



UNIVERSIDAD DE CONCEPCIÓN
FACULTAD DE CIENCIAS QUÍMICAS
DEPARTAMENTO CIENCIAS DE LA TIERRA



RECONSTRUCCIÓN PALEOCLIMÁTICA DEL HOLOCENO TARDÍO EN SEDIMENTOS DEL SISTEMA DE FIORDOS BAKER-MARTÍNEZ (48°S), PATAGONIA CENTRAL

Memoria para optar al título de Geólogo

Javier Eduardo Maldonado Ugarte

Profesora Patrocinante: Dra. Carina Beatriz Lange Mahn
Profesores Comisión: Dr. Alfonso Encinas Martin
Dra. Verónica Laura Oliveros Clavijo

CONCEPCIÓN, 2023

*Nubes fugaces
con forma de montaña...
también fugaz*

Kobayashi Issa

ÍNDICE

1.	INTRODUCCIÓN	1
1.1.	GENERALIDADES	1
1.1.1.	Importancia de las reconstrucciones paleoceanográficas y paleoclimáticas	4
1.2.	OCEANOGRAFÍA	5
1.3.	PROXIES PALEOCLIMÁTICOS	6
1.3.1.	<i>Proxies</i> litológicos/mineralógicos	8
1.3.2.	<i>Proxies</i> geoquímicos	11
1.4.	OBJETIVOS	19
1.4.1.	Objetivo general	19
1.4.2.	Objetivos específicos	20
1.5.	ÁREA DE ESTUDIO	20
1.5.1.	Ubicación, características y accesos	20
1.5.2.	Clima, flora y fauna	23
1.6.	TRABAJOS ANTERIORES EN EL ÁREA DE ESTUDIO	24
1.7.	AGRADECIMIENTOS	26
2.	GEOMORFOLOGÍA	28
2.1.	GEOMORFOLOGÍA REGIONAL	28
2.1.1.	Conjunto Insular Occidental	28
2.1.2.	Depresión Intermedia	30
2.1.3.	Cordón Cordillerano	30
2.1.4.	Cordón Andino Oriental	31
2.2.	GEOMORFOLOGÍA LOCAL	31
3.	MARCO GEOLÓGICO	33

3.1.	MARCO GEOLÓGICO REGIONAL	33
3.1.1.	Tectónica	33
3.1.2.	Principales unidades geológicas.....	35
3.2.	MARCO GEOLÓGICO LOCAL.....	37
3.2.1.	Paleozoico.....	37
3.2.2.	Mesozoico.....	40
3.2.3.	Cenozoico	41
4.	METODOLOGÍA.....	46
4.1.	MUESTREO	46
4.2.	CRONOLOGÍA.....	47
4.3.	PARÁMETROS FÍSICOS.....	47
4.4.	PARÁMETROS GEOQUÍMICOS.....	48
4.4.1.	Composición general del sedimento (C_{org} y N_{tot}).....	48
4.4.2.	Isótopos estables de carbono en materia orgánica ($\delta^{13}C_{org}$).....	48
4.4.3.	Biomarcadores orgánicos	49
5.	RESULTADOS DEL TESTIGO DE SEDIMENTO CO14 IRENE	54
5.1.	CRONOLOGÍA.....	54
5.2.	PARÁMETROS FÍSICOS.....	55
5.3.	PROPIEDADES GEOQUÍMICAS.....	57
5.3.1.	C_{org} , N_{tot} , y $\delta^{13}C_{org}$	57
5.3.2.	<i>n</i> -alcanos	58
5.3.3.	SST $TEX^{H_{86}}$	59
5.3.4.	Glicerol dialquil glicerol tetraéteres (GDGTs).....	60
5.3.5.	Esteroles	61
6.	RESULTADOS DEL TESTIGO DE SEDIMENTO MD07-3121.....	62

6.1.	CRONOLOGÍA.....	62
6.2.	PARÁMETROS FÍSICOS.....	62
6.3.	SST U_{37}^K DEL TESTIGO MD07-3121	63
7.	DISCUSIÓN.....	64
8.	CONCLUSIONES	72
9.	REFERENCIAS	74
	ANEXO.....	88

ÍNDICE DE FIGURAS

N°		Página
1. 1	Velocidad y dirección del viento (izquierda), y precipitación y temperatura superficial del mar (derecha) en el hemisferio sur (1981 – 2010) durante el verano austral (a; diciembre – febrero, DJF) e invierno (b; junio – agosto, JJA).	2
1. 2	Reconstrucción del Casquete Patagónico en intervalos de 5 ka desde 35 ka hasta la actualidad.....	3
1. 3	Diagrama de Hjülstrom.	10
1. 4	Composiciones elementales C/N e isotópicas ($\delta^{13}\text{C}$) de la MO de algas marinas y de agua dulce, y de plantas terrestres C_3 y C_4	13
1. 5	Estructura generalizada de un 4-desmetilosterol.....	17
1. 6	Mapa de ubicación y accesos del área de estudio.....	20
1. 7	Perfiles de parámetros físicos en columna de agua.....	21
1. 8	Batimetría del área de estudio.....	22
2. 1	Mapa geomorfológico de la región de Aysén.....	29
2. 2	Mapa de pendientes del área de estudio y ubicación de los testigos de sedimento incluidos en esta memoria.....	32
3. 1	Mapa regional del contexto tectónico del área de estudio.....	34
3. 2	Mapa geológico del área de estudio.....	38
4. 1	Diagrama del procedimiento para la extracción total de lípidos y fraccionamiento por columna cromatográfica.....	49
5. 1	Modelo de edad del testigo CO14 Irene.....	55
5. 2	Parámetros sedimentológicos del testigo CO14 Irene.....	56
5. 3	Fotografías del tamizaje de la fracción gruesa $>150\ \mu\text{m}$ del testigo CO14 Irene.	56
5. 4	C_{org} (%) vs edad (CE) del testigo CO14 Irene.....	57
5. 5	$\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ (‰) vs edad (CE) del testigo CO14 Irene.....	58
5. 6	Distribución y concentración de <i>n</i> -alcanos del testigo CO14 Irene, según el número de carbonos.....	58
5. 7	Índice CPI vs edad (CE) del testigo CO14 Irene.....	59
5. 8	Reconstrucción de SST basada en el índice $\text{TEX}^{\text{H}}_{86}$ ($^{\circ}\text{C}$) vs edad (CE) del testigo CO14 Irene.....	60
5. 9	Índice BIT vs edad (CE) del testigo CO14 Irene.....	60
5.10	Abundancias relativas (%) de los esteroides presentes en el sedimento del testigo CO14 Irene.....	61
6. 1	Modelo de edad del testigo MD07-3121.....	62
6. 2	Reconstrucción de SST basada en el índice $\text{U}^{\text{K}'}_{37}$ ($^{\circ}\text{C}$) vs edad (años AP) del testigo MD07-3121.....	63
7. 1	Resultados de los diversos <i>proxies</i> medidos del testigo CO14 Irene en contexto con otros registros paleoclimáticos.....	65
7. 2	SST $\text{U}^{\text{K}'}_{37}$ ($^{\circ}\text{C}$) vs edad (años AP) del testigo MD07-3121.....	68
7. 3	Contexto de temperatura del mar del Holoceno tardío en Patagonia según diversos registros.....	70

