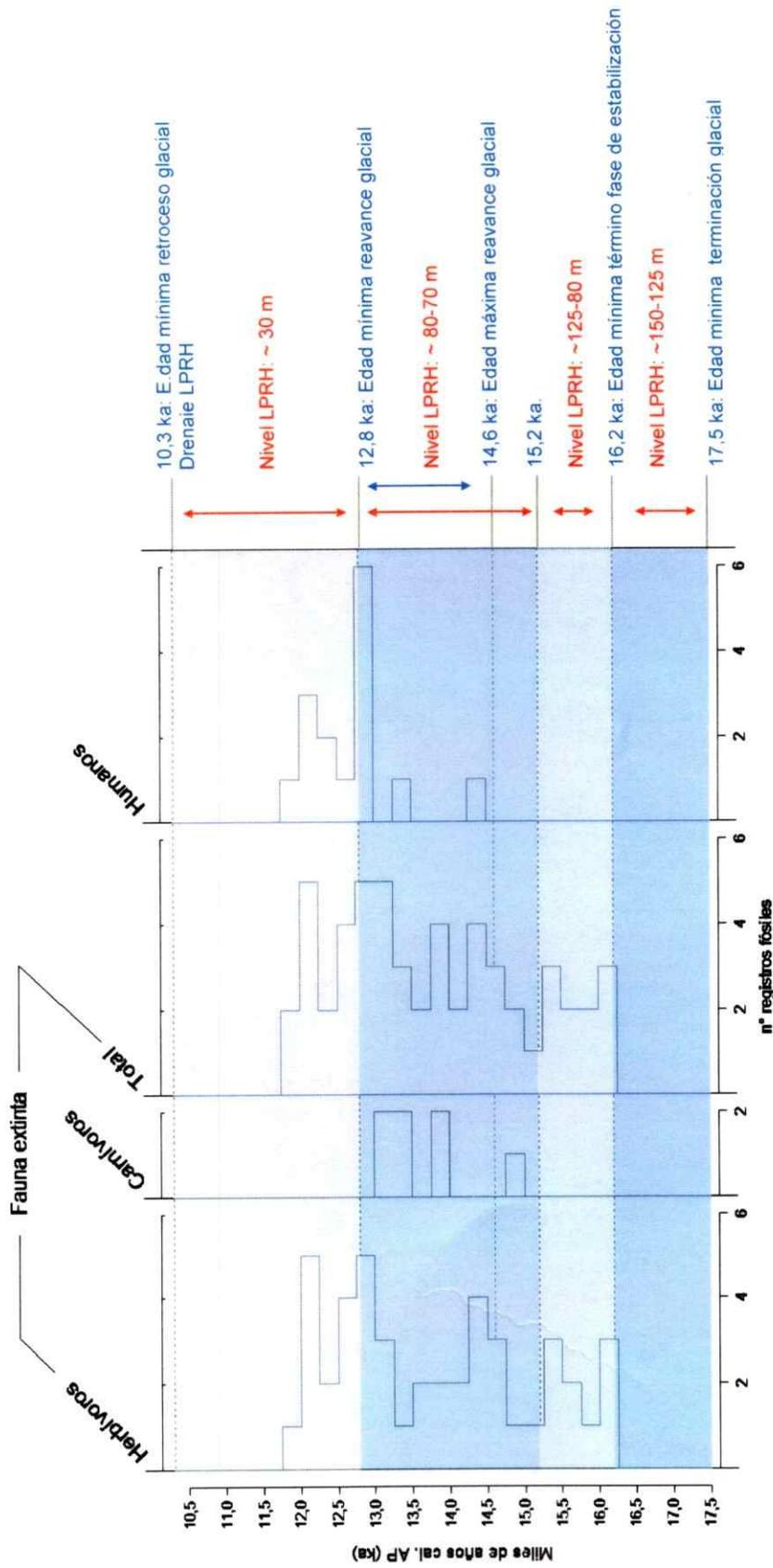


Figura 38: Registros de paleomastofauna terrestre pleistocénica y humanos; y fluctuaciones glaciales en Última Esperanza durante la última Terminación glacial. LPRH: Lago proglacial represado por hielo.

Correlación con la historia de la vegetación

Los registros más antiguos de la vegetación presente en Última Esperanza (>12,7 ka) corresponden a registros de polen fósil y macrorrestos vegetales encontrado en fecas de *Myloodon* (Salmi 1955; Moore 1978; Markgraf 1985; Heusser y col. 1992) y datos preliminares de un registro palinológico de alta resolución en sedimentos lacustres y de pantano del sitio Dumestre (Villa-Martínez y Moreno, datos no publicados). Estos registros indican que la vegetación presente en el área de estudio, entre los 14,5-13,7 ka estuvo dominada por especies herbáceas, que darían lugar a una formación estepárica asociadas a condiciones húmedas y frías.

Entre 13,7 y 12,7 ka, los registros obtenidos a partir de fecas de *Milodón*, indicarían que la vegetación en el área de Cerro Benítez permaneció dominada por una formación de estepa. Por otra parte, el registro polínico de pantano Dumestre, indicaría que durante el período transcurrido entre 13,7 y 11,6 ka, la vegetación del área habría estado dominada por un matorral arbustivo, asociado a condiciones relativamente más húmedas y cálidas que lo observado previo a este período. Cabe destacar que en algún momento entre 14,6 y 12,8 ka ocurrió un reavance glacial en Última Esperanza, lo que concuerda con las condiciones climáticas frías y húmedas inferidas a través del análisis de la vegetación, tanto en Cueva del Milodón, Sitio Eberhard, como en Pantano Dumestre.

El registro polínico de alta resolución de los sedimentos del lago y pantano Eberhard (Cárdenas 2006) permite reconstruir la historia de la vegetación a partir de 12,8 ka. A partir de este momento, y hasta los 11,5 ka la vegetación estuvo dominada por una formación de estepa-arbustiva, en la cual se registró una alta incidencia de fuego local.

Estas condiciones, junto a la depositación de carbonatos autigénicos fueron interpretadas como asociadas a un ambiente frío y de alta variabilidad en las precipitaciones.

Al interior del registro polínico se observan dos períodos que dan cuenta de cambios vegetacionales de diferente intensidad. El primero de ellos ocurre a los 12,2 ka, donde el registro muestra una leve expansión de taxa de bosque y *Plantago*. El segundo de ellos, de mayor intensidad, da cuenta de una considerable expansión de especies de Bosque Magallánico, la cual ocurrió en torno a los 11,5 ka. Estas condiciones se habrían mantuvieron por lo menos hasta 10,6 ka, momento en que termina el registro de alta resolución.

Resulta interesante destacar que el registro polínico de pantano Dumestre, replica la expansión de *Nothofagus* en torno a los 11,6 ka, acompañado por un aumento en la abundancia de especies de las familias Ciperaceae y Rubiaceae. Estas condiciones han sido asociadas a un descenso en las precipitaciones y un aumento en las temperaturas.

De este modo se observa que en el momento en que habría ocurrido un reavance glacial en Última Esperanza, cuando el manto de hielo se encontraba al este del sitio Eberhard represando un lago proglacial entre 70 y 80 msnm, los registros de la cueva del Milodón y pantano Dumestre muestran que la vegetación dominante en el área de estudio estaba representada por una formación asociada a condiciones climáticas frías. Una vez que el glacial retrocedió y el nivel del lago bajó de la cota 70 msnm, estas condiciones vegetacionales se mantuvieron, lo que reflejaría que la severidad climática se mantuvo al menos por otros 1,3 ka. Se piensa entonces que este período correspondería al momento en que el hielo retrocedió, pero se mantuvo en una posición tal, que aún podría represar el lago a un nivel de 30 msnm, impidiendo su drenaje a través del Paso Kirke.

Finalmente se presume que en el momento en que se produjo los recambios florísticos en los sitios Eberhard y Dumestre (~11,5 ka) podrían estar asociados al momento en que el glaciar retrocedió profundamente permitiendo el drenaje del lago proglacial a través del paso Kirke. Cabe destacar que esta edad es consistente con la edad mínima obtenida en la sección Antonio Varas para el drenaje del lago proglacial (10,3 ka).

Es así como se piensa que fueron dos los factores limitantes o condicionantes para el desarrollo de la vegetación en Última Esperanza: i) la disponibilidad de espacio habitable, y ii) las condiciones climáticas imperantes. El primero de ellos está en estrecha relación con los espacios ocupados por el hielo y por los procesos y ambientes periglaciales asociados (planicie proglaciales de lavado y lagos proglaciales represados por hielo). El segundo tendría relación con las condiciones frías que imperaban en el área hasta los 11,5 ka. En este sentido cabe destacar que la presencia del glaciar sería un indicador de la persistencia de las condiciones climáticas frías; pero también este mismo manto de hielo pudo haber jugado un rol más activo, retroalimentando el sistema climático, al menos a escala local, permitiendo mantener la severidad climática. Es así como a los 10,6 ka, cuando se presume que los glaciares habrían retrocedido hasta sus cabeceras en los fiordos o alta montaña, se produjo una expansión de especies más termófilas.

CONCLUSIONES

Durante el Último Máximo Glacial, se desarrolló un gran campo de hielo que se extendió entre los 38° y 55° lat. S, en el sector oeste de Sudamérica. En este contexto, el área de Última Esperanza fue ocupada por un gran lóbulo glacial de piedemonte, formado por la coalescencia de al menos siete lenguas glaciares, originadas en la Cordillera de los Andes, que descendieron a través de fiordos, por más de 120 km desde sus cabeceras, ocupando todas las zonas bajas entre los 51°25' y 52°15' de latitud sur.

A continuación se presentan las conclusiones de esta investigación agrupadas en dos apartados, con el objetivo de responder a los grandes grupos de preguntas planteadas en la introducción de este estudio.

Fluctuaciones glaciales en Última Esperanza y su relación con mecanismos involucrados en la generación y propagación de las señales climáticas asociadas a la última transición glacial-interglacial

El Último Máximo Glacial en el sector de Última Esperanza se caracteriza por la presencia de al menos dos grandes avances glaciares. El más antiguo de ellos (complejo morrénico Río Turbio) no ha sido acotado temporalmente; mientras que el segundo, menos extenso, terminó antes de 17,5 ka.

El proceso posterior de deglaciación, una vez que los hielos abandonaron la posición alcanzada durante el último avance del UMG, fue un proceso escalonado, no unidireccional, caracterizado por estabilizaciones y reavances glaciales.

Se cuenta con evidencias geomorfológicas y estratigráficas, que el área experimentó una estabilización glacial, aproximadamente 1000 años después de iniciada la deglaciación, la que terminó antes de 16,2 ka. Posterior a este momento, el hielo experimentó un retroceso continuo hasta algún momento entre 14,6 y 12,8 ka, cuando ocurrió un fase de reactivación glacial.

A continuación el hielo continuó su retroceso, experimentando una fase de estabilización que dio origen a una terraza lacustre (asociada a un lago proglacial represado por hielo) en torno a los 30 msnm, en algún momento entre 12,8 y 10,3 ka, momento en el cual los glaciares, ya individualizados, retrocedieron hasta sus cabeceras.

Acompañando esta fase de deglaciación existen evidencia del desarrolló un gran lago proglacial represado por hielo que inundó el área, hasta una cota máxima de 150 msnm. Se identificaron 3 niveles altos del lago: ~150, 135 y 125 msnm. Esta última cota habría sido abandonada en torno a los 16,2 ka, una vez finalizada la fase de estabilización

glacial. Luego entre esta última fecha y 15,2 ka, el lago alcanzó una cota indeterminada entre 125 y 80 msnm. Posterior a esto, este cuerpo de agua proglacial se estabilizó entre 70 y 80 msnm por más de 2.400 años, entre 15,2 y 12,8 ka. Después, como ya se mencionó, este lago se estabilizó en torno a los 30 msnm antes de 10,3 ka, para finalmente drenar hacia el océano Pacífico, una vez que el paso Kirke estuvo libre de hielo.

Sobre la base de esta información, se establecieron comparaciones entre la historia de fluctuaciones glaciales en el sector de Última Esperanza con cronologías de eventos geomorfológicos y paleoclimáticos a diferentes escalas espaciales de análisis y así intentar descifrar los mecanismos involucrados en la generación y propagación de las señales climáticas asociadas a la última transición glacial-interglacial

En este contexto, al analizar la historia de fluctuaciones glaciales en el sector de Última Esperanza resulta interesante notar ciertas correspondencias con las cronologías de eventos geomorfológicos, y paleoclimáticos, a escala regional, hemisférica e interhemisférica.

