



UNIVERSIDAD DE CHILE
FACULTAD DE CIENCIAS FÍSICAS Y MATEMÁTICAS
DEPARTAMENTO DE GEOLOGÍA

**RECONSTRUCCIÓN DE LA SEÑAL CLIMÁTICA REGISTRADA EN
SEDIMENTOS LACUSTRES Y DE FIORDO EN PATAGONIA SUR (~51°S)
DURANTE LOS ÚLTIMOS 2000 AÑOS**

TESIS PARA OPTAR AL GRADO DE MAGÍSTER EN CIENCIAS MENCIÓN
GEOLOGÍA

MEMORIA PARA OPTAR AL TÍTULO DE GEÓLOGA

VALERIA CONSTANZA PINCHEIRA RISSO

PROFESORA GUÍA

VALENTINA FLORES AQUEVEQUE

PROFESORA CO-GUÍA

TANIA VILLASEÑOR JORQUERA

MIEMBROS DE LA COMISIÓN

GABRIEL EASTON VARGAS

PATRICIO MORENO MONCADA

Este trabajo ha sido financiado por el proyecto Fondecyt Regular N°1191942 y ANID-Subdirección de Capital Humano/Magíster Nacional/2020 - 22201217

SANTIAGO DE CHILE

2022

RESUMEN

Tesis para optar al grado de Magíster en Ciencias, mención Geología

Memoria para optar al título de Geóloga

Por: Valeria Constanza Pincheira Risso

Fecha: 2022

Profesora guía: Valentina Flores Aqueveque

RECONSTRUCCIÓN DE LA SEÑAL CLIMÁTICA REGISTRADA EN SEDIMENTOS LACUSTRES Y DE FIORDO EN PATAGONIA SUR (~51°S) DURANTE LOS ÚLTIMOS 2000 AÑOS

El cinturón de vientos del oeste del hemisferio sur tiene un rol fundamental en el intercambio de CO₂ océano y atmósfera. Variaciones en su posición y/o intensidad genera cambios en la precipitación y temperatura, lo que afecta a la vegetación, incendios y extensión de glaciares. Se extienden entre los 30-60°S y se estima su núcleo de mayor intensidad de a los ~51°S.

El presente estudio busca reconstruir la señal de precipitación e intensidad de vientos para dos registros sedimentarios localizados a una latitud similar y así aportar al entendimiento de los *westerlies* en el Holoceno tardío. Para esto, se realizaron tomografías computarizadas de rayos X, pérdida por ignición, dataciones de plomo-210 y radiocarbono, granulometría láser, fluorescencia de rayos X y análisis de proveniencia con isótopos de Sr-Nd.

En el primer registro, del Fiordo Amalia, no es factible reconstruir la precipitación debido a que la señal observada evidencia procesos glaciares. No obstante, se interpretan sus condiciones deposicionales relacionadas a un frente glaciar posiblemente estable, por al menos ~600 años, interpretando procesos de energía decreciente hacia el techo. Se encuentra una proveniencia del Batolito Patagónico Sur y de ceniza, pero no se puede relacionar a fenómenos climáticos por el desconocimiento que aún existe respecto al control glaciar.

Por otra parte, para el registro lacustre, los resultados isotópicos indican una fuente distal de sedimentos transportados eólicamente, desde el oeste, hacia el Lago Dorotea de cuenca cerrada, descartando otro tipo de fuentes adyacentes. El registro muestra variaciones cíclicas en el tamaño de grano, por lo que se ocupa D90 como *proxy* directo de intensidad de viento dado que es el parámetro granulométrico que mejor refleja las diferencias en el tamaño de grano y, por tanto, la capacidad del viento para transportar partículas más gruesas o finas. El modelo cronológico permitió la reconstrucción temporal de intensidad de viento de acuerdo al parámetro D90. Los resultados indican una variabilidad interdecadal-centenaria de los *westerlies* para periodos de intensificación/debilitamiento durante los últimos ~2000 años.

Este estudio valida el tamaño de grano como *proxy* directo de intensidad de viento y contribuye a entender el comportamiento de los vientos en Patagonia sur. Se propone mejorar la cantidad y calidad de registros y resolver las diferencias a ambos lados de los Andes.

A mi mamá y a mi papá

AGRADECIMIENTOS

Me gustaría partir agradeciendo a mi comisión, comenzando con mi profe guía, Valentina, por toda la disposición que ha tenido desde que me introdujo a esta investigación, incluyendo muchas reuniones y momentos de discusión. En segundo lugar, a Tania, por sus extensas, pero geniales correcciones y siempre responder a mis dudas rápidamente. Por último, a Patricio, por facilitarme un testigo, prestarme datos, permitirme usar el laboratorio y darme el tiempo de discutir conmigo. Por otro lado, agradecimientos al proyecto CIMAR 23 "Geoformas Submarinas y procesos sedimentarios en los ambientes glaciomarineros de fiordos en la región de los Campos de Hielo Sur" (C23 F17-07, IP: C. Rodrigo). También quiero agradecer a Zaida, por ayudarme con todo el trabajo de laboratorio aún de manera remota y por las risas cuando trabajamos juntas.

Agradecer a mis amigas de la vida: Chio, Moni y Belencha, por todas las aventuras y emociones vividas juntas; y a la Xime, por siempre estar ahí de alguna forma u otra. Al Simón y al Víctor, por ser mis amiguitos del colegio, aunque sean colegios distintos. También, gracias a todxs lxs profes que he tenido que han hecho la diferencia.

Por otro lado, debo decir que estoy agradecida de mi vida universitaria, la cuál sólo pudo ser una etapa muy linda por todas las amistades que desarrollé en el tiempo. Estos son, mis amigxs de plan común, lxs oliwi: Magda, Caro, Domi, Mari, Naty y Carlitos, gracias por ser mis primeros amigxs y todos esos almuerzos y momentos; también, al Postre y al Maxi, por ser demasiado buenos amigos desde carretes hasta temas sentimentales; al Benjita, por todo el cariño y risas; y a las Ebria Girls, en particular a la Barbi, Caro y Paula por ser tan bacanas.

En el segundo capítulo de mi vida universitaria, llegue a Geología y con ello a un ambiente de gente demasiado hermosa que conforman una especie de geocomunidad. Aquí, las personitas más importantes son la Caro, por ser la mejor amiga y mejor roomie que podría tener y la Pili, por ser de mis personas favoritas y roomie por un tiempito. Luego, mencionar al Mojón, al Dieguito, al Tomito y al Alexis como mis amiguitos queridos y muy importantes para mí. También voy a colgarme de esta sección para agradecer a mis amiguitos que llegaron después, el Tomi y el Carpa, que me enseñaron a disfrutar tocar música de nuevo.

Dentro de la geogente hay demasiadas personas que me marcaron de alguna forma u otra y aquí mencionaré sólo a algunas: Nicolito, George, Beiss, Choro, Gaby, Joti, Simio, Kim, Negro, Frijolito, etc, etc. También, muchas gracias a la gente de la salita de postgrado, por generar un ambiente tan grato tanto de trabajo como de tiempo libre. Aquí destaco también a la Javi, por ser una persona muy linda. Aprovecho de agradecer a Osvaldo, pues trabajando con él, además de pasarla bien, he aprendido un montón.

De manera específica, quiero agradecerle al Dimi, mi compañerito y personita especial, por aparecer en mi vida en el momento preciso, apañarme en todo, impulsarme a terminar este capítulo y por quererme de una forma tan pura y genuina.

Finalmente, agradecer a mi Mami y a mi Pepo por toda su crianza, atenciones, ayuda general, ayuda geológica, consejos, conversaciones, aperturas de mente, viajes, comidas ricas, música y, principalmente, por todo su amor. Citándolos: “confía en la vida y no en el sistema”.

TABLA DE CONTENIDO

CAPÍTULO 1	1
INTRODUCCIÓN	1
1.1 UBICACIÓN	5
1.2 OBJETIVOS	7
1.2.1 Objetivo general	7
1.2.2 Objetivos específicos	7
1.3 HIPÓTESIS	8
CAPÍTULO 2	9
MARCO DE ANTECEDENTES	9
2.1 GEOLOGÍA REGIONAL	9
2.1.1 Geología	9
2.1.2 Geoquímica del Batolito Patagónico Sur	12
2.2 GEOMORFOLOGÍA	15
2.2.1 Dominios morfoestructurales	15
2.2.2 Glaciaciones y Hielos Patagónicos	17
2.2.3 Geomorfología Patagonia occidental	20
2.2.4 Geomorfología Patagonia oriental	23
2.3 CLIMATOLOGÍA Y PALEOCLIMA DE PATAGONIA	23
2.3.1 Climatología actual	23
2.3.2 Reconstrucciones paleoclimáticas	28
CAPÍTULO 3	38
MARCO TEÓRICO Y METODOLOGÍA	38
3.1 MARCO TEÓRICO	38
3.1.1 Tomografía computarizada de rayos X	38
3.1.2 Susceptibilidad magnética	40
3.1.3 Dataciones	40
3.1.4 Pretratamiento de sedimentos	42
3.1.5 Granulometría láser	42
3.1.6 Fluorescencia rayos X	43
3.1.7 Isotopía Sr y Nd	44

3.1.8 Pérdida por ignición	45
3.1.9 Procesos de sedimentación	45
3.2 METODOLOGÍA	59
3.2.1 Extracción de testigos	59
3.2.2 Tomografía computarizada de rayos X	60
3.2.3 Descripción y muestreo	61
3.2.4 Medición susceptibilidad magnética	62
3.2.5 Dataciones	64
3.2.6 Análisis de laboratorio	64
CAPÍTULO 4	67
BREVE REVISIÓN VIENTOS DEL OESTE EN EL HOLOCENO	67
CAPÍTULO 5	74
RESULTADOS	74
5.1 TESTIGO DE SEDIMENTO DE FIORDO [C23PL-75_G]	74
5.1.1 Descripción estratigráfica del testigo de sedimento	74
5.1.2 Estructuras sedimentarias con tomografías computarizadas	76
5.1.3 Edades radiocarbono	81
5.1.4 Edades plomo-210	82
5.1.5 Granulometría	84
5.1.6 Susceptibilidad magnética	91
5.1.7 Unidades sedimentarias	92
5.1.8 Batimetría Fiordo Amalia	95
5.1.9 Geoquímica	98
5.1.10 Proveniencia	103
5.2 TESTIGO DE SEDIMENTO DE LAGO [PS0402SC3]	109
5.2.1 Edades radiocarbono	109
5.2.2 Granulometría	112
5.2.3 Contenido orgánico	117
5.2.4 Geoquímica	117
5.2.5 Proveniencia	123
CAPÍTULO 6	128
DISCUSIONES	128
6.1 TESTIGO DE SEDIMENTO DE FIORDO [C23PL-75_G]	128

6.1.1 Edades y tasas de sedimentación.....	128
6.1.2 Procesos deposicionales en Fiordo Amalia.....	133
6.1.3 Geoquímica y proveniencia.....	140
6.1.4 Aporte climático en retroceso glaciar Amalia.....	145
6.1 TESTIGO DE SEDIMENTO DE LACUSTRE [PS0402SC3].....	146
6.2.1 Fuente de aporte y transporte eólico.....	146
6.2.2 Granulometría, edades y tasas de sedimentación.....	155
6.2.3 Geoquímica.....	159
6.2.4 Factores de control en Lago Dorotea.....	164
6.2.5 Reconstrucción de intensidad de viento.....	167
6.2.6 Comparación con reconstrucciones previas.....	172
CAPÍTULO 7	181
CONCLUSIONES.....	181
BIBLIOGRAFÍA.....	183
ANEXOS.....	200

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 3.1. Especificaciones del equipo y opciones utilizadas. Extraído de Montiel-Luzzi (2020).....	63
Tabla 4.1. Resumen de generalidades de estudios de reconstrucción de vientos del oeste para el Holoceno ordenados de norte a sur. TPN: Parque Torres del Paine.....	70
Tabla 4.2. Comportamiento de los <i>westerlies</i> para el Holoceno según estudios ordenados de norte a sur. MWP (Medieval Warm Period y LIA (Little Ice Age).....	72
Tabla 5.1. Edades de Pb-210 para la parte más superficial del testigo C23PL-75_G y tasa de sedimentación para cada periodo.....	82
Tabla 5.2. Características geoquímicas de las tres secciones principales separadas analizando el comportamiento del Si, Al y K.....	100
Tabla 5.3. Resultados de isótopos Sr y Nd para el testigo C23PL-75_G. ϵ_{Nd} se calculó utilizando $(^{143}Nd/^{144}Nd)_{CHUR} = 0.5123638$ (Jacobsen y Wasserburg, 1980).	103
Tabla 5.4. Tasas de sedimentación de corto plazo para cada periodo y de largo plazo (en naranja).....	111
Tabla 5.5. Tabla comparativa de granulometría, selección, asimetría y curtosis.....	116
Tabla 5.6. Características geoquímicas de las tres secciones principales.....	120
Tabla 5.7. Resultados de isótopos Sr y Nd para el testigo PS0402SC3. ϵ_{Nd} se calculó utilizando $(^{143}Nd/^{144}Nd)_{CHUR} = 0.5123638$ (Jacobsen y Wasserburg, 1980).	123
Tabla 6.1. Resumen de interpretación de procesos deposicionales Fiordo Amalia.....	138
Tabla 6.2. Proveniencia de formaciones sedimentarias marinas Cretácicas a partir de datos de circones detríticos, petrografía y tierras raras principalmente (Romans et al., 2010).	148
Tabla 6.3. Interpretación de tasas de sedimentación con respecto a la granulometría testigo PS0402SC3.	157
Tabla 6.4. Resumen del comportamiento de los vientos del oeste para los últimos 2000 años según el registro PS0402SC3, Lago Dorotea.....	169

ÍNDICE DE ILUSTRACIONES

Figura 1.1. Distribución de componentes climáticos incluyendo los vientos del oeste, el anticiclón del Pacífico, la zona de convergencia intertropical, el monzón de verano y el anticiclón del Atlántico. Extraído de Colwyn et al. (2019).	1
Figura 1.2. Ubicación de la zona de estudio y los testigos a estudiar (C23PL-75_G y PS0402SC3).	5
Figura 1.3. Ubicación del testigo C23PL-75_G en Fiordo Amalia.	6
Figura 1.4. Ubicación de testigo PS0402SC3 en Lago Dorotea, cuenca pequeña.	7
Figura 2.1. Localización del Batolito Patagónico Sur, los complejos metamórficos del Paleozoico tardío a Mesozoico temprano, el complejo ofiolítico Mesozoico que formó la cuenca de Rocas Verdes, incluyendo el complejo Sarmiento y la Formación Tobífera volcánica silícica. En rojo se marca la zona de estudio. Modificado de Hervé et al. (2007). ...	9
Figura 2.2. Mapa geológico de la zona de estudio basado en el mapa geológico de Chile 1:1.000.000 (SERNAGEOMIN, 2002). Contiene la ubicación de los testigos de la investigación, así como la ubicación de los complejos metamórficos de la zona y la Ofiolita Sarmiento.	10
Figura 2.3. Formaciones al este de Campos de Hielo Sur. En naranja se muestra la ubicación del testigo lacustre PS0402SC3 en estudio. Modificado de Romans et al. (2011).	12
Figura 2.4. Izq: comparación de $\epsilon\text{Nd}t$ vs $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})t$ del SPB y el NPB (Pankhurst et al., 1999). Se observan tendencias similares, excepto por los valores del Cretácico 1 del SPB que no tienen equivalentes en el NPB. Der: $\epsilon\text{Nd}t$ vs edad del SPB y NPB (Pankhurst et al., 1999). Se observan tendencias similares. Las diferencias son mayores en las rocas Cenozoicas. Extraído de Hervé et al. (2007).	13
Figura 2.5. Composición isotópica de sedimentos recientes de la Patagonia: capa superficial de suelo (TS), sedimento eólico (ED) y carga de río (BD). Las áreas sombreadas representan la composición isotópica de las rocas patagónicas más representativas. Datos extraídos de: GEOROC database, Hawkesworth et al., 1979; Kay et al., 1993; Gorrington y Kay, 2001; Gorrington et al., 2003; D’Orazio et al., 2003; Parada et al., 2001; Riley et al., 2001). Extraído de Gaiero et al. (2007).	14
Figura 2.6. Modelo de elevación digital del cono sur de Sudamérica. AF: Andean Foreland; LOFZ: Liquiñe-Ofqui Fault Zona; MFZ: Magallanes Fault Zone; NIF: Northern Icefield; NPM: North-Patagonia Massif; PA: Patagonian Archipelago; PC: Patagonian Cordillera; SIF: Southern Icefield; SPM: South-Patagonia Massif. En azul y naranja se muestra la ubicación de los testigos en estudio. Modificado de Charrier et al. (2007).	16
Figura 2.7. Delimitación del Glaciar Amalia. Obtenido de Ministerio de Obras Públicas, Dirección General de Aguas.	19
Figura 2.8. Mapa indicando las orientaciones de los fiordos principales y nombres geográficos relevantes.	20
Figura 2.9. Modelo de elevación digital mostrando lineamientos estructurales en blanco, fallas de rumbo en amarillo y el frente de falla inversa del basamento en negro. Extraído de Glasser y Ghiglione (2009).	21

Figura 2.10. Geomorfología de la zona de estudio alrededor del testigo C23PL-75_G. Se trazó el curso del Río Encuentro para mayor claridad. Se marca en un cuadrado verde la morfología de cuña.	22
Figura 2.11. Mapa de elementos geomorfológicos al noroeste del testigo en estudio (estrella naranja). Modificado de García et al. (2014).	23
Figura 2.12. Modelo PRECIS-DGF para el periodo 1978 - 2001 más observaciones de estaciones (círculos). Línea segmentada indica la división de los Andes. (a) Precipitación anual promedio en escala logarítmica. (b) Precipitaciones promedio de verano austral menos invierno. (c) Promedio anual de temperatura superficial del aire. (d) Promedio de temperatura superficial del aire de verano austral menos invierno. En el recuadro rojo se muestra la zona de estudio. Modificado de Garreaud et al. (2013).	24
Figura 2.13. Transecta a través de los Andes a los 52°S con datos anuales de precipitación, evaporación y velocidades de viento, más una correlación entre velocidades de viento y precipitación (extraído de Kilian y Lamy, 2012 con datos compilados de Schneider et al., 2003; Aravena y Luckman, 2009 y Garreaud et al., 2013).	25
Figura 2.14. Modo Anular Austral (SAM) en sus distintas fases y estacionalidad para Australia (hemisferio sur) (Bureau of Meteorology, Australian Government, 2019).	27
Figura 2.15. Figura esquemática mostrando la primera visión del comportamiento de los <i>westerlies</i> . A la izquierda: condiciones cálidas evidenciadas por un SWWB contraído y un máximo de intensidad de viento en el núcleo. A la derecha: condiciones frías evidenciadas por una expansión latitudinal hacia el norte del SWWB que provee de lluvia a la zona central y un núcleo menos intenso. Los límites de extensión de los <i>westerlies</i> son aproximados.	29
Figura 2.16. Figura esquemática mostrando la segunda visión respecto al comportamiento de los <i>westerlies</i> que consiste en cambios persistentes de la posición del SWWB. A la izquierda: migración hacia el sur del SWWB que, además, representa las condiciones actuales. A la derecha: migración hacia el norte del SWWB. Los límites de los <i>westerlies</i> son aproximados.	30
Figura 3.1. Gráfico de dispersión ilustrando la relación entre el número CT y la densidad de diferentes estudios. Extraído de Tanaka et al. (2011).	39
Figura 3.2. Diagrama esquemático de los componentes principales en un espectrómetro de fluorescencia de rayos X. Extraído de Douglas (1994).	43
Figura 3.3. Fuentes de sedimento y distribución de procesos dentro de un fiordo influenciado por glaciares. Extraído de Bennett y Glasser (2009).	47
Figura 3.4. Arquitectura hipotética de facies asociadas con el avance y retroceso de un glaciar en un fiordo. Extraído de Bennett y Glasser (2009).	50
Figura 3.5. Modelo de formas de relieve para fiordos templados. Se muestra el flujo de un canal de derretimiento subglacial en el término de un glaciar de marea. la pluma de sedimento y el abanico proximal producido más allá de la boca del canal. Extraído (Dowdeswell y Vásquez, 2013).	51
Figura 3.6. Regímenes hidrológicos de los lagos. Arriba: lago de cuenca cerrada, si la tasa de evaporación excede o equilibra la tasa de aporte de agua entonces no hay flujos de salida. Abajo: lago de cuenca abierta, si es llenado hasta el punto de derrame y hay un equilibrio entre el aporte de agua que entra y sale.	52

Figura 3.7. Esquema idealizado de distribución de sedimentos clásticos en un lago (Twenhofel, 1932. Citado en Reineck y Singh, 1975).....	53
Figura 3.8. Perfil de temperatura de un lago en períodos cálidos.....	55
Figura 3.9. Corrientes de agua asociadas a cizalle de viento y seiches. Extraído de Bridge y Demicco (2008).	56
Figura 3.10. Procesos sedimentarios que ocurren en lagos. Incluye procesos clásticos por aporte de río, redistribución por olas, transporte turbidítico, producción biológica y química in situ. Extraído de Boggs (2006).	59
Figura 3.11. Arriba: sección superior testigo (C23PL-75_G 1/2). Abajo: sección inferior testigo (C23PL-75_G 2/2). Fotografías por Rodrigo Fernández. Photomerge realizado con Adobe Photoshop.	60
Figura 3.12. Momento en que fueron tomadas las tomografías. Se muestra el equipo utilizado. Recuperado de https://uchile.cl/u151874 (13 de marzo, 2019).	61
Figura 3.13. Testigo abierto (C23PL-75_G 2/2) siendo muestreado en el laboratorio de sedimentología (diciembre del 2019).....	62
Figura 3.14. Mastersizer 2000 (Malvern Instruments, UK).....	65
Figura 4.1. Mapa de localización de los estudios de reconstrucción de SWW para el Holoceno. (A) Patagonia norte. (B) Patagonia sur. En verde, estudios por Lamy et al.; en morado, estudios por Moreno et al.; en rojo, estudios por otros autores.	69
Figura 5.1. Clastos líticos encontrados en los primeros centímetros del techo del testigo C23PL-75_G. (a) y (c) Clasto lítico >2 cm a los 21 cm de profundidad. En (c) se observan sus caras frescas. (b) Clastos de 1 a 2 mm a los 19.5 cm de profundidad. (d) Clasto de 1 cm a los 21.5 cm de profundidad. (e) Clasto de 0.5 cm a los 22.5 cm de profundidad. (f) Clasto de 0.5 cm a los 25.5 cm de profundidad.	75
Figura 5.2. Columna estratigráfica del testigo de sedimento abierto (C23PL-75_G). Basado en la descripción estratigráfica de Manríquez (2020).....	76
Figura 5.3. Estructuras sedimentarias en testigo C23PL-75_G. (a) Laminaciones finas tenues. (b) Laminación fina. (c) Laminación cruzada fina a media (d) Laminación cruzada de alto ángulo. (e) Textura moteada.	77
Figura 5.4. Rasgos sedimentarios en testigo C23PL-75_G. (a) Clasto lítico. (b) Organismo calcáreo y líticos. (c), (d), (e) y (f) Morfologías alargadas. (g) Fragmento vegetal. (h) Bioturbación.....	79
Figura 5.5. Detalle de bioturbación en testigo C23PL-75_G. A la izquierda, imagen longitudinal. A la derecha, imagen transversal de la traza marcada en rojo.....	80
Figura 5.6. Tomografía, mapeo y estructuras del testigo C23PL-75_G.	81
Figura 5.7. Calibración de edades radiocarbono con el software OxCal (https://c14.arch.ox.ac.uk/oxcal.html). Izquierda: organismo calcáreo (17 cm profundidad). Derecha: fragmento vegetal (149-151 cm profundidad).....	82
Figura 5.8. Modelo cronológico de la parte más superficial del testigo C23PL-75_G confeccionado mediante el software Bacon (Blaauw et al., 2011). Los símbolos azules representan la distribución de probabilidad de cada datación realizada con Pb-210. En gris está representado el 95% de confianza del modelo de edad. La mediana probabilidad de edad del modelo se muestra en la línea roja.	83

Figura 5.9. Modelo cronológico del testigo C23PL-75_G incluyendo edades de Pb-210 y la edad de C-14 obtenida a los 151 cm de profundidad (descontando los segmentos vacíos queda a los 135 cm de profundidad) confeccionado mediante el software Bacon (Blaauw et al., 2011). Los símbolos azules representan la distribución de probabilidad de cada datación realizada. En gris está representado el 95% de confianza del modelo de edad. La mediana probabilidad de edad del modelo se muestra en la línea roja.	84
Figura 5.10. Tabla de tamaños utilizada por el programa Gradistat (Blott y Pye, 2001).	85
Figura 5.11. Diagrama ternario que ilustra el tamaño de grano del sedimento presente en el testigo.....	86
Figura 5.12. Datos de granulometría para el testigo C23PL-75_G.....	87
Figura 5.13. Método de los momentos geométrico para determinar promedio, selección, asimetría y curtosis.	88
Figura 5.14. Curvas granulométricas mostrando una asimetría positiva, distribución simétrica y asimetría negativa.	89
Figura 5.15. Tipos de curtosis en distribuciones granulométricas.....	89
Figura 5.16. Curvas de comportamiento de cada parámetro granulométrico para todo el testigo.....	91
Figura 5.17. Testigo sedimentario C23PL-75_G. Se muestra la tomografía, estructuras sedimentarias, edades, susceptibilidad magnética, granulometría, selección y, finalmente, sus unidades sedimentarias tras compilar toda la información.	94
Figura 5.18. Batimetría Fiordo Amalia. Se observa la ubicación del testigo C23PL-75_G....	96
Figura 5.19. Perfiles batimétricos longitudinales del Fiordo Amalia. La estrella celeste muestra la ubicación del testigo.....	97
Figura 5.20. Perfiles batimétricos transversales del Fiordo Amalia. La estrella celeste muestra la ubicación del testigo.....	97
Figura 5.21. Retroceso del glaciar Amalia desde 1945 hacia el presente. En negro achurado se muestra la zona de la morrena SE. Modificado de Manríquez (2020).	98
Figura 5.22. Fluorescencia de rayos X de elementos mayores testigo C23PL-75_G. Se muestra la tomografía y granulometría y se separan en gris tres unidades geoquímicas.	99
Figura 5.23. Análisis de componentes principales según datos de geoquímica de elementos mayores y granulometría para el testigo C23PL-75_G.....	101
Figura 5.24. Comportamiento del componente principal 1, 2 y 3 en la profundidad del testigo C23PL-75_G.....	102
Figura 5.25. PC2 vs PC1 para todas las muestras del testigo C23PL-75_G. Se separan según profundidad y unidad sedimentaria.....	103
Figura 5.26. Comportamiento de las muestras analizadas para $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ y ϵNd a lo largo de la profundidad del testigo C23PL-75_G.....	104
Figura 5.27. Señal isotópica de: las unidades litológicas principales del Batolito Patagónico Sur (Late Jurassic, Early Cretaceous, Mid to Late Cretaceous, Paleogene, Neogene) (Hervé et al., 2007); el Complejo Metamórfico de los Andes Oriental norte sur (sEAMC) (Augustsson y Bahlburg, 2008); los volcanes de la zona volcánica austral (AVZ) (Futa y Stern, 1988); el volcán Reclús (Stern, 2008) del cual se solo se tiene datos de Sr por lo que se consideró un promedio y un $\epsilon\text{Nd} = 0$; y las muestras del testigo C23PL-75_G.....	105

Figura 5.28. Acercamiento de resultados isotópicos testigo C23PL-75_G. La etiqueta corresponde a la profundidad en centímetros.	106
Figura 5.29. Mapa esquemático mostrando las ubicaciones de las edades U-Pb registradas por Hervé et al. (2007). Se muestra la distribución de proveniencia del Neógeno en amarillo y del Cretácico tardío en verde. La estrella celeste muestra la ubicación del testigo C23PL-75_G. Modificado de Hervé et al. (2007).	107
Figura 5.30. Ubicación general de volcanes de la Zona Volcánica Austral (AVZ). Se muestra también la ubicación del testigo C23PL-75_G en celeste.	108
Figura 5.31. Calibración de edades radiocarbono con el software OxCal. (a) SC3 5-6 (b) SC3 11-12 (c) SC3 18-19 (d) SC3 22-23 (e) SC3 23-24 (fragmentos de conchas) (f) SC3 34-35 (g) SC3 45-46 (h) SC3 52-53.	110
Figura 5.32. Modelo cronológico del testigo PS0402SC3 confeccionado mediante el software Bacon. Los símbolos azules representan la distribución de probabilidad de cada datación radiocarbónica calibrada. En gris está representado el 95% de confianza del modelo de edad. La mediana probabilidad de edad del modelo se muestra en la línea roja.	111
Figura 5.33. Diagrama ternario que ilustra el tamaño de grano del sedimento presente en el testigo.	112
Figura 5.34. Datos de granulometría para el testigo PS0402SC3.	113
Figura 5.35. Curvas de comportamiento de cada parámetro granulométrico para todo el testigo (PS0402SC3). Se incluye granulometría y unidades.	115
Figura 5.36. Granulometría, geoquímica de elementos mayores y porcentaje de materia orgánica del testigo PS0402SC3. Se incluyen las unidades que separan los patrones de geoquímica.	119
Figura 5.37. Análisis de componentes principales según datos de geoquímica de elementos mayores y granulometría para el testigo PS0402SC3.	121
Figura 5.38. Comportamiento del componente principal 1, 2 y 3 en la profundidad del testigo PS0402SC3.	122
Figura 5.39. PC2 vs PC1 para todas las muestras del testigo PS0402SC3. Se separan según profundidad y unidad sedimentaria (fracciones más arenosas de fracciones más limosas). .	123
Figura 5.40. Comportamiento de las muestras analizadas para $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ y ϵNd a lo largo de la profundidad del testigo PS0402SC3.	124
Figura 5.41. Señal isotópica de: las unidades litológicas principales del Batolito Patagónico Sur (Late Jurassic, Early Cretaceous, Mid to Late Cretaceous, Paleogene, Neogene) (Hervé et al., 2007); el Complejo Metamórfico de los Andes Oriental sur (sEAMC) (Augustsson y Bahlburg, 2008); los volcanes de la zona volcánica austral (AVZ) (Futa y Stern, 1988); el volcán Reclús (Stern, 2008) del cual se solo se tiene datos de Sr por lo que se consideró un promedio y un $\epsilon\text{Nd} = 0$; y las muestras del testigo PS0402SC3.	125
Figura 5.42. Acercamiento a muestras isotópicas testigo PS0402SC3. Las etiquetas muestran la profundidad de la muestra en centímetros.	126
Figura 6.1. Detalle de los primeros 20 cm del testigo (19 a 42 cm de profundidad) incluyendo edades de plomo-210, tomografía, granulometría, parámetros granulométricos y geoquímica de elementos mayores. Además, en amarillo, se muestran periodos históricos de retroceso del glaciar Amalia (Manríquez, 2020)	130

Figura 6.2. Edades Pb-210 y C-14 representadas gráficamente a partir del modelo cronológico del programa Bacon. Se muestra columna estratigráfica y unidades sedimentarias. En morado: considerando el vacío como no existente. En naranja: considerando el vacío como una discontinuidad.	132
Figura 6.3. Batimetría de dos deltas alimentados por ríos. (A) Deltas dominados por procesos de transferencia de sedimento pendiente abajo, confinados lateralmente en canales bien definidos. (B) Frentes deltaicos con relieve lobular, con dominio de procesos de deslizamiento. Extraído de Dowdeswell y Vásquez (2012).	134
Figura 6.4. Correlación entre Fe-Mn, Ca-Sr, K-Ca y Si-Al. En cruces rojas se muestran datos que se eliminaron para la correlación. Se muestra también el coeficiente de correlación de Pearson.	142
Figura 6.5. Datos de granulometría, geoquímica de elementos mayores y análisis de componentes principales (PC1, PC2 y PC3) con la profundidad.	143
Figura 6.6. Mapa esquemático mostrando las ubicaciones de las edades U-Pb registradas por Hervé et al. (2007). Se muestra la distribución de proveniencia del Cretácico temprano en rojo. La estrella naranja muestra la ubicación del testigo PS0402SC3. Modificado de Hervé et al. (2007).	147
Figura 6.7. Mapeo geomorfológico glacial de los 51°35' a 51°15'. Se muestra con una estrella naranja la ubicación del testigo PS0402SC3. Modificado de García et al. (2014). ..	150
Figura 6.8. Modos de transporte de esferas de cuarzo a diferentes velocidades de viento. Extraído de Tsoar y Pye (1987).	152
Figura 6.9. Distancia de transporte en función del tamaño de grano y el coeficiente de turbulencia. Se consideró una velocidad de viento de 10 m/s. El rectángulo amarillo señala la distancia obtenida para partículas de tamaño arena fina a gruesa para todos los coeficientes de turbulencia.	154
Figura 6.10. Granulometría y modelo cronológico del testigo PS0402SC3. Se muestran las tasas de sedimentación de corto plazo (celeste) y largo plazo (morado).	157
Figura 6.11. Correlación entre Si-Al, Fe-Ti y Ca-Sr. En cruces rojas se muestran datos que se eliminaron para la correlación. Se muestra también el coeficiente de correlación de Pearson.	161
Figura 6.12. Datos de edades, tamaño promedio, geoquímica de elementos mayores, contenido orgánico y análisis de componentes principales mostrando las unidades definidas según los intervalos más arenosos/limosos y las unidades según la geoquímica. Testigo PS0402SC3.	162
Figura 6.13. Comparación de tasas de sedimentación con razón Fe/Mn, PC1 y porcentaje de materia orgánica.	164
Figura 6.14. Cuenca hidrográfica Lago Dorotea (cuenca grande y pequeña). Se muestra la ubicación del testigo PS0402SC3.	166
Figura 6.15. Reconstrucción de intensidad de viento en el tiempo para el registro PS0402SC3 (Lago Dorotea). Se utilizó D90 como <i>proxy</i> , donde los <i>peaks</i> representan periodos de vientos más intensos. Se muestran las edades medidas con radiocarbono.	168
Figura 6.16. Comparación de intensidad de viento con el índice SAM de los últimos 1000 años (Abram et al., 2014) y la anomalía SST en Patagonia de los últimos 1500 años (Bertrand et al., 2014).	171

Figura 6.17. Edades de plomo para Lago Dorotea, cuenca grande, testigo PS0903SCII.....	172
Figura 6.18. Comparación de contenido orgánico entre los registros del Lago Dorotea, cuenca grande, con el registro del Lago Dorotea, cuenca pequeña (PS0402SC3). A la izquierda: datos graficados acorde a la profundidad de cada muestra. A la derecha: se transpone la curva de Dorotea, cuenca pequeña, para ajustarla con respecto a Dorotea, cuenca grande.	173
Figura 6.19. Ubicación de registros cercanos (Lago Cipreses, Lago Dorotea, Lago Guanaco).	174
Figura 6.20. Comparación de reconstrucción de intensidad de viento (este estudio) con <i>Nothofagus dombeyi</i> , y <i>Rumex</i> (Lago Guanaco, Lago Cipreses, Lago Dorotea, cuenca grande).	175
Figura 6.21. Comparación de reconstrucción de intensidad de viento (este estudio) con polen no arbóreo (Lago Guanaco, Lago Cipreses, Lago Dorotea, cuenca grande). CC representan los Ciclos Cipreses definidos por Moreno et al. (2014 y 2018a).....	177
Figura 6.22. Comparación polen no arbóreo a misma escala Lago Cipreses y Lago Dorotea, cuenca grande.....	179

CAPÍTULO 1

INTRODUCCIÓN

El cinturón de vientos del oeste (Southern Westerly Wind Belt, SWWB) o *westerlies* del hemisferio sur juega un rol fundamental en el intercambio de CO₂ entre el océano con la atmósfera pues, asociado con la Corriente Circumpolar Antártica (ACC), generan surgencia de aguas profundas ricas en nutrientes y CO₂ hacia la superficie (Sigman et al., 2010). Se ha estudiado que las variaciones de CO₂ atmosférico a escalas glaciares-interglaciales son controladas por el sistema *westerlies*-océano (Toggweiler et al., 2006; Anderson et al., 2009).

El SWWB se extiende de los 30-60°S (Bertrand et al., 2014) y se estima su núcleo de mayor intensidad entre los ~48° y 55°S (Moreno et al., 2009; Lamy et al., 2010; Kilian y Lamy, 2012). Las variaciones en la intensidad y/o posición del SWWB tienen como consecuencia cambios en la precipitación y temperatura superficial, lo que afecta a la vegetación, incendios y extensión de glaciares que conllevan cambios hidrológicos (Moreno et al., 2009; Garreaud et al., 2013; Lamy et al., 2010; Knudson et al., 2011; Anderson et al., 2018; Hinojosa et al., 2019). La Figura 1.1 muestra la distribución del SWWB así como de otros componentes climáticos.

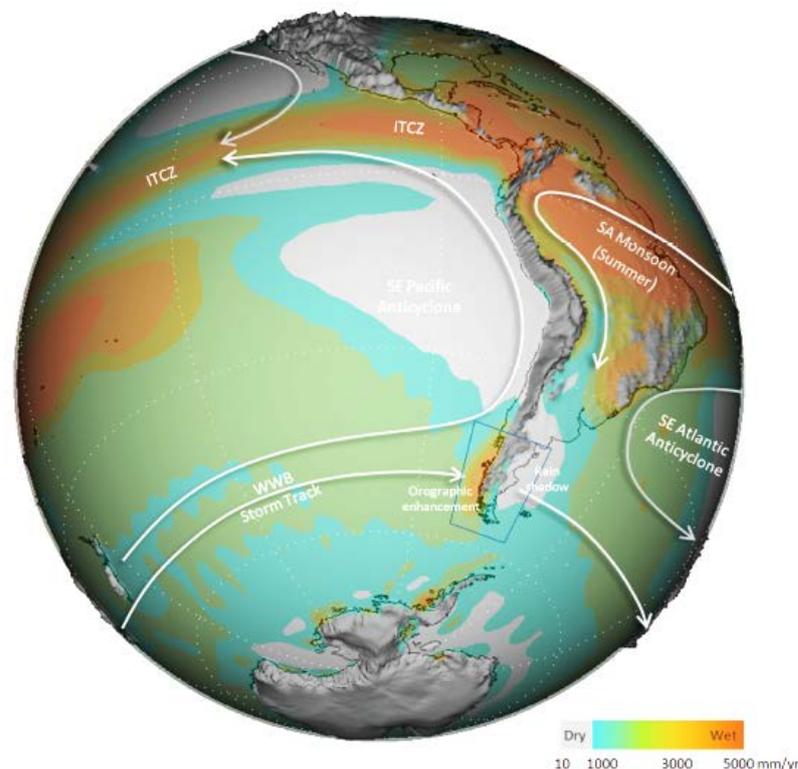


Figura 1.1. Distribución de componentes climáticos incluyendo los vientos del oeste, el anticiclón del Pacífico, la zona de convergencia intertropical, el monzón de verano y el anticiclón del Atlántico. Extraído de Colwyn et al. (2019).

En el extremo sur de Sudamérica se encuentra Patagonia, una amplia región que se extiende de los 40° a los 55°S (Garreaud et al., 2013) la cual, debido a su extensión latitudinal, se localiza de forma idónea para reconstruir la dinámica del SWWB ya que es la única masa continental continua que intersecta el núcleo y todo el margen norte del cinturón (Bertrand et al., 2014), lo que permite monitorear este componente clave del sistema climático. Además, Patagonia presenta abundantes registros paleoclimáticos tales como anillos de árboles, polen, espeleotemas, sedimentos marinos y lacustres que posibilitan estudiar estos cambios climáticos (Kilian y Lamy, 2012).

En Patagonia, la circulación atmosférica es dominada por la dinámica de los vientos del oeste donde, en particular, las precipitaciones en esta región son controladas por los *westerlies*, lo que genera condiciones hiper húmedas al oeste de la cordillera de los Andes y condiciones áridas de alta evaporación al margen este, a causa del fenómeno de sombra orográfica de la cordillera (Garreaud et al., 2013).

La posición e intensidad del SWWB varía estacionalmente por cambios en la temperatura superficial del mar. Durante el invierno austral, el cinturón se expande hacia el norte y la intensidad de vientos en el núcleo disminuye. Por otro lado, en verano el cinturón se contrae y la intensidad de vientos en el núcleo aumenta (Lamy et al., 2010; Garreaud et al., 2009).

Otros factores que producen variación del SWWB son el modo anular austral (Southern Annular Mode, SAM), que recientemente tiende a una fase positiva que produce *westerlies* más intensos en el casco polar, lo que contribuye a un calentamiento en la Patagonia (Gillett et al., 2006; Thompson y Solomon, 2002).

Se ha demostrado una relación entre la zona de convergencia intertropical (Intertropical Convergence Zona, ITCZ) y los SWWB, asociado a las variaciones en la circulación termohalina (Atlantic Meridional Overturning Circulation, AMOC). Cuando la AMOC disminuye, el ITCZ y el SWWB migran hacia el sur, y migran hacia el norte cuando el AMOC aumenta (Montade et al., 2015).

Por otro lado, hay una relación entre el anticiclón del Pacífico y los *westerlies*. Cuando este se extiende anómalamente al sur, el viento zonal se intensifica en la parte sur de Sudamérica. En cambio, cuando el anticiclón se encuentra confinado a los subtrópicos, el viento se relaja a latitudes medias (Garreaud et al., 2013).

Respecto a los cambios que experimentan los *westerlies* en Patagonia en cuanto a intensidad y/o posición a escalas glacial-interglacial y milenarias a submilenarias, hay dos visiones contrapuestas: (i) expansión latitudinal del cinturón y cambios en la intensidad del núcleo (Figura 2.15); (ii) cambios en la posición latitudinal del cinturón con consecuentes cambios de intensidad (Figura 2.16).

Por un lado, se ha propuesto una variación de la intensidad de viento anti-fase entre el núcleo y el margen norte a escala multi-milenaria que se asemeja a las variaciones estacionales, es decir, expansión latitudinal del cinturón hacia el norte en periodos fríos y contracción en condiciones cálidas (Lamy et al., 2010; Lamy et al., 2019; Kilian y Lamy, 2012; Figura 2.15). Con esto, durante el Holoceno temprano (~8 a 11.5 ka) el núcleo era más intenso mientras que el margen norte era débil y se observa lo opuesto en el Holoceno tardío (hace ~4 ka) (Lamy et al., 2010).

Por otra parte, se propone que han ocurrido cambios persistentes en la posición latitudinal del SWWB, hacia el ecuador o hacia el sur, tanto en escalas glaciales-interglaciales, escalas milenarias a submilenarias, e incluso a escalas interanuales, donde en la actualidad el cinturón estaría migrando hacia el sur (Moreno et al., 2009, 2010, 2012, 2018a, 2018c; Moy et al., 2008; Flores-Aqueveque et al., 2020; Figura 2.16). Con esto, se tiene que en el Holoceno temprano (10.5 a 7.5 ka) el núcleo era más débil y en el Holoceno medio (7.5 a 5.8) más intenso (Moreno et al., 2018a) pues se tiene una relación de intensificación y/o movimiento hacia el sur del SWWB en periodos cálidos (actualidad) y disminución de intensidad y/o movimiento hacia el norte en periodos fríos (Toggweiler et al., 2006).

Además, se sugiere que los cambios en la intensidad de los vientos del oeste ha disminuido en Patagonia norte y centro (~36° a 48°S), pero ha aumentado levemente en Patagonia sur (al sur de ~48°S) entre el año 1968 y 2001 (Garreaud et al., 2013), lo que se ha interpretado como un desplazamiento hacia el sur y/o intensificación de los vientos del oeste (Moreno et al., 2018c, Toggweiler et al., 2006). Se ha proyectado que esto generará una reducción considerable en las precipitaciones de la zona central de Chile (33°-40°S) (Lamy et al., 2010) lo que se observa desde el 2010 como una mega sequía, la cual se explica con factores de variabilidad natural y forzantes antropogénicos (Garreaud et al., 2019). También se proyecta una disminución de precipitaciones en Patagonia noroeste y suroeste a partir de tendencias estimadas de datos meteorológicos (Garreaud et al., 2013) y un aumento en la liberación de CO₂ por parte del océano sur (Menviel et al., 2018), lo que es consistente con modelos de escenarios climáticos futuros (Fyfe y Saenko et al., 2006; Screen et al., 2018).

En otras partes del mundo también se ha estudiado el comportamiento del cinturón de vientos del oeste, principalmente en Nueva Zelanda (Knudson et al., 2011; Anderson et al., 2018; Hinojosa et al., 2019), pero también en Sudáfrica (Stager et al., 2012) y Antártica (Koffman et al., 2014), donde los resultados e interpretaciones coinciden o discrepan de lo encontrado en Patagonia.

Para Nueva Zelanda (~45°S): se relacionan *westerlies* más intensos (débiles) en intervalos de clima cálido (frío) en sedimentos de fiordo (Knudson et al., 2011); se relacionan niveles bajos de agua de lago con migraciones hacia el sur del SWWB (Anderson et al., 2018); y se asocian fases húmedas/frías con una migración hacia el norte y/o intensificación de los *westerlies* y fases secas/cálidas con vientos más débiles en sedimentos lacustres (Hinojosa et al., 2019). En Sudáfrica (~32°S), se asocian periodos de mayor precipitación con

un movimiento hacia el ecuador de los *westerlies*, a partir del estudio de sedimentos estuarinos y lacustres (Stager et al., 2012). En Antártica (~79.5°S), Koffman et al. (2014) desde un testigo de hielo, infirieron que los *westerlies* se encontraban más al sur hace 1000 años y que en 1430 migraron hacia el ecuador donde permanecieron hasta fines del siglo XX. Además, para los últimos 50 años observaron *westerlies* más intensos que migraron hacia el sur.

La presente tesis se enfoca en los cambios paleoclimáticos de los *westerlies* para el Holoceno tardío, en particular los últimos 2000 años. Estos son considerados clave para contextualizar el cambio climático actual antropogénico ya que poseen tanto influencia natural (pre-industrial) como humana (post revolución industrial) en el clima (Neukom et al., 2019). La mayoría de los registros paleoclimáticos extraídos y estudiados pertenecen al hemisferio norte (Neukom et al., 2019), sin embargo, en Patagonia se cuenta con abundantes registros geológicos que permiten reconstrucciones paleoclimáticas de alta resolución (Kilian y Lamy, 2012).

El conocimiento de los *westerlies* a escalas milenarias y centenarias permanece rudimentario por la escasez de registros detallados y cronologías precisas en latitudes sur, donde los pocos registros generan visiones contradictorias. Es por esto que se requiere una mayor cantidad de estudios de registros de sedimentos, a modo de cubrir el gradiente longitudinal de precipitación a través de la división climática de los Andes en el extremo sur de Patagonia y adicionar sitios de estudio con un mayor detalle y precisión cronológica en ambientes de depositación constante que proveen registros continuos (Kilian y Lamy, 2012; Moreno et al., 2018a). La motivación de este estudio es aportar al entendimiento de los cambios en la posición y/o intensidad del cinturón de vientos del oeste durante el Holoceno tardío en Patagonia austral. Por otro lado, también se pretende evaluar la calidad de los *proxies* estudiados y compararlos entre sí.

Esta tesis de magíster se enmarca dentro del proyecto Fondecyt Regular #1191942 “A quantitative high resolution reconstruction of the southern *westerlies* intensity based on continental and marine paleoclimate records since the Late Pleistocene”. Para este trabajo se estudiarán dos registros sedimentarios de Patagonia sur (~51°S), un testigo de sedimento de fiordo y uno lacustre, con el fin de reconstruir variaciones climáticas durante los últimos 2000 años.

La estructura de este escrito comienza en este primer capítulo con una breve introducción, presentación de la zona de estudio, objetivos e hipótesis de la tesis. Luego, continúa en el segundo capítulo con un marco geológico, geomorfológico y climático. El tercer capítulo corresponde al marco teórico y la metodología de estudio. El cuarto capítulo consiste en una breve revisión de algunos estudios realizados para los vientos del oeste en el Holoceno. Continúa con el quinto capítulo, que corresponde a los resultados obtenidos del estudio. El sexto capítulo consiste en las discusiones, donde se ahonda en las interpretaciones, y, finalmente, el séptimo capítulo corresponde a las conclusiones.

1.1 UBICACIÓN

La zona de estudio (Figura 1.2) se encuentra en la región de Magallanes y de la Antártica Chilena, provincia de Última Esperanza, comuna de Natales. El primer testigo (C23PL-75_G) fue extraído en el Fiordo Amalia ($50^{\circ}54'21.96''\text{S}$ y $73^{\circ}49'36.84''\text{W}$), Patagonia Sur. El segundo testigo (PS0402SC3) se encuentra en el Lago Dorotea, cuenca pequeña ($51^{\circ}31'58.90''\text{S}$ y $72^{\circ}29'3.08''\text{W}$), Patagonia Sur.

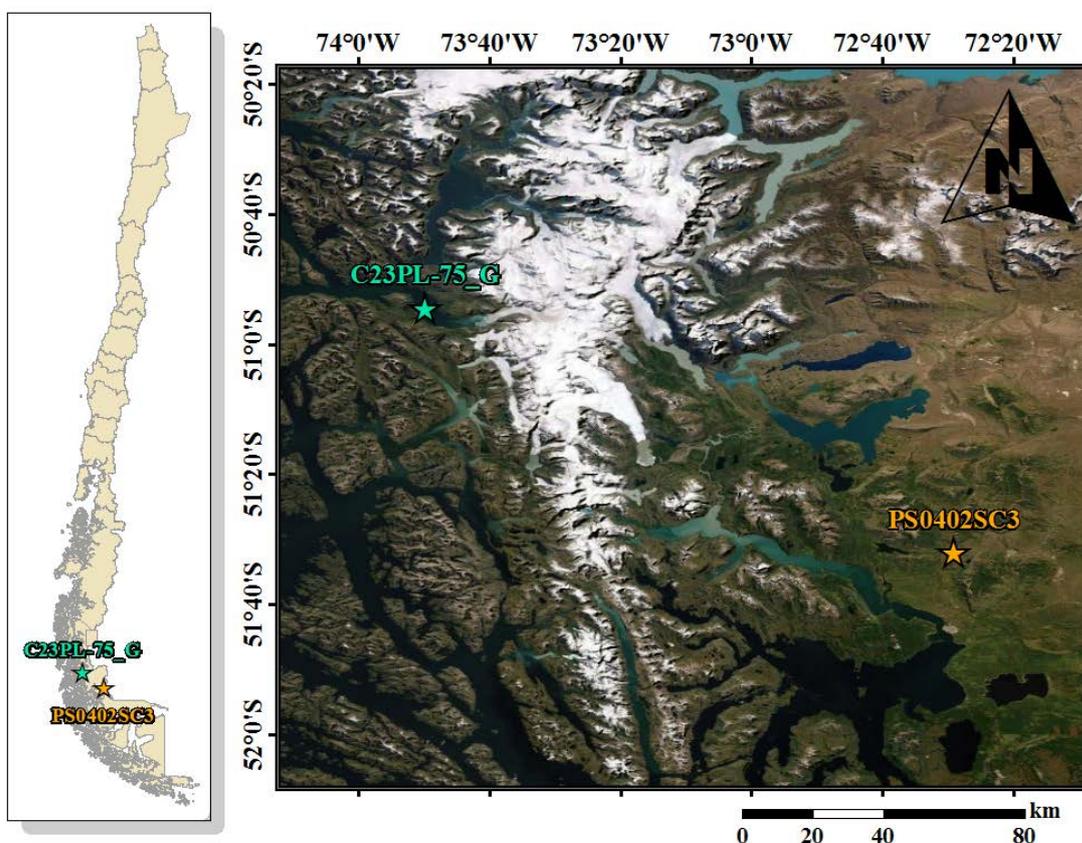


Figura 1.2. Ubicación de la zona de estudio y los testigos a estudiar (C23PL-75_G y PS0402SC3).

El primer testigo (C23PL-75_G) se localiza a 13-14 km del glaciar Amalia, en un punto central entre las paredes del fiordo y cerca de la desembocadura de un río de origen fluvio-glacial (Figura 1.3). Este testigo fue extraído en noviembre del 2017 por el crucero científico del Programa de Investigación Científico-Marina en Áreas Remotas (CIMAR 23) en una expedición cuyo objetivo fue estudiar los fiordos que acceden a los Campos de Hielo Sur (Comité Oceanográfico Nacional, 2018).

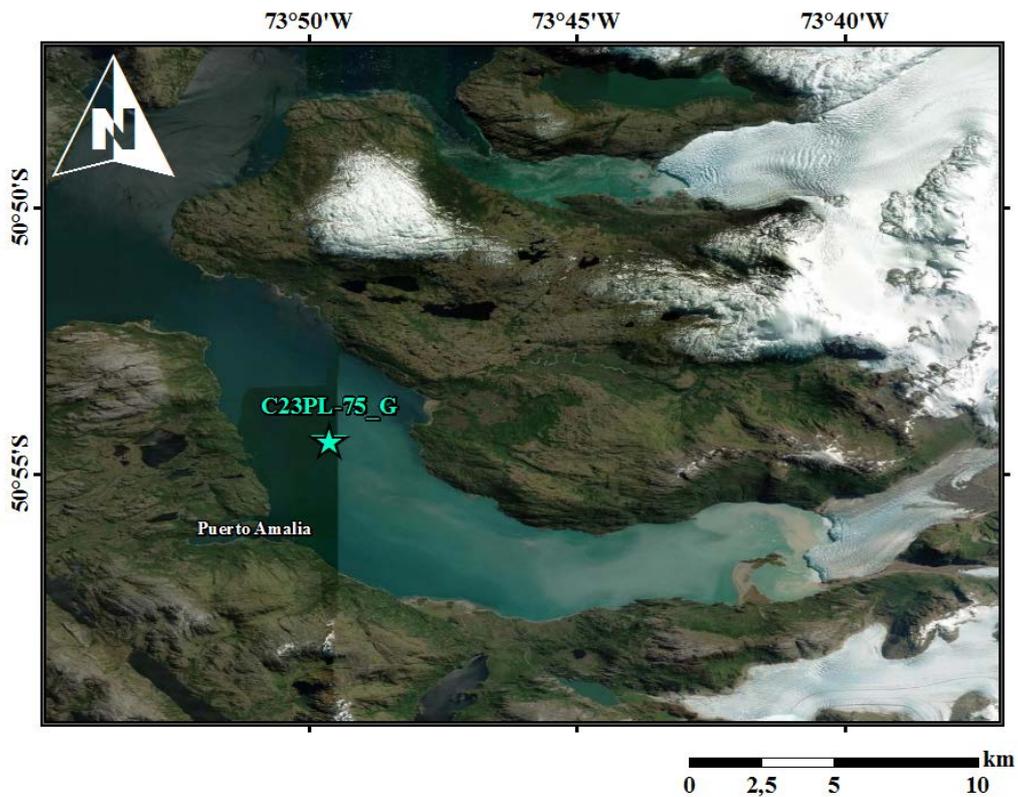


Figura 1.3. Ubicación del testigo C23PL-75_G en Fiordo Amalia.

El segundo testigo (PS0402SC3) se localiza en el Lago Dorotea, ~20 km al norte de Puerto Natales y al este del fiordo de Última Esperanza, el cual se subdivide en una cuenca grande y una cuenca pequeña, donde el testigo se sitúa en esta última. Fue extraído el año 2004 en una campaña de terreno en Patagonia. Se muestra su ubicación en la Figura 1.4.

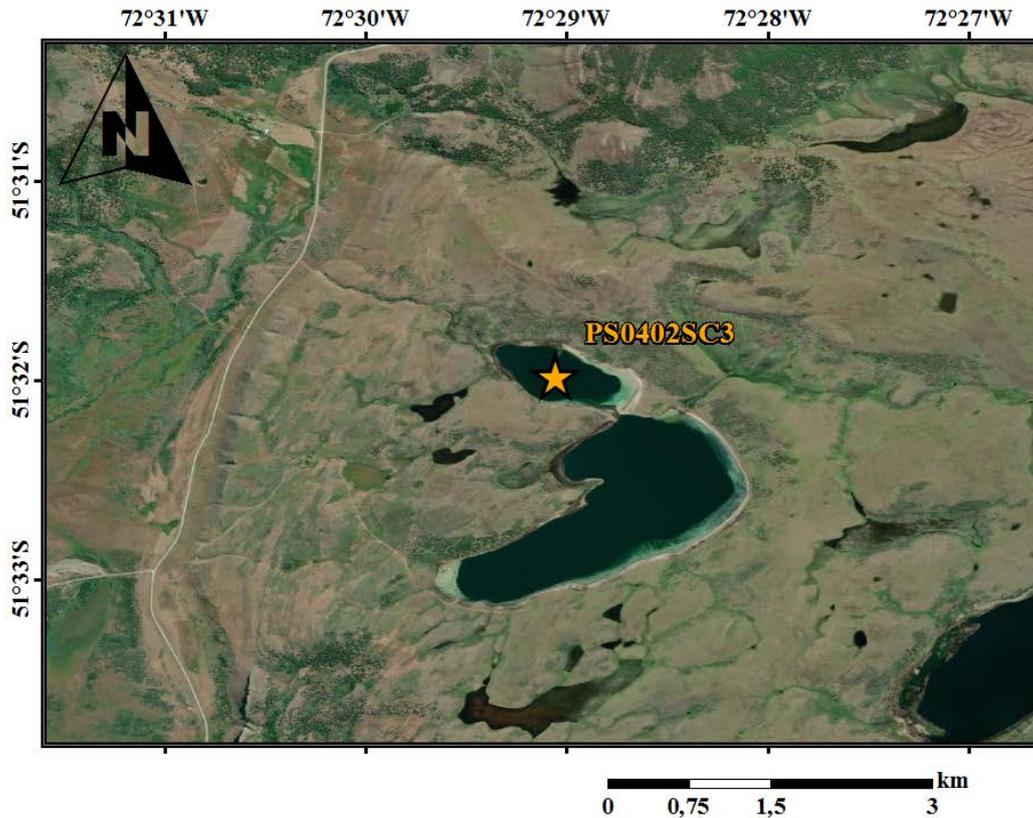


Figura 1.4. Ubicación de testigo PS0402SC3 en Lago Dorotea, cuenca pequeña.

1.2 OBJETIVOS

1.2.1 Objetivo general

Reconstruir variaciones de precipitación e intensidad de viento a partir del estudio de registros de sedimento de fiordo (Fiordo Amalia) y lacustre (Lago Dorotea), respectivamente, en Patagonia (51°S) durante los últimos 2000 años.

1.2.2 Objetivos específicos

- ❖ Interpretar las condiciones de depositación de facies sedimentarias a partir del análisis de tomografías computarizadas de rayos X y la estratigrafía de un registro sedimentario de fiordo y uno lacustre.
- ❖ Reconstruir variaciones de precipitación usando un registro sedimentario de fiordo, diferenciando la componente glacial y fluvial en el sistema.
- ❖ Reconstruir variaciones en la intensidad del viento a partir del análisis sedimentario de un testigo de sedimento lacustre.
- ❖ Comparar los registros climáticos de precipitación e intensidad de viento.
- ❖ Reconstruir cambios en el cinturón de vientos del oeste para el Holoceno tardío.
- ❖ Evaluar los *proxies* climáticos más apropiados para el objetivo del estudio.
- ❖ Comparar los resultados obtenidos con reconstrucciones paleoclimáticas previas.

1.3 HIPÓTESIS

El cinturón de vientos del oeste controla casi completamente la precipitación en el lado oeste de los Andes, en el extremo sur, generando condiciones hiper húmedas al oeste y condiciones áridas al este por el fenómeno de sombra orográfica de la cordillera al margen este (Garreaud et al., 2013). En los últimos años se han hecho múltiples estudios con el objetivo de reconstruir la dinámica de los vientos del oeste en Patagonia sur, tanto para escalas glacial-interglacial como escalas milenarias, sub-milenarias a centenarias, en cuanto a la intensidad y/o posición del cinturón de vientos. Sin embargo, se tienen visiones parcialmente opuestas para el comportamiento del SWWB (Moreno et al., 2018a; Kilian y Lamy, 2012). En este estudio se pretende aportar al entendimiento de los cambios en la posición y/o intensidad del cinturón de vientos del oeste durante el Holoceno tardío.

Se propone que las señales climáticas reconstruidas para precipitación e intensidad de viento, a partir de distintos *proxies* de registros sedimentarios diferentes (fiordo y lacustre) localizados a la misma latitud (~51°S) en el núcleo actual de mayor intensidad de vientos, debieran evidenciar el mismo comportamiento del cinturón de vientos para ese periodo. Como son registros diferentes donde uno se localiza al oeste de los Andes y el otro al este, las señales no son directamente correlacionables debido a factores locales climáticos y variabilidad de gradientes de precipitación. El testigo de sedimento de fiordo se ve afectado por la influencia glacial y precipitaciones de los alrededores y el testigo de sedimento de lago se ve afectado por la disponibilidad de material, vegetación y humedad de la zona. Además, los *proxies* utilizados para cada registro son diferentes, pues en el testigo de sedimento de fiordo se utilizarán *proxies* de tipo indirectos y en el testigo de lago *proxies* directos. No obstante, se propone que, a grandes rasgos, las señales climáticas deberían converger, puesto que tanto la precipitación como el transporte eólico obedecen a la acción de los vientos.

CAPÍTULO 2

MARCO DE ANTECEDENTES

2.1 GEOLOGÍA REGIONAL

2.1.1 Geología

El segmento sur de la Cordillera Patagónica se encuentra al sur del punto triple entre la placa de Nazca, Antártica y Sudamericana. Esta se compone del basamento Paleozoico expuesto a los pies de la cordillera, rocas ígneas (granitoides) preservadas a lo largo del Batolito Patagónico y casos excepcionales de rocas volcánicas por magmatismo silíceo (Figura 2.1) (Ramos y Ghiglione, 2008). El Batolito Patagónico Sur (Southern Patagonian Batholith, BPS) es parte del gran Batolito Patagónico (Mesozoico a Cenozoico) y se extiende entre los 47-53°S (Hervé et al., 2007).

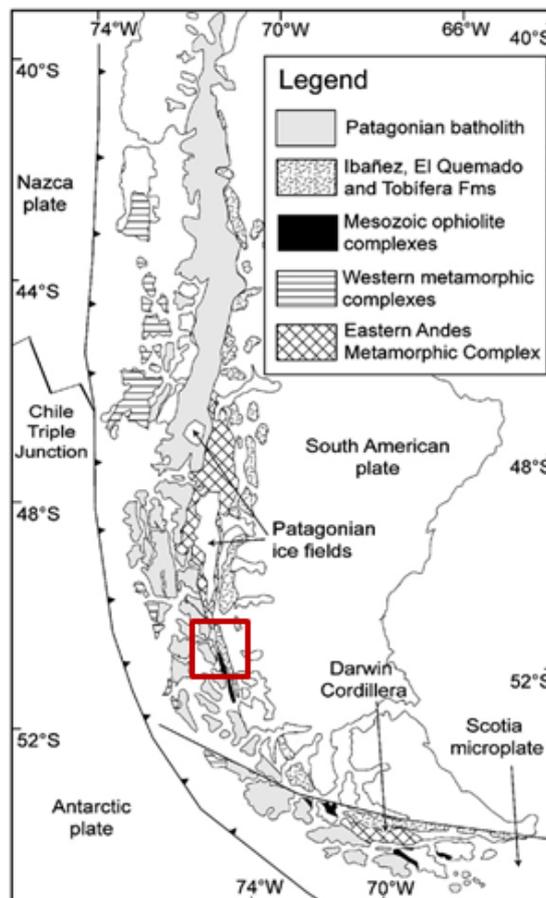


Figura 2.1. Localización del Batolito Patagónico Sur, los complejos metamórficos del Paleozoico tardío a Mesozoico temprano, el complejo ofiolítico Mesozoico que formó la cuenca de Rocas Verdes, incluyendo el complejo Sarmiento y la Formación Tobífera volcánica silíceica. En rojo se marca la zona de estudio. Modificado de Hervé et al. (2007).

Los componentes tempranos del BPS intruyeron en complejos metamórficos de bajo grado que afloran al oeste y al este del cinturón batolítico continuo (Figura 2.1). Los que se encuentran aledaños a la zona de estudio son: el Complejo Metamórfico de los Andes Oriental (Figura 2.2) que consiste en esquistos metasamopelíticos, metabasitas y mármol; El Complejo Acrecionario Madre de Dios, que incluye al complejo Duque de York (Figura 2.2), que consiste en calizas, sucesiones turbidíticas, metabasitas y chert; y el Complejo Metamórfico Diego de Almagro (Figura 2.2), que consiste en esquistos micáceos, esquistos azules, anfibolitas, rocas ultra máficas y ortogneisses (Hervé et al., 2008).

Hacia el este de la zona de estudio, aflora el Complejo de la Ofiolita Sarmiento (Jurásico tardío-Cretácico temprano, Figura 2.2), el cual consiste en gabros, complejos de diques, lavas de almohadilla, brechas de almohadilla y tobas (Fildani y Hessler, 2005).

Más al este se tienen secuencias sedimentarias marinas del Jurásico-Cretácico, principalmente, así como una secuencia volcánica silícica correspondiente a la formación Tobífera del Jurásico tardío. Las formaciones que conforman estas secuencias (Figura 2.3) se resumen a continuación de oeste a este:

- ❖ **Fm. Tobífera** [Jurásico tardío]: esta se encuentra en discordancia angular con rocas del basamento. Su litología consiste en lutitas silíceas, tobas de ceniza submarinas, tobas turbidíticas, depósitos riolíticos y flujos piroclásticos subacuáticos (Wilson, 1991; Fildani y Hessler, 2005).
- ❖ **Fm. Zapata** [Cretácico inferior]: consiste predominantemente en estratos de lutitas con raros estratos de arenisca y ausencia de estructuras sedimentarias. La transición entre la formación Zapata y la formación sobrayeciente Punta Barrosa es gradual (Fildani y Hessler, 2005).
- ❖ **Fm. Punta Barrosa** [~92-85 Ma]: consiste en una sección inferior dominada por lutitas y areniscas que hacia arriba cambia a paquetes estratificados de arenisca, arenisca lodosa y limolita. Su transición con la formación superior Cerro Toro está marcada por la presencia de la lutita oscura de Cerro Toro y la ausencia de capas de grano grueso (Katz, 1963. Citado en Romans et al., 2011).
- ❖ **Fm. Cerro Toro** [~86-80 Ma]: se encuentra en un cinturón elongado de orientación norte-sur. Consiste en lutitas principalmente, con paquetes puntuales de conglomerados (miembro Lago Sofía, nombrado por Winn y Dott, 1979). Se presentan turbiditas ricas en lodo y grandes capas conglomerádicas que representan el relleno de sistemas de canales submarinos (Fildani y Hessler, 2005; Wilson, 1991).
- ❖ **Fm. Tres Pasos** [~80-67 Ma (Daniels et al., 2019)]: consiste en una unidad basal de arenisca turbidítica, una parte media de estratos de grano fino, depósitos de corriente turbidíticas canalizados y no canalizados y una parte superior principalmente de estratos de grano fino. Representa un sistema deposicional de talud submarino (Schultz et al., 2005).

- ❖ **Fm. Dorotea** [~72-65 Ma (Romans et al., 2010)]: dominio de sucesión de areniscas con estructuras sedimentarias y características biogénicas que indican ambientes acuáticos someros, con escasos intervalos de conglomerado y algunas áreas con gruesas secciones de limolita (Romans et al., 2011).

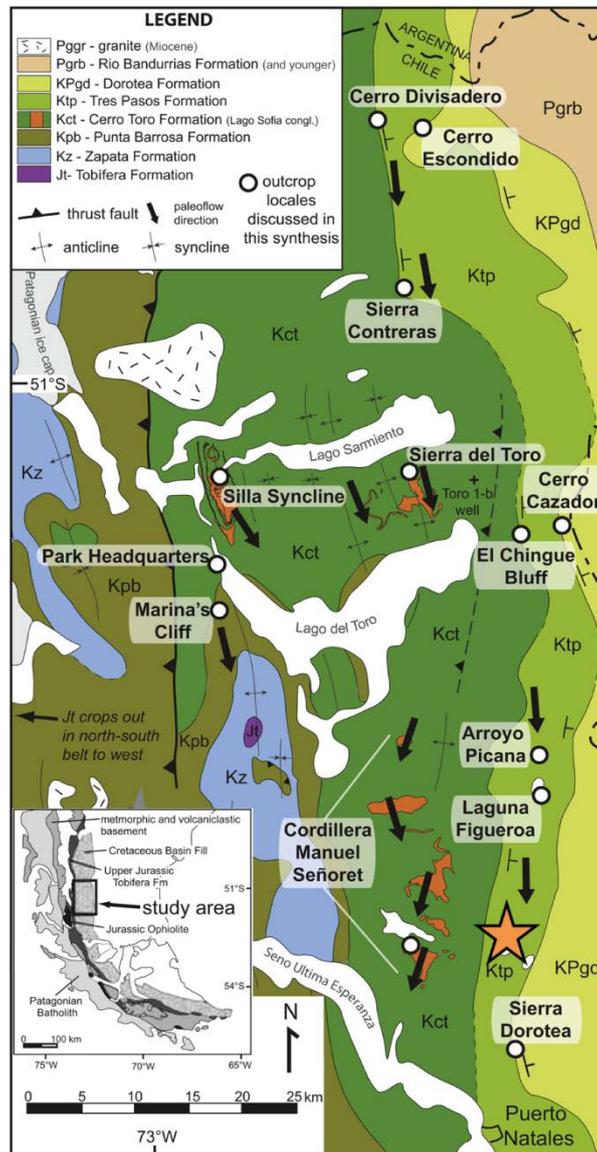


Figura 2.3. Formaciones al este de Campos de Hielo Sur. En naranja se muestra la ubicación del testigo lacustre PS0402SC3 en estudio. Modificado de Romans et al. (2011).

2.1.2 Geoquímica del Batolito Patagónico Sur

En el estudio realizado por Hervé et al. (2007) se investigaron las rocas granitoideas del BPS, incluyendo 70 edades de cristalización en circón por U-Pb, 51 análisis de elementos traza mayores y REE y 41 determinaciones isotópicas Sr-Nd. Con esto, se tienen proporciones de 12% correspondiente a gabbro, 26% gabbro-diorita y diorita, 15% tonalita, 31% granodiorita y 16% granito, comparables a distribuciones previamente hechas. Además, se separa en 6 grupos de rocas con diferentes litologías: (1) rocas plutónicas del Jurásico tardío; (2) plutones del Cretácico temprano (Cretácico 1); (3) plutones del Cretácico

temprano medio (Cretácico 2); (4) plutones del Cretácico inferior tardío y Cretácico superior (Cretácico 3); (5) plutones Paleógenos; (6) plutones Neógenos.

En cuanto a los sistemas isotópicos, Hervé et al. (2007) consideraron razones iniciales $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ en el rango de 0.7032-0.7088 (más extenso que lo reportado en otros estudios). Los valores calculados de ϵNdt variaron de +6.8 (tonalita de 40 Ma) a -7.0 (granito jurásico). Se mostró una clara progresión de edad en la composición isotópica. Los granitoides jurásicos tienen razones iniciales altas de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0.7068-0.7092) y valores negativos de ϵNdt (-4.2 a -7.0). El grupo Cretácico temprano (Cretácico 1) es ligeramente más joven en composiciones isotópicas $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0.7068-0.7088) y ϵNdt (-2.5 a -4.4). Los tres granitoides del Cretácico 2 tienen razones iniciales $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de 0.7048-0.7053 y valores cercanos a cero de ϵNdt (-1.3 a 0.1). Los granitoides del Cretácico 3 tardío tienen razones promedio de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de 0.7039-0.7047 y valores en general positivos de ϵNdt (-0.5 a +4.0). Los valores más primitivos de todos son de los granitoides paleógenos (0.7036-0.7040 y +4.1 a +6.8) y la composición isotópica Neogéna se asemeja a las rocas Cretácicas tardías (0.7037-0.7048 y 0.5 a +5.1). La distribución en $\epsilon\text{Sr}-\epsilon\text{Nd}$ sigue la tendencia convencional tipo S-I de fuentes enriquecidas de LIL (large ion lithophile) a fuentes deprimidas de LIL. Se muestra un resumen de los datos obtenidos así como una comparación entre los datos obtenidos para el SPB (Hervé et al., 2007) y el NPB (Pankhurst et al., 1999) en la Figura 2.4.

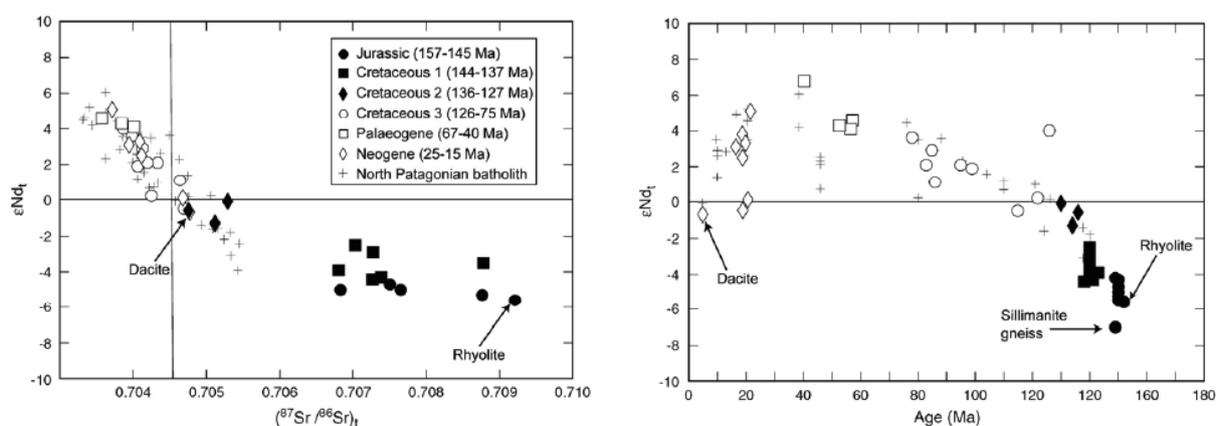


Figura 2.4. Izq: comparación de ϵNdt vs $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_t$ del SPB y el NPB (Pankhurst et al., 1999). Se observan tendencias similares, excepto por los valores del Cretácico 1 del SPB que no tienen equivalentes en el NPB. Der: ϵNdt vs edad del SPB y NPB (Pankhurst et al., 1999). Se observan tendencias similares. Las diferencias son mayores en las rocas Cenozoicas. Extraído de Hervé et al. (2007).

La interpretación hecha para los resultados expuestos (Hervé et al., 2007) es que los valores negativos o cercanos a cero de ϵNdt de los granitoides del Jurásico tardío y Cretácico 1, como también de granitos Neógenos, en contraste con los valores positivos para las rocas del Cretácico 3 y Paleógeno podrían reflejar un mayor grado de contaminación cortical de los magmas, esperado en cámaras magmáticas de larga vida, en relación a plutones más pequeños y de enfriamiento rápido. Además, la formación del batolito no fue un proceso continuo, pues no se ve evidencia para un cambio gradual desde composiciones isotópicamente evolucionadas a primitivas. Es por esto que proponen que los cambios en la composición del magma en el tiempo fueron el resultado de cambios episódicos en las

condiciones tectónicas que más afectaron la tasa de generación de magma, relacionado a la habilidad de formar grandes cámaras magmáticas en donde podría ocurrir homogeneización isotópica de componentes del manto y la corteza.

En cuanto a la geoquímica de sedimentos, es importante mencionar que Patagonia es la fuente más importante de sedimento fino eólico (dust) en el sur de Sudamérica comparada con Argentina centro-oeste y el plateau Puna-Altiplano (Prospero et al., 2002). Con ello, se han realizado con éxito estudios de proveniencia mediante isótopos de Sr y Nd en partículas eólicas en Patagonia (Gaiero et al., 2007).

Gaiero et al. (2007), recolectaron muestras de la capa de suelo superficial (TS) en la meseta de la Patagonia (1500 km de extensión) y muestras de sedimento fino eólico (ED) en la costa Atlántica. Los resultados de composición isotópica para el TS fueron homogéneos (promedio $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.705673 \pm 0.000523$ / $\epsilon_{\text{Nd}}(0) = -0.04 \pm 0.52$). Esta uniformidad se explica por la ocurrencia de procesos geológicos (erosión física, aérea, subaérea o dispersión fluvial) operando a escala regional que homogeneizaron la capa superior de sedimento. Los resultados para el ED fueron similares al TS (promedio $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.706285 \pm 0.000314$ / $\epsilon_{\text{Nd}}(0) = -0.33 \pm 0.89$), levemente más radiogénico (Sr) probablemente como consecuencia de la selección por transporte de viento. Estos resultados se muestran en la Figura 2.5, en conjunto con resultados de estudios previos.

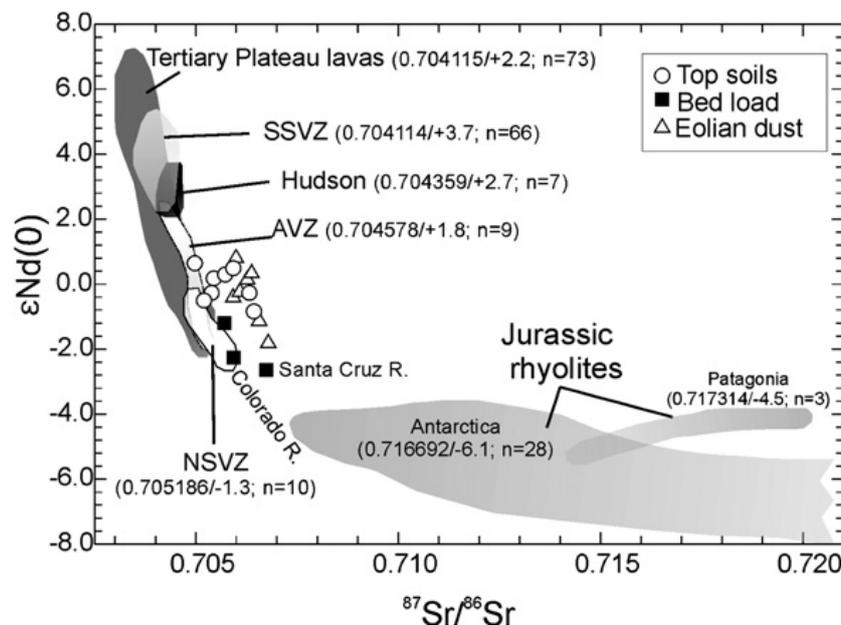


Figura 2.5. Composición isotópica de sedimentos recientes de la Patagonia: capa superficial de suelo (TS), sedimento eólico (ED) y carga de río (BD). Las áreas sombreadas representan la composición isotópica de las rocas patagónicas más representativas. Datos extraídos de: GEOROC database, Hawkesworth et al., 1979; Kay et al., 1993; Gorrington y Kay, 2001; Gorrington et al., 2003; D’Orazio et al., 2003; Parada et al., 2001; Riley et al., 2001). Extraído de Gaiero et al. (2007).

2.2 GEOMORFOLOGÍA

2.2.1 Dominios morfoestructurales

Al sur del Golfo de Penas (47°S) se pueden distinguir tres unidades morfoestructurales en la Patagonia sur chilena (Figura 2.6), según Natland et al. (1974):

1. El archipiélago, conformado por islas a lo largo de la costa del Pacífico hasta Cabo de Hornos. Representa la continuación de la cordillera de la Costa.
2. La cordillera Principal o Patagónica, que se extiende hacia el sur como un cinturón montañoso continuo inmediatamente al este del archipiélago. Desde el estrecho de Magallanes (~52°S), cambia la orientación N-S a NW-SE y la cadena continua se ve interrumpida por entradas de mar en varios lugares, continuando en islas hasta Tierra del Fuego, donde recibe el topónimo de cordillera de Darwin. Puede dividirse de oeste a este en tres dominios morfotectónicos principales: el flanco andino occidental que alcanza el margen pacífico; la región andina interna que incluye al Batolito Patagónico y la faja plegada interna, que posee alturas de más de 3000 m en su borde oeste; y el flanco andino oriental correspondiente a la región de retroarco o faja plegada externa (Kraemer et al., 2002).
3. La cuenca de antepaís, se encuentra entre el arco del Río Chico (Argentina) y la cordillera Principal, entre los 47° y los 55°S, abarcando la mitad de la provincia de Magallanes en Chile.