ÍNDICE DE TABLAS

Nº		Página
1.1	Lista no exhaustiva de indicadores (<i>proxies</i>) paleoclimáticos.....	7
1.2	Escala de tamaños de grano de partículas de sedimento de Udden-Wenworth..	9
1.3	Índices de <i>n</i> -alcanos y su aplicación en la evaluación del tipo de fuente de hidrocarburos.....	14
1.4	Principales esteroides en varias clases de microalgas, cianobacterias, bacterias, fungi y thraustochytridos.....	18
4.1	Testigos de sedimento utilizados en esta memoria.....	46
5.1	Lecturas de las mediciones de ^{210}Pb para el testigo CO14 Irene.....	54
5.2	Resultados de las dataciones de ^{14}C para el testigo CO14 Irene.....	54

RESUMEN

El Sistema de fiordos Baker-Martínez (Patagonia central, Chile, 48°S) es un sistema estuarino localizado entre los Campos de Hielo Norte y Sur, conectando la cordillera de los Andes al este con el océano Pacífico al oeste. Se utilizó un testigo de sedimento de 64 cm recuperado desde el canal Martínez (CO14 Irene; 48°S, 74°W) durante el año 2014, utilizando un sacatestigos Rumhor, proporcionando evidencia de la ocurrencia de un período climático frío y húmedo que coincide con la Pequeña Edad de Hielo (LIA). Adicionalmente, se contó con un segundo testigo de sedimento de 7,45 m recuperado desde el canal Baker (MD07-3121; 47°S, 74°W) durante la expedición PACHIDERME MD/159 del buque francés *R/V Marion Dufresne* en el año 2007, utilizando un sacatestigo a pistón Calypso, proporcionando un contexto climático de los últimos 5.000 años.

Se determinaron parámetros sedimentológicos (tamaño de grano de la fracción terrígena, susceptibilidad magnética y la fracción >150 μm) y propiedades geoquímicas como indicadores de fuente y origen de materia orgánica (C_{org} , $\delta^{13}C_{\text{org}}$, N_{tot} , esteroides, *n*-alcanos y el índice BIT basado en la distribución de glicerol dialquil glicerol tetraéteres). El paleotermómetro $\text{TEX}^{\text{H}}_{86}$ fue usado para la reconstrucción de temperatura marina del testigo CO14 Irene, mientras que el paleotermómetro U_{37}^{K} basado en alquenonas se usó para el MD07-3121. La cronología del testigo CO14 Irene (^{210}Pb , radiocarbono) arrojó una edad máxima de $1520 \pm_{185}^{155}$ CE en su base. El sedimento se caracterizó por presentar grano muy fino (3 – 4 μm), pero también contiene granos gruesos entre 1550 y 1870 CE, interpretados como sedimentos de remociones en masa favorecidos por precipitaciones intensas. Dos máximos de granos gruesos en 1600 – 1650 CE y 1840 – 1870 CE coinciden con las temperaturas del mar más bajas (8 – 9 °C), los valores de $\delta^{13}C_{\text{org}}$ más empobrecidos (-26 a -27‰) y un índice BIT alto (0,44). Estos resultados indican un clima frío y húmedo durante la LIA, probablemente relacionado a una posición más al norte de los Vientos del Oeste (*Westerlies* del sur), coincidiendo con otros registros de la Patagonia. Por otro lado, el testigo MD07-3121 entrega evidencias de los principales avances glaciares de la región durante el Holoceno tardío, caracterizados por temperaturas del mar más bajas, así como de una tendencia general al enfriamiento en los últimos 1.000 años. Esto es concordante con las tendencias observadas en múltiples registros de diversas latitudes de la Patagonia, últimamente destacando la importancia de los fiordos como zonas sensibles a cambios climáticos a nivel regional.

ABSTRACT

The Baker-Martinez Fjord System (central Patagonia, Chile, 48°S) is an estuarine system located between the Northern and Southern Patagonian Ice Fields, connecting the Andes Mountains to the east with the Pacific Ocean to the west. A 64-cm sediment core recovered from the Martinez Channel (CO14 Irene; 48°S, 74°W) during 2014 using a Rumhor corer was used, providing evidence for the occurrence of a cold and wet climatic period coincident with the Little Ice Age (LIA). Additionally, a second 7.45-m sediment core recovered from the Baker Channel (MD07-3121; 47°S, 74°W) during PACHIDERME MD/159 expedition aboard the French vessel R/V Marion Dufresne in 2007, using a Calypso piston corer, provided a regional climate record of the past 5,000 years.