En primer lugar se hará referencia a uno de los temas más sensibles en cuanto a cronología paleoclimática: el inicio de la Última Terminación Glacial.

El proceso de deglaciación en Última Esperanza se inició a los 17,5 ka, siendo sincrónica con el retroceso de los hielos de su posición UMG en la Región de los Lagos (Denton y col. 1999a), Estrecho de Magallanes (Bentley y col. 2005), Lago Buenos Aires (Kaplan y col. 2004) (a escala regional); Lago Pukaki, Nueva Zelandia (Schaefer y col. 2006) (a escala hemisférica); y latitudes medias del Hemisferio Norte (Bloody Canyon, Sierra Nevada; Fremont Lake Basin, Wyoming; Wallowa Mountains, Oregon;

Northern Switzerland) (Schluchter 1998; Schaefer y col. 2006) (a escala interhemisférica).

Además este evento se correlaciona temporalmente con otros eventos paleoclimáticos, tales como: el inicio de la fase principal de aumento del nivel del mar, después del mínimo alcanzado en el UMG (Shackleton 1987; Yokoyama y col. 2000); la disminución de hielo en el Hemisferio Norte durante el Oldest Dryas (Denton y col. 1999a), el inicio del evento de descarga masiva de témpanos de hielo en el Océano Noratlántico, conocido como el evento Heinrich 1 (Bond y col. 1999), y una reducción substancial de la circulación termohalina (McManus y col. 2004).

El otro evento que ha nutrido la discusión en torno a la globalidad de los mecanismos involucrados en la generación y propagación de las señales climáticas asociadas a la última transición glacial-interglacial, dice relación con un período de reversión climática hacia condiciones frías durante la transición glacial-interglacial. Este evento de reactivación glacial, que se desarrolló en Última Esperanza en algún momento entre 14,6 y 12,8 ka, concuerda temporalmente con otros reavances registrados en Patagonia: Torres del Paine (Fogwill y Kubik 2005; Moreno y col, en preparación), Estrecho de Magallanes (McCulloch y col. 2005a); Lago Buenos Aires (Douglass y col. 2006); Lagos Cochrane y General Carrera (Turner y col. 2005); y Lago Argentino (Strelin y Malagnino 2000); así como con una señal de enfriamiento registrada en Nueva Zelanda (Williams y col. 2005).

Sin embargo, al analizar estos eventos (última Terminación glacial y la etapa de reversión fría durante la etapa de deglaciación), con los registros isotópicos de testigos de hielo polares de ambos hemisferios, de donde surgió toda la discusión en torno a la

sincronía de los eventos paleoclimáticos para la última transición glacial-interglacial, los resultados encontrados son aparentemente contradictorios. El inicio de la deglaciación es contemporáneo con el inicio de la última Terminación glacial identificada en registros isotópicos de $\delta^{18}\text{O}$, δD y CO_2 atmosférico del testigo de hielo antártico EPICA Domo C (Jouzel 2001; Monnin y col. 2001; Stenni y col. 2003). La diferencia cronológica con otros registros Antárticos para el inicio de este evento (19 ka para Byrd -Blunier y Brook 2001-; 18 ka para Byrd -Blunier y col. 1998-; y 17 ka para Vostok -Petit y col. 1999-) puede ser atribuida a los diferentes modelos de edad utilizados (Schaefer y col. 2006).

De igual forma el reavance glacial identificado en Última Esperanza en algún momento entre 14,6 y 12,8 ka, es contemporáneo con la Reversión Fría Antártica (ACR por sus siglas en inglés) identificada en los registros isotópicos de los testigos de hielo Antárticos Vostok, Byrd y Domo C (Blunier y col. 1997; Blunier y col. 1998; Blunier y Brook 2001; Monnin y col. 2001; Stenni y col. 2003).

En contraposición, los registros isotópicos de Groenlandia (GRIP y GISP2) indican que el inicio de la última Terminación glacial ocurrió en torno a los 14,7 ka (Stuiver y Grootes 2000), 2.800 años después que lo observado en Última Esperanza.

De forma similar, la reversión climática fría, denominada Younger Dryas en el Hemisferio Norte, habría comenzado en la fase final del ACR (entre ~12,9 y 11,6 ka) (Rasmussen y col. 2001).

Los registros de fluctuaciones glaciales en Última Esperanza tienen una anatomía de cambio (patrón y cronología) similar a lo observado en testigos de hielo Antárticos. Esto permitiría decir que las fluctuaciones glaciales en Última Esperanza fueron guiados por

una señal tipo Antártica (patrón y cronología de EPICA Domo C), donde los mecanismos involucrados en la generación y propagación de las señales climáticas estarían asociados a cambios en la circulación termohalina.

Sin embargo, como se expuso anteriormente, numerosos registros paleoclimáticos terrestres de latitudes medias, de ambos hemisferios, dan cuenta de que el proceso de transición glacial-interglacial habría respondido de forma sincrónica en ambos hemisferios.

Esta aparente contradicción, podría tener su origen en la respuesta del sistema climático del hemisferio norte, a un gatillante de carácter local-regional; que habría enmascarado la señal de carácter global que desencadenó la última Terminación (Denton y col. 2005). En otras palabras, durante la última Terminación glacial, el sistema climático estaría respondiendo de forma simultánea a una señal global, lo que se expresa en la sincronía en el retroceso de glaciares en las latitudes medias de ambos hemisferios; sin embargo existiría otro mecanismo acoplado a esta señal global, que estaría dando cuenta de estas supuestas inconsistencia en las cronologías de deglaciación, a una escala milenial.

En este sentido, siguiendo a Denton y col. (2005), se plantea la siguiente explicación para esta anomalía: la última Terminación se habría desencadenado en torno a los 17,5 ka, por un aumento de las temperaturas a escala global, que daría cuenta del retroceso de los glaciares en latitudes medias (incluido el lóbulo glacial Última Esperanza) y la disminución del volumen integrado de hielo del planeta, y que posiblemente habría desencadenado la descarga masiva de témpanos de hielo en bahía Hudson (HI).

Se presume que esta liberación de témpanos, que se tradujo en el ingreso de agua fresca en el Noratlántico, podría haber generado la disminución o supresión de la formación de

aguas profundas en este sector del planeta, y por consiguiente, el cese de la circulación de la corriente termohalina. Esto habría generado un menor o nulo ingreso de aguas cálidas proveniente de latitudes bajas, y el consiguiente enfriamiento del Noratlántico. A su vez, esto habría propiciado el aumento de la cobertura de hielo marino invernal, que daría cuenta de las temperaturas inusualmente bajas del océano Noratlántico y mar Mediterráneo, y de los inviernos hiperfríos experimentados por Groenlandia y el noreste de Europa durante el *Intervalo Misterio*. Esta situación habría enmascarado la señal global de aumento de temperaturas de verano en los registros Groenlándicos.

Una vez que cesó la descarga masiva de témpanos en el Noratlántico, se reestableció gradualmente la formación de aguas profundas, y hacia 14,7 ka (al inicio de Bolling); la circulación termohalina se encontraba totalmente reactivada y revigorizada, permitiendo la entrada de masas de aguas cálidas superficiales de latitudes bajas hacia el Atlántico Norte, y dando a lugar el calentamiento registrado en los testigos de hielo de Groenlandia (Bolling).

Por otra parte, las supuestas inconsistencias en las cronologías encontradas durante la reversión climática fría tendrían su origen en procesos de similar naturaleza.

Se plantea que el proceso de enfriamiento se habría iniciado de forma sincrónica en ambos hemisferios, en torno a los 14,6 ka. Esto se traduce en el desencadenamiento de la reversión fría registrada en los testigos de hielo polares del hemisferio sur (ACR), reavance de glaciares en Última Esperanza y otros sitios de Patagonia, y de igual forma, en el inicio del descenso gradual de las temperaturas registrado en los testigos polares de Groenlandia, durante el interestadial GI-1.

Sin embargo, la magnitud de este proceso de enfriamiento tendría un desfase temporal, atribuible a la interacción de otros procesos océano-atmosféricos.

Se propone que la magnitud de este evento se vio intensificada entre 14,6 y 12,4 ka en latitudes medias (hasta aproximadamente los 46° de lat. S) y altas del hemisferio sur debido a procesos relacionados con la posición y/o intensidad del Frente Polar Antártico, que a su vez podrían estar respondiendo a una intensificación de las altas presiones polares debido al crecimiento de la cubierta de hielo marino durante este período frío.

Por otra parte, esta reversión fría se habría visto intensificada en el Hemisferio Norte entre 12,9 y 11,5 ka, debido a un debilitamiento de la circulación termohalina en el Noratlántico, asociada a una descarga de témpanos de hielo; en un proceso similar a lo ocurrido durante el inicio de la Terminación, pero de menor intensidad.

Resulta muy útil para corroborar esta hipótesis, el registro polínico de lago Huelmo (41°30'S), que da cuenta de un período de enfriamiento precursor (14,4 – 13,2 ka), y un período frío denominado Reversión Fría Huelmo-Mascardi (13,2-11,8 ka) (Hajdas y col. 2003; Moreno y León 2003), que estaría integrando ambas señales.

Finalmente, se puede concluir que durante la última Terminación glacial los patrones de cambio climáticos fueron guiados por una señal global, donde los mecanismos involucrados en su generación y propagación estarían asociados a procesos de carácter atmosféricos; mientras que la variabilidad espacial de escala milenial de los cambios climáticos estarían dominados por procesos regionales: cambios en la intensidad de la circulación termohalina en el Hemisferio Norte, y posiblemente cambios en la posición y/o intensidad del Frente Polar Antártico en el Hemisferio Sur.

Fluctuaciones glaciales en Última Esperanza y su relación con procesos y cambios paleoecológicos

Durante el Último Máximo Glacial, todos los sectores bajos de Última Esperanza estuvieron cubiertos por glaciares. Esto se tradujo en una limitante básica para el establecimiento de la biota, debido a que el espacio habitable estuvo confinado a los sectores altos, y las condiciones climáticas eran muy severas. Estas condiciones se mantuvieron durante la primera etapa de la transición glacial-interglacial, cuando los espacios libres de hielo fueron cubiertos por un extenso lago proglacial.

Los primeros registros de megafauna (16,1 ka) dan cuenta del momento en que este lago habría descendido a una cota inferior a ~125 msnm, permitiendo el establecimiento de grandes mamíferos en el sector de cueva del Milodón, los cuales posiblemente se desplazaron hacia este sitio a través de un puente terrestre generado entre la terraza lacustre ubicada a los pies de Sierra Dorotea y Cerro Benítez.

No se tiene control cronológico para la ocupación del área por especies vegetales terrestres, sin embargo la presencia de grandes herbívoros, resulta una evidencia inequívoca del establecimiento de formaciones vegetacionales en los sectores libres de hielo o agua, y da una edad mínima para este proceso.

Desde el momento de su establecimiento, hasta los 11,5 ka, el desarrollo de la vegetación estuvo limitado por las severas condiciones climáticas existentes en el área (frío y variabilidad de precipitaciones), lo que se refleja en la formación vegetacional dominante, correspondiente a una estepa arbustiva (incluso algunos estudios hablan de tundra).

La presencia de este manto glacial ciertamente debía su presencia a estas condiciones ambientales; sin embargo cabe agregar que el glaciar debió haber tenido un rol activo, retroalimentando el sistema climático, al menos a escala local, permitiendo mantener esta severidad climática.

Ya en torno a los 11,5 ka, cuando los glaciares habían retrocedido hasta sus cabeceras en los fiordos o alta montaña, se aprecia un gran cambio en la estructura de la vegetación, produciéndose una importante expansión de taxa de bosques (Bosque Magallánico, *Nothofagus*), como consecuencia del aumento en las temperaturas.

En el caso de la paleomastofauna terrestre pleistocénica, ya sea por los pocos registros existentes, o bien porque no respondieron a la señal climática, no se aprecia correlación entre su abundancia y los cambios ambientales.