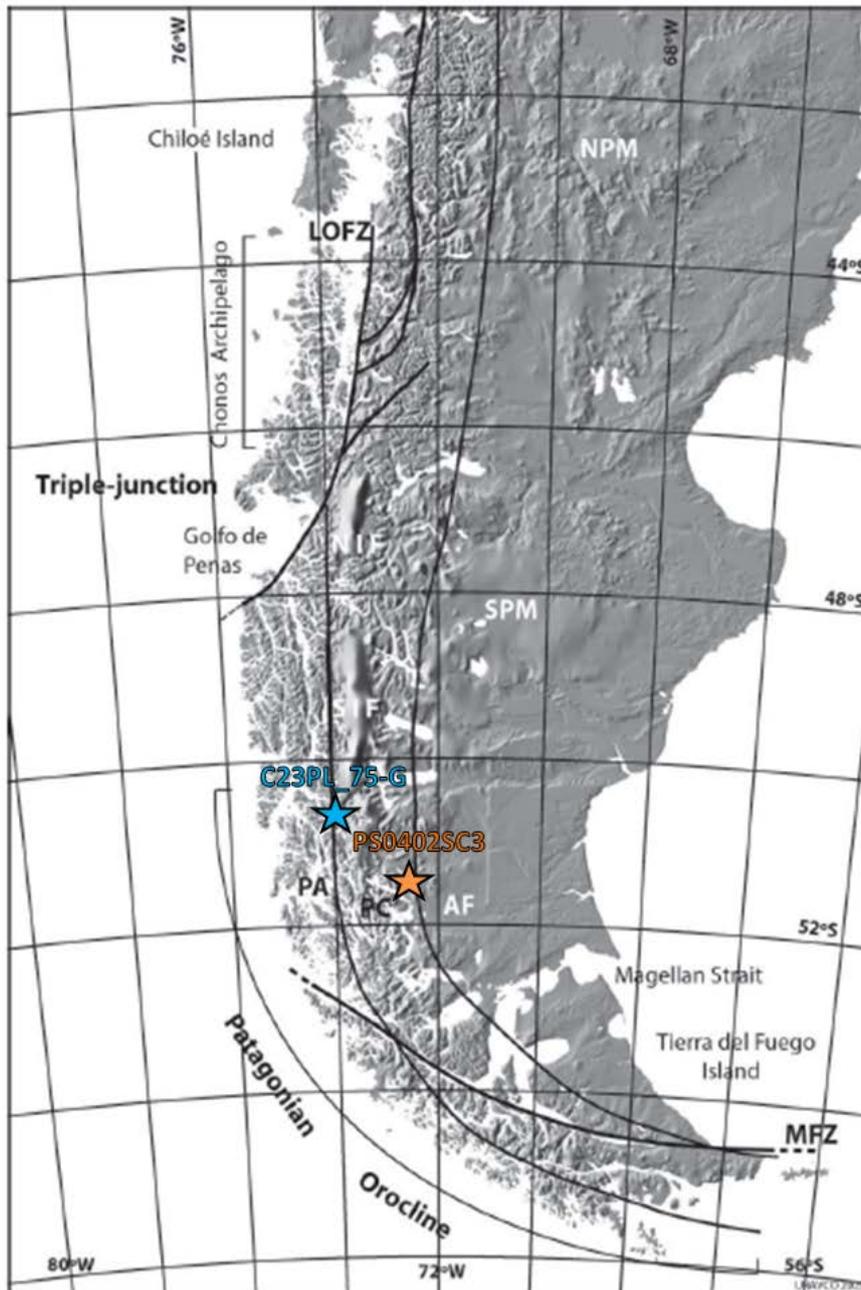


Figura 2.6. Modelo de elevación digital del cono sur de Sudamérica. AF: Andean Foreland; LOFZ: Liquiñe-Ofqui Fault Zona; MFZ: Magallanes Fault Zone; NIF: Northern Icefield; NPM: North-Patagonia Massif; PA: Patagonian Archipelago; PC: Patagonian Cordillera; SIF: Southern Icefield; SPM: South-Patagonia Massif. En azul y naranja se muestra la ubicación de los testigos en estudio. Modificado de Charrier et al. (2007).

2.2.2 Glaciaciones y Hielos Patagónicos

La distribución a gran escala de masa cortical en un cinturón montañoso es controlada no solo por el alzamiento tectónico, sino que también por el tipo e intensidad de procesos erosivos, siendo un control de primer orden en la evolución topográfica de los Andes (Montgomery et al., 2001). Los Andes Patagónicos sur (49-56°S) representan un ejemplo de protección glacial regional de un orógeno activo, resultando en una respuesta tectónica constructiva, tanto en altura como en ancho, de la cordillera, durante el Cenozoico tardío (Thomson et al., 2010).

Existe evidencia de que la glaciación Patagónica más antigua tuvo lugar entre 7-5 Ma (Mioceno tardío - Plioceno temprano) en Patagonia Central, Argentina (~47°S) (Mercer y Stutter, 1982; Lagabrielle et al., 2010). Con ello, se ha discutido acerca de si estos eventos son aislados, o bien corresponde al desarrollo de grandes capas de hielo en la cordillera (Lagabrielle et al., 2010). Christeleit et al. (2017), mediante termocronometría, determinaron un rápido enfriamiento entre ~10-5 Ma en Patagonia Central occidental (~47°S), lo que correlacionaron con un aumento en el relieve del valle que coincide con las glaciaciones tempranas. Ramos y Ghiglione (2008) proponen que el inicio del alzamiento del Mioceno tardío pudo haber gatillado la primera glaciación debido al efecto de sombra orográfica producido entre los Andes y los vientos predominantes, lo que habría llevado al desarrollo de los Campos de Hielo Patagónicos.

Se han reconocido al menos tres ciclos de glaciación entre el periodo de 7.3 a 3 Ma en Patagonia Central, alrededor de los 7 Ma, 5 Ma y antes de los 3 Ma (Lagabrielle et al., 2010). Luego, se registra la Gran Glaciación Patagónica (Great Patagonian Glaciation, GPG) hace 1 Ma (Pleistoceno temprano) que cubrió los Andes Patagónicos por un manto de hielo continuo de los 37°S a los 56°S (Rabassa et al., 2011). También, hay evidencias geomorfológicas de morrenas de eventos pre-GPG y tres eventos post-GPG antes del Último Máximo Glacial (Last Glacial Maximum, LGM) en el Pleistoceno tardío para la Patagonia Argentina y Patagonia en el extremo sur (Coronato et al., 2004; Coronato y Rabassa, 2011; Rabassa et al., 2011).

Posterior al LGM, se tiene evidencia de que los glaciares aún cubrían grandes áreas del sur de Chile y una porción de la sección oriental de los Andes australes a los 14600 años ¹⁴C BP y a los 11000-10000 años ¹⁴C BP se tiene un evento frío equivalente al Younger Dryas del hemisferio norte (Glasser et al., 2004). Durante el Holoceno temprano (10000-5000 años ¹⁴C BP) no hay evidencias de avance glaciario, más bien se caracteriza por el retroceso de los glaciares en Patagonia (Strelin et al., 2014) y, finalmente, los avances glaciares para el Holoceno comenzaron alrededor de los 5000 años ¹⁴C BP, coincidiendo con un enfriamiento climático (intervalo Neoglacial) (Glasser et al., 2004).

Para las glaciaciones del Holoceno (Neoglaciaciones) del Hielo Patagónico (~46° a 51°S), se han propuesto dos esquemas a partir de datación ^{14}C de restos orgánicos en depósitos morrénicos en Patagonia sur: tipo Mercer, con tres neoglaciaciones (4500-4000 años BP, 2700-2000 años BP, siglos XVII-XIX), y tipo Aniya, con cuatro neoglaciaciones (3600 años BP, 2400-2200 años BP, 1600-900 años BP, siglos XVII-XIX). En una revisión realizada por Aniya (2013) acogiendo los esquemas anteriores más datos de otros estudios de todo Patagonia, propone un nuevo esquema de cinco neoglaciaciones: (i) 4500-4000 años BP; (ii) 3600-3300 años BP; (iii) 2700-2000 años BP; (iv) 1600-900 años BP; y (v) siglos XVII-XIX correspondientes a la Pequeña Edad de Hielo (Little Ice Age, LIA). Además, Aniya (2013) propone dos glaciaciones previas para el Holoceno medio a los 5700-5000 años BP y a los 8100-6800 (o 7500) años BP.

En estudios más recientes, Kaplan et al. (2016) realizan una cronología al este de Campos de Hielo Sur (~50°S). Con esto, obtienen edades de exposición ^{10}Be en morrenas que muestran los siguientes periodos de expansión glaciár: 6120 ± 390 , 4450 ± 220 , 1450 ± 110 , 360 ± 30 y 240 ± 20 años BP, donde los glaciares más extensos ocurrieron entre los ~6100 a ~4500 años BP. Además, correlacionaron los eventos de mayor y menor extensión glaciár con cambios en los *westerlies* (sección 2.3.2.1). En Patagonia sur (~49°S), Reynhout et al. (2019) también dataron con ^{10}Be los periodos de avance glaciár en el Holoceno a partir de morrenas desde el LGM, resultando en expansiones a los 17600 ± 900 , 13500 ± 500 , 9700 ± 400 , 6900 ± 200 , 6100 ± 300 , 4500 ± 200 y 530 ± 60 años BP. Además, sugieren que los glaciares patagónicos responden a dos mecanismos durante el Holoceno: uno global, la insolación como un modulador de la magnitud de la respuesta glaciár; y uno regional, el SAM como un marcapasos que determina el cambio glaciár, donde los glaciares alcanzaron su máximo durante fases negativas de SAM a escala centenaria a milenaria y lo contrario en fases positivas.

En cuanto a la dinámica de los glaciares de Chile para las últimas décadas desde 1945, en un estudio realizado por Rivera et al. (2000) sobre variaciones frontales históricas para casi 100 glaciares (5.6% del inventario), solo el 6% ha presentado un estado neto de avance, un 7% no han presentado un cambio significativo y un 87% ha tenido tasas de variación negativas, donde destacan el gran retroceso en el glaciár Amalia para el periodo 1945-1986, glaciár que se encuentra contiguo al Fiordo Amalia. Lo mismo resaltan Lopez et al., (2010), en un análisis entre 1945 y 2005, donde para Campos de Hielo Sur los retrocesos relativos han sido heterogéneos fluctuando entre un 27.2% en el glaciár Amalia y un 0.4% en el glaciár Viedma, lo que proponen que ha sido controlado primariamente por calentamiento atmosférico. Para los glaciares en Patagonia sur en el periodo entre el año 2000 y 2016 se estimó un balance de masa de -18.3 ± 5.2 Gt/año, siendo los balances de masa más negativos de los Andes, en respuesta al cambio climático (Dussaillant et al., 2019). Los límites del Glaciár Amalia se muestran en la Figura 2.7. Es relevante mencionar que los glaciares en esta zona drenan hacia el Océano Pacífico, por lo que la escorrentía generada por sus deshielos no constituyen aportes para cuencas continentales (DGA, 2019).

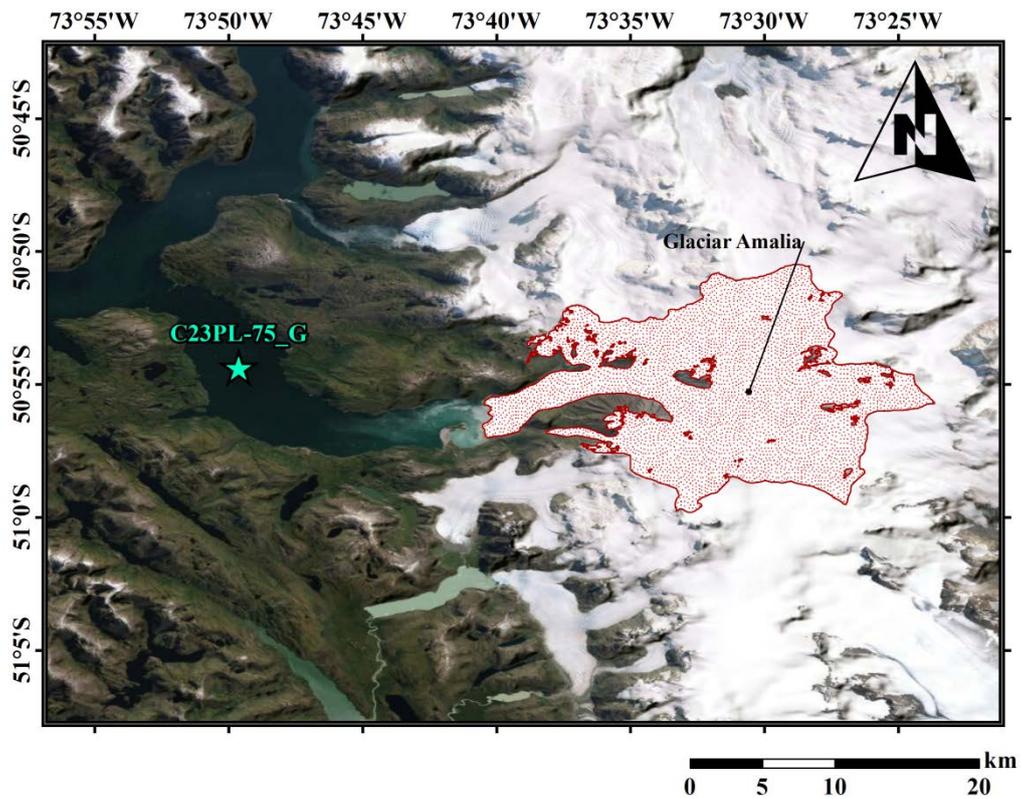


Figura 2.7. Delimitación del Glaciar Amalia. Obtenido de Ministerio de Obras Públicas, Dirección General de Aguas.

2.2.3 Geomorfología Patagonia occidental

En el área oeste de la zona de estudio (Figura 1.2) se cuenta con una gran masa de hielo (Campos de Hielo Sur), la cual tiene una extensión norte-sur de 370 km entre los 48°14'S y 51°35'S, cubre un área de 13000 km² y presenta 48 glaciares mayores (Casassa et al., 2002). Se cuenta también con glaciares de montaña, volcanes y circos glaciares aislados.

Al oeste de los Campos de Hielo Patagónicos, se cuenta con un paisaje de fiordos entre los 42°-55°S, donde los glaciares llegan al mar en la actualidad o entregan sedimentos mediante ríos proglaciales (Dowdeswell et al., 2013). Los fiordos presentan una profundidad variable (hasta 1300 m en Canal Messier ubicado a los 47°49'S y 74°46'W, Dowdeswell et al., 2013) y son comúnmente lineales, ya que representan los efectos de la erosión glacial en situaciones donde el flujo de hielo es confinado por la topografía y canalizado a través de un canal o valle (Glasser y Ghiglione, 2009; Figura 2.8).

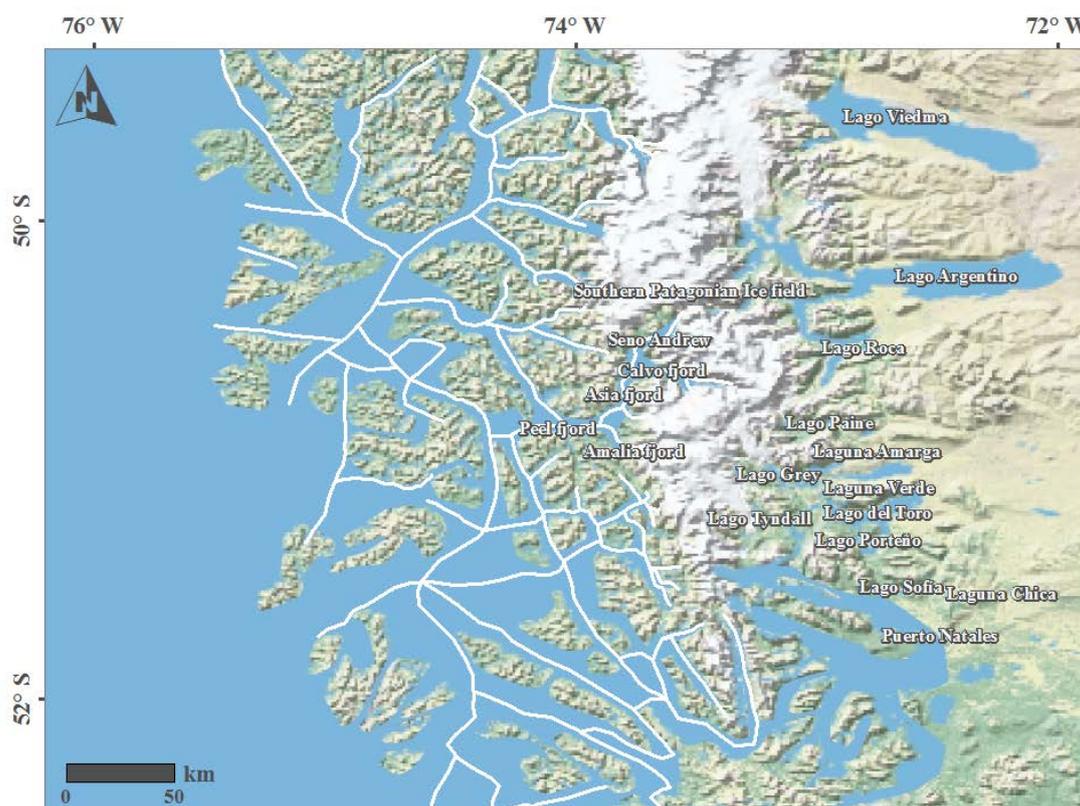


Figura 2.8. Mapa indicando las orientaciones de los fiordos principales y nombres geográficos relevantes.

Para el mecanismo de formación de fiordos se tiene un control estructural y un control glaciológico. Las orientaciones de los fiordos en la región coinciden con orientaciones de los principales lineamientos estructurales (Figura 2.9) que, a su vez, condicionan el curso de ríos, lagos y valles (Glasser y Ghiglione, 2009). Con ello, se infiere que sucesivas glaciaciones siguieron las mismas rutas de descarga de hielo, ensanchando y profundizando estructuras geológicas preexistentes en el terreno circundante para crear el paisaje de fiordo, por lo que el control primario en el desarrollo de los fiordos se presume geológico y no glaciológico (Glasser y Ghiglione, 2009). Breuer et al. (2013) encontraron resultados que sustentan que la erosión glaciaria y la orientación de los fiordos es fuertemente controlada por tres zonas mayores de fallas de rumbo a los $\sim 53^\circ\text{S}$ y que, además, los avances glaciares son controlados por la morfología de la base que, a su vez, es controlada por morrenas subacuáticas.

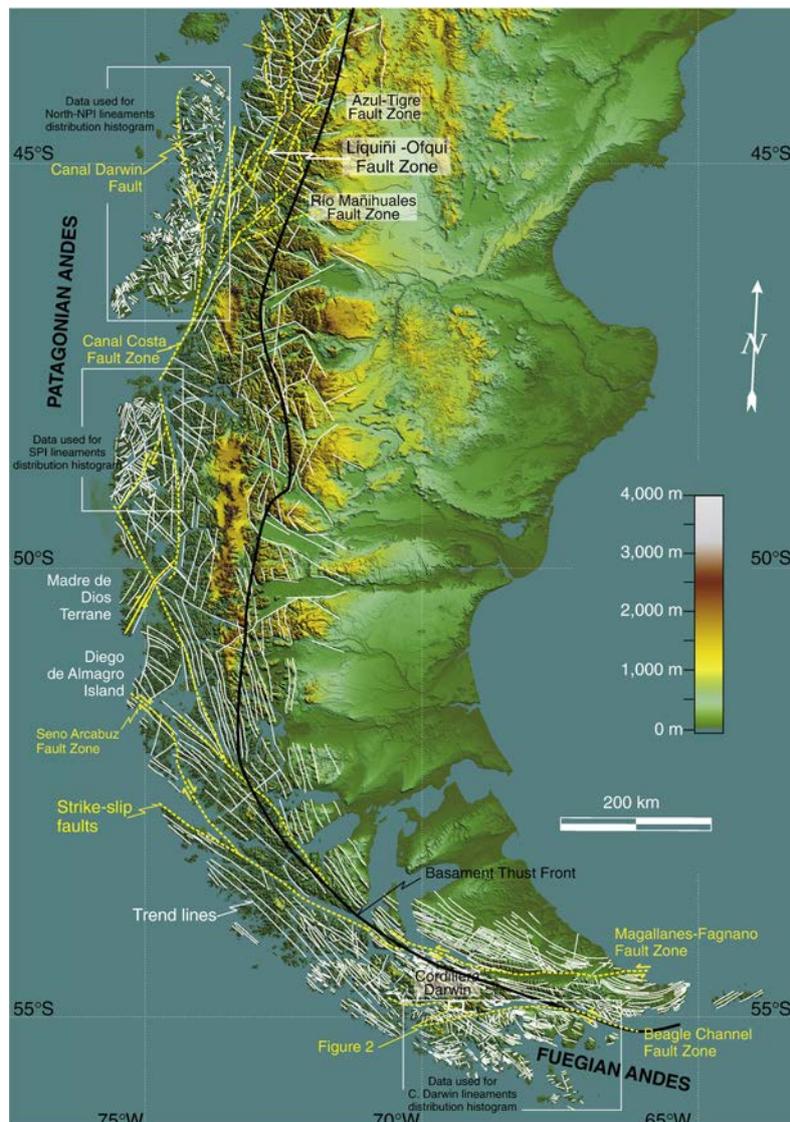


Figura 2.9. Modelo de elevación digital mostrando lineamientos estructurales en blanco, fallas de rumbo en amarillo y el frente de falla inversa del basamento en negro. Extraído de Glasser y Ghiglione (2009).

Según lo descrito por Dowdeswell et al. (2013), la geomorfología submarina de los fiordos de Patagonia presenta tres tipos de formas predominantes: *ridges* de morrenas en contacto con hielo, deltas glacifluviales y fluviales y canales de corrientes de turbidez. Esto será descrito en detalle en la sección 3.1.9.1.

La geomorfología alrededor de la zona del testigo de sedimento C23PL-75_G (Figura 2.10) consiste en un fiordo (Amalia) de orientación E-W en las cercanías del glaciar Amalia que luego se curva hacia el norte. Se observa una morfología de cuña que podría acumular material (Figura 2.10) a 1 km del límite del glaciar la cual se presume que trata de una morrena, roca o ambos mediante fotointerpretación.

También, se observa un río de origen fluvio-glaciar (Río Encuentro) el cual forma un pequeño delta en su desembocadura hacia el fiordo (Figura 2.10). La zona se encuentra rodeada de glaciares (Glaciar Amalia, Glaciar Asia, Glaciar HPS34, Glaciar Grey, Glaciar Pingo, Glaciar Tyndall, Glaciar Mano del Diablo) que forman parte de Campos de Hielo Sur. Finalmente, se destaca la presencia del Volcán Reclús, el cual ha reportado una erupción hace 1035-1037 años AP datado en tefra (Moy et al., 2008; González, 2020) y se ha encontrado activo durante los últimos ~15000 años depositando al menos cuatro capas de tefra en el parque Torres del Paine durante este intervalo (Moreno et al., 2009). Además, este volcán es un cono piroclástico y está siendo erosionado activamente por el glaciar Amalia (Global Volcanism Program, 2013).

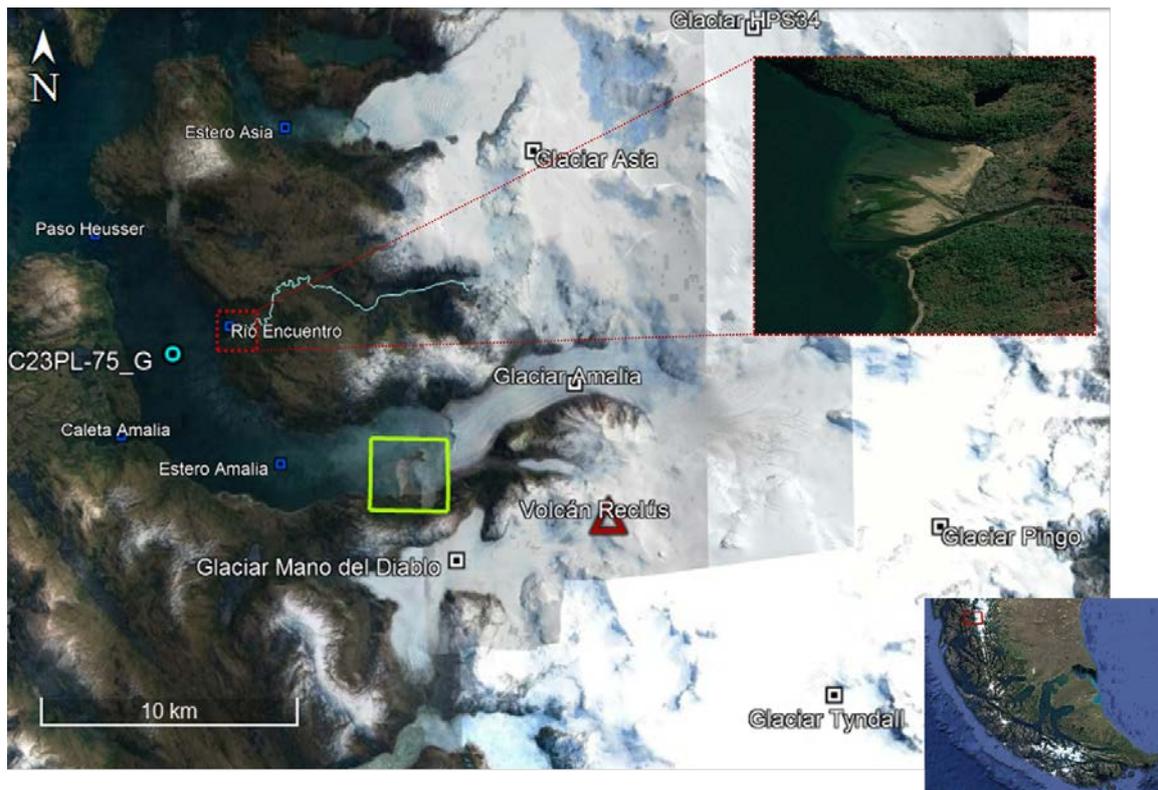


Figura 2.10. Geomorfología de la zona de estudio alrededor del testigo C23PL-75_G. Se trazó el curso del Río Encuentro para mayor claridad. Se marca en un cuadrado verde la morfología de cuña.

potencia orográfica en las montañas y sustentan grandes bosques, ríos principales, numerosos glaciares, Campos de Hielo norte y sur y los glaciares de la Cordillera de Darwin (Garreaud et al., 2013).

Por otro lado, al este de los Andes Patagónicos las precipitaciones promedio decrecen a menos de 300 mm/año río abajo de la cordillera (Figura 2.12) debido al fenómeno de sombra orográfica, lo que conlleva un cambio en la vegetación. Además, en esta parte se presenta un clima frío, con gran variación de temperatura entre invierno y verano y condiciones de viento extremo y altamente evaporíticas en la superficie (Garreaud et al., 2013).

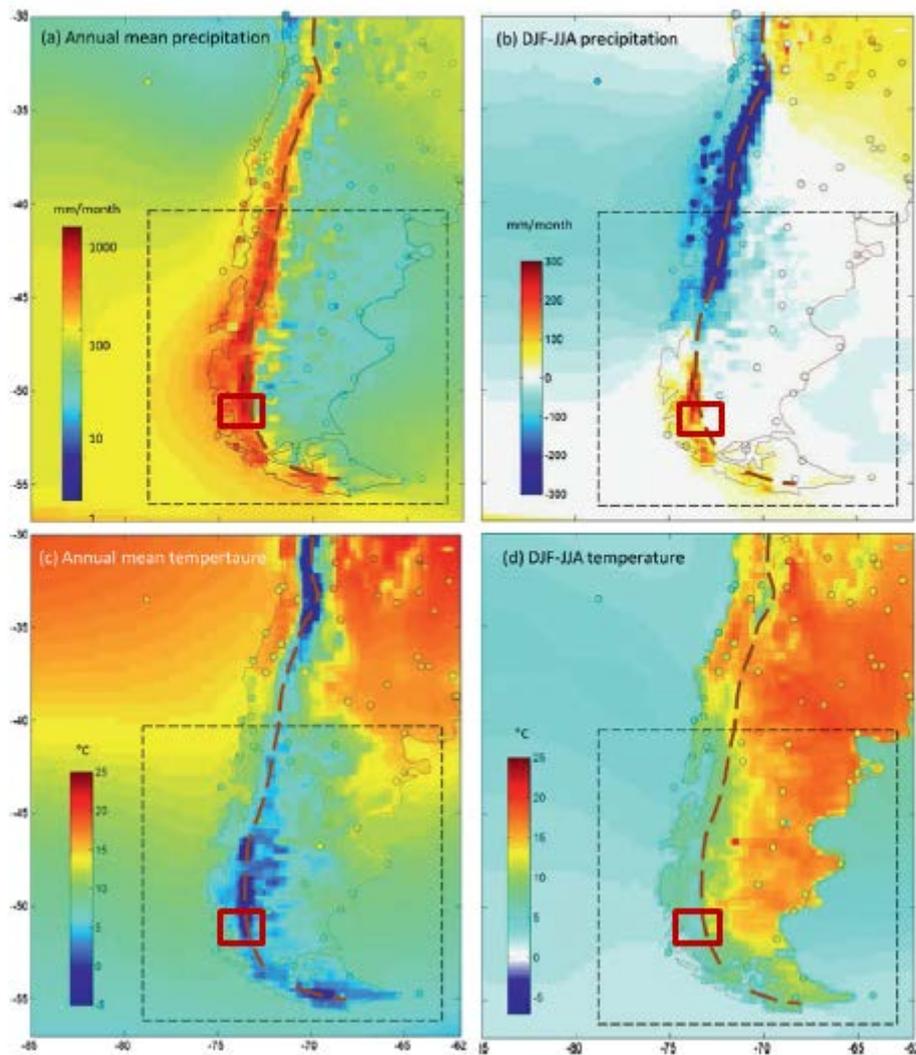


Figura 2.12. Modelo PRECIS-DGF para el periodo 1978 - 2001 más observaciones de estaciones (círculos). Línea segmentada indica la división de los Andes. (a) Precipitación anual promedio en escala logarítmica. (b) Precipitaciones promedio de verano austral menos invierno. (c) Promedio anual de temperatura superficial del aire. (d) Promedio de temperatura superficial del aire de verano austral menos invierno. En el recuadro rojo se muestra la zona de estudio. Modificado de Garreaud et al. (2013).

Los vientos del oeste son los vientos prevalentes en las latitudes medias del hemisferio sur, entre el anticiclón subtropical y el ciclón subpolar. El SWWB se extiende entre los 30° y 60°S aprox. (Bertrand et al., 2014) y se estima su núcleo de mayor intensidad entre los ~48° y los 55°S (Moreno et al., 2009; Lamy et al., 2010; Kilian y Lamy, 2012). Las variaciones en la intensidad y/o posición del SWWB tienen como consecuencia cambios en la precipitación y temperatura superficial, lo que afecta a la vegetación, incendios y extensión de glaciares (Moreno et al., 2009; Garreaud et al., 2013; Lamy et al., 2010; Knudson et al., 2011; Anderson et al., 2018; Hinojosa et al., 2019).

Los SWWB generan cambios en la precipitación. La cantidad de precipitación en Patagonia es correlacionada con velocidades de viento zonales cerca de la superficie (U_{850}) (Garreaud, 2007; Figura 2.13).

Al oeste de los Andes existe una buena correlación entre precipitación y viento, por lo que una temporada de vientos más intensos va a aumentar su precipitación local. Un poco al este (por ejemplo, en Torres del Paine) se exhibe una correlación más débil y más al este aún, en la zona de estepa, se tiene una correlación levemente negativa, por lo que al haber vientos más intensos las precipitaciones tenderán a disminuir (Garreaud et al., 2013; Figura 2.13).

La correlación es más fuerte durante el verano, cuando los *westerlies* tienen mayores velocidades y son desplazados hacia el sur (Moreno et al., 2009). Esto se debe a que *westerlies* más intensos son propicios para generar un rápido crecimiento y sucesión de inestabilidades baroclínicas que generan un aumento de la precipitación frontal (Garreaud, 2007), además de que la topografía de los Andes amplifica la señal de los vientos (Schneider, 2003).

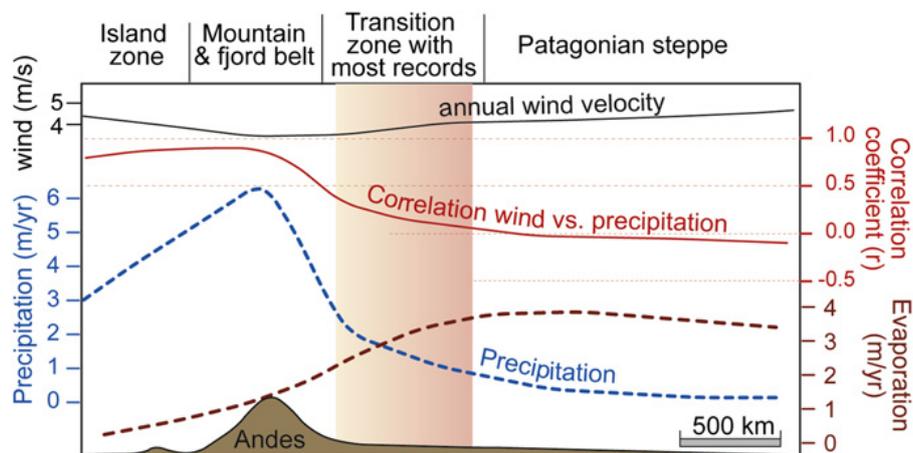


Figura 2.13. Transecta a través de los Andes a los 52°S con datos anuales de precipitación, evaporación y velocidades de viento, más una correlación entre velocidades de viento y precipitación (extraído de Kilian y Lamy, 2012 con datos compilados de Schneider et al., 2003; Aravena y Luckman, 2009 y Garreaud et al., 2013).

Los *westerlies* también controlan fuertemente la temperatura local del aire, lo que refleja en gran medida la temperatura superficial del mar (Sea Surface Temperature, SST) dentro de la ACC (Kilian y Lamy, 2012).

El viento zonal (U_{850}) controla la amplitud del ciclo anual de temperatura del aire al correlacionarse con la temperatura superficial del aire (Superficial Air Temperature, SAT). Durante el verano, la correlación entre el viento zonal y la SAT es levemente negativa en gran parte de Patagonia con valores mínimos en la costa. Por otro lado, durante el invierno la correlación es positiva con una mayor correlación al este de los Andes (Garreaud et al., 2013). Este patrón se repite en primavera, pero con valores menores. Estos patrones de correlación se explican por la variación estacional de advección de temperatura del flujo de aire desde el océano Pacífico al continente.

De esta forma, resulta un ciclo anual estacional de temperatura, donde si hay vientos más intensos (débiles) que el promedio en un año, resultará en una disminución (aumento) de la amplitud del ciclo anual de temperatura local del aire, es decir, un invierno más cálido (frío) y un verano más frío (cálido) (Garreaud et al., 2013). Sin embargo, el promedio anual de temperatura superficial también depende de otros factores como, por ejemplo, la temperatura del mar y la temperatura del aire a altitudes superiores.

Por otro lado, la posición e intensidad del SWWB se relaciona y/o varía por diferentes factores climáticos tales como cambios en la temperatura superficial del mar (Sea Surface Temperature, SST), cambios en el modo anular austral (Southern Annular Mode, SAM), la posición de la zona de convergencia intertropical (Intertropical Convergence Zone, ITCZ), la circulación termohalina (Atlantic Meridional Overturning Circulation, AMOC) y la posición del anticiclón del Pacífico.

La SST genera variaciones en el SWWB de carácter estacional. Durante el invierno austral, el cinturón se expande hacia el norte y la intensidad de viento en el núcleo disminuye. Por otro lado, en verano el cinturón se contrae y la intensidad de viento en el núcleo aumenta (Lamy et al., 2010; Garreaud et al., 2009). Se ha propuesto que el gradiente de SST entre latitudes medias y bajas actúa como forzante para las variaciones del SWWB (Lamy et al., 2010; Bertrand et al., 2014).

El SAM es un factor primario en la variabilidad de circulación atmosférica en el Hemisferio Sur. Se define como la diferencia de presión atmosférica media zonal entre las latitudes medias ($\sim 40^{\circ}\text{S}$) y Antártica ($\sim 65^{\circ}\text{S}$) y refleja la intensidad y posición de los SWWB que rodean la Antártica (Abram et al., 2014; Jones et al., 2016). Presenta fases positivas, es decir, anomalías de baja presión en la Antártica y alta presión en latitudes medias, fases negativas, que implican alta presión en la Antártica y baja presión a latitudes medias y, por último, fases neutras que no involucran anomalías de presión (Abram et al., 2014). Estas diferentes fases influyen la distribución latitudinal de la precipitación y temperatura de manera estacional, mensual o incluso semanal. En la Figura 2.14 se muestran las diferentes fases del SAM y sus consecuencias para Australia con diferente estacionalidad.

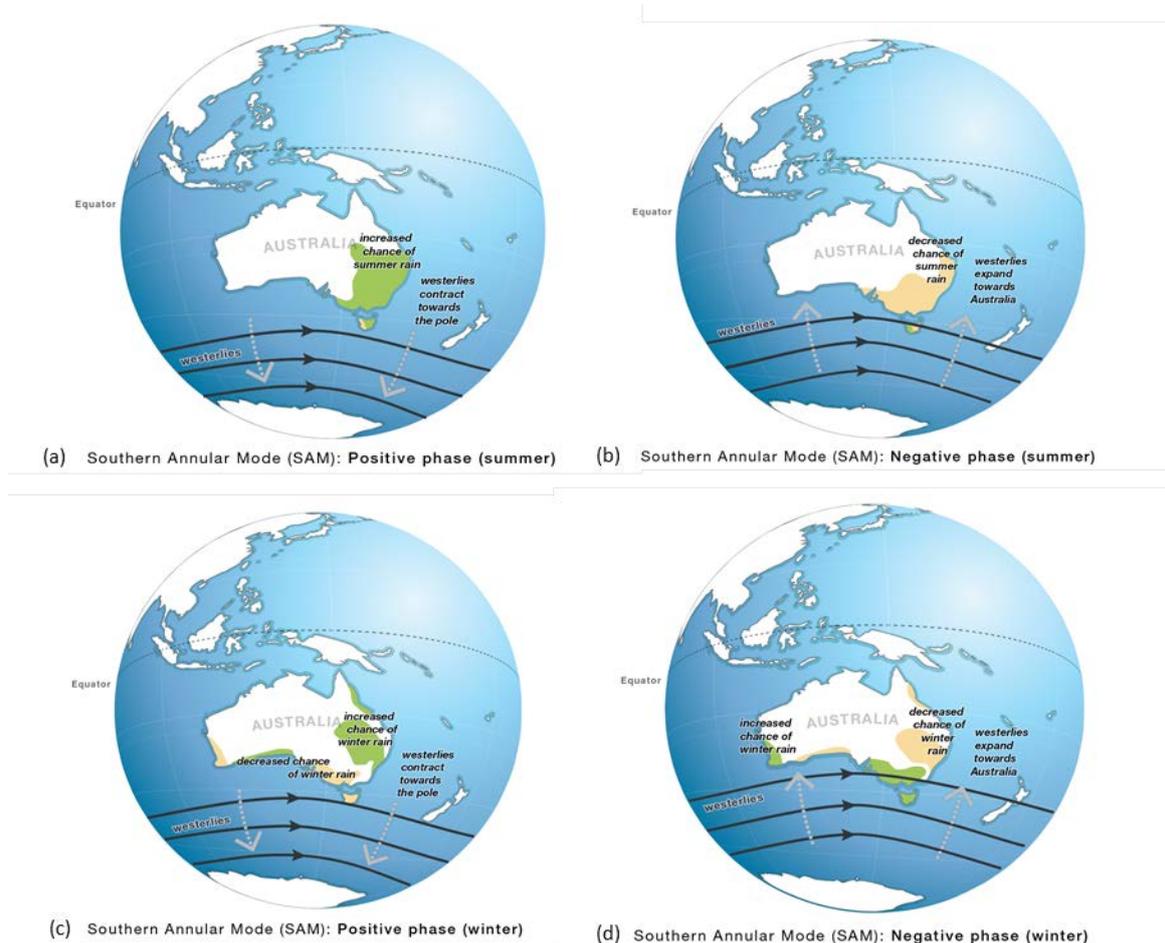


Figura 2.14. Modo Anular Austral (SAM) en sus distintas fases y estacionalidad para Australia (hemisferio sur) (Bureau of Meteorology, Australian Government, 2019).

En las últimas décadas, el SAM tiende a una fase positiva, lo que produce *westerlies* más intensos en el casco polar y contribuye a un aumento de temperatura en la Península Antártica, Patagonia y sur de Nueva Zelanda, incluyendo condiciones anómalamente secas, y a un enfriamiento en Antártica y gran parte de Australia (Gillett et al., 2006; Thompson y Solomon, 2002; Abram et al., 2014). En Chile Central, el SAM es una de las variables que participan en la mega sequía (Garreaud et al., 2019, Boisier et al., 2018).

La zona de convergencia intertropical y los SWWB se relacionan, a través de las variaciones en la circulación termohalina en el océano Atlántico. Esta circulación consiste en un cinturón de corrientes oceánicas que transporta grandes cantidades de calor y agua dulce. Muchos modelos climáticos predicen una disminución del AMOC debido a forzantes de gases de efecto invernadero (Schmittner et al., 2005). Además, se tiene una relación entre la AMOC, el ITCZ y los SWWB. Cuando la AMOC disminuye, el ITCZ y el SWWB migran hacia el sur; y migran hacia el norte cuando el AMOC aumenta (Montade et al., 2015).

Finalmente, el anticiclón del Pacífico (South Pacific High, SPH) también presenta una relación con los *westerlies*. Cuando este se extiende anómalamente al sur, el viento zonal se

intensifica en la parte sur de Sudamerica. En cambio, cuando el anticiclón se encuentra confinado a los subtropicos, el viento se extiende a latitudes medias (Garreaud et al., 2013). Además, las variaciones en el sistema ITCZ-SPH se han atribuido a variaciones en el SPH (Flores-Aqueveque et al., 2020).

2.3.2 Reconstrucciones paleoclimáticas

Para la Patagonia, según Kilian y Lamy (2012), los primeros registros paleoclimáticos se basaron en reconstrucciones de avance glacial, registros de polen, de suelo y registros de turba. Reconstrucciones de tipo multi-*proxy* basadas en testigos de sedimento de lago y fiordo comenzaron recién en los años 2000. Las reconstrucciones del SWWB se basan primariamente en *proxies* de precipitación y su relación con los cambios en la intensidad y posición latitudinal del viento (Moreno et al., 2009, 2010, 2012, 2018a, 2018c; Lamy et al., 2001, 2010, 2019; Bertrand et al., 2014).

Cabe destacar que los estudios que serán mencionados a continuación en Patagonia, que buscan reconstruir la intensidad de los *westerlies*, son en su mayoría con base en *proxies* indirectos de vegetación y precipitación los cuales no son siempre correlacionables y deben ser interpretados con precaución. Otra complicación para realizar interpretaciones son las diferentes ubicaciones de los sitios de estudios, los cuales se distribuyen entre Patagonia norte y Patagonia sur tanto al oeste como al este de la cordillera de los Andes.

2.3.2.1 Escalas de reconstrucción de *westerlies* y visiones contrapuestas

Existen diferentes escalas para las variaciones de la posición e intensidad del SWWB, incluyendo escalas para ciclos glacial/interglaciales, milenarias a submilenarias o centenarias, estacionales e incluso escalas interanuales.

La variación estacional ocurre durante el invierno austral, donde el cinturón se expande hacia el norte y la intensidad de viento en el núcleo disminuye. En cambio, en verano el cinturón se contrae y la intensidad de viento en el núcleo aumenta (Lamy et al., 2010; Garreaud et al., 2009). Este proceso parece ser controlado por la temperatura superficial del mar en el Océano Pacífico sur oriental (Lamy et al., 2010).

Para los cambios que experimenta el cinturón de vientos del oeste en cuanto a intensidad y/o posición en escalas milenarias/submilenarias o centenarias y ciclos glacial/interglaciales se tienen dos visiones contrapuestas: (i) expansión latitudinal del cinturón y cambios en la intensidad del núcleo (Figura 2.15) o (ii) cambios en la posición latitudinal de todo el cinturón con consecuentes cambios de intensidad (Figura 2.16). Estas visiones se muestran resumidas en la Tabla 4.2 para el Holoceno.

La primera propuesta consiste en una variación de la intensidad de viento anti-fase entre el núcleo y el margen norte a escala multi-milenaria que se asemeja a las variaciones estacionales, es decir, expansión latitudinal del cinturón hacia el norte en periodos fríos y

contracción en condiciones cálidas (Lamy et al., 2010; Lamy et al., 2019; Kilian y Lamy, 2012; Figura 2.15). Con esto, se tiene que en el Holoceno temprano (~8 a 11.5 ka) el núcleo era más intenso mientras que el margen norte era débil y se observa lo opuesto en el Holoceno tardío (hace ~4 ka) (Lamy et al., 2010).

Para latitudes ~41°S se observa una tendencia de condiciones menos húmedas en el Holoceno medio (sugiere una posición más al sur del cinturón) y condiciones más húmedas en el Holoceno tardío (sugiere una posición más al norte y una intensificación de los vientos), donde se sugiere que los cambios multi-centenarios a milenarios en la posición del cinturón, durante el Holoceno, se correlacionan fuertemente al sistema tropical climático (la celda de intensidad de Hadley) (Lamy et al., 2001). Lamy et al. (2010) también proponen que esta analogía a cambios estacionales modernos de expansión y contracción puede haber sido importante para el comportamiento del SWWB a escalas glacial/interglaciales y sobre fluctuaciones glaciales a escala milenaria, donde en su compilación multi-*proxy* en sitios localizados en el núcleo indican un SWWB más intenso entre 12.5 a 8.5 ka, uno transicionalmente más débil entre los 8.5 a 5.5 ka y un subsecuente intervalo neoglacial con un SWWB variable pero en general más débil.

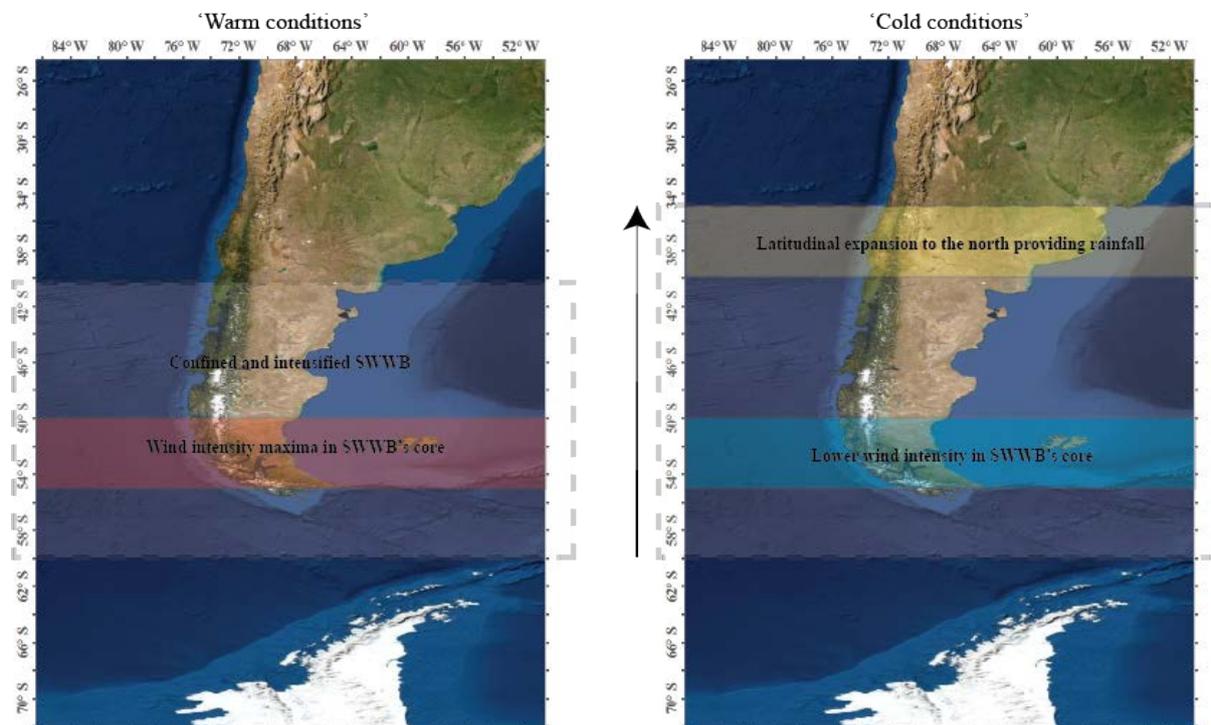


Figura 2.15. Figura esquemática mostrando la primera visión del comportamiento de los *westerlies*. A la izquierda: condiciones cálidas evidenciadas por un SWWB contraído y un máximo de intensidad de viento en el núcleo. A la derecha: condiciones frías evidenciadas por una expansión latitudinal hacia el norte del SWWB que provee de lluvia a la zona central y un núcleo menos intenso. Los límites de extensión de los *westerlies* son aproximados.

Por otro lado, la segunda visión propone que han ocurrido cambios persistentes en la posición latitudinal del SWWB, hacia el ecuador o hacia el sur, para escalas glaciales-interglaciales, escalas milenarias a submilenarias, e incluso escalas interanuales, donde en la

actualidad el cinturón estaría migrando hacia el sur (Moreno et al., 2009, 2010, 2012, 2018; Moy et al., 2008; Flores-Aqueveque et al., 2020; Figura 2.16). Con esto, se tiene que en el Holoceno temprano (10.5 a 7.5 ka) el núcleo era más débil y en el Holoceno medio (7.5 a 5.8) más intenso (Moreno et al., 2018a). Esto se complementa con un modelo de circulación general idealizado del sistema océano profundo y CO₂ confeccionado por Toggweiler et al. (2006), donde las transiciones de ciclos glacial-interglaciales ocurren mediante una realimentación positiva que involucra al SWWB, la temperatura promedio de la atmósfera y la circulación del océano profundo.

Entonces, las condiciones glaciales extremas se acompañan con una migración hacia el norte del cinturón, permitiendo que se acumule mayor cantidad de CO₂ en el océano profundo y en periodos interglaciales se tendría un cambio hacia el sur del SWWB que desencadenaría una liberación de CO₂ del océano profundo. Esto se resume en una relación de intensificación y/o movimiento hacia el sur del SWWB en períodos cálidos (actualidad) y una disminución de su intensidad y/o movimiento hacia el norte en periodos fríos (Toggweiler et al., 2006). Se propone que el sistema acoplado entre el SWWB y el océano sur genera variaciones de CO₂ a escala multimilenaria durante el ciclo interglacial actual e incluso durante ciclos glaciales en los últimos 800.000 años probablemente (Moreno et al., 2010).

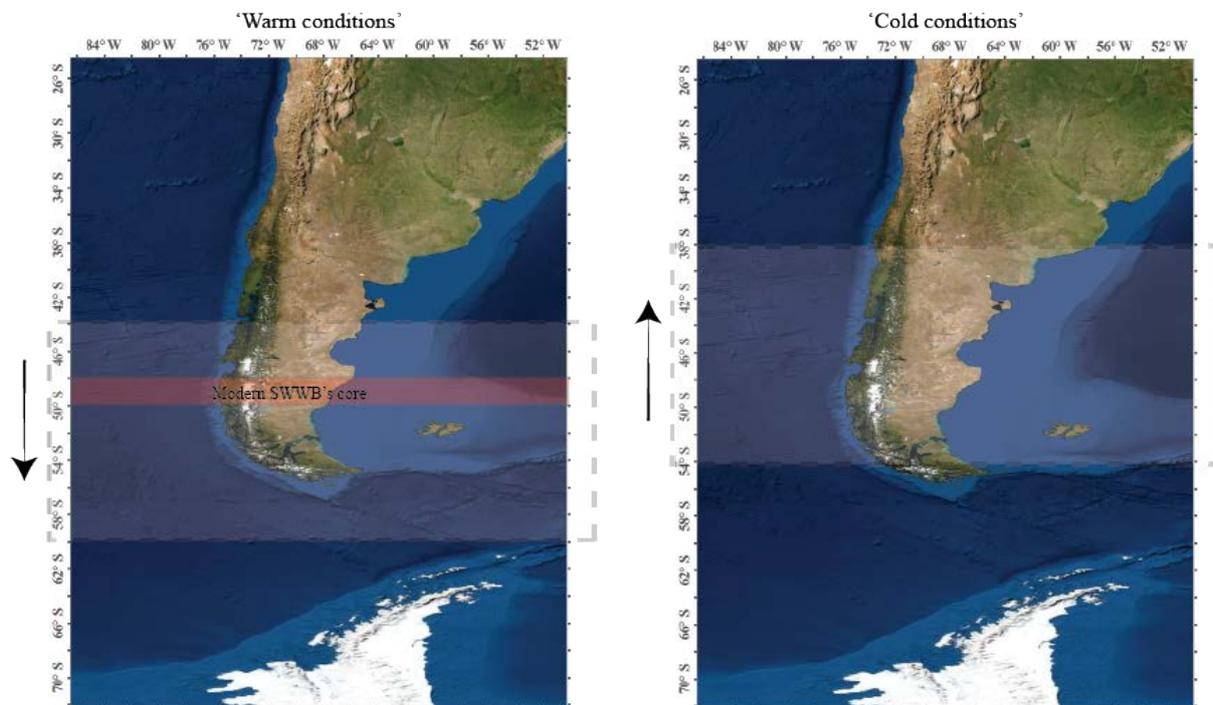


Figura 2.16. Figura esquemática mostrando la segunda visión respecto al comportamiento de los *westerlies* que consiste en cambios persistentes de la posición del SWWB. A la izquierda: migración hacia el sur del SWWB que, además, representa las condiciones actuales. A la derecha: migración hacia el norte del SWWB. Los límites de los *westerlies* son aproximados.

Siguiendo con esta segunda visión, Moreno et al. (2018c), a partir de registros de polen en Patagonia noroeste, proponen que la contracción de hielo en el océano sur desencadenó aumentos de temperatura en latitudes media y altas y un cambio hacia el sur del

SWWB durante el Último Máximo Glacial (Last Glacial Maximum, LGM, ~20000 años) seguido por una estabilización de hielo marino, cambio hacia el norte del SWWB y persistencia de condiciones frías durante el avance más joven de glaciares durante el LGM. Luego, un cambio hacia el sur del SWWB al comienzo de la Última Terminación Glacial (T1, a los 17100-15000 años cal BP).

Moreno et al. (2012), a partir de registros de polen en Patagonia sur, resumen la historia del SWWB para las deglaciaciones, donde proponen que: los vientos del oeste se intensificaron y expandieron hacia el norte durante el Antarctic Cold Reversal (ACR, 13.600-14.600 años cal BP), causando un aumento de precipitación en Patagonia noroeste y suroeste más un enfriamiento en latitudes medias y altas y una interrupción en el aumento de CO₂ atmosférico por deglaciación; migraron hacia el sur durante el Younger Dryas (YD, ~11800-13000 años cal BP), causando una disminución/aumento de precipitación en Patagonia noroeste/suroeste, respectivamente, además de un aumento de temperatura a altas latitudes y una estimulación de la liberación de CO₂ del océano sur; y se debilitaron a comienzos del Holoceno (~10000 y 11500 años cal BP), causando una disminución en las precipitaciones de toda Patagonia, simultáneo con un *peak* de temperaturas a latitudes media y altas y de concentración atmosférica de CO₂.

Los cambios persistentes en la posición latitudinal del SWWB en escalas multi-milenarias podrían resultar en anomalías de precipitación sincrónicas de carácter opuesto entre Patagonia noroeste y Patagonia suroeste, mientras que cambios en la intensidad del flujo zonal resultaría en cambios simultáneos del mismo carácter (Moreno et al., 2010). Moreno et al., (2018c), a los ~41°S, registran también cambios en la posición latitudinal del cinturón a escalas centenarias desde los 7700 años BP. Detectaron un aumento de precipitación entre los 7700 y 3200 años BP e infieren que el SWWB experimentó cambios de gran magnitud en su posición latitudinal desde los 6400 años BP, lo que conllevó incendios que condicionaron la vegetación nativa. Luego, establecen una disminución de la influencia del SWWB a los ~3200 años BP con cambios a escala centenaria que persisten hasta el presente.

Respecto a la contraposición de las dos propuestas previamente explicadas (expansión versus migración) que explican los cambios en el SWWB, Kilian y Lamy (2012) critican las reconstrucciones hechas desde el Último Máximo Glacial (Villa-Martínez y Moreno, 2007; Moreno et al., 2010; Moy et al., 2011; citados en Kilian y Lamy, 2012) porque estas sugieren que cambios en un único sitio reflejan cambios en todo el cinturón. Otra complicación es la distribución oeste-este de los Andes Patagónicos, con variados gradientes de precipitación, por lo que registros paleoclimáticos al oeste y este de los Andes muchas veces requieren diferentes *proxies* que no son directamente comparables (Kilian y Lamy, 2012). Además, Lamy et al. (2010) considera que la mayoría de los estudios glaciales del SWWB se han basado solo en registros del margen este del SWWB.

Por otra parte, Moreno et al. (2018a) establece que el conocimiento del SWWB a escalas milenarias y centenarias permanece rudimentario por la escasez de registros

detallados y cronologías precisas a latitudes sur, donde los pocos registros generan visiones contradictorias, por lo que se necesita adicionar sitios de estudios con una precisión detallada de la sensibilidad y cronología en ambientes depositacionales constantes.

Una de las mayores preguntas, señalan Moreno et al. (2021), recae en si el núcleo del cinturón del SWWB migró hacia el sur durante el Holoceno temprano o si es que su intensidad disminuyó en los sectores adyacentes al Paso de Drake. Esto, pues una visión señala una influencia de los *westerlies*, durante el Holoceno temprano, anómalamente alta (Lamy et al., 2010) o anómalamente baja (Moreno et al., 2010) a partir de registros localizados a los 51-53°S en Patagonia. Esto, considerando un Holoceno temprano más cálido versus uno más frío, respectivamente.

Respecto al clima en el Holoceno, Caniupán et al. (2014) en la zona de fiordos de Patagonia (50-53°S) encontraron SST más cálidas que el presente en casi todo el Holoceno, pero no detectaron evidencias de un calentamiento destacado para el Holoceno temprano, lo que atribuyen a diferentes factores, incluyendo *westerlies* más intensos, puesto que habría condiciones más húmedas y ventosas en el Holoceno temprano que disminuyeron hacia el Holoceno tardío. En cuanto al Holoceno tardío, a partir de un registro de sedimentario de fiordo y comparaciones con otros estudios de reconstrucciones de la SST, se propone que cuando la SST es mayor el SWWB ha migrado hacia el sur sistemáticamente y viceversa (Bertrand et al., 2014).

Gilli et al. (2005) encontraron que en Patagonia al este de los Andes (~50°S), mediante evidencias sedimentológicas, que el SWWB se intensificó en el Holoceno medio desde los ~6800 años cal BP y lo atribuyeron a un aumento en el gradiente de temperatura por una mayor influencia y/o migración al sur del anticiclón del Pacífico sureste. Bjorck et al. (2012), en una turbera en Tierra del Fuego (~55°S), encontraron también un aumento gradual de intensidad de viento en el Holoceno medio-tardío (desde 7200 años cal BP), alcanzando un máximo de intensidad y precipitación entre los 4500-3500 años cal BP.

Desde otra perspectiva, y contrapuesto a lo anterior, en Patagonia al este de los Andes (~50°S), a partir de la datación de morrenas con ¹⁰Be, Kaplan et al. (2016) encontraron que en el Holoceno temprano se tenía una posición más al sur de los SWWB lo que fomentó un aumento de temperatura, condiciones secas, glaciares patagónicos de menor tamaño. Luego, en el Holoceno medio, al migrar los vientos hacia el norte (o aumentar su intensidad y/o expandirse) hacia el sector Patagonia-Atlántico sur, se promovió la mayor extensión de glaciares (entre ~6100 y ~4500 años atrás) de todo el Holoceno coincidiendo con condiciones de temperatura más frías. Para el Holoceno tardío, los glaciares presentaron avances menores a escala centenaria y desde los últimos ~600 años presentan una extensión menor. Por lo tanto, concluyen que los glaciares en Campos de Hielo Sur no alcanzaron su extensión máxima durante el último milenio, si no que en el Holoceno medio.

En la actualidad, a partir de registros instrumentales y datos de reanálisis en el hemisferio sur, se observa una reducción de la precipitación anual en los últimos ~50 años

(Thompson et al., 2011) lo que se interpreta como resultado de una intensificación y cambio hacia el sur del SWWB (Moreno et al., 2018c) y se atribuye a la reducción de la capa de ozono y aumento de emisiones GEI (Thompson et al., 2011). Con ello se ha observado, desde el 2010, una mega sequía en la zona central, la cual se explica como una mezcla de factores de variabilidad natural y forzantes antropogénicos (Garreaud et al., 2019).

Se ahonda más en las reconstrucciones específicas para el Holoceno en el Capítulo 4.

2.3.2.2 Estudios en otros continentes

Es importante mencionar que en otras partes del mundo también se ha estudiado el comportamiento del cinturón de vientos del oeste, principalmente en Nueva Zelanda (Knudson et al., 2011; Anderson et al., 2018; Hinojosa et al., 2019), pero también en África (Stager et al., 2012) y Antártica (Koffman et al., 2014).

En Nueva Zelanda (~45°S), Knudson et al. (2011) estudiaron sedimentos de fiordo y encontraron rangos de edades donde la precipitación disminuyó (~1900, 1400-1100, ~900, 750-150 años cal BP) y rangos donde aumentó (2100-1400 y 1100-700, ~400 años cal BP). Los periodos de mayor (menor) precipitación lo relacionaron con *westerlies* más intensos (débiles) durante intervalos de clima relativamente cálido (frío). Sugieren que, si bien la mayoría de los mecanismos que cambian al SWWB apelan sólo a cambios zonales, sus resultados muestran cambios meridionales en el flujo de los SWWB adicionales a los cambios zonales. Esto es debido a que comparan sus registros con estudios realizados en Sudamérica a latitudes similares. Por ejemplo, al comparar con el estudio de Lamy et al. (2001) (~41°S) encuentran principalmente una relación antifase para los intervalos de mayor humedad salvo en dos periodos. Sin embargo, al comparar con Moreno et al. (2004) (~41°S) quienes establecen un aumento de temperatura y periodo seco entre los 2900-1800 años BP esto calzaría con Fiordland, pero no con el clima que ha sido estudiado en Nueva Zelanda para ese periodo.

Por otro lado, Anderson et al. (2018) examinaron geoquímica e hidrológicamente un registro lacustre a los ~45°S de 16000 años donde encontraron tres periodos distintivos (15500-14200, 13000-12000 y 10500 años BP) de bajo nivel del agua del lago que coinciden con eventos fríos del Atlántico norte cuando la ITCZ es desplazada hacia el sur, aumenta la surgencia del océano sur y la Antártica aumenta su temperatura. Estos cambios hidrológicos los relacionan a migraciones hacia el sur del SWWB y tormentas asociadas que causan condiciones de aridez en el sur de Nueva Zelanda. Además, entre los 10000 y 8000 años cal BP atribuyen el bajo nivel del lago a una combinación de vientos más débiles y temperaturas más altas. A los 5500 años BP interpretan un incremento en la intensidad de los *westerlies*. Estos resultados apoyan la noción de que los mecanismos climáticos que se originan a altas latitudes y en los trópicos trabajan en conjunto para influenciar el SWWB a escalas milenarias. Los resultados de Anderson et al. (2018) están en coherencia con Moreno et al. (2010 y 2018c) para el Holoceno temprano, quienes interpretan un debilitamiento de los *westerlies* a latitudes similares (~41-42°S).

Ante lo mencionado anteriormente, cabe decir que el clima en el Holoceno y, por lo tanto, la extensión de glaciares, es diferente en Patagonia que en Nueva Zelanda. Como se discutió en la sección 2.3.2.1, según Kaplan et al. (2016), el Holoceno temprano presenta un aumento de temperatura, condiciones secas y glaciares patagónicos de menor tamaño. Luego, el Holoceno medio presenta la mayor extensión de glaciares de todo el Holoceno y por ende las condiciones fueron más frías. Por otro lado, al sur de Nueva Zelanda se tiene que la mayor expansión glacial ocurrió en el Holoceno temprano y, por lo tanto, en el Holoceno medio los glaciares ya no se encuentran en su máximo (Kaplan et al., 2013).

Hinojosa et al. (2019) estudiaron un registro paleohidrológico lacustre (45°S) de ~17-9 ka. Encontraron evidencia para un ACR más húmedo (ACR, 14.7-13 ka) y una tendencia más seca durante el YD (12.9-11.6 ka) y el Holoceno temprano (11.7-9 ka). La fase húmeda (más fría) la asocian a una migración hacia el norte y/o intensificación de los *westerlies*, mientras que la fase seca (más cálida) indica vientos de media latitud más débiles. Esto se encuentra en congruencia con los estudios realizados por Moreno et al. (2012, 2018a y 2018c) a los ~51°S y a los ~41°S que interpretan un ACR con *westerlies* más intensos, un YD con un debilitamiento o migración al sur y un Holoceno temprano con un debilitamiento de los vientos.

A latitudes más al norte (~32°S), en Sudáfrica, Stager et al. (2012) analizaron registros sedimentológicos y de diatomeas provenientes de la zona de precipitación en invierno del continente. Las precipitaciones inferidas fueron altas entre los ~1400-1200 años BP, disminuyeron hasta los ~950 años cal BP y se alzaron notablemente durante la LIA, donde luego hubo diferentes pulsos marcados. Estas variaciones las asociaron a una deriva de los *westerlies* hacia el ecuador (intensificación y/o expansión al norte) durante los periodos húmedos que podrían haber influenciado la circulación termohalina al restringir el flujo marino alrededor de la punta de África.

A latitudes más al sur (~79.5°S), en la Antártica, Koffman et al. (2014) realizaron un estudio de partículas de polvo de Antártica oeste a partir de un testigo de hielo. Con ello realizaron mediciones de flujo de polvo y tamaño de partículas y lo utilizaron como *proxy* para reconstruir la circulación atmosférica pasada. Con esto y comparando con otras reconstrucciones climáticas del hemisferio sur, infirieron que los *westerlies* ocuparon una posición más al sur entre 1050 y 1400 CE (era común) coincidiendo con la Anomalía Climática Medieval. A los 1430 el cinturón migró hacia el ecuador donde permaneció hasta el siglo XX medio a tardío (LIA). Además, observaron depositación de partículas gruesas en los últimos 50 años, lo que es consistente con observaciones de los *westerlies* intensificándose y migrando hacia el sur en las últimas décadas.

Comparando ambos estudios anteriores con reconstrucciones hechas en Patagonia, se tiene que el comportamiento del SWWB para la LIA ha sido ampliamente estudiado con resultados controvertidos, donde se ha interpretado una intensificación y migración al norte (Lamy et al., 2001, ~41°S), migración al norte (Sepúlveda et al., 2009; Bertrand et al., 2014,

~45°S), intensificación y migración al sur (Moy et al., 2008, ~51°S), solo intensificación (Moreno et al., 2009) y solo debilitamiento (Schimpf et al., 2011, ~53°S). Con esto, se observarían algunas consistencias e inconsistencias con lo evidenciado por Stager et al. (2012) a los ~32°S (intensificación y/o expansión hacia el norte de los vientos) y Koffman et al. (2014) a los ~79°S (debilitamiento y/o migración al norte). Las variaciones de los *westerlies* en la LIA para Patagonia y Antártica se observan de forma más clara en la Tabla 4.2.

2.3.2.3 Reconstrucciones de intensidad de viento con base en partículas eólicas

En general, se cuenta con pocas reconstrucciones de intensidad de viento, en particular del cinturón de vientos del oeste, con base en el estudio de partículas eólicas en el mundo, más aún en el hemisferio sur.

En cuanto al hemisferio norte, se han estudiado algunos depósitos eólicos y con ello se han hecho inferencias respecto al clima, en particular, de los *westerlies* del norte o viento zonal. Por ejemplo: Rea y Leinen (1988), con granulometría de un registro eólico del Pacífico noroeste, evaluaron cambios en el margen norte e intensidad de los *westerlies* durante el Holoceno; Donghuai (2004), a partir del tamaño de grano de un depósito eólico en el norte de China, analizó cambios en la circulación del monsoon y *westerlies* del norte para el Cenozoico tardío en ciclos glacial-interglaciales; Qiang et al. (2010), desde depósitos de tormenta eólicos en China, analizaron los volúmenes y tamaños de partícula y dedujeron que los granos finos de depósitos de loess pueden ser relacionados a procesos de tormenta, pero que debido a las partículas tamaño arcilla y su depositación en forma de agregados es complicado utilizar estos depósitos para evaluar la intensidad y cambios de los *westerlies*; y, para finalizar, Sun et al. (2020), a partir de registros de loess en Asia Central, estudiaron la datación por luminiscencia en cuarzo, tamaño de grano y color y con ello interpretaron las condiciones de depositación y reconstruyeron el clima en el Holoceno.

Por otro lado, al extremo sur del hemisferio sur, se cuenta con algunos estudios donde se han utilizado otro tipo de *proxies*, no relacionados a la precipitación, para reconstruir la intensidad del viento. Lisé-Pronovost et al. (2015) estudiaron *proxies* de propiedades magnéticas de sedimentos para la intensidad de viento y polvo en sedimentos lacustres en Patagonia sureste (~52°S), donde, en particular, el campo medio destructivo de la magnetización remanente isotermal (Median Destructive Field of isothermal remanent magnetization, MDF_{IRM}) fue concordante con otros registros de intensidad de viento y fue interpretado como un *proxy* de intensidad de viento independiente de los cambios de humedad. Además, estudiaron la susceptibilidad magnética volumétrica de bajo campo (volumetric low field magnetic susceptibility, k_{LF}) la cual interpretaron como un indicador de fuentes de polvo a escala milenaria cuando el tamaño de grano ferrimagnético e influencia coercitiva son mínimas. Su registro, para el último periodo glacial (51200-17300 años cal BP) indica menor intensidad de vientos, lo que es conforme a un desplazamiento hacia el ecuador o a un debilitamiento de los *westerlies* en el hemisferio sur. Esto concuerda con Lamy et al. (2014), quienes encontraron que en los periodos glaciales se tiene tres veces más

deposición de sedimento en el océano sur que en los periodos interglaciales, lo que lo relacionan a una migración hacia el norte de los *westerlies*. Lo anterior es relevante en términos de disponibilidad de sedimento, cuyas fuentes son Australia, Nueva Zelanda y Patagonia, para esta y otras reconstrucciones de viento. Además, Lisé-Pronovost et al. (2015) (Patagonia sureste, ~52°S) encontraron dos periodos de vientos relativamente más intensos a los 44000 y 39000 años cal BP así como también entre los 17000 a 11000 años cal BP lo que es conforme a una migración hacia el sur del SWWB en la Última Terminación Glacial.

En un estudio de multi-*proxy* (datación ^{14}C , grado de humificación, LOI, susceptibilidad magnética, densidad total, análisis de polen y esporas y determinación del flujo de arena eólica), realizado por Björck et al. (2012) para una turbera en Tierra del Fuego este (~55°S), se encontró una cronología para cambios en los *westerlies*. En esta investigación se combinan dos *proxies*: la humedad como *proxy* de precipitación y el ASI (Aeolian Sand Influx) como *proxy* de intensidad de vientos. Encuentran que entre los 13600 a 13200 años cal BP hubo una intensificación seguida de un debilitamiento gradual (13200 a 12200 años cal BP) que llevó a una migración de los vientos al sur de Tierra del Fuego (12200 a 10000 años cal BP). Luego, según Björck et al. (2012), los *westerlies* retornaron hacia el norte y, desde ese entonces, hubo una amplia variabilidad en términos de extensión e intensidad para el Holoceno, aunque se tiene una intensificación entre los 7200 y 4500 años cal BP ocurriendo un máximo de intensificación a los 4500-3500 años cal BP (Holoceno medio-tardío).

Vanneste et al. (2015) estudiaron la isotopía y química de un registro de turbera en Tierra del Fuego (~55°S) para reconstruir flujos de polvo atmosféricos y cambios ambientales y del SWWB asociados, donde encontraron variaciones desde el Último Término Glacial y concluyeron que los periodos de ACR (~14.1 a 12.8 ka BP) y YD (~12.9 a 11.7 ka BP) presentan depositaciones de polvo elevadas que se asocian a un aumento de intensidad de vientos o cambio hacia el sur de los *westerlies*.

Saunders et al. (2018) reconstruyeron la intensidad de viento para los últimos 12300 años basándose en aerosoles y partículas minerogénicas dentro de sedimentos lacustres en la isla Macquarie, Antártica (54°S), y encontraron una correlación entre el aumento de la intensidad de viento y un aumento de CO_2 atmosférico y vice versa. Entre los 12.1 y 11.2 ka y desde los 7 ka la intensidad de viento fue sobre el promedio y coincide con un aumento de CO_2 . En cambio, de los 11.2 a 7.2 ka la intensidad de viento fue bajo el promedio se corresponde con una disminución de CO_2 .

Sin embargo, no se han realizado reconstrucciones cuantitativas de la intensidad de viento basadas en la distribución y abundancia de partículas eólicas, es decir, *proxies* directos, en Patagonia. Flores-Aqueveque et al. (2015) analizaron la granulometría de partículas eólicas en testigos de sedimento marinos en Mejillones (23°S), generando una reconstrucción cuantitativa del viento sur en distintos periodos y evidenciando la utilización de este *proxy* como una excelente forma de realizar reconstrucciones de intensidad de viento y circulación atmosférica.

Lo anterior se podría replicar en Patagonia sur para la reconstrucción de los vientos del oeste, pero hay que tener en cuenta que las condiciones son diferentes que en el norte puesto que la humedad, precipitaciones y vegetación presente son mayores y pueden limitar el transporte eólico de partículas al interferir en la depositación constante en un ambiente lacustre. Además, la relación entre un viento más intenso y transporte de partículas más gruesas podría no ser siempre directamente correlacionable, dependiendo de la cercanía y disponibilidad de fuentes de sedimento. Por ello, se debe estudiar la geomorfología de la zona de estudio para así evaluar potenciales lugares de aporte de sedimento.

CAPÍTULO 3

MARCO TEÓRICO Y METODOLOGÍA

3.1 MARCO TEÓRICO

3.1.1 Tomografía computarizada de rayos X

Según Cnudde et al. (2006), la tomografía computarizada de rayos X (CT) es una técnica no destructiva que desde la década del 70' se comenzó a utilizar en diversas áreas de investigación tales como paleontología, sedimentología, petrología, ciencia de suelos y fluidos. En particular, en sedimentología se utiliza para el análisis de estructuras sedimentarias en testigo de sedimento de ambientes marinos, lacustres y usualmente en sedimento fino (Fouinat et al., 2017; Nakashima y Komatsubara, 2016; Rosenberg et al., 2007; Tanaka et al., 2011; Van Daele et al., 2014).

El principio básico para CT consiste en posicionar el objeto entre una fuente de rayos X y un detector de rayos X. Se requiere un movimiento rotacional de la muestra en relación al sistema fuente-detector, el cual convierte estos rayos en cientos de radiografías digitales. Estas radiografías entregan valores que son lineales al coeficiente de atenuación de rayos X el cual, a su vez, es función de la energía de rayos X, densidad y número atómico del material (Cnudde et al., 2006).

La unidad utilizada en tomografías computarizadas es la unidad de Hounsfield (HU), una unidad adimensional de escala de grises que se utiliza para expresar los valores entregados por la tomografía. Se ha utilizado una transformación lineal en sedimentos de grano fino entre HU y lo que se define como el número CT ($CT = (HU/1000) + 1$) la cual es útil pues elimina valores negativos, facilita la comparación y se cumple que el aire tiene un CT de 0 y el agua un CT de 1 (Orsi et al., 1994; Amos et al., 1996; Orsi y Anderson, 1999; Tsuchiyama et al., 2005). Además, se ha determinado de forma empírica una relación lineal entre densidad y número CT que representa la unidad de Hounsfield (Orsi et al., 1994; Orsi y Anderson, 1999; Tanaka et al., 2011; Figura 3.1).

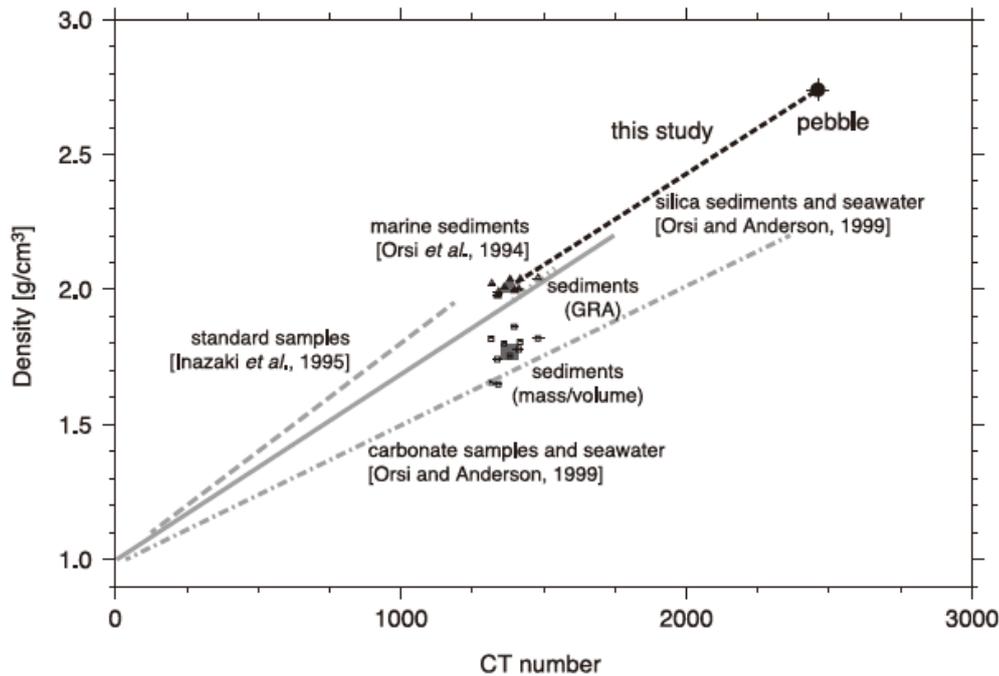


Figura 3.1. Gráfico de dispersión ilustrando la relación entre el número CT y la densidad de diferentes estudios. Extraído de Tanaka et al. (2011).

Se han realizado estudios para determinar la densidad de materiales y sedimentos con el uso de tomografías (Orsi et al., 1994; Amos et al., 1996; Orsi y Anderson, 1999). En particular, Duchesne et al. (2009) han aplicado un método donde se convierte la atenuación a HU, luego se corrige el efecto fotoeléctrico (cuando un fotón eyecta un electrón del átomo donando su energía) y, finalmente, se calcula una densidad relativa, con valores y relaciones válidas para un escáner específico. Sin embargo, aplicar métodos para determinar la densidad puede ser problemático en sedimentos por su naturaleza polimineral, lo que genera un obstáculo en la evaluación del efecto fotoeléctrico. Incluso con un conocimiento de la proveniencia de los sedimentos no es posible precisar la composición mineralógica de cada grano. De todas formas, para análisis de sedimentos, la aplicación de una corrección fotoeléctrica es una forma de ganar precisión en la aproximación de la densidad.