Sedimentological parameters (grain size of the terrigenous fraction, magnetic susceptibility and the >150 μm fraction) and geochemical properties as indicators of source and origin of organic matter (C_{org} , $\delta^{13}C_{\text{org}}$, N_{tot} , sterols, *n*-alkanes and the BIT index based on the distribution of glycerol dialkyl glycerol tetraethers) were determined. The $\text{TEX}^{\text{H}}_{86}$ paleothermometer was used for the marine temperature reconstruction of the CO14 Irene core, while the alkenone-based U_{37}^{K} was used for the MD07-3121 core. The chronology of core CO14 Irene (^{210}Pb , radiocarbon) yielded a maximum age of $1520 \pm_{185}^{155}$. The sediment was characterized by very fine grain size (3 – 4 μm), but also containing coarse grains between 1550 and 1870 CE, interpreted as precipitation-favored mass removal sediments. Two coarse-grained maxima in 1600 – 1650 CE and 1840 – 1870 CE coincide with the lowest sea temperatures (8 – 9 °C), the most depleted $\delta^{13}C_{\text{org}}$ values (-26 to -27‰) and a high BIT index (0.44). These results indicate a cold and wet climate during the LIA, probably related to a more equatorward position of the Southern Westerlies, consistent with other records from Patagonia. On the other hand, core MD07-3121 provides evidence of major glacier advances in the region during the late Holocene, characterized by lower sea surface temperatures, as well as a general cooling trend of the past 1,000 years. This is concordant with other trends observed in multiple records from different latitudes of Patagonia, thus highlighting the importance of fjords as areas sensitive to regional climatic changes.

1. INTRODUCCIÓN

1.1. GENERALIDADES

La Patagonia chilena está cubierta por cinco extensos campos de hielo: Campo de Hielo Norte (CHN), Campo de Hielo Sur (CHS), la península Muñoz-Gamero, la isla Santa Inés y la cordillera de Darwin. Juntos comprenden el mayor cuerpo de hielo templado del hemisferio sur (Pantoja *et al.*, 2011). Los Campos de Hielo se encuentran situados en los Andes Patagónicos, entre los 46°25' y 51°30'S, tienen un área aproximada de 17.200 km² con un total de más de 540 km de largo y un ancho que varía de 8 a 60 km (Aniya, 2013). A su vez, la Patagonia chilena es hogar de los fiordos chilenos (41 – 55°S), una de las zonas de fiordos más extensas en el mundo, compuesta de numerosas islas, penínsulas y canales que dejan un paisaje con una línea de costa accidentada de unos 1.000 km en línea recta, pero con unos 84.000 km aproximadamente de línea de costa, 20 veces más larga que la línea de costa de Chile continental (Silva & Palma, 2008).

El clima de la zona se caracteriza por los fuertes Vientos del Oeste, los denominados *Southern Westerlies* (SWW, en inglés, Figura 1.1), que traen abundantes precipitaciones al lado chileno, como producto de su interacción con la cordillera de los Andes, resultando en nevazones sobre los campos de hielo, de este modo, nutriendo a numerosos glaciares (Aniya, 2013; Piret *et al.*, 2018).

Sin embargo, la mayor parte de estos glaciares han estado retrocediendo desde su máxima extensión entre los siglos XVI y XX (Masiokas *et al.*, 2009; Glasser *et al.*, 2011); y algunos de estos glaciares muestran una de las retiradas más rápidas del mundo (Jansen *et al.*, 2007). Ejemplos: el glaciar Jorge Montt (48°20'S) cuyo frente se ha retirado 19,5 km entre 1898 y 2011, con una tasa de retroceso de 100 – 400 m a⁻¹ desde el año 2000 (Rivera *et al.*, 2012a); el glaciar Colonia (47°11'S) ha retrocedido 4,5 km² entre 2001 y 2015; y el glaciar Marinelli (54°32'S) que ha retrocedido 7,0 km² entre 2001 y 2015 (Barcaza *et al.*, 2017).

El gran Casquete Patagónico (*Patagonian Ice Sheet*, PIS, en inglés; Figura 1.2) que cubría la Patagonia alcanzó su máxima extensión hace 33 – 28 ka (kiloaño), desde los 38°S a 48°S, y previamente, cerca de 47 ka desde los 48°S hacia el sur. Cubriendo un área de 492,6 × 103 km² hace 35 ka, y con un volumen de hielo estimado de 597,5 × 103 km³ hace 30 ka, lo que representaría un nivel del mar equivalente a ~1,5 m (Davies *et al.*, 2020). Luego del Último Máximo Glacial

(UMG), la temperatura en la región aumentó en fase con la Antártica (Lamy *et al.*, 2004; Turner *et al.*, 2005).