Sólo cabe consignar que la masiva extirpación local de las especies de megafauna Pleistocénica acaecida en torno a los 11,8 ka, parece ser contemporánea con el incremento de las temperaturas ocurridas al inicio del Holoceno; sin embargo, se hace necesario completar y afinar la cronología de extirpación de la megafauna en el área de estudio, para sustentar esta hipótesis. En caso de demostrarse lo contrario, o sea que la extinción precedió al inicio del último período interglacial, se podría especular que el hombre habría tenido un rol fundamental en la extinción de ésta

A modo de resumen, se plantea que durante el UMG y la primera etapa de la deglaciación, las fluctuaciones del hielo, y de los fenómenos periglaciales asociados fueron una limitante para el desarrollo de la biota en Última Esperanza.

Una vez que el hielo retrocedió y los nuevos espacios habitables fueron colonizados por la vegetación, su desarrollo se vio condicionado por las condiciones climáticas

imperantes, las que guardan estrecha relación con la presencia del glacial y lagos proglaciales.

Finalmente, se puede decir que a pesar de que existe una fuerte correspondencia entre cambio climático local y la extirpación de la paleomastofauna, la cronología de extinción es claramente insuficiente para evaluar esta hipótesis con más detalle.

BIBLIOGRAFÍA

Andersen, B. G., Denton, G. H. y Lowell, T. V. (1999). "Glacial geomorphologic maps of lanquihue drift in the area of the southern Lake District, Chile." Geografiska Annaler, Series A- Physical Geography **81**(2): 155-166.

Ariztegui, D., Bianchi, M. M., Masafarro, J., Lafargue, E. y Niessen, F. (1997). "Interhemispheric synchrony of Late-glacial climatic instability as recorded in proglacial Lake Mascardi, Argentina." Journal of Quaternary Science **12**(4): 333-338.

Arnold, J. R. y Libby, W. F. (1951). "Radiocarbon Dates." Science **113**: 111-120.

Bard, E., Arnold, M., Maurice, P., Duprat, J., Moyes, J. y Duplessy, J. C. (1987). "Retreat velocity of the North Atlantic polar front during the last deglaciation determined by ¹⁴C accelerator mass spectrometry." Nature **328**: 791-794.

Bengtsson, L. y Enell, M. (1986). Chemical analysis. Handbook of Holocene. Palaeoecology nad Palaeohydrology.

Benn, D. I. y Evans, D. J. (1998). Glaciers and Glaciations. London, Arnold Publishers.

Bentley, M. J. (1997). "Relative and radiocarbon chronology of two former glaciers in the Chilean Lake District." Journal of Quaternary Sciences **12**(1): 25-33.

Bentley, M. J., Sugden, D., Hulton, N. R. J. y McCulloch, R. D. (2005). "The landforms and pattern of deglaciation in the Strait of Magellan and Bahía Inútil, southernmost South America." Geografiska Annaler, Series A- Physical Geography **87**(2): 313-333.

Björk, S., Walker, M. J. C., Cwynar, L. C., Johnsen, S., Knudsen, K.-L., Lowe, J. J., Wohlfarth, B., INTIMATE y members (1998). "An event stratigraphy for the Last Termination in the North Atlantic region based on the Greenland ice-core record: a proposal by the INTIMATE group." Journal of Quaternary Science **13**(4): 281-292.

Blunier, T. y Brook, E. J. (2001). "Timing of Millennial-Scale Climate Change in Antarctica and Greenland During the Last Glacial Period." Science **291**: 109-112.

Blunier, T., Chapellaz, J. A., Schwander, J., Dallenbach, A., Stauffer, B., Stocker, T. F., Raynaud, D., Jouzel, J., Clausen, H. B., Hammer, C. U. y Johnsen, S. J. (1998).

"Asynchrony of Antarctic and Greenland climate change during the last glacial period." Nature **393**: 739-743.

Blunier, T., Schwander, B., Stauffer, B., Stocker, T., Dallenbach, A., Indermuhle, A. y Tschumi, J. (1997). "Timing of the Antarctic Cold Reversal and the atmospheric CO₂ increase with respect to the Younger Dryas event." Geophysical Research Letters **24**(21): 2683-2686.

Boggs, S. (1987). Principles of Sedimentology and Stratigraphy, Merrill Publishing Company.

Bond, G. C., Showers, W., Elliot, M., Evans, M., Lotti, R., Hajdas, I., Bonani, G. y Johnsen, S. (1999). The North Atlantic's 1-2 kyr climate rhythm: relation to Heinrich Events, Dansgaard/Oeschger Cycles and the Little Ice Age. Mechanisms of Global Climate Change at Millennial Time Scales. P. U. Clark, R. S. Webb y L. D. Keigwin. Washington, DC, Geophysical Monograph series. **112**: 35-58.

Borrero, L. (1977). "La extinción de la megafauna: su explicación por factores concurrentes. La situación en Patagonia Austral." Anales del Instituto de la Patagonia **8**: 81-93.

Borrero, L. (1982). Arqueología del Seno Última Esperanza (Magallanes, Chile). VII Congreso NAc. de Arqueología del Uruguay. Colonia del Sacramento.

Borrero, L., Lanata, J. L. y Cárdenas, P. (1991). "Reestudiando cuevas: nuevas excavaciones en Última Esperanza, Magallanes." Anales del Instituto de la Patagonia **20**: 101-110.

Broecker, W. (1998). "Paleoceans circulation during the last glaciation: A bipolar seesaw?" Paleoceanography **13**(2): 119-121.

Broecker, W. y Denton, G. H. (1990). "The role of ocean-atmosphere reorganizations in glacial cycles." Quaternary Science Review **9**: 305-341.

Broecker, W. S. y Henderson, G. M. (1998). "The sequence of events surrounding Termination II and their implications for the cause of glacial-interglacial CO changes." Paleoceanography **13**: 352-364.

Burleigh, R., Hewson, A. y Meeks, N. (1977). "British Museum Natural Radiocarbon Measurements IX." Radiocarbon **19**: 143-160.

Burleigh, R. y Matthews, K. (1982). "British Museum natural radiocarbon measurements XIII." Radiocarbon **24**: 151-170.

Caldenius, C. C. z. (1932). "Las Glaciaciones Cuaternarias en la Patagonia y Tierra del Fuego." Geografiska Annaler **14**: 1-164.

Cárdenas, M. (2006). Vegetación y Clima Postglacial en Última Esperanza, Patagonia Sur de Chile. Departamento de Ciencias Ecológicas, Facultad de Ciencias. Santiago, Universidad de Chile. M.S.: 78.

Croll, J. (1864). "Climate and Time." Philos. Mag. **28**: 121.

Delebrias, G., Guillier, M. T. y Labeyrie, J. (1964). "Saclay Natural Radiocarbon Measurements I. ." Radiocarbon **6**: 233-250.

Denton, G., Broecker, W. S. y Alley, R. B. (2006). The mystery interval 17,5 to 14,5 kys ago. PAGES News. **14**: 14-16.

Denton, G. H. (2000). "Does an asymmetric thermohaline-ice-sheet oscillator drive 100,000-yr glacial cycles?" Journal of Quaternary Science **15**(4): 301-318.

Denton, G. H., Alley, R. B., Comer, G. C. y Broecker, W. S. (2005). "The role of seasonality in abrupt climate change." Quaternary Science Reviews **24**: 1159-1182.

Denton, G. H., Heusser, C. J., Lowell, T. V., Moreno, P. I., Andersen, B. G., Heusser, L. E., Schlüchter, C. y Marchant, D. R. (1999a). "Interhemispheric linkage of paleoclimate during the Last Glaciation." Geografiska Annaler, Series A- Physical Geography **81**(2): 107-153.

Denton, G. H., Lowell, T. V., Heusser, C. J., Schlüchter, C., Andersen, B. G., Heusser, L. E., Moreno, P. I. y Marchant, D. R. (1999b). "Geomorphology, stratigraphy, and radiocarbon chronology of Llanquihue drift in the area of the southern Lake District, Seno Reloncaví, and Isla Grande de Chiloé, Chile." Geografiska Annaler, Series A- Physical Geography **81**(2).

Douglass, D. C., Singer, B. S., Kaplan, M. R., Mickelson, D. M. y Caffee, M. W. (2006). "Cosmogenic nuclide surface exposure dating of boulders on last-glacial and late-glacial moraines, Lago Buenos Aires, Argentina: Interpretive strategies and paleoclimate implications." Quaternary Geochronology **1**: 43-58.

Dugmore, A. J. y Newton, A. J. (1992). "Thin tephra layers in peat revealed by X-Radiography." Journal of Archaeological Science **19**: 163-170.

EPICA (2004). "Eight glacial cycles from an Antarctic ice core." Nature **429**: 623-628.

Eyles, N., Eyles, C. H. y Miall, A. D. (1983). "Lithofacies types and vertical profiles models; an alternative approach to the description and environmental interpretation of glacial diamict and diamictite sequences." Sedimentology **30**: 393-410.

- Fogwill, C. J. y Kubik, P. W. (2005). "A glacial stage spanning the Antarctic Cold Reversal in Torres del Paine (51°S), Chile, based on preliminary cosmogenic exposure ages." Geografiska Annaler, Series A- Physical Geography **87**: 403-408.
- Hajdas, I., Bonani, G., Moreno, P. I. y Ariztegui, D. (2003). "Precise radiocarbon dating of Late-Glacial cooling in mid-latitude South America." Quaternary Research **59**: 70-78.
- Hakansson, S. (1976). "University of Lund radiocarbon dates IX." Radiocarbon **18**: 290-320.
- Heiri, O., Lotter, A. y Lemmcke, G. (2001). "Loss on ignition as a method for estimating organic and carbonate content in sediments: reproducibility and comparability of result." Journal of Paleolimnology **25**: 101-110.
- Heusser, C. J. (1990). "Chilotan piedmont glacier in the southern Andes during the Last Glacial Maximum." Revista Geológica de Chile **17**: 3-18.
- Heusser, C. J., Borrero, L. A. y Lanata, J. A. (1992). "Late Glacial Vegetation at Cueva del Mylodon." Anales del instituto de la Patagonia Ser. Cs. Nts. **21**: 97-102.
- Heusser, C. J. y Flint, R. F. (1977). "Quaternary glaciations and environment of northern Isla Chiloé. ." Geology(305-308).
- Heuvelmans, B. (1958). The Patagonian Giant Sloth. On the track of unknown animals. H. a. Wang. New York: 558.
- Holling, J. T. y Schilling, D. H. (1981). Late Wisconsin-Weichselian mountain glaciers and small ice caps. The last great ice sheets. G. H. Denton y T. J. Hughes, Wiley Interscience: 179-206.
- Jouzel, J. (2001). "A new 27 ky high resolution East Antarctic record." Geophysical Research Letters **28**: 3199.
- Kaplan, M., Ackert, R., Singer, B., Douglass, D. y Kurz, M. (2004). "Cosmogenic nuclide chronology of millennial-scale glacial advances during -isotope stage 2 in Patagonia." GSA Bulletin **116**(3/4): 308-321.
- Kaplan, M. R., Coronato, A., Hulton, N. R. J., Rabassa, J. O., Kubik, P. y Freeman, S. P. H. T. (2007). "Cosmogenic nuclide measurement in southernmost South America and implications for landscape change." Geomorphology **87**: 284-301.
- Latorre, C. (1998). "Paleontología de mamíferos del Alero Tres Arroyos I, Tierra del Fuego, XII Región, Chile." Anales del Instituto de la Patagonia **26**: 77-90.

Latorre, C., Marshall, L. G. y Salinas, P. (1991). Vertebrados fósiles del Pleistoceno tardío de Magallanes, extremo austral de Chile: una síntesis. IV Congreso Geológico Chile, Santiago.

Laugenie, C. y Mercer, J. H. (1973). Southern Chile: A chronology of the last glaciación. IX INQUA Congress Christchurch, N.Z.

Long, A. y Martin, P. S. (1974). "Death of American ground sloths." Science **186**: 638-640.

Lowell, T. V. (2000). "As climate changes, so do glaciers." Proc. Natl. Acad. Sci. **97**(4): 1351-1354.

Lowell, T. V., Heusser, C. J., Andersen, B. G., Moreno, P. I., Hauser, A., Heusser, L. E., Schlüchter, C., Marchant, D. R. y Denton, G. H. (1995). "Interhemispheric correlation of the late Pleistocene glacial event." Science, New Series **269**(5230): 1541-1549.

Marden, C. J. (1997). "Late-glacial fluctuations of South Patagonian Icefield, Torres del Paine National Park, southern Chile." Quaternary International **38/39**: 61-68.

Marden, C. J. y Clapperton, C. M. (1995). "Fluctuations of the South Patagonian Ice-Field during the last glaciación and the Holocene." Journal of Quaternary Science **10**: 197-210.