A pesar de la dificultad, las tomografías computacionales se utilizan en sedimentología para el análisis de estructuras, facies sedimentarias y estratigrafía en testigos de sedimento y sus implicancias en diferentes ambientes sedimentarios. Por ejemplo, Van Daele et al. (2014) estudiaron las facies de testigos de sedimento de fiordo para reconstruir direcciones de paleoflujos y con ello se interpretaron turbiditas de naturaleza sísmica. Por otro lado, Fouinat et al. (2017) investigaron testigos de sedimento de lagos en los Alpes donde identificaron capas sedimentarias con propiedades clásticas distintivas y con ello se interpretó que los depósitos estudiados fueron inducidos por inundaciones y avalanchas. Para finalizar, Rosenberg et al. (2007) estudiaron testigos de sedimento marinos para visualizar y cuantificar estructuras biogénicas y con ello interpretar condiciones ambientales.

3.1.2 Susceptibilidad magnética

La susceptibilidad magnética monitorea la concentración de minerales magnéticos. Este parámetro está directamente relacionado a la permeabilidad y es ampliamente usado para correlación entre testigos (Opdyke y Channell, 1996).

Al exponer un material a un campo magnético externo (H), adquiere una magnetización inducida (J_i). Las magnitudes de estas variables están relacionadas a través de la susceptibilidad magnética (χ), que se expresa mediante la siguiente relación:

$$J_i = \chi \cdot H,$$

por lo que la susceptibilidad magnética de un material puede entenderse como una medida de la facilidad que presenta un material a ser magnetizado por un campo magnético (H) dado.

Los materiales, según su valor de susceptibilidad magnética, pueden clasificarse en: diamagnéticos, con valor de susceptibilidad magnética menor a cero e independiente de la temperatura; paramagnéticos, con valor de susceptibilidad positiva, pero relativamente pequeña; y ferromagnéticos, con susceptibilidad positiva, pero órdenes de magnitud más grande que los materiales paramagnéticos ante un mismo campo magnético externo lo cuales, además, registran la dirección de un campo magnético aplicado aun cuando este se retira.

3.1.3 Dataciones

3.1.3.1 Datación ^{14}C

Para estudios de fluctuaciones climáticas a finales del Cuaternario, la datación por ^{14}C o radiocarbono ha probado ser el método más útil. El ^{14}C se presenta y distribuye en todos los componentes orgánicos por lo que esta técnica puede ser utilizada en todo el mundo y en distintos tipos de ambientes sedimentarios. Se han datado muestras de turba, madera, huesos, conchas, paleosuelos, agua de mar, sedimentos, entre otros (Bradley, 2015).

El ^{14}C es producido en la atmósfera superior por el bombardeo de neutrones a átomos de nitrógeno. Se tiene un equilibrio entre la tasa de producción ^{14}C y la tasa de desintegración de ^{14}C en el reservorio global de carbono, por lo que el ^{14}C total se asume constante para el método de datación (Bradley, 2015). El método se basa en el contenido de carbono presente en muestras orgánicas, a partir de la desintegración del isótopo ^{14}C (inestable) al isótopo más abundante ^{12}C (estable), siguiendo la ecuación:

$$\frac{^{14}\text{C}}{^{12}\text{C}} = \left(\frac{^{14}\text{C}}{^{12}\text{C}}\right)_0 e^{-\lambda_{14}t},$$

Como se conoce la vida media del ^{14}C (5730 ± 40 años), se miden las actividades de los isótopos para calcular diferentes parámetros (actividad absoluta, razón entre actividad absoluta entre la muestra y un estándar, actividad relativa como la diferencia entre actividades absolutas) para finalmente obtener a una edad (Eriksson et al., 2011). El método funciona para calibrar edades de no más de ~ 45000 años (Bradley, 2015).

Un factor importante a considerar es el efecto Suess, el cual implica un decrecimiento en la cantidad de ^{14}C en el CO_2 atmosférico debido a una mezcla del CO_2 producida por la quema de combustibles fósiles. También se ha extendido la definición a cambios en las razones isotópicas tanto del ^{13}C y ^{14}C en cualquier reservorio del ciclo del carbono debido a actividades antropogénicas (Keeling, 1979). Su magnitud puede ser estimada con modelos geoquímicos. Otro factor importante es el efecto reservorio marino, el cual genera una variación en el contenido de radiocarbono de organismos terrestres al compararlos con organismos marinos. Sin embargo, la corrección de este efecto ha sido ampliamente estudiada y registrada en bases de datos, incluyendo softwares de calibración de radiocarbono como CALIP u OxCal.

Esta técnica se lleva a cabo con un espectrómetro de masas con acelerador (Accelerator Mass Spectrometry, AMS), el cual cuenta la abundancia relativa en términos de razones isotópicas para la desintegración radioactiva. Existe una incerteza estadística pues la desintegración radioactiva varía al azar alrededor de un valor promedio. Por ello, las edades se reportan como el punto medio de una distribución de Poisson junto con una desviación estándar (Bradley, 2015).

Muchos resultados se reportan en términos del porcentaje de carbono moderno (pMC) para muestras ambientales y aplicaciones post-bomba. Sin embargo, se tiene más de una definición al respecto, donde la más utilizada corresponde a la razón entre la actividad específica normalizada y la actividad de la muestra normalizada llevada al 100%. Otro término utilizado es la fracción de moderna, que corresponde al pMC sin realizar la conversión porcentual (Eriksson et al., 2011).

3.1.3.2 Datación ^{210}Pb

Sanchez-Cabeza et al. (2012) describen que el ^{210}Pb es un radionúclido natural perteneciente a la cadena radiactiva del ^{238}U . Su período de semidesintegración es de $t_{1/2} = 22.23 \pm 0.12$ años. Asumiendo que el ^{210}Pb puede ser detectado hasta unas 5 veces su período de semidesintegración, es esperable que pueda proporcionar información útil durante los últimos 100 años aproximadamente, dependiendo de las técnicas utilizadas y la precisión del ensayo. El ^{210}Pb total contenido en los sedimentos se encuentra en desequilibrio con el ^{210}Pb de base (^{226}Ra). La diferencia entre ambos se denomina ^{210}Pb en exceso ($^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$) y es el parámetro fundamental para la datación y se muestra la ecuación a continuación:

$$^{210}\text{Pb}_{\text{ex}} = ^{210}\text{Pb}_{\text{total}} - ^{226}\text{Ra}$$

El ^{210}Pb procede de la desintegración del ^{226}Ra ($t_{1/2} = 1600$ años) y, en sistemas cerrados, ambos radionúclidos se encuentran en equilibrio. Sin embargo, en sistemas abiertos, puede ocurrir la desintegración a ^{210}Pb , el cual se deposita principalmente por vía húmeda. Los flujos de ^{210}Pb varían estacionalmente y dependen de la región considerada, siendo mayores sobre los continentes que sobre los océanos. Localmente y considerando períodos de tiempo de varios años, los flujos de ^{210}Pb son aproximadamente constantes estando correlacionados con la precipitación (Sanchez-Cabeza et al., 2012).

En el mar, el ^{210}Pb puede tener orígenes diversos. En zonas costeras someras el flujo principal de ^{210}Pb a los sedimentos proviene de la atmósfera, aunque los ríos y escorrentía pueden ser fuentes adicionales. En aguas más profundas se debe considerar que una fracción del ^{210}Pb procede del ^{226}Ra disuelto en agua (más importante a mayor profundidad). Una vez que el ^{210}Pb se encuentra en el medio marino, se desintegra o se asocia a la materia en suspensión, la que arrastra al ^{210}Pb hacia el sedimento de fondo. Entonces, los sedimentos contienen ^{210}Pb producido in situ por la desintegración del ^{226}Ra y el $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ que se deposita con las partículas que forman parte del sedimento (Sanchez-Cabeza et al., 2012).

El $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ presente en los sedimentos, independientemente de su origen, decae siguiendo la ley de desintegración radiactiva. Si la tasa de acumulación de sedimento y el flujo de ^{210}Pb son constantes y no hay procesos de redistribución del $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ en el sedimento, un perfil de $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ debería ser perfectamente exponencial. Los modelos de datación son utilizados para obtener un modelo de edad, calcular tasas de acumulación o estimar tasas de mezcla de los sedimentos. Existen distintos modelos tales como: modelo de actividad constante, modelo de sedimentación constante, modelo de flujo constante, modelo de flujo periódico y modelo de flujo y sedimentación constante (Sanchez-Cabeza et al., 2012).

3.1.4 Pretratamiento de sedimentos

De acuerdo a Vaasma (2008), en ambientes acuáticos se incorporan diferentes compuestos dependiendo de procesos físicos, químicos y biológicos que pueden alterar el sedimento, lo que dificulta su análisis. En particular, los sedimentos de grano fino generan mayor dificultad puesto que se pueden formar sedimentos cohesivos llamados flóculos. La materia orgánica, así como otros micro y macro componentes, se asocia con partículas minerales en suspensión con quienes forma agregados por procesos de adsorción o forma complejos con óxidos de hierro en la superficie de las partículas.

Los métodos que sean utilizados para el pretratamiento de las muestras y análisis granulométricos dependerá del objetivo del estudio, pues si se requiere analizar la fracción alóctona siliciclástica para ver su distribución en procesos de sedimentación es necesario remover los flóculos disgregados y la materia orgánica y carbonática (Vaasma, 2008).

3.1.5 Granulometría láser

La granulometría es el estudio de la distribución estadística de los tamaños de grano de un material. Para determinarla, se utiliza un granulómetro láser. Este corresponde a un dispositivo óptico que, con el método de difracción láser, mide la dispersión de Mie generada (Mie, 1908) mediante detectores que, tras un procedimiento de inversión, son traducidos en la distribución de tamaño de las partículas de la muestra.

3.1.6 Fluorescencia rayos X

La fluorescencia de rayos X (XRF) es una técnica analítica para determinar la composición química de rocas, minerales y sedimentos. Es ampliamente utilizada debido a que analiza la mayoría de los elementos en límites aceptables de detección y, además, la preparación de muestras es sencilla. Las partes básicas de un instrumento de XRF se muestran en la Figura 3.2.

Se utilizan cristales con espaciamentos conocidos (d) para determinar las longitudes de onda de rayos X fluorescentes emitidos por los elementos en la muestra. Según la ley de Bragg:

$$n\lambda = 2d \cdot \text{sen}(\theta),$$

donde n y d son conocidos, el ángulo θ es medido y la longitud de onda λ es calculada.

Cada elemento en una muestra emite su propio set característico de longitudes de onda, donde la intensidad de emisión de cada longitud de onda es proporcional a la concentración del elemento en la muestra.

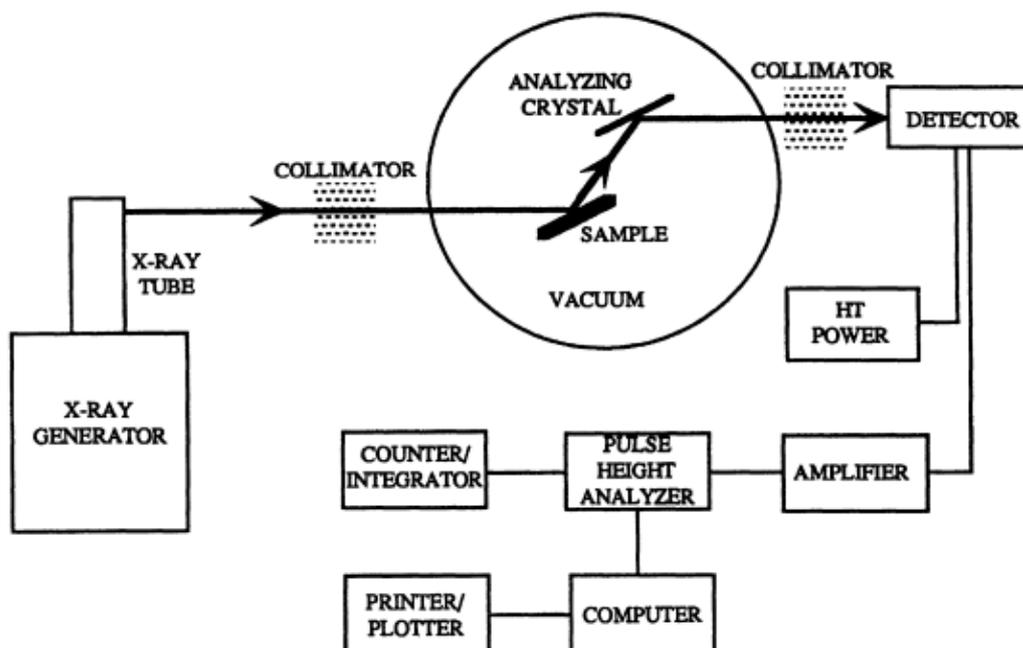


Figura 3.2. Diagrama esquemático de los componentes principales en un espectrómetro de fluorescencia de rayos X. Extraído de Douglas (1994).

La emisión de rayos X fluorescentes (secundarios) de los elementos en la muestra es inducida bombardeando la muestra con rayos X primarios de un tubo de rayos X. Los rayos X primarios tienen suficiente energía para quitar electrones de sus capas internas. Cuando los electrones se mueven para llenar la vacancia, pierden energía emitiendo rayos X secundarios, cuya longitud de onda es la utilizada para identificar el elemento. Los rayos X fluorescentes son detectados con un contador, cuyas señales son amplificadas y procesadas con un analizador de altura de pulso para finalmente estudiar los datos en un computador (Douglas, 1994).

3.1.7 Isotopía Sr y Nd

Para Cook et al. (2017), los isótopos radiogénicos de Sr y Nd en sedimentos se utilizan como trazadores para determinar la proveniencia de sus componentes erodados de fuentes continentales. En sedimentos marinos y glaciomarinos, ha sido ampliamente utilizado en estudios paleoclimáticos, ya que se puede proveer información de distintos tipos de procesos ambientales, tales como patrones atmosféricos y de circulación de océanos, estilos de erosión, cambios en descargas fluviales, movimiento de masas de hielo, entre otros (por ejemplo: Hemming et al., 2007; Roy et al., 2007).

Esta técnica de proveniencia también se ha utilizado para determinar la signatura química de sedimento eólico en Patagonia, muestreado en suelo y costas (Gaiero et al., 2007). Esto es posible debido a que se cuenta con datos de la geoquímica del Batolito Patagónico Sur (PBS) (Hervé et al., 2007), así como también con datos del Batolito Patagónico Norte (PBN) (Pankhurst et al., 1999) y datos de rocas volcánicas al norte de la zona de estudio y de la Patagonia Argentina (Hawkesworth et al., 1979; Kay et al., 1993; Gorrington y Kay, 2001; Gorrington et al., 2003; D’Orazio et al., 2001; Parada et al., 2001; Riley et al., 2001. Citados en Gaiero et al., 2007).

Los isótopos de larga vida son aquellos cuyas tasas de decaimiento son relativamente lentas con respecto a la edad del sistema solar, lo que significa que el elemento ‘padre’ aún existe en la naturaleza y, por lo tanto, la proporción de abundancia de los ‘hijos’ producto del decaimiento continúan aumentando, pero a tasas suficientemente lentas tal que los cambios son despreciables en periodos de tiempo cortos (Goldstein y Hemming, 2003).

Para el estudio de la proporción del isótopo $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ se utiliza el sistema de decaimiento ^{87}Rb a ^{87}Sr . Para el estudio de la proporción del isótopo $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ se utiliza el sistema de decaimiento ^{147}Sm a ^{143}Nd . Los pares padre/hijo Rb-Sr y Sm-Nd son fraccionados durante el fundimiento del manto creando reservorios de corteza continental con altas proporciones de Rb/Sr y bajas de Sm/Nd. Por lo tanto, capas de rocas de diferentes edades y litologías pueden presentar composiciones isotópicas de Nd y Sr características.

Para el sistema Sm/Nd se utiliza la notación ϵ debido a que las razones son muy bajas siguiendo la ecuación:

$$\epsilon_{Nd} = \left[\frac{(^{143}Nd/^{144}Nd)_{muestra} - (^{143}Nd/^{144}Nd)_{CHUR}}{(^{143}Nd/^{144}Nd)_{CHUR}} \right] \times 10000,$$

donde $(^{143}Nd/^{144}Nd)_{CHUR}$ corresponde a la composición isotópica primigenia correspondiente a 0.5123638 (Jacobsen y Wasserburg, 1980).

3.1.8 Pérdida por ignición

La Pérdida por Ignición (PPI; loss on ignition, LOI) es una técnica utilizada para cuantificar el contenido de agua, materia orgánica, materia inorgánica, siliciclastos y carbonatos contenidos en los sedimentos. Para ello, se somete una sección de sedimento a deshidratación y a quemas secuenciales a determinadas temperaturas y por determinados intervalos de tiempo donde, finalmente, los carbonatos del sedimento se transforman en CO₂ y óxidos (Heiri et al., 2001).

Durante el proceso se registra el peso de la muestra antes y después de cada quema y, dado que gran parte de la materia se pierde como gas, es posible determinar, por diferencia de masa, el porcentaje aproximado de materia orgánica y carbonatos de la ceniza remanente.

3.1.9 Procesos de sedimentación

3.1.9.1 Procesos de sedimentación en fiordos

Los fiordos australes corresponden a la latitud más baja en la cual los glaciares llegan al mar hoy en día. Corresponden a glaciares de marea, debido a que presentan alta acumulación de masa que mantienen los márgenes de este tipo de glaciares en una configuración oceanográfica y climática relativamente templada (Dowdeswell y Vásquez, 2013).

Según Bennett y Glasser (2009), la sedimentación de glaciares en ambientes marinos posee características muy diferentes a la sedimentación de glaciares en roca y si bien se asemeja a la sedimentación en lagos glaciares hay diferencias clave debido a la salinidad de la columna de agua y la influencia de mareas. Estos procesos de sedimentación glaciomarina (Figura 3.3) los resumen como:

1. **Deposición directa desde el frente glaciar:** corresponde a la liberación por derretimiento de sedimento supraglacial y englacial en el margen de hielo cuya tasa de sedimentación dependerá del volumen de hielo que se está derritiendo, la velocidad de avance del hielo y el contenido de sedimento.
2. **Rain-out desde icebergs y hielo marino estacional:** el desprendimiento de glaciares es un proceso dominante. En particular, la variación de mareas causa flexura en el margen acelerando el desprendimiento. El sedimento supraglacial es usualmente

agitado de la superficie superior del *iceberg* a medida que se desprende hielo o bien, se vuelca debido al derretimiento diferencial, lo que que producirá a la larga la liberación de sedimento subglacial y englacial. La tasa de sedimentación en cualquier punto del frente del margen de hielo depende de: la concentración de sedimento dentro de glacial y el *iceberg*, el tiempo de residencia de un *iceberg* en un área, la tasa de desprendimiento, la tasa de derretimiento de *iceberg* y las características de la ola que influencia la frecuencia a la cual los *icebergs* son volcados. Los sedimentos producidos variarán desde *dropstones* ocasionales a estructuras de *dump* y grandes depósitos de diamictitas. Estos últimos pueden poseer estratificación gradada débil si la tasa de aporte de sedimento es periódica o pulsada y la columna de agua no es somera.

El hielo marino estacional también puede transportar sedimento en este ambiente. El sedimento es arrastrado mediante: avalanchas, caída de rocas y corrientes de lodo, flujos de corrientes, congelamiento inferior, captura de sedimento y depositación eólica.

Ehlers et al. (2018) menciona a este tipo de depósitos como *ice-rafted debris* (IRD), donde los *icebergs* que son desprendidos de glaciares, en especial aquellos de lenguas templadas, frecuentemente incluyen *debris* que se encuentra congelado por sobre o dentro del cuerpo de hielo. Este hielo puede ser transportado grandes distancias por las corrientes marinas y el viento. Al derretirse, deposita el sedimento.

3. **Deposición desde flujos por derretimiento:** la entrada de agua por derretimiento subglacial es importante. Esta agua cargada de sedimento es dulce y, por lo tanto, menos densa que el agua de mar y, consecuentemente, entrará como una pluma de desbordamiento. Esta sube rápidamente desde la base del glaciar donde se expande a la superficie del agua marina. La depositación es rápida y el punto de salida del agua de derretimiento está marcada por un abanico de arena y grava. Flujos subterráneos pueden ocurrir ocasionalmente cuando el agua es más densa por una alta concentración de sedimentos. Este mecanismo es más importante en glaciares templados.
4. **Asentamiento desde suspensión:** el sedimento en suspensión introducido al mar gradualmente se asentará. Esto se acelera en el agua de mar debido a los procesos de: floculación (atracción de partículas de arcilla), aglomeración (partículas se unen por materia orgánica) y pelitización (planktons y otros organismos pequeños ingieren sedimento y lo unen en forma de pellets fecales).
5. **Resedimentación subacuática por flujos de gravedad:** los sedimentos pueden volverse inestables en pendientes pronunciadas. *Slumping* o flujo de sedimento puede dar lugar a un rango de diamictitas. Este proceso también puede generar flujos de gravedad subacuáticos de sedimento como corrientes de turbidez.
6. **Caída de rocas subaérea y flujo de masa:** el material puede ser depositado por caída de rocas y flujos de masa directamente desde los lados del valle hacia el cuerpo de agua y se pueden desarrollar conos subacuáticos.
7. **Removilización de *scour* de *iceberg*:** la parte inferior de grandes *icebergs* puede removilizar sedimento retornándolo a la suspensión.

8. **Retrabajo actual:** el retrabajo de sedimentos por corrientes inducidas por mareas es un proceso de redistribución de sedimentos.
9. **Sedimentación biológica:** los restos esqueléticos de microorganismos como diatomeas, foraminíferos y radiolarios pueden añadirse al sedimento y organismos más grandes pueden estar presentes según la proximidad al glaciar y la naturaleza del ambiente. Estos tienen un rol importante en bioturbar sedimento ya depositado.
10. **Fuerza de coriolis:** la sedimentación en fiordos es parcialmente controlada por el efecto de rotación de la Tierra en el cuerpo de agua. En el hemisferio sur, las plumas de sedimento son comúnmente desviadas hacia el lado izquierdo, lo que puede causar asimetría en la acumulación de sedimento.

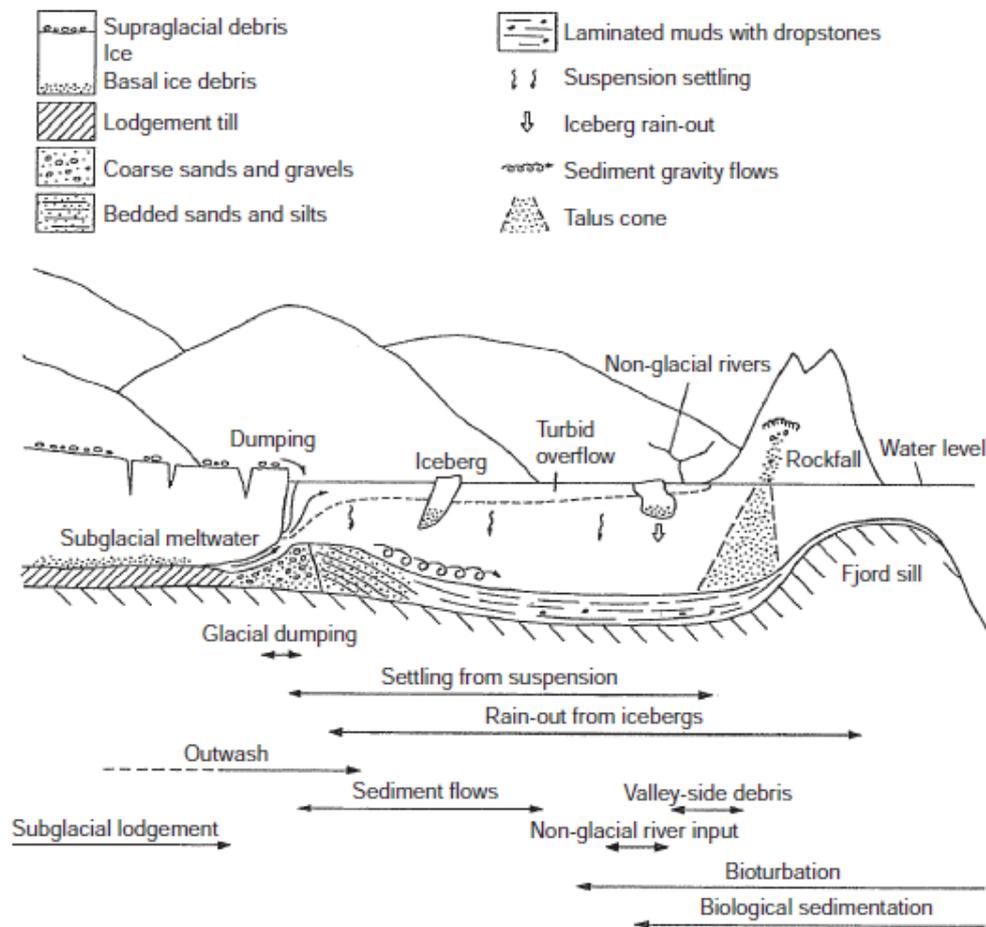


Figura 3.3. Fuentes de sedimento y distribución de procesos dentro de un fiordo influenciado por glaciares. Extraído de Bennett y Glasser (2009).

La distribución de los procesos mencionados anteriormente se ilustran en la Figura 3.3. En general la distribución de ambientes glaciomarininos y facies sedimentarias asociadas pueden verse como una secuencia de ambientes alejándose del frente de hielo que comprende una zona de contacto de hielo, zona proximal y zona distal, descritas a continuación (Bennett y Glasser, 2009):

(i) Zona de contacto de hielo: incluye el ambiente subglacial, el cual será expuesto progresivamente en el fondo marino durante el retroceso glaciar. Estos procesos subglaciares son similares a aquellos donde los glaciares terminan en tierra, pero los tills producidos serán de mayor grosor (5-20 m) debido a la habilidad de deformar suavemente el sedimento bajo el glaciar. La depositación en el frente de glaciares templados es dominada por la salida del agua de derretimiento que emerge a la superficie formando una pluma. La velocidad del flujo es controlada mientras entra al cuerpo de agua y el sedimento fluvial es depositado cerca del margen glaciar, donde se desarrollan abanicos submarinos. Estos abanicos pueden estar asociados con morrenas de empuje subacuáticas y bancos morrénicos si el glaciar está avanzando o si ocurre la fluctuación estacional del hielo marginal. Si el frente es estacionario, estos abanicos pueden crecer rápidamente y podrían emerger del agua formando deltas de contacto de hielo.

(ii) Zona proximal: dominada por sedimentación en suspensión, la cual acumula grandes potencias de sedimento. Puede dividirse en una zona interior, donde la tasa de sedimentación es tan rápida que inhibe la vida bentónica, y una zona exterior, donde la vida bentónica puede existir. Esta zona exterior se define por la presencia de bioturbación en el sedimento. Hay una rápida disminución de tamaño de partícula y tasa de sedimentación al aumentar la distancia al glaciar dentro de esta zona. No obstante, la acumulación de sedimento en la zona interior puede dar potencias considerables de sedimento en el piso marino. Este sedimento podría estar laminado en forma rítmica. Las altas tasas de sedimentación en la zona interior resultan en una pila sedimentaria que frecuentemente se vuelve inestable y se redistribuye hacia la cuenca por flujos de gravedad que podrían alimentar corrientes de turbidez. En la zona interior, el asentamiento por suspensión domina por sobre el *rain-out* de *icebergs*, pero en la zona exterior se puede dar la situación inversa. Esto podría reintroducir partículas gruesas al fondo marino en la parte exterior. La acción de corrientes que remueven partículas finas podría causar que la superficie de sedimento se vuelva levemente más gruesa en esta área. Corrientes o ríos que entran al fiordo dentro de esta zona pueden desarrollar deltas y entregar otra fuente de sedimento más grueso. El sedimento grueso también puede ser derivado de los lados del valle del fiordo, desde conos subacuáticos.

(iii) Zona distal: contrasta con la zona proximal. Las concentraciones de sedimento en suspensión en la columna de agua son significativamente menores que en la zona proximal. La actividad de corrientes aumenta debido a la surgencia de aguas profundas a lo largo de la boca del fiordo. Como consecuencia, el retrabajo de sedimento domina en este ambiente. El retrabajo por corrientes tiende a remover partículas finas y concentrar sedimento más grueso en horizontes de *lag*. Hay un buen aporte de nutrientes debido a la actividad de corrientes, lo que conlleva a una alta producción biológica. La proporción de sedimento desde *icebergs* es relativamente pequeña, aunque se pueden encontrar *dropstones*.

Cai et al. (1997) proponen ambientes sedimentarios similares a los mencionados anteriormente. Un ambiente proximal caracterizado por un sistema depositacional de bancos morrénicos que puede ser subdividido en un banco trasero (diamicton mal seleccionado y

sedimentos de grano grueso pobremente seleccionados), banco medio (mezcla de diamicton, escombros, grava, arena y lodo) y banco frontal (arena masiva y estratificada). Un ambiente de zona de *iceberg* que consiste en lodo rítmicamente laminado, intercalado con finas capas de diamicton débilmente estratificado y arena y limo estratificado o masivo. Un ambiente distal que consiste en lodo homogéneo o laminado intercalado con arena y limo grueso masivos o estratificados.

La sedimentación en los fiordos del norte y noreste de Groenlandia y parte de la Antártica es dominada por la transferencia de sedimento desde *icebergs* debido a sus condiciones climáticas frías con temperaturas bajo cero. Por otro lado, en los fiordos australes y del sur de Alaska se tienen condiciones más templadas, por lo que están dominados por un aporte de sedimentos que proviene del derretimiento del glaciar, que se deposita en forma de pluma en suspensión y genera sedimentos de grano fino y buena selección (Dowdeswell et al., 1998; Dowdeswell y Vásquez, 2013).

Bennett y Glasser (2009) resumen la asociación de facies con base en estudios de fiordos de Alaska. Se han identificado cinco tipos de comportamiento glaciar relacionados a un patrón de facies glaciomarinas:

- 1. Asociación I: rápido retroceso de agua profunda.** El glaciar se retira rápidamente de las aguas profundas por desprendimiento de *icebergs*. En la zona proximal las facies de sedimento consisten en till subglacial retrabajado y arenas y gravas glaciofluviales expuestas a medida que el glaciar retrocede. Estas están asociadas con sedimento supraglacial arrojado desde el margen glaciar. Las zonas proximales y distales contienen grandes cantidades de sedimento arrastrado por hielo.
- 2. Asociación II: margen de hielo estable o en retroceso leve.** La recesión de hielo ha sido retardada. El desprendimiento continúa y se acumulan depósitos gruesos de sedimento arrastrado por hielo. El margen de hielo es marcado por la depositación de sedimento de grano grueso por un abanico, banco morrénico o delta.
- 3. Asociación III: lento retroceso en aguas superficiales.** El glaciar está retrocediendo o avanzando muy lentamente. El desprendimiento es severamente reducido y, por lo tanto, hay poco sedimento arrastrado por hielo. Se puede desarrollar un delta de contacto en el margen del hielo.
- 4. Asociación IV: glaciar proximal terrestre.** En este punto el glaciar es terrestre, produciendo un gran delta de planicie proglacial de lavado que progresa hacia el fiordo. Las facies resultantes son sedimentos de grano grueso en el techo del delta, mientras que el frente deltaico comprende arena y grava que se alternan con lodos marinos depositados en suspensión. Hay poco sedimento de arrastre debido a que solo pequeños *icebergs* son introducidos al fiordo por corrientes de derretimiento. Las ritmitas de arena y limo pueden ser depositadas en el fondo del fiordo debido a la interacción entre la sedimentación por suspensión y las corrientes de turbidez generadas desde el delta.
- 5. Asociación V: glaciar terrestre distante.** Ahora el glaciar está distante, por lo que las facies comprenden lodos de marea de tipo plana y gravas de ríos trenzados.

Estas asociaciones de facies pueden estar combinadas de diferentes maneras según la morfología del fiordo y el comportamiento de un glaciar individual. La morfología del fiordo controla la ubicación y frecuencia de puntos de control de la ablación y márgenes de desprendimiento y profundidad del agua a la que ocurrirá el desprendimiento. El comportamiento de un glaciar individual hace alusión a la inestabilidad y episodios cíclicos de avances y retroceso (Bennett y Glasser, 2009). Un modelo idealizado de estas facies se muestra en la Figura 3.4.

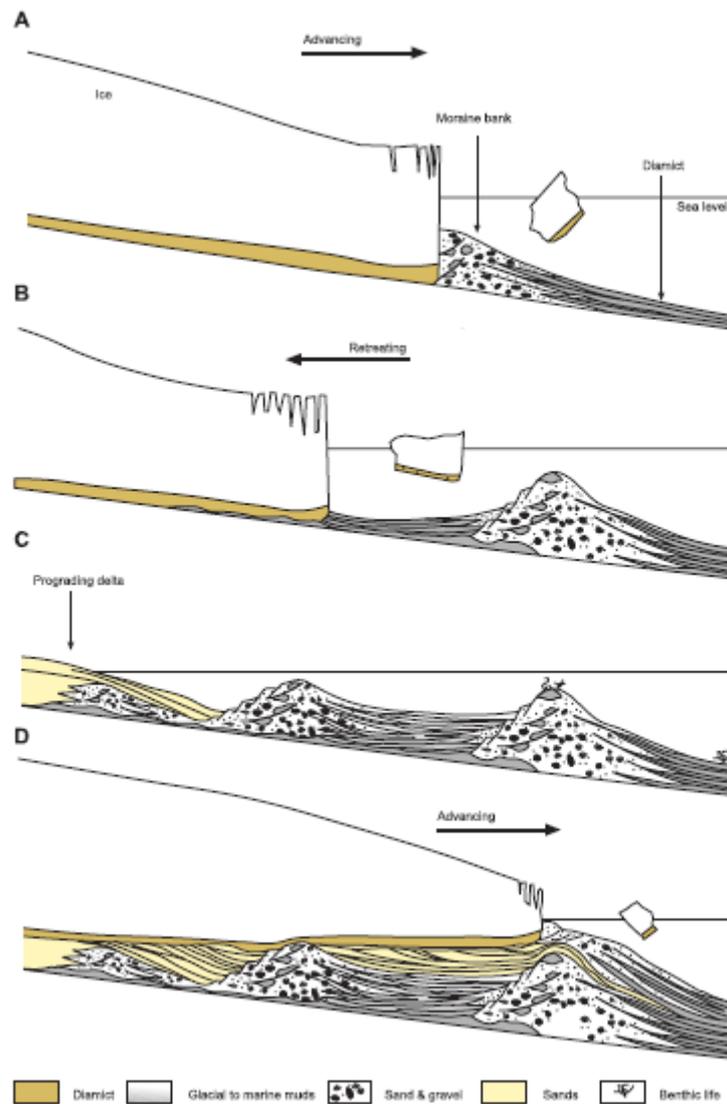


Figura 3.4. Arquitectura hipotética de facies asociadas con el avance y retroceso de un glaciar en un fiordo. Extraído de Bennett y Glasser (2009).

El modelo de relieve típico para los fiordos australes incluye: *ridges* de morrenas, que marcan la ubicación de límites durante el retroceso de hielo. Los *ridges* se orientan transversalmente al flujo de hielo, son asimétricos con los lados distales de hielo y a veces tienen lóbulos de flujo de sedimento en sus flancos; deltas glacifluviales y fluviales: se forman a partir de sedimento entregado por ríos trenzados desde glaciares terrestres o captaciones fluviales. Tienen pequeños canales y a veces lóbulos de flujo de sedimento en su

parte submarina; canales de corrientes de turbidez, se encuentran dentro del fondo predominantemente suave del fiordo (Dowdeswell y Vásquez, 2013; Figura 3.5).

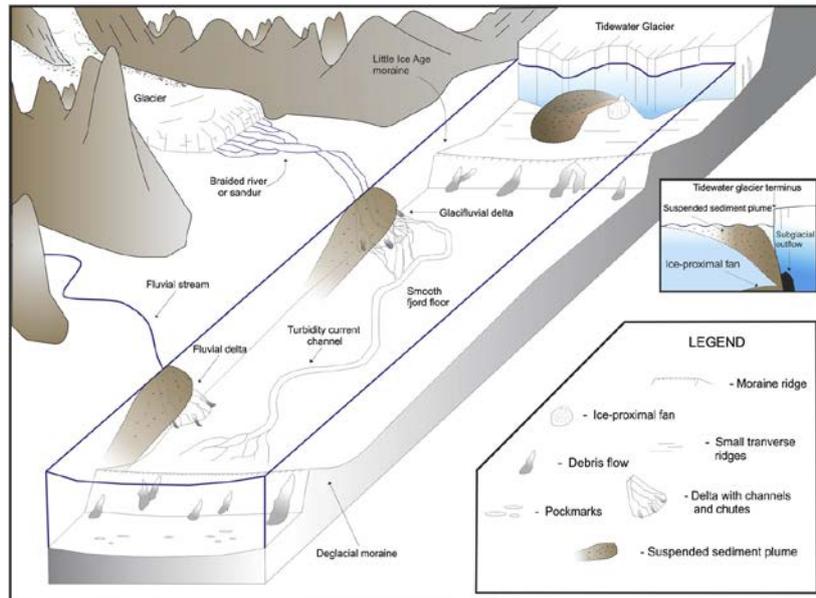


Figura 3.5. Modelo de formas de relieve para fiordos templados. Se muestra el flujo de un canal de derretimiento subglacial en el término de un glaciar de marea. la pluma de sedimento y el abanico proximal producido más allá de la boca del canal. Extraído (Dowdeswell y Vásquez, 2013).

3.1.9.2 Procesos de sedimentación en lagos

Los lagos se desarrollan donde hay un aporte de agua hacia un punto topográfico bajo en la superficie terrestre. Pueden ser alimentados por uno o más flujos, así como por agua subterránea, donde el nivel de agua y la química están controlados por el balance entre los flujos entrantes y salientes y la tasa de evaporación (Nichols, 2009).

Los lagos se clasifican principalmente según su salinidad, sus flujos de salida y entrada y su origen. Primeramente, su salinidad determina si son lagos dulces, salados o salobres dependiendo del contenido de sólidos disueltos. En segundo lugar, los lagos serán hidrológicamente abiertos si presentan flujos de entrada y salida que mantienen constante el balance de agua mientras que aquellos que no poseen flujo de salida y la tasa de evaporación excede la tasa de aporte de agua serán hidrológicamente cerrados (Nichols, 2009). Esto puede variar durante la historia del lago (Figura 3.6). Además, el máximo nivel del lago es controlado por el nivel del flujo de salida en lagos abiertos, pero las fluctuaciones del nivel del lago por variaciones en aporte de agua y evaporación tiende a ser más marcado en lagos cerrados. Finalmente, según su origen, pueden ser glaciales, tectónicos, fluviales, de cráter, costeros u otros (Bridge y Demicco, 2008).

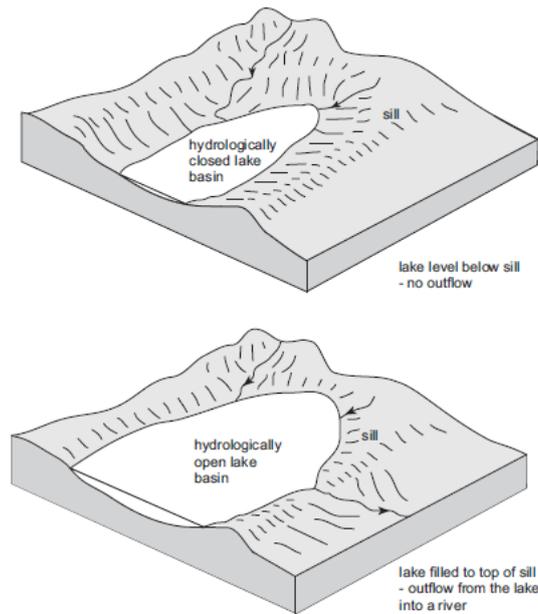


Figura 3.6. Regímenes hidrológicos de los lagos. Arriba: lago de cuenca cerrada, si la tasa de evaporación excede o equilibra la tasa de aporte de agua entonces no hay flujos de salida. Abajo: lago de cuenca abierta, si es llenado hasta el punto de derrame y hay un equilibrio entre el aporte de agua que entra y sale.

El lago en estudio es el Lago Dorotea (260 msnm, Figura 1.4) el cual se localiza en una meseta en el sector Dos Lagunas e incluye dos cuencas separadas por un dique somero (profundidad <1 m). La cuenca grande presenta una profundidad máxima de 19 m y la cuenca pequeña de 15 m. Evidencia geomorfológica sugiere que este sitio se conectaba a un canal de agua de deshielo que se originaba del margen glaciar cuando el hielo estaba descansando en la ladera de la Sierra Dorotea (Sagredo et al., 2011). El testigo (PS0402SC3, Figura 1.4) se localiza en la cuenca pequeña del lago, la cual presenta una forma ovalada, orientación NW y dimensiones de 800 x 425 m (0.3 km²) aproximadamente. El Lago Dorotea en su totalidad presenta ~1.7 km² de área (cuenca grande y cuenca pequeña). En cuanto al aporte de agua, la zona presenta precipitaciones todo el año siendo esta, y posiblemente en conjunto con aguas subterráneas y la conexión con la cuenca grande del lago, los flujos alimentadores del lago. Cabe destacar que el lago es de cuenca cerrada. Dadas estas clasificaciones, esta sección se enfocará en estas características.

Los lagos glaciares se encuentran en o adyacentes a áreas que estuvieron cubiertas por glaciares durante el Pleistoceno. Son particularmente numerosos en áreas de deglaciación desde el Último Máximo Glaciar. Los lagos en áreas glaciares se originan como parte de complejos depositacionales tales como planicies proglaciales de lavado, o como características erosionales en lechos rocosos. Este tipo de lagos varían ampliamente en tamaño, tienen geometrías irregulares y pueden llegar a poseer cientos de metros de profundidad (Bridge y Demicco, 2008). En Lago Dorotea se ha llegado a extraer testigos de ~18 m de profundidad (Sagredo et al., 2011).

I. Procesos sedimentarios

Los procesos sedimentarios en lagos, según Bridge y Demicco (2008) son controlados por cinco factores principales:

1. Tipo de sedimento y su tasa de aporte

2.

Incluye granos terrígenos, granos biogénicos y granos químicos, donde los dos últimos dependen de la composición de las aguas. La mayoría de los sedimentos terrígenos provienen de ríos en los lagos abiertos. Muchos lagos glaciares tienen costas compuestas de till no consolidado o planicie proglacial que actúan como fuente de sedimentos, especialmente si los depósitos son gruesos y forman acantilados alrededor del lago.

Se tiene un esquema idealizado (Figura 3.7) para la distribución de los depósitos clásticos en lagos. Este contempla un cinturón exterior de sedimentos más gruesos tamaño guijarro, seguido por un cinturón de tamaño arena, luego una zona interior de lodo arenoso y margoso y, finalmente, la parte central se compone de lodo. Esta distribución se corresponde con la zonación producida por la energía hidráulica, donde se tiene la zona de rompiente, la zona sobre las olas y la zona bajo las olas. Sin embargo, diferentes causas como la dirección prevalente del viento en una dirección, otras fuentes de aporte de sedimento o una pendiente más pronunciada pueden causar diferencias en esta zonación idealizada.

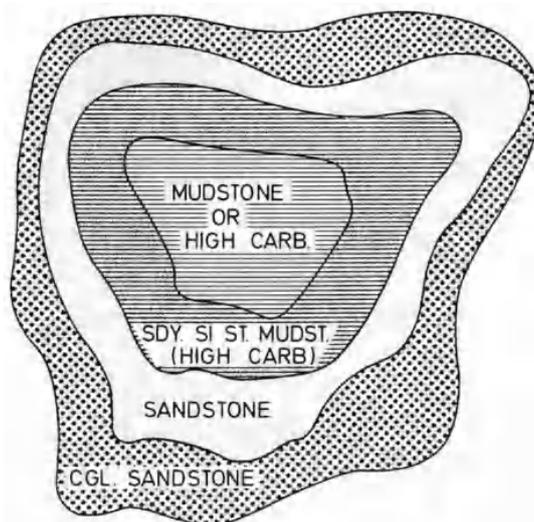


Figura 3.7. Esquema idealizado de distribución de sedimentos clásticos en un lago (Twenhofel, 1932. Citado en Reineck y Singh, 1975).

El sedimento en lagos también puede ser transportado por viento, incluyendo cenizas volcánicas, o arrastrado por hielo. La entrada de estos sedimentos terrígenos varía con las estaciones. Sin embargo, los lagos en áreas templadas típicamente se congelan en invierno, por lo que la entrada de sedimento y erosión resultan mínimas bajo esas condiciones. Además, en ocasiones, mediante la datación de ceniza volcánica es posible conocer la historia eruptiva de volcanes cercanos.

Los granos biogénicos en agua dulce y salobre incluyen gasterópodos, moluscos, ostrácodos y diatomeas. También se pueden encontrar quironómidos y gusanos anélidos. La materia orgánica no esquelética es un componente importante llegando hasta un 60% de porcentaje de sedimento, sedimentos que se conocen como sapropel.

En cuanto a los sedimentos químicos, tanto en agua dulce como salobre, el más importante es calcita baja en magnesio. La sedimentación de carbonato inorgánico ocurre como: precipitados de grano fino directamente de la superficie del lago; precipitados de grano fino alrededor de cianobacterias y vegetación acuática en aguas someras; y masas trombolíticas de carbonato litificado (tufa) que pueden presentarse como capas que recubren costas de lagos. Los lagos de agua dulce y salobre sin un mayor aporte de fragmentos terrígenos de río contienen margas compuestas de lodo carbonático con granos biogénicos, materia orgánica no esquelética y lodo terrígeno, así como tufas. La producción de carbonato se asocia predominantemente con actividad biológica, siendo las fuentes microbiales y de algas las más abundantes.

En Lago Dorotea se han encontrado sedimentos terrígenos siliciclásticos, ceniza volcánica y granos biogénicos (bivalvos, gasterópodos y ostrácodos) (Henríquez, 2020).

3. Composición de las aguas

La composición del agua incluye tanto la composición química como la salinidad del agua, las cuales dependen de: (1) la composición química y origen del agua que entra; (2) la tasa del flujo entrante más la precipitación y evaporación; y (3) los sedimentos biogénicos y químicos depositados desde el agua del lago. El agua entrante es principalmente meteórica, de meteorización química y agua subterránea. Por lo tanto, lagos de agua dulce y salobre pueden tener composiciones químicas diversas.

Los lagos pequeños de agua dulce pueden ser alimentados completamente por agua subterránea. En cambio, los lagos de mayor tamaño además son parte de sistemas de drenaje más complejos. Los lagos hidrológicamente abiertos pueden mantener un nivel de agua constante por largos periodos. Si hay suficiente flujo de entrada y salida los lagos permanecerán dulces, pero si hay cambios en el volumen de afluencia o la temperatura del fondo pueden llevar a un aumento en la salinidad o una desecación total.

La productividad biológica de los lagos varía según los nutrientes disueltos en el dentro de la zona fótica. En lagos dulces y salobres, algas y angiospermas proliferan cuando la luz solar llega al fondo, y cianobacterias y diatomeas crecen en la superficie iluminada por el sol. Los lagos de agua dulce con baja salinidad tienen baja productividad y la visibilidad puede ser de decenas de metros. Si la salinidad aumenta, la productividad primaria aumenta y puede ser especialmente alta si los nitratos y fosfatos están presentes a niveles elevados.

La materia orgánica que se asienta en el fondo puede ser oxidada por bacterias, según el perfil de la columna de agua que presenta capas de diferente densidad, aumentando la

concentración de CO_2 disuelto y reduciendo el O_2 de las aguas más profundas. Los pantanos se desarrollan en los márgenes de algunos lagos. La acumulación de troncos y hojas y otra vegetación puede llevar a condiciones ácidas y reducidas y acumulación de turba. Este es el caso de pantanos que se desarrollan en kettles en áreas glaciares.

4. Temperatura del agua

La densidad del agua depende de su temperatura y salinidad. La estratificación según densidad que presenta la columna de agua, en lagos profundos, tiene un impacto importante en los niveles de O_2 disuelto. Esta estratificación consiste en tres capas que varían su temperatura según un ciclo estacional, para los lagos de agua dulce, debido a que la mayor densidad del agua ocurre a los $\sim 4^\circ\text{C}$ y no en el punto de congelamiento.

Durante el verano, la radiación solar produce lentes de agua superficial de baja densidad que flotan sobre el agua de mayor densidad a $\sim 4^\circ\text{C}$. La capa más superficial es una capa cálida llamada epilimnion, luego viene una capa transicional llamada metalimnion donde ocurre la termoclina y, finalmente, una capa profunda de menor temperatura llamada hypolimnion (Figura 3.8). El viento que perturba la superficie del lago en verano mezcla el agua en superficie, pero no afecta al agua más profunda y densa.

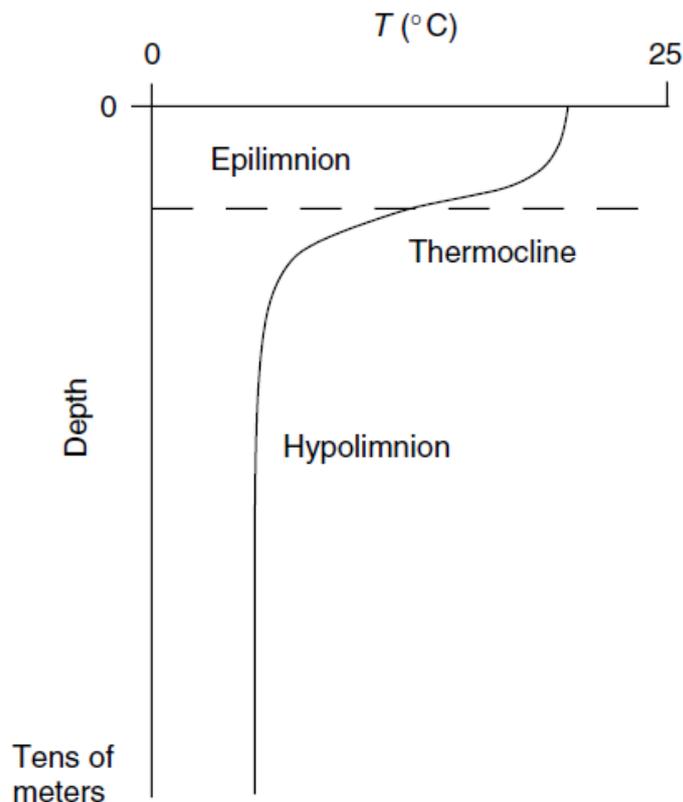


Figura 3.8. Perfil de temperatura de un lago en períodos cálidos.

Durante el otoño, la temperatura de la capa superior baja y en algún punto el lago se vuelve isotermal y no presenta estratificación por densidad. Aquí el viento sobre la superficie

puede mezclar aguas profundas con aguas superficiales, renovando el oxígeno disuelto en las capas más profundas.

Mientras el agua superficial se enfría más aún hacia el invierno, el epilimnion se vuelve menos denso que las aguas a -4°C del fondo, formando una estratificación. Si se desarrolla hielo, como es menos denso va a flotar en el lago. Luego, en el deshielo en primavera, el agua vuelve a aumentar su temperatura y vuelve a una condición isotermal sin estratificación. Nuevamente se renueva el O_2 por la mezcla producida por el viento, lo cual mantiene oxigenado el lago hasta la parte más profunda.

5. Patrón de circulación del agua

Los lagos poseen patrones de circulación complejos, la mayoría controlados por olas y corrientes moderadas por el viento. Las olas son más importantes en las orillas de los lagos. Los acantilados cortados por olas son características comunes de los bordes de los lagos, pero playas de arena y grava se pueden desarrollar si hay sedimento disponible.

El viento sostenido en una dirección causa que las superficies del agua fluyan en la dirección del viento, lo que causa elevación del agua superficial en el lado barlovento del lago, flujo de agua en la dirección opuesta al viento en profundidad y posible surgencia de agua fría en el lado opuesto del lago. Esta circulación de agua resulta en mezcla. Cuando el viento se detiene, el agua se mueve hacia atrás a través del lago, pudiendo rebotar en el lado opuesto y los lados, generando corrientes de oscilación. Estas corrientes pueden tener amplitudes mayores a 1 m y períodos de pocas horas. Además, tienen un efecto importante en mezclar las capas de agua con la carga en suspensión, pero no son lo suficientemente fuertes para mover la carga de fondo. Sin embargo, se ha visto que pueden generar olas similares a lo largo de la termoclina (separa superficie oxigenada del agua anóxica) tanto como en la superficie del lago. Este proceso se muestra en la Figura 3.9. Estas corrientes tienen un efecto importante en mezclar las aguas y la carga en suspensión.

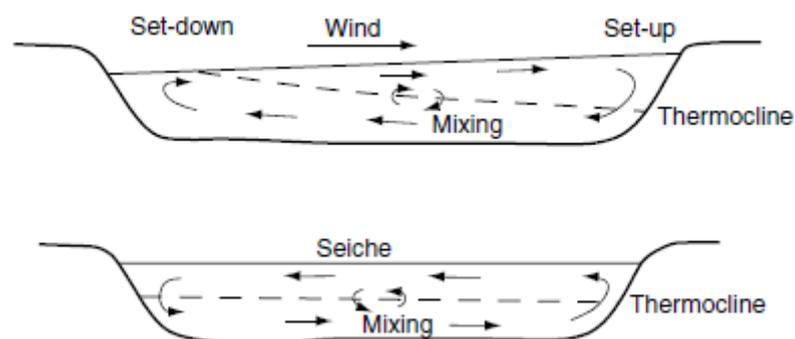


Figura 3.9. Corrientes de agua asociadas a cizalle de viento y seiches. Extraído de Bridge y Demicco (2008).

6. Cambios del nivel del agua

Los lagos comúnmente sufren cambios de corto plazo en el nivel del agua debido a variaciones estacionales de descarga, precipitación y evaporación. La respuesta a estas variaciones es menor en lagos profundos con costas pronunciadas y en lagos con salidas y entradas. Pero, en lagos someros con costas suaves, pequeñas variaciones pueden llevar a cambios sustanciales en el área. Los lagos en cuencas cerradas son más susceptibles a cambios del nivel del agua al cambiar a condiciones de bajo aporte de agua y alta evaporación (Nichols, 2009).

En el caso del Lago Dorotea, considerando ambas cuencas, al comparar el área en diferentes años desde 1969 al presente, se observa que varía en $\sim 0.15 \text{ km}^2$ máximo indistintamente, sin una tendencia temporal.

II. Procesos de depositación

Los procesos de depositación en lagos pueden ser físicos, biológicos y químicos. En cuanto a los procesos físicos, se tienen tres procesos principales de sedimentación que dan origen a tres tipos de facies en un ambiente lacustre, según lo explicado por Nichols (2009): las facies de río, donde los cauces de los ríos se extienden como flujos sublacustres y transportan sedimento; las facies de delta, donde se forman deltas en la desembocadura de los ríos que llegan a los lagos se conservan las partes del delta; y, finalmente, se tienen las facies de fondo de lago, que corresponde a sedimentos finos, varvas y capas arenosas. Debido a las características del lago en estudio, el cual es hidrológicamente cerrado y posiblemente de agua dulce, esta descripción se enfocará en las facies de lago.

La depositación en aguas profundas, es decir, facies de lago, ocurre por dos mecanismos principales: dispersión en forma de plumas de sedimento en suspensión desde un aporte externo y transporte por corrientes de densidad desde los márgenes del lago (Figura 3.10) (Sturm y Matter, 1978. Citados en Nichols, 2009).

El sedimento en suspensión en la superficie puede ser distribuido a lo largo del lago por corrientes de viento y la distribución se puede ver afectada por la estratificación de densidad (Figura 3.10) (Bridge y Demicco, 2008). Eventualmente, este sedimento se comenzará a asentar al fondo del lago formando una capa de lodo. Las corrientes de densidad vendrían a ser el mecanismo de transporte de sedimento más grueso hacia el fondo generando depósitos de capas de sedimento que gradan de grueso a fino. En los lagos donde ambos mecanismos mencionados sean el transporte principal, las facies de lago consistirán en lodos finamente laminados alternados con finas turbiditas gradadas de arena y limo formando sucesiones finamente laminadas (Nichols, 2009). No obstante, en muchos lagos, la descomposición bacteriana de la materia orgánica genera burbujas de gas que pueden deformar las capas de sedimento (Bridge y Demicco, 2008).

Si los lagos se forman en regiones que presentan un deshielo anual de nieve, se podría formar un tipo distintivo de estratificación debido a variaciones estacionales en el

aporte de sedimento. El deshielo primaveral resultará en una entrada de agua fría cargada de sedimento que formará una capa en el fondo. Durante el verano, la productividad orgánica tanto dentro como fuera del lago proveerá de materia orgánica que se asentará en el fondo y se preservará en condiciones anaeróbicas. Esto dará origen a una alternancia de sedimentos más claros con sedimentos más oscuros ricos en materia orgánica, lo que se conoce como varvas y es una característica distintiva de muchos lagos templados (Nichols, 2009).

En el caso del Lago Dorotea, no se observa un deshielo anual de nieve en el tiempo reciente (desde 1969), pero no se descarta que pudo ocurrir en el pasado.

Por otro lado, es importante considerar que, en lagos someros, la actividad de las olas sobre la base de tormentas resultará en un transporte de la carga de fondo y la formación de ondulitas y estratos paralelos (Figura 3.10). La depositación episódica en estas áreas resulta en estratificación heterolítica (flaser, lenticular) con ondulitas laminadas y arenas de laminación paralela intercaladas con lodo (Bridge y Demicco, 2008).

En cuanto a la relevancia de los procesos de depositación química y biológica (Figura 3.10), esto dependerá de la cantidad de sedimento producido y de cuánto es diluido en sedimento terrígeno. La sedimentación de carbonatos en lagos de agua dulce y salobre se debe a una variedad de procesos. En áreas someras y bentónicas de la zona fótica, se pueden producir cianobacterias, algas verdes y plantas acuáticas, donde si bien algunas algas secretan carbonato, la mayoría de la precipitación ocurre directamente en la superficie del lago por precipitación química gatillada por cianobacterias. Las cianobacterias pueden inducir la precipitación de carbonato al absorber CO_2 , aumentar el pH e incrementar la saturación de carbonato de calcio induciendo su precipitación. Este tipo de carbonato es liberado como lodo carbonático el cual contribuye sustancialmente al sedimento carbonático. A veces, el lodo puede asentarse en esteras microbianas bentónicas para formar estromatolitos e incluso las esteras pueden crecer alrededor de partículas e intraclastos y la agitación de olas produce oncoides. Por otro lado, en cuanto al sedimento carbonático tamaño arena, en agua dulce y salobre, incluye conchas y fragmentos de ellas (Bridge y Demicco, 2008).

Un importante organismo planctónico son las diatomeas que producen sílice opalino (Bridge y Demico, 2008). Los lagos de ambientes montañosos o polares pueden ser sitios de esta deposición de sílice por diatomeas, la que puede ser muy abundante en lagos glaciales. Estos depósitos consisten en capas de chert llamadas diatomitas que están hechos completamente de sílice de diatomeas (Nichols, 2009).

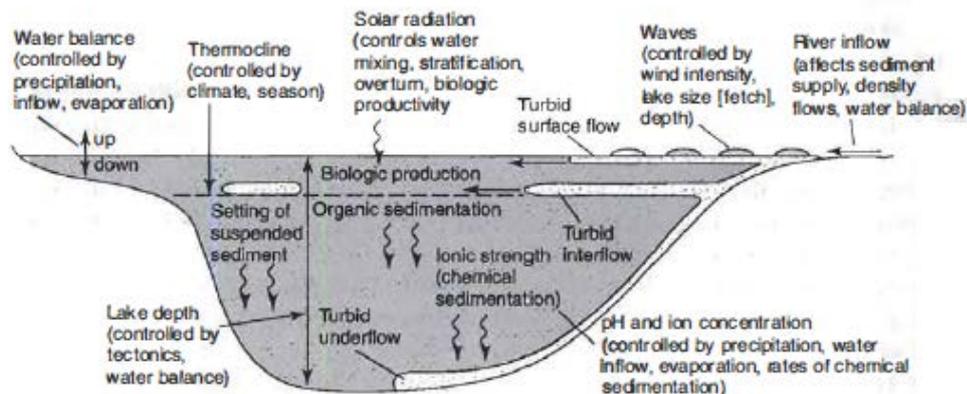


Figura 3.10. Procesos sedimentarios que ocurren en lagos. Incluye procesos clásticos por aporte de río, redistribución por olas, transporte turbidítico, producción biológica y química in situ. Extraído de Boggs (2006).

Con respecto a los lagos en Torres del Paine (cercano a la zona de estudio), en un estudio limnológico realizado por De los Ríos y Soto (2009), se encontraron grupos de lagos de características comunes según su tamaño. Un primer grupo formado de lagos de mayor tamaño (15 a 196 km² de área) oligotróficos (baja productividad primaria), baja biomasa de zooplancton y baja riqueza de especies zooplanctónicas; y un segundo grupo de pequeños lagos mesotróficos (~<0.1 km² de área) (nivel intermedio de productividad) con conductividad moderada, biomasa y riqueza de especies zooplanctónicas moderadas, incluyendo pequeñas lagunas con altas concentraciones de nutrientes, clorofila y alta biomasa y riqueza de especies zooplanctónicas. Se concluyó que la oligotrofia y las bajas concentraciones de iones serían los principales factores reguladores de la estructura de la comunidad zooplanctónica y, probablemente, la presencia de peces. De acuerdo a esta clasificación, por tamaño, el lago en estudio (~0.3 km² de área en cuenca pequeña Lago Dorotea) se asemeja más al segundo grupo.

3.2 METODOLOGÍA

La metodología de trabajo se divide en cuatro partes: (1) extracción de testigos, donde se describe el equipo utilizado por terceros; (2) tomografías computarizadas de rayos X (CT) para el testigo C23PL-75_G, donde se detalla el procedimiento y la descripción posterior; (3) descripción y muestreo del testigo, donde se especifica el proceso de descripción del registro de sedimento y el proceso de muestreo para dataciones y análisis; (4) análisis de laboratorio, donde se explican brevemente los análisis realizados.

Luego, a partir de los resultados obtenidos mediante los procesos anteriormente descritos, es posible realizar una interpretación sedimentológica y geoquímica para, finalmente, realizar las reconstrucciones paleoclimáticas.

3.2.1 Extracción de testigos

El testigo de fiordo C23PL-75_G fue extraído con un *gravity corer* (sacatestigos por gravedad) por la expedición del CIMAR 23 en noviembre del 2017. El testigo (Figura 3.11) fue dividido en dos secciones al momento de la extracción, donde la mitad superior (C23PL-75_G 1/2) mide 100.51 cm y la mitad inferior (C23PL-75_G 2/2) mide 156 cm, sumando 256.51 cm de registro sedimentario.



Figura 3.11. Arriba: sección superior testigo (C23PL-75_G 1/2). Abajo: sección inferior testigo (C23PL-75_G 2/2). Fotografías por Rodrigo Fernández. Photomerge realizado con Adobe Photoshop.

Por otra parte, el testigo lacustre PS0402SC3, según describe Henríquez (2020) para otros testigos similares, se extrajo en una campaña de terreno el 2004 mediante un barreno de pistón con cámara de plexiglás transparente de 7.5 cm de diámetro y fue submuestreado in-situ a intervalos de 1 cm. Corresponde a un testigo corto de interfase agua-sedimento que mide 55 cm en total. Las muestras fueron almacenadas en el laboratorio de Paleoecología Cuaternaria de la Universidad de Chile.

3.2.2 Tomografía computarizada de rayos X

A comienzos del año 2019, se realizaron las imágenes de tomografía computarizada en el Centro de Imagenología del Hospital Clínico de la Universidad de Chile con la utilización del escáner de tomografía computarizada helicoidal y de doble energía modelo SOMATOM Definition Edge de Siemens para el testigo de fiordo C23PL-75_G (Figura 3.12).



Figura 3.12. Momento en que fueron tomadas las tomografías. Se muestra el equipo utilizado. Recuperado de <https://uchile.cl/u151874> (13 de marzo, 2019).

Las tomografías fueron realizadas para obtener tanto cortes longitudinales como transversales para cada parte del testigo, con diferentes configuraciones de intensidad de corriente y voltaje. Estos valores son: 600 mA y 80 kV, 142 mA y 140 kV, 160 mA y 120 kV, en dos sets de imágenes por tipo de corte. La resolución espacial es de 0.6 mm por cada corte, por lo que cada set de corte transversal contiene aproximadamente 1600 imágenes y cada set de corte longitudinal tiene entre 90 a 100 imágenes. Estas imágenes fueron analizadas con el software gratuito RadiAnt (<https://www.radiantviewer.com/es/>). Este software permite controlar el contraste y manipular la imagen para poder visualizar de mejor forma las estructuras internas. También permite hacer una reconstrucción en 3D mediante lo cual se puede rotar el testigo.

Utilizando el programa fue posible observar cuidadosamente las imágenes de tomografía para poder describir el testigo, mapear las estructuras sedimentarias y detectar puntos de interés, como posibles restos carbonáticos, y establecer límites entre unidades. También fue posible contrastar estas imágenes con la descripción visual del testigo abierto. A partir de ello, se realizó una descripción de detalle definiendo facies sedimentarias, se generaron columnas estratigráficas esquemáticas en Illustrator y, juntando esta información con los otros resultados, se definieron unidades sedimentarias. Con base en todo lo anterior, se interpretaron las condiciones de depositación y ambientales.

3.2.3 Descripción y muestreo

Luego de realizar las tomografías, el testigo de fiordo C23PL-75_G fue abierto para ser estudiado. Esto fue realizado, en un comienzo, por Manríquez (2020), quien realizó:

- ❖ Descripción estratigráfica del testigo de sedimento.
- ❖ Medición de susceptibilidad magnética.

- ❖ Extracción de muestras de sedimento para: (1) granulometría, donde la resolución de muestreo fue hecha con base en las diferencias granulométricas más notables observadas en la descripción estratigráfica; (2) datación Pb-210, donde se extrajeron 10 muestras entre los 19 y 37 cms de la parte superior del testigo (C23PL-75_G 2/2) con una resolución de muestreo de cada 2 cms.
- ❖ Extracción de restos de organismos calcáreos y restos orgánicos para datación ^{14}C .
- ❖ Extracción de clastos de mayor tamaño para analizar su litología.

Este trabajo fue retomado y afinado en esta investigación, donde se extrajeron muestras de todo el testigo con una resolución de muestreo de cada 2 cm. Considerando los vacíos del testigo, el cual mide 256 cms, se obtuvieron 110 muestras en total. En la Figura 3.13 se observa el testigo abierto en proceso de muestreo.

Figura 3.13. Testigo abierto (C23PL-75_G 2/2) siendo muestreado en el laboratorio de sedimentología (diciembre del 2019).

Por otra parte, el testigo lacustre PS0402SC3, dado que fue muestreado in situ, fue submuestreado para obtener el material necesario para realizar los análisis de laboratorio y dataciones. Este submuestreo fue con una resolución de intervalos cada 1 cm. Dado que el testigo mide 55 cm, se obtuvieron 55 muestras en total.

3.2.4 Medición susceptibilidad magnética

Para la medición de susceptibilidad magnética, se detalla a continuación el método utilizado por Manríquez (2020) para el testigo de fiordo C23PL-75_G, con base en la metodología de Montiel-Luzzi (2020).

Las mediciones se realizaron en el Departamento de Geología de la Universidad de Chile, con el Sistema de Susceptibilidad Magnética MS2C de Bartington Instruments. Los sensores MS2C son sensores en circuito (loop) que permiten realizar mediciones

volumétricas de susceptibilidad magnética de alta resolución en cualquier tipo de testigos de sedimento. La medición de este testigo fue realizada con una resolución de 1 cm y el equipo fue calibrado antes y después con mediciones en blanco. Las especificaciones y opciones utilizadas del equipo se muestran en la Tabla 3.1.

Tabla 3.1. Especificaciones del equipo y opciones utilizadas. Extraído de Montiel-Luzzi (2020).

Diámetro interno de circuito	84 mm
Precisión de calibración	5%
Tiempo de medición	5 s
Amplitud del campo aplicado	250 μ T <i>peak</i> \pm 10%
Resolución espacial	1 cm
Frecuencia de operación	0.565 kHz
Drift a 20°C	$<2 \times 10^{-5}$ SI, en 10 minutos después de 5 minutos de operación
Diámetro de los testigos (sólo sedimento)	70 mm

Debido a que la medición no correspondía a un corte específico, sino que a un volumen de 2 cm de espesor en el testigo que incluye sedimento y aire, se realizaron correcciones adicionales (Montiel-Luzzi, 2020) que se detallan a continuación:

Corrección por volumen:

1. A partir de la tomografía computarizada se tomaron imágenes transversales cada 1 cm, correspondiendo cada una con la medición de susceptibilidad. Se adoptó una configuración tal que los espacios negros correspondiesen a vacío.
2. Utilizando el software GIMP 2.0 se realizó un conteo de píxeles de los espacios vacíos y del cilindro de sedimento total, con lo que se calculó el porcentaje de espacios vacíos para cada corte.
3. Con este factor y considerando que el valor de susceptibilidad del aire es nulo, se recalculó el valor de susceptibilidad para que representara exclusivamente el sedimento, con la relación:

$$S_0 = P_a * S_a + P_s * S_s,$$

donde S_0 , S_a (nulo) y S_s son los valores de susceptibilidad magnética original, del aire y del sedimento, respectivamente, y P_a y P_s son los porcentajes de aire y de sedimento, respectivamente.

4. En algunos casos, la variación de 2 cm era muy importante, por lo que el corte transversal de tomografía era aún menos representativo. Ante esto: se identificaron zonas en los testigos con alta variación del contenido de sedimento en un rango acotado de centímetros, donde para cada uno de esos centímetros se tomaron 5 imágenes transversales equiespaciadas a las cuales se les repitió el conteo de píxeles y

se promedió el valor. Este nuevo valor se utilizó para la corrección de susceptibilidad de la ecuación anterior.

Finalmente, se obtiene un gráfico de profundidad en función de la susceptibilidad magnética corregida.

3.2.5 Dataciones

3.2.5.1 Datación ^{14}C

El proceso de datación por ^{14}C para esta investigación se llevó a cabo en DirectAMS, quienes prestan el servicio de datación por radiocarbono. Se enviaron dos muestras para el testigo de fiordo (C23PL-75_G) y ocho muestras para el testigo lacustre (PS0402SC3). Los resultados fueron calibrados con el software gratuito OxCal v4.4.2 (<https://c14.arch.ox.ac.uk/oxcal.html>) utilizando la curva de calibración SHCal20 (Hogg et al., 2020) para la muestras pre-bomba atómica y SH1-2 (Hua et al., 2013; Hogg et al., 2020) para la muestra post-bomba atómica.

3.2.5.2 Datación ^{210}Pb

Para el testigo de fiordo (C23PL-75_G) se realizaron mediciones de Pb-210 para la sección más somera a una resolución de 2 cm (12 muestras en total) de 1 g de sedimento cada una, incluyendo 2 muestras del final del testigo para ajustar el modelo. Las muestras fueron liofilizadas, previamente, para luego ser enviadas para realizar las dataciones. Esto se llevó a cabo en el laboratorio de Chronos Scientific Inc., Ottawa, mediante espectroscopía alfa (*Alpha Spectroscopy*).

Para esto, se corrió el modelo CRS (*Constant Rate of Supply*) el cual asume que hay un decaimiento constante de plomo desde la atmósfera al agua marina, resultando en una tasa constante de aporte de plomo al sedimento, independiente de variaciones que hayan ocurrido en la tasa de sedimentación. Habían dos opciones para correr el modelo: (1) independiente de la(s) edad(es) más someras obtenidas con radiocarbono y así corroborar el modelo posteriormente; (2) usar la(s) edad(es) de radiocarbono para construir el modelo alrededor de ellas y así ayudar a contabilizar la compactación conocida del testigo. Se eligió la primera opción.

El modelo se basa en dos eventos: la fecha de extracción del registro que coincide con la muestra más superficial y cuando el ^{210}Pb inestable alcanza “0”, esto representa 150 años de antigüedad. Con base en estos dos eventos, la densidad por intervalo y la tasa de decaimiento, se puede correr el modelo CRS. Luego, se calculan las edades asumiendo que el flujo y la tasa de sedimentación son constantes en el tiempo.

3.2.6 Análisis de laboratorio

Los siguientes análisis de laboratorio se realizaron tanto para el testigo de fiordo (C23PL-75_G) como para el testigo lacustre (PS0402SC3), a excepción de la pérdida por ignición que solo se realizó en este último.

3.2.6.1 Pretratamiento de muestras

La metodología que se utilizó corresponde a la descrita en Vaasma (2008) para sedimentos lacustres, donde realiza una comparación entre métodos de pretratamiento. El protocolo se encuentra en la sección de Anexo.

3.2.6.1 Granulometría

La metodología para determinar la granulometría consiste en depositar el material necesario en vasos precipitados, verter agua destilada de ser necesario y agregar sodio hexametáfosfato como defloculante de arcillas. Luego, se vierte la muestra en el granulómetro láser hasta alcanzar una obscuración entre 10 y 20% idealmente, para que luego el equipo realice la medición.

El equipo utilizado es el Malvern Mastersizer 2000 (Figura 3.14) que se encuentra en el Laboratorio de Sedimentología del Departamento de Geología de la Universidad de Chile. Este entrega la distribución de tamaño de las partículas de la muestra. Esta información se exporta desde el equipo y se ingresa a Gradistat (Blott y Pye, 2001). Con ello, se pudo obtener la clasificación de la muestra, selección, asimetría, curtosis, modas, distribución porcentual, entre otras características.



Figura 3.14. Mastersizer 2000 (Malvern Instruments, UK).

3.2.6.1 Fluorescencia de rayos X

El Departamento de Geología de la Universidad de Chile cuenta con el equipo de Espectrometría de Fluorescencia de rayos X mediante dispersión de energía (EDX-XRF) Shimadzu EDX-720. Con esto, se pudo obtener la geoquímica predominante de elementos mayores en conteos por segundo para todo el largo de ambos testigos.

3.2.6.1 Isotopía Sr y Nd

Los análisis para isótopos de Sr y Nd se realizaron en la Unidad de Geocronología, Facultad de Ciencias Geológicas, Universidad Complutense de Madrid, para el testigo de fiordo (C23PL-75_G). Se analizaron 11 muestras, distribuidas a lo largo del testigo, de la fracción siliciclástica. Para el testigo lacustre (PS0402SC3), estos análisis se realizaron en The Center for Elemental Mass Spectrometry, School of Earth, Ocean and Environment, University of South Carolina, Columbia. Se analizaron 12 muestras, distribuidas a lo largo del testigo, de la fracción siliciclástica <63 μm .

3.2.6.2 Pérdida por ignición

Para el testigo lacustre (PS0402SC3) fue factible realizar este análisis en el Laboratorio de Paleoecología Cuaternaria de la Universidad de Chile. Para ello, se aplicó la misma metodología descrita en Henríquez (2020) a partir de Heiri et al. (2001). Se utilizó 1 cc de sedimento obtenido para cada muestra a intervalos de 1 cm. Este fue sometido a deshidratación a 105°C durante toda una noche. Luego, se realizaron quemas secuenciales a 550°C por 2 horas, en que la materia orgánica presente se oxida a CO₂ y cenizas, y luego a 925°C por 4 horas, tratamiento en el que los carbonatos del sedimento se transforman en CO₂ y óxidos. Durante el proceso, se registra el peso de las muestras antes y después de cada quema. Dado que gran parte de la materia se pierde en forma de gas es posible determinar, por diferencia de masa, el porcentaje aproximado de materia orgánica y carbonatos de la ceniza remanente.

CAPÍTULO 4

BREVE REVISIÓN VIENTOS DEL OESTE EN EL HOLOCENO

El presente capítulo constituye una breve revisión bibliográfica de estudios realizados en Patagonia, tanto norte como sur y al oeste y este de la cordillera de los Andes, para el Holoceno (temprano, medio y tardío). Esto se expone en forma de tablas que buscan mostrar las semejanzas y diferencias que existen en los distintos tipos de reconstrucciones de los SWWB dadas por diferencias en cuanto a las escalas de los estudios (de multimilenarias a decadales), los tipos de registros y la ubicación con respecto a los Andes (oeste o este).

En la Figura 4.1 se muestra el mapa de ubicación de los distintos registros de cada estudio para Patagonia norte y Patagonia sur. En la Tabla 4.1 se resumen las generalidades de cada estudio, incluyendo la referencia, ubicación general, coordenadas decimales del registro utilizado, la ubicación del registro con respecto a la cordillera de los Andes, el tipo de registro analizado y, por último, la escala de reconstrucción y el periodo estudiado. En la Tabla 4.2 se resume el comportamiento del SWWB para cada rango de tiempo específico, muchas veces coincidente con el Holoceno temprano, medio o periodos del Holoceno tardío, según los diferentes autores.

En grandes términos, en la Tabla 4.2 quedan en evidencia las diferentes visiones vistas en la sección 2.3.2.1, las cuales, además, se encuentran correlacionadas con la ubicación del estudio con respecto a la cordillera de los Andes. Así, por ejemplo, los estudios localizados al oeste de los Andes comparten el encontrar una mayor influencia de los *westerlies* en el Holoceno temprano, a diferencia de los estudios localizados al este de los Andes que encuentran una menor influencia.

Por un lado, la mayoría de estas reconstrucciones se basan en la precipitación, a partir de la cual interpretan los cambios en el cinturón. Si bien es un *proxy* ampliamente utilizado y sustentado, sería interesante aumentar la grilla de información con *proxies* directos de intensidad de vientos, a escalas similares.

Por otro lado, la interpretación de cambios en el cinturón a partir de la precipitación se sustenta en la correlación que presenta el viento zonal con la precipitación, donde se tiene que al oeste de la cordillera la correlación es positiva y buena, inmediatamente luego del límite de la cordillera al este, la correlación sigue siendo positiva pero débil y, finalmente, más al este, la correlación es negativa (Garreaud et al., 2013). Sería interesante corroborar esta correlación, en particular para la zona inmediatamente al este de la cordillera, puesto que esta es la zona que parece generar conflicto con los estudios realizados al oeste. Aún así, se observa en la Tabla 4.2 que estudios realizados mucho más al este, en la zona de estepa (Gilli et al., 2005 y Lisé-Pronovost et al., 2015), coinciden en las reconstrucciones realizadas por estudios cerca de Torres del Paine e inmediaciones. No obstante, estos dos estudios

mencionados basan su reconstrucción en *proxies* magnéticos para intensidad de vientos y no de precipitación.

Este capítulo constituye un primer acercamiento a ordenar la información de reconstrucciones del Holoceno. Con esto, se propone: primeramente, realizar un trabajo más acabado de revisión, incluyendo estudios más recientes y reconstrucciones de la estepa argentina y complementar con la revisión ya realizada por Kilian y Lamy (2012); intentar comparar idealmente los mismos tipos de *proxies*, en latitudes similares, ya sean directos o indirectos; encontrar o realizar un estudio, si es que aún no se ha hecho, donde se ocupe algún tipo de *proxy* que sea replicable tanto para las condiciones dadas al oeste de la cordillera como al este de la misma y así poder interpretar de una manera óptima si es que existe alguna diferencia en el comportamiento del cinturón dadas las diferencias longitudinales.