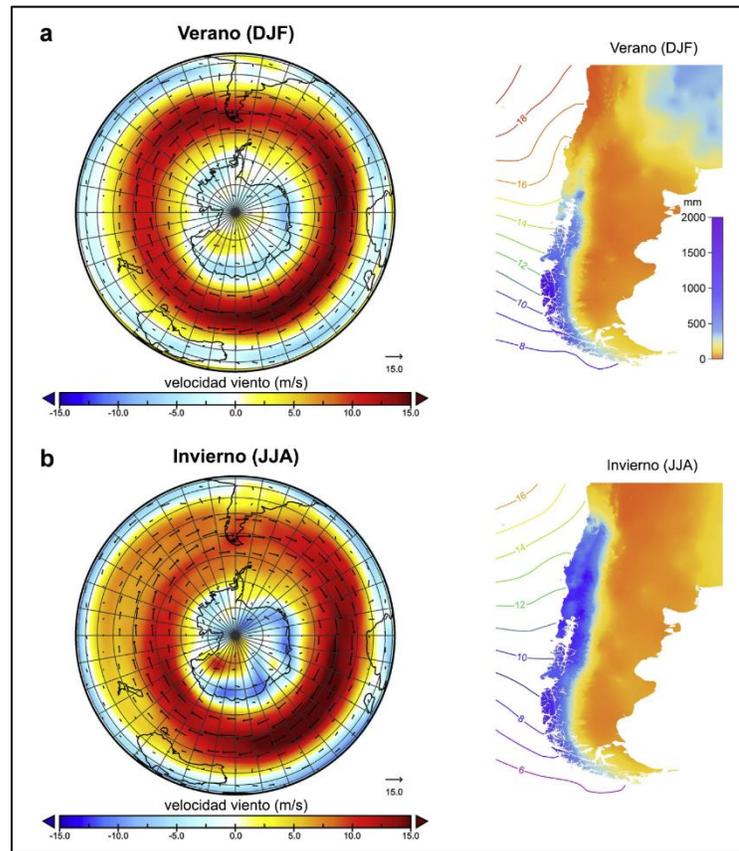


Figura 1.1. Velocidad y dirección del viento (izquierda), y precipitación y temperatura superficial del mar (derecha) en el hemisferio sur (1981 – 2010) durante el verano austral (a; diciembre – febrero, DJF) e invierno (b; junio – agosto, JJA). Modificado de Bertrand *et al.* (2014).

La primera etapa (hace 17 – 15 ka) en la desglaciación del hemisferio sur se estabilizó entre los 15 y 12,5 ka AP (antes del presente), es decir, durante la Inversión del Frío Antártico (*Antarctic Cold Reversal*, ACR, en inglés), tras la cual ocurrió una segunda etapa de calentamiento, coincidiendo con el Dryas Reciente (*Younger Dryas*, YD, en inglés) del hemisferio norte (Kilian & Lamy, 2012) entre 12,7 y 11,5 ka AP. Estas altas temperaturas provocaron una rápida desglaciación, llevando a la separación del Casquete Patagónico en múltiples campos de hielo. Aunque la formación de este sistema no habría ocurrido hasta hace 8,5 ka con la separación definitiva de los CHN y CHS (Glasser *et al.*, 2016).

Durante los últimos 5.000 años, hay registros que indican la ocurrencia de varios avances de hielo en la Patagonia, conocidas como Neoglaciaciones. Aniya (2013) propone el siguiente esquema:

Neoglaciación I: 4.500 – 4.000 años AP;

Neoglaciación II: 3.600 – 3.300 años AP;

Neoglaciación III: 2.700 – 2.000 años AP;

Neoglaciación IV: 1.600 – 900 años AP; y

Neoglaciación V: Siglos XVII – XIX (Coincidente con la Pequeña Edad del Hielo (LIA, *Little Ice Age* en inglés)).