Markgraf, V. (1985). "Late pleistocene faunal extinctions in Southern Patagonia." Science, New Series **228**: 1110-1112.

Martinic, M. (1994). Multidisciplinary study of man-megafauna caves. , Centro de Estudios del Hombre Austral, Instituto de la Patagonia, Universidad de Magallanes.: 35 p.

Martinic, M. (1996). "La Cueva del Milodón: Historia de los hallazgos y otros sucesos. Relación de los estudios realizados a lo largo de un siglo (1895-1995)." Anales del instituto de la Patagonia Ser. Cs. Hs. **24**: 43-80.

Massone, M. (2002). "El fuego de los cazadores Fell 1 a fines del Pleistoceno." Anales del instituto de la Patagonia Ser. Cs. Hs. **30**: 117-131.

Massone, M. y Prieto, A. (2004). "Evaluación de la Modalidad Cultural Fell 1 en Magallanes." Chungará Especial: 303-315.

McCulloch, R. D., Bentley, M. J., Tipping, R. M. y Clapperton, C. M. (2005a). "Evidence for late-glacial ice dammed lakes in the central Strait of Magellan and Bahía Inútil, southernmost South America." Geografiska Annaler, Series A- Physical Geography **87**: 335-362.

- McCulloch, R. D., Fogwill, C. J., Sugden, D., Bentley, M. J. y Kubik, P. W. (2005b). "Chronology of the last glaciation in central Strait of Magellan and Bahía Inútil, southernmost South America." Geografiska Annaler, Series A- Physical Geography **87**: 289-312.
- McManus, J. F., Francois, R., Gherardi, J.-M., Keigwin, L. D. y Brown-Leger, S. (2004). "Collapse and rapid resumption of Atlantic meridional circulation linked to deglacial climate changes." Nature **428**: 834-837.
- Meglioli, A. (1992). Glacial geology and chronology of Southernmost Patagonia and Tierra del Fuego, Argentina and Chile. Department of Geology. Pennsylvania, Lehigh University. **PhD**: 215.
- Mercer, J. H. (1972). "Chilean glacial chronology 20,000 to 11,000 Carbon-14 years ago: Some global comparisons." Science **176**: 1118.
- Milankovitch, M. (1930). Handbuch der Klimatologie. W. Koppen y R. Geiger. Berlin. **1**.
- Mix, A. C., Bard, E. y Schneider, R. (2001). "Environmental processes of the ice age: land, oceans, glaciers (EPILOG)." Quaternary Science Review **20**: 627-657.
- Monnin, E., Indermuhle, A., Dallenbach, A., Fluckiger, J., Stauffer, B., Stocker, T., Raynaud, D. y Barnola, J. M. (2001). "Atmospheric CO₂ Concentrations over the Last Glacial Termination." Science **291**: 112-114.
- Moore, D. M. (1978). "Post-glacial vegetation in the South Patagonian territory of the giant ground sloth, *Mylodon*." Botanical Journal of the Linnean Society **77**: 177-202.
- Moreno, F. P. (1899). "Explorations in Patagonia." The Geographical Journal **14**(3 & 4).
- Moreno, P. I. y León, A. (2003). "Abrupt vegetation changes during the last glacial to Holocene transition in mid-latitude South America." Journal of Quaternary Science **18**: 787-800.
- Nami, H. (1987). "Cueva del Medio: Perspectivas arqueológicas para la Patagonia Austral." Anales del instituto de la Patagonia Ser. Cs. Hs. **16**: 103-109.
- Nami, H. y Nakamura, T. (1995). "Cronología radiocarbónica con AMS sobre muestras de huesos procedentes del sitio Cueva del Medio (Última Esperanza, Chile)." Anales del instituto de la Patagonia Ser. Cs. Hs. **23**: 125-133.

Nami, H. G. (1990). "Nuevos antecedentes sobre investigaciones arqueológicas en el área de Cerro Benítez (Última Esperanza, Magallanes)." Anales del Instituto de la Patagonia 19: 125-132.

Petit, J. R., Jouzel, J., Raynaud, D., Barkov, N. I., Barnola, J. M., Basile, I., Bender, M. L., Chappellaz, J., Davis, M., Delaygue, G., Delmotte, M., Kotlyakov, V. M., Legrand, M., Lipenkov, V. Y., Lorius, C., Pépin, L., Ritz, C., Saltzman, E. y Stievenard, M. (1999). "Climate and atmospheric history of the past 420,000 years from the Vostok ice core, Antarctica." Nature 399: 429-436.

Porter, S. C. (1981). "Pleistocene glaciation in the southern Lake District of Chile." Quaternary Research 16: 263-291.

Prieto, A. (1991). "Cazadores tempranos y tardíos en la cueva del Lago Sofia 1." Anales del instituto de la Patagonia 20: 75-99.

Quensel, P. (1910). "On the influence of the ice age on the continental watershed of Patagonia." Bulletin of The Geological Institution of the University of Upsala IX: 60-92.

Rasmussen, S. O., Andersen, K. K., Svensson, A. M., Steffensen, J. P., Vinther, B. M., Clausen, H. B., Siggaard-Andersen, M. L., Johnsen, S. J., Larsen, L. B., Dahl-Jensen, D., Bigler, M., Röthlisberger, R., Fischer, H., Goto-Azuma, K., Hansson, M. E. y Ruth, U. (2001). "A new Greenland ice core chronology for the last glacial termination." Journal of Geophysical Research 111.

Salmi, M. (1955). "Additional information on the findings in the mylodon cave at Última Esperanza. ." Acta Geographica 14: 314-333.

Saxon, E. C. (1976). "La Prehistoria de Fuego-Patagonia: Colonización de un hábitat marginal. ." Anales del instituto de la Patagonia 7: 63-73.

Schaefer, J., Denton, G., Barrell, D., Ivy-Ochs, S., Kubik, P., Andersen, B., Phillips, F., Lowell, T. y Schluchter, C. (2006). "Near-Synchronous Interhemispheric Termination of the Last Glacial Maximum in Mid-Latitudes." Science 312: 1510-1513.

Schluchter, C. (1998). "The deglaciation of the Swiss Alps: a paleoclimatic event with chronological problems." Bulletin of the Association of the Francétude Quaternaire 1988-2/3: 141-145.

SERNAGEOMIN (2003). Mapa Geológico de Chile. Versión Digital. Escala 1:1.000.000. Santiago.

Shackleton, N. J. (1987). "Oxygen isotopes, ice volume and sea level." Quaternary Science Reviews 6: 183-190.

Sowers, T. y Bender, M. (1995). "Climate records covering the last deglaciation." Science **269**: 210-214.

Stenni, B., Jouzel, J., Masson-Delmotte, V., Rothlisberger, R., Castellano, E., Cattani, O., Falourd, S., Johnsen, S., Longinelli, A., Sachs, J. P., Selmo, E., Souchez, R., Steffensen, J. P. y Udisti, R. (2003). "A late-glacial high-resolution site and source temperature record derived from the EPICA Dome C isotope records (East Antarctica)." Earth and Planetary Science Letters **217**: 183-195.

Stern, C. R. (2007) Holocene tephrochronology record of large explosive eruptions in southernmost Patagonian Andes. Bulletin of Volcanology **Volume**, DOI: doi:10.1007/S00445-007-0148-Z

Strelin, J. y Malagnino, E. (2000). "Late-glacial history of ago Argentino, Argentina, and age of the Puerto Bandera moreines." Quaternary Research **54**: 339-347.

Stuiver, M. y Grootes, P. M. (2000). "GISP2 Oxygen Isotope Ratios." Quaternary Research **53**(3): 277-284.

Stuiver, M. y Reimer, P. J. (1993). "Extended 14C database and revised CALIB radiocarbon calibration program." Radiocarbon **35**: 215-230.

Sugden, D., Bentley, M. J., Fogwill, C. J., Hulton, N. R. J., McCulloch, R. D. y Purves, R. S. (2005). "Late-glacial glacier events in southernmost South America: a blend of 'northern' and 'southern' hemispheric climatic signals?" Geografiska Annaler, Series A-Physical Geography **87**(2): 273-288.

Turner, K. J., Fogwill, C. J., McCulloch, R. D. y Sugden, D. (2005). "Deglaciation of the eastern flank of North Patagonian Icefield and associated continental-scale lake diversion." Geografiska Annaler Series A-Physical Geography **87**: 363-374.

Williams, P. W., King, D. N. T., Zhao, J.-X. y Collerson, K. D. (2005). "Late Pleistocene to Holocene composite speleothem ¹⁸O and ¹³C chronologies from South Island, New Zealand—did a global Younger Dryas really exist?" Earth and Planetary Science Letters **230**: 301-317.

Wright, H. E. J., Mann, D. H. y Glaser, P. H. (1984). "Piston corers for peat and lake sediments." Ecology **65**: 657-659.

Yokoyama, Y., Lambeck, K., De Deckker, P., Johnston, P. y Fifield, L. K. (2000). "Timing of the Last Glacial Maximum from observed sea-level minima." Nature **406**: 713-716.

ANEXO 1: GLOSARIO

Abanico Subacuático: Acumulación de gravas y arenas en forma de abanico en el fondo de un lago, generalmente situado en el extremo inferior de un canal subglacial.

Ablación: reducción del hielo glacial por fusión o evaporación.

Abrasión glacial: disgregación y lijado de una superficie, producto de la fricción e impacto de partículas transportadas por el hielo.

Afloramiento: exposición superficial de roca madre.

Asociación de facies: ensamble de facies que están genéticamente relacionadas.

Bloque errático: Bloque transportado por el hielo que no proviene del lecho rocoso próximo a su posición actual.

Cabecera: Área fuente o comienzo de un valle.

Circo glacial: Cuenca en forma de anfiteatro situada en la cabecera de un valle glacial, producida por la erosión del hielo y procesos de crioclastismo.

Delta: Depósito de arenas y gravas formado por una corriente de agua que desemboca en un lago o cuerpo de agua estable y formado por la carga fluvial.

Depósito: término genérico para cualquier acumulación de sedimentos, rocas o cualquier otro material.

Diamicton: depósito sedimentario mal clasificado

Discordancia: superficie de contacto ente dos formaciones de unidades sedimentarias, representativa de un intervalo de tiempo en dominaron los procesos de erosión.

Distal: Aguas abajo.

Estrías: surcos angostos en rocas producto de la acción abrasiva de la carga detrítica en la base del glaciar.

Facies: i) cuerpo sedimentario que presenta una combinación de propiedades, que lo distingue de los sedimentos vecinos. ii) distintos tipos de sedimentos depositados por un único proceso o grupo de procesos actuando en estrecha relación.

Fiordo: valle glacial inundado por el mar.

Glaciar de piedemonte: Glaciar que se forma cuando uno o más glaciares alpinos emergen de los valles de montaña confinantes y se extienden en la base de las montañas creando una amplia cubierta de hielo en las tierras bajas.

Kettle: depresión en la superficie de la tierra, de forma regular o irregular, producida por el derretimiento de una masa de hielo, antes cubierta por sedimentos glaciales. Estos kettles pueden ser reutilizados por lagos o pantanos.

Lago proglacial represado por hielo: cuerpo de agua generado por la acumulación de aguas de deshielo, las cuales no pueden salir fuera de la cuenca, debido a que el hielo genera una barrera que impide su drenaje.

Litofacies: unidades estratigráficas distinguibles por sus características físicas, tales como color, litología, textura, y estructuras sedimentarias.

Morrena: Cresta de sedimentos depositada a lo largo del margen del glaciar, Generalmente consisten de till y/o arenas y gravas, en diferentes proporciones.

Pendiente de contacto de hielo: se refiere a la ladera proximal de una cresta morrénica, la cual estuvo en contacto directo con el hielo. Generalmente los depósitos asociados a las pendientes de contacto de hielo muestran una topografía irregular y disturbación interna debido al derretimiento del hielo que los soporta.

Periglacial: ambientes y procesos asociados a sectores ubicados en márgenes del hielo, pero no cubiertos por el glaciar.

Planicie proglacial de lavado (Outwash plain): planicie formada por sedimentos derivados del derretimiento del hielo glacial, depositados por un sistema anastomosado de canales en el frente del glaciar.

Proximal: Aguas arriba.

Roca aborregada: extensivas superficies de roca madre erosionada subglacialmente, generando un paisaje compuesto de montículos de roca suavizados, roches moutonnées y cuervas rocosas sobreprofundizadas.