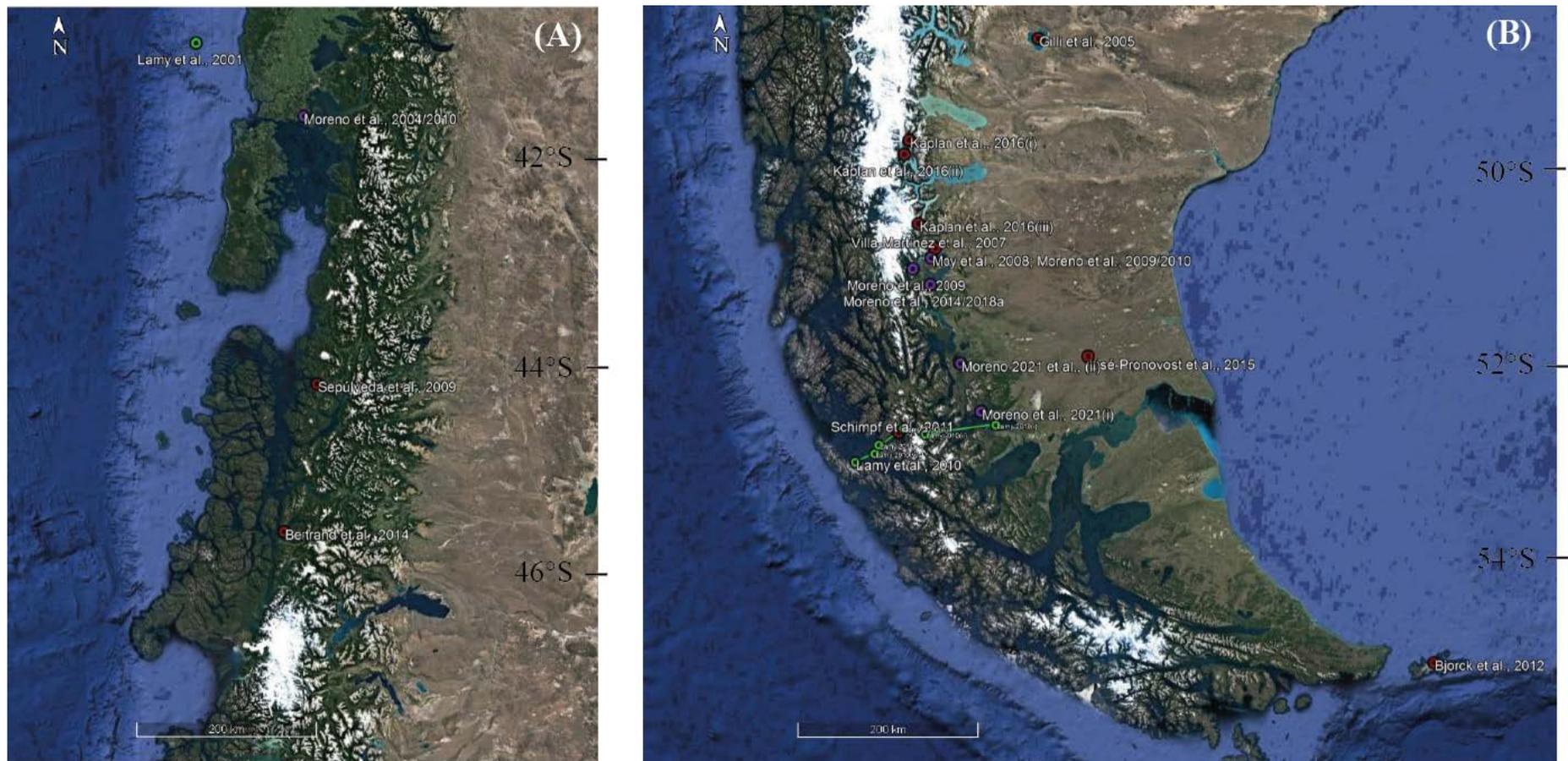


Figura 4.1. Mapa de localización de los estudios de reconstrucción de SWW para el Holoceno. (A) Patagonia norte. (B) Patagonia sur. En verde, estudios por Lamy et al.; en morado, estudios por Moreno et al.; en rojo, estudios por otros autores.

Tabla 4.1. Resumen de generalidades de estudios de reconstrucción de vientos del oeste para el Holoceno ordenados de norte a sur. TPN: Parque Torres del Paine.

Referencia	Ubicación general	Latitud [°]	Longitud [°]	Ubicación c/r Andes	Registro	Escala	Periodo de estudio
Lamy et al. (2001)	Patagonia norte. Plataforma marina	-41.0	-74.5	W	Sedimentos marinos	Multicentenario a milenaria	últimos 7700 años
Moreno et al. (2018c)	TPN (Lago Pichilaguna)	-41.27	-73.06	E	Sedimentos lacustres	Multimilenario a centenario	últimos 25000 años
Moreno et al. (2004)	Patagonia norte (Lago Condorito)	-41.75	-73.116	E	Sedimentos lacustres	Milenaria	últimos 15000 años
Moreno et al. (2010)	Patagonia norte (Lago Condorito) y TPN (Lago Guanaco)	-41.75/-51.03	-73.116/-73.12	E	Sedimentos lacustres	Multimilenaria	últimos 14000 años
Sepúlveda et al. (2009)	Patagonia norte (Fiordo Jacaf)	-44.33	-72.97	W	Sedimentos marinos	Centenario	últimos 1750 años
Bertrand et al. (2014)	Patagonia norte (Fiordo Quintralco)	-45.757	-73.467	W	Sedimento marinos	Multidecadal a multicentenario	últimos 1400 años
Gilli et al. (2005)	Patagonia SE (Lago Cardiel)	-48.9	-71.2	E	Sedimentos lacustres	Milenaria	últimos 16000 años
Kaplan et al. (2016)	Cuenca Lago Argentino (Lago Pearson, Península Herminita y Lago Frías)	-50/-49.8/-50.7	-73.2/-73.15/-73.02	E	Morrenas	Centenaria	últimos ~6100 años
Villa-Martinez y Moreno (2007)	TPN (Vega-Ñandú)	-50.93	-72.77	E	Turbera	Milenario	últimos 12600 años

Referencia	Ubicación general	Latitud [°]	Longitud [°]	Ubicación c/r Andes	Registro	Escala	Periodo de estudio
Moy et al. (2008)	TPN (Lago Guanaco)	-51.03	-72.83	E	Sedimentos lacustres	Decadal a multicenteneria	últimos 5000 años
Moreno et al. (2009)	TPN (Lago Guanaco y Pantano Margarita)	-51.03/-51.13	-72.83/-73.12	E	Sedimentos lacustres	Milenaria	últimos 5000 años
Moreno et al. (2014)	TPN (Lago Cipreses)	-51.3	-72.9	E	Sedimentos lacustres	Centeneria	últimos 3000 años
Moreno et al. (2018a)	TPN (Lago Cipreses)	-51.3	-72.9	E	Sedimentos lacustres	Milenaria a centeneria	últimos 14000 años
Lisé-Pronovost et al. (2015)	Patagonia SE (Laguna Potrok Aike)	-51.96	-70.38	E	Sedimentos lacustres	Multimilenario a centenerio	últimos 51200 años
Moreno et al. (2021)	TPN (Lago Escondido y Lago Pintito)	-52.5/-52.04	-72.06/-72.38	E	Sedimentos lacustres	Milenaria	últimos 17000 años
Schimpf et al. (2011)	Gran Campo Nevado. Cueva Marcelo Arévalo	-52.69	-73.38	W	Espeleotemas	Subanual	últimos 5000 años
Lamy et al. (2010)	Estrecho Magallanes (W) y fiordo Skyring (E)	~-53.0	-	W-E	Sedimentos marinos, lacustres y turbera	Multimilenaria	últimos 12500 años
Bjorck et al. (2012)	Tierra del fuego E (Isla de los Estados)	-54.74	-64.325	E	Turbera	Milenaria	últimos 14000 años
Koffman et al. (2014)	Antártica oeste	-79.468	-112.086	-	Testigo de hielo	Centenerio	últimos 2400 años

Tabla 4.2. Comportamiento de los *westerlies* para el Holoceno según estudios ordenados de norte a sur. MWP (Medieval Warm Period y LIA (Little Ice Age).

Referencia	Lat [°]	Long[°]	Andes	Periodo de tiempo [años BP]	Comportamiento SWWB
Lamy et al. (2001)	~-41	~-75	W	7700 a 4000 (H. medio)	Migración al sur
				desde 4000 (H. tardío)	Migración al norte
				1350 a 1880 (LIA)	Intensificación y migración al norte
Moreno et al. (2018c)	~-41	~-73	E	11700 a 7700 (H. temprano)	Debilitamiento
				7700 a 3200 (H. medio)	Cambios latitudinales
				desde ~3200	Debilitamiento y posterior variabilidad centenal
Moreno et al. (2004)	~-42	~-73	E	7000 a 3000 (H. medio)	Migración al norte y/o intensificación
Moreno et al. (2010)	~-42 /- 51	~-73	E	7800 a 6800 (H. medio)	Intensificación y posterior estabilidad
Sepúlveda et al. (2009)	~-44	~-73	W	último milenio	Migración al norte
Bertrand et al. (2014)	~-46	~-73	W	1350 a 750	Posición más al sur
				750 a 450	Migración al norte
				450 a 0 (LIA)	Posición más al norte
Gilli et al. (2005)	~-49	~-71	E	~6800-5300 (H. medio)	Intensificación
Kaplan et al. (2016)	~-50	~-73	E	antes de 6100 (H. temprano)	Migración al sur
				~6100-4500 (H. medio)	Migración al norte (intensificación y/o expansión)
Villa-Martinez y Moreno (2007)	~-51	~-73	E	10800 a 6800 (H. temprano)	Foco en el norte o migración al sur de los 51°S
Moy et al. (2008)	~-51	~-73	E	400-5 (LIA)	Migración al sur del margen sur
Moreno et al. (2009)	~-51	~-73	E	Pulsos en 4400, 2900 y 570	Cambios en intensidad y/o posición margen sur
Moreno et al. (2014)	~-51	~-73	E	desde 1890 AD	Migración al sur

Referencia	Lat [°]	Long[°]	Andes	Periodo de tiempo [años BP]	Comportamiento SWWB
Moreno et al. (2018a)	~-51	~-73	E	10500 a 7500 (H. temprano)	Debilitamiento
				7500 a 5800 (H. medio)	Intensificación
Lisé-Pronovost et al. (2015)	~-52	~-70	E	11000 a 8100 (H. temprano)	Debilitamiento
				desde 8100 (H. medio a tardío)	Intensificación
Moreno et al. (2021)	~-52	~-72	E	11500 a 7500 (H. temprano)	Debilitamiento
				desde ~7500	Intensificación y posterior variabilidad (desde 6800 años)
Schimpf et al. (2011)	~-53	~-73	W	3500 a 2500	Débiles
				1200 y 800 (MWP)	Fuertes
				700 a 100 (LIA)	Débiles
Lamy et al. (2010)	~-53	-	W-E	~8000 a 11500 (H. temprano)	Núcleo más intenso y margen norte débil
				desde 4000 (H. tardío)	Núcleo más débil y margen norte más intenso
Bjorck et al. (2012)	~-55	~-64	E	10000-7200 (H. temprano)	Migración al norte y variabilidad posterior (expansión/contracción y/o debilitamiento)
				7200-4500 (H. medio)	Intensificación
				4500-3500 (H. medio-tardío)	Máximo intensificación. Expansión hacia el polo y posible migración
				desde 3500 (H. tardío)	Fases expansión/contracción
Koffman et al. (2014)	~-79	~-112	-	1870-1800	Migración al sur
				1690-1640	Intensificación y migración al sur
				1550-900 (MWP)	Migración al sur
				550-520	Migración al norte
				520-100 (LIA)	Estable en el norte
				1970-2000 AD (calentamiento actual)	Migración al sur/Intensificación

CAPÍTULO 5

RESULTADOS

5.1 TESTIGO DE SEDIMENTO DE FIORDO [C23PL-75_G]

En esta sección, se resumirá la descripción visual del testigo de sedimento de fiordo previamente realizada por Manríquez (2020), para luego mostrar la descripción a partir de las imágenes tomográficas computarizadas de rayos X, la susceptibilidad magnética, las edades obtenidas mediante radiocarbono, la granulometría y parámetros granulométricos asociados, la batimetría, geoquímica y proveniencia. Finalmente, integrando la información anterior, se definirán las unidades sedimentarias.

5.1.1 Descripción estratigráfica del testigo de sedimento

Con base en las descripciones realizadas por Manríquez (2020) en el testigo de sedimento abierto (Figura 5.2), este mide 256.51 cm, pero presenta tramos sin recuperación en los primeros 19 cm de la sección superior y en los primeros 12 cm de la sección inferior, por lo que el largo total es de 225 cm aproximadamente y consiste, a grandes rasgos, en una granulometría grano decreciente hacia el techo con unidades de sedimento tamaño arena media hasta arcilla. Presenta zonas masivas y zonas laminadas. Además, presenta fragmentos líticos de 1 mm a 2 cm de diámetro y se encontró un organismo calcáreo y un resto vegetal (Figura 5.4). A continuación, se verá en mayor detalle las unidades separadas por granulometría según la descripción estratigráfica realizada por Manríquez (2020).

De techo a base, el sedimento comienza a los 19 cm y consiste en:

(i) 19-26 cm de profundidad: capa de 7 cm de potencia. Corresponde a limo de color gris oliva a gris oscuro (5Y-4/2 a 5Y-4/1) y contiene fragmentos líticos de 1 mm a >2 cm de diámetro de composición tonalítica a granodiorítica (Figura 5.1). Se encontró un organismo de tipo bivalvo el cual fue datado con radiocarbono.

(ii) 26-137 cm de profundidad: capa de 111 cm de potencia. Se compone de arcillas con niveles de limo. El color varía de gris oscuro a marrón grisáceo (2.5Y-4/1 a 2.5Y-5/2). Presenta zonas masivas y zonas con laminaciones de 1 cm a 2 mm.

(iii) 137-185 cm de profundidad: capa de 48 cm de potencia. Sedimentos tamaño limo de color gris muy oscuro (2.5Y-3/1) con un tamaño de grano gradacional hacia la siguiente unidad. En este nivel se encontró un fragmento vegetal que fue datado con radiocarbono.

(iv) 185-197 cm de profundidad: capa de 12 cm de potencia. Corresponde a arena fina de color gris oscuro (2.5Y-4/1).

(v) 197-256 cm de profundidad: capa de 59 cm de potencia. Masiva, donde se observan granos tamaño arena gruesa inmersos en una matriz de arena fina a muy fina de color gris oscuro oscuro (2.5Y-4/1).

En la Figura 5.2 se muestra la columna estratigráfica del testigo de sedimento abierto con sus respectivos colores.

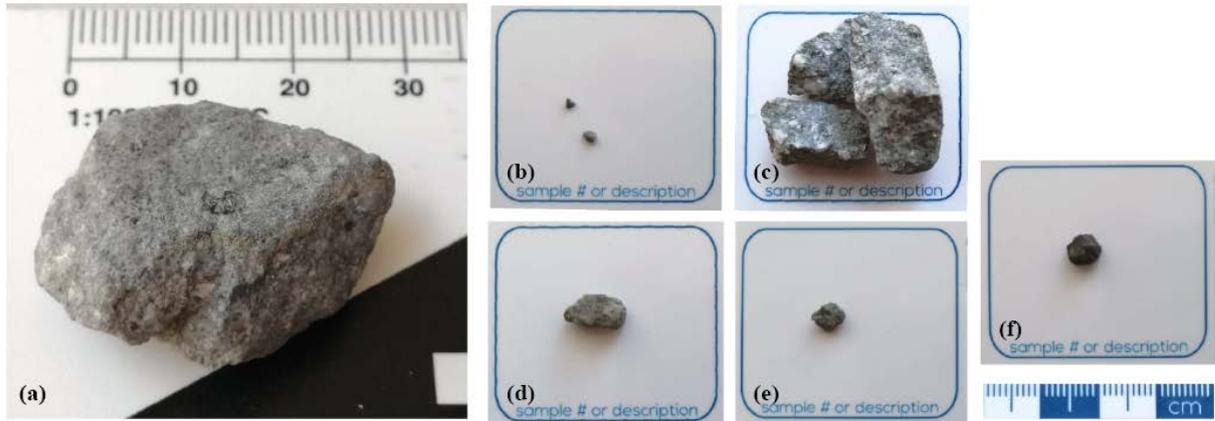


Figura 5.1. Clastos líticos encontrados en los primeros centímetros del techo del testigo C23PL-75_G. (a) y (c) Clasto lítico >2 cm a los 21 cm de profundidad. En (c) se observan sus caras frescas. (b) Clastos de 1 a 2 mm a los 19.5 cm de profundidad. (d) Clasto de 1 cm a los 21.5 cm de profundidad. (e) Clasto de 0.5 cm a los 22.5 cm de profundidad. (f) Clasto de 0.5 cm a los 25.5 cm de profundidad.

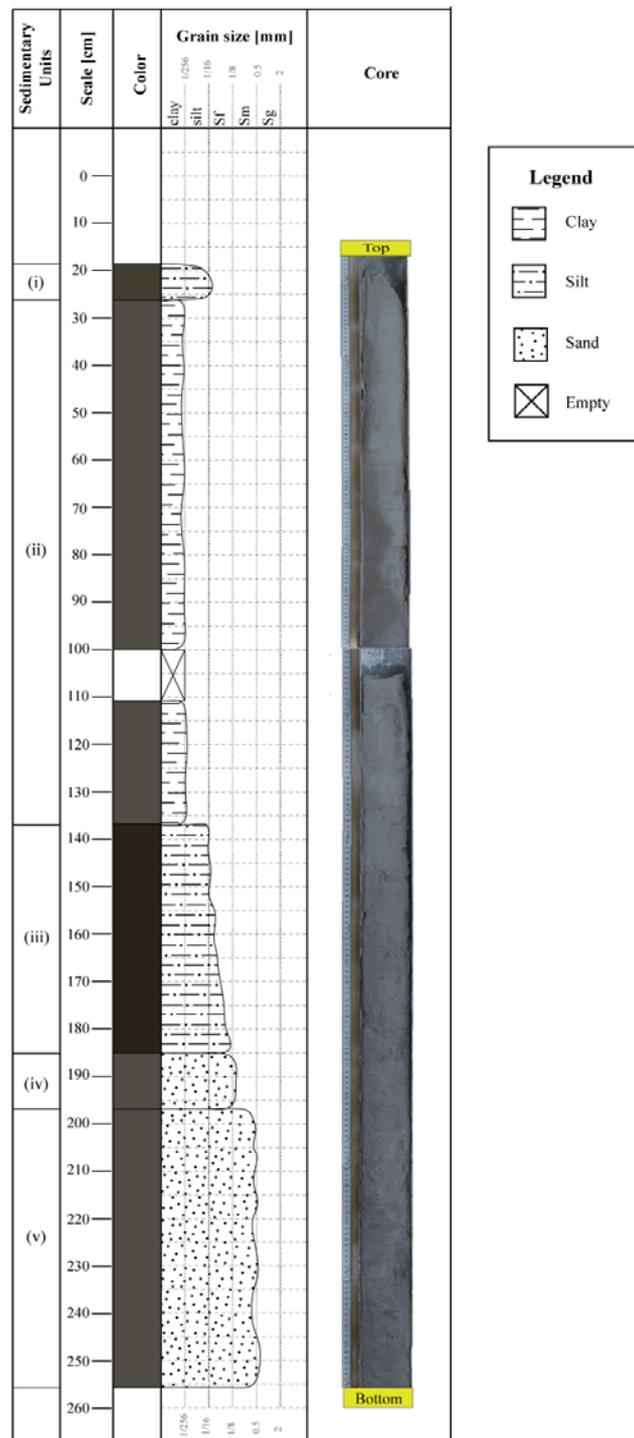


Figura 5.2. Columna estratigráfica del testigo de sedimento abierto (C23PL-75_G). Basado en la descripción estratigráfica de Manríquez (2020).

5.1.2 Estructuras sedimentarias con tomografías computarizadas

Utilizando las imágenes de tomografía computarizada de rayos X se pudieron identificar estructuras sedimentarias u otras observaciones de interés. Se utilizó la configuración de 600 mA y 80 kV. Para su descripción se tuvo en cuenta el tipo de estructura,

posibles variaciones, geometría y potencia. En cuanto a la atenuación, se consideró como muy baja para valores de densidad de 0-500 HU, baja para 500-900 HU, media para 900-1300 HU, alta para 1300-1600 HU y muy alta para valores mayores a 1600 HU. Sin embargo, la atenuación en este caso podría ser poco indicativa, pues las imágenes presentan problemas para configurarse en un mismo contraste, lo que no debería ocurrir. A continuación, se describen las estructuras sedimentarias y otras observaciones de interés.

- ❖ Laminación fina tenue: 38 - 58 cm de profundidad. Su atenuación es media, variando entre 1060-1220 HU con una moda de 1080-1120 HU. Se distinguen laminaciones de 1-2 mm de espesor de disposición horizontal (Figura 5.3 (a)).
- ❖ Laminación fina: 123 - 137 cm de profundidad. La atenuación es alta (varía entre 1300 a 1520 HU). Se observan laminaciones <2 mm de espesor de disposición horizontal (Figura 5.3 (b)).
- ❖ Laminación cruzada fina a media: 151 - 184 cm de profundidad. La atenuación varía entre 1550-1850 HU con una moda de 1600-1650 HU, siendo valores muy altos. Se distinguen laminaciones de 1-10 mm con una inclinación de 15 a 25° (Figura 5.3 (c)).
- ❖ Laminación cruzada de alto ángulo: 184 - 188 cm de profundidad. Presenta 1670-1740 HU, siendo valores muy altos de atenuación. Se observa un cambio en el ángulo de laminaciones, con respecto a lo anterior, en paquetes marcados de 2 a 5 mm de espesor (Figura 5.3 (d)).
- ❖ Textura moteada: 188 a 256 cm de profundidad. Presenta clastos de mayor atenuación (2000 a 2700 HU) y clastos de menor atenuación (1000 a 1900 HU) siendo todos valores medios a muy altos. Los tamaños de los clastos varían de <1 a 2 mm hasta 1.3 cms, aproximadamente. Son de forma ovalada a redonda y subredondeados a subangulosos. Muchos de estos clastos podrían ser fragmentos líticos inmersos en la textura (Figura 5.3 (e)).
- ❖

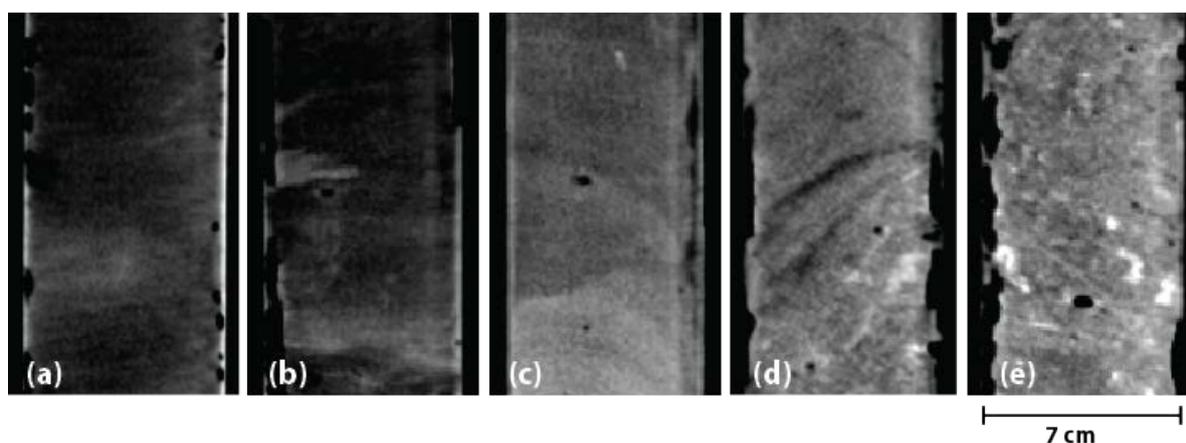


Figura 5.3. Estructuras sedimentarias en testigo C23PL-75_G. (a) Laminaciones finas tenues. (b) Laminación fina. (c) Laminación cruzada fina a media (d) Laminación cruzada de alto ángulo. (e) Textura moteada.

Dentro de otros rasgos sedimentarios, se pudieron reconocer:

- ❖ Clasto lítico mayor: 15 cm de profundidad. De muy alta atenuación (1600 a 2700 HU). Su diámetro es de 2 cm, de forma angulosa y se encuentra inmerso en material más fino. (Figura 5.4 (a)). Su litología es intrusiva, de composición tonalítica (Figura 5.1). Se interpreta como un *dropstone*.
- ❖ Clastos líticos menores:
 - ❖ 13 - 24 cm de profundidad. Acumulación de fragmentos líticos. Presentan atenuaciones muy altas que varían de los 1700 a 2700 HU. Miden de 1 a 4 mm de diámetro y son subangulosos a subredondeados. (Figura 5.4 (b)). Su litología es intrusiva, de composición tonalítica a granodiorítica (Figura 5.1).
 - ❖ 57 cm de profundidad. Atenuación media (1200 HU). Dos posibles líticos subangulosos de 1 y 2 mm de diámetro. Composición tonalítica a granodiorítica.
 - ❖ 59.25 cm de profundidad. Atenuación media (1200 HU). Lítico de 4 mm de diámetro subredondeado. Composición tonalítica a granodiorítica.
 - ❖ 61.65 cm de profundidad. Atenuación media (1200 HU). Lítico de diámetro de 3.7 mm subredondeado. Composición tonalítica a granodiorítica.
- ❖ Organismo calcáreo: 17 cm de profundidad. De media-alta atenuación (1000 a 1600 HU). Presenta una forma ovalada y mide 1 cm de diámetro (Figura 5.4 (b)).
- ❖ Morfologías alargadas:
 - ❖ 38.83 cm de profundidad. Atenuación media (1000 a 1200 HU), alargada, con el centro de menor atenuación y un halo de mayor atenuación. Mide 2.9 cm aprox. en corte transversal (Figura 5.4 (c)).
 - ❖ 53 cm de profundidad. Media atenuación (1000 a 1200 HU) levemente menor al medio, con el centro de menor atenuación y un halo de mayor atenuación. Mide 3.4 cm aprox. en corte transversal (Figura 5.4 (d)).
 - ❖ 65.2 cm de profundidad. Media atenuación (1000 a 1200 HU) levemente menor al medio, con el centro de menor atenuación y un halo de mayor atenuación. Mide 2.7 cm aprox. en corte transversal (Figura 5.4 (e)).
 - ❖ 78.4 cm de profundidad. Media atenuación (1000 a 1200 HU) levemente menor al medio, con el centro de menor atenuación y un halo de mayor atenuación. Mide 3.2 cm aprox en corte transversal (Figura 5.4 (f)).
- ❖ Fragmento vegetal: 149-151 cm de profundidad. Presenta una atenuación baja (700 a 800 HU). Mide 2.5 cm y su disposición es vertical (Figura 5.4 (g)).
- ❖ Bioturbación: 138 a 155 cm de profundidad. Se observa bioturbación subvertical de atenuación muy alta (1500 a 2100 HU) (Figura 5.4 (h), Figura 5.5).

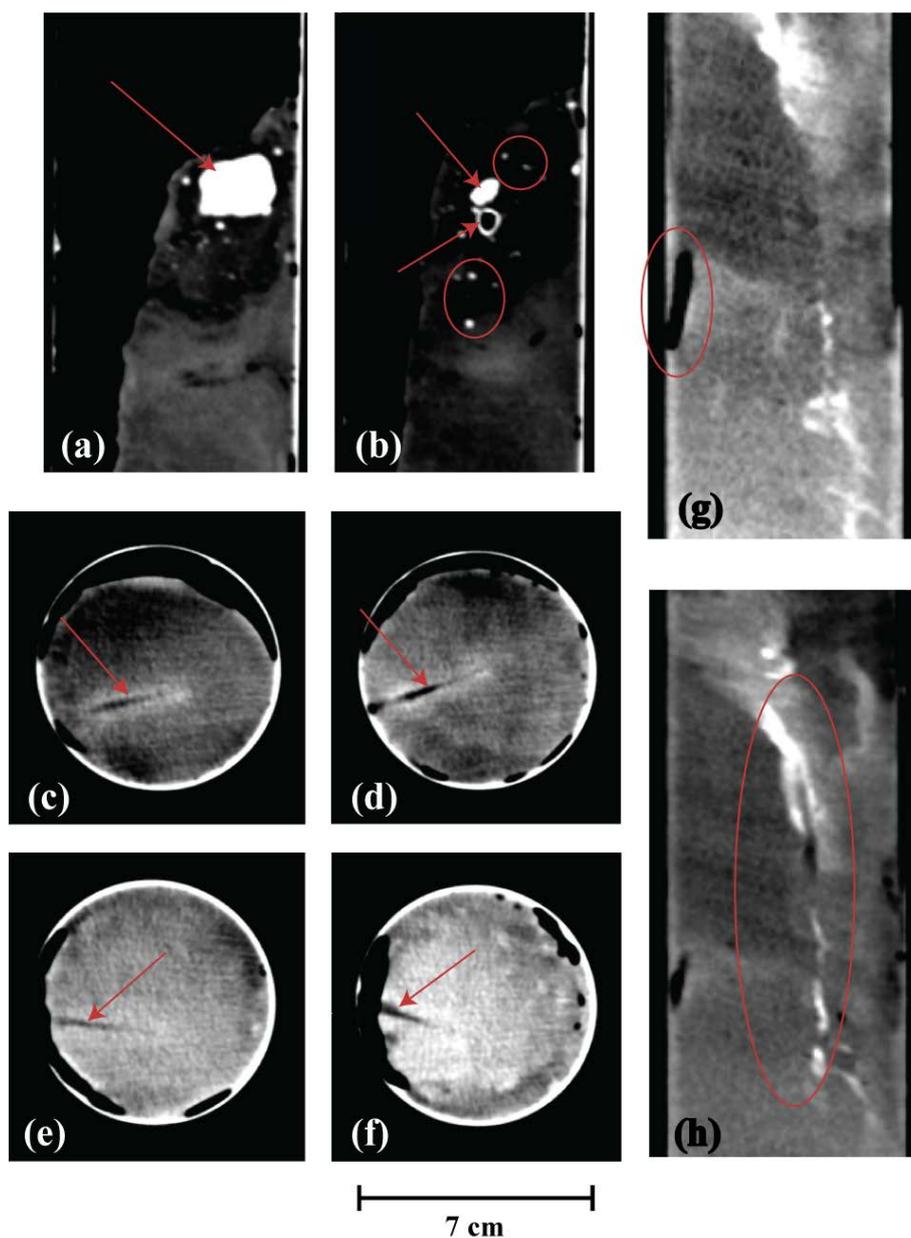


Figura 5.4. Rasgos sedimentarios en testigo C23PL-75_G. (a) Clasto lítico. (b) Organismo calcáreo y líticos. (c), (d), (e) y (f) Morfologías alargadas. (g) Fragmento vegetal. (h) Bioturbación.

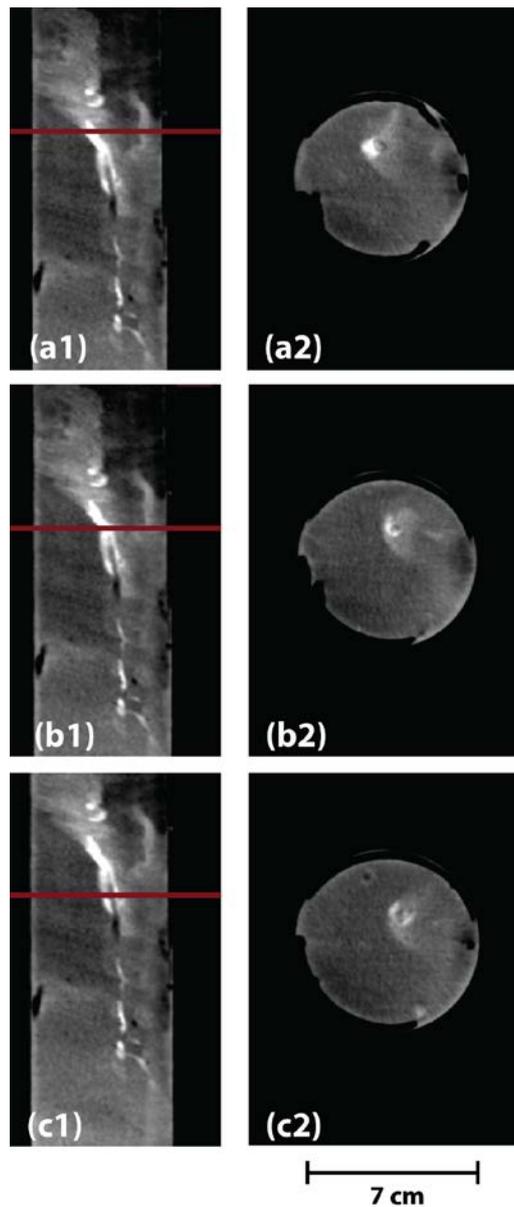


Figura 5.5. Detalle de bioturbación en testigo C23PL-75_G. A la izquierda, imagen longitudinal. A la derecha, imagen transversal de la traza marcada en rojo.

A continuación, la Figura 5.6 muestra la tomografía, el mapeo de estructuras y las estructuras del testigo.

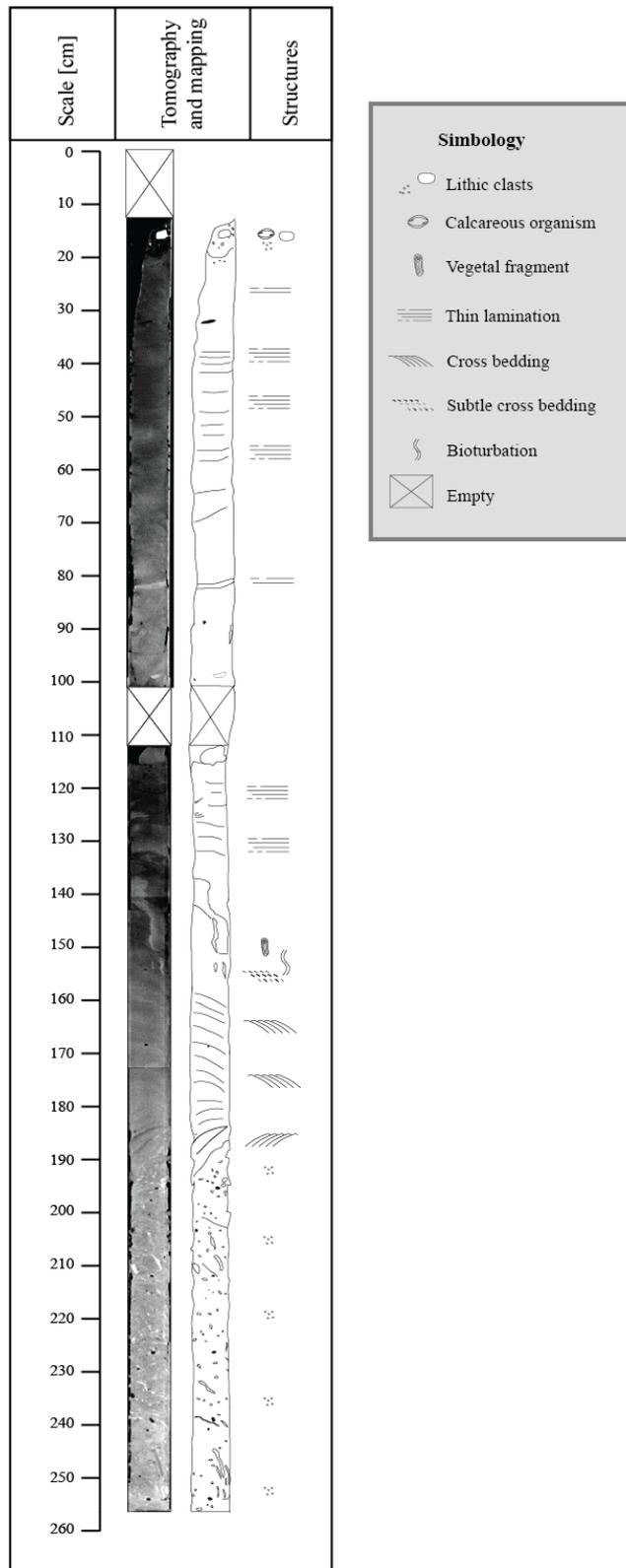


Figura 5.6. Tomografía, mapeo y estructuras del testigo C23PL-75_G.

5.1.3 Edades radiocarbono

Se dataron dos muestras con radiocarbono las cuales fueron calibradas posteriormente (método explicado en detalle en la sección 3.1.3.1). Se utiliza la curva de calibración SH-20 El organismo calcáreo (D-AMS 037567) que se encuentra a los 17 cm de profundidad (en tomografía) presenta una edad calibrada de ~1956-1957 años cal AD (Figura 5.7) y el fragmento vegetal (D-AMS 037571) que se encuentra a los 149-151 cm de profundidad (en tomografía) presenta una edad calibrada de ~840-903 años cal AD (Figura 5.7). Se muestran las edades en el testigo en la Figura 5.17.

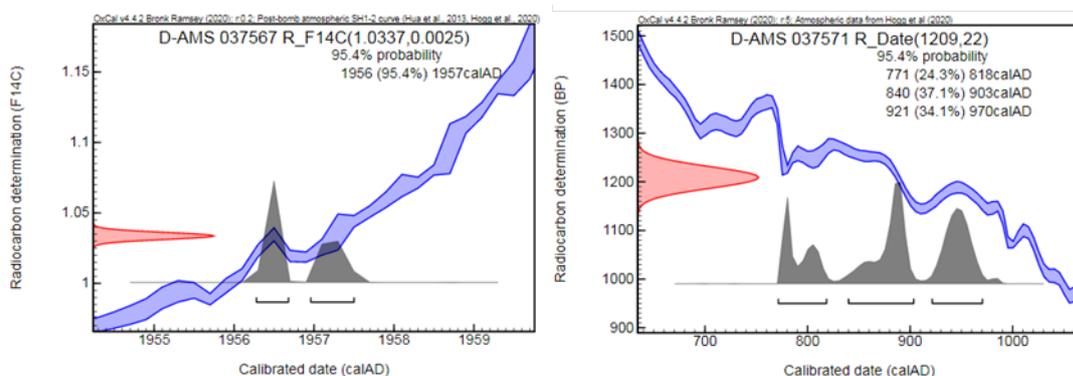


Figura 5.7. Calibración de edades radiocarbono con el software OxCal (<https://c14.arch.ox.ac.uk/oxcal.html>). Izquierda: organismo calcáreo (17 cm profundidad). Derecha: fragmento vegetal (149-151 cm profundidad).

5.1.4 Edades plomo-210

Se dataron 12 muestras de la parte más superficial del testigo, separadas cada 2 cm. Debido a que los primeros 19 cm del testigo son vacío, las muestras parten desde la profundidad de 19 cm hasta los 41 cm. El modelo utilizado fue independiente a la edad moderna obtenida con radiocarbono. Los resultados fueron entregados sin necesitar calibración y corresponden a edades cal AD. En la Tabla 5.1 se muestran los resultados incluyendo, además, la tasa de sedimentación luego de cada periodo. Se tiene un rango de valores de 0.1089 a 1.2121 cm/año con un promedio de 0.3896 cm/año y la tasa de sedimentación de largo plazo corresponde a 0.2758 cm/año, siendo levemente similar a la tasa promedio. En la Figura 5.8 se muestra el modelo cronológico para estas edades respecto a la profundidad.

Tabla 5.1. Edades de Pb-210 para la parte más superficial del testigo C23PL-75_G y tasa de sedimentación para cada periodo.

Profundidad [cm]	Edades [cal AD]	Tasa de sedimentación [cm/año]
19	2017.92	-
21	2012.85	0.3945

23	2007.18	0.3527
25	2000.97	0.3221
27	1993.5	0.2677
29	1989.88	0.5525
31	1983.39	0.3082
33	1973.48	0.2018
35	1967.92	0.3597
37	1958.17	0.2051
39	1939.8	0.1089
41	1938.15	1.2121

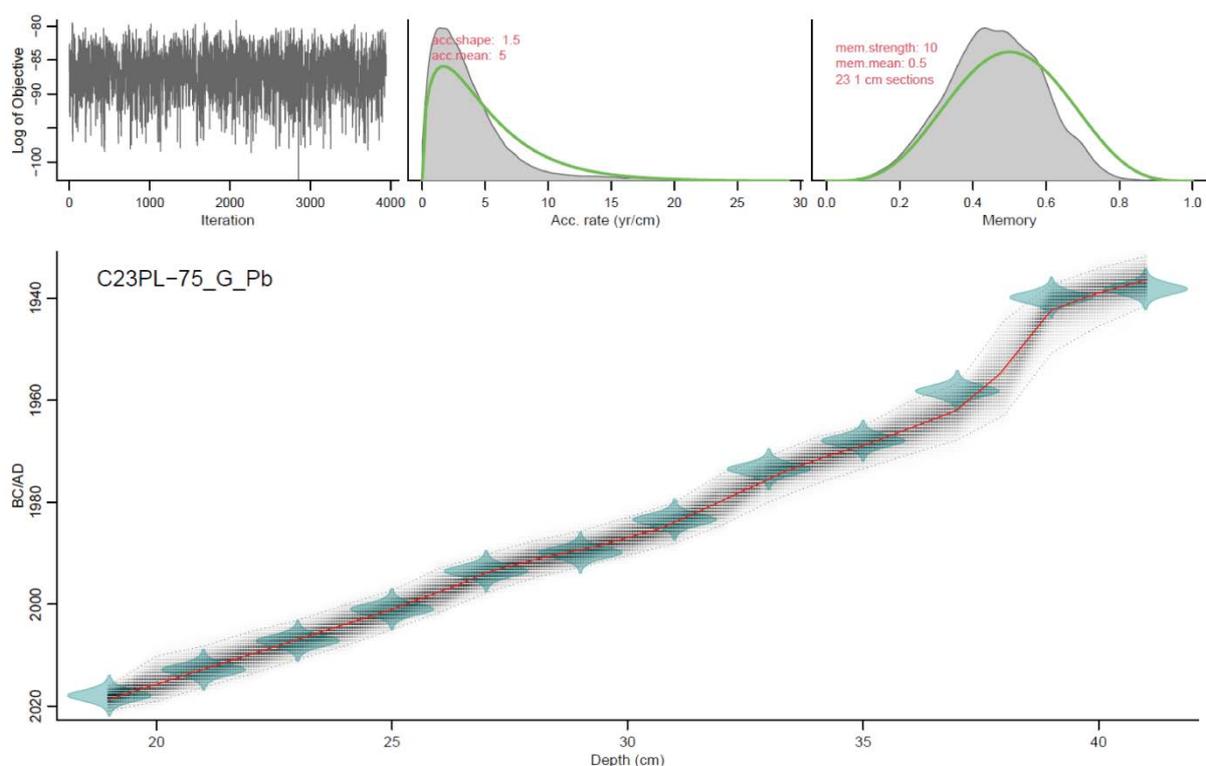


Figura 5.8. Modelo cronológico de la parte más superficial del testigo C23PL-75_G confeccionado mediante el software Bacon (Blaauw et al., 2011). Los símbolos azules representan la distribución de probabilidad de cada datación realizada con Pb-210. En gris está representado el 95% de confianza del modelo de edad. La mediana probabilidad de edad del modelo se muestra en la línea roja.

Juntando los datos obtenidos para edades de C-14 y Pb-210 se obtiene el modelo cronológico presentado en la Figura 5.9. Para que el modelo fuera coherente, se elimina la edad moderna obtenida con radiocarbono a los 19 cm y sólo se considera la obtenida a los 151 cm. Además, se descontó el segmento vacío que existe entre los 100 y los 112 cm y 114 a 118 cm de profundidad (16 cm en total) para una correcta cronología. Es importante recalcar que el modelo obtenido presenta un área muy grande de nivel de confianza entre las dataciones de plomo y la datación radiocarbónica debido a la ausencia de más dataciones.

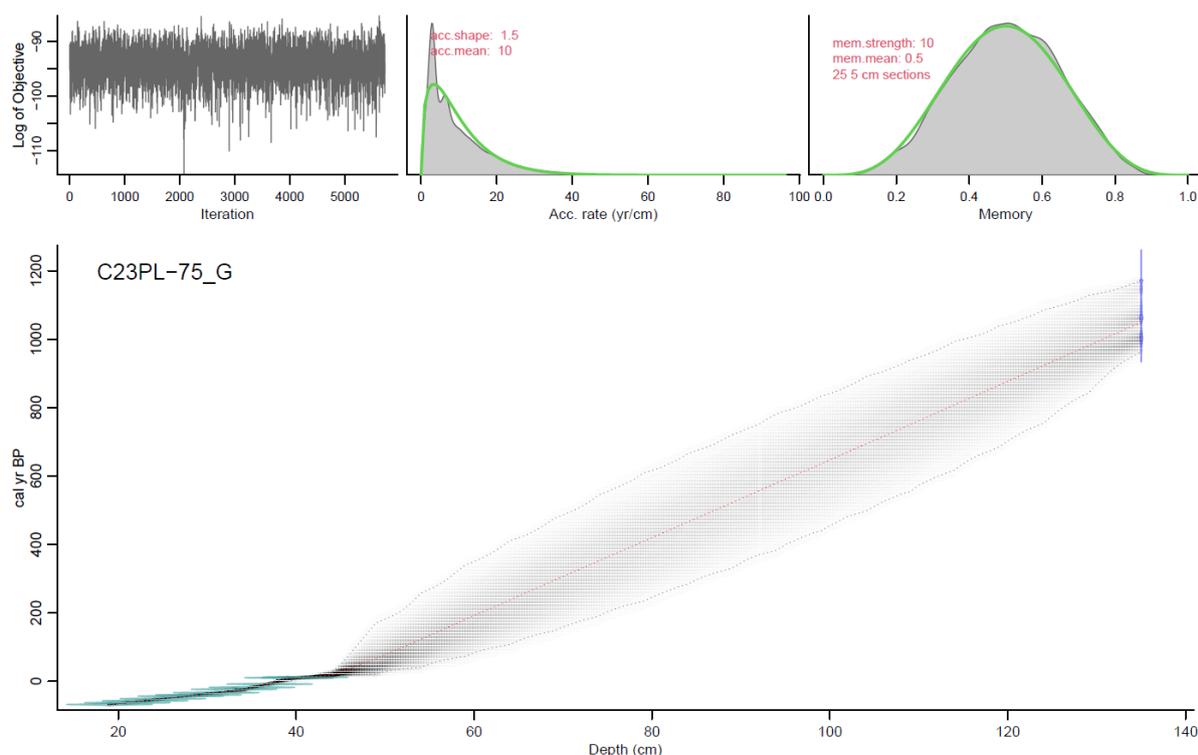


Figura 5.9. Modelo cronológico del testigo C23PL-75_G incluyendo edades de Pb-210 y la edad de C-14 obtenida a los 151 cm de profundidad (descontando los segmentos vacíos queda a los 135 cm de profundidad) confeccionado mediante el software Bacon (Blaauw et al., 2011). Los símbolos azules representan la distribución de probabilidad de cada datación realizada. En gris está representado el 95% de confianza del modelo de edad. La mediana probabilidad de edad del modelo se muestra en la línea roja.

5.1.5 Granulometría

Las muestras fueron tomadas sistemáticamente cada 2 cm para el análisis granulométrico. Luego de finalizado el pretratamiento para eliminar material carbonático, orgánico y biogénico, se realizó granulometría láser y se procesaron los datos en el programa Gradistat (Blott y Pye, 2001), el cual define los tamaños como se muestra en la Figura 5.10.

Grain size		Descriptive terminology		
phi	mm/ μ m	Udden (1914) and Wentworth (1922)	Friedman and Sanders (1978)	GRADISTAT program
			Very large boulders	
-11	2048 mm		Large boulders	Very large
-10	1024		Medium boulders	Large
-9	512	Cobbles	Small boulders	Medium
-8	256		Large cobbles	Small
-7	128		Small cobbles	Very small
-6	64			
				Very coarse pebbles
-5	32		Coarse pebbles	Coarse
-4	16	Pebbles	Medium pebbles	Medium
-3	8		Fine pebbles	Fine
-2	4			Very fine pebbles
-1	2	Granules		
			Very coarse sand	Very coarse
0	1		Coarse sand	Coarse
1	500 μ m		Medium sand	Medium
2	250		Fine sand	Fine
3	125		Very fine sand	Very fine
4	63			
			Very coarse silt	Very coarse
5	31		Coarse silt	Coarse
6	16	Silt	Medium silt	Medium
7	8		Fine silt	Fine
8	4			Very fine silt
9	2	Clay		
				Clay

Figura 5.10. Tabla de tamaños utilizada por el programa Gradistat (Blott y Pye, 2001).

En promedio, a lo largo de todo el testigo, la granulometría es unimodal, principalmente, a bimodal, con tamaños de grano de limo muy fino a fino, pobremente seleccionado, asimetría fina y platicúrtico. El promedio de tamaños corresponde a un 0.2% de arena gruesa, 5.4% de arena media, 12.7% de arena fina, 9.7% de arena muy fina, 10.6% de limo muy grueso, 14.5% de limo grueso, 15.3% de limo medio, 12.3% de limo fino, 8.6% de limo muy fino y 10.5% de arcilla. Se observa esta tendencia en la Figura 5.11.

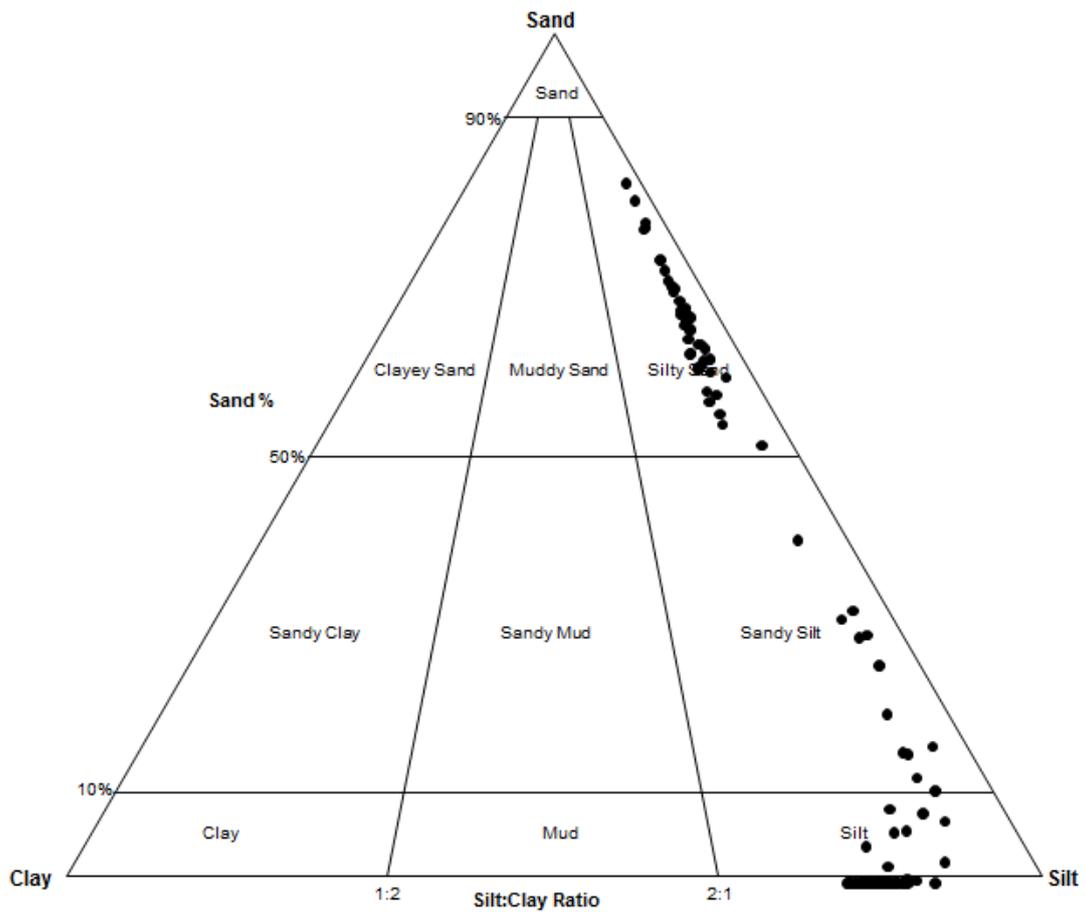


Figura 5.11. Diagrama ternario que ilustra el tamaño de grano del sedimento presente en el testigo.

Al graficar los datos obtenidos de acuerdo a porcentaje para cada fracción de tamaño se obtiene la Figura 5.12.

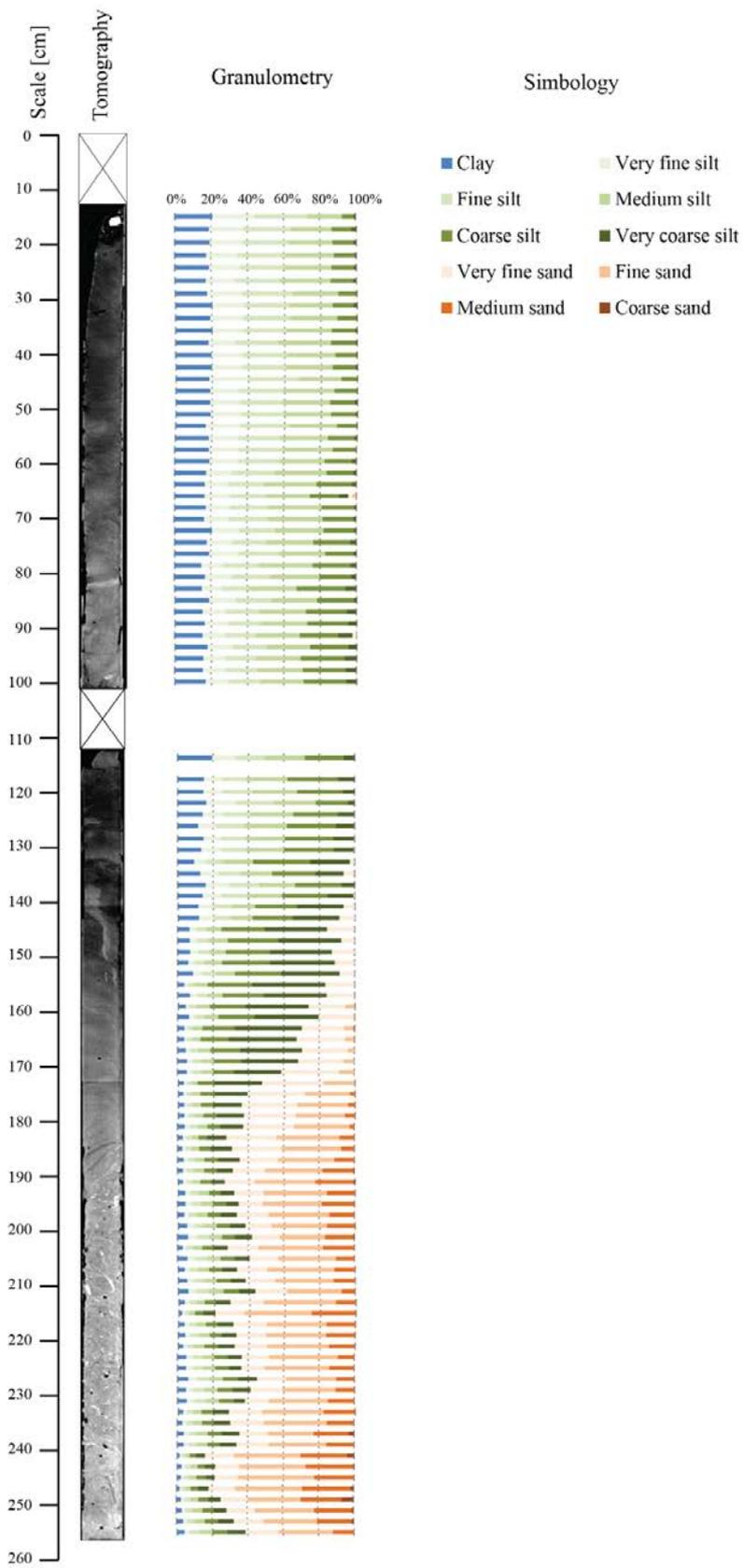


Figura 5.12. Datos de granulometría para el testigo C23PL-75_G.

5.1.5.1 Selección

Uno de los parámetros utilizados para medir la uniformidad de los sedimentos es la selección. Esta medida depende del rango de tamaños del material suministrado al ambiente sedimentario, el tipo de depositación, las características del flujo o corriente y la tasa de aporte de sedimento comparada con la eficiencia del agente seleccionador (Folk, 1980/1968).

Con el método geométrico de los momentos, se tiene que los valores de selección oscilan entre 2.472 a 5.594 con un promedio de 3.494, es decir, según la Figura 5.13 la selección va de pobre a muy pobremente seleccionada, donde en promedio es pobremente seleccionado. En la Figura 5.16 se muestra la curva de comportamiento de selección a lo largo del testigo.

(b) Geometric method of moments

Mean	Standard deviation	Skewness	Kurtosis		
$\bar{x}_g = \exp \frac{\sum f \ln m_m}{100}$	$\sigma_g = \exp \sqrt{\frac{\sum f (\ln m_m - \ln \bar{x}_g)^2}{100}}$	$Sk_g = \frac{\sum f (\ln m_m - \ln \bar{x}_g)^3}{100 \ln \sigma_g^3}$	$K_g = \frac{\sum f (\ln m_m - \ln \bar{x}_g)^4}{100 \ln \sigma_g^4}$		
Sorting (σ_g)	Skewness (Sk_g)	Kurtosis (K_g)			
Very well sorted	<1.27	Very fine skewed	<-1.30	Very platykurtic	<1.70
Well sorted	1.27-1.41	Fine skewed	-1.30 to -0.43	Platykurtic	1.70-2.55
Moderately well sorted	1.41-1.62	Symmetrical	-0.43 to +0.43	Mesokurtic	2.55-3.70
Moderately sorted	1.62-2.00	Coarse skewed	+0.43 to +1.30	Leptokurtic	3.70-7.40
Poorly sorted	2.00-4.00	Very coarse skewed	>+1.30	Very leptokurtic	>7.40
Very poorly sorted	4.00-16.00				
Extremely poorly sorted	>16.00				

Figura 5.13. Método de los momentos geométrico para determinar promedio, selección, asimetría y curtosis.

5.1.5.2 Asimetría

La asimetría (Folk, 1980, 1968) se refiere a cuánto se aproxima la distribución granulométrica a una curva de probabilidad normal Gaussiana. Al tener mayor cantidad de valores extremos, menos se cumple. Al tener sedimentos de múltiples fuentes, así como sedimentos bimodales, más pronunciados son los extremos de la curva y, por lo tanto, la asimetría. El signo de la asimetría depende de cuál extremo de la curva domina (Figura 5.14). Para evitar confusión, la asimetría negativa es referida como ‘sesgo fino’, lo que indica un exceso de finos, y la asimetría positiva es referida como ‘sesgo grueso’, que indica un exceso de partículas gruesas (Blott y Pye, 2001). Por ejemplo, si se tiene una asimetría fina, la moda está hacia los gruesos, pero existen una población remanente de finos que desplaza el promedio hacia la izquierda dejando una ‘cola’ hacia la fracción fina. Esto implica poblaciones distintas de grano, algunas con mejor probabilidad de estar presentes.

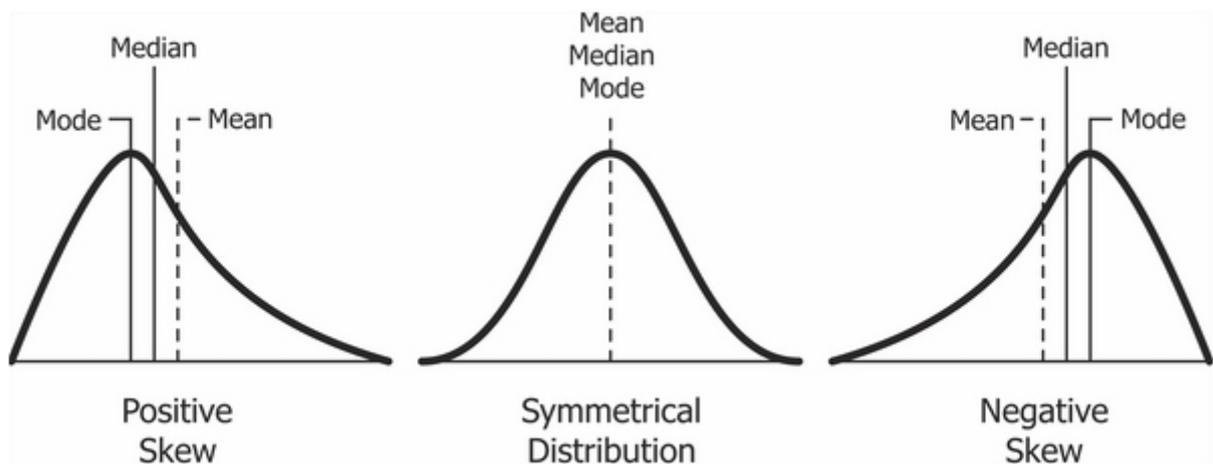


Figura 5.14. Curvas granulométricas mostrando una asimetría positiva, distribución simétrica y asimetría negativa.

Utilizando el método geométrico de los momentos, se tiene que los valores de asimetría oscilan entre -1.903 a 0.106 con un promedio de -0.921, es decir, según la Figura 5.13 la asimetría va de sesgo muy fino a sesgo grueso, donde el promedio es de sesgo fino. En la Figura 5.16 se muestra la curva de comportamiento de asimetría.

5.1.5.3 Curtosis

La curtosis, así como la asimetría, también hace referencia a la distribución granulométrica de los datos. Los sedimentos de múltiples fuentes muestran una curtosis pronunciada (Folk, 1980/1968). Se dice que la curva es leptocúrtica si es angulosa y los extremos son más gruesos; si los extremos son menos gruesos y es aplanada se dice que es platocúrtica. La curva es mesocúrtica cuando se asemeja a una distribución normal (**Figura 5.15**). Entonces, si la parte central posee mejor selección que los extremos, la curva es leptocúrtica y si los extremos poseen mejor selección que el centro, la curva es platocúrtica.

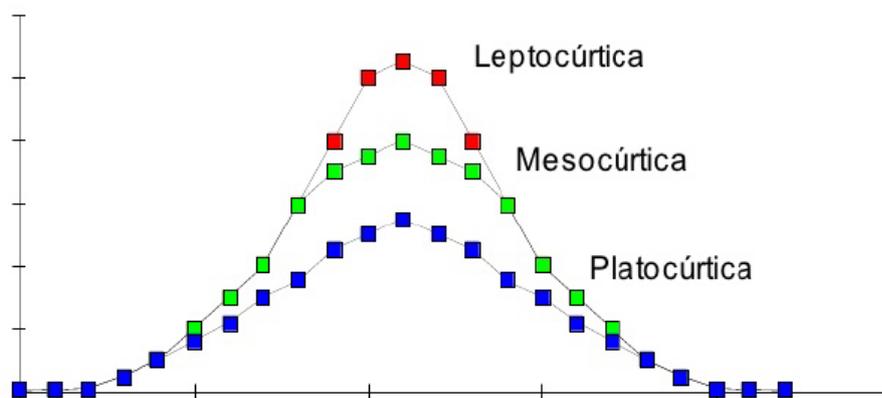


Figura 5.15. Tipos de curtosis en distribuciones granulométricas.

Con el método geométrico de los momentos (Figura 5.13) los valores de curtosis fluctúan de 2.131 a 7.225 con un promedio de 3.458. Esto indica una distribución platicúrtica a lepticúrtica con un promedio mesocúrtico. En la Figura 5.16 se muestra la curva de comportamiento de curtosis a lo largo del testigo.

5.1.5.4 Tamaño promedio

El tamaño promedio de grano varía entre 4.274 y 133.454 μm y un promedio de 34,868 μm .

5.1.5.5 SPAN

El SPAN corresponde a un índice de selección propuesto por Foster et al. (1991) que se calcula a partir de la fórmula:

$$SPAN = \frac{(D_{90} - D_{10})}{D_{50}}$$

donde D_i corresponde a un diámetro percentil i (diámetro máximo donde el $i\%$ de una muestra es menor o igual a ese valor).

En el testigo los tamaños varían entre 0.07814 y 3.03077 con un promedio de 1,35192. En la Figura 5.16 se muestra la curva de comportamiento de SPAN.

5.1.5.6 Percentiles

Los percentiles corresponden al diámetro máximo por el cual cierto porcentaje de una muestra es menor o igual al valor de ese diámetro. Se calcularon los percentiles D_{10} , D_{50} y D_{90} . En la Figura 5.16 se muestra la curva de comportamiento de cada percentil.

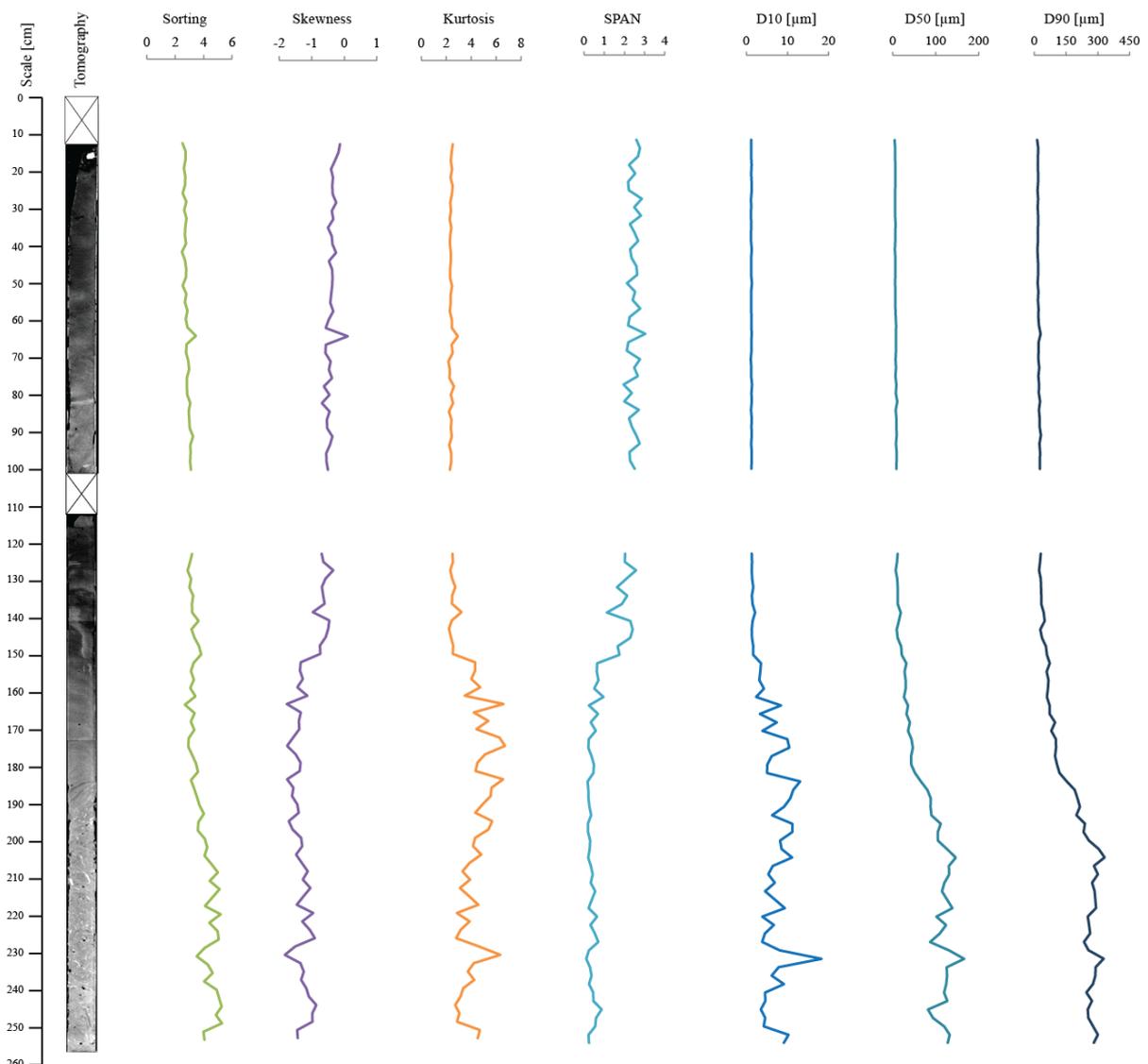


Figura 5.16. Curvas de comportamiento de cada parámetro granulométrico para todo el testigo.

En la Figura 5.16 se resumen los parámetros granulométricos los cuales no evidencian mayores cambios, a excepción de una mayor variabilidad hacia la base del testigo en la selección, curtosis, D10, D50 y D90 en concordancia con una granulometría más arenosa. En cuanto a la asimetría y al SPAN se ve un leve quiebre a los ~145 cm, presentando valores más altos en la sección superior y más bajos en la sección inferior.

5.1.6 Susceptibilidad magnética

En la curva corregida de susceptibilidad magnética (Figura 5.17) se observa, de base a techo, un decrecimiento constante desde valores cercanos a ~ 1000 hasta valores cercanos a ~ 0 [$SI \cdot 10^{-5}$].

En detalle, entre los 256 y 240 cm de profundidad se tiene un aumento desde ~800 a ~1000 [SI*10⁻⁵] que se mantiene entre los ~950 y ~1000 [SI*10⁻⁵] hasta los 225 cm aprox. Luego, disminuye progresivamente hasta los 175 cm volviendo a valores de ~800 [SI*10⁻⁵] que vuelven a disminuir rápidamente a ~650 [SI*10⁻⁵] hasta los 170 cm. Entre los 170 y los 140 cm disminuye a 550 [SI*10⁻⁵], luego se observa una disminución marcada entre los 140 y los 130 cm hasta ~450 [SI*10⁻⁵] que vuelve a aumentar a ~550 [SI*10⁻⁵] para luego seguir disminuyendo uniformemente a valores de ~350 [SI*10⁻⁵] hasta los 112 cm. Entre los 100 y 112 cm de profundidad los valores son muy bajos debido a que representa vacío, por lo que se descartan estos valores como relevantes para la interpretación. Desde los 100 cm se tienen valores cercanos a ~400 [SI*10⁻⁵] que aumentan levemente para luego disminuir de manera uniforme hasta los 22 cm, donde llega a valores de ~250 [SI*10⁻⁵] para luego disminuir abruptamente hasta alcanzar valores muy cercanos a cero, hacia el techo del testigo, a los 12 cm.

Hay una covarianza entre la SM y el tamaño de partícula (Thomson y Morton, 1979). En el caso del testigo, se observa un patrón decreciente de la SM hacia el techo y lo mismo ocurre con el tamaño de partícula, en particular, la fracción gruesa disminuye hacia el techo. Por otro lado, la SM representa la capacidad de magnetizarse de un material, lo que se traduce en la presencia de sedimentos magnéticos de un origen siliciclástico. Bajas tasas de sedimentación biogénica existen con valores altos de SM (Domack e Ishman, 1992, citados en Shevenell et al., 1996), lo que se evidencia en el testigo.

5.1.7 Unidades sedimentarias

Las unidades sedimentarias se definieron considerando los resultados de las secciones anteriores. Es decir, a partir de la descripción estratigráfica (Manríquez, 2020), las estructuras observadas en la tomografía y la granulometría. La susceptibilidad magnética no fue considerada como criterio para separar las unidades debido a su carácter decreciente uniformemente hacia el techo y carencia de *peaks* notables. El orden utilizado es desde el techo hasta la base del testigo. En la Figura 5.17 se muestran las unidades. Es importante destacar que la profundidad y separación de unidades fue hecha con base en las imágenes tomográficas y no con base en el testigo de sedimento abierto, cuyas profundidades difieren debido a procesos de compactación y manipulación del testigo posterior a la realización de la tomografía, según menciona Manríquez (2020).

Unidad sedimentaria 1: 13.5 - 20 cm de profundidad. Secuencia de sedimento masivo con atenuación media (900-1100 HU). Su contacto inferior es irregular y se evidencia por un cambio en la atenuación. Presenta un clasto lítico de 2 cm de diámetro a los 15 cm profundidad, el cual es un intrusivo tonalítico, y se interpreta como *dropstone*, un organismo calcáreo de 1 cm de diámetro a los 17 cm profundidad (D-AMS 037567) y abundantes líticos de 1 a 4 mm de diámetro en toda la unidad. Todas las estructuras anteriores presentan alta a muy alta atenuación. El tamaño del sedimento en el que se encuentran inmersos los clastos es

principalmente limo, pobremente seleccionado (Figura 5.11, Figura 5.12 y Figura 5.16). La MS va de ~0 a 100 [SI*10⁻⁵] (Figura 5.17).

Unidad sedimentaria 2: 20 - 71 cm de profundidad. Secuencia de sedimento leve y finamente laminado de atenuación media correspondiente a 1000-1250 HU. Presenta laminaciones finas de hasta 2 mm. Su contacto inferior es gradacional y se diferencia de la unidad subyacente por la presencia de laminaciones de esta unidad y el carácter masivo de la unidad inferior. El sedimento es predominantemente limo, pobremente seleccionado (Figura 5.11, Figura 5.12 y Figura 5.16). La MS va de ~100 a 300 [SI*10⁻⁵] (Figura 5.17).

Unidad sedimentaria 3: 71 - 116 cm de profundidad. Secuencia de sedimento principalmente masivo, lo que lo distingue de la unidad superior e inferior, y de atenuación media (1100-1360 HU). El contacto con la unidad inferior es gradacional. Posee una franja de 1 cm de espesor de atenuación alta (1300 a 1400 HU) que se observa laminada a los 80 cm de profundidad. El sedimento es principalmente limo y es pobremente seleccionado (Figura 5.11, Figura 5.12 y Figura 5.16). La MS fluctúa entre ~300 y 400 [SI*10⁻⁵] (Figura 5.17).

Unidad sedimentaria 4: 116 - 140 cm de profundidad. Secuencia de sedimento con alternancia de segmentos masivos y otros finamente laminados, con laminaciones finas <2 mm de espesor. Presenta una atenuación alta (1300-1600 HU). El contacto con la unidad inferior es gradacional y se separan las unidades por las diferentes estructuras. El sedimento predominante es tamaño limo, pobremente seleccionado (Figura 5.11, Figura 5.12 y Figura 5.16). La MS fluctúa entre ~300 y 500 [SI*10⁻⁵] (Figura 5.17).

Unidad sedimentaria 5: 140 - 181 cm de profundidad. Secuencia de sedimento con laminación cruzada fina a media y de atenuación alta a muy alta, variando en dos zonas entre 1500-1700 y 1700-1850 HU. Se observa bioturbación subvertical de atenuación muy alta (1500 a 2100 HU) entre los 145 a 155 cm. Presenta un fragmento vegetal a los 149 cm (D-AMS 037571). Las laminaciones son de 2 a 5 mm y varían levemente el ángulo, de 10° a 20° en la mayoría de la unidad y hacia la base <10°, ligeramente subparalelas. El contacto con la unidad inferior es gradacional y destaca por el cambio en el ángulo de las laminaciones y la dirección del mismo. El tamaño de sedimento es principalmente limo, pobremente seleccionado, pero comienza a haber sedimento tamaño arena muy fina a fina, cada vez con mayor porcentaje (Figura 5.11, Figura 5.12 y Figura 5.16). La MS aumenta de ~400 a 800 [SI*10⁻⁵] (Figura 5.17).

Unidad sedimentaria 6: 181 - 189 cm de profundidad. Secuencia de sedimento de laminación cruzada de alto ángulo (35° a 45°), con láminas de 2 a 8 mm de espesor. La atenuación es muy alta (1700-1900 HU). El contacto inferior se observa gradacional hacia la siguiente unidad por un cambio en el tamaño de sedimento y textura en la tomografía, además de la ausencia de estructuras en la unidad inferior. El sedimento es de limo a arena fina,

pobremente seleccionado (Figura 5.11, Figura 5.12 y Figura 5.16). La MS se mantiene en ~ 800 [SI*10⁻⁵] (Figura 5.17).

Unidad sedimentaria 7: 189 - 256 cm de profundidad. Secuencia de sedimento de textura moteada y con atenuación muy alta (1700 a 2000 HU). La textura moteada consiste en sedimento tamaño arena fina a media, con algunos fragmentos líticos. Los fragmentos presentan alta atenuación (2000 a 3000 HU) cuyos tamaños varían de 2 a 7 mm y la selección es pobre (Figura 5.11, Figura 5.12 y Figura 5.16). La MS fluctúa entre ~ 800 y 1000 [SI*10⁻⁵] (Figura 5.17).

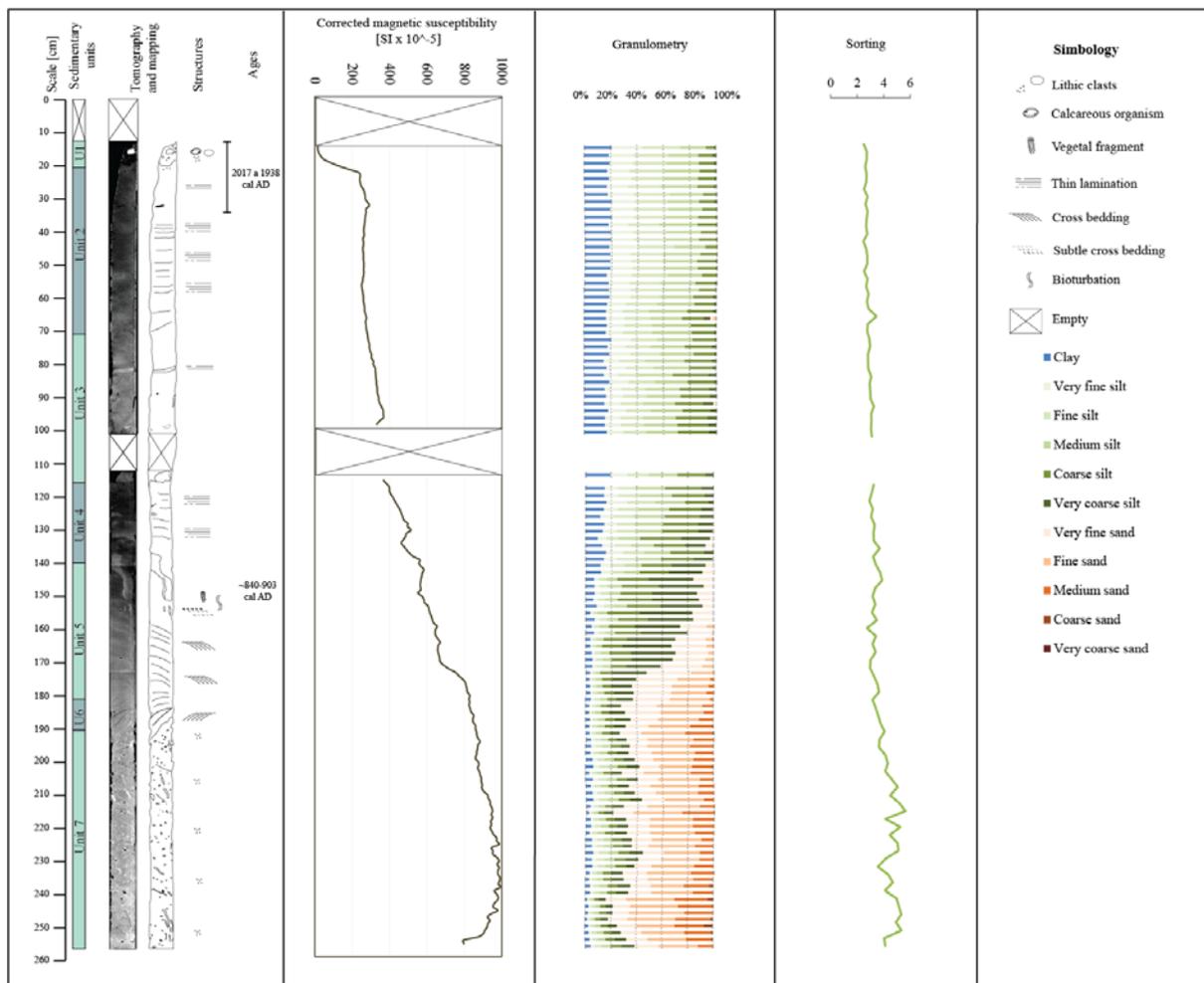


Figura 5.17. Testigo sedimentario C23PL-75_G. Se muestra la tomografía, estructuras sedimentarias, edades, susceptibilidad magnética, granulometría, selección y, finalmente, sus unidades sedimentarias tras compilar toda la información.