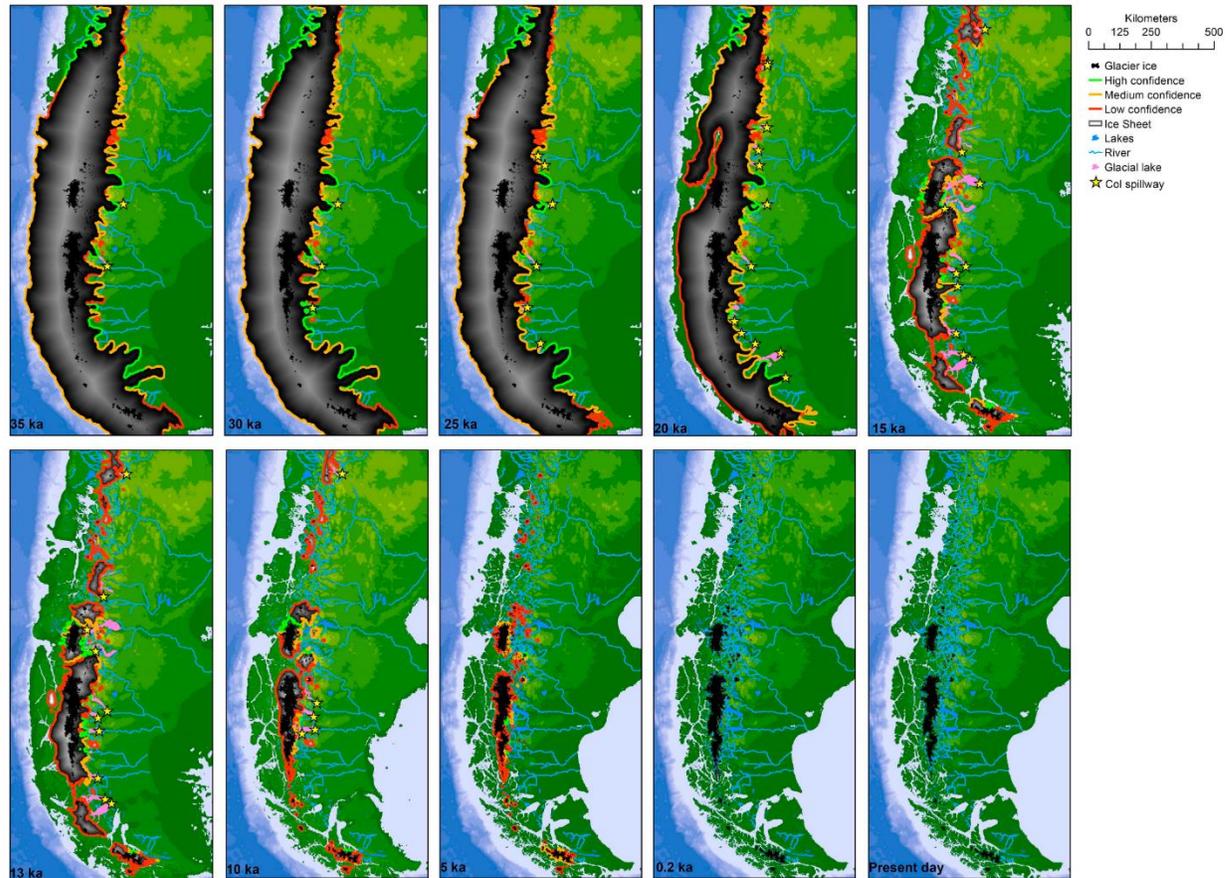


Figura 1.2 Reconstrucción del Casquete Patagónico en intervalos de 5 ka desde 35 ka hasta la actualidad. Con intervalos adicionales a lo largo de los periodos de avance del hielo durante la ACR (13 ka) y el Holoceno tardío (0,2 ka). Los lagos represados por hielo están resaltados en color naranja. Las estrellas amarillas indican la ubicación de los canales de drenaje documentados en Argentina (Davies *et al.*, 2020).

La LIA corresponde al período de intensificación de condiciones climáticas muy frías en Europa entre los siglos XVI y XIX. Diversos registros de Patagonia han mostrado señales coincidentes con este período, *i.e.* Martinić en 1999 revisa relatos históricos del siglo XVI y XIX; Rivera *et al.* (2012b) estudian anillos de árbol de *Nothofagus betuloides* recolectados en las cercanías del glaciar Jorge Montt, que evidencian un avance glaciar entre 250 y 450 años AP; Bertrand *et al.* (2014)

estudian un testigo de sedimento en el fiordo Quitalco (46°S) y sugieren un clima frío y húmedo desde el siglo XVI hasta mediados del siglo XX.

1.1.1. Importancia de las reconstrucciones paleoceanográficas y paleoclimáticas

La paleoclimatología es el estudio de los climas del pasado a lo largo de la historia de la Tierra, proporcionando evidencia de la variabilidad climática y ambiental antes de los registros instrumentales (Bradley, 2015). La paleoceanografía, por otra parte, corresponde al estudio de la historia de los océanos, incluyendo aspectos de la climatología, oceanografía, geología, biología y química (Gornitz, 2009).

La paleoclimatología y la paleoceanografía son disciplinas íntimamente relacionadas. Los estudios paleoceanográficos y paleoclimáticos utilizan archivos del pasado (*e.g.* sedimentos marinos y terrestres, hielo continental y marino, espeleotemas, anillos de árboles, corales, entre otros) para obtener información sobre el clima presente y pasado y con esos datos modelar posibles cambios climáticos futuros.

Así como en el pasado, en el presente los procesos oceanográficos están estrechamente vinculados al clima, debido al continuo intercambio de calor, agua, dióxido de carbono y otros elementos con la atmósfera (Laprida *et al.*, 2017). Por lo tanto, el análisis de registros sedimentarios marinos provee información relevante sobre la variabilidad climática, los efectos de factores naturales en los procesos oceánicos y la respuesta de los ecosistemas marinos a los cambios ambientales.

Los fiordos, a pesar de sólo comprender un 0,3% de la superficie de la Tierra, son cruciales en el ciclo de carbono a nivel mundial, dada su capacidad de enterrar grandes cantidades de carbono orgánico (18 Mt al año), equivalentes a un 11% del secuestro anual de carbono de los océanos, con una alta capacidad de preservación (Smith *et al.*, 2015). Así, cumplen un importante rol en la regulación climática en escalas de tiempo glaciales-interglaciales (Smith *et al.*, 2015).

Específicamente, debido a los elevados aportes de agua dulce y sedimentos de los ríos de la Patagonia y glaciares en deshielo, y a la eficiente exportación de carbono hacia el fondo de los fiordos durante estaciones productivas (Smith *et al.*, 2015; Rebolledo *et al.*, 2019), los sedimentos de los fiordos patagónicos son excelentes archivos de alta resolución de cambio climático y ambiental, incluyendo variaciones de balance de masa en glaciares y cambios en la hidrología

terrestre (*e.g.* Troch *et al.*, 2022).

1.2. OCEANOGRAFÍA

Los fiordos son estuarios resultantes de la erosión glacial, por el avance y retroceso de los hielos sobre el continente (Syvitski *et al.*, 1987 en Argomedo, 2017). Los fiordos experimentan circulación estuarina debido a la descarga de ríos en sus puntos más cercanos a la cabeza. La topografía irregular y la presencia de numerosas barreras submarinas de profundidad somera (*sills*, en inglés) resultantes de la erosión glacial favorece la depositación de partículas en hundimiento, la preservación de la materia orgánica (MO) y puede ralentizar la circulación de aguas profundas (Pantoja *et al.*, 2011; Sepúlveda *et al.*, 2011). En este sentido, las condiciones oceanográficas como la circulación y la distribución de las diferentes masas de agua constituyen un aspecto imprescindible para poder estudiar los sistemas estuarinos y comprender la dinámica de la productividad de la zona de fiordos (Silva *et al.*, 2008).