Subglacial: ocurrido o formado bajo el glaciar

Tefra: depósito de caída (incluyendo todas las clases granulométricas) asociado a una erupción volcánica.

ANEXO 2: TABLA GRANULOMÉTRICA

Gravas	Bloques	256 mm
	Cantos	64 mm
	Guijarros	4 mm
	Granulos	2 mm
Arenas	Arenas gruesas	1/2 mm
	Arenas medias	1/4 mm
	Arenas finas	1/16 mm
Finos	Limos	1/256 mm
	Arcillas	

Escala de Wentworth de tamaño de grano (Benn y Evans 1998)

ANEXO 3: TESTIGOS DE SEDIMENTOS

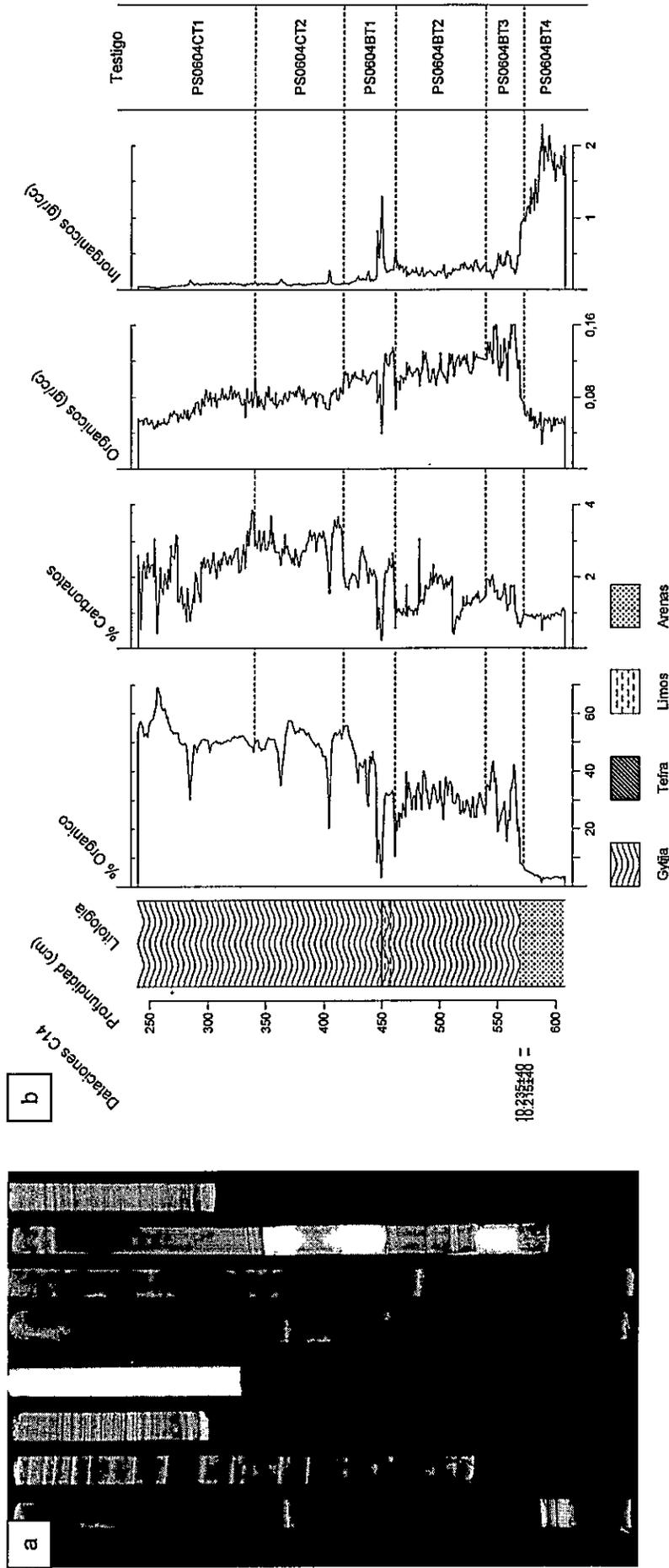


Figura 1: a). Mosaico de imágenes digitales de las radiografías tomadas a los testigos PS0604B (cuatro primeros segmentos) y PS0601C (cuatro últimos segmentos) del Sitio Villa Renoyal. El segmento más largo corresponde a ~1 m de sedimento. La base de cada segmento se continúa con el tope del siguiente, de modo que la base del testigo del extremo derecho de la imagen, corresponden a los sedimentos más antiguos y el tope del testigo del extremo izquierdo, los sedimentos más jóvenes. b) Columna estratigráfica y resultados de PPI de la estratigrafía maestra de Sitio Villa Renoyal. Se muestran las dataciones radiocarbónicas y la escala de profundidades en el eje y (cm respecto a la superficie del pantano). Las líneas punteadas representan los límites de cada segmento extraídos representados a la derecha por los códigos.

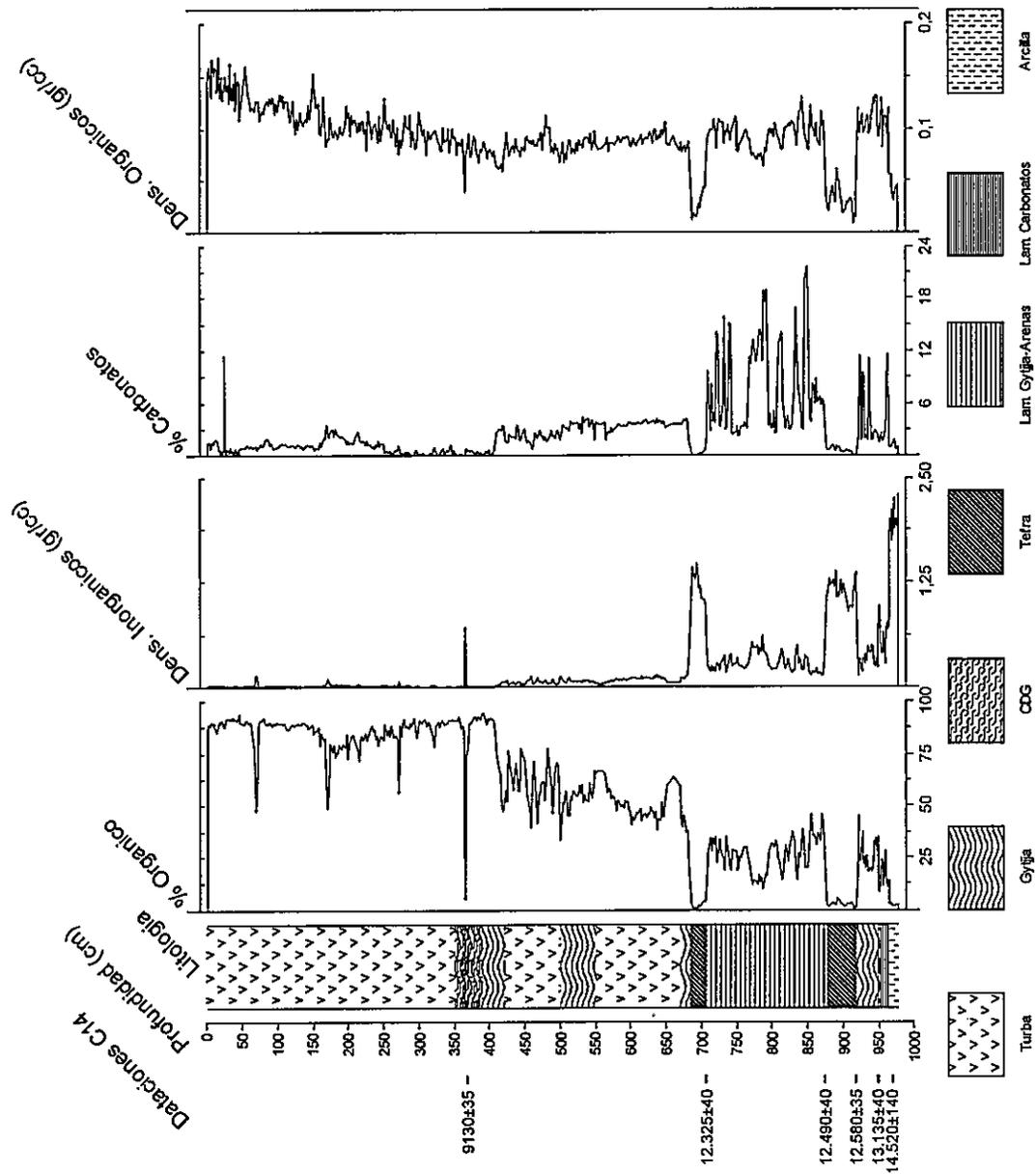


Figura ii: Columna estratigráfica y resultados de PPI de la estratigrafía maestra de Sitio Benítez. Se muestran las dataciones radiocarbónicas y la escala de profundidades en el eje y (cm respecto a la superficie del pantano). Las líneas punteadas representan los límites de cada segmento extraídos representados a la derecha por los códigos.

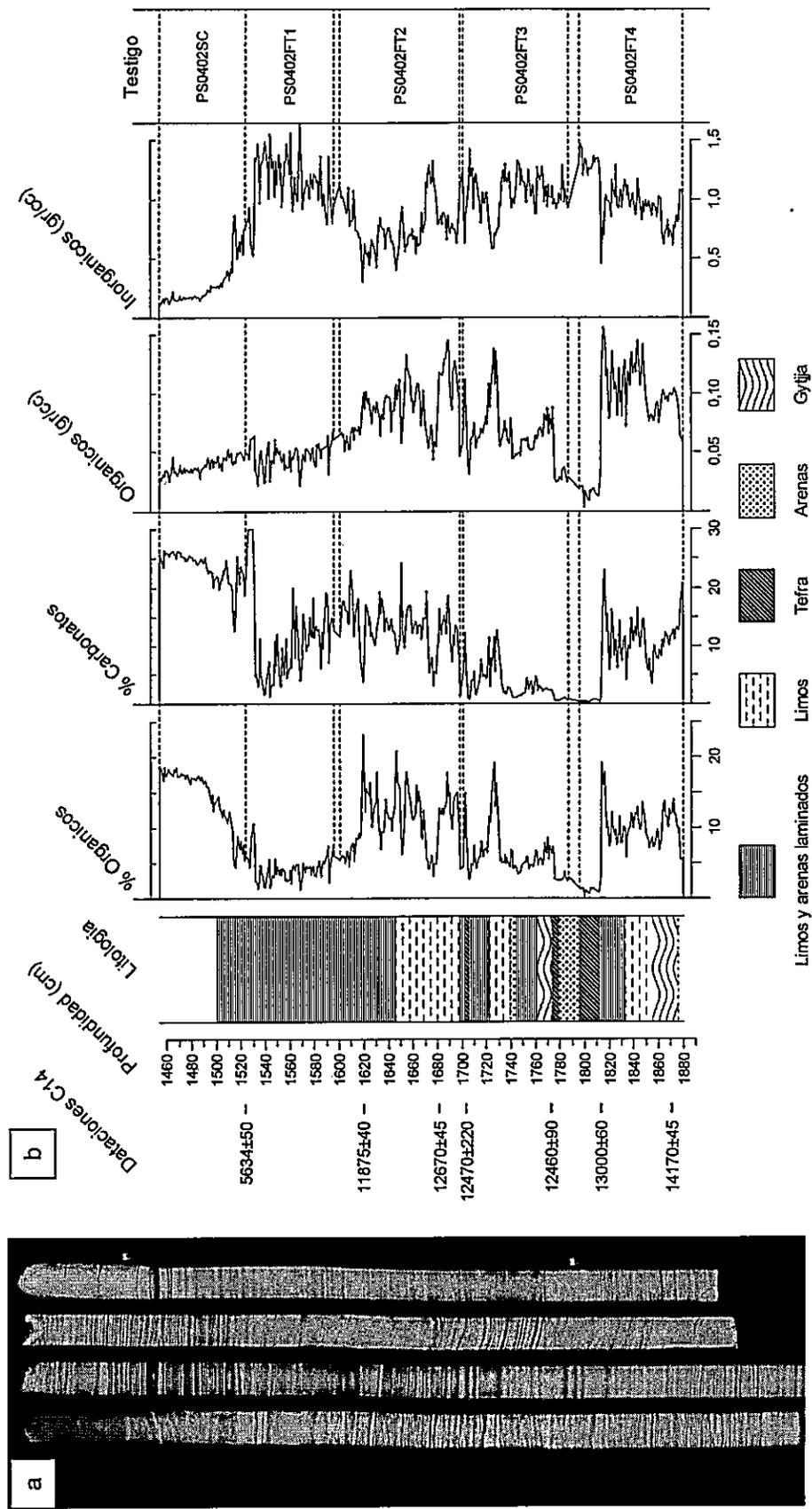


Figura iii: a). Mosaico de imágenes digitales de las radiografías tomadas al testigo PS0402F del Sitio Lago Dorotea. Cada segmento corresponde a ~1 m de sedimento, extraídos en forma continua. La base de cada segmento se continúa con el tope del siguiente, de modo que la base del testigo del extremo derecho de la imagen, corresponden a los sedimentos más antiguos y el tope del testigo del extremo izquierdo, los sedimentos más jóvenes. b) Columna estratigráfica y resultados de PPI de la estratigrafía maestra de Sitio Lago Dorotea. Se muestran las dataciones radiocarbónicas y la escala de profundidades en el eje y (cm respecto a la superficie del pantano). Las líneas punteadas representan los límites de cada segmento extraídos representados a la derecha por los códigos.