Juntando los resultados vistos en las secciones anteriores, es importante mencionar la relación existente entre la susceptibilidad magnética (SM), granulometría y densidad, donde los tres parámetros disminuyen hacia el techo del testigo. Por una parte, se ha visto que la SM y el tamaño de partícula se relacionan de manera lineal (Thomson y Morton, 1979). Por otro lado, la densidad se relaciona positivamente con la atenuación del sedimento (Orsi et al.,

1994; Orsi y Anderson, 1999; Tanaka et al., 2011), la cual se observa que disminuye hacia el techo. Este cambio en la densidad podría indicar que efectivamente los sedimentos en la base sean de un material de origen más denso que los del techo, lo que se correlacionaría con un origen más siliciclástico según los valores altos de SM. Sin embargo, es probable que tanto la SM como la atenuación no sean totalmente confiables y que presenten problemas en su medición. Para esto, sería necesario estudiar la mineralogía de los sedimentos.

Manríquez (2020) menciona que la metodología para extraer, almacenar y abrir el testigo puede haber afectado en la compactación, recuperación y perturbación de este. Además, fue realizado un estudio de agua almacenada por parte de otro investigador previamente. Esto pudo haber afectado a la estabilidad, pues se pueden observar los orificios generados por las agujas de extracción en la tomografía, lo que pudo haber generado compactación, lo cual destaca en particular en la sección más cercana al techo del testigo donde las imágenes tomográficas no calzan en cuanto a niveles de profundidad con lo observado en el testigo de sedimento. Lo anterior, podría explicar los problemas en la medición de SM y la atenuación observada en tomografía. Aún así, esto no impide realizar una buena interpretación.

5.1.8 Batimetría Fiordo Amalia

A partir de los datos proporcionados por el SHOA (2006), se muestra la batimetría del Fiordo Amalia en la Figura 5.18. Aquí se pueden observar dos cuencas distinguibles, la primera más al sur y cercana al glaciar, y la segunda hacia el noroeste donde se encuentra el testigo.

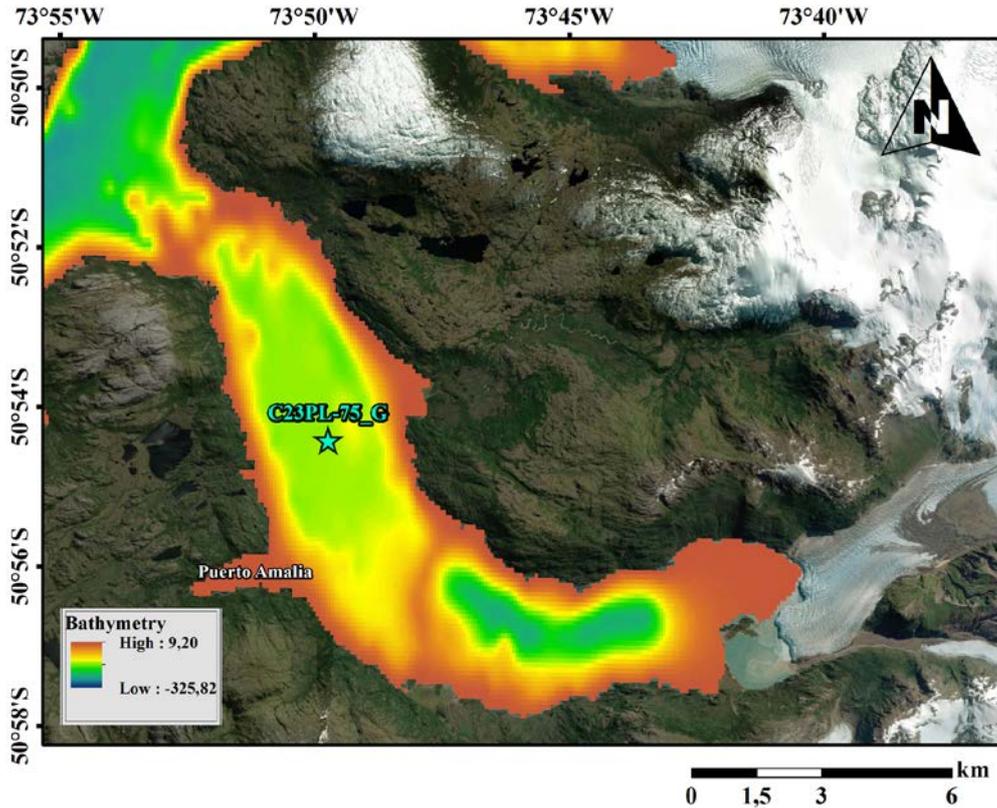


Figura 5.18. Batimetría Fiordo Amalia. Se observa la ubicación del testigo C23PL-75_G.

En la Figura 5.19 se observan tres perfiles batimétricos longitudinales al Fiordo Amalia. En todos los perfiles se observan las dos cuencas previamente mencionadas cuyos límites son separados por morfologías pronunciadas entre los 3 y 4 km de distancia, la primera, y entre los 13-14 km de distancia, la segunda, las cuales se pueden interpretar como morrenas. Estas marcan periodos donde el glaciar estuvo estable. En particular, en el perfil B-B' se observa que la ubicación del testigo coincide con una planicie y que hacia el sureste en el mapa y a la derecha del perfil se encuentra una morrena cercana.

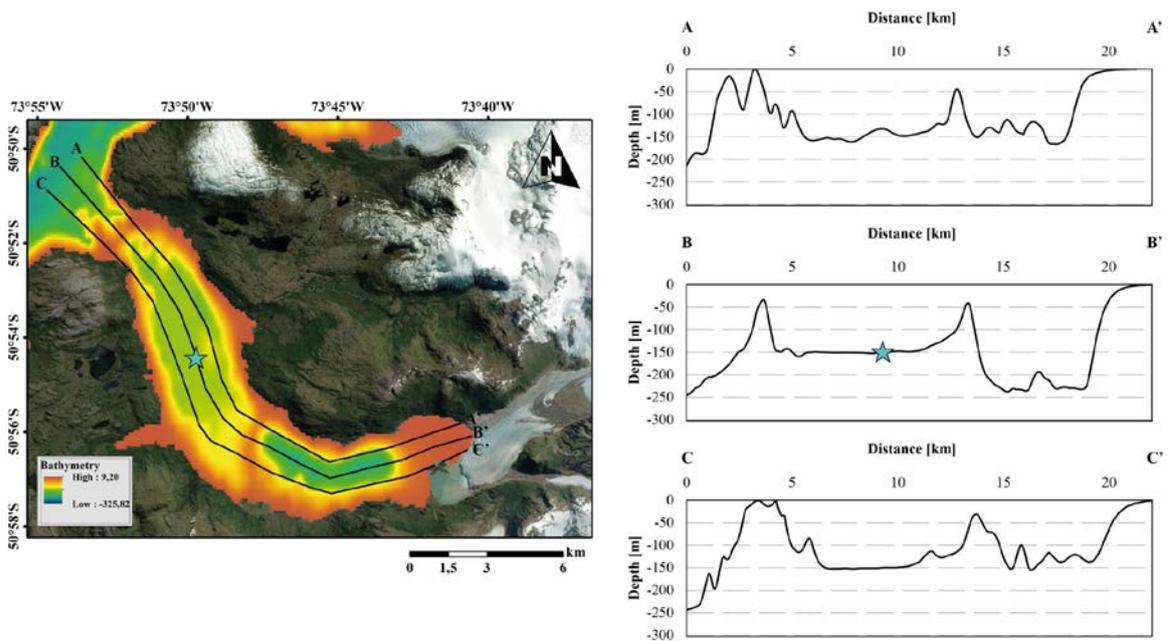


Figura 5.19. Perfiles batimétricos longitudinales del Fiordo Amalia. La estrella celeste muestra la ubicación del testigo.

En la Figura 5.20 se muestran tres perfiles batimétricos transversales al Fiordo Amalia que muestran el detalle de la segunda cuenca, donde se localiza el testigo. En ellos se observa la forma de planicie de la cuenca y, en particular, en el perfil E-E' se observa un montículo a los 2.5 km de distancia aproximadamente, inmediatamente después de la localización del testigo, el cual mide ~25 m de altura.

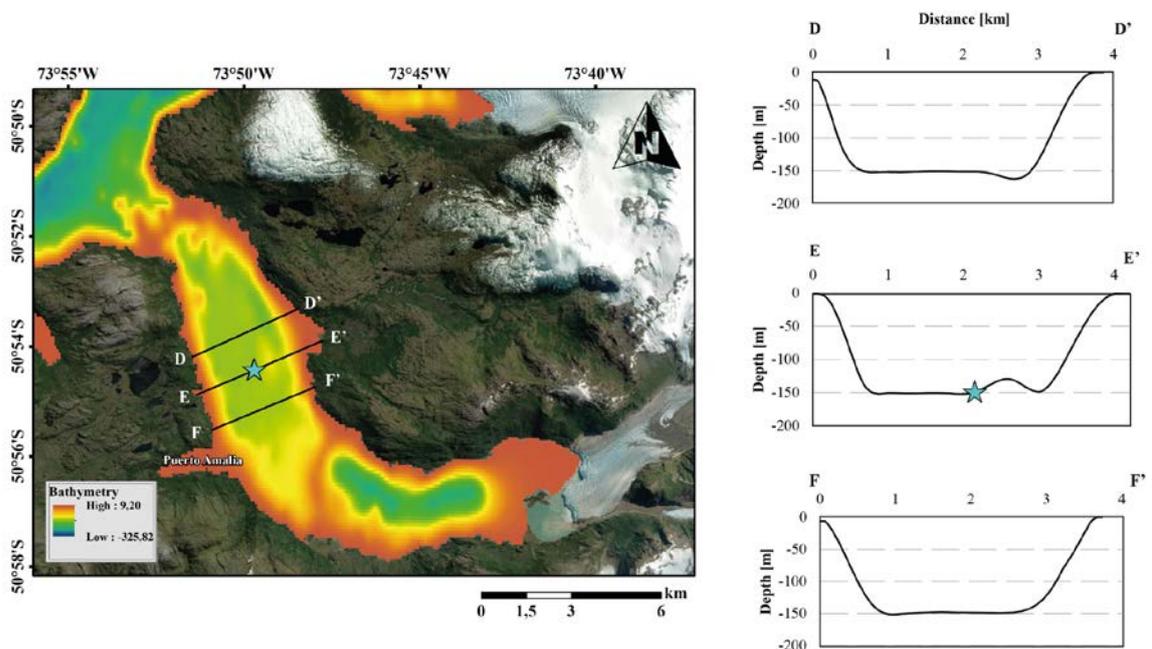


Figura 5.20. Perfiles batimétricos transversales del Fiordo Amalia. La estrella celeste muestra la ubicación del testigo.

Manríquez (2020) muestra como fue el retroceso del glaciar Amalia desde 1945 (Figura 5.21). Se puede observar que la morrena localizada más al SE se encuentra muy cercana con el frente glaciar en 1945, por lo que parecen representar el mismo periodo de antigua estabilidad.

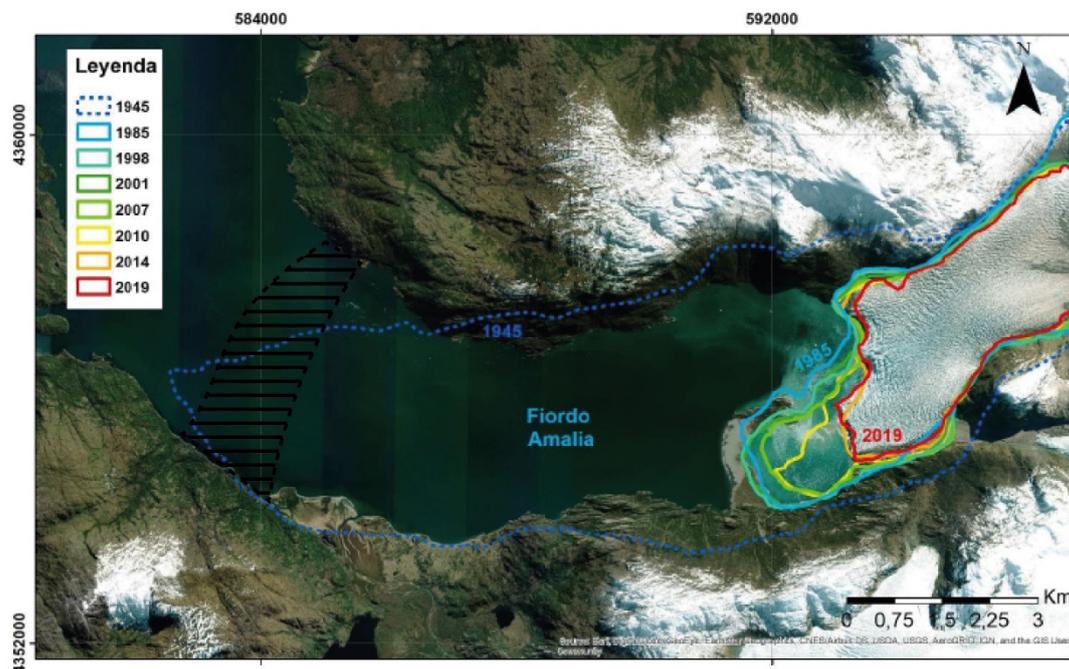


Figura 5.21. Retroceso del glaciar Amalia desde 1945 hacia el presente. En negro achurado se muestra la zona de la morrena SE. Modificado de Manríquez (2020).

5.1.9 Geoquímica

En la Figura 5.22 se muestran los gráficos de las señales de geoquímica por fluorescencia de rayos X de elementos mayores (Si, Al, Fe, Ca, K, Ti, Mn, Sr, P), además de la tomografía y granulometría. Es importante mencionar que previo a los análisis de fluorescencia se realizó un pretratamiento para eliminar la materia orgánica, restos biogénicos y carbonáticos, el cual posiblemente eliminó la mayor parte, por lo que el origen de los elementos no debería asociarse a esas materias. Se muestran tres secciones diferenciadas, las cuales se separaron analizando principalmente la señal de los minerales formadores de roca (Si, Al y K). En la Tabla 5.2 se exponen las principales características geoquímicas de cada sección.

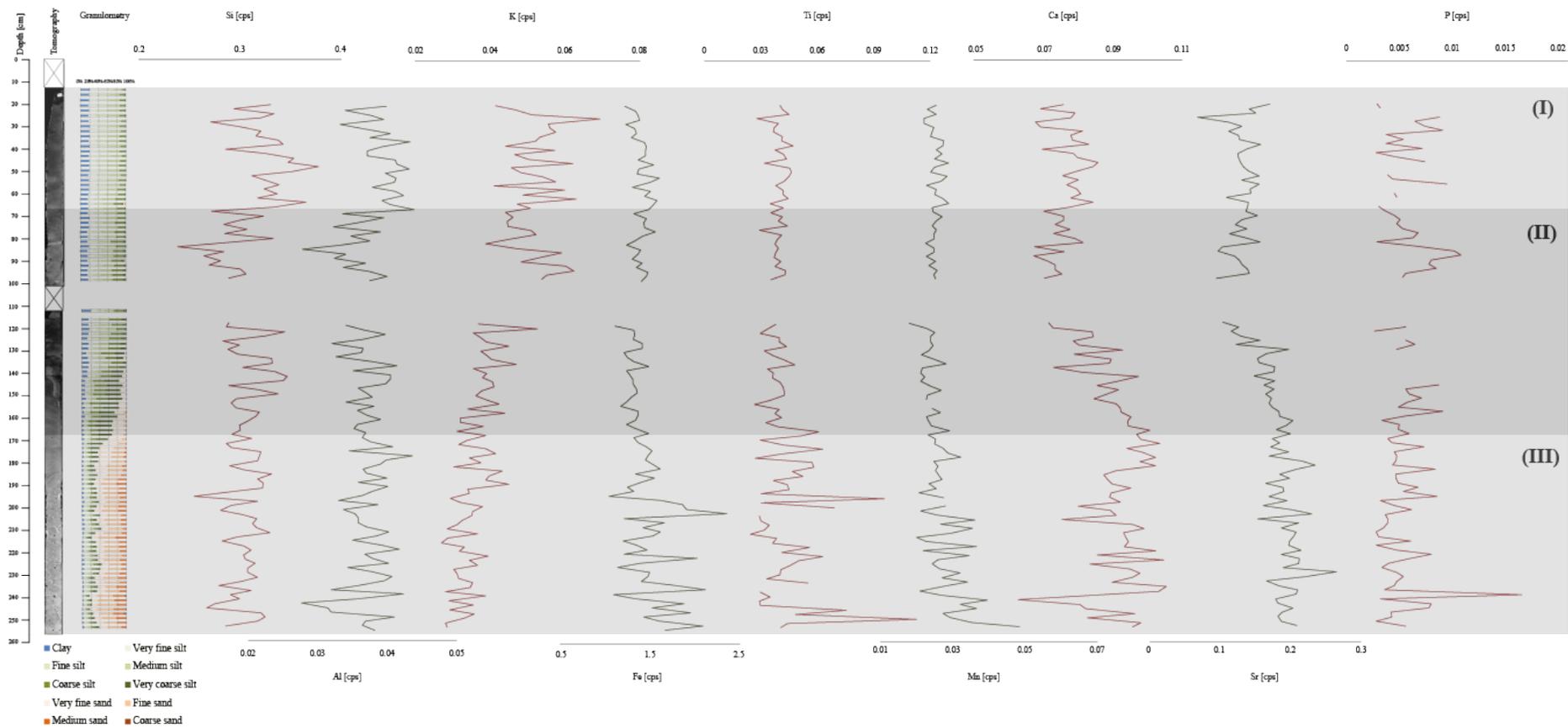


Figura 5.22. Fluorescencia de rayos X de elementos mayores testigo C23PL-75_G. Se muestra la tomografía y granulometría y se separan en gris tres unidades geoquímicas.

Tabla 5.2. Características geoquímicas de las tres secciones principales separadas analizando el comportamiento del Si, Al y K.

Sección	Profundidad (cm)	Características geoquímicas principales
(I)	13.5-67.0 cm	Señal alta, variable y levemente descendente hacia el techo de Si y Al. Señal alta y muy variable de K. Señal baja y poco variable de Fe, Ti y Mn. Señal intermedia y variable de Ca, Sr. Señal baja y variable de P.
(II)	67.0 a 168.0	Señal intermedia, variable y con un <i>peak</i> negativo a los ~80-85 cm para Si, Al y K. K levemente ascendente hacia el techo. Señal baja y poco variable de Fe, Ti y Mn. Señal intermedia y variable de Ca y Sr. Levemente descendente hacia el techo. Señal baja y variable de P.
(III)	168.0 a 256.0	Señal intermedia y variable de Si, Al y K. K levemente ascendente hacia el techo. Señal muy variable de Fe y Ti. Se observan dos <i>peaks</i> marcados a los ~200 y ~240-250 cm. Señal baja y variable de Mn. Señal alta y muy variable de Ca levemente ascendente hacia el techo. Señal alta y levemente variable de Sr. Señal baja y muy variable de P. Se observa un <i>peak</i> marcado a los ~240 cm.

5.1.9.1 Análisis de componentes principales

El análisis de componentes principales es una herramienta estadística que permite reducir considerablemente el número de variables, pero manteniendo la información de los datos originales. Esto lo realiza encontrando combinaciones lineales llamados componentes principales, los cuales maximizan la varianza (Jolliffe y Cadima, 2005). La interpretación de los componentes principales se basa en el peso obtenido para cada variable en un determinado componente principal. El signo absoluto, positivo o negativo, es arbitrario, pero el signo relativo indica la relación entre las variables (Davis, 2002).

En este caso, se trabajó con 12 variables, a partir de los datos obtenidos de geoquímica de elementos mayores (Si, Al, Fe, Ca, K, Ti, Mn, Sr, P) y granulometría

(porcentaje de arcilla, limo y arena). Es importante mencionar que se trabajó con un sistema abierto, aplicando la transformación centred log-ratio, para evitar el problema de la restricción de suma constante, es decir, que las variables se compensen entre sí para sumar un valor unitario (1 o 100%) (Kucera y Malmgren, 1998). Esto consiste en que dada una muestra $S = (x_1, x_2, \dots, x_n)$, donde x_i son los porcentajes de N especies, la muestra transformada se puede expresar como $S^{tr} = (\ln[\frac{x_1}{g}], \ln[\frac{x_2}{g}], \dots, \ln[\frac{x_N}{g}])$, donde g corresponde a la media geométrica de la muestra y puede calcularse como: $g_s = \sqrt[N]{x_1 * x_2 * \dots * x_N} = e^{(\ln x_1 + \ln x_2 + \dots + \ln x_N)/N}$ (Kucera y Malmgren, 1998).

Con esto se obtiene que el componente principal 1 representa un 42.37% de la varianza, el componente principal 2 un 20.11% y el componente principal 3 un 11.08%. Se decidió trabajar solamente con estos tres componentes ya que explican el 73.54% de la varianza total y otorgan la información más relevante.

En la Figura 5.23 se muestran los primeros tres componentes principales. En la componente principal 1 se observan valores altos: positivos, para los elementos Sr y arena; y valores negativos, para los elementos Si, Al, K, arcilla y limo. Este componente discrimina la fracción más gruesa de la fracción más fina y sus respectivos elementos más afines. En cuanto a la componente principal 2, se observan valores altos: positivos, para Si, Al, Ca y Sr; y negativo para el Fe. Por último, la componente principal 3 se observa con valores altos: positivos para el Ti, Mn y P; y negativo para el Fe. Ambos componentes separan fuertemente la señal de hierro de todo lo demás.

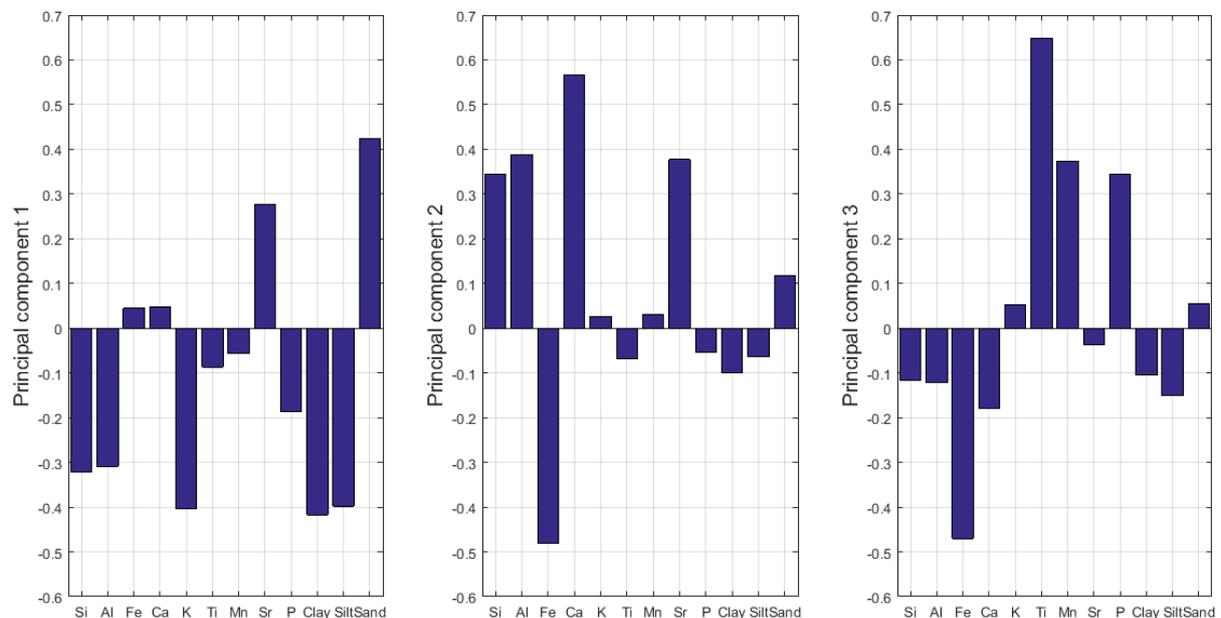


Figura 5.23. Análisis de componentes principales según datos de geoquímica de elementos mayores y granulometría para el testigo C23PL-75_G.

En la Figura 5.24 se observa el cómo varían los tres componentes principales analizados según la profundidad del testigo. La señal del componente principal 1 refleja el cambio que hay en la granulometría, donde en el centímetro 140 hay un cambio en el signo del PC1 de negativo a positivo. En este mismo punto es donde comienza a haber mayor porcentaje de fracción arenosa, según se observa en la granulometría, la cual aumenta hacia el final del testigo. En cuanto al componente principal 2 y 3, se observa que se mantienen con el eje cercano al 0, pero con algunos *peaks* positivos y negativos, los cuales destacan y se hacen más pronunciados hacia el final del testigo.

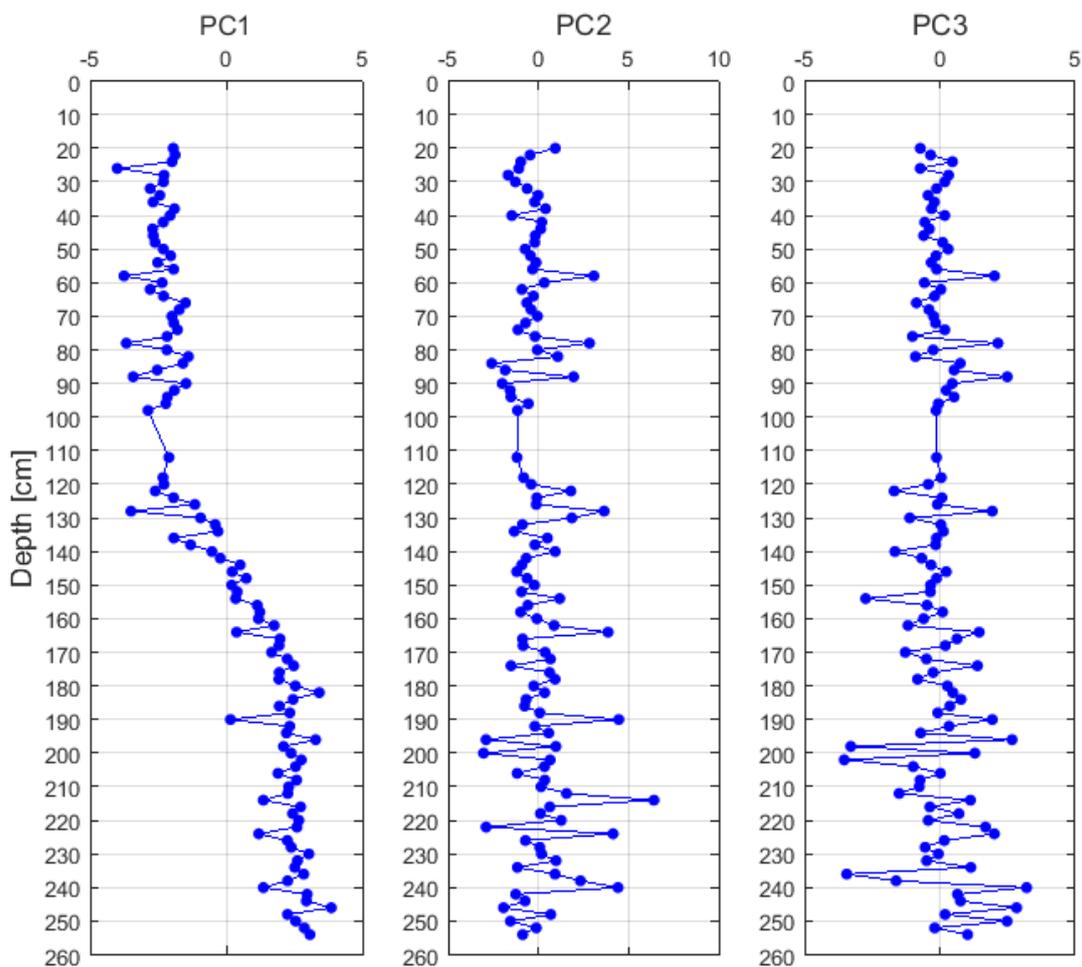


Figura 5.24. Comportamiento del componente principal 1, 2 y 3 en la profundidad del testigo C23PL-75_G.

Finalmente, en la Figura 5.25 se tiene un gráfico del componente principal 2 versus el componente principal 1, donde se grafican todas las muestras del testigo C23PL-75_G y se separan según su profundidad y a la unidad sedimentaria, previamente definida, a la que corresponden. Se observa que el PC1 divide entre las muestras de las unidades 1 a 4 que corresponden a las fracciones menos arenosas de las muestras de las unidades 5 a 7 que

corresponden a las fracciones más arenosas. El PC2 se hace más notable para las unidades 7 y 5 y, en menor medida, para las unidades 2, 3 y 4. No parece afectar a las unidades 1 y 6.

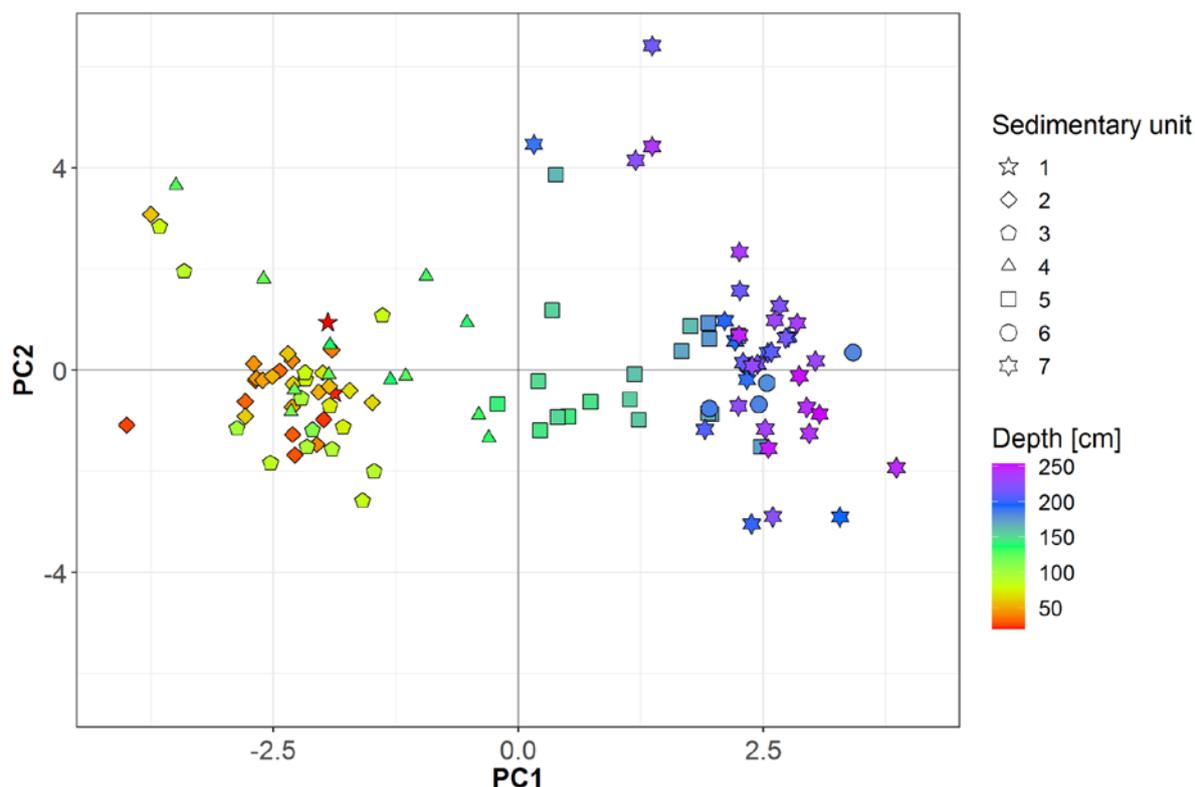


Figura 5.25. PC2 vs PC1 para todas las muestras del testigo C23PL-75_G. Se separan según profundidad y unidad sedimentaria.

5.1.10 Proveniencia

Los resultados de isótopos de Sr y Nd se realizaron para la fracción siliciclástica en 11 muestras distribuidas a lo largo del testigo C23PL-75_G contemplando todas las unidades sedimentarias previamente definidas. Se realizó el análisis en el sedimento total, sin separar por granulometría. En la Tabla 5.3 se muestran los resultados y en la Figura 5.26 se muestran los resultados graficados con respecto a la profundidad del testigo.

Tabla 5.3. Resultados de isótopos Sr y Nd para el testigo C23PL-75_G. ϵ_{Nd} se calculó utilizando $(^{143}Nd/^{144}Nd)_{CHUR} = 0.5123638$ (Jacobsen y Wasserburg, 1980).

Sample code	$^{87}Sr/^{86}Sr$	$^{143}Nd/^{144}Nd$	ϵ_{Nd}
I75_22 2/2	0.7051203	0.512595522	-0.8
I75_44 2/2	0.7051576	0.512603682	-0.7
I75_66 2/2	0.7051103	0.512614272	-0.5
I75_78 2/2	0.7050829	0.512551698	-1.7
I75_90 2/2	0.7050803	0.512609619	-0.6

I75_22 1/2	0.7050560	0.512597947	-0.8
I75_40 1/2	0.7050320	0.512597552	-0.8
I75_60 1/2	0.7050201	0.512610901	-0.5
I75_80 1/2	0.7050192	0.512590561	-0.9
I75_106 1/2	0.7050239	0.51257541	-1.2
I75_140 1/2	0.7049907	0.512599468	-0.8

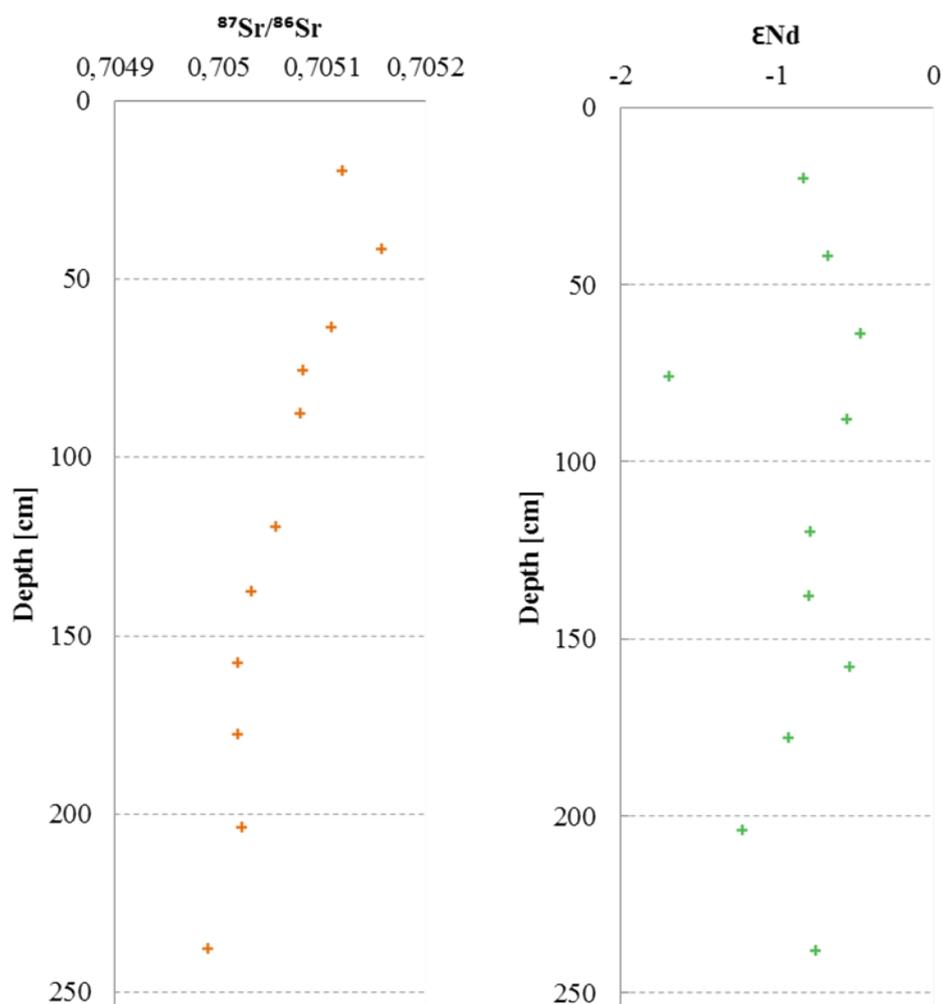


Figura 5.26. Comportamiento de las muestras analizadas para $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ y ϵNd a lo largo de la profundidad del testigo C23PL-75_G.

Al comparar estos resultados con los registrados por: Hervé et al. (2007), para el Batolito Patagónico Sur; Augustsson y Bahlburg (2008), para el Complejo Metamórfico de los Andes Oriental; Futa y Stern (1988) y Stern (2008), para los volcanes de la Zona Volcánica Austral, se obtiene la Figura 5.27, donde se observa que las muestras se superponen con la señal isotópica del BPS coincidiendo con rocas del Cretácico medio-tardío y el Neógeno, y con volcanes del AVZ manifestados como ceniza volcánica. En la Figura 5.28 se observa un acercamiento de las muestras para ver la variabilidad isotópica en detalle.

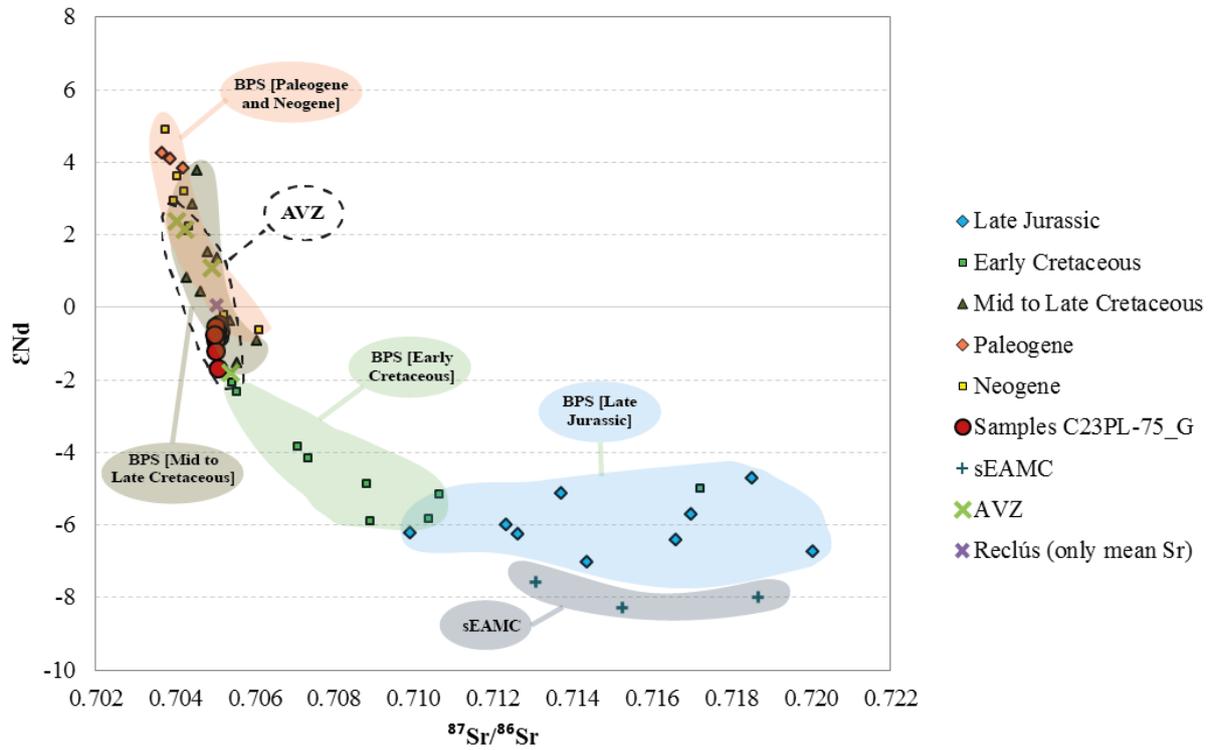


Figura 5.27. Señal isotópica de: las unidades litológicas principales del Batolito Patagónico Sur (Late Jurassic, Early Cretaceous, Mid to Late Cretaceous, Paleogene, Neogene) (Hervé et al., 2007); el Complejo Metamórfico de los Andes Oriental norte sur (sEAMC) (Augustsson y Bahlburg, 2008); los volcanes de la zona volcánica austral (AVZ) (Futa y Stern, 1988); el volcán Reclús (Stern, 2008) del cual se solo se tiene datos de Sr por lo que se consideró un promedio y un $\epsilon\text{Nd} = 0$; y las muestras del testigo C23PL-75_G.

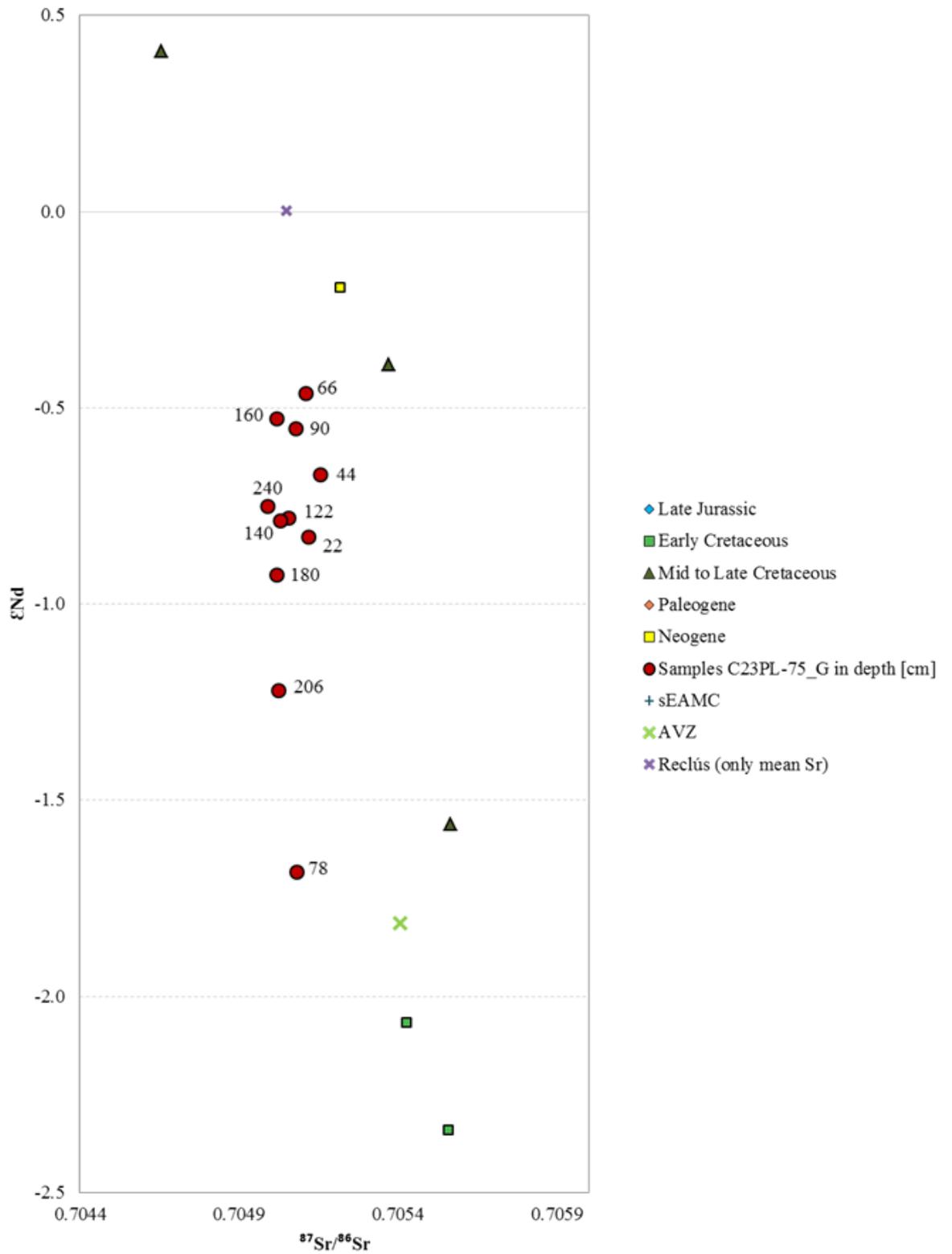


Figura 5.28. Acercamiento de resultados isotópicos testigo C23PL-75_G. La etiqueta corresponde a la profundidad en centímetros.

En cuanto a la litología de las muestras con señales isotópicas similares del BPS, a grandes rasgos, para el Cretácico medio-tardío se tiene granodiorita y tonalita y para el Neógeno se tiene granodiorita y granito alterado (Hervé et al., 2007). En detalle, para el Cretácico medio-tardío se tiene granodioritas y tonalitas de biotita-hornblenda de grano grueso y en menor cantidad gabros de piroxeno. La microclina es perfitica y el cuarzo es policristalino. Los minerales accesorios son circón, apatito, titanita y magnetita y los minerales secundarios son epidota, clorita, y prehnita. También se tiene gabro de anfíbola y granito micáceo, foliados, con agregados de epidota con biotita o anfíbola y cuarzo recristalizado. Para el Neógeno, en detalle, se tiene tonalita y granodiorita de hornblenda-biotita de grano medio a grueso. Se ha encontrado granito micáceo de granate, así como también dacita porfírica de hornblenda-plagioclasa y gabro de hornblenda sub-ofítico (Hervé et al., 2007). También, según la Figura 5.29, se observa en las cercanías del testigo muestras datadas para el Neógeno y Jurásico según Hervé et al. (2007). Juntando lo anterior, rocas del Neógeno parecen ser la fuente más probable.

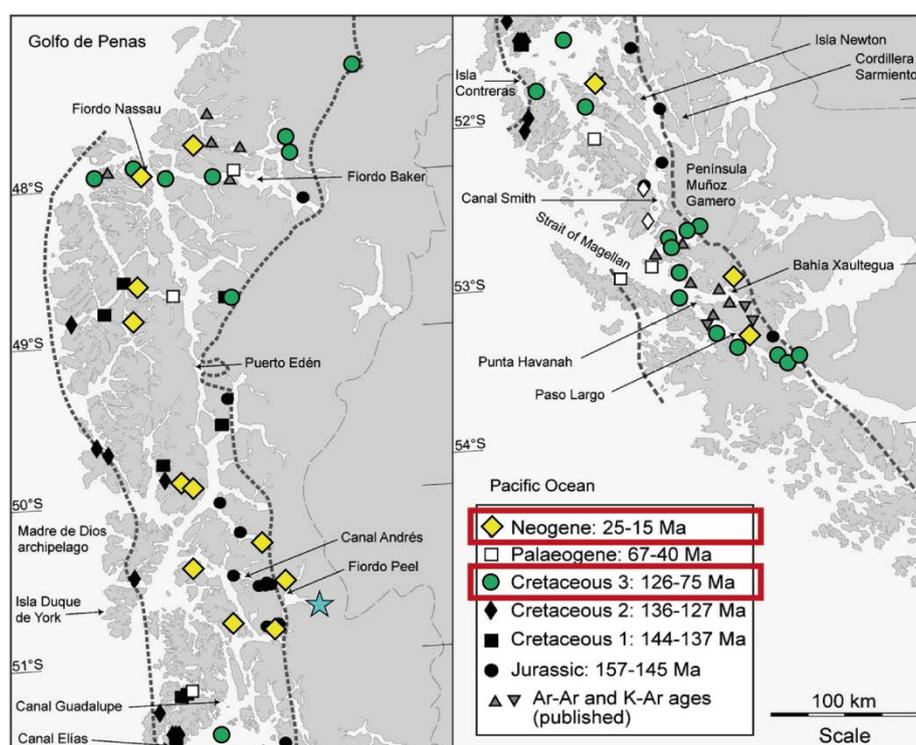


Figura 5.29. Mapa esquemático mostrando las ubicaciones de las edades U-Pb registradas por Hervé et al. (2007). Se muestra la distribución de proveniencia del Neógeno en amarillo y del Cretácico tardío en verde. La estrella celeste muestra la ubicación del testigo C23PL-75_G. Modificado de Hervé et al. (2007).

Respecto a los datos del AVZ, Futa y Stern (1988) realizaron mediciones tanto de Sr como de Nd para los volcanes Lautaro, Aguilera, Burney y Fueguino (Isla Cook), donde el Volcán Lautaro tiene los valores más coincidentes con las muestras ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.70495$ y $\epsilon\text{Nd} = -1.8$). Sin embargo, este volcán se encuentra a ~200 km del testigo (Figura 5.30), aunque se han encontrado coberturas de *andosols* (suelo volcánico con ceniza) a cientos de

kilómetros de otros volcanes de la Zona Volcánica Sur (por ejemplo, Vandekerkhove et al., 2015; Liu et al., 2020), por lo que es factible que ceniza de un determinado volcán alcance largas distancias. Por otro lado, Stern (2008) obtuvo datos isotópicos para el volcán Reclús (Figura 5.30), pero sólo de Sr y no de Nd. Por ello, en la Figura 5.27 se graficó un promedio de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ con un $\epsilon\text{Nd} = 0$ por defecto. De todas formas, se observa una alineación en cuanto al valor de Sr de este dato con las muestras. El volcán Lautaro presenta una composición dacítica, principalmente, y, en menor medida, andesítica a andesita basáltica. El volcán Reclús presenta una composición primordialmente dacítica (Global Volcanism Program, 2013).

Los suelos primordiales que se generan en estas áreas son *andosols*, un suelo compuesto de depositación de ceniza volcánica y cuyo grosor decrece con un aumento de la distancia a volcanes al este y al sur (Vandekerkhove et al., 2015). El único estudio de estos suelos en Patagonia sur fue realizado por Klaes et al. (2022) a los $\sim 53^\circ\text{S}$, en la parte oeste de los Andes, quienes recalcan su importante rol pues se desarrollaron bajo condiciones de clima extremo e influyen en la evolución de los ecosistemas terrestres de la zona. Por otro lado, en Patagonia Norte, Liu et al. (2020) mide la geoquímica de muestras de *andosols*, encontrando que son ricos en Fe ($4.89 \pm 0.42\%$), Mn ($0.12 \pm 0.04\%$), P ($0.23 \pm 0.10\%$) y Ti ($0.66 \pm 0.09\%$). Esto también resulta relevante y análogo al estudio de distribución y composición de ceniza volcánica.



Figura 5.30. Ubicación general de volcanes de la Zona Volcánica Austral (AVZ). Se muestra también la ubicación del testigo C23PL-75_G en celeste.

5.2 TESTIGO DE SEDIMENTO DE LAGO [PS0402SC3]

En esta sección, se muestran los resultados obtenidos de dataciones, granulometría y parámetros granulométricos asociados, contenido orgánico, geoquímica y proveniencia. Se definen unidades acorde a la granulometría y unidades acorde a la geoquímica. Es importante mencionar que este testigo, al ser de tipo *short core* fue muestreado in situ y no se pudo conservar, por lo que no se tienen detalles de la estratigrafía del registro.

5.2.1 Edades radiocarbono

Se dataron 8 muestras con radiocarbono las cuales fueron calibradas posteriormente (método explicado en detalle en la sección 3.1.3.1 y 3.2.5). Se muestra el detalle de la calibración en la Figura 5.31, utilizando la curva SHCal20 (Hogg et al., 2020). Las muestras se seleccionaron de forma de cubrir intervalos que mostraron diferencias granulométricas marcadas. Se trabajó con sedimento total en 7 de las muestras, localizadas a los: 5-6 cm; 11-12 cm; 18-19 cm; 22-23 cm; 34-35 cm; 45-46 cm; 52-53 cm de profundidad y una muestra de conchas a los 23-24 cm de profundidad.

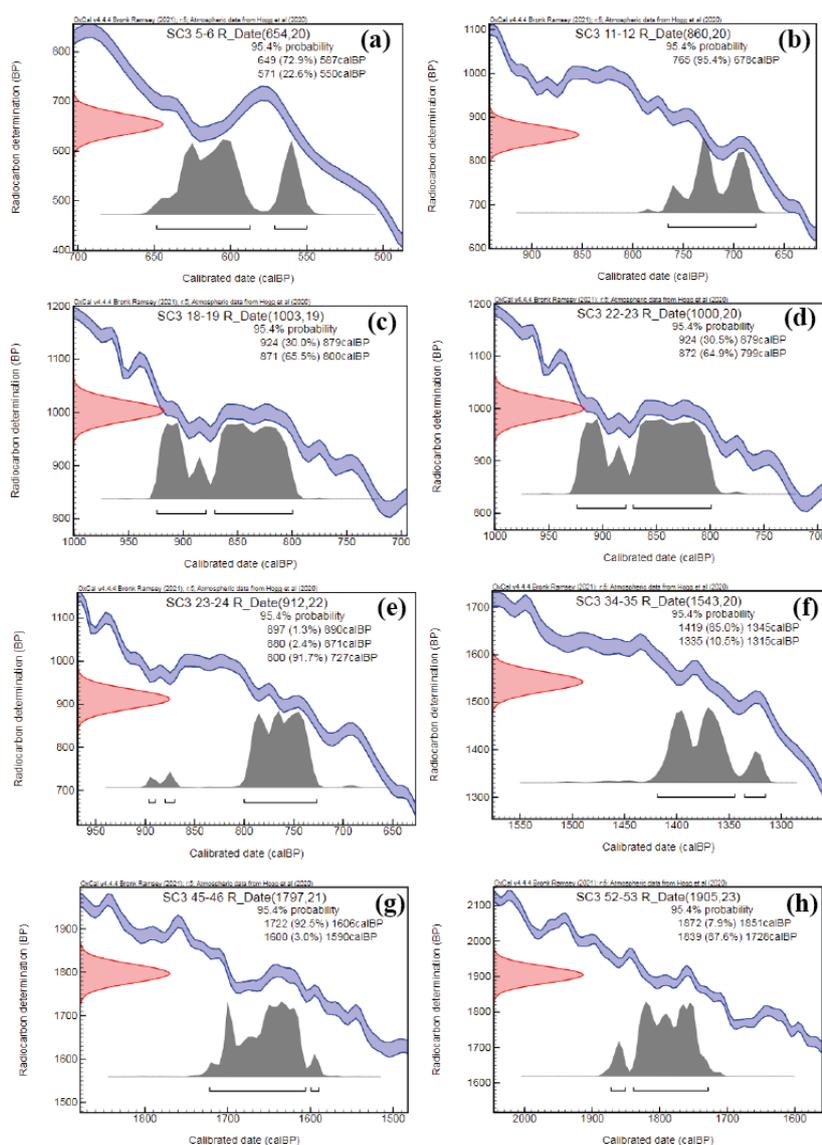


Figura 5.31. Calibración de edades radiocarbono con el software OxCal. (a) SC3 5-6 (b) SC3 11-12 (c) SC3 18-19 (d) SC3 22-23 (e) SC3 23-24 (fragmentos de conchas) (f) SC3 34-35 (g) SC3 45-46 (h) SC3 52-53.

A partir de las edades, se confeccionó un modelo cronológico (Figura 5.32) considerando la profundidad y las edades en cal BP. Se observa que la edad de la muestra SC3 23-24 queda fuera del modelo cronológico, lo que se considera correcto pues esta muestra es la única datada en fragmentos de conchas en vez de sedimento total y se obtuvo sólo para corroborar la similitud de los métodos con radiocarbono. Además, se calculó la tasa de sedimentación de corto plazo para cada intervalo y la tasa de sedimentación de largo plazo correspondiente a 0.0283 cm/año (Tabla 5.4).

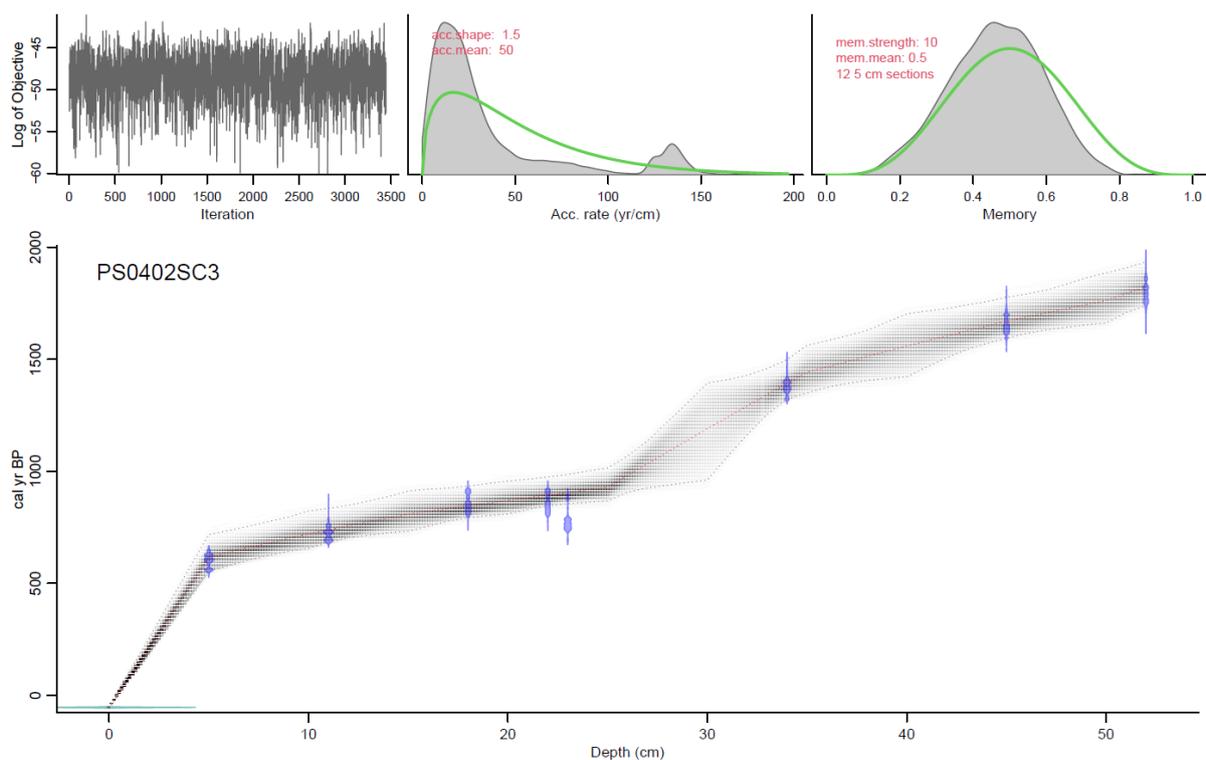


Figura 5.32. Modelo cronológico del testigo PS0402SC3 confeccionado mediante el software Bacon. Los símbolos azules representan la distribución de probabilidad de cada datación radiocarbónica calibrada. En gris está representado el 95% de confianza del modelo de edad. La mediana probabilidad de edad del modelo se muestra en la línea roja.

Tabla 5.4. Tasas de sedimentación de corto plazo para cada periodo y de largo plazo (en naranja).

Prof. [cm]	Edad [cal BP]	Tasa sedim. [cm/año]
0-5	2004 cal AD a 618±31	0.0074
5-11	618±31 a 722±44	0.0577
11-18	722±44 a 836±36	0.0614
18-22	836±36	-
22-34	836±36 a 1382±37	0.0219
34-45	1382±37 1664±58	0.0390
45-52	1664±58 a 1784±56	0.0583
52-55	1784±56 a ?	-
0-52	2004 cal AD a 1784±56	0.0283

5.2.2 Granulometría

Las muestras fueron tomadas cada 1 cm para el análisis. Luego de finalizado el pretratamiento para eliminar material carbonático, orgánico y biogénico, se realizó granulometría láser y se procesaron los datos en el programa Gradistat (Blott y Pye, 2001), el cual define los tamaños como se muestra en la Figura 5.10.

En promedio a lo largo de todo el testigo la granulometría es unimodal, principalmente, a bimodal, con tamaños de grano de limo muy fino a fino, pobremente seleccionado, asimetría fina y platicúrtico. El promedio de tamaños corresponde a un 0.4% de arena gruesa, 2.2% de arena media, 5.9% de arena fina y 13.8% de arena muy fina, 21.8% de limo muy grueso, 15.5% de limo grueso, 11.7% de limo medio, 10.8% de limo fino, 8.5% de limo muy fino y 9.3% de arcilla. Se observa esta tendencia en la Figura 5.33.

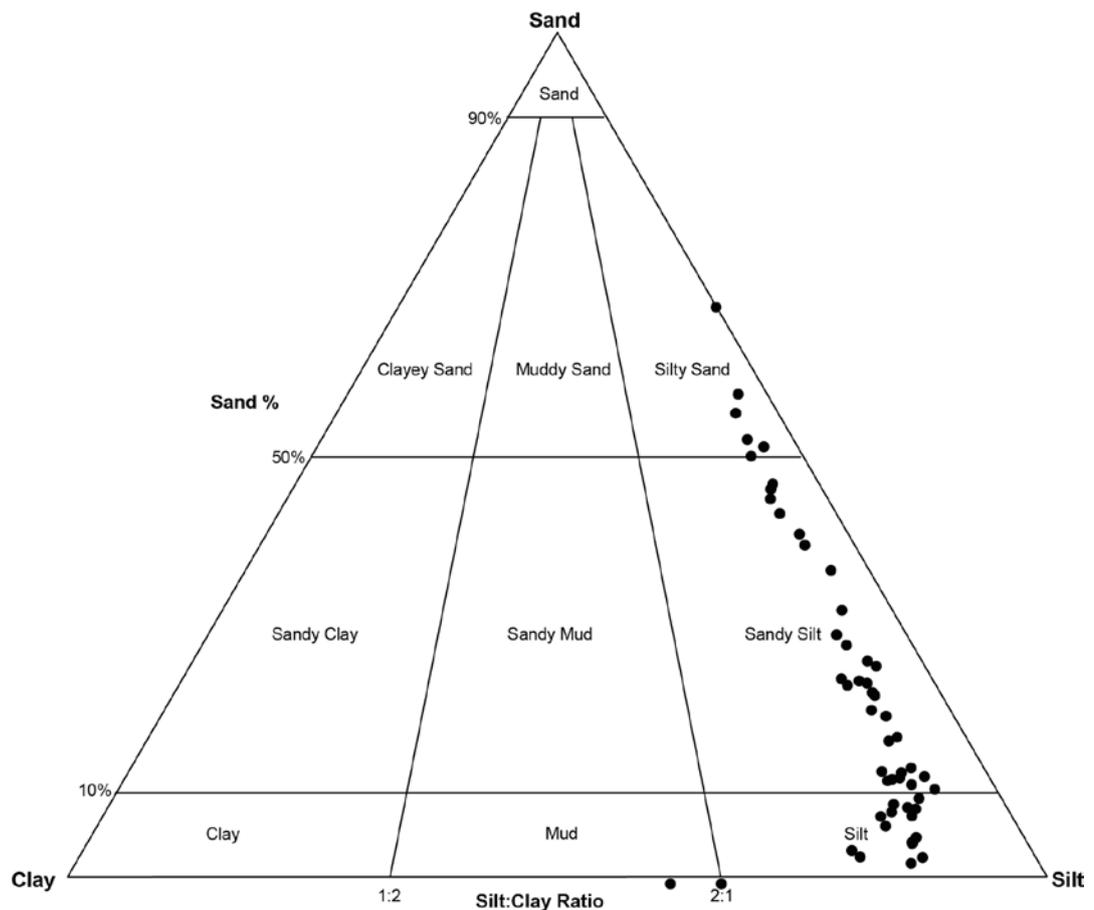


Figura 5.33. Diagrama ternario que ilustra el tamaño de grano del sedimento presente en el testigo.

Al graficar los datos obtenidos de acuerdo a porcentaje para cada fracción de tamaño se obtiene la Figura 5.34 la cual, además, muestra las unidades establecidas acorde a los resultados granulométricos donde se observan secciones con predominio de la fracción arenosa y secciones con predominio de la fracción limosa.

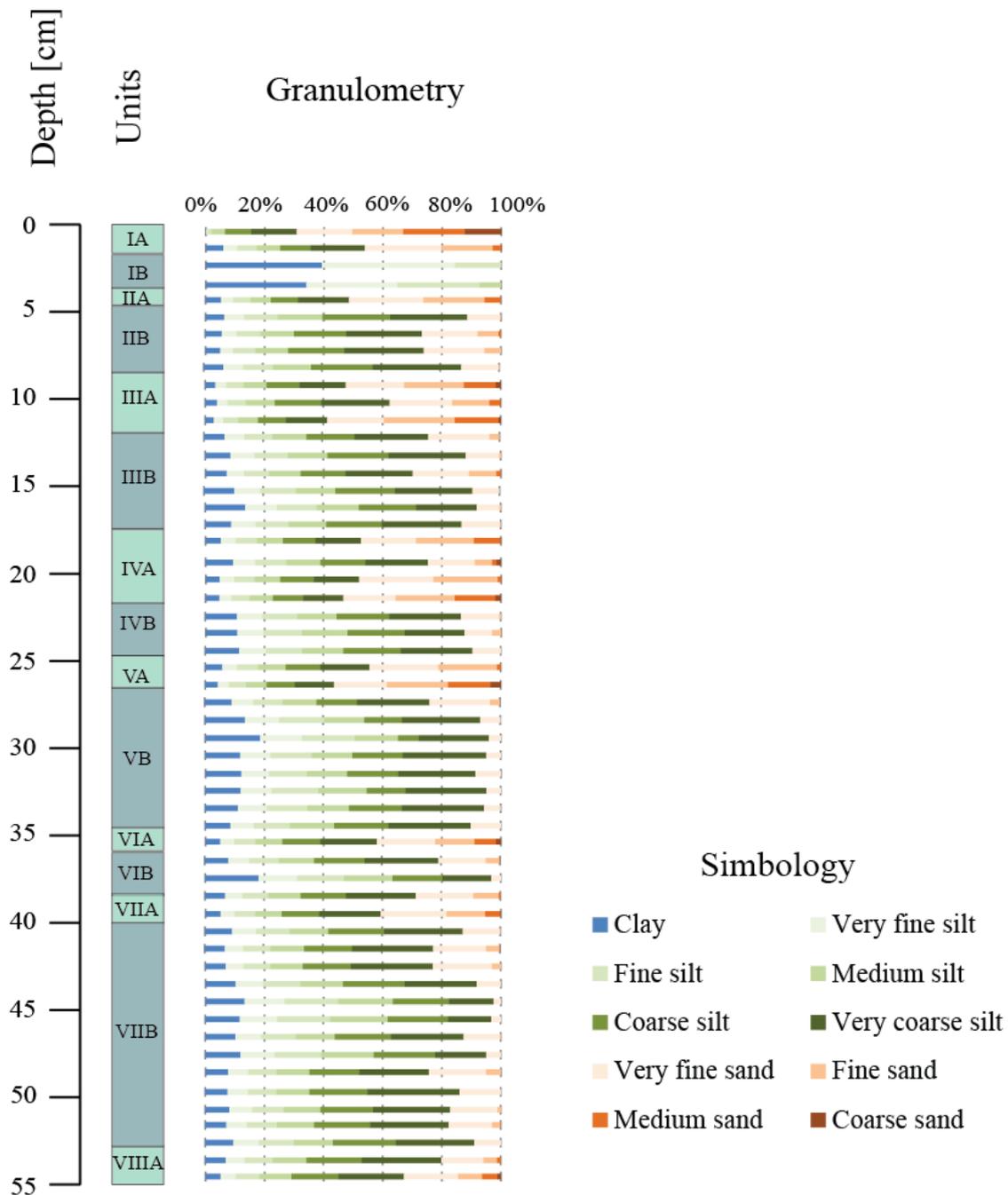


Figura 5.34. Datos de granulometría para el testigo PS0402SC3.

5.2.2.1 Tamaño promedio

El tamaño promedio de grano varía entre 2.1 y 116.7 μm y un promedio de 23.759 μm . En la Figura 5.35 se muestra la curva de tamaño promedio a lo largo del testigo.

5.2.2.2 Selección

Con el método geométrico de los momentos, se tiene que los valores de selección oscilan entre 2.0 a 5.0 con un promedio de 3.899, es decir, según la Figura 5.11 la selección va de pobre a muy pobremente seleccionada, donde en promedio es pobremente seleccionado. En la Figura 5.35 se muestra la curva de comportamiento de selección a lo largo del testigo.

5.2.2.3 Asimetría

Utilizando el método geométrico de los momentos, se tiene que los valores de asimetría oscilan entre -1.0 a -0.1 con un promedio de -0.655, es decir, según la Figura 5.10 la asimetría va de sesgo fino a simétrico, donde el promedio es de sesgo fino. En la Figura 5.35 se muestra la curva de comportamiento de asimetría.

5.2.2.4 Curtosis

Con el método geométrico de los momentos (Figura 5.11) los valores de curtosis fluctúan de 1.9 a 3.5 con un promedio de 2.707. Esto indica una distribución platicúrtica a mesocúrtica con un promedio mesocúrtico. En la Figura 5.35 se muestra la curva de comportamiento de curtosis a lo largo del testigo.

5.2.2.5 SPAN

El SPAN corresponde a un índice de selección propuesto por Foster et al. (1991) que se calcula a partir de la fórmula vista en la sección 5.1.5.5.

En el testigo los tamaños varían entre 1.5 y 6.752 con un promedio de 3.5. En la Figura 5.35 se muestra la curva de comportamiento de SPAN.

5.2.2.6 Percentiles

Los percentiles corresponden al diámetro máximo por el cual cierto porcentaje de una muestra es menor o igual al valor de ese diámetro. Se calcularon los percentiles D_{10} , D_{50} y D_{90} . En la Figura 5.35 se muestra la curva de comportamiento de cada percentil.

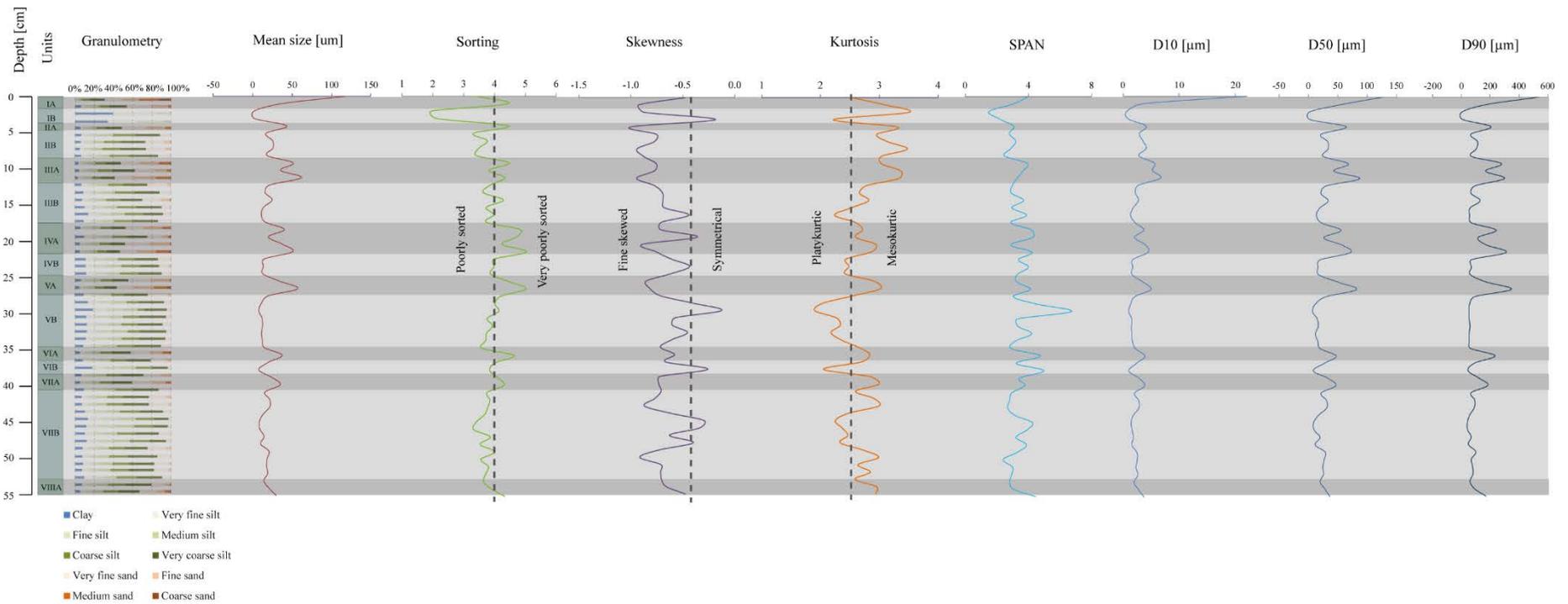


Figura 5.35. Curvas de comportamiento de cada parámetro granulométrico para todo el testigo (PS0402SC3). Se incluye granulometría y unidades.

Es importante notar ciertos patrones en las curvas (Figura 5.35), las cuales presentan variados *peaks*. Las curvas de tamaño promedio, D10, D50 y D90 son similares entre sí, en especial el tamaño promedio con D90. La curva de selección se asemeja levemente con la curva de curtosis en cuanto a la dirección y frecuencia de los *peaks*. La curva de asimetría es un reflejo de las curvas anteriormente mencionadas, en especial de la curva de curtosis, es decir, se observan los *peaks* inversos entre ellas. La curva de SPAN no se asemeja a las anteriores, pero sigue levemente las tendencias de la curva de selección, a excepción de a los 30 cm de profundidad (unidad V-B) donde se observa un *peak* muy marcado, coincidente con una asimetría simétrica y una curtosis platicúrtica.

Tabla 5.5. Tabla comparativa de granulometría, selección, asimetría y curtosis.

Profundidad [cm]	Unidad	Granulometría predominante	Selección	Asimetría	Kurtosis
0-2	I-A	Arena	Muy pobremente seleccionada	Sesgo fino	Mesocúrtica
2-4	I-B	Limo	Pobremente seleccionada	Simétrica a sesgo fino	Platicúrtica a mesocúrtica
4-5	II-A	Arena	Muy pobremente seleccionada	Sesgo fino	Mesocúrtica
5-9	II-B	Limo	Pobremente seleccionada	Sesgo fino	Mesocúrtica
9-12	III-A	Arena	Muy pobremente a pobremente seleccionada	Sesgo fino	Mesocúrtica
12-18	III-B	Limo	Pobremente a muy pobremente seleccionada	Sesgo fino	Platicúrtica a mesocúrtica
18-22	IV-A	Arena	Muy pobremente seleccionada	Sesgo fino a simétrica	Mesocúrtica
22-25	IV-B	Limo	Pobremente seleccionada a muy pobremente seleccionada	Sesgo fino	Platicúrtica
25-27	V-A	Arena	Muy pobremente seleccionada	Sesgo fino	Mesocúrtica
27-35	V-B	Limo	Pobremente	Simétrica a	Platicúrtica

			seleccionada a muy pobremente seleccionada	sesgo fino	
35-36	VI-A	Arena	Muy pobremente seleccionada a pobremente seleccionada	Sesgo fino	Mesocúrtica
36-38	VI-B	Limo	Pobremente seleccionada	Simétrica a sesgo fino	Platicúrtica
38-40	VII-A	Arena	Muy pobremente seleccionada	Sesgo fino	Mesocúrtica
40-53	VII-B	Limo	Pobremente seleccionada	Sesgo fino a simétrica	Platicúrtica a mesocúrtica
53-55	VIII-A	Arena	Muy pobremente seleccionada a pobremente seleccionada	Sesgo fino	Mesocúrtica

En la Tabla 5.5 se observa la comparación entre granulometría, selección, asimetría y curtosis. Con ello, se observa que cuando la granulometría predominante corresponde a arena, la selección es muy pobremente seleccionada, principalmente, o va de muy pobre a pobremente seleccionada, la curtosis corresponde a sesgo fino y la asimetría es mesocúrtica. En cambio, cuando la granulometría predominante corresponde a limo, la selección es pobremente seleccionada, principalmente, o va de pobre a muy pobremente seleccionada, la curtosis es simétrica o de sesgo fino y la asimetría es principalmente platicúrtica, pero también puede ser mesocúrtica.

5.2.3 Contenido orgánico

En este testigo fue posible realizar análisis de pérdida por ignición (PPI) para cuantificar el porcentaje de materia orgánica. En la Figura 5.36 se observa la curva de porcentaje de materia orgánica, el cual oscila entre un 10 y un 22% con un promedio de 15%.

5.2.4 Geoquímica

En la Figura 5.36 se muestran los gráficos de las señales de geoquímica por fluorescencia de rayos X de elementos mayores (Si, Al, Fe, Ca, K, Ti, Mn, Sr, P), además de la granulometría y contenido orgánico. Para este testigo, es importante mencionar que, si bien

se realizó un pretratamiento para eliminar la materia orgánica, restos biogénicos y carbonáticos previo al análisis de fluorescencia de rayos X, este no fue totalmente efectivo pues aún se observaban restos carbonáticos a simple vista. Esto implica que las señales pueden verse influenciadas por ello, a pesar de intentar separar los restos carbonáticos con lupa binocular previo al análisis.

A grandes rasgos, se observan tres secciones marcadas (Figura 5.36), donde la primera y la tercera de techo a base muestran una gran variabilidad, a diferencia de la segunda sección que se observa más estable. Estas secciones, además, coinciden con la señal de materia orgánica. En la Tabla 5.6 se exponen las principales características geoquímicas de cada sección.

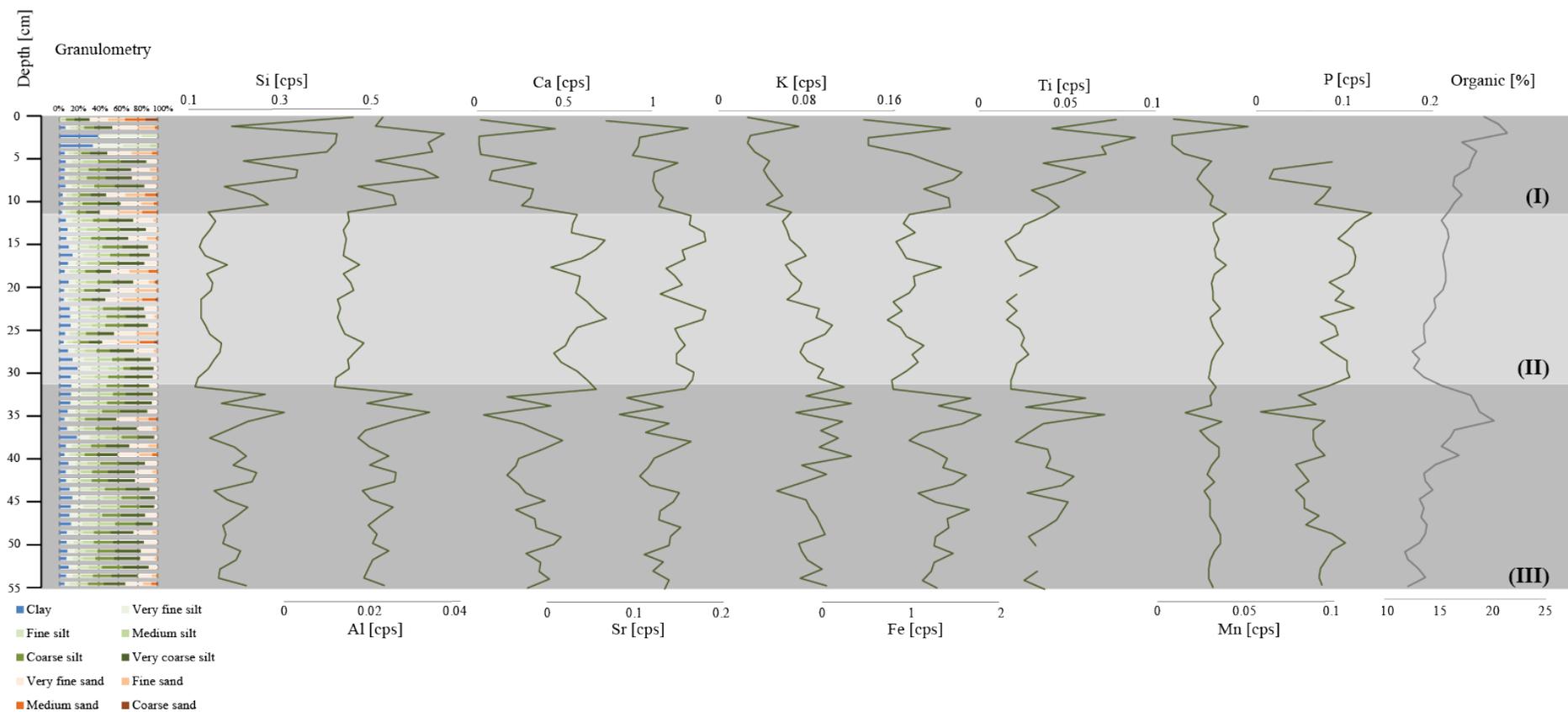


Figura 5.36. Granulometría, geoquímica de elementos mayores y porcentaje de materia orgánica del testigo PS0402SC3. Se incluyen las unidades que separan los patrones de geoquímica.