La composición de masas de agua y corrientes en los canales del sur de Chile incluye la presencia de la Corriente del Cabo de Hornos (CCH), la cual es producto del choque de la Corriente de Deriva del Oeste proveniente del Pacífico sur, contra la costa occidental americana entre 42 y 48°S (Silva & Neshyba, 1977; 1980). La CCH transporta Agua Subantártica (ASAA) hasta 150 m de profundidad, cuya temperatura típica es 9 – 14 °C y salinidad de 33 – 34,2, con alta carga de nitratos y fosfatos (~0,6 a 1,2 µM fosfato; ~1 a 11 µM nitrato y ~ 0 a 12 µM silicato). Bajo la masa de ASAA se encuentra el Agua Ecuatorial Subsuperficial (AESS) entre 150 y 300 m (Silva *et al.*, 1998; Silva & Valdenegro, 2008). La masa de agua ASAA y probablemente la AESS penetran en la zona de aguas interiores, la primera por la capa superficial y la segunda a profundidad, desplazándose hasta donde la batimetría de los golfos y canales lo permiten (Sievers & Silva, 2006). La ASAA se mezcla con aguas superficiales menos salinas que provienen de los fiordos y canales, incluso ingresando a los canales internos y mezclándose con agua dulce proveniente de las lluvias, ríos, escurrimiento costero y derretimiento de glaciares, con altas concentraciones de ácido silícico (Sievers & Silva, 2008 en Argomedo, 2017). La mezcla entre la ASAA y Agua Dulce, con salinidades menores a 2 psu, genera diferentes cuerpos de agua dentro de los golfos, canales y fiordos como son la masa de Agua Subantártica Modificada, con salinidad entre 31 – 33 psu, Agua Estuarina Salada, con salinidad entre 21 – 31 psu, Agua Estuarina Salobre, con salinidad de 11 –

21 psu, y Agua Estuarina Dulce, con salinidades entre 2 – 11 psu (Silva & Valdenegro, 2008).

Aunque se han detectado bajas concentraciones de oxígeno en las aguas de fondo (*ca.* 2,24 mL/L) con algunos registros de hipoxia (0,26 mL/L en el golfo Almirante Montt, Quiroga *et al.*, 2019), en general, en los fiordos chilenos no se han encontrado cuencas anóxicas. Esto contrasta con otros fiordos en del mundo como por ejemplo Oslofjord y Framvaren en Noruega, y Saanich Inlet en Columbia Británica (Pantoja *et al.*, 2011). Los patrones de circulación atmosféricos y oceánicos conservan a los campos de hielo patagónicos, únicos en estas latitudes (46 – 48°S). Pickard (1971) señala que la influencia de glaciares es más pronunciada en el sur de Chile que en fiordos de Alaska y Columbia Británica.

Las aguas del canal Baker tienen una temperatura superficial que varía entre 4 °C (en la cabeza) y 6 °C (en la boca; Pinochet & Salinas, 1996) y una salinidad con un importante gradiente horizontal con valores entre 14 psu (en la cabeza) y 22 psu (en la boca; Pinochet & Salinas, 1996). Estos gradientes son producto de la mayor influencia de agua proveniente de los deshielos en las zonas más cercanas a la cabeza, así como de la corta distancia entre la cabeza y la boca del canal (60 km). Entre los 12 y 50 m de profundidad la temperatura aumenta a 8 °C, con un máximo de 10,5 °C en el sector de la cabeza, bajo esta capa, la temperatura disminuye con la profundidad, alcanzando un valor constante a lo largo del canal de 8,5 °C bajo los 200 m de profundidad (Pinochet & Salinas, 1996). Mientras que la salinidad muestra un leve aumento bajo de los 20 m de profundidad, hasta alcanzar 34 psu *ca.* de los 300 m, coincidiendo con la salinidad de fondo encontrada en el golfo de Penas (Pinochet & Salinas, 1996).

1.3. PROXIES PALEOCLIMÁTICOS

El clima de la Tierra ha cambiado drásticamente a lo largo de los eones, a medida que la atmósfera interactúa continuamente con los océanos, la litosfera y la biosfera en una amplia gama de escalas de tiempo. Los esfuerzos por situar las observaciones climáticas recientes en un contexto a largo plazo se han visto estimulados por la preocupación sobre si la tendencia al calentamiento global de los siglos XX y XXI forma parte de la variabilidad natural del clima o está vinculada a las crecientes aportaciones antropogénicas de gases de efecto invernadero a la atmósfera. La capacidad de descifrar los climas del pasado se ha ampliado en los últimos años gracias a una mejor comprensión de los procesos climáticos actuales y al desarrollo de herramientas analíticas más

sofisticadas. Los registros instrumentales se remontan sólo a uno o dos siglos atrás (Gornitz, 2009).

Para ampliar el registro más allá del periodo instrumental, es necesario recurrir a *proxies* o indicadores, que son mediciones indirectas de climas o ambientes pasados conservados en archivos naturales, tales como sedimentos marinos y lacustres, anillos de árboles, corales y testigos de hielo, entre otros. Los indicadores paleoclimáticos o paleoambientales son materiales sensibles a diversos parámetros climáticos o ambientales. Pueden agruparse en tres grandes categorías: (a) litológicos/mineralógicos, (b) geoquímicos, y (c) paleontológicos (Tabla 1.1; Gornitz, 2009), los dos primeros serán utilizados en este trabajo.

Tabla 1.1. Lista no exhaustiva de indicadores (*proxies*) paleoclimáticos.