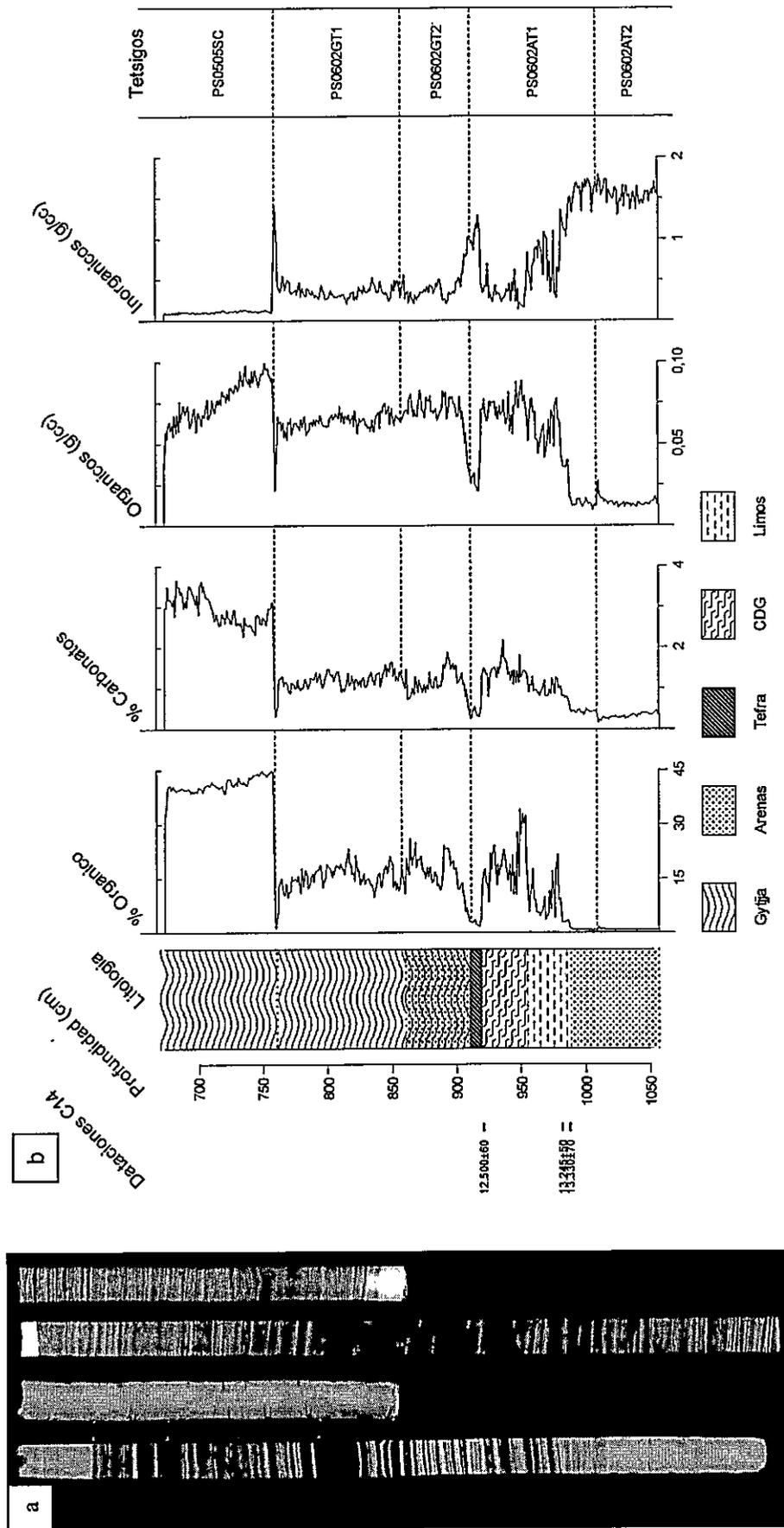


Figura iv: a). Mosaico de imágenes digitales de las radiografías tomadas a los testigos PS0602A (dos primeros segmentos) y PS0601G (dos últimos segmentos) del Sitio Arauco. El segmento más largo corresponde a ~1 m de sedimento. La base de cada segmento se continúa con el tope del siguiente, de modo que la base del testigo del extremo derecho de la imagen, corresponden a los sedimentos más antiguos y el tope del testigo del extremo izquierdo, los sedimentos más jóvenes. b) Columna estratigráfica y resultados de PPI de la estratigrafía maestra de Sitio Arauco. Se muestran las dataciones radiocarbónicas y la escala de profundidades en el eje y (cm) respecto a la superficie del pantano). Las líneas punteadas representan los límites de cada segmento extraídos representados a la derecha por los códigos.

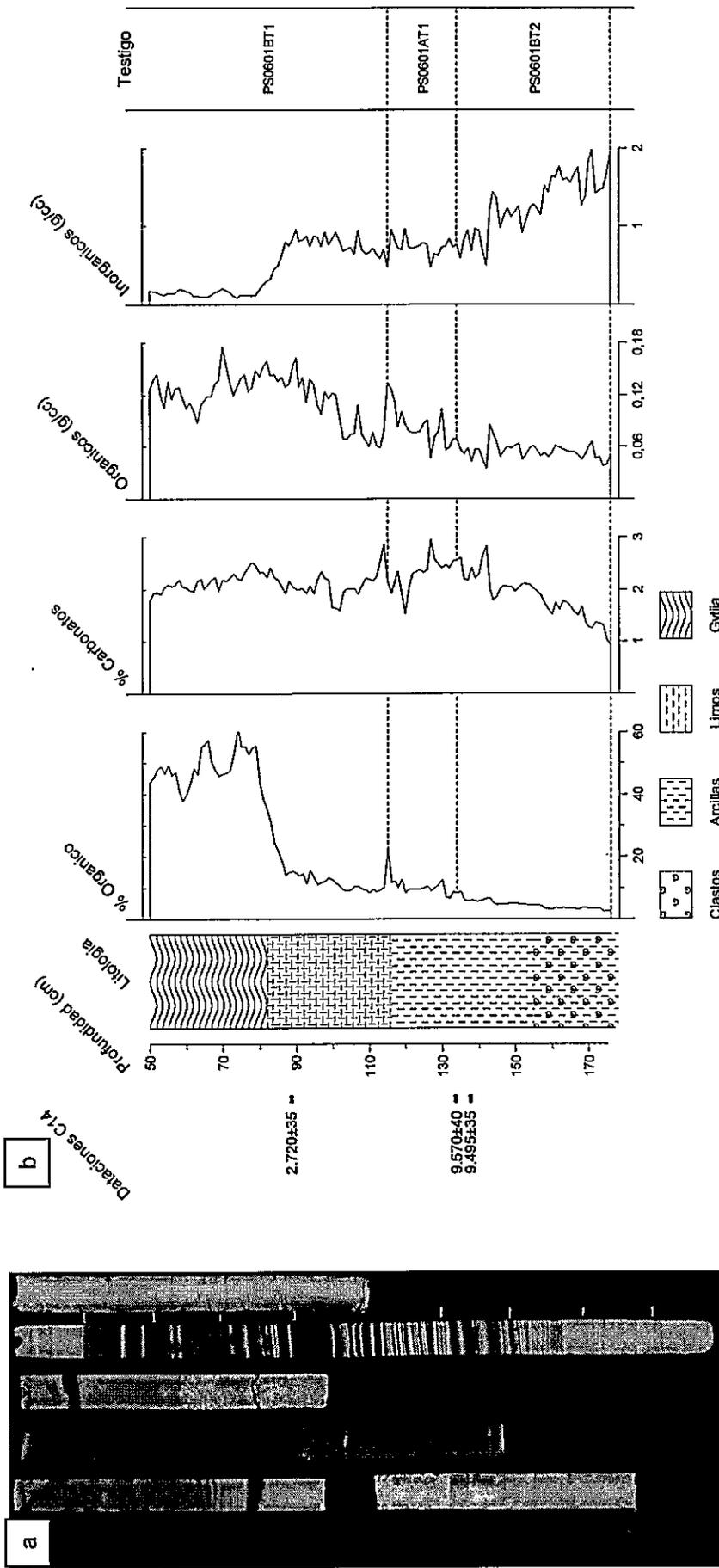


Figura 7: a). Mosaico de imágenes digitales de las radiografías tomadas a los testigos PS0601A (tres primeros segmentos) y PS0601B (tres últimos segmentos) del Sitio Laurita. El segmento más largo corresponde a ~1 m de sedimento. La base de cada segmento se continúa con el tope del siguiente, de modo que la base del testigo del extremo derecho de la imagen, corresponden a los sedimentos más antiguos y el tope del testigo del extremo izquierdo, los sedimentos más jóvenes. b) Columna estratigráfica y resultados de PPI de la estratigrafía maestra de Sitio Laurita. Se muestran las dataciones radiocarbónicas y la escala de profundidades en el eje y (cm respecto a la superficie del pantano). Las líneas punteadas representan los límites de cada segmento extraídos representados a la derecha por los códigos.