Tabla 5.6. Características geoquímicas de las tres secciones principales.

Sección	Profundidad (cm)	Características geoquímicas principales
(I)	0-12	Señal alta y muy variable de Si y Al ascendente hacia el techo. Señal baja a intermedia, muy variable de Ca y Sr descendente hacia el techo. Señal baja y poco variable de K levemente descendente hacia el techo. Señal alta y muy variable de Fe descendente hacia el techo. Señal alta y variable de Ti ascendente hacia el techo. Señal baja y variable de Mn y P.
(II)	12-32	Señal baja y muy poco variable de Si y Al. Señal alta y poco variable de Ca y Sr. Señal intermedia y muy poco variable de K descendente hacia el techo. Señal intermedia y poco variable de Fe. Señal baja y poco variable de Ti. Señal baja y muy poco variable (constante) de Mn. Señal intermedia y poco variable de P.
(III)	32-55	Señal intermedia y variable de Si y Al. Se observan dos <i>peaks</i> entre los 32-38 cm. Señal baja y muy variable de Ca. Se observan dos <i>peaks</i> negativos entre los 32-38 cm. Señal alta y variable de Sr. Se observan <i>peaks</i> negativos entre los 32-38 cm. Señal intermedia y variable de K. Señal intermedia y variable de Fe y Ti. Se observan dos <i>peaks</i> entre los 32-38 cm. Señal baja y muy poco variable de Mn. Señal baja y poco variable de P.

5.2.4.1 Análisis de componentes principales

Para este caso se trabajó con 11 variables, a partir de los datos obtenidos de geoquímica de elementos mayores (Si, Al, Fe, K, Ti, Mn, Sr, P) y granulometría (porcentaje de arcilla, limo y arena). Se decidió no incluir al Ca en el análisis debido a que no se consiguió eliminar todo el material carbonático de origen biogénico con el pretratamiento. Por otro lado, es importante mencionar que se trabajó con un sistema abierto, aplicando la

transformación centred log-ratio. Con esto, se obtiene que el componente principal 1 representa un 40.07% de la varianza, el componente principal 2 un 30.15% y el componente principal 3 un 14.56%. Se decidió trabajar solamente con estos tres componentes ya que explican el 84.78% de la varianza total y otorgan información relevante.

En la Figura 5.37 se muestra la componente principal 1, donde se observan valores altos: positivos, para los elementos Si, Al y Ti; y valores negativos, para los elementos Mn y P. En cuanto a la componente principal 2, se observan valores altos: positivos, para Fe, Sr, arcilla y limo; y negativos para K y arena. Por último, la componente principal 3 muestra valores altos: positivos para el K y la arcilla; y negativos para la fracción arenosa.

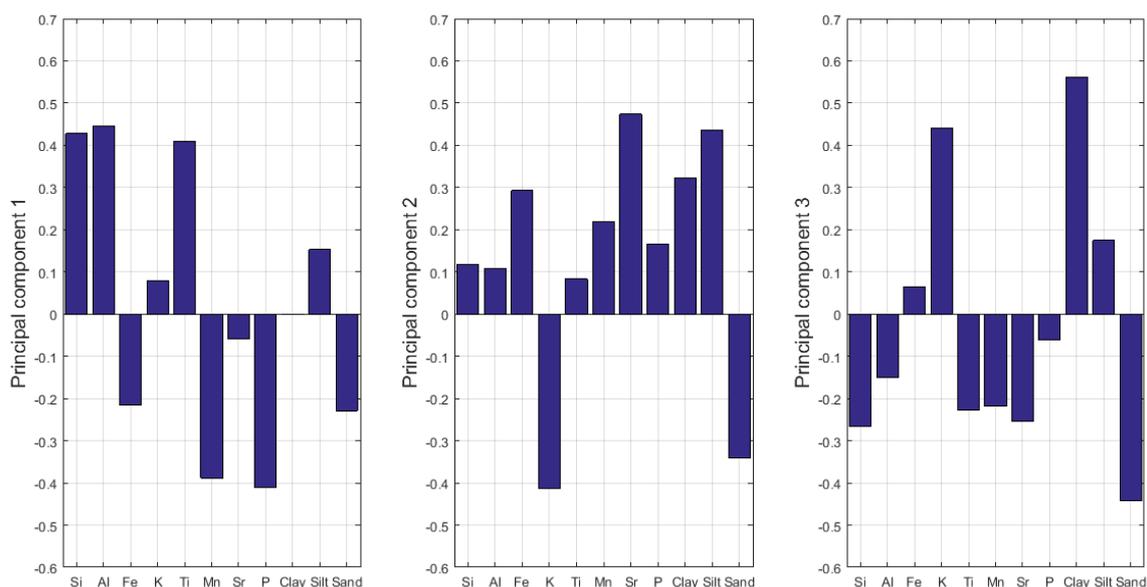


Figura 5.37. Análisis de componentes principales según datos de geoquímica de elementos mayores y granulometría para el testigo PS0402SC3.

En la Figura 5.38 se observa el cómo varían los tres componentes principales analizados según la profundidad del testigo. Para el componente principal 1, se observa una señal muy similar a la mostrada en XRF para algunos elementos mayores como Si, Al, Ti y en la parte inferior se asemeja al Fe y, por otro lado, se observa como el reflejo de la señal de Ca, Sr y en menor medida Mn y P (Figura 5.36). Este componente parece reflejar la composición principal de los minerales formadores de rocas que conforman los sedimentos. Para el componente principal 2, se observa una señal levemente similar al Sr y un reflejo de las señales de Fe, Ti (Figura 5.36) y contiene los mismos *peaks* reflejados que la señal de tamaño de grano promedio y D90 (Figura 5.35). El componente principal 3 se mantiene con el eje cercano al cero y leves variaciones, a excepción de los primeros centímetros, y tiene un comportamiento de reflejo a los *peaks* de la señal de grano promedio y D90 (Figura 5.35). Estos últimos dos componentes se relacionan con la granulometría y los diferentes ciclos que se dan entre zonas con predominancia de fracciones más arenosas y otras más limosas, reafirmando las unidades definidas previamente.

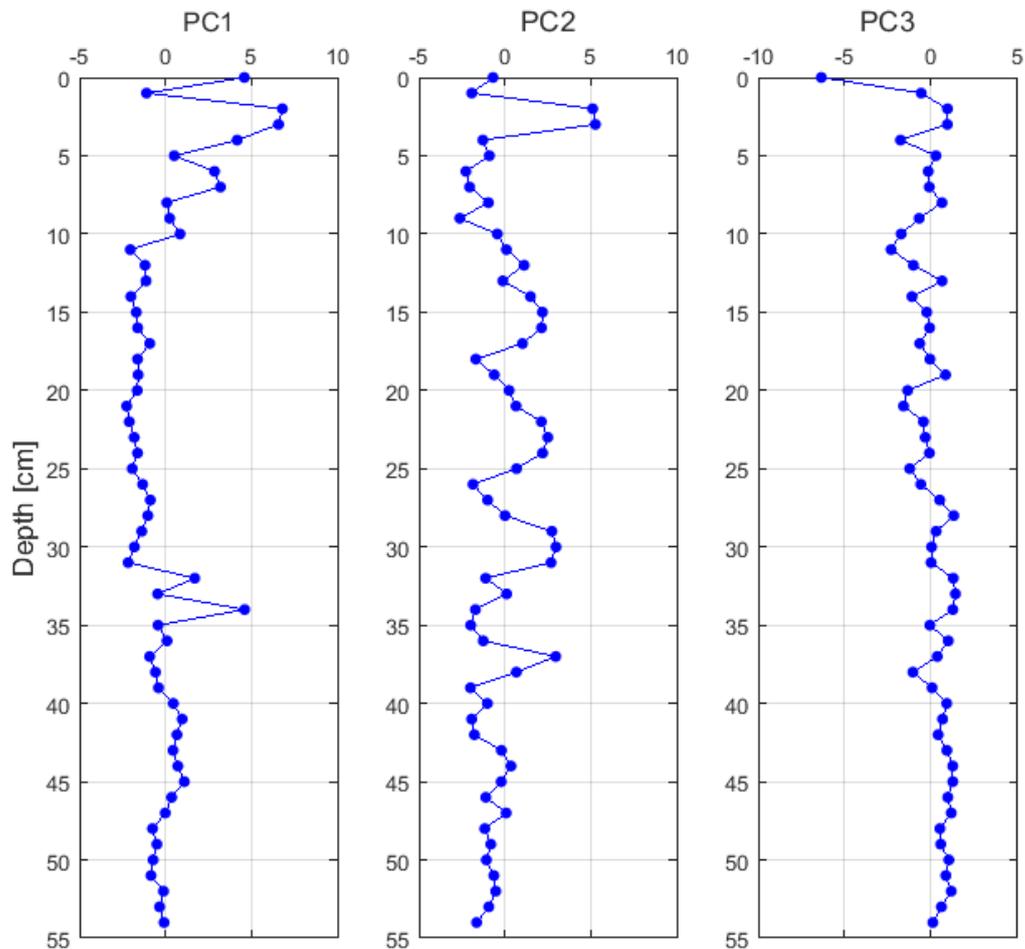


Figura 5.38. Comportamiento del componente principal 1, 2 y 3 en la profundidad del testigo PS0402SC3.

Finalmente, en la Figura 5.39 se tiene un gráfico del componente principal 2 versus el componente principal 1, donde se grafican todas las muestras del testigo PS0402SC3 y se separan según su profundidad y la unidad sedimentaria a la que corresponden, que en este caso se divide entre las fracciones más arenosas y las más limosas. Aquí se observa que las muestras más someras tienen una carga mayor tanto en el PC1 como en el PC2, las muestras intermedias se distribuyen en la parte izquierda del PC1 y, las muestras más profundas se distribuyen al centro, por lo que no parecen ser mayormente influenciadas por ningún componente principal.

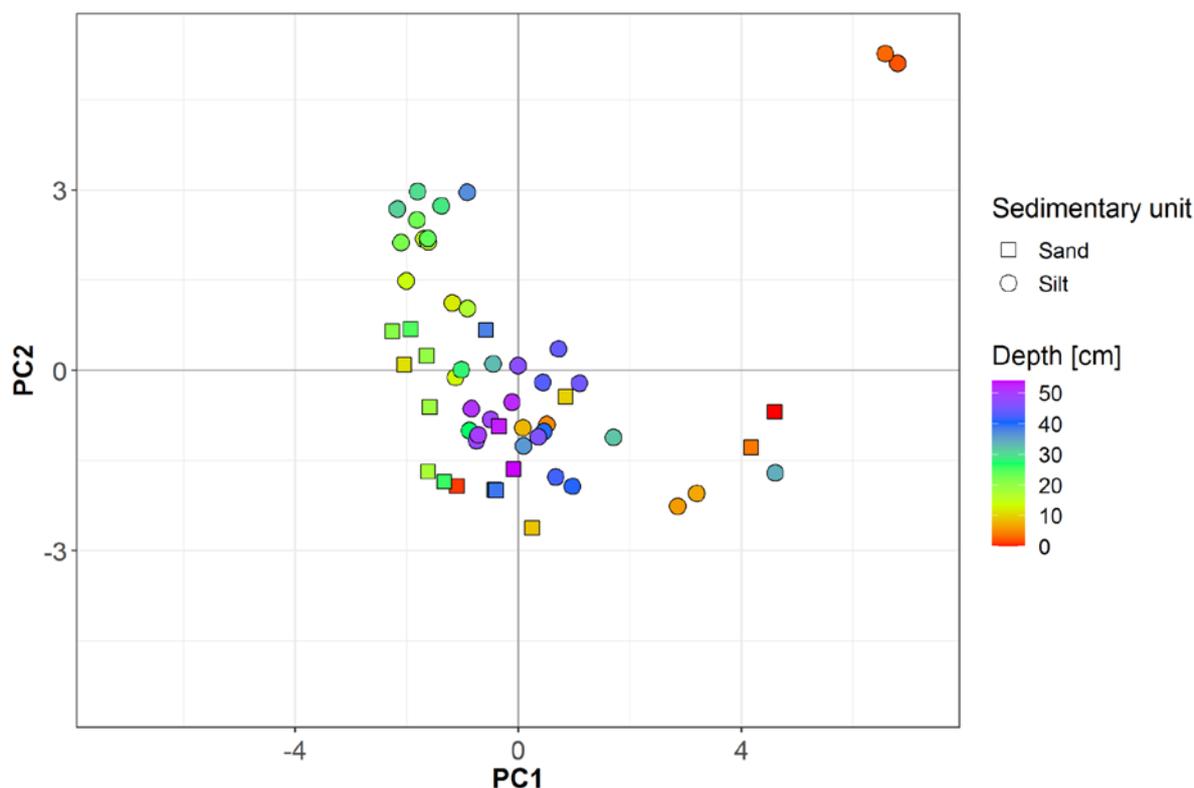


Figura 5.39. PC2 vs PC1 para todas las muestras del testigo PS0402SC3. Se separan según profundidad y unidad sedimentaria (fracciones más arenosas de fracciones más limosas).

5.2.5 Proveniencia

Los resultados de isótopos de Sr y Nd se realizaron para la fracción siliciclástica en 12 muestras distribuidas a lo largo del testigo PS0402SC3 contemplando las unidades sedimentarias previamente definidas según granulometría, es decir, intercalando secciones con predominancia arenosa con secciones con predominio limoso. Además, se envió la fracción <63 μm de todas las muestras. En la Tabla 5.7 se muestran los resultados y en la Figura 5.40 se muestran los resultados graficados con respecto a la profundidad del testigo.

Tabla 5.7. Resultados de isótopos Sr y Nd para el testigo PS0402SC3. ϵNd se calculó utilizando $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{CHUR}} = 0.5123638$ (Jacobsen y Wasserburg, 1980).

Sample code	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	ϵNd
SC3 01-02	0.706107	0.51250862	-2.5
SC3 11-12	0.706046	0.51250948	-2.5
SC3 15-16	0.706054	0.512517331	-2.4
SC3 19-20	0.706092	0.512503836	-2.6
SC3 23-24	0.706041	0.512513883	-2.4
SC3 25-26	0.706044	0.512511771	-2.5
SC3 31-32	0.706047	0.512511601	-2.5
SC3 36-37	0.706094	0.512514151	-2.4

SC3 38-39	0.706109	0.512512441	-2.4
SC3 44-45	0.706169	0.512510841	-2.5
SC3 48-49	0.706122	0.512500491	-2.7
SC3 53-54	0.706044	0.512514701	-2.4

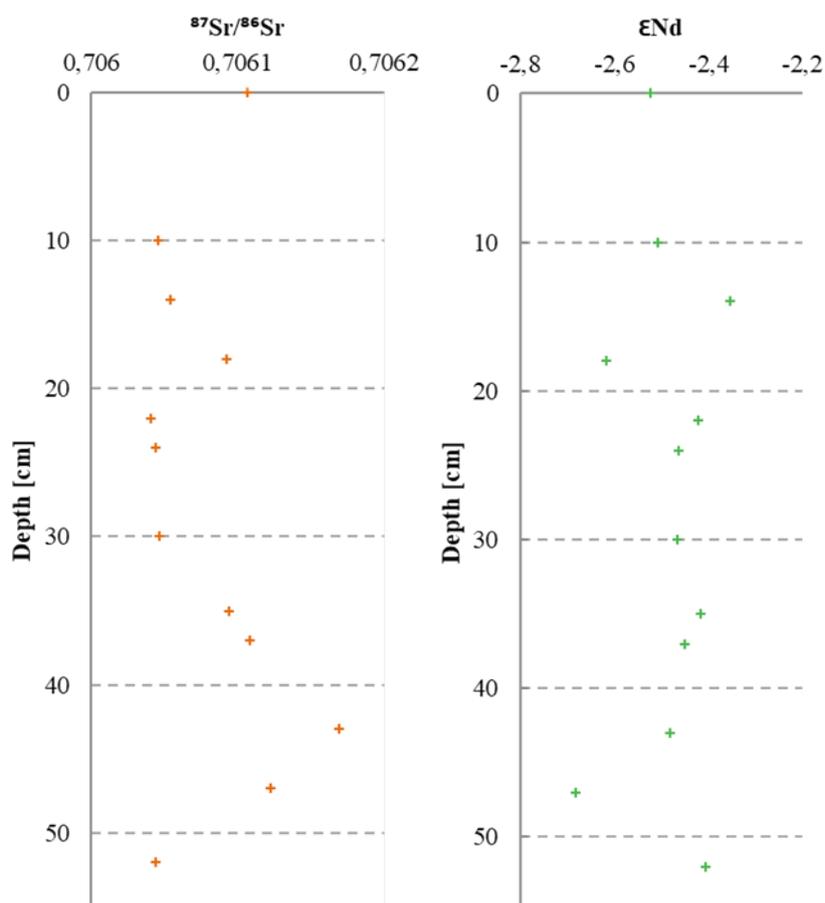


Figura 5.40. Comportamiento de las muestras analizadas para $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ y ϵNd a lo largo de la profundidad del testigo PS0402SC3.

Al comparar estos resultados con los registrados por: Hervé et al. (2007), para el Batolito Patagónico Sur; Augustsson y Bahlburg (2008), para el Complejo Metamórfico de los Andes Oriental; Futa y Stern (1988) y Stern (2008), para los volcanes de la Zona Volcánica Austral, se obtiene la Figura 5.41, donde se observa que las muestras se superponen a la tendencia de la señal isotópica del Batolito asemejándose con rocas del Cretácico temprano y con muy poca dispersión. Las muestras podrían estar cerca del campo del BPS Cretácico medio-tardío y alguna señal del AVZ, pero presentan un mucho mejor calce con el BPS Cretácico temprano. En la Figura 5.42 se muestra un acercamiento de las muestras para mostrar la variabilidad isotópica en detalle.

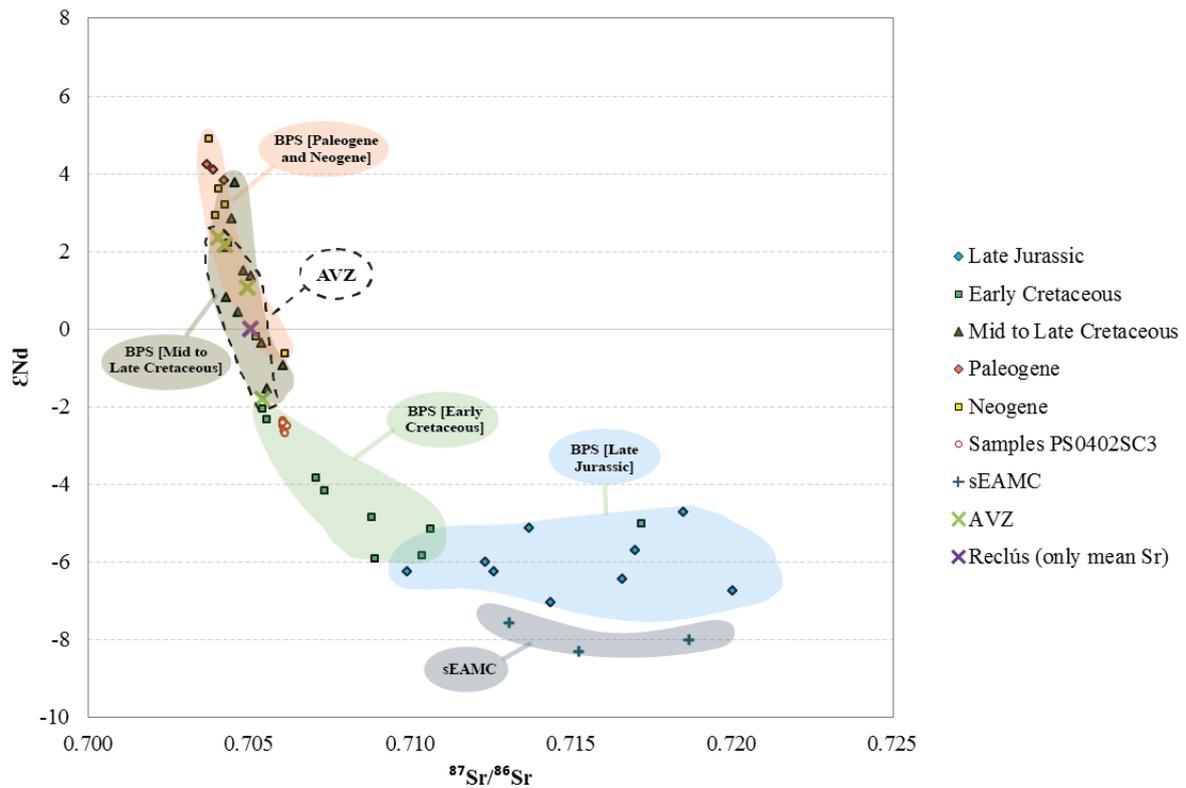


Figura 5.41. Señal isotópica de: las unidades litológicas principales del Batolito Patagónico Sur (Late Jurassic, Early Cretaceous, Mid to Late Cretaceous, Paleogene, Neogene) (Hervé et al., 2007); el Complejo Metamórfico de los Andes Oriental sur (sEAMC) (Augustsson y Bahlburg, 2008); los volcanes de la zona volcánica austral (AVZ) (Futa y Stern, 1988); el volcán Reclús (Stern, 2008) del cual se solo se tiene datos de Sr por lo que se consideró un promedio y un $\epsilon_{Nd} = 0$; y las muestras del testigo PS0402SC3.

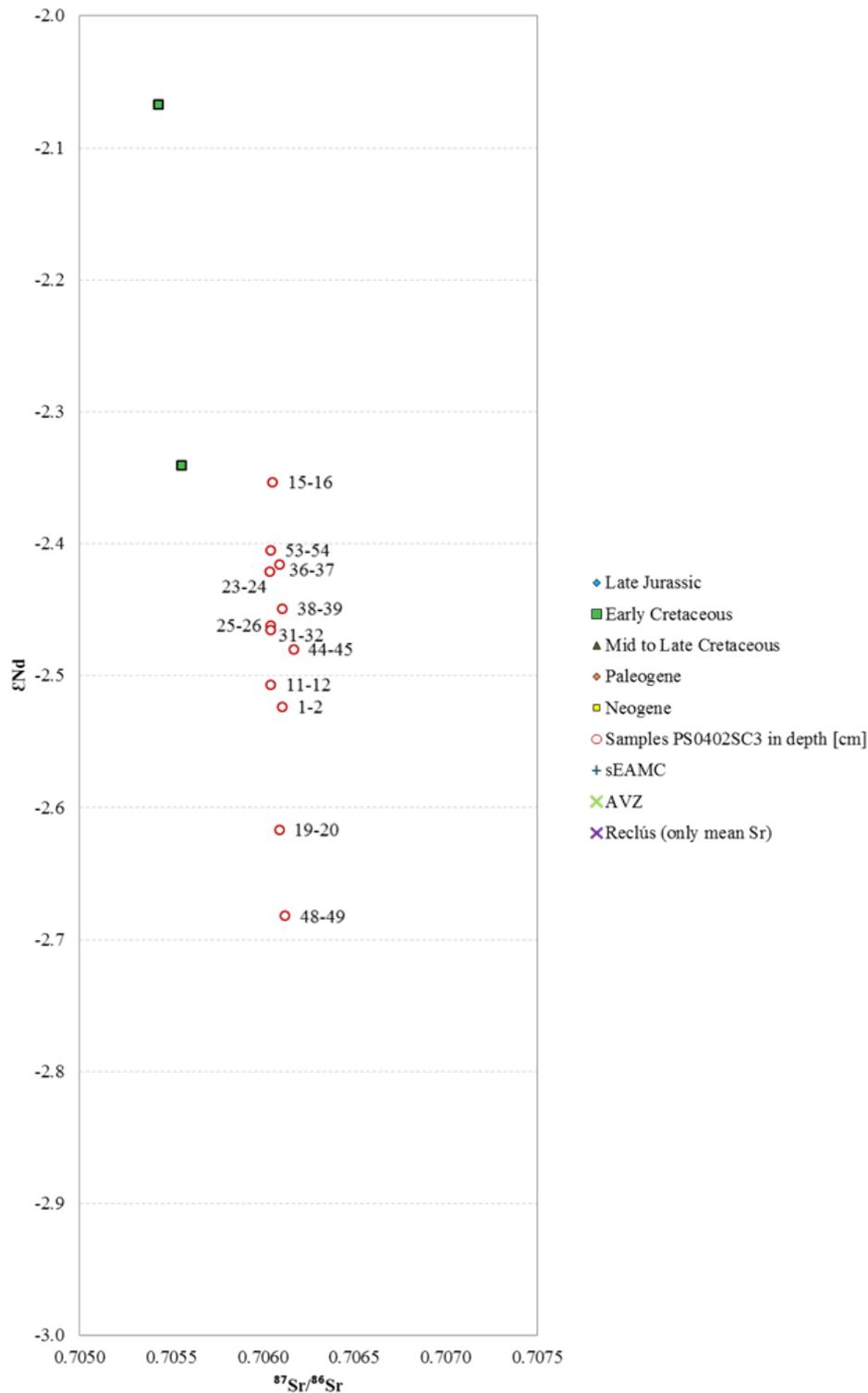


Figura 5.42. Acercamiento a muestras isotópicas testigo PS0402SC3. Las etiquetas muestran la profundidad de la muestra en centímetros.

Por otro lado, en cuanto a la litología de las muestras con señales isotópicas similares del BPS, para el Cretácico temprano se tiene principalmente granodioritas y granitos, pero incluye algunos gabros de hornblenda (Hervé et al., 2007). Estas rocas tienden a ser

porfíricas, con fenocristales de cuarzo y plagioclasa y biotita en pequeños fenocristales o en la masa fundamental félsica de grano medio a fino. Los minerales accesorios son circón, apatito, alanita y magnetita. Algunos gabros tienen plagioclasa y fenocristales poiquilotópicos de hornblenda en una masa fundamental rica en plagioclasa y magnetita (Hervé et al., 2007).

Respecto a los datos del AVZ, Futa y Stern (1988) realizaron mediciones de volcanes de esta zona y (Stern, 2008) del volcán Reclús. Se utilizaron los datos de Sr y Nd para los volcanes Lautaro, Aguilera y Burney y datos de Sr para el volcán Reclús considerando un promedio de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ con un $\epsilon\text{Nd} = 0$ por defecto (Figura 5.41). Sin embargo, no se observa un buen ajuste de estos datos con las muestras del testigo PS0402SC3, por lo que se descarta una proveniencia de ellos.

CAPÍTULO 6

DISCUSIONES

6.1 TESTIGO DE SEDIMENTO DE FIORDO [C23PL-75_G]

6.1.1 Edades y tasas de sedimentación

En la Figura 6.1 se tienen las señales de todos los datos obtenidos para el registro (granulometría, parámetros granulométricos, geoquímica), pero solo en los primeros 20 centímetros y con una exageración en el eje horizontal. Con esto, se buscaba ver alguna relación, semejanzas y diferencias entre las señales en detalle para la parte más superficial, a diferencia de la sección 5.1.5 y 5.1.9 donde se estudiaron estas señales para todo el registro. Sin embargo, dado que esta zona no presenta mayores diferencias granulométricas, esto implica que los parámetros granulométricos también presentan poca variabilidad. En cuanto a la geoquímica, también la variabilidad es poca y no se logra relacionar determinados cambios en las señales con cambios en la estratigrafía y granulometría.

Por otro lado, en la Figura 6.1 también se señalan periodos históricos de estabilidad glaciaria y posterior retroceso desde 1945, según Manríquez 2020 (Figura 5.21). Si es que este retroceso o alguno de los siguientes se observara en alguna señal, debiera ser posterior al periodo señalado. Considerando el nivel de detalle, se podría argumentar que el Fe, elemento que se asocia a un mayor aporte de terrígenos (Croudace y Rothwell, 2015), parece asemejar este proceso. Esto porque el Fe, de base a techo, se mantiene estable hasta los 35 cm, posterior al periodo marcado como 1945 se observa un *peak* negativo de la señal (entre los 35 y los 31 cm), luego se observa estable entre los 31 y los 29 cm y luego presenta otro *peak* negativo posterior a la estabilidad (entre los 29 y los 25 cm). Sin embargo, luego se observa un *peak* positivo hacia el techo del testigo, aunque los periodos de estabilidad de los años 1998 a 2014 constituyen cambios de menor envergadura que los anteriormente señalados. Por otra parte, se podría argumentar que el fósforo entre los 41 a 25 cm de profundidad representa un aumento que se condice con una mayor influencia marina (Brandes et al., 2007) dado un retroceso del glaciar. No obstante, entre los 25 a 21 cm de profundidad no hay datos y, luego, entre los 21 y 19 cm el fósforo presenta valores muy bajos.

A modo más general, en cuanto a la granulometría y parámetros granulométricos se observa una muy leve tendencia decreciente hacia el techo al disminuir la fracción de limo muy grueso y aumentar la de limo fino lo que, a su vez, se condice levemente con D90. Esta tendencia de disminución de tamaño de grano podría guardar relación con el retroceso glaciario.

Manríquez (2020) interpreta que el glaciar Amalia presenta una sensibilidad ante las variaciones de las precipitaciones y temperaturas, donde ocurre un leve avance del frente

cuando las temperaturas disminuyen y las precipitaciones aumentan, lo que se registra en los periodos 2000-2001, 2015-2016 y 2018-2019 a partir de tasas positivas, pero de baja magnitud. Aun así, esto resulta difícil de evidenciar en el registro por lo discutido anteriormente. En resumen, resulta improbable realizar un vínculo realmente efectivo entre los datos obtenidos y el retroceso o avance glaciar. Además, este proceso no es continuo, pues puede coincidir con determinados eventos discretos, o bien, los avances son tan pequeños a esta escala que no son detectables en las señales. Más aún, dada la resolución obtenida para los resultados (2 cm), no es lo suficientemente minuciosa para analizar un periodo de ~20 años.

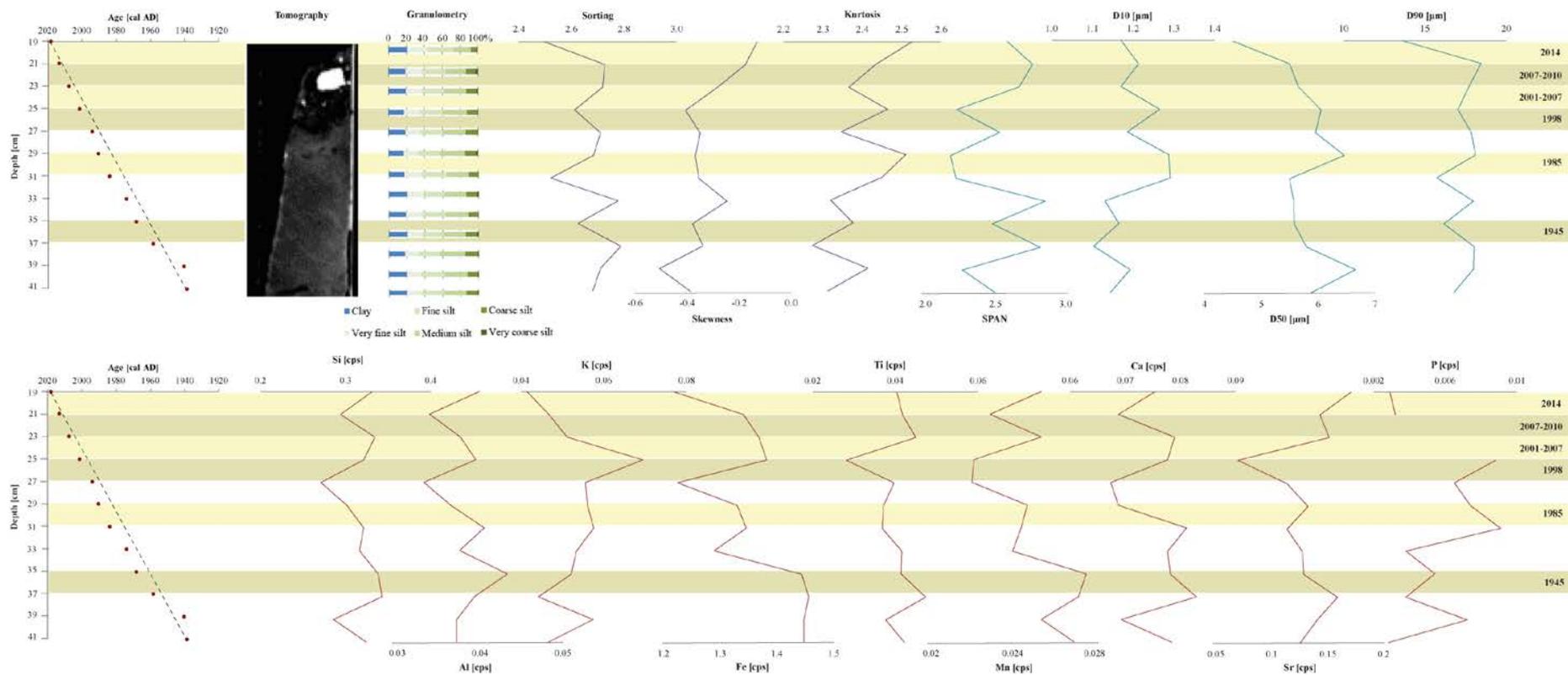


Figura 6.1. Detalle de los primeros 20 cm del testigo (19 a 42 cm de profundidad) incluyendo edades de plomo-210, tomografía, granulometría, parámetros granulométricos y geoquímica de elementos mayores. Además, en amarillo, se muestran periodos históricos de retroceso del glaciar Amalia (Manríquez, 2020)

Respecto a las tasas de sedimentación, como se vio en la sección 5.1.4, se tiene una tasa de sedimentación de corto plazo de 0.1089 a 1.2121 cm/año con un promedio de 0.3896 cm/año y de largo plazo de 0.2758 cm/año. Comparando estos valores con otros ejemplos de fiordos en Patagonia, Fernandez et al. (2012) estimaron tasas de acumulación de ~1.27 a ~0.31 cm/año para un registro sedimentario de un fiordo patagónico en el Golfo Elefantes (46.5°S) y Bertrand et al. (2014) estimaron tasas de 0.37 cm/año en la base hasta 0.06 cm/año en el techo de un registro en el fiordo Quitralco, Patagonia (46°S). Por consiguiente, el registro de fiordo de este estudio se encontraría en el rango esperado a partir de estos ejemplos.

Desde el modelo cronológico calculado en Bacon (Figura 5.9) se confecciona la Figura 6.2 considerando las unidades sedimentarias y segmentos vacíos de forma gráfica. Es importante recordar que dicho modelo se calculó independiente de la edad moderna de radiocarbono y presenta un área de intervalo de confianza muy extenso entre las dataciones de plomo y la datación radiocarbónica de los 151 cm de profundidad, lo que implica mucha incertidumbre. Con esto, es importante discutir acerca de la continuidad que se puede asumir para validar este modelo.

Las unidades sedimentarias definidas en la sección 5.1.7, en particular desde la segunda unidad a comienzos de la quinta (que son las unidades que incluye el modelo bajo un nivel de confianza muy amplio, como se observa en la Figura 6.2), consistían en secciones principalmente de limo, laminadas a masivas, con contactos gradacionales entre sí. Es decir, las unidades presentan una continuidad entre sí, con ausencia de estructuras de erosión o rasgos disruptivos entre ellas. A partir de ello, si bien no es lo ideal y faltan dataciones entre las obtenidas en la parte más somera y la datación radiocarbónica para generar un modelo más robusto, se puede asumir una cierta continuidad que permite utilizar el modelo cronológico planteado. Se debe realizar la salvedad de que este modelo no considera las posibles variaciones en las tasas de sedimentación que puedan haber entre las unidades, por ejemplo, tasas menores entre los segmentos más laminados con respecto a los más masivos, ya que trabaja con un promedio de tasa de sedimentación.

Con esto, se observa una disminución en las tasas de sedimentación luego de los 45 cm, la cual se mantiene relativamente constante hasta los 151 cm, correspondientes a una tasa de sedimentación de largo plazo y promedio de 0.1 cm/año. No obstante, la zona de unión entre la sección superior con la sección inferior del testigo presenta un vacío de 12 cm en el techo de la sección inferior y luego un fragmento que se observa removilizado. Se desconoce si este vacío y fragmento son producto netamente de la manipulación del testigo, que es el caso más probable, pero también no se descarta que correspondan a una discontinuidad erosiva. Por lo anterior, como se observa en la Figura 6.2, se muestran ambas opciones: sin considerar el vacío o considerando el vacío. Para evitar sobre interpretar, se decide considerar sólo la primera sección del testigo para las discusiones de las próximas secciones, donde la posible edad de su base (dentro de la tercera unidad) corresponde a ~636 años cal BP.

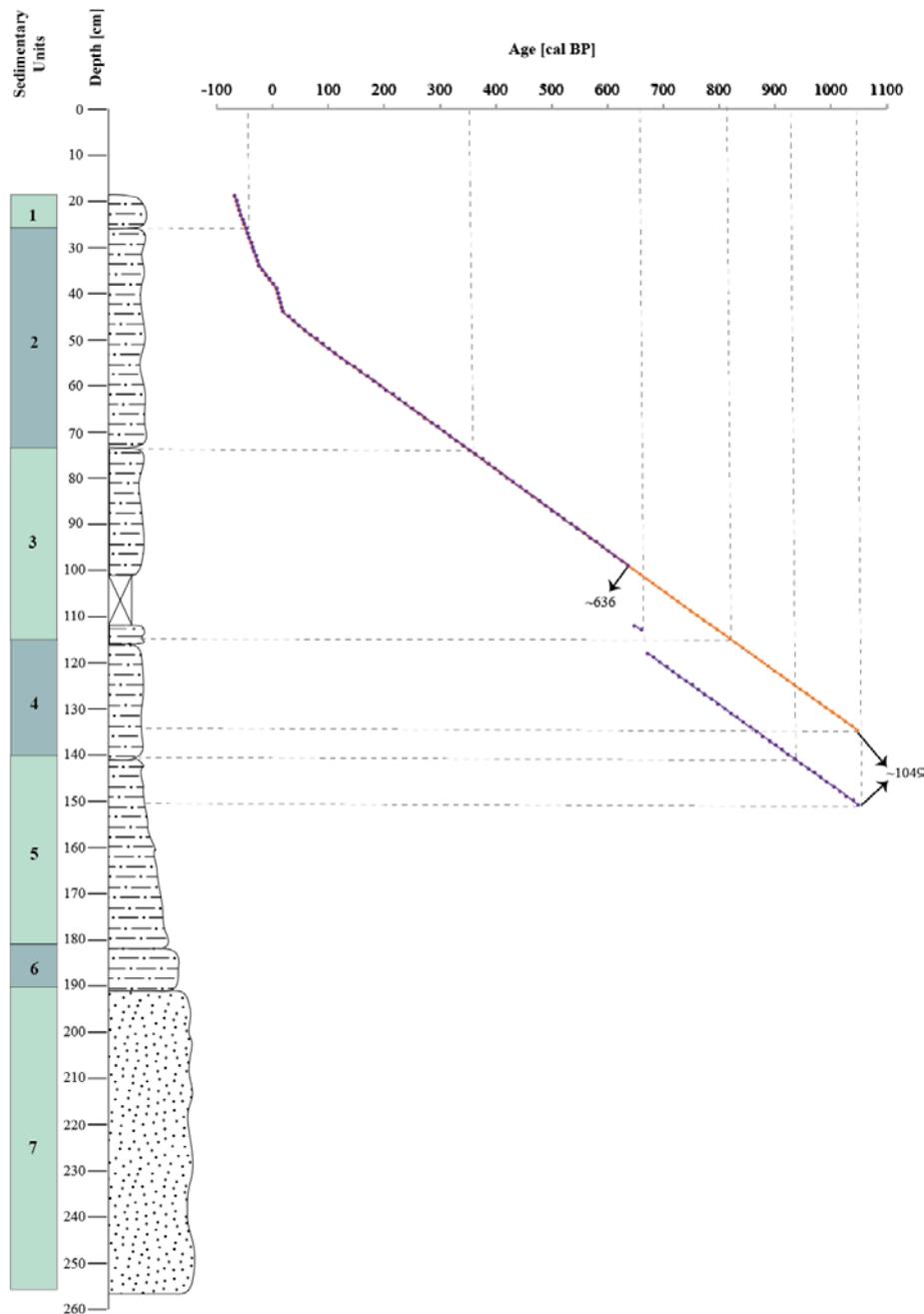


Figura 6.2. Edades Pb-210 y C-14 representadas gráficamente a partir del modelo cronológico del programa Bacon. Se muestra columna estratigráfica y unidades sedimentarias. En morado: considerando el vacío como no existente. En naranja: considerando el vacío como una discontinuidad.

Por otra parte, si se calculan tasas de retroceso glaciar a partir de Google Earth, asumiendo un retroceso constante, con base en los límites de Manríquez (2020) (Figura 5.21), se obtiene que entre 1945-1985 el glaciar Amalia retrocedió 8.57 km, lo que da una tasa de retroceso de 0.214 km/año (214 m/año) y entre 1985-2014 el glaciar Amalia retrocedió 0.87 km, lo que da una tasa de retroceso de 0.03 km/año (30 m/año). Por lo tanto, la tasa en el segundo periodo disminuyó bastante con respecto al primer periodo. No obstante, por las

características del glaciar, su retroceso se da principalmente mediante desprendimiento (*calving*), por lo que no es un proceso continuo, sino más bien marcados eventos discretos. Esto se discutirá en la sección siguiente.

6.1.2 Procesos deposicionales en Fiordo Amalia

Como se mencionó en la sección 1.1, el testigo estudiado se encuentra en el Fiordo Amalia a 13-14 km aprox. de la lengua del glaciar Amalia y a más de 100 km del mar abierto (Figura 1.2 y Figura 1.3). El glaciar Amalia sería de tipo marea (*tidewater glacier*) en un clima relativamente templado como ocurre en los glaciares del sur en Patagonia (Dowdeswell y Vásquez, 2013), por lo que su mecanismo más importante de retroceso es el desprendimiento (*calving*).

Para esta sección, es relevante volver a mencionar la presencia de un río trezado/meándrico de origen fluvio-glaciar (Río Encuentro) que forma un delta en su desembocadura hacia el fiordo, en el borde NE, y la batimetría del Fiordo Amalia vista en la sección 5.1.8 que muestra que el testigo se localiza en una zona de planicie entre dos morrenas, donde la morrena más al SE se encuentra contigua a la ubicación del testigo (Figura 5.19).

Respecto al Río Encuentro, según lo estudiado por Dowdeswell y Vásquez (2013), resulta improbable que haya influido en la depositación en el sitio de esta investigación. Esto, porque la configuración típica de los ríos que desembocan en los bordes laterales de los fiordos de Patagonia sur tienen depocentros característicos. Estos son: en forma de toboganes canalizados en los márgenes (Figura 6.3 (A)), o bien, depocentros de morfología uniforme y lobular (Figura 6.3 (B)). El primer caso se asemeja al caso de estudio, donde estos depocentros se interpretan como deltas fluviales que, a partir de la batimetría, se observa que sus frentes son dominados por procesos de transferencia de sedimentos pendiente abajo y que son confinados lateralmente en canales y toboganes bien definidos. El testigo se localiza justo al centro del Fiordo Amalia, a ~2.5 km de la desembocadura del Río Encuentro, por lo que el depocentro del mismo no debiera influir. Este depocentro podría verse representado en los valores más bajos de batimetría y, por lo tanto, menos profundos (Figura 5.18), confinado lateralmente en una forma alargada de dirección NW. Además, en el perfil transversal (Figura 5.20) se observa un montículo de ~25 m localizado entre el depocentro del río y el sitio del testigo, por lo que resulta más improbable que llegaran sedimentos provenientes del río al sitio que pudieran influir en sus procesos deposicionales.

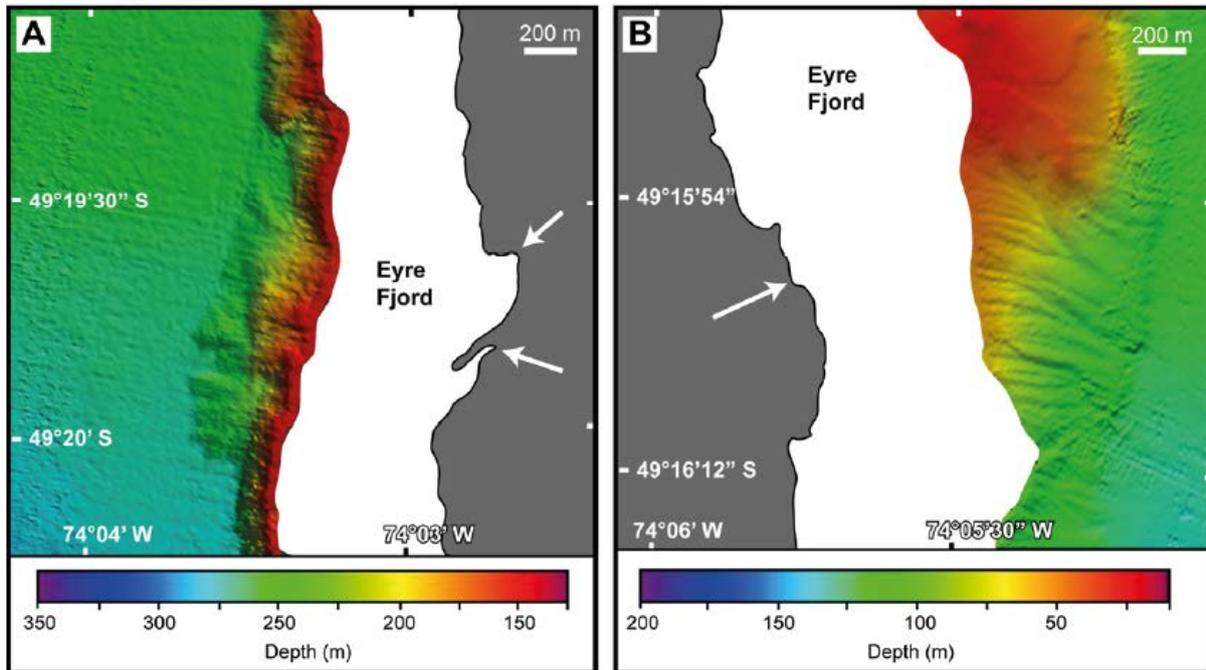


Figura 6.3. Batimetría de dos deltas alimentados por ríos. (A) Deltas dominados por procesos de transferencia de sedimento pendiente abajo, confinados lateralmente en canales bien definidos. (B) Frentes deltaicos con relieve lobular, con dominio de procesos de deslizamiento. Extraído de Dowdeswell y Vásquez (2012).

Antes de interpretar las unidades sedimentarias definidas en la sección 5.1.7, es importante establecer la dinámica del glaciar Amalia. Los cambios en la posición terminal de los glaciares de *tidewater* son gobernadas por el balance entre la velocidad de hielo y las tasas de ablación frontales. Como las tasas de *calving* dependen de la profundidad del fiordo las tasas de *calving* son más bajas cuando los fiordos se encuentran más someros (Carr et al., 2014). Por lo tanto, el término glaciar se estabiliza en esas posiciones, conocidas como *pinning points* y se puede dar un retroceso acelerado luego de generarse un despeque desde un *pinning point*.

Esto ha sido bien estudiado y ejemplificado para el caso del glaciar Ventisquero Marinelli (Holmlund y Fuenzalida, 1995) que luego de décadas de estabilidad desde al menos 1943 donde solo se adelgazó, comenzó un retroceso rápido durante los años 60' donde su término glaciar retrocedió dejando una morrena terminal. El calentamiento producido en el siglo 20 jugó un rol importante en el adelgazamiento de la lengua glaciar, pero la razón principal para el rápido retroceso es la topografía local. Se ha definido que este caso también se corresponde con el glaciar Amalia, el cual entre 1945 y 1986 ha retrocedido unos 11.4 km (278 m/año) (Warren y Aniya, 1999).

Dado que ambos casos son análogos, la explicación proporcionada para el glaciar Ventisquero Marinelli por Holmlund y Fuenzalida (1995) se puede extrapolar para el glaciar Amalia. El glaciar Ventisquero Marinelli se sitúa en un fiordo y, al menos desde 1943, el

glaciar alcanzó una morrena frontal donde el hielo quedó detenido. Además, los valles muestran una pendiente pronunciada que podrían indicar que toda la lengua glaciar se encontraba confinada. A medida que se adelgazaba, el esfuerzo basal de corte disminuyó debido a una disminución en la fricción basal y la velocidad del hielo pudo permanecer alta, permitiendo grandes masas de flujo en el frente. Estas altas velocidades pueden drenar masa eficientemente de la parte superior del glaciar. Al menos hasta los 60' la posición del frente permaneció estable y cercana a la morrena frontal, la cual pudo actuar como una represa, impidiendo el *calving*. Finalmente, cuando el frente se volvió lo suficientemente delgado, se rompió fácil y rápidamente.

Todo lo anterior resultaría análogo para el glaciar Amalia el cual, al menos, desde 1945 alcanzó su morrena frontal, la cual actuó como represa hasta 1985, donde comenzó un rápido retroceso tras el despegue del hielo. Esto se corrobora también con la batimetría del Fiordo Amalia (Figura 5.19), donde se observa una antigua morrena terminal (morrena SE) cuya localización coincide con la ubicación del testigo en 1945 y con los perfiles, donde A-A' y C-C' entre los 15 y 20 km tienen una menor profundidad que el perfil de al medio B-B', evidenciando un confinamiento de la lengua glaciar favorecido por la topografía.

En cuanto a la morrena, siendo de un margen de *calving*, estas se pueden formar de diferentes formas: por caída de *debris* desde el frente glaciar, generando un depósito caótico y grueso; por una presión basal, generando una serie de *ridges*; o por un empuje del glaciar. El mecanismo más probable para la morrena en cuestión es por empuje, pues estos depósitos se forman por reavances estacionales, contienen sedimento más fino que los otros casos, aunque pueden ser modificados por desplomes y flujos de gravedad, y estas morrenas también pueden ser enterradas por una capa de sedimento fino depositado en suspensión (Bennett y Glasser, 2009).

El flujo de salida del agua de derretimiento de un margen de hielo puede dar lugar a una planicie de inundación subacuática o un abanico. En el agua, la sedimentación ocurre muy rápidamente a medida que la velocidad del agua de deshielo va siendo controlada por el agua estancada en la que fluye. La morfología de este depósito y la naturaleza de sus sedimentos depende de la descarga de agua del glaciar y, por tanto, de la morfología de la pluma de sedimento. Con bajas descargas la pluma se alza rápidamente a la superficie y caen depósitos de tracción cerca del margen de hielo. La mayoría del abanico es depositado distalmente por asentamiento de la pluma y por deslizamiento de *debris*, lo que da lugar a una serie de *foresets* (depósitos del frente del abanico que presentan un ángulo característico). A tasas intermedias, la base de la pluma permanece en contacto con el abanico y, en consecuencia, depósitos de arena y grava se depositan en el frente del abanico. Por otro lado, si la descarga es alta, se va a generar una barra de barcanoide (Bennett y Glasser, 2009).

Considerando lo anterior, se pueden interpretar los procesos de sedimentación glaciomarina que actuaron en el fiordo originando el testigo de sedimento en cuestión.

En estos procesos, considerando el modelo cronológico desde ~636 años cal BP (Figura 6.2 y sección 6.1.1) es importante considerar que el glaciar probablemente se encontraba estable en la misma posición de 1945 desde al menos los ~636 años cal BP o presentando retrocesos y avances circundantes a esa zona. En este segundo caso, pudo haber generado la morrena terminal por empuje, pero luego de esto, en algún periodo comprendido entre los ~636 y los 5 años cal BP vendría el periodo de estabilidad. En cuanto a los avances y retrocesos, es importante mencionar que al NW de la morrena SE la cuenca se observa lisa (Figura 5.19), por lo que al menos en esta parte se interpreta que el glaciar sólo retrocedió y erosionó en ese momento y no depositó. En cambio, más al SE, se observa una superficie más rugosa en todos los perfiles, que podría indicar avances y retrocesos.

Entonces, se tienen dos hipótesis principales. La primera, que el glaciar se encontraba estable en la misma posición de 1945 por al menos el periodo comprendido entre ~636 y 5 años cal BP y, por tanto, la morrena SE se formó anteriormente. La segunda, que el glaciar pasó por procesos de avance y retroceso en el periodo de ~636 y 5 años cal BP, previo a alcanzar la posición de estabilidad antes de 1945, y que la morrena SE se formó como parte de esos procesos.

Siguiendo con la primera hipótesis, el glaciar sólo se estuvo adelgazando mientras se mantenía estable en su posición hasta 1945 que comienza a retroceder. En este periodo de estabilidad, el registro de fiordo se encontraba a 4 km del frente glaciar. Además, se desconoce cómo fue la descarga de agua del glaciar y la morfología de la pluma de sedimento, pero por el tamaño de grano y las estructuras encontradas en las primeras seis unidades, se interpretan procesos de baja energía en el techo asociados a la parte de sedimento fino que pudo cubrir a la morrena, que aumentan su energía hacia la base.

Hay que destacar, justamente, que lo interesante del registro encontrado es que, a pesar de encontrarse relativamente cercano al glaciar, a 4 km, presenta unidades de sedimento fino, siendo que lo esperado serían unidades gruesas típicas de un ambiente proximal y, de momento, no existen estudios sedimentológicos y estratigráficos al respecto.

A continuación, se describen los procesos deposicionales para cada unidad de techo a base a partir del modelo propuesto por Bennett y Glasser (2009) visto en la sección 3.1.9.1 y las unidades sedimentarias definidas en la sección 5.1.7.

Primeramente, la unidad sedimentaria 1 (US1) (sección 5.1.7) es una unidad de pocos centímetros de espesor, pero muy diferente a las demás. Consiste en una unidad masiva, con una matriz de sedimento tamaño limo, clastos líticos de 1 a 4 mm, un *dropstone* de hasta 2 cm y un organismo bivalvado. El mecanismo de formación más probable es a través de un *rain-out* desde pequeños *icebergs*, lo que explica el *dropstone* y clastos líticos inmersos en sedimento fino. También se ha descrito este mismo mecanismo para la formación de

depósitos de tipo *ice-rafted debris* (IRD), donde los fragmentos de hielo contienen *debris* congelado por sobre o dentro del cuerpo de hielo y que al derretirse forman estos depósitos (Ehlers, 2018).

La US2 consiste en sedimento tamaño limo que se encuentra levemente laminado. Su mecanismo de formación es mediante un asentamiento en suspensión de sedimento fino directamente del frente glaciar o de las partes más finas de la morrena que, tras ser introducido al mar, gradualmente se asienta, lo que genera las laminaciones. Se han encontrado facies similares en estudios en Alaska, pero para ambientes más distales (por ejemplo: Cowan et al., 1997; Cowan et al., 1999; Cai et al., 1997). Se interpreta un proceso de baja energía asociado a una baja descarga y una pluma de carácter débil.

La US3 es sedimento masivo, de tamaño limo principalmente. Se pudo formar por una mayor influencia de flujos subterráneos de agua más concentrada y densa de sedimento, que probablemente se originan desde el sedimento fino localizado en la parte superior de la morrena aprovechando su pendiente, lo que impide formar laminaciones u otras estructuras. Cowan et al. (1999) encuentra facies de limo homogéneo por sobre capas de arena y lo interpretan como una depositación rápida como parte de un flujo turbidítico. En este caso, se interpreta un proceso de mayor energía que el anterior, aun siendo baja, asociada a un flujo de baja energía.

La US4 es una alternancia de segmentos masivos con otros finamente laminados de tamaño predominante de limo. Se pudo haber formado por una alternancia de los procesos descritos anteriormente. Cai et al. (1997) y Cowan et al. (1997) interpretan la depositación de facies de limo estratificado y fino masivo por corrientes de turbidez de baja densidad en áreas distales. En este caso, se interpreta una alternancia en la energía y los procesos asociados a la pluma y a un flujo.

La US5 es principalmente sedimento tamaño limo, pero contiene un porcentaje considerable de arena muy fina a fina. Presenta laminación cruzada de bajo ángulo que hacia la base se hace subhorizontal. Contiene un fragmento vegetal y bioturbación hacia su techo. Se pudo formar por acción de flujos de sedimento a partir de sedimentos inestables en pendientes pronunciadas desde la morrena, o bien, conformar una parte de lo que podría ser el abanico/delta asociado al derretimiento subglacial. Cai et al. (1997), interpretaron arenas estratificadas como corrientes de turbidez originadas de bancos morrénicos. Se interpreta un proceso de mayor energía que los anteriores.

La US6 presenta sedimento tamaño limo a arena fina y laminación cruzada de alto ángulo. También se pudo formar por acción de flujos subacuáticos de sedimento desde pendientes pronunciadas, como la morrena en el antiguo frente glaciar. También podría conformar una parte de lo que podría ser el abanico/delta asociado al frente glaciar por derretimiento subglacial y, de esta forma, asociar esta parte al *foreset*, coincidiendo con la

laminación cruzada hallada. Este tipo de mecanismo se suele asociar a sedimentos más gruesos, pero esto dependerá de la fuente y la energía del proceso. Cai et al. (1997) encontraron escasas facies de arena con laminación cruzada y la interpretaron como parte de la secuencia de Bouma (1964). Se interpreta un proceso de mayor energía que los anteriores.

La US7 es masiva, presenta sedimento predominante tamaño arena fina a media y fragmentos líticos. Su formación se puede explicar por depositación desde flujos por derretimiento del glaciar. Entra agua por derretimiento subglacial la cual ingresa como una pluma y se expande, generando una depositación rápida y sin estructuras, de donde su material podría provenir de partes más gruesas de la morrena y no de la capa superior de sedimento fino. Cowan et al. (1999) argumentan que paquetes de arena son depositados por procesos episódicos de fondo tales como corrientes de turbidez originadas desde el mismo glaciar, de deltas o de inestabilidades en bancos morrénicos. Se interpreta como el proceso de mayor energía a todos los descritos anteriormente el cual se asume de carácter caótico y espontáneo.

En resumen, en términos energéticos, se tiene una tendencia de disminución de energía hacia el techo, a excepción de US1, evidenciada en la granulometría decreciente y estructuras sedimentarias encontradas, donde el ambiente glaciomarino no varía debido a la posición cercana y estable del glaciar durante todo el periodo del registro. Solo existen variaciones entre la acción de la pluma de sedimento y la acción de flujos de diferente energía asociados a la pendiente de la morrena y, por tanto, al frente glacial. La Tabla 6.1 muestra el resumen de las unidades sedimentarias definidas y sus respectivos mecanismos de formación y energía asociada en términos relativos para esta secuencia.

Tabla 6.1. Resumen de interpretación de procesos deposicionales Fiordo Amalia.

Unidad	Descripción	Mecanismo de formación	Energía relativa
US1	Arcilla y limo masiva, matriz fina, clastos, <i>dropstone</i> y bivalvo	<i>Rain-out</i> de pequeños <i>icebergs</i>	Alta
US2	Limo levemente laminado	Asentamiento por suspensión de la pluma de sedimento del frente glacial o partes finas de la morrena SE	Muy baja
US3	Limo masivo	Más influencia de flujos subterráneos de agua más concentrada y densa de la parte fina de la morrena SE aprovechando pendiente	Baja
US4	Alternancia limo masivo	Alternancia de procesos	Muy baja a baja

	y limo finamente laminado	anteriores	
US5	Limo con laminación cruzada de bajo ángulo	Flujos a partir de sedimentos inestables en pendientes pronunciadas de la morrena SE o parte del abanico/delta asociado al derretimiento subglacial	Baja a intermedia
US6	Limo a arena fina y laminación cruzada de alto ángulo	Mismo proceso anterior con mayor energía. Podría conformar el <i>foreset</i> del abanico/delta	Intermedia
US7	Arena fina a media, masiva y con fragmentos líticos	Deposición por flujos de derretimiento glaciar	Alta

En cuanto a la segunda hipótesis, analizada de base a techo por conveniencia, implica que el glaciar pasó por al menos un proceso de avance y retroceso antes de 1945. En el escenario más contrastante, implicaría que la US7 se formó cuando el glaciar se encontraba proximal, por depositación de flujos del frente glaciar, al igual que el caso anterior, pero luego se observa el retroceso glaciar, evidenciado en la disminución del tamaño de grano, seguido por un avance hasta la unidad US2 donde se alcanza la posición de 1945 y culmina con US1 que evidenciaría el proceso de *calving* del retroceso acelerado posterior a 1945 y el *dropstone* obtenido desde pequeños *icebergs*. Esta última hipótesis resulta más improbable que la primera debido a: la configuración topográfica del fiordo, ya que al ser constreñido resulta difícil un retroceso y posterior avance pues favorece la formación de un *pinning point* y retroceso acelerado; y al mecanismo de retroceso posterior a US7 que debiera mostrar más procesos derivados del *calving*, como *dropstones*, lo que no se ve reflejado en la estratigrafía de las unidades US6 a US2. Además, la secuencia muestra una energía decreciente en cuanto a tamaño de grano y estructuras, lo que no es coincidente con un retroceso previo, avance y posterior retroceso.

Finalmente, hay una hipótesis alternativa que plantea que el segmento vacío existente en el techo del primer testigo podría ser un hiato que contemplaría los años desde la extracción del testigo hasta aproximadamente 1945 y que, al presentar un *dropstone* en su techo, evidenciaría el proceso de *calving* que comienza desde 1945 al desprenderse un témpano que haya incluido dicho *dropstone*. Lo anterior, debido a que el modelo cronológico generado mediante Pb-210 se construye a partir del año de extracción del testigo (sección 3.2.5.2). No obstante, hay que tener la salvedad de las dificultades que surgieron en torno a la extracción y tratamiento posterior del testigo, vistas en la sección 5.1.7, incluyendo la compactación sufrida, por lo que el vacío mencionado se atribuye más probablemente a estas problemáticas que a un hiato deposicional.

6.1.3 Geoquímica y proveniencia

De la geoquímica de elementos mayores (sección 5.1.9) se extrae que las señales no muestran cambios notables, pero sí exhiben patrones de comportamiento que pueden agruparse entre sí. La Figura 6.5 muestra las señales geoquímicas, análisis de componentes principales y granulometría. A continuación, se discutirá acerca del posible origen de las señales de cada elemento, según Croudace y Rothwell (2015).

El calcio puede tener un origen biogénico o detrítico aunque la mayoría de las fuentes son biogénicas (CaCO_3). Las fuentes detríticas pueden ser importantes cercanas a la costa y en aguas estuarinas. Por ejemplo, se ha encontrado que la mitad del contenido de Ca en sedimentos de fiordo en Chile son derivados de la meteorización de plagioclasas dentro de la cuenca y la otra mitad se relaciona con carbonatos (Rebolledo et al., 2008). Debido a que fue efectuado un pretratamiento para eliminar carbonatos, se asume que el calcio tiene un origen detrítico asociado a las plagioclasas. Como se había comentado en la sección 5.1.1, los clastos y líticos encontrados en la parte más somera del testigo presentan una composición tonalítica a granodiorítica. La plagioclasa presente en tonalitas es de una composición intermedia, cuya temperatura de fundición aumenta con el contenido de plagioclasa cálcica (Johannes y Holtz, 1996). Además, el estroncio se relaciona directamente con la plagioclasa, ya que en fundidos más evolucionados presenta un coeficiente de partición alto por lo que tiende a ser compatible (Rollinson y Pease, 2021). Las señales de Ca y Sr covarían entre sí (Figura 6.4).

El hierro tiende a generar óxidos como, por ejemplo, hematita y magnetita. En general, sus variaciones se relacionan a la fracción terrígena de sedimentos. Se correlaciona con el titanio, el cual también es un constituyente común de las rocas e indica una fuente terrígena continental, pero este último resulta ser un mejor *proxy* que el hierro al no ser redox sensible. El titanio se ha usado como un *proxy* de aporte eólico de polvo y también se ha utilizado como indicador de capas de ceniza, aunque en este caso no sirve para este propósito debido a que el registro no presenta ceniza en forma de capas. El manganeso se encuentra como óxidos, en silicatos y carbonatos y es altamente redox-secenizansible. En este caso, las señales de Fe, Ti y Mn muestran una variabilidad leve (Figura 6.5) en la parte superior del testigo y una gran variabilidad hacia la base del testigo, coincidente con la Unidad 7. La señal de Fe y Mn covaría hasta los 190 cm de profundidad (Figura 6.4). La señal de Ti con Fe y con Mn no covarían ($R = 0.3783$ y $R = 0.2663$, respectivamente), pero sí se observa el mismo comportamiento de variabilidad. Otro origen para estos elementos puede ser ceniza volcánica, cuya distribución se ha estudiado en Patagonia como, por ejemplo, suelos volcánicos (Vandekerkhove et al., 2015; Liu et al., 2020; Klaes et al., 2022). La ceniza volcánica sería el origen más probable de estos elementos dada la señal de proveniencia (sección 5.2.5).

El aluminio es muy reactivo, por lo que se encuentra como óxidos y silicatos, posiblemente en minerales de aluminosilicatos los que, a su vez, son un componente mayor del caolín, minerales de arcilla y zeolitas. Tanto este elemento como el silicio tienen un origen detrítico por meteorización mecánica de rocas de la corteza. En este caso, provendrían de la meteorización de rocas del BPS y/o de la meteorización de arcillas. Las señales de Al y Si covarían entre sí (Figura 6.4).

El potasio se asocia a arcillas, illita o feldespato potásico. En sedimentos de grano fino, un alto potasio sugiere alto componente illítico. Además, el *peak* de potasio se liga al *peak* de calcio, siendo fácilmente manipulado por una señal de Ca variante. En este caso, ambas señales covarían entre sí (Figura 6.4) y, además, la señal de potasio se observa más alta en la mitad superior del testigo (Figura 6.5), coincidente con las fracciones más arcillosas en granulometría.

Finalmente, el fósforo es un nutriente vital de cuya disponibilidad depende la producción primaria marina dentro del ciclo marino del fósforo. Este ocurre en fases orgánicas, como fosfonatos y fosfatos, y fases inorgánicas, como el mineral de apatito. Según Brandes et al. (2007) en una muestra de sedimento marino natural se encontró que el fósforo se distribuía de manera heterogénea en la muestra y que no se correlacionaba con arcillas (Al), cuarzo y diatomeas (Si), sal (Na) ni Mg. Las regiones más abundantes consistían en minerales de apatito o polifosfatos, lo que implica un rol importante de los polifosfatos en el ciclo sedimentario del fósforo. Esto podría explicar la presencia de fósforo en el testigo sin una tendencia clara.

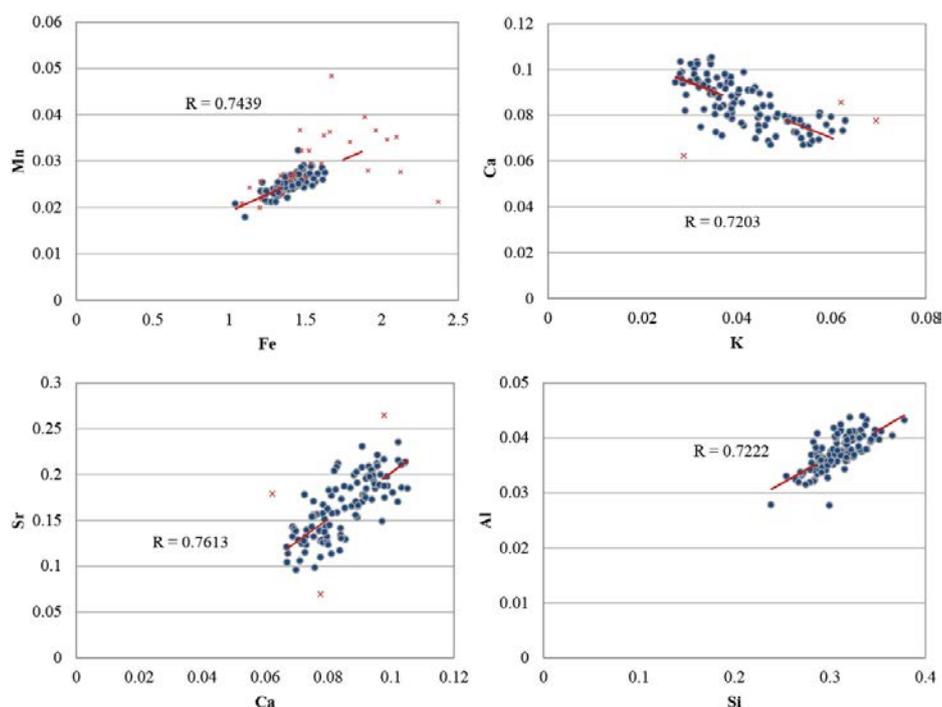


Figura 6.4. Correlación entre Fe-Mn, Ca-Sr, K-Ca y Si-Al. En cruces rojas se muestran datos que se eliminaron para la correlación. Se muestra también el coeficiente de correlación de Pearson.

En cuanto al análisis de componentes principales, el PC1 evidenciaría los grandes procesos que ocurren en el fiordo. Se correlaciona directamente con la granulometría y elementos afines a ella, pues su patrón es decreciente hacia el techo al igual que la fracción arenosa. Las cargas son: positivas para el Sr y el tamaño arena en la base, donde se infiere una relación entre la plagioclasa y la fracción con mayor contenido de arena fina a media; y negativas para el Si, Al, K y tamaño arcilla hacia el techo, donde se infiere una relación entre los minerales aluminosilicatados y las arcillas (Figura 6.5). Esto, a su vez, se relaciona con el cambio energético decreciente de los procesos deposicionales glaciares que afectaron al fiordo. Por lo tanto, PC1 es coincidente con la dinámica glacial y consecuentes procesos de sedimentación.

Continuando con el PC2, este separa la señal de hierro (carga negativa) del Si, Al, Ca y Sr (carga positiva), es decir, se separa el hierro y se aísla de los grandes procesos descritos anteriormente. En general la señal se encuentra alineada en el cero y presenta *peaks* tanto positivos como negativos (Figura 6.5). El PC3 nuevamente separa la señal de hierro (carga negativa) del Ti, Mn y P (carga positiva). Este componente se asemeja a las señales puras de Fe, Mn y Ti al ser relativamente constante en la mitad del testigo y hacia el techo, pero con mucha variabilidad y grandes *peaks* en la base. Tanto PC2 como PC3 parecen diferenciar fuertemente el hierro en forma de *peaks*, y también ambas señales co-varían de forma similar, lo cual podría indicar puntos de mayor concentración de óxidos o, puntos con mayor aporte de ceniza volcánica, la cual se ha encontrado que es rica en hierro en Patagonia norte (Liu et al., 2020).

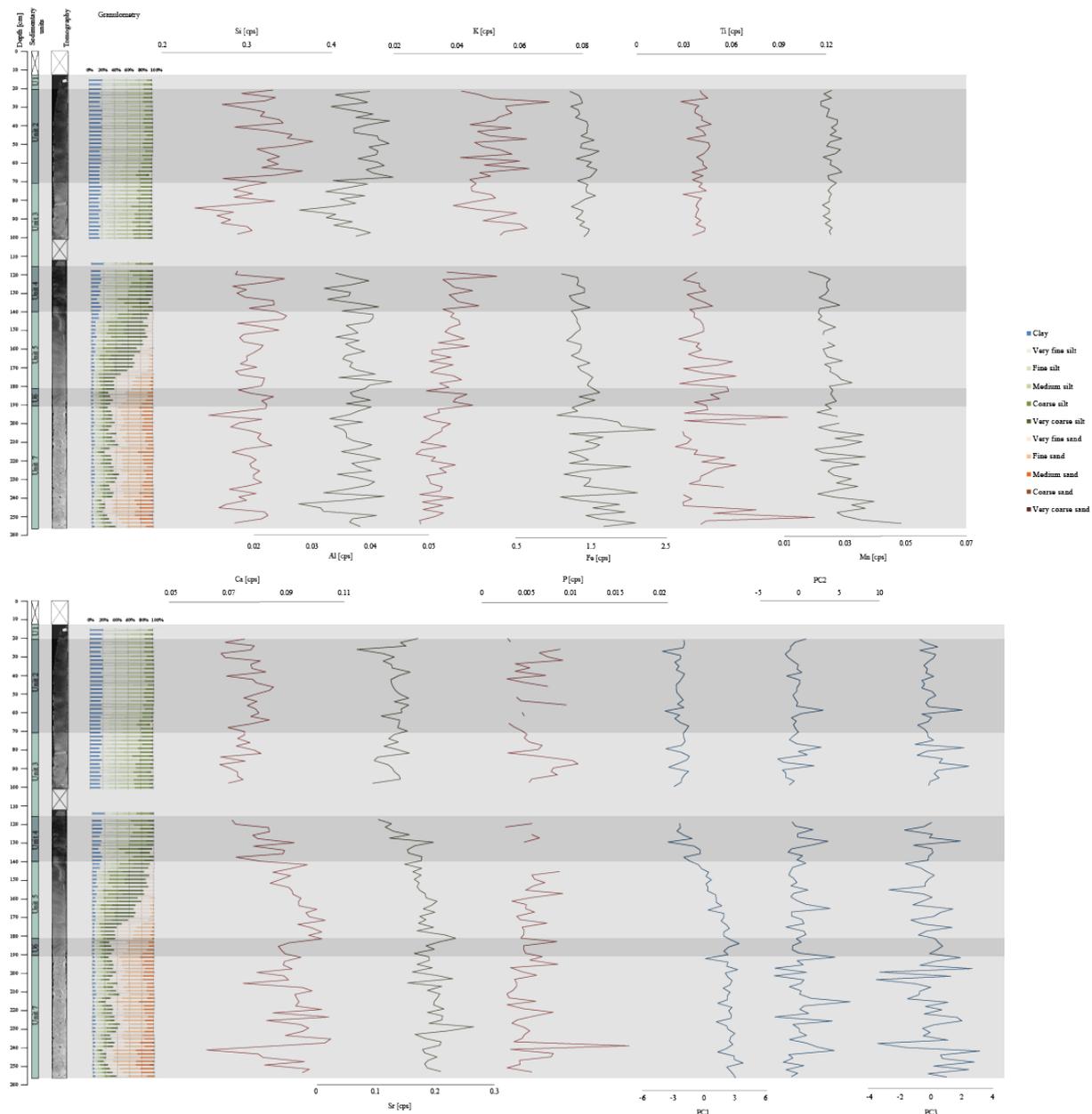


Figura 6.5. Datos de granulometría, geoquímica de elementos mayores y análisis de componentes principales (PC1, PC2 y PC3) con la profundidad.

Dentro del objetivo principal de esta investigación se buscaba reconstruir la precipitación del registro de fiordo. Esto no puede ser factible debido a que para reconstruir esta dinámica se necesita un registro cuya fuente principal sea fluvial, a modo de relacionar los cambios en las condiciones hidrodinámicas con aumento/disminución de la precipitación (Haug et al., 2001; Lamy et al., 2004; Bertrand et al., 2014). Esto se corrobora porque: (1) la ubicación del testigo, si bien se encuentra cercano a la desembocadura del Río Encuentro, como se discutió en la sección anterior este no afecta debido a su depocentro canalizado aguas abajo y debido al montículo de ~25 m que se encuentra entre este depocentro y la

localización del testigo; (2) en la tomografía y posterior análisis de procesos deposicionales a partir de las estructuras sedimentarias encontradas, no se encuentra evidencia suficiente para argumentar una influencia proveniente del río; y (3) el *proxy* más utilizado para reconstruir precipitación es el Fe, pues este elemento se interpreta como un aporte terrígeno dado por un río netamente pluvial, lo que no se cumple en este estudio. Además, para este caso la señal de hierro observada tanto en la geoquímica como en PC2 y PC3, si bien presenta variabilidad, se mantiene alineada en un mismo eje sin evidenciar periodos de aumento o disminución, siendo que para estudios de periodos de tiempo similares (Bertrand et al., 2014) sí se observan tendencias marcadas y una correlación entre el Fe y el Ti. Por lo anterior, se demuestra que la señal de Fe no sirve, en este caso, como *proxy* para la reconstrucción de precipitación y que no es factible realizar esta reconstrucción ya que las señales geoquímicas evidenciarían el comportamiento glaciar y no fluvial/pluvial.

También se ha reconstruido la precipitación utilizando la susceptibilidad magnética (Balsam et al., 2011), pero en este caso, como se mencionó en la sección 5.1.6, la MS presenta algunos problemas en su medición y no resulta ser un *proxy* confiable.

Por los mismos puntos anteriores, se recomienda para futuros estudios seleccionar una ubicación óptima de extracción del testigo, idealmente localizado en el depocentro de un río el cual, además, sea y haya sido en el periodo de estudio primordialmente de régimen pluvial, para que la reconstrucción de las señales, a partir de los cambios hidrológicos del río, se puedan relacionar directamente con la precipitación y no con otros factores.

En cuanto a la proveniencia mediante isótopos de Sr-Nd, a partir de la curva $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ vs ϵNd (Figura 5.27) se pudo discriminar de manera óptima las posibles fuentes, donde se obtuvo un buen ajuste de las muestras con la curva, coincidiendo con rocas del BPS del Cretácico medio a tardío y del Neógeno y con señales volcánicas de la Zona Volcánica Austral (AVZ). Además, las muestras se agrupan de manera muy cercana, presentando valores de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ casi idénticos en tres decimales y con algunas diferencias del ϵNd con valores entre 0 y -2. Esto implica que la fuente principal de sedimentos proviene de la meteorización del BPS, en particular rocas del Neógeno (Figura 5.29) y, probablemente, presenta contribuciones de ceniza volcánica del AVZ.

Puesto que las rocas del Cretácico medio a tardío y del Neógeno son principalmente granodioritas y tonalitas, esto coincide muy bien con los clastos líticos y *dropstone* observados en el techo del testigo que tienen una composición granodiorítica a tonalítica. En cuanto a la ceniza volcánica, la señal coincide con el volcán Lautaro y se alinea en cuanto a Sr con el volcán Reclús, por lo que el registro sedimentario estudiado podría tener un aporte de la ceniza volcánica producida por alguno o ambos volcanes. Este aporte, además, parece ser constante y homogéneo a lo largo del registro, asociado a un proceso de decantación de ceniza posterior a erupciones conocidas del volcán Reclús, como se vio en la sección 2.2.3.

6.1.4 Aporte climático en retroceso glaciar Amalia

Partiendo de lo mencionado en las secciones anteriores, Manríquez (2020) encuentra una relación entre el aumento de precipitaciones y disminución de temperaturas con el avance glaciar, lo cual, dicho a la inversa, implicaría una relación entre el retroceso glaciar, mayores temperaturas y menores precipitaciones. No obstante, esta relación no se observa de manera tan clara en su investigación dado que los avances del glaciar Amalia son menores, además de faltar datos históricos de estaciones que permitan ver tendencias, pues, por ejemplo, la estación Fiordo Amalia registra datos sólo desde el 2015.