Categoría principal	Indicador	Parámetro paleoclimático/paleoambiental
Litológico/mineralógico		
	Carbón	Clima húmedo y perhúmedo
	Depósitos de loess	Ambientes periglaciales, desérticos, variaciones glaciares-interglaciares en la dirección y fuerza del viento, circulación atmosférica
	Derrubios glaciares	Glaciaciones
	Espeleotemas	Temperatura (relación $\delta^{18}\text{O}$), cambio de vegetación ($\delta^{13}\text{C}$), precipitación
	Evaporitas	Clima árido
	Fosfatos	Productividad oceánica, zonas de surgencia
	Morrenas	Glaciaciones
	Paleosuelos	Precipitación, temperatura (cálida – fría), pCO_2
	Till, tillitas	Glaciaciones
	Varvas	Variaciones estacionales de las precipitaciones o de caudal; datación anual
Geoquímico		
Orgánico		
	$\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$	Fuente y proveniencia de MO, y aporte de carbono orgánico de suelo a ambientes marinos
	$^{14}\text{C}/^{12}\text{C}$	Variabilidad solar, dataciones
	$\delta^2\text{H}$	Hidrología, temperatura
	$\delta^{18}\text{O}$	Volumen de hielo y nivel del mar
	$\delta^{15}\text{N}$	Desnitrificación, fijación de N, estratificación en lagos y océanos
	C/N	Fuente y proveniencia de MO
	Alquenonas	Producción primaria, temperatura de agua
	Esteroles	Fuente y proveniencia de MO, y aporte de carbono
	<i>n</i> -alcanos	Fuente y proveniencia de MO, y aporte de carbono
	Glicerol dialquil glicerol tetraéteres (GDGTs)	Temperatura superficial del mar, proveniencia de MO, y aporte de carbono orgánico de suelo a ambientes marinos
Inorgánico		
	Ópalo biogénico	Producción silíceo exportada
	Si/Al	Cambios en concentración de Si en columna de agua,
	Cd/Ca	Concentración de PO_4^{3-}
Paleontológico		
	Cocolitofóridos	Producción primaria, bioestratigrafía

	Corales	Temperatura de aguas someras tropicales a subtropicales
	Diatomeas	Producción primaria, salinidad, temperatura, pH
	Dinoflagelados	Temperatura, salinidad, extensión hielo – mar
	Foraminíferos	Productividad, temperatura, nivel del mar
	Ostrácodos	Temperatura marina y lacustre, salinidad, precipitación
	Plantas	Ecología, altura, temperatura anual y estacional
	Anillos de árboles	Temperatura, precipitación, datación anual
	Polen	Ecología, temperatura, precipitación

1.3.1. *Proxies* litológicos/mineralógicos

Los indicadores litológicos consisten en depósitos sedimentarios o paleosuelos que se han originado en o cerca de la superficie de la Tierra en condiciones propias de un determinado régimen climático o entorno ambiental. La información paleoclimática que aportan los indicadores litológicos terrestres procede de la interpretación de los entornos específicos en los que se formaron y de su distribución espaciotemporal a escala local y global (Gornitz, 2009). Algunos indicadores litológicos señalan condiciones climáticas específicas, como glaciaciones (*e.g.* tills y tillitas, morrenas, eskers, kames, kettles), aridez (*e.g.* dunas eólicas, evaporitas), o climas cálidos y húmedos (*e.g.* lateritas, bauxita). Otros proporcionan señales más indirectas de cambio climático interpretadas a partir de los ambientes sedimentarios, utilizando técnicas geológicas clásicas (Gornitz, 2009). Algunos ejemplos de ambientes sedimentarios son los fluviales, deltaicos, lacustres, eólicos, cercanos a la costa y aguas profundas.

A continuación, se describen los *proxies* litológicos utilizados en este trabajo:

Tamaño de grano

La formación de un cuerpo de sedimento involucra el transporte de partículas hacia el sitio de sedimentación, ya sea por gravedad, agua, aire, hielo, remociones en masa o, por el crecimiento químico o biológico *in situ* del material. Los clastos terrígenos están compuestos por partículas erosionadas de rocas, en su mayoría, por minerales silicatos (cuarzo, feldespatos, micas). El tamaño de grano varía desde micrones (arcilla) a metros (bloque) (Tabla 1.2; Nichols, 2009).

Tabla 1.2. Escala de tamaños de grano de partículas de sedimento de Udden-Wenworth. Modificado de Nichols (2009).

Milímetros (mm)	Micrometros (μm)	Phi (ϕ)	Clase de tamaño Wenworth	Tipo de roca
4096		-12.0	Bolón	Conglomerado/ brecha
256	-----	-8.0	Ripio	
64	-----	-6.0	Grava	
4	-----	-2.0	Gránulo	
2.00		-1.0		
1.00	-----	0.0	Arena muy gruesa	Arenisca
1/2	----- 500 -----	1.0	Arena gruesa	
1/4	----- 250 -----	2.0	Arena media	
1/8	----- 125 -----	3.0	Arena fina	
1/16	----- 63 -----	4.0	Arena muy fina	
1/32	----- 31 -----	5.0	Limo grueso	Limolita
1/64	----- 15.6 -----	6.0	Limo medio	
1/128	----- 7.8 -----	7.0	Limo fino	
1/256	----- 3.9 -----	8.0	Limo muy fino	
0.00006	0.06	14.0	Arcilla	Arcillolita

El diagrama de Hjulstrom (Figura 1.3) muestra la relación entre la velocidad de flujo del agua y el tamaño de sedimento, por ejemplo, un clasto tamaño guijarro sedimenta a una velocidad aproximada de 20 a 30 cm s^{-1} , un grano de arena de tamaño medio de 2 a 3 cm s^{-1} , y una partícula tamaño arcilla cuando la velocidad de flujo es efectivamente cero. Luego, el tamaño de grano de partículas puede ser usado como un indicador de la velocidad al momento de la sedimentación de las partículas. Es importante notar que, en cualquier punto una partícula de sedimento puede ser reincorporada al flujo si se supera su velocidad crítica, sin embargo, la reanudación del flujo no vuelve a arrastrar la arcilla depositada a menos que la velocidad sea relativamente alta. Esto se debe a la cohesión que tienen los minerales arcillosos que predominan en esta fracción de sedimento (Nichols, 2009).