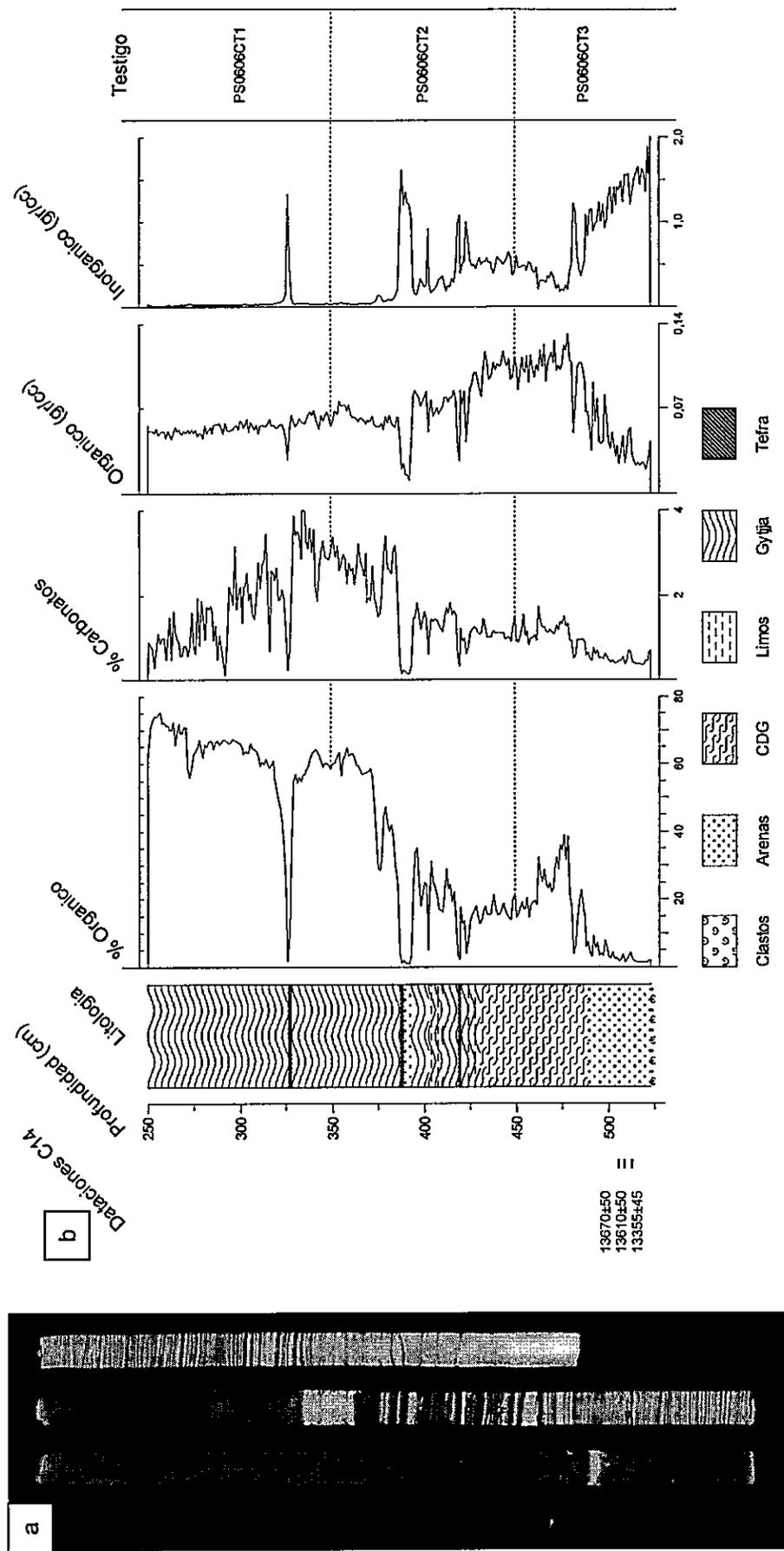


Figura vi: a). Mosaico de imágenes digitales de las radiografías tomadas al testigo PS0606C del Sitio Pintito. Cada segmento corresponde a ~1 m de sedimento, extraídos en forma continua. La base de cada segmento se continúa con el tope del siguiente, de modo que la base del testigo del extremo derecho de la imagen, corresponden a los sedimentos más antiguos y el tope del testigo del extremo izquierdo, los sedimentos más jóvenes. b) Columna estratigráfica y resultados de PPI de la estratigrafía maestra de Sitio Pintito. Se muestran las dataciones radiocarbónicas y la escala de profundidades en el eje y (cm respecto a la superficie del pantano). Las líneas punteadas representan los límites de cada segmento extraídos representados a la derecha por los códigos.

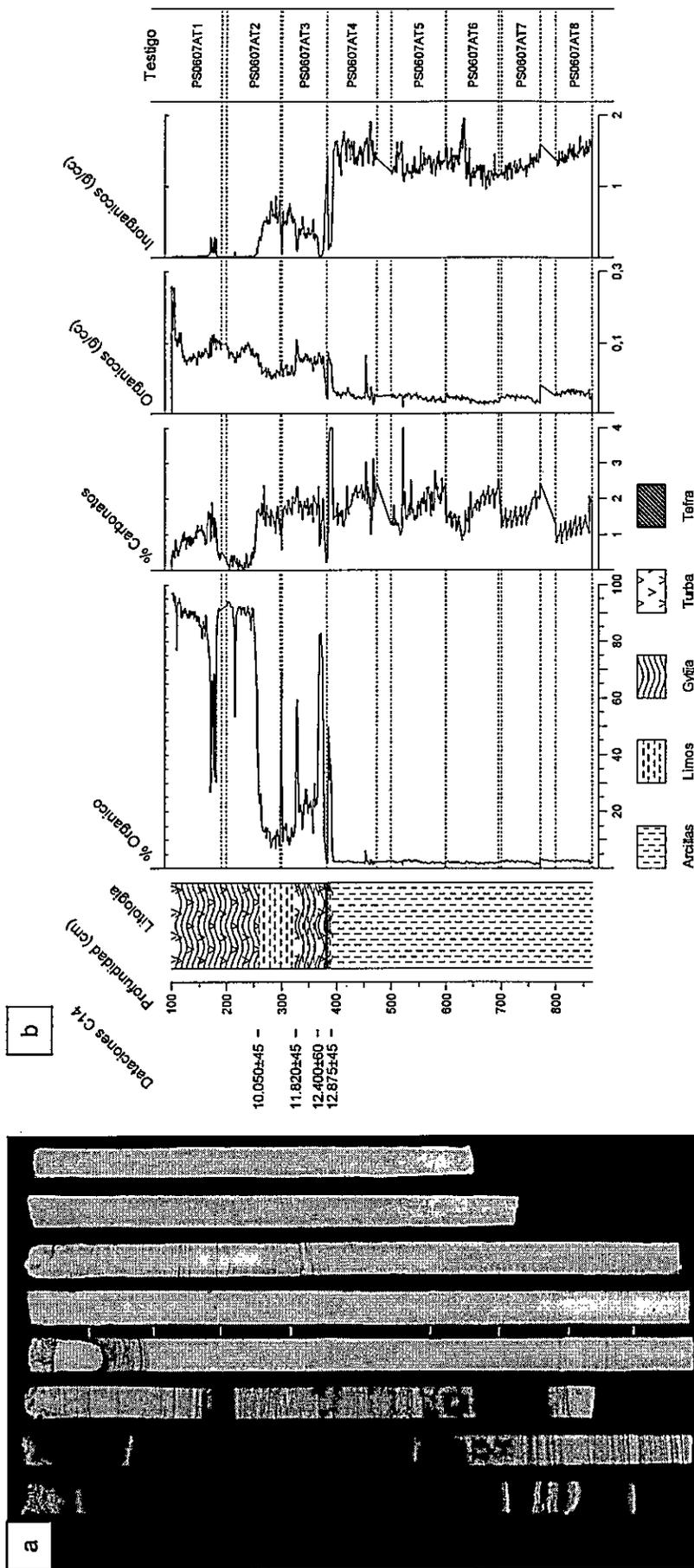


Figura vii: a). Mosaico de imágenes digitales de las radiografías tomadas al testigo PS0607A del Sitio Dumestre. Cada segmento corresponde a ~1 m de sedimento, extraídos en forma continua. La base de cada segmento se continúa con el tope del siguiente, de modo que la base del testigo del extremo derecho de la imagen, corresponden a los sedimentos más antiguos y el tope del testigo del extremo izquierdo, los sedimentos más jóvenes. b) Columna estratigráfica y resultados de PPI de la estratigrafía maestra de Sitio Dumestre. Se muestran las dataciones radiocarbónicas y la escala de profundidades en el eje y (cm respecto a la superficie del pantano). Las líneas punteadas representan los límites de cada segmento extraídos representados a la derecha por los códigos.

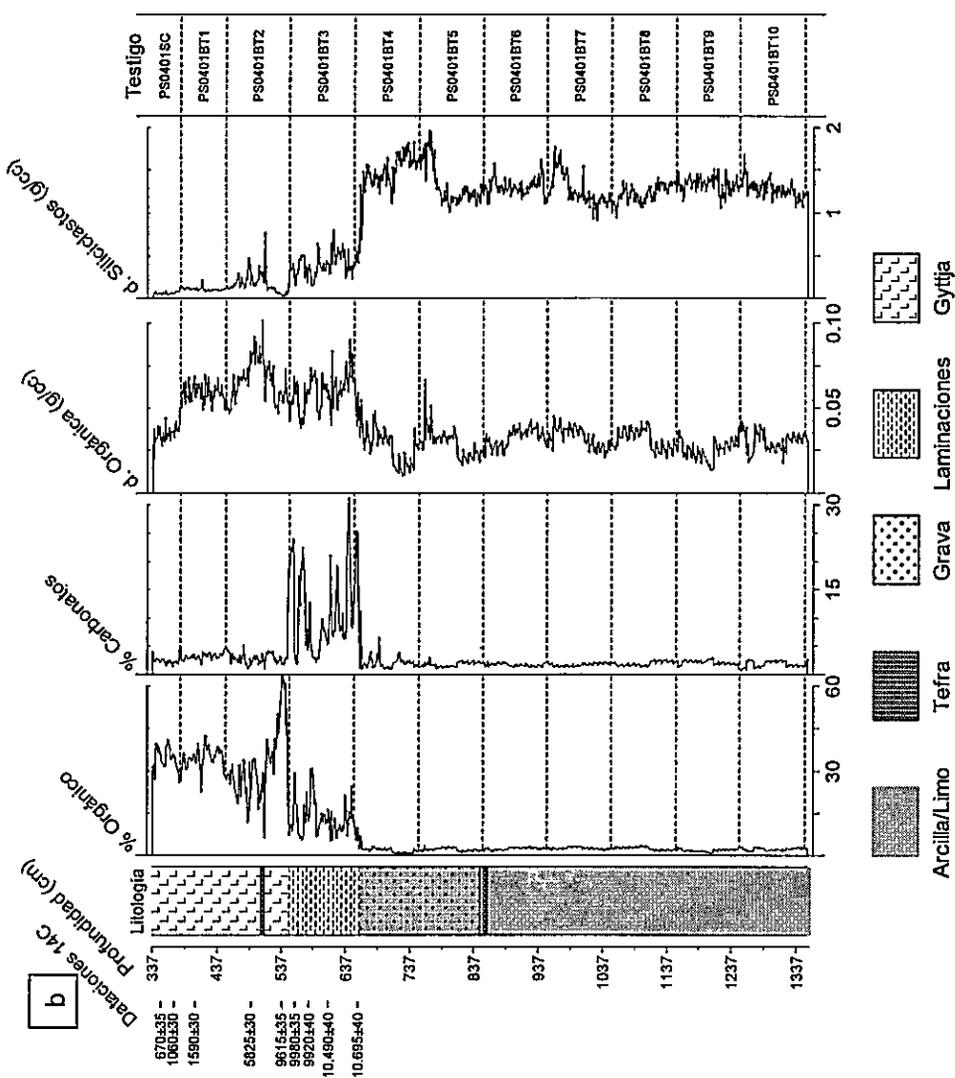
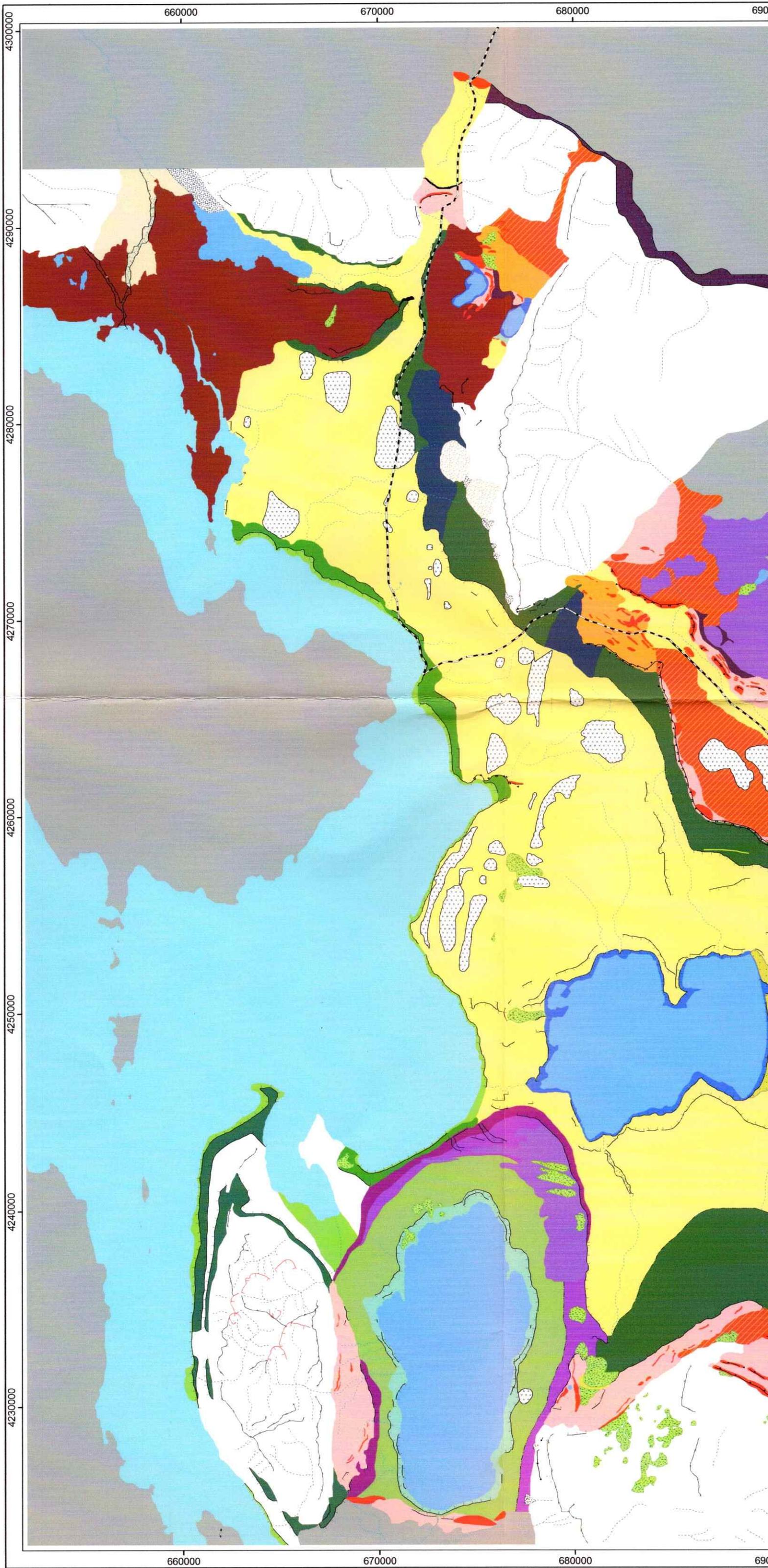