Antes de esto, es importante discutir la controversia que existe acerca de qué factor controla a los glaciares en Patagonia: la temperatura o la precipitación. Warren y Sudgen (1993) establecen un comportamiento distinto para los glaciares al oeste, controlados por la precipitación, que los glaciares del este, controlados por la temperatura. Esto se interpreta a partir de balances de masa, líneas de equilibrio, mecanismos de *calving* versus derretimiento y patrones de correlación de temperatura. Por otro lado, Harrison y Winchester (2000) proponen que sólo la precipitación controla los cambios tanto para el este como el oeste, en los últimos años, interpretando que el gradiente climático no es tan relevante como el hecho de que los glaciares en Patagonia comparten la misma fuente y área de acumulación, por lo que las diferencias se generarían por la precipitación de nieve en la divisoria y, además, argumentan que el proceso de *calving* es más importante que el derretimiento. Finalmente, Sagredo y Lowell (2012) clasifica a los glaciares de los Andes a partir de análisis de datos de temperatura, precipitación y humedad, donde agrupa a los glaciares de Patagonia sur con características más húmedas y cálidas, y menciona que este grupo se encuentra sujeto a precipitación durante todo el año y que las temperaturas tendrían un impacto mayor en el balance de masa, es decir, una caída de temperatura gatillaría un avance. No obstante, Sagredo et al. (2014) en un estudio de sensibilidad de glaciares en los Andes, no logran discriminar cambios en la ELA para los glaciares de Patagonia sur con perturbaciones de la temperatura o precipitación.

Por otro lado, Garreaud et al. (2013) establecen una serie de correlaciones para latitudes altas en Patagonia y al oeste de los Andes, donde destaca: (a) el viento zonal (a 850 hPa) es fuerte y positivamente correlacionado con la presión, lo que implica que una temporada con *westerlies* más intensos implicará un aumento de la precipitación local; (b) el viento zonal y la temperatura superficial del aire (SAT) se correlacionan positivamente durante el invierno, pero negativamente durante el verano. Entonces, si hay *westerlies* más intensos en un año, esto resultará en una disminución de la amplitud anual de la temperatura local, es decir, inviernos más templados y veranos menos calurosos; (c) SAT depende de otros factores como la temperatura superficial del mar (SST) y la temperatura del aire en altura, entre otros, por lo que no es posible relacionar ni predecir el promedio de SAT sólo considerando el viento zonal; (d) se predice un aumento de 200-300 mm por década al sur de los 50°S en Patagonia occidental.

Considerando estos antecedentes, dado que el glaciar ha estado principalmente retrocediendo al menos desde 1945, según Manríquez (2020) esto implicaría levemente menores precipitaciones, pero esto se contradice con el conocimiento de los *westerlies* de los últimos años, donde se habla de una intensificación de los vientos relacionado a mayores precipitaciones para las latitudes estudiadas (Garreaud et al., 2013). En cuanto a la temperatura, no existe un nexo claro entre su comportamiento y los vientos a escala anual, pues depende de muchos factores y sólo se conoce su variabilidad estacional (Garreaud et al., 2013).

Por lo anterior, no es posible correlacionar efectivamente el retroceso del glaciar Amalia conocido desde 1945 con los vientos del oeste y las precipitaciones, así como tampoco con la temperatura, puesto que todavía se desconoce qué factor influye más en los glaciares de Patagonia occidental y los resultados obtenidos no permiten establecer una inferencia clara al respecto.

Finalmente, como propuestas de mejora de estudio, se sugiere afinar la localización de ubicación del testigo, el cual debiera ser extraído del depocentro de un río de régimen principalmente pluvial, a modo de saber si es posible reconstruir la señal de precipitación, o bien, proponer otro *proxy* de reconstrucción. En cuanto a la dinámica glaciar, se propone extraer testigos en una transecta a lo largo del fiordo para analizar sus diferencias con el registro estudiado y proponer un modelo. Por otro lado, con los datos ya obtenidos, se propone datar la morrena SE para acotar el periodo de tiempo en que el glaciar se encontró estacionario.

6.1 TESTIGO DE SEDIMENTO DE LACUSTRE [PS0402SC3]

6.2.1 Fuente de aporte y transporte eólico

Este testigo, como ya se mencionó en la sección 1.1, se encuentra localizado en el Lago Dorotea cuenca pequeña (Figura 1.4), lago de cuenca cerrada de origen glaciar de ~0.3 km² y 15 m de profundidad máxima. La hipótesis de esta investigación sostiene que el principal aporte de sedimento al lago son los vientos del oeste dadas las características del mismo y, por lo tanto, este registro permitirá estudiar estos vientos. Con los resultados obtenidos, se discutirá al respecto.

Para analizar la fuente de los sedimentos que ingresan al lago, se realizó estudios de proveniencia Sr-Nd (sección 5.2.5) donde, a partir de la curva ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr vs εNd (Figura 5.41), se obtuvo un muy buen ajuste de las muestras analizadas con la curva, coincidiendo sólo con rocas del BPS del Cretácico temprano correspondientes a granodioritas y dioritas. Por lo tanto, se descarta la proveniencia de otras rocas del BPS, así como de ceniza volcánica o *andosols*, a pesar de que en el Lago Dorotea se ha encontrado ceniza además de sedimentos

terrígenos siliciclásticos y granos biogénicos (Henríquez, 2020). En la Figura 6.6 se muestra la distribución de rocas del BPS del Cretácico temprano, donde las más cercanas al registro que han sido estudiadas y se encuentran a una latitud similar, corresponden al Canal Elías y Canal Guadalupe. No obstante, estos puntos se localizan a ~160 km del Lago Dorotea, lo que podría ser una distancia demasiado grande para su transporte. Si bien existe un área no explorada isotópicamente entre estos puntos y el lago, dentro de los límites del BPS, podrían haber más fuentes del Cretácico temprano en esa zona, pero de todas formas la distancia sería de ~100 km.

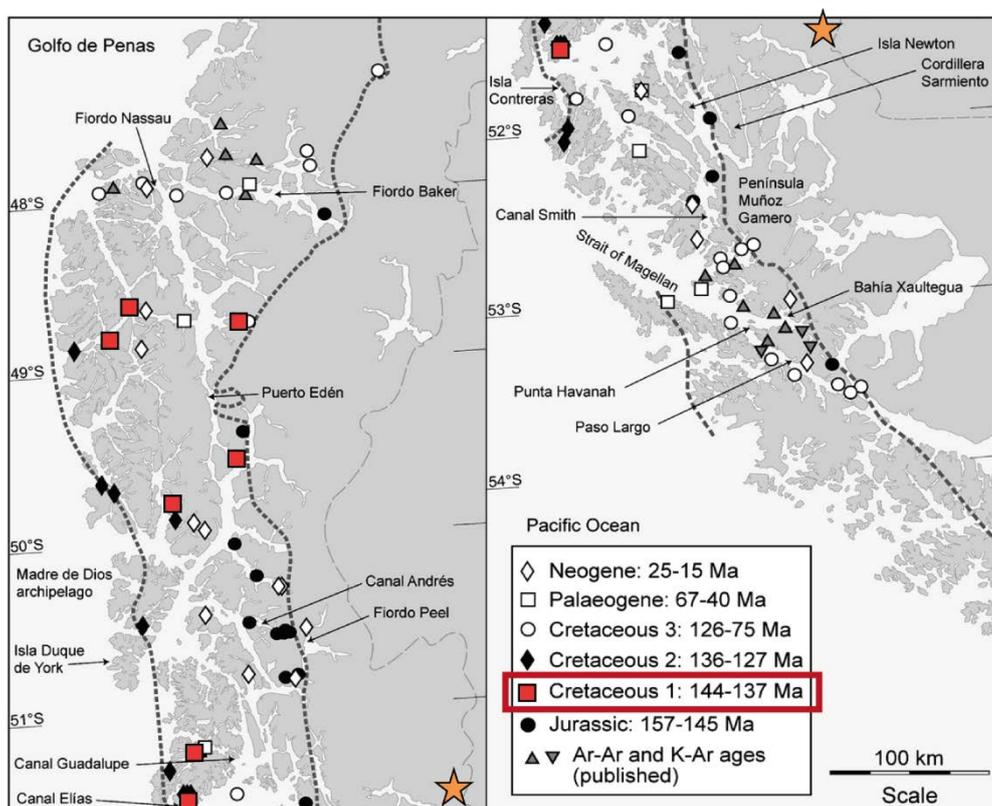


Figura 6.6. Mapa esquemático mostrando las ubicaciones de las edades U-Pb registradas por Hervé et al. (2007). Se muestra la distribución de proveniencia del Cretácico temprano en rojo. La estrella naranja muestra la ubicación del testigo PS0402SC3. Modificado de Hervé et al. (2007).

Es importante analizar las formaciones marinas Cretácicas, localizadas tanto adyacentes a Lago Dorotea así como también al oeste del mismo, para discutir posibles contribuciones de sedimento de estas hacia el lago. No obstante, no existen datos isotópicos de Sr-Nd para estas formaciones las cuales, además, al ser sedimentarias, dificultan el estudio de proveniencia debido a sus variadas fuentes involucradas para los sedimentos que las formaron (Haughton et al., 1991). En particular, al oeste del lago se encuentran las formaciones Punta Barrosa, Cerro Toro, Tres Pasos y Dorotea y el lago se encuentra adyacente a afloramientos de la formación Tres Pasos la cual aflora al este del mismo.

Si bien no existen datos de proveniencia de estas formaciones sedimentarias con un método de Sr-Nd, lo que permitiría una comparación directa, en la Tabla 6.2 se resume información recopilada de proveniencia con métodos distintos a isótopos Sr-Nd donde se separa, entre otras cosas, la proveniencia de fracciones más gruesas de las más finas para cada formación. Con esto, se tiene que todas las formaciones analizadas presentan contribución de variadas fuentes, incluyendo principalmente rocas metamórficas, rocas ofiolíticas y rocas volcánicas de edades paleozoicas, jurásicas y cretácicas. La arenisca de Punta Barrosa presenta un origen de arco transicional-disectado y fuentes mixtas y la lutita tiene un origen metamórfico. En cuanto a Tres Pasos y Dorotea, la fuente de las areniscas es volcánica y volcanoclástica de arco transicional y la lutita es metamórfica. En las tres formaciones mencionadas anteriormente, no hay una relación directa y/o única con rocas plutónicas del BPS. En particular, destacaba la formación Tres Pasos por su cercanía al lago como posible fuente de los sedimentos. No obstante, ni los datos de litología ni de edades coinciden con la isotopía ya mencionada.

Por otro lado, Cerro Toro, si bien presenta mezcla de detritos de distintos orígenes, en el eje del cinturón conglomerádico presenta un origen de arco transicional para la arenisca, lo que sí se condice de manera más específica con rocas plutónicas del BPS. Además, Romans et al. (2010) dataron circones detríticos de todas las formaciones ya mencionadas y para Cerro Toro se observa un peak importante, que no se observa en las otras formaciones, en cuanto a probabilidad relativa para el Cretácico temprano según las edades del BPS de Hervé et al. (2007).

Con lo anteriormente expuesto, se abre la posibilidad de que los sedimentos de Lago Dorotea provengan de las areniscas de la formación Cerro Toro. Esta última hipótesis resulta más probable a que los sedimentos se originen directamente del BPS por: la distancia involucrada, puesto que los límites de la formación Cerro Toro están a máximo ~30 a ~5 km al oeste del lago en estudio a diferencia del BPS que se encuentra a ~160 km; la meteorización y retrabajo de los sedimentos, lo que se explica de mejor manera por una formación sedimentaria; existen fuentes directas de depósitos de grano fino (Figura 6.7) desde la formación Cerro Toro, no así desde el BPS donde hay que explicar un mayor transporte para culminar en el lugar de depósito de los sedimentos; y, para efectuar un transporte desde el BPS hacia alguno de estos depósitos, existe un relieve complejo compuesto de montañas, sierras, altos y bajos topográficos que dificultan este transporte de manera efectivo, no así desde la formación Cerro Toro.

Tabla 6.2. Proveniencia de formaciones sedimentarias marinas Cretácicas a partir de datos de circones detríticos, petrografía y tierras raras principalmente (Romans et al., 2010).

Formación	Edad	Proveniencia
Punta Barrosa	~92-85 Ma	Fuente mixta de rocas derivadas del arco y rocas antiguas del basamento metamórfico. La arenisca indica una mezcla del arco transicional-disectado y fuentes mixtas. La lutita se interpreta

		como una fuente metamórfica con una entrada adicional de la Ofiolita Sarmiento.
Cerro Toro	~86-80 Ma	Mezcla de detrito volcánico, volcanoclástico y metamórfico, similar a Punta Barrosa. En Sinclinal La Silla la arenisca indica origen de orógeno reciclado y los conglomerados indican abundancia de material metamórfico. En el eje axial del cinturón conglomerádico la arenisca indica un dominio de arco transicional y los conglomerados de esa zona indican una alta proporción de clastos riolíticos y félsicos con proporciones de rocas metasedimentarias. El patrón REE sugiere rocas Jurásicas ofiolíticas y/o volcánicas intermedias del arco como fuente de sedimento. Relativo a Punta Barrosa, las edades detríticas sugieren un input continuo del arco Cretácico y una abundancia similar de granos Paleozoicos de Complejos Metamórficos. También hay proveniencia de detritos de rocas del Jurásico superior.
Tres Pasos y Dorotea	~80-67 y ~72-65 Ma	Datos petrográficos indican que la arenisca es rica en granos líticos volcánicos y volcanoclásticos del arco transicional. Otros estudios muestran un origen más bien de arco mixto y disectado. Datos de REE indican que la fuente de las lutitas es similar a las Fms. Punta Barrosa y Cerro Toro, levemente más máfica. Los datos sugieren fuentes mezcladas, incluyendo: (1) rocas volcánicas del Jurásico tardío (157-145 Ma); (2) abundantes componentes del arco Cretácico (110-90 Ma); (3) menores componentes de material de arco más joven y casi contemporáneo; y (4) basamento metamórfico Paleozoico.

Siguiendo con lo anterior, es necesario estudiar las fuentes de sedimento disponibles que pudieron formar este registro. Analizando la geomorfología de la zona de estudio (Figura 6.7) en búsqueda de posibles fuentes de sedimento se tiene que, hacia el oeste, García et al. (2014) han mapeado llanuras de inundación, antiguas costas lacustres, planicies de inundación glaciales y en el sector, hacia el norte y al oeste, se encuentran abanicos aluviales y morrenas. Mucho del material que conforma estos depósitos estudiados por García et al. (2014) tuvo que ser meteorizado, transportado y depositado. Los glaciares son excelentes erosionadores y modeladores geomorfológicos. En cuanto a los efectos de glaciares y capas de hielo en las tasas de erosión, existe una fuerte relación entre la erosión glacial y la hipsometría del paisaje, balance de hielo, clima, tectónica y la producción de sedimentos (Herman et al., 2013). A escala global, las tasas de erosión han aumentado durante el Cenozoico tardío, lo que se correlaciona con la amplitud de los ciclos climáticos, observado no sólo en orógenos activos, sino que también en orógenos inactivos que han experimentado erosión glacial, como Patagonia (Herman et al., 2013). Esto ha sido estudiado también en Patagonia norte (Villaseñor et al., 2019).

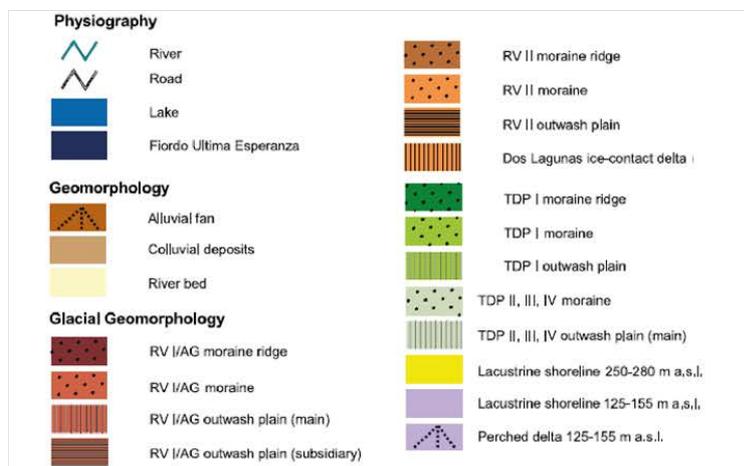
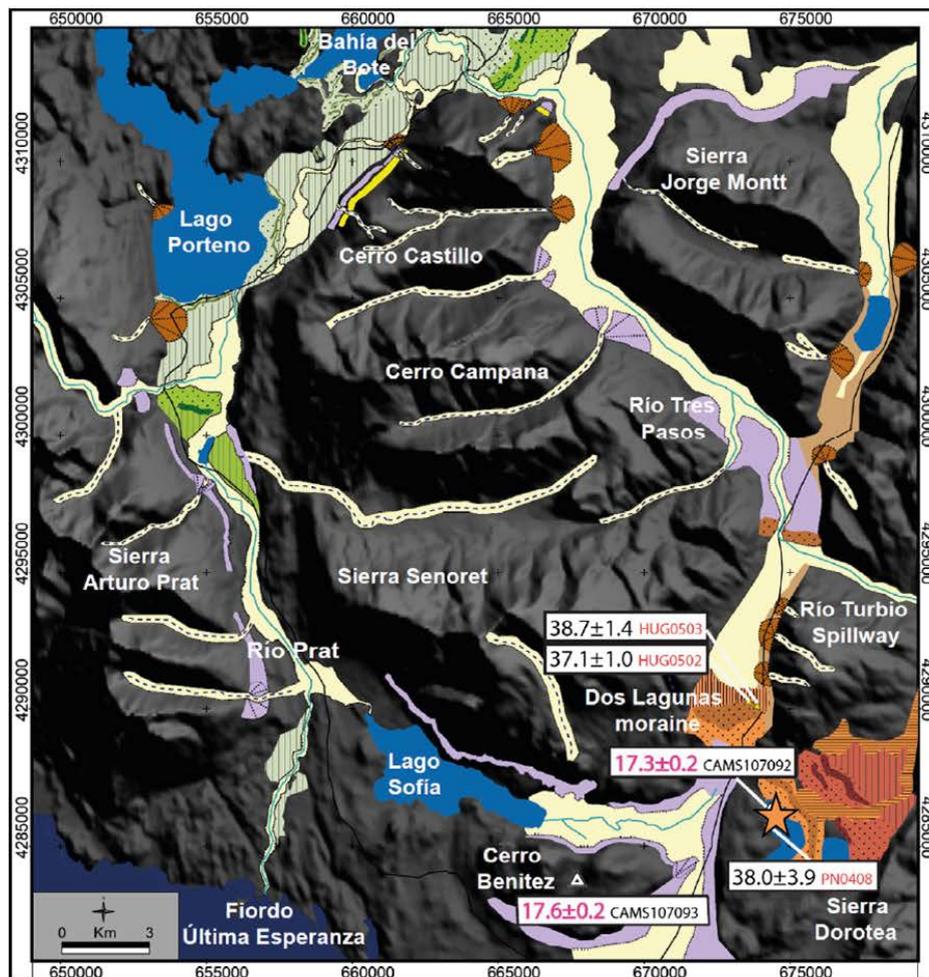


Figura 6.7. Mapeo geomorfológico glacial de los 51°35' a 51°15'. Se muestra con una estrella naranja la ubicación del testigo PS0402SC3. Modificado de García et al. (2014).

Resumiendo lo anterior, las evidencias son: (1) la señal isotópica del registro del Lago Dorotea presenta un calce muy preciso el cual se correlaciona sólo con rocas del Cretácico

temprano del BPS; (2) la proveniencia de las formaciones Punta Barrosa y Tres Pasos, localizadas al oeste del lago y adyacentes al mismo presentan litologías y edades muy diferentes a la señal isotópica estudiada, no así la formación Cerro Toro; (3) por distancia, obstáculos en el transporte y proveniencia, Cerro Toro parece ser una fuente más probable que el BPS; (4) en cuanto a los posibles depósitos como fuente de sedimento, se descartan fuentes al este pues: el material proveniente de depósitos morrénicos presenta granulometrías muy variadas, por lo que, si este fuera el caso, sólo tuvo que haberse transportado la fracción más fina una corta distancia desde el oeste. Por esto, parece más probable un depósito de grano fino como los localizados al oeste; (5) en las inmediaciones del lago no hay flujos que ingresen hacia la cuenca y la zona es relativamente plana; y (6) considerando que la dirección predominante de los vientos va de oeste a este, resulta improbable que la fuente provenga de las morrenas y/o planicies localizadas al este. Con esto, se determina una fuente distal proveniente del oeste.

Por todo lo anterior, la meteorización de las areniscas de Cerro Toro, serían la principal fuente de sedimento de los depósitos mapeados al oeste del registro, meteorizadas y depositadas por agentes glaciares, fluviales y eólicos y, por lo tanto, alguno de estos depósitos debiese ser, así mismo, la principal fuente de aporte del Lago Dorotea, cuenca pequeña, asociado a un transporte eólico. Es decir, se tiene una fuente madre proveniente del BPS, miembro del Cretácico temprano, la cual fue retrabajada y depositada en las areniscas de la formación Cerro Toro, que corresponderían a la fuente de origen, y existe una fuente de depósito correspondiente a alguno de los depósitos mapeados al oeste del registro. De todas formas, para corroborar esta hipótesis, se requieren estudios de proveniencia en las formaciones y depósitos en cuestión.

Al establecer una fuente de aporte de sedimento principalmente distal hacia un lago de cuenca cerrada, con sedimentos de granulometría fina, tamaño arena y limo, y con ausencia de gravas, se puede inferir que fue transportada y depositada por la acción eólica, en particular, de los vientos del oeste, dado que son los vientos prevalentes de la zona. La idea es acotar la búsqueda de esta fuente con base en los datos y antecedentes discutidos.

La capacidad del viento para remover sedimento depende del tamaño, forma y densidad de las partículas, donde los mecanismos posibles de transporte son: tracción, suspensión y saltación (Flores-Aqueveque et al., 2009). La saltación moviliza partículas de tamaño entre 70 a 500 μm siendo las inferiores a 100 μm las más susceptibles a ser transportadas este mecanismo de saltación. Además, se incluye una saltación modificada (Nalpanis, 1985) para partículas que se mueven con una trayectoria aleatoria a través del flujo. La Figura 6.8 muestra los distintos modos de transporte acorde al tamaño de grano y diferentes velocidades de viento.

Además, se define la siguiente ecuación según Tsoar y Pye (1987):

$$L = U^2 \varepsilon / K^2 D^4,$$

donde L es la distancia de transporte, U es la velocidad de viento promedio, ε es el coeficiente de intercambio de turbulencia, $K = \rho_s g / 18 \mu$ (ρ_s es la densidad de grano; μ es la velocidad dinámica del aire, g es gravedad; para aire a 15°C a nivel del mar y esferas de cuarzo $K = 8 \cdot 10^{-5} \text{ cm}^{-1} \text{ s}^{-1}$), y D es el diámetro de grano.

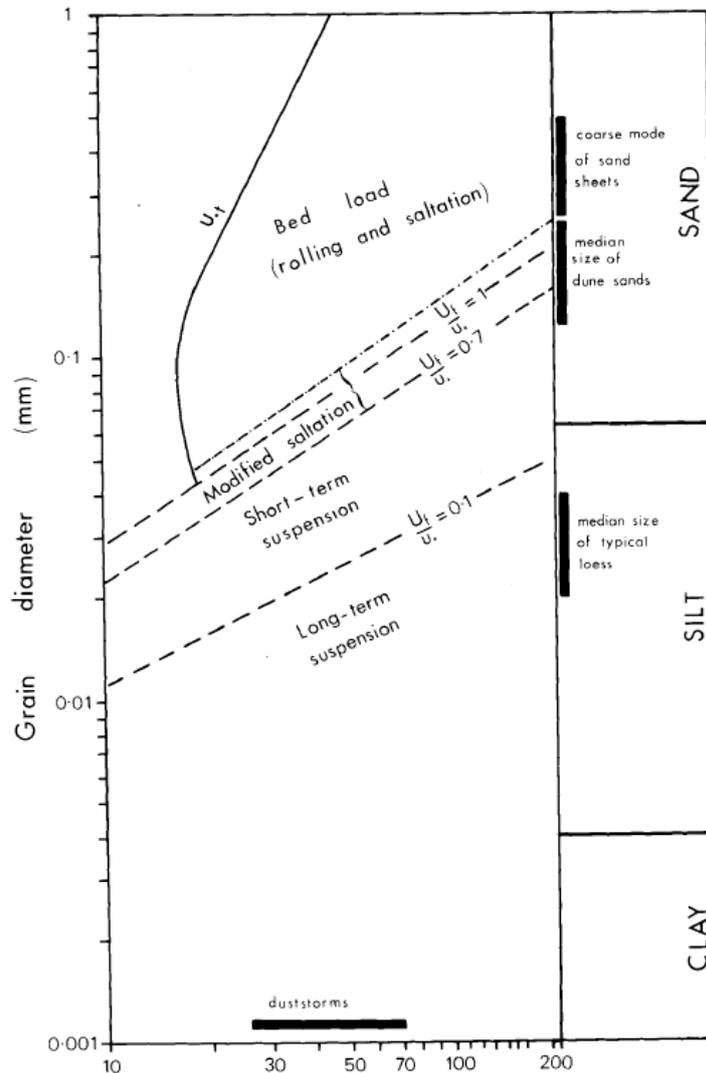


Figura 6.8. Modos de transporte de esferas de cuarzo a diferentes velocidades de viento. Extraído de Tsoar y Pye (1987).

Sin embargo, existen problemas asociados a la ecuación de Tsoar y Pye (1987), puesto que no logra explicar el transporte de partículas más gruesas en condiciones normales para, al menos, este caso de estudio. Analizando las variables, en primer lugar, la velocidad del viento para la zona de estudio a partir de datos de estaciones meteorológicas presenta valores de 6 a 12 m/s (Gómez-Fontalba et al., 2022). En segundo lugar, el coeficiente de turbulencia va de valores de 10^3 a 10^7 [$\text{cm}^2 \text{ s}^{-1}$], donde el primero corresponde a tormentas

suaves, 10^4 [cm^2s^{-1}] a vientos alisios, 10^5 [cm^2s^{-1}] a tormentas ciclónicas, 10^6 [cm^2s^{-1}] a Haboobs y 10^7 [cm^2s^{-1}] sería el valor más grande para el coeficiente. Con esto, la zona de estudio debiera encontrarse entre 10^3 - 10^5 [cm^2s^{-1}]. Por último, K es una variable fija, tomando como supuesto esferas de cuarzo, y el diámetro de partícula varía según el transporte que interesa estudiar. En el caso de estudio, interesan los valores de diámetro de arena fina, media y gruesa, puesto que corresponden al diámetro máximo que fue transportado por el viento.

En la Figura 6.9 se graficó la distancia de transporte en función del tamaño de grano y los coeficientes de turbulencia. En esta imagen se observa cómo debe variar el coeficiente de turbulencia para cada diámetro a modo de alcanzar cierta distancia de transporte. Entonces, por ejemplo, para partículas muy finas de tamaño $2 \mu\text{m}$, con un coeficiente de turbulencia de 10^3 [cm^2s^{-1}] se pueden transportar más de 1000 km y con un coeficiente de turbulencia de 10^7 [cm^2s^{-1}] se pueden transportar más de 10^8 km. En este caso, como interesan las partículas tamaño arena fina a gruesa, se encerró en un cuadro amarillo esta zona. Aquí se observa que, si consideramos un coeficiente de turbulencia de 10^3 [cm^2s^{-1}] para transportar el máximo tamaño de partículas de arena gruesa, entonces sólo se podrían transportar 0.0004 [m]. En el otro extremo, para transportar partículas que se encuentran en el límite entre arena fina y arena media por sólo 1 km se necesita un coeficiente de turbulencia de 10^7 [cm^2s^{-1}].

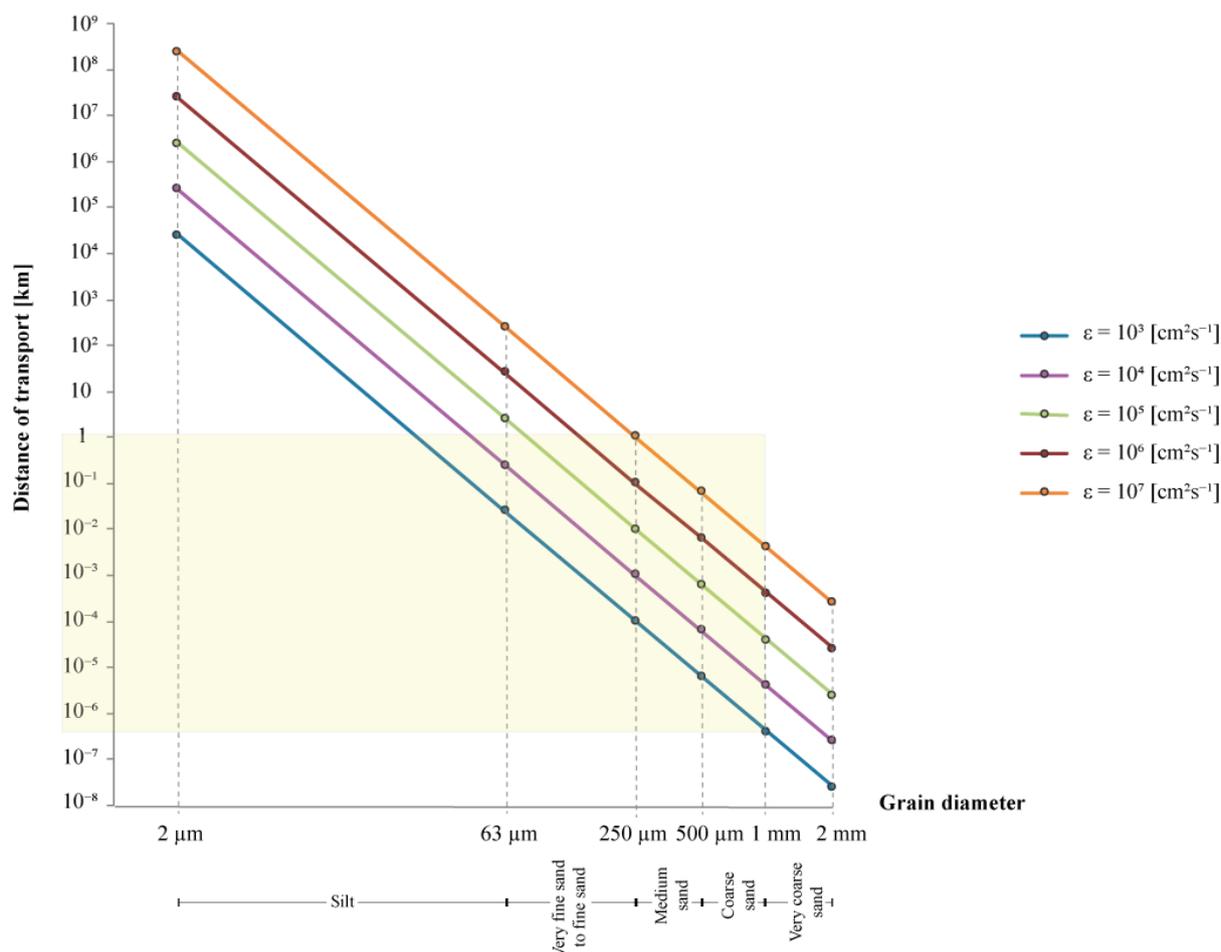


Figura 6.9. Distancia de transporte en función del tamaño de grano y el coeficiente de turbulencia. Se consideró una velocidad de viento de 10 m/s. El rectángulo amarillo señala la distancia obtenida para partículas de tamaño arena fina a gruesa para todos los coeficientes de turbulencia.

Entonces, puede ocurrir que la ecuación considere un transporte discreto entre dos puntos y no la distancia de transporte total, puesto que, en el caso de un transporte por saltación las partículas van recorriendo cortas distancias hasta llegar a su punto final donde se depositan. No obstante, es importante recordar que la ecuación fue creada empíricamente, además de contener supuestos y variables cuyos valores han sido poco estudiados, como el coeficiente de turbulencia. Además, asume que no existen barreras a lo largo del transporte de las partículas, pues la ecuación se contextualiza en el estudio de desiertos de loess (Tsoar y Pye, 1987). En cambio, en Patagonia, la geomorfología es variada y existen cuencas y barreras topográficas que podrían atrapar el sedimento antes de alcanzar un determinado punto.

Por lo anteriormente expuesto, no es posible acotar el área de búsqueda de la fuente de aporte con el cálculo de la distancia de transporte, por lo que lo ideal sería realizar un estudio de proveniencia de las posibles fuentes de aporte de sedimento fino previamente mapeadas (Figura 6.7) para buscar una coincidencia con las arenicas de Cerro Toro

relacionadas al BPS del Cretácico temprano, aunque las planicies de inundación y antiguas costas lacustres localizadas muy cerca al oeste parecen ser las fuentes más probables.

6.2.2 Granulometría, edades y tasas de sedimentación

En la sección 5.2.2, se analizó la granulometría, encontrando ciclos de sedimentos con un porcentaje considerable de fracción de tamaño arena y otros con mayor predominancia de tamaño limo. Con esto, se separaron unidades las cuales, además, coinciden con los *peaks* mostrados por los parámetros granulométricos de tamaño promedio, D10, D50 y D90.

En cuanto a los parámetros granulométricos, con lo visto en la sección 5.2.2 (Figura 5.35 y Tabla 5.5) se puede discutir de lo observado y la relación entre las unidades más gruesas, con selección muy pobre, curtosis de sesgo fino y asimetría mesocúrtica versus las unidades más finas, con una selección pobre, distribución simétrica o de sesgo fino y curtosis platicúrtica, pero también mesocúrtica.

Una asimetría de sesgo fino implica que la moda se centra en tamaños más gruesos, pero que aun así hay una población remanente de finos, por lo que implica poblaciones distintas de grano, pero, en este caso, con los tamaños más gruesos más probablemente presentes. Esto ajusta muy bien con las unidades que presentan una predominancia de arenas. Sin embargo, en muchas unidades con predominancia de limo, también se presenta una, si bien mucho menos pronunciada, asimetría de sesgo fino, además de una distribución simétrica. Esto se explica porque en estas unidades también existe un porcentaje de arena, aunque sea menor, y por la presencia de limo muy grueso de manera cuasi constante en todo el registro.

En cuanto a la curtosis, una curva mesocúrtica tiene una forma redondeada, lo que implica que la selección es similar en toda la muestra, y una curva platicúrtica tiene una forma aplanada, lo que implica que los extremos poseen una mejor selección que el centro de la curva. Por lo tanto, las unidades con mayor porcentaje de arena presentan una selección similar, en cambio, las unidades con mayor porcentaje de limo a veces presentan una mejor selección en sus extremos al ser platicúrticas. Observando con detalle las unidades y sectores específicos donde la curva se hace platicúrtica, esto ocurre en los segmentos donde el porcentaje de arena presente es mínimo, e implicaría que la parte más fina (arcilla y limo muy fino) y la parte más gruesa (limo muy grueso y arena muy fina) presentan una mejor selección que la parte media (limo fino, medio y grueso).

Respecto a las tasas de sedimentación, con las edades obtenidas de radiocarbono se construyó un modelo cronológico y se calcularon las tasas. En la Figura 6.10 se muestra la granulometría y el modelo cronológico con sus respectivas tasas de sedimentación y luego, en la Tabla 6.3, se realiza una interpretación de cada periodo para explicar por qué determinadas tasas de sedimentación coinciden con determinadas granulometrías. A grandes rasgos, se

observa un cambio en la tasa de sedimentación, donde entre los 5 a ~23 cm de profundidad se tienen tasas de sedimentación mayores que entre los ~23 a 52 cm donde las tasas de sedimentación, relativamente, serían menores. Esto se condice con una mayor y menor presencia de tamaño arena. En la sección 6.2.3 se ahondará en este cambio de la tasa de sedimentación, relacionado a factores orgánicos y químicos.

Es importante mencionar que, si bien existen muy pocos estudios donde se haya calculado la tasa de sedimentación lacustre, y menos aún de Patagonia, existen algunos ejemplos. Guilizzoni et al. (2009) calcularon tasas de sedimentación para Lago Hess en la Patagonia Argentina obteniendo valores de 0.15 cm/año, Aunque estos valores serían de uno a medio orden de magnitud mayor que las tasas para el Lago Dorotea., hay que destacar que esta tasa fue calculada sólo de la parte más somera del Lago Hess utilizando edades de Pb-210. Por otro lado, en otras partes del mundo también se tienen valores de tasas de sedimentación lacustres de un orden similar a ambos ejemplos: 0.01 a 0.172 cm/año en el Lago Michigan (Robbins y Edginton, 1974) y 0.045 a 0.205 cm/año en el lago Qinghai (Xu et al., 2009). Por lo tanto, las tasas calculadas para el registro PS0402SC3 se encuentran dentro de los márgenes esperados para un registro lacustre.

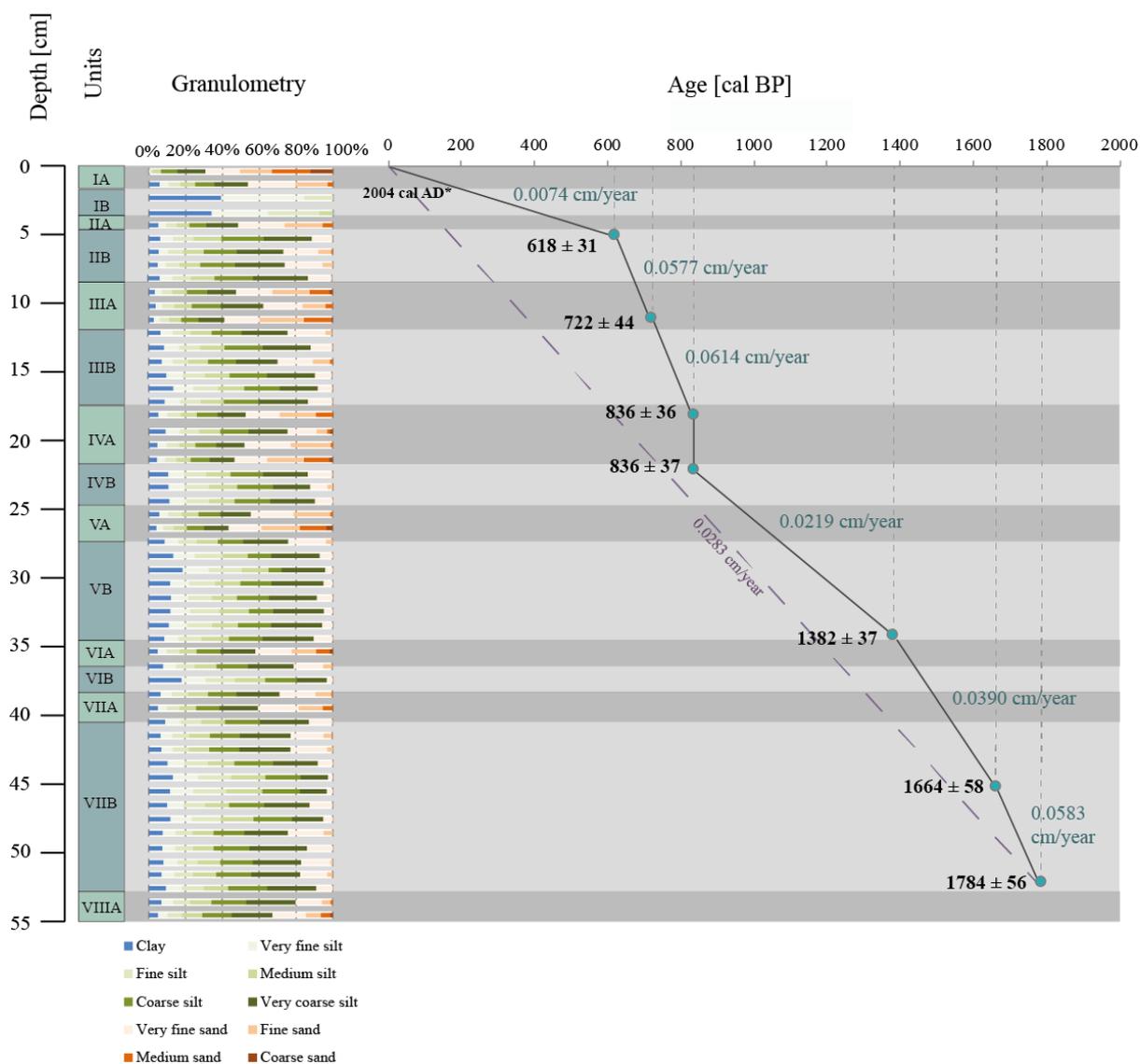


Figura 6.10. Granulometría y modelo cronológico del testigo PS0402SC3. Se muestran las tasas de sedimentación de corto plazo (celeste) y largo plazo (morado).

Tabla 6.3. Interpretación de tasas de sedimentación con respecto a la granulometría testigo PS0402SC3.

Prof. [cm]	Edad [cal BP]	Tasa sedim. [cm/año]	Granulometría predominante	Interpretación
0-5	2004 cal AD a 618±31	0.0074	2 cm de arena (muy fina a gruesa), 2 cm de limo (fino a medio) y 1 cm de arena (muy fina a media).	Es la tasa de sedimentación más baja, la cual fue extrapolada hasta el momento de extracción del registro. Dado que se tienen dos cm de mucha arcilla y limo (destaca con respecto a todo el testigo), podría explicar un promedio de sedimentación muy bajo en un régimen de muy baja energía.

5-11	618±31 a 722±44	0.0577	4 cm de limo (fino a muy grueso), 3 cm de arena (muy fina a media).	La tasa de sedimentación aumenta. Se tienen intervalos limosos, pero aún con un porcentaje considerable de arena y se tienen intervalos arenosos. Con esto, la energía aumenta y, por lo tanto, también la tasa de sedimentación.
11-18	722±44 a 836±36	0.0614	6 cm de limo (muy fino a grueso).	En este intervalo sólo predomina el limo. La tasa de sedimentación es levemente mayor que las anteriores, pues existe un porcentaje de arena asociado, aunque sigue siendo muy similar a la anterior, con una energía mayor, pero baja.
18-22	836±36	-	4 cm de arena (muy fina a gruesa).	En este tramo las edades no mostraron mayor diferencia. Puede interpretarse como un pequeño rango (edad mínima 836-36 y máxima 836+36) donde predomina la arena, por lo que sería un periodo de mayor energía, probablemente intermedia. Otra hipótesis sería algún evento instantáneo de remoción en masa, pero no se observa indicios de ello en el borde del lago.
22-34	836±36 a 1382±37	0.0219	3 cm de limo (muy fino a muy grueso), 2 cm de arena (muy fina a gruesa), 8 cm de limo (muy fino a muy grueso).	En esta sección la tasa de sedimentación es muy baja, puesto que se tiene una predominancia de intervalos de limo con muy poco porcentaje de arena, por lo que la energía es muy baja y, así mismo, la tasa de sedimentación.
34-45	1382±37 1664±58	0.0390	1 cm de arena (muy fina a media), 2 cm de limo (muy fino a muy grueso), 2 cm de arena (muy fina a fina), 6 cm de limo (muy fino a muy grueso).	Similar al caso anterior, la tasa es baja debido a la predominancia de tramos con sedimento tamaño limo y bajo porcentaje de arena, pero dado que también incluye algunos segmentos con predominancia arenosa, en promedio la tasa resulta ser un poco mayor.
45-52	1664±58 a 1784±56	0.0583	7 cm de limo (muy fino a muy grueso).	Similar al tercer caso, donde sólo predomina el limo, aunque hay un pequeño porcentaje de arena asociado. Aún así, la tasa de sedimentación es levemente mayor a lo

				esperado, en un régimen de energía baja.
52-55	1784±56 a ?	-	1 cm de limo (muy fino a muy grueso) y 2 cm con arena (muy fina a fina).	De esta parte no se tiene la edad máxima correspondiente al final del testigo a los 55 cm, por lo que no se pudo calcular la tasa de sedimentación ni hacer una interpretación al respecto.

Entonces, se tiene que las tasas de sedimentación, vistas en detalle, y su interpretación coinciden con las unidades arenosas/limosas previamente definidas. Juntando lo anterior, dado que en la sección anterior se estableció una fuente distal de aporte con un transporte eólico asociado a los vientos del oeste, entonces se puede interpretar que las zonas que presentan un porcentaje representativo de fracción arenosa, en relación a aquellas con predominancia de la fracción limosa, representan periodos de vientos más intensos, ya que fue factible transportar partículas de un tamaño mayor a 63 μm y de hasta 1 mm, además de presentar tasas de sedimentación mayores en general. Por consiguiente, se tienen periodos de vientos más intensos y periodos de vientos menos intensos que pueden representarse de manera directa con algún *proxy* relacionado al tamaño de grano (Flores-Aqueveque et al., 2015), como pueden ser, en este caso, el tamaño promedio o algún decil. Se decide representar intensidad de viento con D90 debido a que es un *proxy* que ha sido utilizado (Lindhorst et al., 2019; Caley et al., 2011), y muestra los cambios en la fracción arenosa de mejor manera que en los otros parámetros, ya que representa el tamaño por el cual el 90% de los sedimentos son más finos.

6.2.3 Geoquímica

De la geoquímica de elementos mayores (sección 5.2.4) se extrae que las señales muestran patrones marcados los cuales, además, pueden agruparse fácilmente entre los distintos elementos. La Figura 6.12 muestra las señales geoquímicas, análisis de componentes principales, granulometría, edades y contenido orgánico. A continuación, se discutirá acerca del posible origen de las señales de cada elemento, según Croudace y Rothwell (2015).

El calcio puede tener un origen biogénico o detrítico. Un origen detrítico del Ca se puede inferir al correlacionarse con el Fe, para ver si el Ca refleja un aporte terrígeno, pero en este caso, las señales Ca y Fe no se asemejan ($R = 0.3966$). También se puede distinguir un origen detrítico de biogénico por la relación Ca/Sr, ya que el Sr se fija a los organismos al mismo tiempo que el Ca y una covarianza entre el Ca y el Sr sugiere que el Ca sería principalmente biogénico. Esto se observa en las señales (Figura 6.11) y ocurrió debido a que el pretratamiento para eliminar carbonatos no fue totalmente efectivo, pues luego de finalizado el proceso aún era posible observar algunos remanentes de conchas a simple vista. Aun así, este pretratamiento incompleto no parece haber afectado a la granulometría, pues ambas señales son independientes y, además, solo podría afectar a la fracción más fina, y no a

la arena, debido a que las partículas remanentes de conchas no eran visibles a simple vista y son fácilmente pulverizadas. Dado que el cambio en la fracción arenosa es lo más relevante en la interpretación posterior, este percance afecta al objetivo de estudio.

El hierro tiende a generar óxidos y el titanio es un constituyente común de las rocas. Ambos indican fuentes terrígenas continentales, pero el titanio es un mejor *proxy* al no ser redox sensible. En este caso, las señales de hierro y titanio covarían entre sí (Figura 6.11).

El aluminio se encuentra en minerales de aluminosilicatados principalmente. Tanto este elemento como el silicio tienen un origen detrítico por meteorización mecánica o por meteorización de arcillas al ser constituyentes principales de ellas. Además, ambas señales se covarían (Figura 6.11).

El potasio se asocia a arcillas, illita o feldespatos potásicos. En este caso, hay una presencia constante de sedimentos tamaño arcilla en todo el testigo, por lo que probablemente tenga un origen de minerales tales como feldespato, provenientes del BPS. Además, el *peak* de potasio se liga al *peak* de calcio, siendo fácilmente manipulado por una señal de Ca variante. En este caso las señales de K y Ca no se asemejan demasiado ($R = 0.4305$), siendo la señal de Ca mucho más variable, pero sí comparten un *peak* al techo del testigo y dos *peaks* negativos en los 32-38 cm.

El manganeso se encuentra como óxidos, silicatos y carbonatos, se encuentra en sedimentos de fondo marino y también cubre afloramientos rocosos en cortezas ricas en Mn. Su origen podría estar asociado a la meteorización de minerales secundarios o accesorios del BPS. Además, su señal difiere de las demás. Por otro lado, la relación Mn/Fe y Fe/Mn ha sido utilizada para inferir condiciones óxicas (Cuven et al., 2011 y Vyse et al., 2020).

El fósforo en lagos es uno de los nutrientes principales que controlan el crecimiento de las algas. El aporte de fósforo a los cuerpos de agua depende en gran medida de la solubilidad del fósforo encontrado en los sedimentos y en partículas inorgánicas en suspensión. Además, se relaciona con otros compuestos químicos, como por ejemplo con el carbonato de calcio, en procesos de adsorción, precipitación, quimisorción, entre otros, e incluso llega a formar apatito cristalino. También, se ha encontrado que los lagos ricos en carbonato pueden tener mayores niveles de fósforo que mares, ríos y otros tipos de lagos (Avnimelech, 1983). En este caso el lago en estudio es rico en carbonatos, lo que guarda relación con el fósforo y, además, las señales de Ca y P covarían (Figura 6.11). Otras fuentes probables son: meteorización de rocas, principalmente apatito, tierras fertilizadas o plantas de tratamiento, y puede ser depositado como minerales alogénicos de apatito, asociados orgánicos o precipitar en conjunto con complejos inorgánicos, como hidróxidos de hierro y aluminio o coprecipitar junto con calcita (Håkanson y Jansson, 1983).

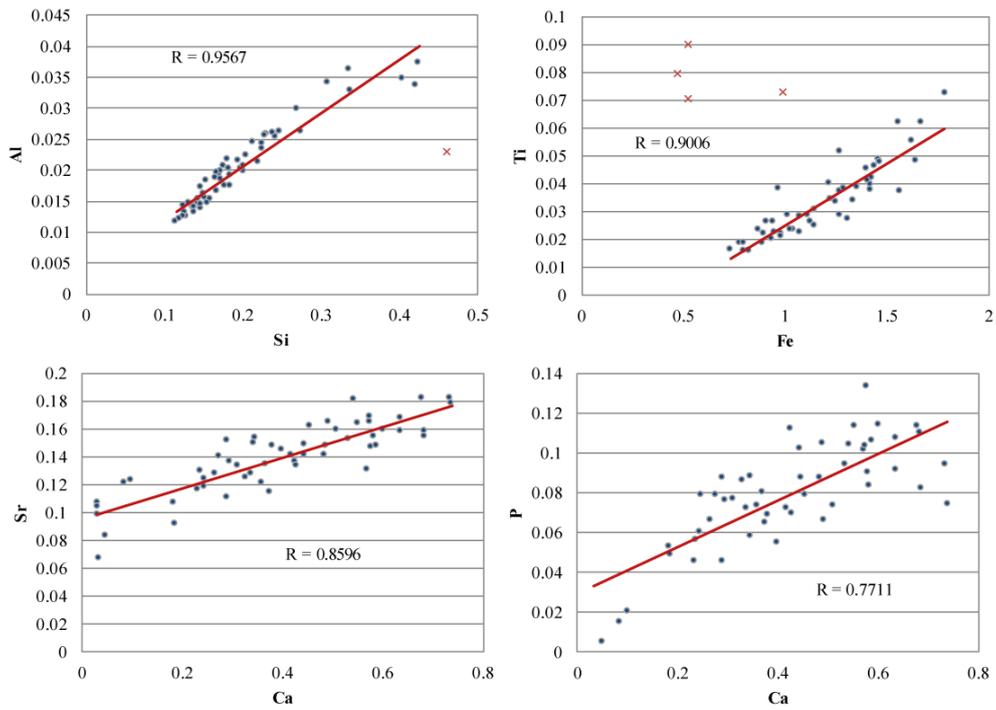


Figura 6.11. Correlación entre Si-Al, Fe-Ti y Ca-Sr. En cruces rojas se muestran datos que se eliminaron para la correlación. Se muestra también el coeficiente de correlación de Pearson.

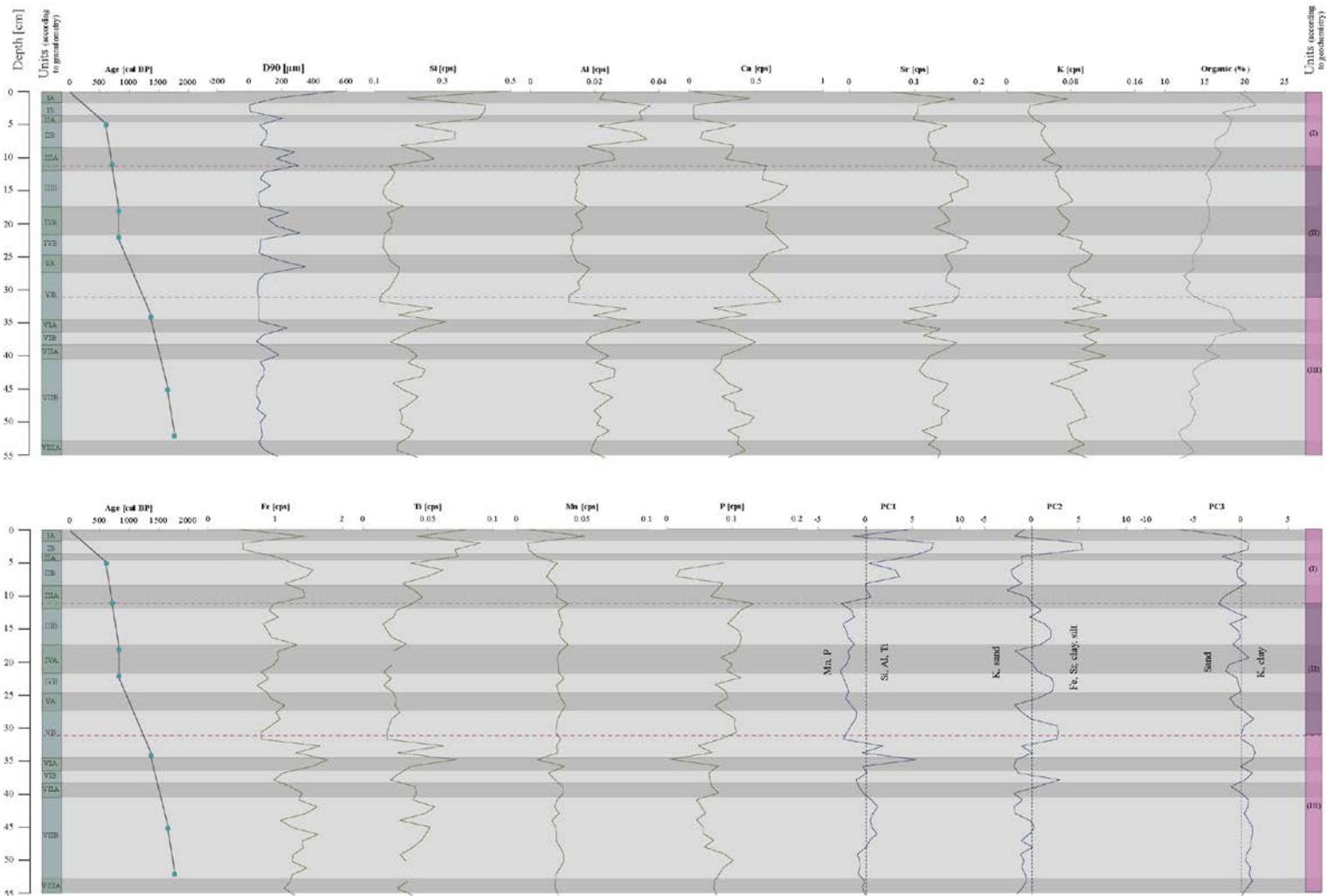


Figura 6.12. Datos de edades, tamaño promedio, geoquímica de elementos mayores, contenido orgánico y análisis de componentes principales mostrando las unidades definidas según los intervalos más arenosos/limosos y las unidades según la geoquímica. Testigo PS0402SC3.

Con respecto al análisis de componentes principales, a partir de lo descrito en la sección 5.2.4.1 y la Figura 6.12 que resume todos los resultados, se pueden interpretar los componentes principales.

PC1 agrupa el Si, Al y Ti, lo que se relaciona con la composición principal de rocas del BPS cuyo sedimento compone el registro al presentar una señal casi idéntica a las señales de Si y Al. Por otro lado, agrupa el Mn y P donde, en particular, en la sección media del registro el Mn se hace más predominante. Este elemento, en conjunto con el Fe, se relacionan con las condiciones redox. Se ha estudiado que tanto la relación Fe/Mn como Mn/Fe representan estas condiciones (Cuven et al., 2011 y Vyse et al., 2020). Una alta razón Mn/Fe y baja razón Fe/Mn simbolizan condiciones más oxigenadas del agua de fondo, debido a que el Mn se reduce más rápido que el Fe y, así mismo, el Fe precipita más rápido que el Mn en condiciones óxicas. Por otro lado, se ha estudiado una relación inversa entre el oxígeno y la materia orgánica (Schlanger y Jenkyns, 1976) donde, en ambientes lacustres, la preservación de la materia orgánica tanto de origen alóctono como autóctono conlleva condiciones subóxicas en los sedimentos cercanos a la superficie (Groming et al., 2019). En cuanto al fósforo, su intercambio se puede ver afectado por procesos redox en la interfaz agua-sedimento (Hakanson y Jansson, 1983).

En la Figura 6.13 se resume la relación entre la tasa de sedimentación, la razón Fe/Mn, PC1 y el porcentaje de materia orgánica. Con lo anteriormente expuesto, se desprende que la sección superior e inferior del registro presentan condiciones menos oxigenadas y con mayor porcentaje de materia orgánica; y la sección media del registro presenta condiciones más oxigenadas y menor porcentaje de materia orgánica, lo que se simboliza en PC1. Además, en esta zona intermedia ocurre el cambio entre una sección con una tasa de sedimentación más alta con una tasa más baja, las cuales presentan mayor y menor sedimento tamaño arena, respectivamente. Se ha encontrado una correlación negativa entre el tamaño de grano y el porcentaje de materia orgánica, debido a propiedades hidrodinámicas más similares entre sedimento de grano fino y partículas orgánicas (Keil y Cowie, 1999). Esto también se aprecia en la Figura 6.13, donde la disminución de la materia orgánica se da en regímenes de mayor tasa de sedimentación y mayor tamaño de grano, y ocurre lo contrario en regímenes con menor tasa de sedimentación, pues la proliferación de organismos se da en ambientes tranquilos. Con lo anterior, los factores biogeoquímicos discutidos serían primordiales en explicar el cambio en la tasa de sedimentación.

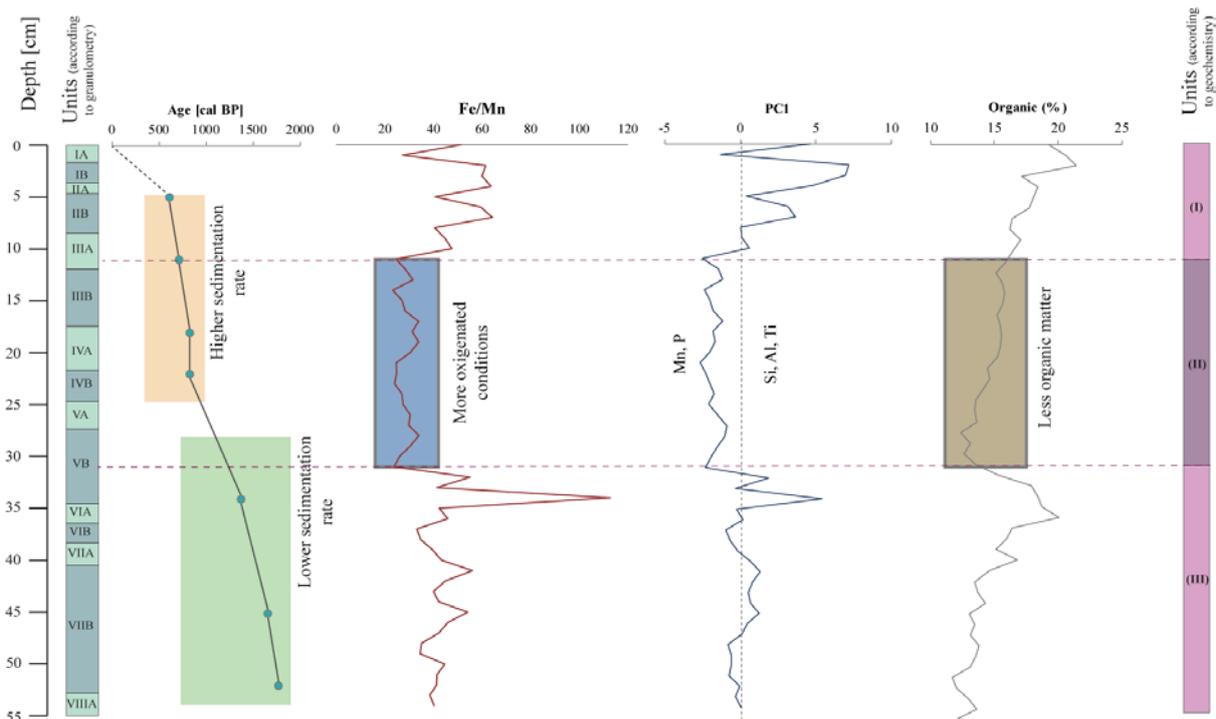


Figura 6.13. Comparación de tasas de sedimentación con razón Fe/Mn, PC1 y porcentaje de materia orgánica.

Por otro lado, el PC2 (Figura 6.12) se relaciona con los patrones observados en la granulometría de secciones más arenosas/limosas, pero reflejado respecto del tamaño promedio y D90, puesto que presenta valores positivos altos para limo y arcilla y valores negativos altos para la arena. En PC3 (Figura 6.12) se observa el mismo patrón de comportamiento que PC2, pero menos pronunciado. Esto se debe a que PC2 considera en una carga al limo y la arcilla, que en conjunto evidencian de mejor manera los cambios de sedimento fino a grueso, en cambio PC3 solo considera a la arcilla. Por lo anterior, tanto PC2 como PC3 representan la ocurrencia de fracciones con un porcentaje considerable de arena en relación a aquellas con mayor limo y, por lo discutido en las secciones anteriores, representan periodos de vientos más y menos intensos, siendo los *peaks* positivos vientos menos intensos y los *peaks* negativos vientos más intensos. Dado lo anterior, podría haber una relación entre K-arena-vientos más intensos y Fe-Sr-arcilla-limo-vientos menos intensos. Sin embargo, si bien PC2 y PC3 reafirman la convicción de ciclos granulométricos para intensidad de viento, no son los mejores *proxies* para mostrarlo y D90 continúa siendo el *proxy* más representativo.

6.2.4 Factores de control en Lago Dorotea

Antes de proceder a la reconstrucción de intensidad de viento a partir de D90, es necesario revisar brevemente qué factores o procesos podrían estar afectando este transporte hacia el lago para analizar si efectivamente D90 evidenciaría la intensidad de vientos. Para esta sección es necesario reafirmar que el lago es de cuenca cerrada, lo que limita los posibles factores que pueden incidir en él.

Primeramente, el balance hídrico de la cuenca está dado por el balance entre la escorrentía, precipitación y evapotranspiración. La ecuación que describe el balance es:

$$\Delta S = Pp - Q - ET,$$

donde ΔS es la variación de almacenamiento dentro de la cuenca, Pp es la precipitación, Q es la escorrentía y ET es la evapotranspiración. ΔS en el largo plazo tiende a cero, por lo que la ecuación resulta así:

$$Pp = Q + ET,$$

además, por la latitud de la zona $ET \sim 0$ (DGA, 2019), por lo tanto:

$$Pp \approx Q,$$

con esto, la escorrentía está dada únicamente por la precipitación.

Además, al generar las redes de drenaje en el sector del Lago Dorotea (Figura 6.14) se obtiene que el flujo en la cuenca va de la cuenca grande del lago hacia la cuenca pequeña. La altura entre estas cuencas es muy similar, según el Modelo de Elevación de la zona, por lo que el caudal interno entre las cuencas tiende a cero. Esto se explica por la ley de Darcy:

$$Q = K \cdot \Delta h ,$$

cuando $\Delta h \sim 0$, $Q \sim 0$.

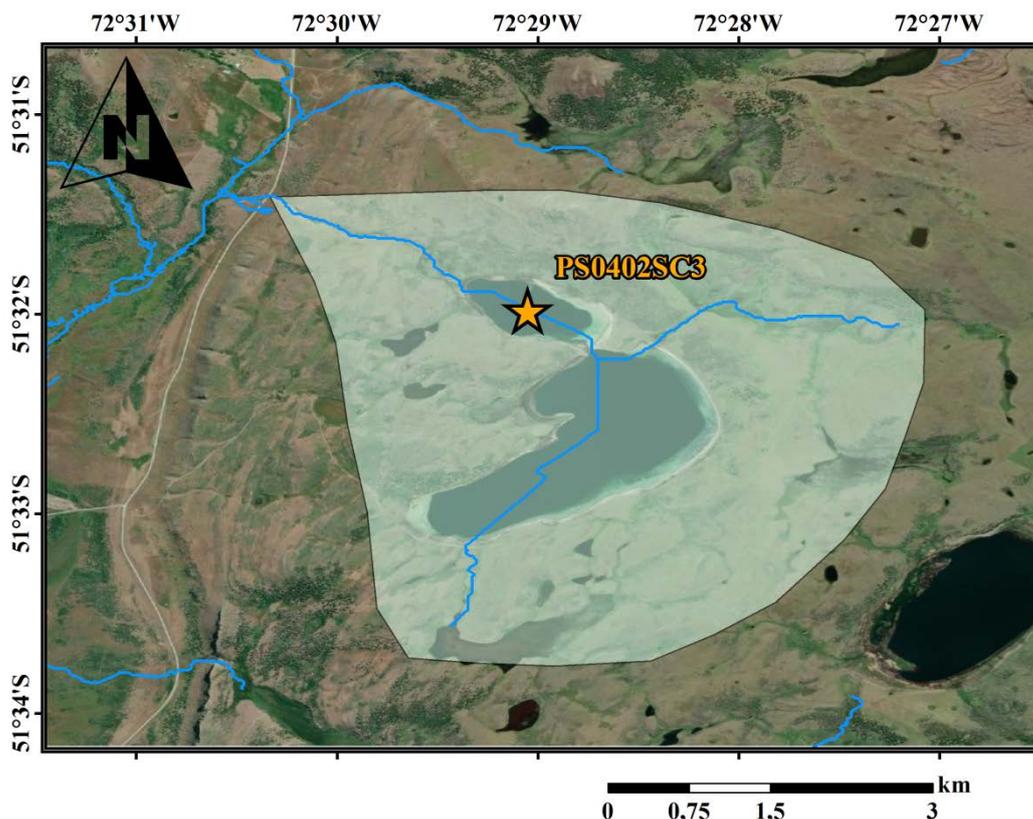


Figura 6.14. Cuenca hidrográfica Lago Dorotea (cuenca grande y pequeña). Se muestra la ubicación del testigo PS0402SC3.

Las implicancias son que, como la conexión entre la cuenca grande y pequeña del Lago Dorotea no presenta un caudal, entonces no se genera un transporte de sedimento hacia la cuenca pequeña del lago, independiente de cambios en el nivel del lago. En cuanto a la precipitación, el flujo sigue esta dirección. No obstante, la precipitación podría afectar en los bordes e inmediaciones del lago transportando sedimento hacia la cuenca pequeña, pero: (1) las pendientes no son significativas y (2) no se observa ningún indicio de flujo, geomorfología o remoción que ingrese hacia la cuenca pequeña. Aún así, esto se podría comprobar analizando la proveniencia de muestras entre ambas cuencas y entre los afloramientos y sedimentos de los bordes del lago.

Dentro de otros factores, se tiene la humedad del aire y humedad del suelo. En cuanto a la humedad del aire, no es un factor relevante al interactuar con el viento debido a que el ambiente en la zona siempre es húmedo. En cuanto a la humedad del suelo, esta puede afectar en la aglomeración de partículas muy finas, tamaño arcilla, dificultando su transporte. Sin embargo, como interesan las partículas de limo y arena, constituidas por fragmentos siliciclásticos como cuarzo, feldspatos, estas no deberían verse afectadas por este factor. Además, al observar la granulometría (Figura 5.34), las partículas tamaño arcilla siguen el mismo patrón que las partículas de limo.

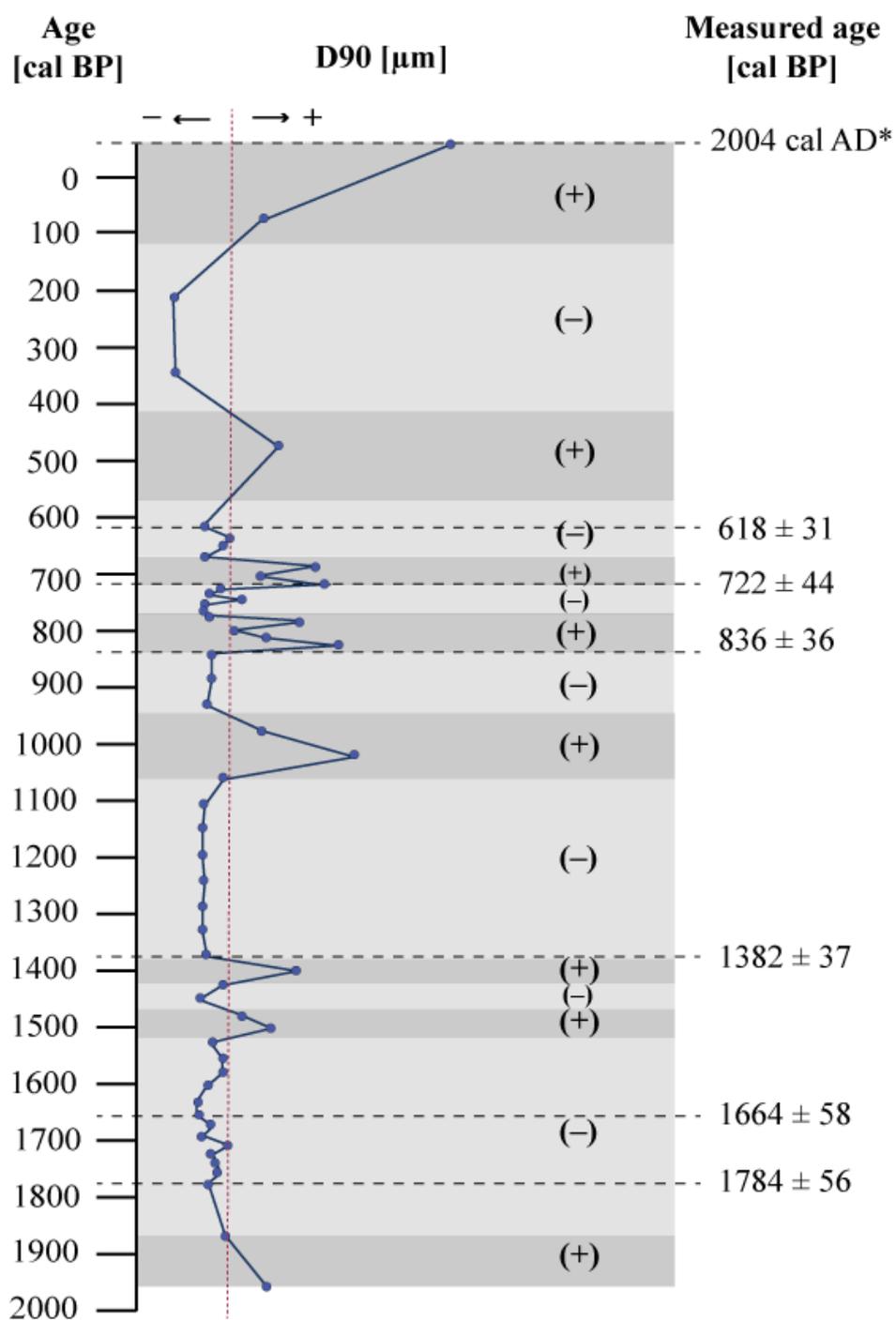
Con lo anterior, si bien parece haber disponibilidad de partículas a removilizar, hay que tener en cuenta lo ya discutido en la sección 6.2.1 acerca de la proveniencia de las posibles fuentes de sedimento hacia el Lago Dorotea.

Otro factor es la deforestación que ha ocurrido en la zona. Henríquez (2020) estudió los eventos de fuego en Lago Dorotea, cuenca grande, y encontró que de los 3800 a 400 años hubo eventos de alta frecuencia y baja magnitud y no detectó actividad significativa de fuego durante los últimos 400 años de la zona. Aún así, en la actualidad no se observan mayores árboles en el sector. La deforestación puede influir favoreciendo el transporte eólico al remover obstáculos que actúen como trampas de sedimento y se podría ver reflejado en un aumento en las tasas de sedimentación. No obstante, como se vio en la sección 6.2.3, el cambio en las tasas de sedimentación se ve afectado, principalmente, por factores biogeoquímicos del lago. Este factor se discutirá más en la sección 6.2.6.

Finalmente, tras analizar estos factores que podrían incidir en la removilización y transporte de partículas, es posible reafirmar la convicción de D90 como *proxy* de intensidad de vientos.

6.2.5 Reconstrucción de intensidad de viento

Sobre la base de lo discutido anteriormente, se reconstruye la señal de intensidad de viento para los últimos 2000 años (Holoceno tardío, Williams y Wigley, 1983), en el núcleo de mayor intensidad de los *westerlies*, utilizando como *proxy* el D90, puesto que fue validado como el *proxy* más representativo. Su división entre valores positivos y negativos se definió a partir de su promedio. En la Figura 6.15 se muestra esta reconstrucción en el tiempo para los últimos ~1800 años, a una escala interdecadal-centenial. En la Tabla 6.4 se resume el comportamiento de los SWW para cada periodo.



(+) More intense winds
 (-) Less intense winds

Figura 6.15. Reconstrucción de intensidad de viento en el tiempo para el registro PS0402SC3 (Lago Dorotea). Se utilizó D90 como *proxy*, donde los *peaks* representan periodos de vientos más intensos. Se muestran las edades medidas con radiocarbono.

Tabla 6.4. Resumen del comportamiento de los vientos del oeste para los últimos 2000 años según el registro PS0402SC3, Lago Dorotea.

Periodo de tiempo [cal BP]	Comportamiento SWWB
0 a ~120	Intensificación
~120 a ~410	Debilitamiento
~410 a ~580	Intensificación
~580 a ~680	Debilitamiento
~680 a ~720	Intensificación
~720 a ~770	Debilitamiento
~770 a ~840	Intensificación
~840 a ~950	Debilitamiento
~950 a ~1060	Intensificación
~1060 a ~1380	Debilitamiento
~1380 a ~1420	Intensificación
~1420 a ~1460	Debilitamiento
~1460 a ~1520	Intensificación
~1520 a ~1784	Debilitamiento
~1784 a ?	Debilitamiento y posterior intensificación

Es importante mencionar que D90 también representa una mayor y menor intensidad relativa. Es decir, si el *peak* es más pronunciado, esto implica que se pudo transportar un tamaño de grano mayor (arena media a gruesa) y, por lo tanto, representa un mayor grado de intensidad de vientos, a diferencia de los *peaks* menos pronunciados que coinciden con tamaños de grano de hasta arena muy fina a fina, por lo que representaría un menor grado de intensidad de vientos, a pesar de que ambos casos representan una intensificación. No obstante lo anterior, hay que tener precaución con la cantidad de muestras que representan cada *peak*, lo que se ilustra en la Figura 6.15 con círculos.

Referente a los distintos fenómenos climáticos que hayan sido reconstruidos a escalas centenales, resulta directo comparar este registro con el índice SAM (Figura 6.16). Aquí se

observan, a grandes rasgos, ciertas similitudes entre la señal de intensidad de viento y el SAM en cuanto a la forma de la curva, a excepción de a los ~200-300 años donde el SAM presenta un *peak* positivo. Además, en los últimos 100 años ambas curvas presentan un aumento pronunciado hacia valores positivos, en el caso del SAM, y hacia una mayor intensidad de vientos, en el caso de la reconstrucción de este estudio. No obstante, si se compara los valores definidos como positivos y negativos de la reconstrucción con los del SAM, estos difieren a excepción del aumento de los últimos 100 años. Por otro lado, en la Figura 6.16 también se compara con la SST debido a que otros registros, localizados al oeste de la cordillera, han sido comparados o se han utilizado como reconstrucciones de SST (Bertrand et al., 2014, Lamy et al., 2010). Pero, no se observan similitudes con la curva, la cual presenta una disminución generalizada de 1° a -1°C .

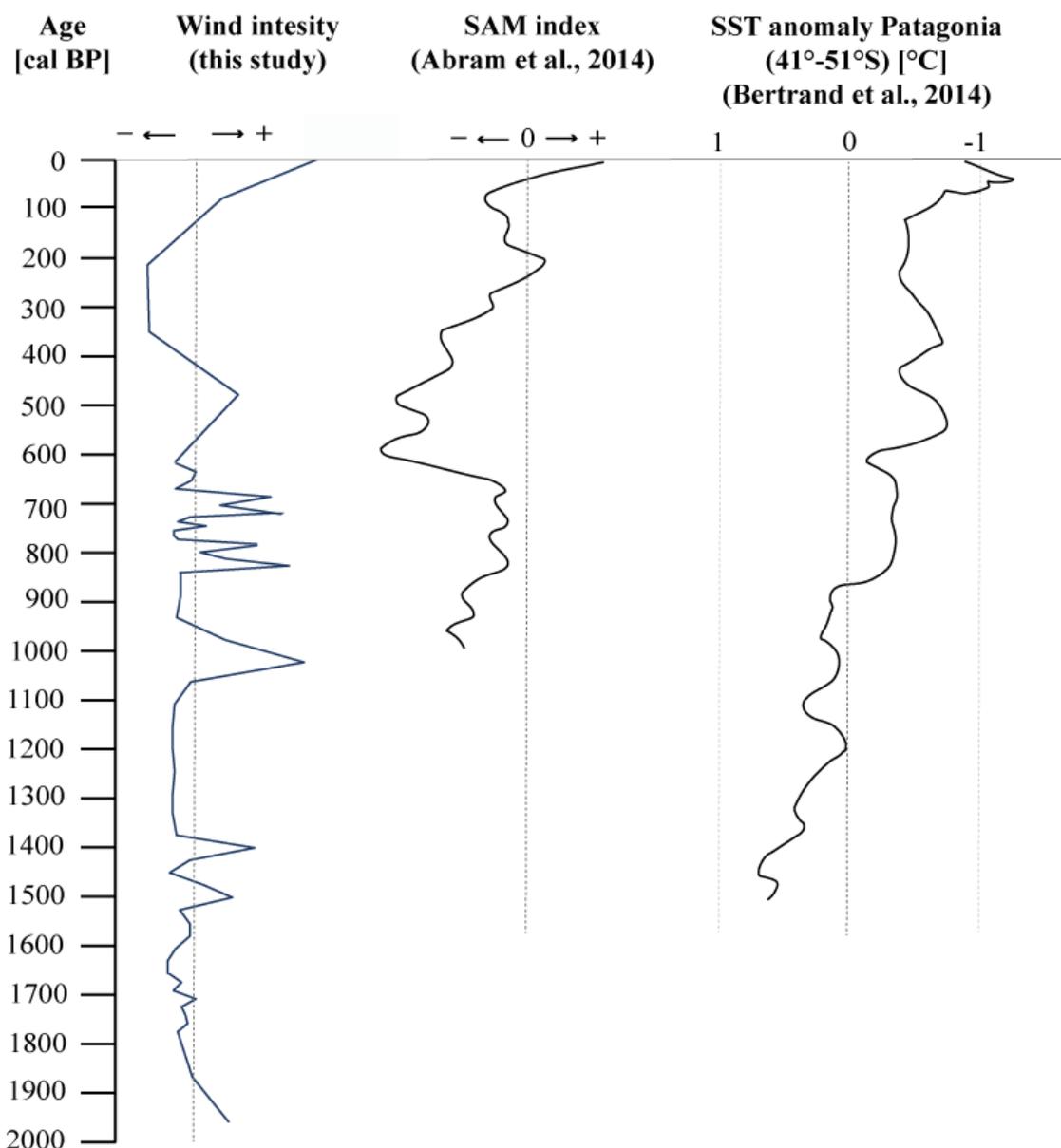


Figura 6.16. Comparación de intensidad de viento con el índice SAM de los últimos 1000 años (Abram et al., 2014) y la anomalía SST en Patagonia de los últimos 1500 años (Bertrand et al., 2014).

El SAM presenta fases positivas (anomalías de baja presión en la Antártica y alta presión en latitudes medias), fases negativas (lo contrario) y fases neutras (Abram et al., 2014) a escala estacional y centennial. Actualmente, tiende a una fase positiva, lo que produce una contracción de los *westerlies* que se hacen más intensos en el casco polar y vientos más débiles en latitudes medias, y contribuye a un aumento de temperatura en Patagonia. Para el registro de este estudio, se observa que en los últimos ~120 años se tiene una intensificación de los vientos en Patagonia sur, coincidente con una contracción del cinturón y, por tanto, con una fase SAM positiva.

La SST genera variaciones estacionales en los *westerlies*, pero también, a escalas centenales y milenarias, se ha propuesto que el gradiente de SST entre latitudes medias y bajas actúa como forzante para las variaciones del cinturón (Lamy et al., 2010; Bertrand et al., 2014), pero en estudios realizados al oeste de los Andes y en registros diferentes al de este estudio, pues se reconstruye precipitación y con ello se realiza el nexo con los vientos. En este caso, posiblemente dada la ubicación del registro (al este de los Andes) y al tipo de registro, no se observa una correlación entre la reconstrucción de intensidad de viento y la SST.

6.2.6 Comparación con reconstrucciones previas

Se puede comparar esta reconstrucción con otros estudios realizados en la zona donde se ha estudiado polen y carbón en testigos. Pero, antes de esto, es pertinente comparar con el mismo Lago Dorotea, cuenca grande. De esto, para los últimos 2000 años se tiene la compilación de tres registros (de más somero a más profundo): PS0903SCII, PS0903SCI y PS1101AT1. Del primer registro (PS0903SCII), se tienen edades de plomo para los primeros 7 centímetros, que se muestran en la Figura 6.17. Es pertinente recordar que las dataciones de plomo se basan en la edad de extracción del testigo, como se vio en la sección 3.2.5.2

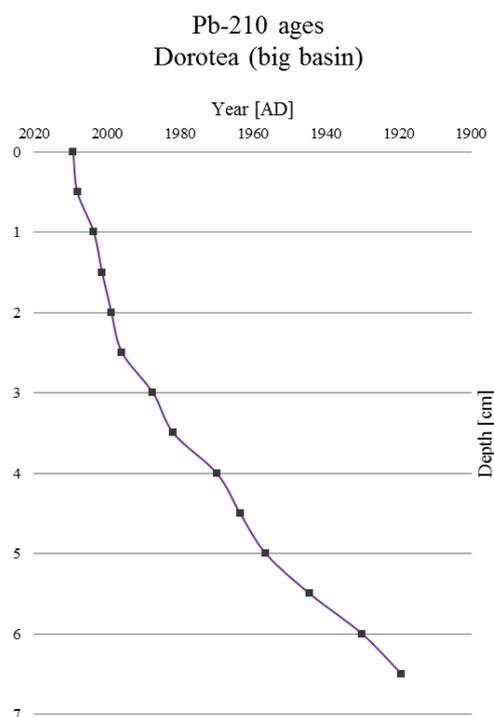


Figura 6.17. Edades de plomo para Lago Dorotea, cuenca grande, testigo PS0903SCII.

A modo de establecer una correlación válida, se compara el contenido de materia orgánica entre los registros de la cuenca grande con el registro de la cuenca pequeña trabajado en esta investigación en la Figura 6.18, donde a la izquierda se observa el contenido

orgánico graficado en función de la profundidad de cada registro y luego, como se ve una correlación, pero traspuesta, al centro se grafica el contenido orgánico de Dorotea, cuenca pequeña, ajustado, lo que implica un movimiento de 3 centímetros de la curva. Más aún, a la derecha se grafica el contenido orgánico, pero en función de la edad a partir de modelos cronológicos desarrollados en Bacon, y se observa el mismo traslape. Con esto, surge la hipótesis de que al testigo PS0402SC3 podría faltarle una parte del techo de aproximadamente 400 años, por lo que tanto las edades de plomo (Figura 6.17) como las edades de radiocarbono del registro de Dorotea cuenca grande podrían no ser directamente correlacionables con Dorotea cuenca pequeña, sino que estarían traspuestas algunos cientos de años.

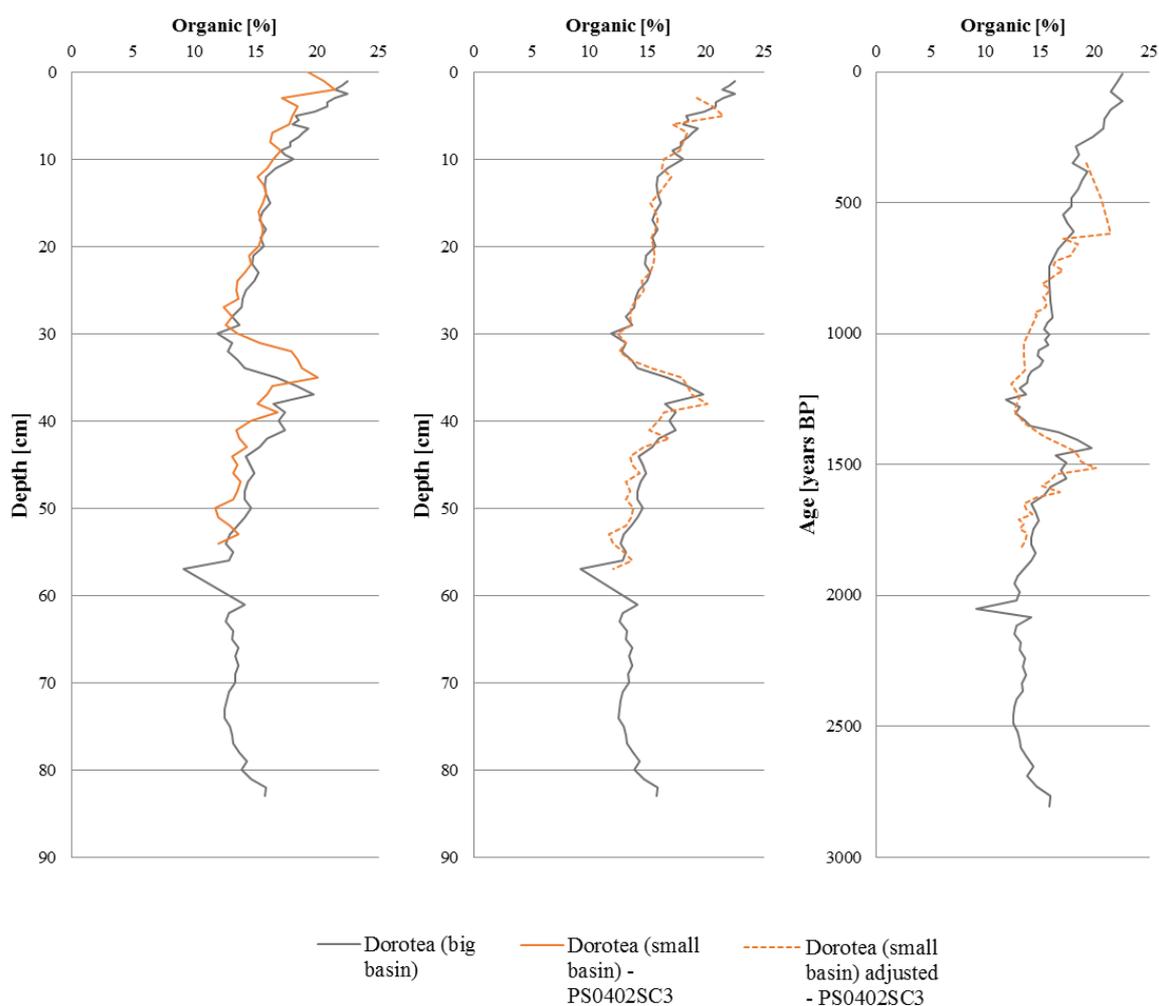


Figura 6.18. Comparación de contenido orgánico entre los registros del Lago Dorotea, cuenca grande, con el registro del Lago Dorotea, cuenca pequeña (PS0402SC3). A la izquierda: datos graficados acorde a la profundidad de cada muestra. Al centro: se transpone la curva de Dorotea, cuenca pequeña, para ajustarla con respecto a Dorotea, cuenca grande. A la derecha: datos graficados en función de la edad y con la curva de Dorotea, cuenca pequeña, traspuesta.

Considerando lo anteriormente expuesto, se puede comparar con dos registros lacustres de los que se tiene estudios en la zona. Estos se ubican en Lago Cipreses (Moreno et al., 2014 y 2018a) y Lago Guanaco (Moreno et al., 2009 y 2010). Además, se incluyen estudios de nuevos datos de polen del Lago Dorotea, cuenca grande, realizados por Henríquez (en proceso), a partir de la compilación de tres registros que en conjunto abarcan los últimos 2000 años (PS0903SCII, PS0903SCI y PS1101AT1). En la Figura 6.19 se muestra la ubicación de los sitios y en la Figura 6.20 se muestra la comparación de este estudio con: porcentaje de *Nothofagus Dombeyi* y porcentaje de *Rumex* con cada uno de los sitios y en la Figura 6.21 la comparación con polen no arbóreo. Cabe destacar que, con lo discutido en los párrafos anteriores, el registro de este lago se muestra que comienza antes de los ~600 años BP (donde se tiene su primera datación radiocarbónica a los 5 centímetros de profundidad), lo que se aproxima a los ~400 años BP según la correspondencia de las curvas en la Figura 6.18.



Figura 6.19. Ubicación de registros cercanos (Lago Cipreses, Lago Dorotea, Lago Guanaco).

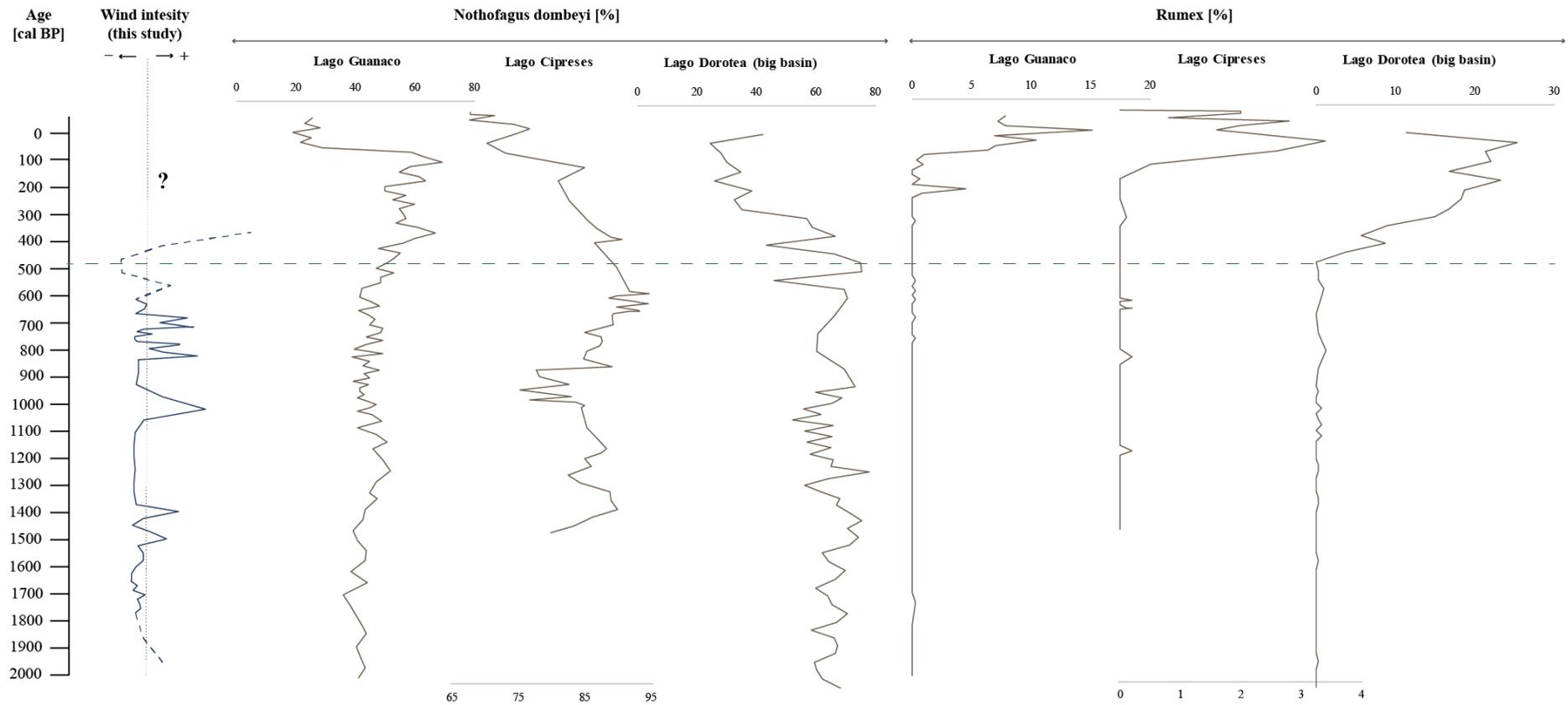


Figura 6.20. Comparación de reconstrucción de intensidad de viento (este estudio) con *Nothofagus dombeyi*, y *Rumex* (Lago Guanaco, Lago Cipreses, Lago Dorotea, cuenca grande). La línea punteada marca la aparición de *Rumex* en Lago Dorotea, cuenca grande.

Primero, hay que mencionar la relación entre *Nothofagus dombeyi* y *Rumex* con fenómenos climáticos. Un aumento de *Nothofagus dombeyi* se atribuye a una influencia aumentada del SWW porque la vegetación arbórea es controlada por la precipitación la que, a su vez, es dominada por los *westerlies* (Moreno et al., 2018b). Es importante mencionar que, al menos en la actualidad, en la zona circundante al Lago Dorotea no se observan bosques. En cuanto a *Rumex*, esta marca la perturbación chilena/europea en el siglo XIX dada por la deforestación y esparcimiento de hierbas exóticas tales como *Rumex* (Moreno et al., 2018b).

Dado lo anterior, en la Figura 6.20 se observa que los registros de Lago Guanaco y Lago Dorotea presentan variabilidad alrededor de un eje, con aumentos y disminuciones, pero una marcada disminución de *Nothofagus* para los últimos ~100 a 300 años BP, respectivamente. Esto podría deberse a los regímenes de fuego, pues se ha estudiado el carbón tanto en estos registros como en otros en la zona. Moreno et al. (2018a) menciona que, dentro de la zona han ocurrido muchos fuegos locales repetidamente durante los últimos 13000 años con variaciones importantes en la frecuencia y magnitud de eventos. Se consideran como fuentes de ignición probables las condiciones climáticas, rayos y actividad humana y se descarta el volcanismo (Moreno et al., 2018a). Además, el tipo de vegetación tiene un efecto relevante, donde sitios dominados por bosque se caracterizan por regímenes de fuego de baja frecuencia y alta magnitud (Moreno et al., 2018b). Aún así, la ocurrencia de fuegos puede ser un fenómeno local para cada sitio en esta escala de estudio.

Por otro lado, en la Figura 6.20, se observa un aumento de *Rumex* desde los 100-200 años BP para Lago Guanaco y Lago Cipreses y desde los ~500 años BP para Lago Dorotea, coincidente con el inicio de la disminución de *Nothofagus tipo dombeyi*.

Henriquez (2020) estudió el Lago Dorotea, cuenca grande, para los últimos 17000 años. En cuanto al periodo atingente a este trabajo, encontró en su estudio un incremento de *Nothofagus dombeyi* entre los 2000 a 1400 años, sugiriendo un establecimiento de bosques en torno al lago y posterior disminución entre los 1300 a 900 años. Además, para eventos de fuego, encontró que de los 3800 a 400 años hubo eventos de alta frecuencia y baja magnitud y no detectó actividad significativa de fuego durante los últimos 400 años de la zona. Esto último puede implicar que antes de los 400 años ocurrió una sostenida quema de bosques, cuya señal de disminución de *Nothofagus* se observa en los últimos años (Figura 6.20) y que en los últimos años ya no quedaban mayores árboles para quemar.

No obstante, como se vio al comienzo de esta sección, al registro de este estudio le faltaría una parte del techo, por lo que el registro de intensidad de vientos abarca entre los ~400 a los ~2000 años BP, con seguridad entre los 600 a 1800 años BP según las dataciones. Por lo tanto, no se observa la influencia de la introducción de *Rumex* ni de los últimos regímenes de fuego.

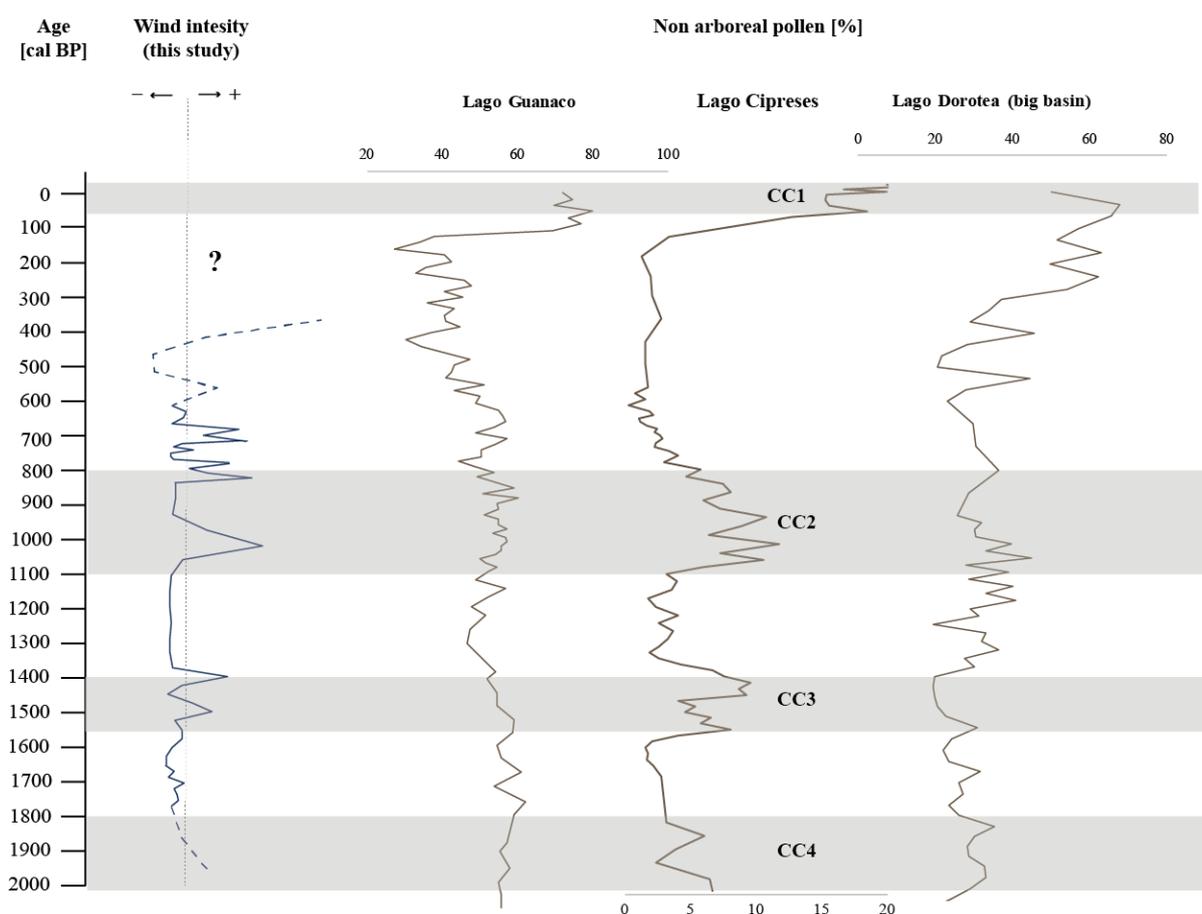


Figura 6.21. Comparación de reconstrucción de intensidad de viento (este estudio) con polen no arbóreo (Lago Guanaco, Lago Cipreses, Lago Dorotea, cuenca grande). CC representan los Ciclos Cypreses definidos por Moreno et al. (2014 y 2018a).

Por otra parte, en la Figura 6.21 se muestra la comparación de este estudio con polen no arbóreo de Lago Guanaco, Lago Cipreses y Lago Dorotea cuenca grande, el cual, a grandes rasgos, representa principalmente el porcentaje no correspondiente a *Nothofagus dombeyi*. Se utiliza este parámetro puesto que captura la variabilidad del registro de polen sobre el intervalo dominado por bosques cerrados y provee un parámetro útil para comparar con otros registros (Moreno et al., 2018a). Para el Lago Dorotea, al igual que la señal mostrada en la Figura 6.20, pero a la inversa, se observa con variabilidad en torno a un eje entre los ~2000 a 300 años BP con aumentos y disminuciones, y un aumento muy marcado en los últimos 300 años BP. Lo mismo ocurre con Lago Guanaco. Ambas señales se encuentran comparadas con escalas horizontales similares.

En cuanto al Lago Cipreses, Moreno et al. (2014) estudiaron en detalle y encontraron periodos que denominaron Ciclos Cypreses (CC) de condiciones cálidas y secas, con menor abundancia de *Nothofagus*, aumento de hierbas, helechos y carbón y disminución del nivel del lago, lo que indicaría una discontinuidad en el bosque, proliferación de arbustos y aumento de actividad de fuego. Al encontrar una anomalía negativa de precipitación y

positiva de la temperatura del aire, lo asocian a una fase SAM positiva y a vientos del oeste más débiles en esos periodos. Estos periodos se alternan con condiciones frías y húmedas, bosques cerrados, pocos incendios y aumento del nivel del lago que lo asocian a una fase SAM negativa y vientos del oeste más intensos. Al comparar este registro con este estudio, parece haber cierta similitud en las curvas, en particular con CC3 y CC2, pero en el caso del registro de intensidad de vientos de este estudio, los peaks representan periodos de mayor intensidad de vientos, siendo que Moreno et al. (2014 y 2018a) lo interpretan como periodos de menor intensidad de vientos, aunque entre los ~800-650 años BP se observa otro *peak* de intensidad de vientos que no coincide con ningún CC.

En cuanto a lo anterior, hay que tener algunas consideraciones. Primero, que existen pocas reconstrucciones para las fases SAM positivas/negativas a escala centenal/milenaria en el hemisferio sur. Si comparamos la reconstrucción de Abram et al. (2014) con Moreno et al. (2014), solo coinciden en la fase positiva de los últimos años y actualidad. Esto es coincidente con una migración al sur de los vientos o vientos más intensos en el casco polar (Abram et al., 2014), produciendo condiciones cálidas y secas en Patagonia (Gillett et al., 2016). Este periodo, lamentablemente, no se puede comparar en este estudio dado los nuevos antecedentes.

La segunda consideración surge al comparar en detalle el comportamiento de Lago Cipreses con Lago Dorotea (Figura 6.22) a una misma escala horizontal. Aquí observamos que los ciclos CC presentan un comportamiento parcialmente opuesto, en particular CC2 y CC3. Esto podría implicar una variabilidad local dentro del Lago Dorotea, o bien, dentro de cada lago. Es decir, que las condiciones en Lago Cipreses varían de las condiciones en Lago Dorotea.

La tercera consideración es recordar que algunas de las interpretaciones de Moreno et al. (2014 y 2018a) se sustentan en la correlación entre precipitación y vientos, la cual, como se vio brevemente en el Capítulo 4, sería interesante corroborar. Esto ha sido planteado antes por Kilian y Lamy (2012) que mencionan que hay relaciones poco claras entre los vientos del oeste y la precipitación.

La última consideración, y la más importante, es recordar que este estudio corresponde a un solo punto en una gran zona de influencia del cinturón de vientos y, además, es un estudio pionero en analizar la intensidad de vientos a partir de la granulometría. Por lo anterior, para resolver alguna de estas dudas, se requieren más investigaciones dentro del mismo lago y en otros registros lacustres de la zona, a latitudes similares, pero también más al norte y sur, y a longitudes similares, pero también más al este en la zona de estepa. Se requiere replicar la metodología de este estudio para poder realizar una discusión efectiva de qué podría estar pasando.

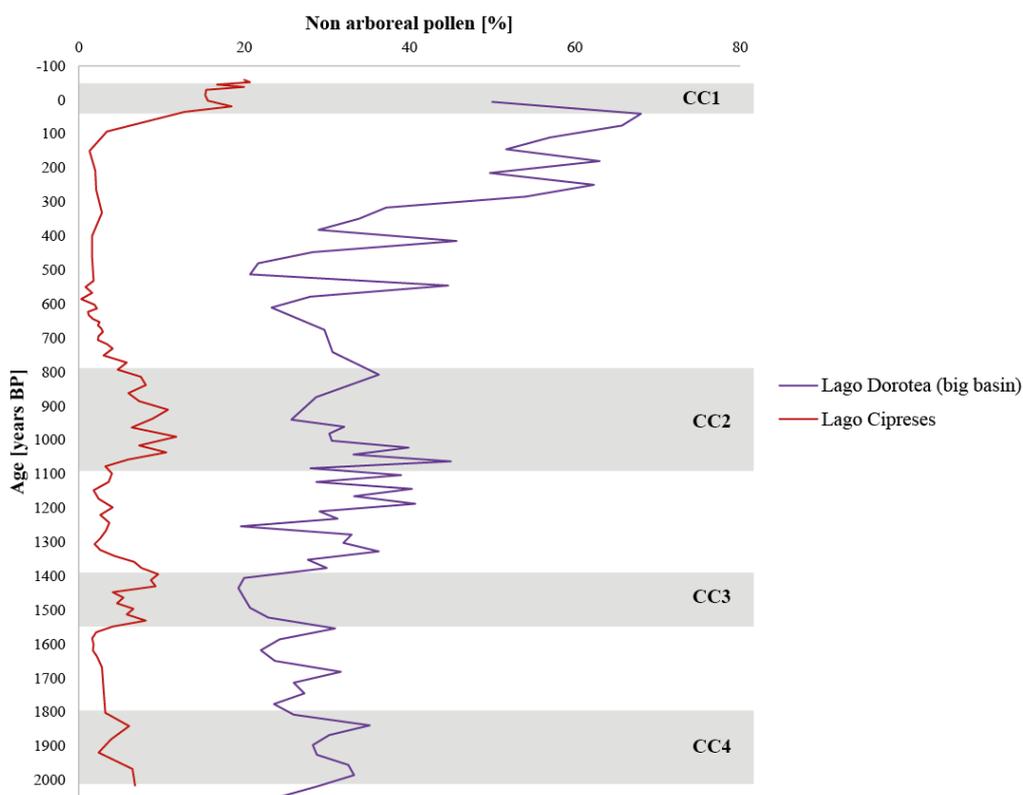


Figura 6.22. Comparación polen no arbóreo a misma escala Lago Cipreses y Lago Dorotea, cuenca grande.

Cabe destacar que para los periodos de intensificación, no se pueden descartar movimientos latitudinales ni expansiones/contracciones del cinturón, las cuales no se pueden observar en este registro. Por ejemplo, se ha interpretado una intensificación y migración hacia el sur del cinturón de vientos, en particular para los últimos años (Moreno et al., 2018c). En este estudio, no se puede evidenciar una migración debido a que corresponde a un solo registro localizado en el núcleo de mayor intensidad de vientos. Tampoco se puede interpretar que pasó en el último periodo, dado los últimos datos obtenidos.

En cuanto a la comparación con otras investigaciones que utilicen otros *proxies*, hay que mencionar que existen pocos estudios referentes al comportamiento de los vientos en el Holoceno tardío, en particular los últimos 2000 años. En la Tabla 4.2 se resumen algunos. Aquí, se muestra que diversos autores encuentran variabilidad centenal del cinturón para los últimos ~3000 años (Moreno et al., 2009; Moreno et al., 2018c; Bjorck et al., 2012; Schimpf et al., 2011; Koffman et al., 2014), pero no todos acotan a intervalos de tiempo predeterminados esta variabilidad. Uno de estos estudios, realizado por Bertrand et al. (2014) en un registro de fiordo al oeste de los Andes, sugieren una posición más hacia el polo entre los 600 y 1200 años CE del SWW, seguido a un cambio gradual hacia el ecuador entre los 1200 y 1500 años CE y una estabilización en esta posición entre los 1500 y 1950 años CE. Estos patrones no se pueden asociar a este estudio, el cual presenta un nivel de detalle mayor, además de que esta investigación habla netamente de intensificación de vientos por lo que

falta información para determinar si es que hubo un movimiento del cinturón asociado. Lo mismo ocurre con los otros estudios.

Recapitulando con primera parte de la discusión, realizar un nexo entre la reconstrucción eólica proporcionada por el registro del Lago Dorotea y con el registro del Fiordo Amalia resulta muy complejo y no aporta a la interpretación. Más aún, con los nuevos antecedentes del lago, el registro fue acotado para el periodo entre ~400 a ~1800 años BP y, como se discutió en la sección 6.1.2, el registro de fiordo presenta continuidad sólo hasta los ~600 años BP, por lo que no resultan comparables los periodos de estudio.

Por último, se hace notable una falta de investigaciones a escala interdecadal-centenial, como este trabajo, para poder comparar los registros y realizar una comparación efectiva. Henriquez (2020) reconoce la variabilidad centenal en Dorotea a partir de los 5800 años, por lo que sugiere continuar trabajando en este sitio para mejorar la cronología y resolución y realizar inferencias más precisas respecto a esta zona. El presente trabajo sería una primera aproximación a esta sugerencia.

Como propuestas concretas derivadas de este estudio, se propone volver a extraer testigos de sedimento en Lago Dorotea, cuenca pequeña, pero esta vez conservar el registro estratigráfico a modo de tener acceso a la descripción estratigráfica, poder realizar tomografías computarizadas de rayos X y así realizar mayores inferencias respecto a los procesos deposicionales que afectaron al lago. También, se propone realizar estudios de polen y carbón tanto a este registro como a futuros registros. Finalmente, como ya se mencionó anteriormente, se requieren mayores estudios de los últimos 2000 años a escala interdecadal-centenial en Patagonia sur, tanto al este como al oeste, y así comparar lo obtenido en este estudio.

CAPÍTULO 7

CONCLUSIONES

En el presente estudio se analizaron dos registros de latitud similar con el objetivo de reconstruir sus señales climáticas para entender mejor el comportamiento de los vientos del oeste en el Holoceno tardío. En el primer registro, de fiordo, esto no fue factible debido a que se buscaba reconstruir la precipitación y la señal observada corresponde a la señal glaciár. En el segundo registro, se pudo reconstruir la señal de intensidad de vientos utilizando el *proxy* directo D90. Por lo anterior, ambos registros no pudieron ser comparados entre sí para analizar las diferencias en los *westerlies* al oeste y al este de la cordillera.

En el caso del registro del Fiordo Amalia, a partir de edades, granulometría y la estratigrafía, se interpretan sus condiciones de depositación en términos de la energía asociada al frente glaciár, la cual disminuye hacia el techo. Además, se reconoce que, probablemente, al menos de los ~636 a 5 años BP el glaciár se encontró estable en una posición dada por una morrena que actuó como *pinning point*, adelgazándose, y que luego de eso inició un rápido retroceso mediante desprendimiento de hielo. El análisis de componentes principales que engloba la geoquímica y granulometría demuestra un PC1 que evidencia los grandes procesos ocurridos en el fiordo relacionados a una granulometría granodecreciente. PC2 y PC3 se relacionan a la presencia de ceniza volcánica de manera homogénea en el registro, así como también la proveniencia indica una señal isotópica tanto del Batolito Patagónico sur como de ceniza. No se logra relacionar el retroceso glaciár con variables climáticas por el desconocimiento que aún existe respecto al control glaciár.

Del registro de Lago Dorotea, se reconstruye la intensidad de vientos en el núcleo del SWWB, al este de la cordillera de los Andes, para los últimos ~2000 años, debido a la existencia de una fuente de aporte distal de grano fino proveniente del oeste, donde los factores locales permiten un transporte primordial eólico hacia el Lago Dorotea de cuenca cerrada. Las tasas de sedimentación de corto plazo obtenidas con radiocarbono coinciden con los ciclos granulométricos encontrados y el cambio de una tasa de sedimentación menor a una mayor se asocia a cambios en factores biogeoquímicos. Se valida D90 como el *proxy* directo más representativo de intensidad de vientos a partir de ciclos de predominio de fracción arenosa/limosa que representan mayor/menor intensidad y, además, D90 indica la intensidad relativa según la forma de la curva. Se obtienen periodos de intensificación de vientos correspondientes a 1520 a 1460, 1420 a 1380, 1060 a 1950, 840 a 770, 720 a 680, 580 a 410 años BP, donde los intervalos intermedios, y de 1784 a 1520 años BP, corresponden a periodos de debilitamiento de los *westerlies*. No se tiene información para los últimos ~400 años pues el registro está incompleto.

Como recomendaciones, se propone mejorar la ubicación de extracción de testigos en fiordos, tal que permitan reconstruir una señal climática como precipitación o temperatura,

con una correcta manipulación del registro y, para estudiar la dinámica glacial, extraer testigos en una transecta a lo largo del fiordo y datar la morrena que actuó como *pinning point*. Por otro lado, se propone extraer más testigos en Lago Dorotea conservando el registro estratigráfico y realizar estudios de polen y carbón tanto a este como a futuros registros en otros lagos, a los cuales se sugiere replicar la metodología de estudio.

Finalmente, se destaca la obtención de la primera reconstrucción de detalle de los vientos del oeste, a partir de un *proxy* directo de tamaño de grano, en el núcleo de mayor intensidad, a una escala interdecadal-centenial. Por lo mismo, resulta difícil realizar una comparación atinente con otros estudios. Queda en evidencia una falta de investigaciones paleoclimáticas en Patagonia, considerando las diferencias al oeste y este de los Andes, en particular para los últimos 2000 años, claves en el contexto climático actual.

BIBLIOGRAFÍA

- Abram, N. J., Mulvaney, R., Vimeux, F., Phipps, S. J., Turner, J., & England, M. H. (2014). Evolution of the Southern Annular Mode during the past millennium. *Nature Climate Change*, 4(7), 564-569.
- Amos, C. L., Sutherland, T. F., Radzijewski, B., & Doucette, M. (1996). A rapid technique to determine bulk density of fine-grained sediments by X-ray computed tomography. *Journal of Sedimentary Research*, 66(5), 1023-1024.
- Anderson, H. J., Moy, C. M., Vandergoes, M. J., Nichols, J. E., Riesselman, C. R., & Hale, R. V. (2018). Southern Hemisphere westerly wind influence on southern New Zealand hydrology during the Lateglacial and Holocene. *Journal of Quaternary Science*, 33(6), 689-701.
- Anderson, R. F., Ali, S., Bradtmiller, L. I., Nielsen, S. H., Fleisher, M. Q., Anderson, B. E., & Burckle, L. H. (2009). Wind-Driven Upwelling in the Southern Ocean and the Deglacial Rise in Atmospheric CO₂. *Science*, 323(5920), 1443-1448.
- Aniya, M. (2013). Holocene glaciations of Hielo Patagónico (Patagonia Icefield), South America: A brief review. *Geochemical Journal*, 47(2), 97-105.
- Augustsson, C., & Bahlburg, H. (2008). Provenance of late Palaeozoic metasediments of the Patagonian proto-Pacific margin (southernmost Chile and Argentina). *International Journal of Earth Sciences*, 97(1), 71-88.
- Avnimelech, Y. (1983). Phosphorus and calcium carbonate solubilities in Lake Kinneret. *Limnology and Oceanography*, 28(4), 640-645.
- Balsam, W. L., Ellwood, B. B., Ji, J., Williams, E. R., Long, X., & El Hassani, A. (2011). Magnetic susceptibility as a proxy for rainfall: worldwide data from tropical and temperate climate. *Quaternary Science Reviews*, 30(19-20), 2732-2744.
- Bennett, M., & Glasser, N. F. (1996). *Glacial geology: Ice sheets and landforms*. New York: John Wiley.
- Bertrand, S., Huguen, K., Sepúlveda, J., & Pantoja, S. (2014). Late Holocene covariability of the southern westerlies and sea surface temperature in northern Chilean Patagonia. *Quaternary Science Reviews*, 105, 195-208.
- Björck, S., Rundgren, M., Ljung, K., Unkel, I., & Wallin, Å. (2012). Multi-proxy analyses of a peat bog on Isla de los Estados, easternmost Tierra del Fuego: a unique record of the variable Southern Hemisphere Westerlies since the last deglaciation. *Quaternary Science Reviews*, 42, 1-14.

- Blaauw, M., Christen, J. A., Vazquez, J. E., Belding, T., Theiler, J., Gough, B., ... & Blaauw, M. M. (2019). Package 'rbacon'.
- Blott, S. J., & Pye, K. (2001). GRADISTAT: A grain size distribution and statistics package for the analysis of unconsolidated sediments. *Earth Surface Processes and Landforms*, 26(11), 1237-1248.
- Boggs, S. (2006). *Principles of sedimentology and stratigraphy*. Upper Saddle River, NJ: Pearson Education.
- Boisier, J. P., Alvarez-Garretón, C., Cordero, R. R., Damiani, A., Gallardo, L., Garreaud, R. D., ... & Chadwick, O. (2018). Anthropogenic drying in central-southern Chile evidenced by long-term observations and climate model simulations. *Elementa: Science of the Anthropocene*, 6.
- Bouma, A. (1964). Turbidites. In *Developments in sedimentology* (Vol. 3, pp. 247-256). Elsevier.
- Bradley, R. S. (2015). *Paleoclimatology: Reconstructing climates of the quaternary*. Amsterdam: Elsevier.
- Brandes, J. A., Ingall, E., & Paterson, D. (2007). Characterization of minerals and organic phosphorus species in marine sediments using soft X-ray fluorescence spectromicroscopy. *Marine Chemistry*, 103(3-4), 250-265.
- Breuer, S., Kilian, R., Schörner, D., Weinrebe, W., Behrmann, J., & Baeza, O. (2013). Glacial and tectonic control on fjord morphology and sediment deposition in the Magellan region (53°S), Chile. *Marine Geology*, 346, 31-46. doi:10.1016/j.margeo.2013.07.015
- Bridge, J. S., & Demicco, R. V. (2008). *Earth surface processes, landforms and sediment deposits*. Cambridge: Cambridge University.
- Bureau of Meteorology (2019). Southern Annular Mode and the Australian climate. Australian Government. <http://www.bom.gov.au/climate/sam/>
- Cai, J., Powell, R. D., Cowan, E. A., & Carlson, P. R. (1997). Lithofacies and seismic-reflection interpretation of temperate glacial marine sedimentation in Tarr Inlet, Glacier Bay, Alaska. *Marine Geology*, 143(1-4), 5-37.
- Caley, T., Malaizé, B., Zaragosi, S., Rossignol, L., Bourget, J., Eynaud, F., ... & Ellouz-Zimmermann, N. (2011). New Arabian Sea records help decipher orbital timing of Indo-Asian monsoon. *Earth and Planetary Science Letters*, 308(3-4), 433-444.
- Caniupán, M., Lamy, F., Lange, C. B., Kaiser, J., Kilian, R., Arz, H. W., . . . Tiedemann, R. (2014). Holocene sea-surface temperature variability in the Chilean fjord region.

Quaternary Research, 82(2), 342-353.

- Casassa, G., Rivera, A., Aniya, M., & Naruse, R. (2002). Current Knowledge of the Southern Patagonia Icefield. *Series of the Centro De Estudios Científicos The Patagonian Icefields*, 67-83.
- Charrier, R., Pinto, L., & Rodríguez, M. P. (n.d.). Tectonostratigraphic evolution of the Andean Orogen in Chile. *The Geology of Chile*, 21-114.
- Christeleit, E. C., Brandon, M. T., & Shuster, D. L. (2017). Miocene development of alpine glacial relief in the Patagonian Andes, as revealed by low-temperature thermochronometry. *Earth and Planetary Science Letters*, 460, 152-163.
- Cnudde, V., Masschaele, B., Dierick, M., Vlassenbroeck, J., Hoorebeke, L. V., & Jacobs, P. (2006). Recent progress in X-ray CT as a geosciences tool. *Applied Geochemistry*, 21(5), 826-832.
- Comité Oceanográfico Nacional. (2018). *Resultados crucero CIMAR 23 - Fiordos. Informes preliminares.* Chile. Recuperado de <http://www.cona.cl/programaCimar/cruceros.php>
- Cook, C. P., Hemming, S. R., Flierdt, T. V., Davis, E. L., Williams, T., Galindo, A. L., . . . Escutia, C. (2017). Glacial erosion of East Antarctica in the Pliocene: A comparative study of multiple marine sediment provenance tracers. *Chemical Geology*, 466, 199-218.
- Coronato, A., Martínez, O., & Rabassa, J. (2004). Glaciations in Argentine Patagonia, southern South America. *Developments in Quaternary Sciences Quaternary Glaciations Extent and Chronology - Part III: South America, Asia, Africa, Australasia, Antarctica*, 49-67.
- Coronato, A., & Rabassa, J. (2011). Pleistocene Glaciations in Southern Patagonia and Tierra del Fuego. *Developments in Quaternary Sciences Quaternary Glaciations - Extent and Chronology - A Closer Look*, 715-727.
- Cowan, E. A., Cai, J., Powell, R. D., Clark, J. D., & Pitcher, J. N. (1997). Temperate glacial marine varves: an example from Disenchantment Bay, southern Alaska. *Journal of Sedimentary Research*, 67(3).
- Cowan, E. A., Seramur, K. C., Cai, J., & Powell, R. D. (1999). Cyclic sedimentation produced by fluctuations in meltwater discharge, tides and marine productivity in an Alaskan fjord. *Sedimentology*, 46(6), 1109-1126.
- Croudace, I. W., & Rothwell, R. G. (Eds.). (2015). *Micro-XRF Studies of Sediment Cores: Applications of a non-destructive tool for the environmental sciences* (Vol. 17, p.

668). Dordrecht: Springer.

- Cuven, S., Francus, P., & Lamoureux, S. (2011). Mid to Late Holocene hydroclimatic and geochemical records from the varved sediments of East Lake, Cape Bounty, Canadian High Arctic. *Quaternary Science Reviews*, 30(19-20), 2651-2665.
- Daele, M. V., Cnudde, V., Duyck, P., Pino, M., Urrutia, R., & Batist, M. D. (2013). Multidirectional, synchronously-triggered seismo-turbidites and debrites revealed by X-ray computed tomography (CT). *Sedimentology*, 61(4), 861-880.
- Davis, C. S. (2002). *Statistical methods for the analysis of repeated measurements* (No. 04; QA278, D38.). New York: Springer.
- De los Ríos, P. & Soto, D. (2009). Estudios limnológicos en lagos y lagunas del Parque Nacional Torres del Paine (51°S, Chile). *Anales Instituto Patagonia (Chile)*, 37(1):63-71
- DGA (2019). Aplicación de la metodología de actualización del balance hídrico nacional en las cuencas de la parte sur de la macrozona Austral e Isla de Pascua, SIT N°444. Ministerio de Obras Públicas, Dirección General de Aguas, División de Estudios y Planificación, Santiago, Chile. Elaborado por: Universidad de Chile, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas.
- Donghuai, S. (2004). Monsoon and westerly circulation changes recorded in the late Cenozoic aeolian sequences of Northern China. *Global and Planetary Change*. 41(1), 63-80.
- Dowdeswell, J., Elverhfi, A., & Spielhagen, R. (1998). Glacimarine Sedimentary Processes And Facies On The Polar North Atlantic Margins. *Quaternary Science Reviews*, 17(1-3), 243-272.
- Dowdeswell, J., & Vásquez, M. (2013). Submarine landforms in the fjords of southern Chile: Implications for glacimarine processes and sedimentation in a mild glacier-influenced environment. *Quaternary Science Reviews*, 64, 1-19.
- Duchesne, M. J., Moore, F., Long, B. F., & Labrie, J. (2009). A rapid method for converting medical Computed Tomography scanner topogram attenuation scale to Hounsfield Unit scale and to obtain relative density values. *Engineering Geology*, 103(3-4), 100-105.
- Dussailant, I., Berthier, E., Brun, F., Masiokas, M., Hugonnet, R., Favier, V., ... & Ruiz, L. (2019). Two decades of glacier mass loss along the Andes. *Nature Geoscience*, 12(10), 802-808.

- Ehlers, J., Gibbard, P. L., & Hughes, P. D. (2018). Quaternary glaciations and chronology. In *Past glacial environments* (pp. 77-101). Elsevier.
- Eriksson Stenström, K., Skog, G., Georgiadou, E., Genberg, J., Johansson, A., 2011. A guide to radiocarbon units and calculations. Lund University, Department of Physics, Division of Nuclear Physics Internal Report LUNFD6(NFFR-3111)/1-17/(2011)
- Fernandez, R., Anderson, J., Bertrand, S., & Wellner, J. (2011). Gualas Glacier sedimentary record of climate and environmental change, Golfo Elefantes, Western Patagonia (46.5°S). *The Holocene*, 22(4), 451-463.
- Fildani, A., & Hessler, A. M. (2005). Stratigraphic record across a retroarc basin inversion: Rocas Verdes–Magallanes Basin, Patagonian Andes, Chile. *Geological Society of America Bulletin*, 117(11), 1596.
- Flores-Aqueveque, V., Easton, V. G. V., Rutllant, J., & Le Roux, J. P. (2009). Estacionalidad de la erosión y el transporte eólico de partículas en el desierto costero de Atacama, Chile (23°S). *Andean geology: Formerly Revista geológica de Chile*, 36(2), 288-310.
- Flores-Aqueveque, V., Alfaro, S., Vargas, G., Rutllant, J. A., & Caquineau, S. (2015). Aeolian particles in marine cores as a tool for quantitative high-resolution reconstruction of upwelling favorable winds along coastal Atacama Desert, Northern Chile. *Progress in Oceanography*, 134, 244-255.
- Flores-Aqueveque, V., Rojas, M., Aguirre, C., Arias, P. A., & González, C. (2020). South Pacific Subtropical High from the late Holocene to the end of the 21st century: Insights from climate proxies and general circulation models. *Climate of the Past*, 16(1), 79-99.
- Folk, R. L. (1980). Petrology of sedimentary rocks. Hemphill publishing company.
- Foster, I. D. L., Albon, A. J., Bardell, K. M., Fletcher, J. L., Jardine, T. C., Mothers, R. J., ... & Turner, S. E. (1991). High energy coastal sedimentary deposits; an evaluation of depositional processes in southwest England. *Earth Surface Processes and Landforms*, 16(4), 341-356.
- Fouinat, L., Sabatier, P., Poulenard, J., Reyss, J., Montet, X., & Arnaud, F. (2017). A new CT scan methodology to characterize a small aggregation gravel clast contained in a soft sediment matrix. *Earth Surface Dynamics*, 5(1), 199-209.
- Futa, K., & Stern, C. R. (1988). Sr and Nd isotopic and trace element compositions of Quaternary volcanic centers of the southern Andes. *Earth and Planetary Science*

Letters, 88(3-4), 253-262.

- Gaiero, D. M., Brunet, F., Probst, J., & Depetris, P. J. (2007). A uniform isotopic and chemical signature of dust exported from Patagonia: Rock sources and occurrence in southern environments. *Chemical Geology*, 238(1-2), 107-120.
- García, J. L., Hall, B. L., Kaplan, M. R., Vega, R. M., & Strelin, J. A. (2014). Glacial geomorphology of the Torres del Paine region (southern Patagonia): Implications for glaciation, deglaciation and paleolake history. *Geomorphology*, 204, 599-616.
- García, J. L., Strelin, J. A., Vega, R. M., Hall, B. L., Stern, C. R. (2015). Deglacial ice-marginal glaciolacustrine environments and structural moraine in Torres del Paine, Chilean Patagonia. *Andean Geology* 42(2): 190-212.
- Garreaud, R. D., Vuille, M., Compagnucci, R., & Marengo, J. (2009). Present-day South American climate. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 281(3-4), 180-195.
- Garreaud, R., Lopez, P., Minvielle, M., & Rojas, M. (2013). Large-Scale Control on the Patagonian Climate. *Journal of Climate*, 26(1), 215-230.
- Garreaud, R. D., Boisier, J. P., Rondanelli, R., Montecinos, A., Sepúlveda, H. H., & Veloso-Aguila, D. (2019). The Central Chile Mega Drought (2010–2018): A climate dynamics perspective. *International Journal of Climatology*, 40(1), 421-439.
- Gillett, N. P., Kell, T. D., & Jones, P. D. (2006). Regional climate impacts of the Southern Annular Mode. *Geophysical Research Letters*, 33(23).
- Gilli, A., Ariztegui, D., Anselmetti, F. S., McKenzie, J. A., Markgraf, V., Hajdas, I., & McCulloch, R. D. (2005). Mid-Holocene strengthening of the southern westerlies in South America—sedimentological evidences from Lago Cardiel, Argentina (49 S). *Global and Planetary Change*, 49(1-2), 75-93.
- Glasser, N. F., Harrison, S., Winchester, V., & Aniya, M. (2004). Late Pleistocene and Holocene palaeoclimate and glacier fluctuations in Patagonia. *Global and Planetary Change*, 43(1-2), 79-101.
- Glasser, N. F., & Ghiglione, M. C. (2009). Structural, tectonic and glaciological controls on the evolution of fjord landscapes. *Geomorphology*, 105(3-4), 291-302.
- Global Volcanism Program (2013). *Volcanoes of the World*, v. 4.10.5 (27 Jan 2022). Venzke, E (ed.). Smithsonian Institution. Downloaded 22 Mar 2022. <https://doi.org/10.5479/si.GVP.VOTW4-2013>.

- Goldstein, S., & Hemming, S. (2014). Long-lived Isotopic Tracers in Oceanography, Paleoceanography, and Ice-sheet Dynamics. *Treatise on Geochemistry*, 453-483.
- Gómez-Fontalba, C., Flores-Aqueveque, V., & Alfaro, S. C. (2022). Variability of the Southwestern Patagonia (51° S) Winds in the Recent (1980–2020) Period: Implications for Past Wind Reconstructions. *Atmosphere*, 13(2), 206.
- González, C. (2020). *Reconstrucción de paleo-flujos de polvo mineral atmosférico en la turbera de río Rubens, Patagonia*. Tesis para optar al grado de Magíster de Meteorología y Climatología. Departamento de Geofísica. Memoria para optar al título de Geólogo. Departamento de Geología. Universidad de Chile.
- Gromig, R., Wagner, B., Wennrich, V., Fedorov, G., Savelieva, L., Lebas, E., ... & Melles, M. (2019). Deglaciation history of Lake Ladoga (northwestern Russia) based on varved sediments. *Boreas*, 48(2), 330-348.
- Guilizzoni, P., Massafiero, J., Lami, A., Piovano, E. L., Guevara, S. R., Formica, S. M., ... & Gerli, S. (2009). Palaeolimnology of Lake Hess (Patagonia, Argentina): multi-proxy analyses of short sediment cores. In *Palaeolimnological Proxies as Tools of Environmental Reconstruction in Fresh Water* (pp. 289-302). Springer, Dordrecht.
- Håkanson, L., & Jansson, M. (1983). *Principles of lake sedimentology* (Vol. 316). Berlin: Springer-verlag.
- Harrison, S., & Winchester, V. (2000). Nineteenth-and twentieth-century glacier fluctuations and climatic implications in the Arco and Colonia valleys, Hielo Patagónico Norte, Chile. *Arctic, Antarctic, and Alpine Research*, 32(1), 55-63.
- Haug, G. H., Hughen, K. A., Sigman, D. M., Peterson, L. C., & Rohl, U. (2001). Southward migration of the intertropical convergence zone through the Holocene. *Science*, 293(5533), 1304-1308.
- Haughton, P. D. W., Todd, S. P., & Morton, A. C. (1991). Sedimentary provenance studies. *Geological Society, London, Special Publications*, 57(1), 1-11.
- Heiri, O., Lotter, A. F., & Lemcke, G. (2001). Loss on ignition as a method for estimating organic and carbonate content in sediments: reproducibility and comparability of results. *Journal of paleolimnology*, 25(1), 101-110.
- Hemming, S. R., Flierdt, T. V., Goldstein, S. L., Franzese, A. M., Roy, M., Gastineau, G., & Landrot, G. (2007). Strontium isotope tracing of terrigenous sediment dispersal in the Antarctic Circumpolar Current: Implications for constraining frontal positions. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 8(6).
- Henríquez, C. (2020). *Historia de los Vientos del Oeste a partir de sedimento lacustre en*

Patagonia noroeste (41°S) y suroeste (51°S) desde la Última Terminación Glacial.
Tesis para optar al grado de Doctora en Ciencias, mención en Ecología y Biología Evolutiva. Departamento de Ciencias. Universidad de Chile.

- Herman, F., Seward, D., Valla, P. G., Carter, A., Kohn, B., Willett, S. D., & Ehlers, T. A. (2013). Worldwide acceleration of mountain erosion under a cooling climate. *Nature*, *504*(7480), 423-426.
- Hervé, F., Pankhurst, R., Fanning, C., Calderón, M., & Yaxley, G. (2007). The South Patagonian batholith: 150 my of granite magmatism on a plate margin. *Lithos*, *97*(3-4), 373-394.
- Hervé, F., Calderón, M., & Faúndez, V. (2008). The metamorphic complexes of the Patagonian and Fuegian Andes. *Geologica acta: an international earth science journal*, *6*(1), 43-53.
- Hinojosa, J. L., Moy, C. M., Vandergoes, M., Feakins, S. J., & Sessions, A. L. (2019). Hydrologic Change in New Zealand During the Last Deglaciation Linked to Reorganization of the Southern Hemisphere Westerly Winds. *Paleoceanography and Paleoclimatology*, *34*(12), 2158-2170.
- Hogg, A. G., Heaton, T. J., Hua, Q., Palmer, J. G., Turney, C. S., Southon, J., . . . Wacker, L. (2020). SHCal20 Southern Hemisphere Calibration, 0–55,000 Years cal BP. *Radiocarbon*, *62*(4), 759-778.
- Holmlund, P., & Fuenzalida, H. (1995). Anomalous glacier responses to 20th century climatic changes in Darwin Cordillera, southern Chile. *Journal of Glaciology*, *41*(139), 465-473.
- Hua, Q., Barbetti, M., & Rakowski, A. Z. (2013). Atmospheric radiocarbon for the period 1950–2010. *Radiocarbon*, *55*(4), 2059-2072.
- Jacobsen, S. B., & Wasserburg, G. J. (1984). Sm-Nd isotopic evolution of chondrites and achondrites, II. *Earth and Planetary Science Letters*, *67*(2), 137-150.
- Johannes, W., & Holtz, F. (2012). *Petrogenesis and experimental petrology of granitic rocks* (Vol. 22). Springer Science & Business Media.
- Jolliffe, I. T., & Cadima, J. (2016). Principal component analysis: a review and recent developments. *Philosophical Transactions of the Royal Society A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences*, *374*(2065), 20150202.
- Jones, J. M., Gille, S. T., Goosse, H., Abram, N. J., Canziani, P. O., Charman, D. J., ... & Vance, T. R. (2016). Assessing recent trends in high-latitude Southern Hemisphere surface climate. *Nature Climate Change*, *6*(10), 917-926.

- Kaplan, M. R., Schaefer, J. M., Denton, G. H., Doughty, A. M., Barrell, D. J., Chinn, T. J., ... & Anderson, B. (2013). The anatomy of long-term warming since 15 ka in New Zealand based on net glacier snowline rise. *Geology*, *41*(8), 887-890.
- Kaplan, M., Schaefer, J., Strelin, J., Denton, G., Anderson, R., Vandergoes, M., . . . Nielsen, S. (2016). Patagonian and southern South Atlantic view of Holocene climate. *Quaternary Science Reviews*, *141*, 112-125.
- Keeling, C. D. (1979). The Suess effect: ¹³Carbon-¹⁴Carbon interrelations. *Environment International*, *2*(4-6), 229-300.
- Keil, R. G., & Cowie, G. L. (1999). Organic matter preservation through the oxygen-deficient zone of the NE Arabian Sea as discerned by organic carbon: mineral surface area ratios. *Marine Geology*, *161*(1), 13-22.
- Kilian, R., & Lamy, F. (2012). A review of Glacial and Holocene paleoclimate records from southernmost Patagonia (49–55°S). *Quaternary Science Reviews*, *53*, 1-23.
- Klaes, B., Wörner, G., Thiele-Bruhn, S., Arz, H. W., Struck, J., Dellwig, O., ... & Kilian, R. (2022). Element mobility related to rock weathering and soil formation at the westward side of the southernmost Patagonian Andes. *Science of The Total Environment*, 152977.
- Knudson, K. P., Hendy, I. L., & Neil, H. L. (2011). Re-examining Southern Hemisphere westerly wind behavior: Insights from a late Holocene precipitation reconstruction using New Zealand fjord sediments. *Quaternary Science Reviews*, *30*(21-22), 3124-3138.
- Koffman, B. G., Kreuz, K. J., Breton, D. J., Kane, E. J., Winski, D. A., Birkel, S. D., . . . Handley, M. J. (2014). Centennial-scale variability of the Southern Hemisphere westerly wind belt in the eastern Pacific over the past two millennia. *Climate of the Past*, *10*(3), 1125-1144.
- Kraemer, P. E., Ploszkiewicz, J. V., & Ramos, V. A. (2002, April). Estructura de la Cordillera Patagónica Austral entre los 46 y 52 S. In *Geología y Recursos Naturales de la provincia de Santa Cruz. Relatorio del 15 Congreso Geológico Argentino, El Calafate, Santa Cruz, Asociación Geológica Argentina* (pp. 353-364).
- Kucera, M., & Malmgren, B. A. (1998). Logratio transformation of compositional data: a resolution of the constant sum constraint. *Marine Micropaleontology*, *34*(1-2), 117-120.
- Lagabrielle, Y., Scalabrino, B., Suárez, M., & Ritz., J-F. (2010). Mio-Pliocene glaciations of Central Patagonia: New evidence and tectonic implications. *Andean Geology* *37*(2): 276-299.

- Lamy, F., Hebbeln, D., Röhl, U., & Wefer, G. (2001). Holocene rainfall variability in southern Chile: A marine record of latitudinal shifts of the Southern Westerlies. *Earth and Planetary Science Letters*, 185(3-4), 369-382.
- Lamy, F., Kaiser, J., Ninnemann, U., Hebbeln, D., Arz, H. W., & Stoner, J. (2004). Antarctic timing of surface water changes off Chile and Patagonian ice sheet response. *Science*, 304(5679), 1959-1962.
- Lamy, F., Kilian, R., Arz, H. W., Francois, J., Kaiser, J., Prange, M., & Steinke, T. (2010). Holocene changes in the position and intensity of the southern westerly wind belt. *Nature Geoscience*, 3(10), 695-699.
- Lamy, F., Gersonde, R., Winckler, G., Esper, O., Jaeschke, A., Kuhn, G., ... & Kilian, R. (2014). Increased dust deposition in the Pacific Southern Ocean during glacial periods. *Science*, 343(6169), 403-407.
- Lamy, F., Chiang, J. C., Martínez-Méndez, G., Thierens, M., Arz, H. W., Bosmans, J., . . . Stuut, J. (2019). Precession modulation of the South Pacific westerly wind belt over the past million years. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 116(47), 23455-23460.
- Lewis, D. W., & MacConchie, D. (1994). *Analytical sedimentology*. New York: Chapman & Hall.
- Lindhorst, S., Betzler, C., & Kroon, D. (2019). Wind variability over the northern Indian Ocean during the past 4 million years—Insights from coarse aeolian dust (IODP exp. 359, site U1467, Maldives). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 536, 109371.
- Lisé-Pronovost, A., St-Onge, G., Gogorza, C., Haberzettl, T., Jouve, G., Francus, P., ... & Team, P. S. (2015). Rock-magnetic proxies of wind intensity and dust since 51,200 cal BP from lacustrine sediments of Laguna Potrok Aike, southeastern Patagonia. *Earth and Planetary Science Letters*, 411, 72-86.
- Liu, D., Bertrand, S., Villaseñor, T., Van Dijck, T., Fagel, N., & Mattielli, N. (2020). Provenance of northwestern Patagonian river sediments (44–48° S): A critical evaluation of mineralogical, geochemical and isotopic tracers. *Sedimentary Geology*, 408, 105744.
- Lopez, P., Chevallier, P., Favier, V., Pouyaud, B., Ordenes, F., & Oerlemans, J. (2010). A regional view of fluctuations in glacier length in southern South America. *Global and Planetary Change*, 71(1-2), 85-108.
- Manríquez, F. (2020). *Dinámica glaciar y su relación con procesos sedimentológicos en ambientes glaciomarineros de fiordos en los glaciares Pio XI y Amalia*. Memoria para

optar al Título de Geóloga, Departamento de Geología, Universidad de Chile.

- Mapa Geológico de Chile: versión digital. Servicio Nacional de Geología y Minería, Publicación Geológica Digital, No. 4 (CD-ROM, versión 1.0, 2003).
- Menviel, L., Spence, P., Yu, J., Chamberlain, M. A., Mearns, R. J., Meissner, K. J., & England, M. H. (2018). Southern Hemisphere westerlies as a driver of the early deglacial atmospheric CO₂ rise. *Nature Communications*, 9(1).
- Mercer, J., & Sutter, J. (1982). Late miocene—earliest pliocene glaciation in southern Argentina: Implications for global ice-sheet history. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 38(3-4), 185-206.
- Mie, G. (1908). Beiträge zur Optik trüber Medien, speziell kolloidaler Metallösungen. *Annalen Der Physik*, 330(3), 377-445.
- Montade, V., Kageyama, M., Combourieu-Nebout, N., Ledru, M., Michel, E., Siani, G., & Kissel, C. (2015). Teleconnection between the Intertropical Convergence Zone and southern westerly winds throughout the last deglaciation. *Geology*, 43(8), 735-738.
- Montgomery, D. R., Balco, G., & Willett, S. D. (2001). Climate, tectonics, and the morphology of the Andes. *Geology*, 29(7), 579.
- Montiel-Luzzi, S. (2020). *Depósitos turbidíticos y su relación con terremotos de alta magnitud en el margen continental de Patagonia norte (43°57'S-44°24'S)*. Memoria para optar al Título de Geólogo, Departamento de Geología, Universidad de Chile.
- Moreno, P. I. (2004). Millennial-scale climate variability in northwest Patagonia over the last 15 000 yr. *Journal of Quaternary Science: Published for the Quaternary Research Association*, 19(1), 35-47.
- Moreno, P., François, J., Villa-Martínez, R., & Moy, C. (2009). Millennial-scale variability in Southern Hemisphere westerly wind activity over the last 5000 years in SW Patagonia. *Quaternary Science Reviews*, 28(1-2), 25-38.
- Moreno, P., François, J., Moy, C., & Villa-Martínez, R. (2010). Covariability of the Southern Westerlies and atmospheric CO₂ during the Holocene. *Geology*, 38(8), 727-730.
- Moreno, P., Villa-Martínez, R., Cárdenas, M., & Sagredo, E. (2012). Deglacial changes of the southern margin of the southern westerly winds revealed by terrestrial records from SW Patagonia (52°S). *Quaternary Science Reviews*, 41, 1-21.
- Moreno, P. I., Vilanova, I., Villa-Martínez, R., Dunbar, R. B., Mucciarone, D. A., Kaplan, M. R., . . . Lambert, F. (2018a). Onset and Evolution of Southern Annular Mode-

Like Changes at Centennial Timescale. *Scientific Reports*, 8(1).

- Moreno, P. I., Vilanova, I., Villa-Martínez, R. P., & Francois, J. P. (2018b). Modulation of fire regimes by vegetation and site type in southwestern Patagonia since 13 ka. *Frontiers in Ecology and Evolution*, 6, 34.
- Moreno, P. I., Videla, J., Valero-Garcés, B., Alloway, B. V., & Heusser, L. E. (2018c). A continuous record of vegetation, fire-regime and climatic changes in northwestern Patagonia spanning the last 25,000 years. *Quaternary Science Reviews*, 198, 15-36.
- Moreno, P. I., Henríquez, W. I., Pesce, O. H., Henríquez, C. A., Fletcher, M. S., Garreaud, R. D., & Villa-Martínez, R. P. (2021). An early Holocene westerly minimum in the southern mid-latitudes. *Quaternary Science Reviews*, 251, 106730.
- Moy, C. M., Dunbar, R. B., Moreno, P. I., Francois, J., Villa-Martínez, R., Mucciarone, D. M., . . . Garreaud, R. D. (2008). Isotopic evidence for hydrologic change related to the westerlies in SW Patagonia, Chile, during the last millennium. *Quaternary Science Reviews*, 27(13-14), 1335-1349.
- Nakashima, Y., & Komatsubara, J. (2016). Seismically induced soft-sediment deformation structures revealed by X-ray computed tomography of boring cores. *Tectonophysics*, 683, 138-147.
- Nalpanis, P. (1985, May). Saltating and suspended particles over flat and sloping surfaces. II. Experiments and numerical simulations. In *Proceedings of International Workshop on the physics of Blown Sand* (Vol. 1, pp. 28-31). Denmark: Aarhus University.
- Natland, M. L., E. Gonzalez P. (1974). *Part I. Geology and Paleontology of Magallanes Basin*.
- Neukom, R., Steiger, N., Gómez-Navarro, J. J., Wang, J., & Werner, J. P. (2019). No evidence for globally coherent warm and cold periods over the preindustrial Common Era. *Nature*, 571(7766), 550-554.
- Nichols, G. (2009). *Sedimentology and stratigraphy*. Oxford, United Kingdom: Wiley-Blackwell.
- Opdyke, N. D., & Channell, J. (1996). *Magnetic stratigraphy: Neil D. Opdyke and James E.T. Channell*. San Diego: Academic Press.
- Orsi, T. H., Edwards, C. M., & Anderson, A. L. (1994). X-ray computed tomography; a nondestructive method for quantitative analysis of sediment cores. *Journal of Sedimentary Research*, 64(3a), 690-693.

- Orsi, T. H., & Anderson, A. L. (1999). Bulk density calibration for X-ray tomographic analyses of marine sediments. *Geo-Marine Letters*, 19(4), 270.
- Pankhurst, R. J., Weaver, S. D., Hervé, F., & Larrondo, P. (1999). Mesozoic-Cenozoic evolution of the North Patagonian Batholith in Aysen, southern Chile. *Journal of the Geological Society*, 156(4), 673-694.
- Piel, V. (2018). *Análisis geomorfológico y estructural al nor-este de Torres del Paine para demostrar actividad neotectónica*. Memoria para optar al Título de Geólogo, Departamento de Geología, Universidad de Chile.
- Prospero, J. M. (2002). Environmental characterization of global sources of atmospheric soil dust identified with the NIMBUS 7 Total Ozone Mapping Spectrometer (TOMS) absorbing aerosol product. *Reviews of Geophysics*, 40(1).
- Qiang, M., Lang, L., Wang, Z. (2010). Do fine-grained components of loess indicate westerlies: Insights from observations of dust storm deposits at Lenghu (Qaidam Basin, China). *Journal of Arid Environments*. Volume 74, Issue 10, Pages 1232-1239.
- Rabassa, J., Coronato, A., & Martínez, O. (2011). Late Cenozoic glaciations in Patagonia and Tierra del Fuego: An updated review. *Biological Journal of the Linnean Society*, 103(2), 316-335.
- Ramos, V. A., & Ghiglione, M. C. (2008). Tectonic Evolution of the Patagonian Andes. *The Late Cenozoic of Patagonia and Tierra Del Fuego Developments in Quaternary Sciences*, 57-71.
- Rebolledo, L., Sepúlveda, J., Lange, C. B., Pantoja, S., Bertrand, S., Huguen, K., & Figueroa, D. (2008). Late Holocene marine productivity changes in Northern Patagonia-Chile inferred from a multi-proxy analysis of Jacaf channel sediments. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 80(3), 314-322.
- Reynhout, S. A., Sagredo, E. A., Kaplan, M. R., Aravena, J. C., Martini, M. A., Moreno, P. I., Rojas, M., Schwartz, R., Schaefer, J. M. (2019). Holocene glacier fluctuations in Patagonia are modulated by summer insolation intensity and paced by Southern Annular Mode-like variability. *Quaternary Science Reviews*, 220 (2019) 178-187.
- Rivera, A., Casassa, G., Acuña, C., & Lange, H. (2000). Variaciones recientes de glaciares en Chile. *Investigaciones Geográficas*, (34), 29.
- Robbins, J. A., & Edgington, D. N. (1975). Determination of recent sedimentation rates in Lake Michigan using Pb-210 and Cs-137. *Geochimica et Cosmochimica acta*, 39(3), 285-304.

- Rodríguez, D. (2019). *Sedimentología y estratigrafía de la laguna del viento (33°S, 3100 msnm) y sus implicancias paleoclimáticas en los Andes subtropicales desde el Pleistoceno tardío, Región Metropolitana*. Memoria para optar al Título de Geólogo, Departamento de Geología, Universidad de Chile.
- Rollinson, H. R., Rollinson, H., & Pease, V. (2021). *Using Geochemical Data: To Understand Geological Processes*. Cambridge University Press.
- Romans, B., Fildani, A., Hubbard, S., Covault, J., Fosdick, J., & Graham, S. (2011). Evolution of deep-water stratigraphic architecture, Magallanes Basin, Chile. *Marine and Petroleum Geology*, 28(3), 612-628.
- Rosenberg, R., Davey, E., Gunnarsson, J., Norling, K., & Frank, M. (2007). Application of computer-aided tomography to visualize and quantify biogenic structures in marine sediments. *Marine Ecology Progress Series*, 331, 23-34.
- Roy, M., Fliedert, T. V., Hemming, S. R., & Goldstein, S. L. (2007). $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages of hornblende grains and bulk Sm/Nd isotopes of circum-Antarctic glacio-marine sediments: Implications for sediment provenance in the southern ocean. *Chemical Geology*, 244(3-4), 507-519.
- Sagredo, E. A., Moreno, P. I., Villa-Martínez, R., Kaplan, M. R., Kubik, P. W., & Stern, C. R. (2011). Fluctuations of the Última Esperanza ice lobe (52 S), Chilean Patagonia, during the last glacial maximum and termination 1. *Geomorphology*, 125(1), 92-108.
- Sagredo, E. A., & Lowell, T. V. (2012). Climatology of Andean glaciers: A framework to understand glacier response to climate change. *Global and Planetary Change*, 86, 101-109.
- Sagredo, E. A., Rupper, S., & Lowell, T. V. (2014). Sensitivities of the equilibrium line altitude to temperature and precipitation changes along the Andes. *Quaternary Research*, 81(2), 355-366.
- Sanchez-Cabeza, J., Díaz-Asencio & M. Ruiz-Fernández, A. C., (2012). *Radiocronología de sedimentos costeros utilizando ^{210}Pb : Modelos, validación y aplicaciones*. Vienna: IAEA.
- Saunders, K. M., Roberts, S. J., Perren, B., Butz, C., Sime, L., Davies, S., . . . Hodgson, D. A. (2018). Holocene dynamics of the Southern Hemisphere westerly winds and possible links to CO₂ outgassing. *Nature Geoscience*, 11(9), 650-655.
- Schimpf, D., Kilian, R., Kronz, A., Simon, K., Spötl, C., Wörner, G., ... & Mangini, A. (2011). The significance of chemical, isotopic, and detrital components in three coeval stalagmites from the superhumid southernmost Andes (53 S) as high-

- resolution palaeo-climate proxies. *Quaternary Science Reviews*, 30(3-4), 443-459.
- Schmittner, A., Latif, M., Schneider, B. (2005). Model projections of the North Atlantic thermohaline circulation for the 21st century assessed by observations. *Geophysical Research Letters / Volume 32*, Issue 23.
- Schneider, C., Glaser, M., Kilian, R., Santana, A., Butorovic, N., & Casassa, G. (2003). Weather Observations Across the Southern Andes at 53°S. *Physical Geography*, 24(2), 97-119.
- Sepúlveda, J., Pantoja, S., Hughen, K. A., Bertrand, S., Figueroa, D., León, T., ... & Lange, C. (2009). Late Holocene sea-surface temperature and precipitation variability in northern Patagonia, Chile (Jacaf Fjord, 44 S). *Quaternary Research*, 72(3), 400-409.
- Shevenell, A. E., Domack, E. W., & Kernan, G. M. (1996). Record of Holocene palaeoclimate change along the Antarctic Peninsula: evidence from glacial marine sediments, Lallemand Fjord. In *Papers and Proceedings of the Royal Society of Tasmania* (Vol. 130, No. 2, pp. 55-64).
- Sigman, D. M., Hain, M. P., & Haug, G. H. (2010). The polar ocean and glacial cycles in atmospheric CO₂ concentration. *Nature*, 466(7302), 47-55.
- Stager, J. C., Mayewski, P. A., White, J., Chase, B. M., Neumann, F. H., Meadows, M. E., . . . Dixon, D. A. (2012). Precipitation variability in the winter rainfall zone of South Africa during the last 1400 yr linked to the austral westerlies. *Climate of the Past*, 8(3), 877-887.
- Stern, C. R. (2008). Holocene tephrochronology record of large explosive eruptions in the southernmost Patagonian Andes. *Bulletin of Volcanology*, 70(4), 435-454.
- Sun, H., Song, Y., Chen, X., Cheng, L., Liu, H. (2020). Holocene dust deposition in the Ili Basin and its implications for climate variations in Westerlies-dominated Central Asia. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 550 (2020) 109731.
- Tanaka, A., Nakano, T., & Ikehara, K. (2011). X-ray computerized tomography analysis and density estimation using a sediment core from the Challenger Mound area in the Porcupine Seabight, off Western Ireland. *Earth, Planets and Space*, 63(2), 103-110.
- Thompson, D. W. (2002). Interpretation of Recent Southern Hemisphere Climate Change. *Science*, 296(5569), 895-899.
- Thompson, R., & Morton, D. J. (1979). Magnetic susceptibility and particle-size distribution in recent sediments of the Loch Lomond drainage basin,

Scotland. *Journal of Sedimentary Research*, 49(3), 801-811.

- Thomson, S. N., Brandon, M. T., Tomkin, J. H., Reiners, P. W., Vásquez, C., & Wilson, N. J. (2010). Glaciation as a destructive and constructive control on mountain building. *Nature*, 467(7313), 313-317.
- Toggweiler, J. R., Russell, J. L., & Carson, S. R. (2006). Midlatitude westerlies, atmospheric CO₂, and climate change during the ice ages. *Paleoceanography*, 21(2).
- Tsoar, H., & Pye, K. (1987). Dust transport and the question of desert loess formation. *sedimentology*, 34(1), 139-153.
- Tsuchiyama, A., Uesugi, K., Nakano, T., & Ikeda, S. (2005). Quantitative evaluation of attenuation contrast of X-ray computed tomography images using monochromatized beams. *American Mineralogist*, 90(1), 132-142.
- Vaasma, T. (2008). Grain-size analysis of lacustrine sediments: A comparison of pre-treatment methods. *Estonian Journal of Ecology*, 57(4), 231.
- Vandekerkhove, E., Bertrand, S., Reid, B., Bartels, A., & Charlier, B. (2016). Sources of dissolved silica to the fjords of northern Patagonia (44–48 S): the importance of volcanic ash soil distribution and weathering. *Earth Surface Processes and Landforms*, 41(4), 499-512.
- Vanneste, H., Vleeschouwer, F. D., Martínez-Cortizas, A., Scheffer, C. V., Piotrowska, N., Coronato, A., & Roux, G. L. (2015). Late-glacial elevated dust deposition linked to westerly wind shifts in southern South America. *Scientific Reports*, 5(1).
- Villa-Martínez, R., & Moreno, P. I. (2007). Pollen evidence for variations in the southern margin of the westerly winds in SW Patagonia over the last 12,600 years. *Quaternary Research*, 68(3), 400-409.
- Villaseñor, T., Tentori, D., Marsaglia, K. M., & Pinto, L. (2020). The changing Patagonian landscape: Erosion and westward sediment transfer paths in northern Patagonia during the Middle and Late Pleistocene. *Basin Research*, 32(5), 1035-1053.
- Vyse, S. A., Herzsuh, U., Andreev, A. A., Pestryakova, L. A., Diekmann, B., Armitage, S. J., & Biskaborn, B. K. (2020). Geochemical and sedimentological responses of arctic glacial Lake Ilirney, chukotka (far east Russia) to palaeoenvironmental change since ~ 51.8 ka BP. *Quaternary Science Reviews*, 247, 106607.
- Warren, C. R., & Sugden, D. E. (1993). The Patagonian icefields: a glaciological review. *Arctic and Alpine Research*, 25(4), 316-331.

- Warren, C., & Aniya, M. (1999). The calving glaciers of southern South America. *Global and Planetary Change*, 22(1-4), 59-77.
- Wilson, T. J. (1991). Transition from back-arc to foreland basin development in the southernmost Andes: Stratigraphic record from the Ultima Esperanza District, Chile. *Geological Society of America Bulletin*, 103(1), 98-111.
- Xu, H., Liu, X., An, Z., Hou, Z., Dong, J., & Liu, B. (2010). Spatial pattern of modern sedimentation rate of Qinghai Lake and a preliminary estimate of the sediment flux. *Chinese Science Bulletin*, 55(7), 621-627.

ANEXO

Protocolo para tratamiento de muestras basado en la metodología descrita en Vaasma (2008) y sintetizado por Rodríguez (2019).

Objetivo: preparar las muestras lacustres con alto contenido orgánico para un posterior análisis granulométrico de manera de dejar la mayor cantidad de contenido lítico alóctono.

Materiales: tubos falcon, base para tubos, solución de HCl, solución de H₂O₂, solución de KOH, solución de (NaPO₃)₆, agua destilada, agitador, ultrasonido, centrifugadora.

Procedimiento:

I. Eliminación de carbonatos

- 1) Preparar una solución de HCl al 10% con agua destilada (por ejemplo por un litro de agua destilada adicionar 100 ml de HCl).
- 2) Preparar una solución de (NaPO₃)₆ al 1% con agua destilada..
- 3) Poner 2 ml de solución de (NaPO₃)₆ en cada tubo.
- 4) Adicionar 15 ml de la solución de HCl a cada muestra.
- 5) Colocar las muestras en agua por 5 hrs a 80°C.
- 6) Adicionar 20 ml de agua destilada a las muestras y centrifugar a 3500 rpm por 8 min.

Dejar decantar y eliminar sobrenadante.

II. Eliminación de materia orgánica

- 1) Preparar una solución de H₂O₂ al 30% con agua destilada.
- 2) Preparar una solución de (NaPO₃)₆ al 1% con agua destilada.
- 3) Adicionar 2 ml de la solución de (NaPO₃)₆ a cada muestra.
- 4) Adicionar a cada tubo la solución de H₂O₂ hasta que se vuelva color blanco.
- 5) Lavar cada muestra con agua destilada en la centrifugadora hasta lograr un medio neutro a 3500 rpm por 8 min. Dejar decantar y eliminar sobrenadante.

III. Eliminación de restos biogénicos

- 1) Preparar una solución al 10% de KOH con agua destilada.

- 2) Preparar una solución de $(\text{NaPO}_3)_6$ al 1% con agua destilada.
- 3) Adicionar 2 ml de la solución de $(\text{NaPO}_3)_6$ a cada muestra.
- 4) Adicionar 15 ml de la solución de KOH a cada muestra.
- 5) Colocar las muestras en agua por 30 min a 80°C o hasta que termine la reacción (deje de burbujear).
- 6) Lavar cada muestra con agua destilada en la centrifugadora hasta lograr un medio neutro a 3500 rpm por 8 min. Dejar decantar y eliminar sobrenadante.

Finalmente, dejar la muestra final con al menos 1 ml de solución de $(\text{NaPO}_3)_6$ cubriendo la muestra. Revolver y dejar reposar por al menos 24 hrs antes del análisis granulometría.