Figura viii: Cárdenas (2006). a). Mosaico de imágenes digitales de las radiografías tomadas al testigo PS0401A del Sitio Eberhard. Cada segmento corresponde a ~1 m de sedimento, extraídos en forma continua. La base de cada segmento se continúa con el tope del siguiente, de modo que la base del testigo del extremo izquierdo de la imagen, corresponden a los sedimentos más antiguos y el tope del testigo del extremo izquierdo, los sedimentos más jóvenes. b) Columna estratigráfica y resultados de PPI de la estratigrafía maestra de Sitio Eberhard. Se muestran las dataciones radiocarbónicas y la escala de profundidades en el eje y (cm respecto a la superficie del pantano). Las líneas punteadas representan los límites de cada segmento extraídos representados a la derecha por los códigos.

LÁMINA 1: MAPA GEOMORFOLÓGICO GLACIAL DE ÚLTIMA ESPERANZA (51°S)



- 52°25')

700000

710000

720000

4300000

4290000

4280000

4270000

4260000

4250000

4240000

4230000

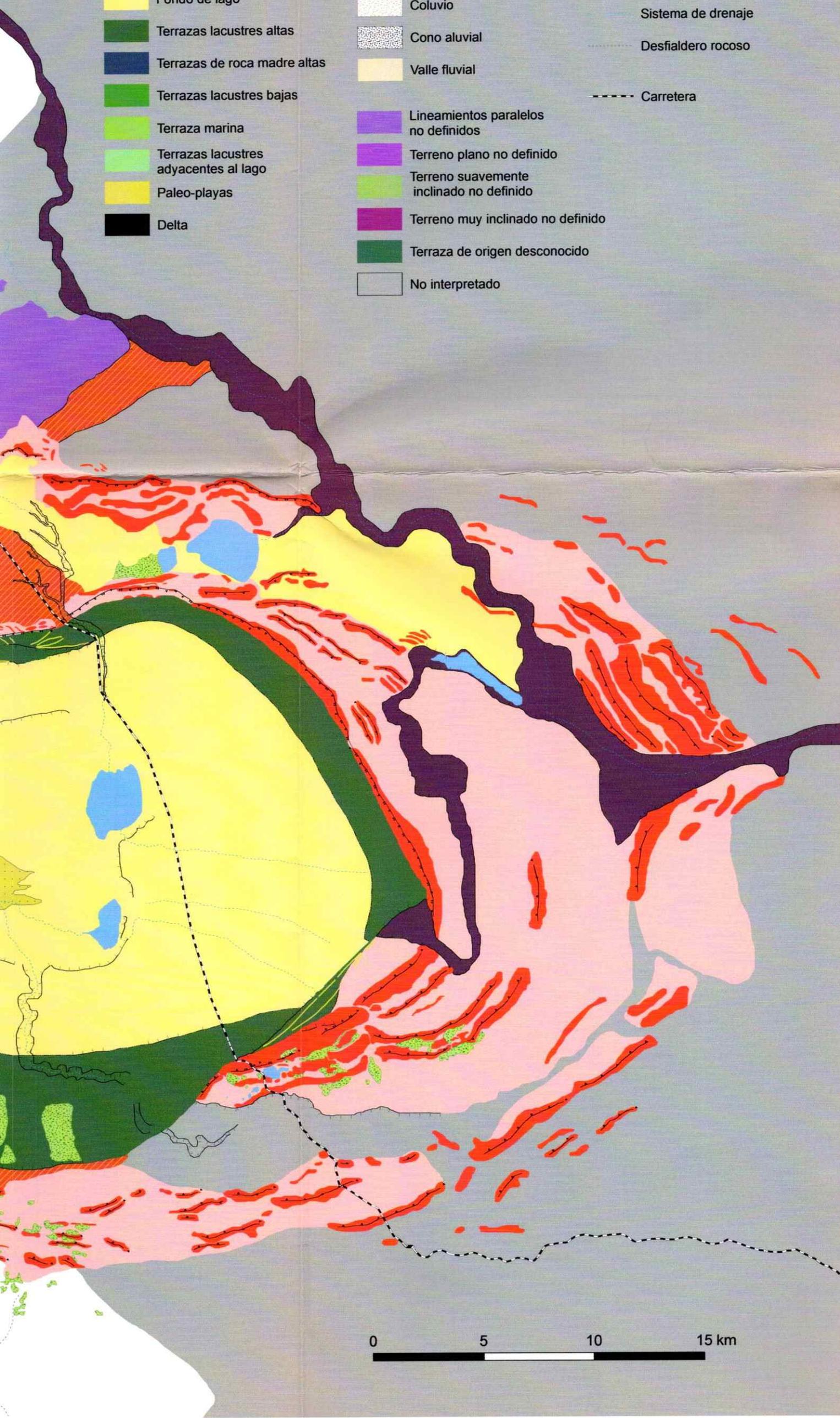
- Cresta morrénica
- Topografía morrénica
- Topografía hummocky
- Rocas aborregadas
- Planicie proglacial de lavado
- Canal de aguas de deshielo

- Fondo de lago
- Terrazas lacustres altas
- Terrazas de roca madre altas
- Terrazas lacustres bajas
- Terraza marina
- Terrazas lacustres adyacentes al lago
- Paleo-playas
- Delta

- Mar
- Lago
- Planos de inundación
- Pantano
- Dunas
- Macizos rocosos
- Promontorios y afloramientos rocosos
- Coluvio
- Cono aluvial
- Valle fluvial

- Lineamientos paralelos no definidos
- Terreno plano no definido
- Terreno suavemente inclinado no definido
- Terreno muy inclinado no definido
- Terraza de origen desconocido
- No interpretado

- Pendiente de contacto de hielo
- Pendiente de contacto de hielo modificada
- Circo glaciar
- Trimline
- Escarpe
- Quiebre de pendiente suave
- Arista rocosa
- Sistema de drenaje
- Desfialdero rocoso
- Carretera



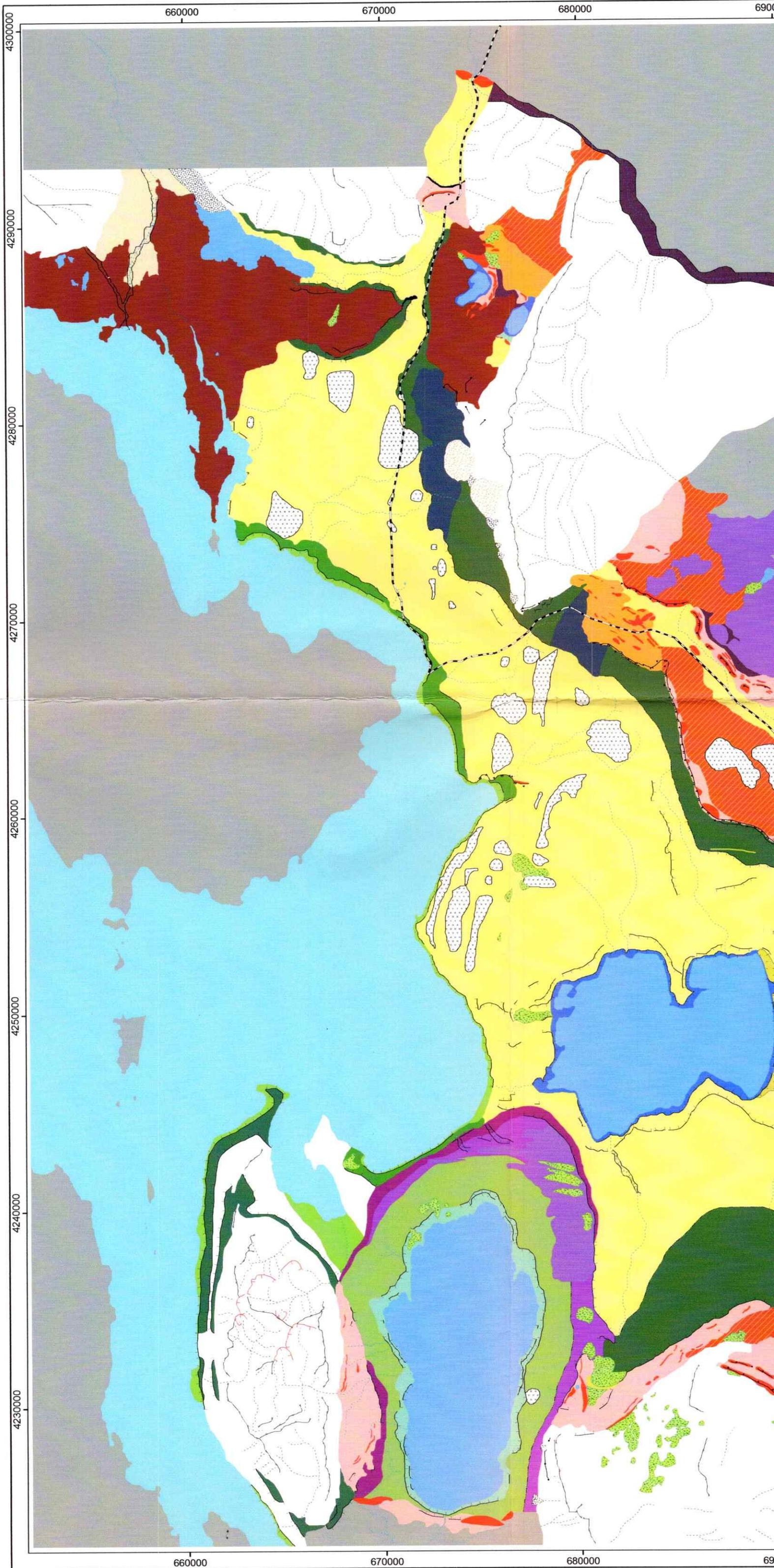
0 5 10 15 km

700000

710000

720000

LÁMINA 1: MAPA GEOMORFOLÓGICO GLACIAL DE ÚLTIMA ESPERANZA (51°2



- 52°25')

700000

710000

720000

4300000

- Cresta morrénica
- Topografía morrénica
- Topografía hummocky
- Rocas aborregadas
- Planicie proglacial de lavado
- Canal de aguas de deshielo

- Fondo de lago
- Terrazas lacustres altas
- Terrazas de roca madre altas
- Terrazas lacustres bajas
- Terraza marina
- Terrazas lacustres adyacentes al lago
- Paleo-playas
- Delta

- Mar
- Lago
- Planos de inundación
- Pantano
- Dunas
- Macizos rocosos
- Promontorios y afloramientos rocosos
- Coluvio
- Cono aluvial
- Valle fluvial

- Lineamientos paralelos no definidos
- Terreno plano no definido
- Terreno suavemente inclinado no definido
- Terreno muy inclinado no definido
- Terraza de origen desconocido
- No interpretado

- Pendiente de contacto de hielo
- Pendiente de contacto de hielo modificada
- Circo glacial
- Trimline
- Escarpe
- Quiebre de pendiente suave
- Arista rocosa
- Sistema de drenaje
- Desfiladero rocoso
- Carretera

4290000

4280000

4270000

4260000

4250000

4240000

4230000

0 5 10 15 km

700000

710000

720000