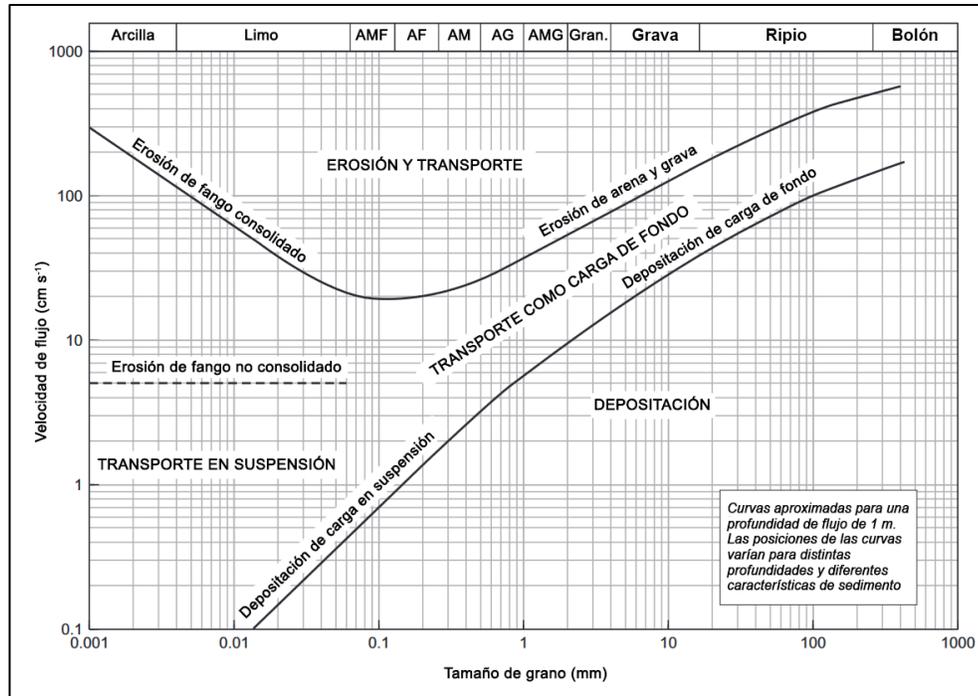


Figura 1.3. Diagrama de Hjulstrom. Muestra la relación entre la velocidad de un flujo de agua y el transporte de granos sueltos. Una vez que un grano se ha depositado, requiere más energía para empezar a moverse que un grano que ya está en movimiento. Las propiedades cohesivas de las partículas de arcilla hacen que los sedimentos de grano fino necesiten velocidades relativamente altas para volver a desplazarse una vez que se han depositado, especialmente una vez que se han compactado. Modificado de Nichols (2009).

Susceptibilidad magnética

La susceptibilidad magnética (SM) es el grado de magnetización de un material en un campo magnético externo. Si la relación entre la magnetización inducida y el campo inductor se expresa por unidad de volumen, la susceptibilidad volumétrica (k) se define como:

$$k = M/H$$

donde M es la magnetización volumétrica inducida en un material de susceptibilidad k por el campo externo aplicado H . La susceptibilidad volumétrica es una cantidad adimensional. Su valor depende del sistema de medición utilizado:

$$k(\text{SI}) = 4\pi k(\text{cgs}) = 4\pi \text{ G Oe}^{-1}$$

donde G y Oe son las abreviaturas de Gauss y Orstedt, respectivamente. La susceptibilidad de masa, o específica, se define como:

$$\chi = k/r$$

donde r es la densidad del material. Las dimensiones de la susceptibilidad de masa son, por tanto, $\text{m}^3 \text{kg}^{-1}$.

La SM se utiliza principalmente como *proxy* relativo de los cambios de composición que pueden vincularse a los procesos deposicionales controlados por el paleoclima. La alta precisión y sensibilidad de los medidores de susceptibilidad hace que esta medición sea extremadamente útil para la correlación en y entre testigos. La conexión física de la SM con determinados componentes de los sedimentos, la fuerza y la dirección de las corrientes oceánicas o del viento, o la proveniencia de los sedimentos, suele requerir estudios más detallados (Richter *et al.*, 2007).

1.3.2. *Proxies* geoquímicos

Consisten en fuentes orgánicas e inorgánicas preservadas en archivos geológicos. Estos indicadores pueden revelar detalles sobre la paleotemperatura, la estructura de la comunidad de fitoplancton, la historia de la vegetación, los ciclos y la disponibilidad de nutrientes, la circulación oceánica y las condiciones paleoredox, entre otros. La longevidad de un determinado registro tiene un profundo efecto sobre sus componentes. Desde un punto de vista geoquímico, estos componentes pueden clasificarse como lábiles (que sufren fácilmente cambios o descomposición) o refractarios (resistentes al cambio, especialmente al calor). A medida que un reservorio envejece, los componentes más refractarios resultan relativamente enriquecidos, mientras que los componentes lábiles son escasamente conservados. La diagénesis hace que tanto la concentración como la composición de la MO sedimentaria difieran del material original sintetizado biológicamente. En definitiva, la composición geoquímica de un registro paleoambiental puede tener un carácter muy diferente al del momento de su creación o deposición original. La comparación de múltiples *proxies* geoquímicos ayuda a compensar los efectos de la alteración diagénética y mejora su interpretación para una reconstrucción paleoambiental más completa (Higginson, 2009).

La geoquímica orgánica revela el origen y el destino de las moléculas orgánicas a medida que se conservan en la geosfera. Dado que tanto la producción como la preservación de la MO se ven afectadas por cambios ambientales, la MO sedimentaria total y un gran número de biomarcadores

(compuestos específicos y característicos de ciertos organismos, idealmente de alta especificidad de biosíntesis; Mudge & Norris, 1997) y sus composiciones isotópicas, permiten deducir las condiciones ambientales que afectaron a los ecosistemas en diferentes momentos y lugares del pasado geológico (Higginson, 2009).

Por otro lado, los indicadores inorgánicos se miden típicamente a partir de los constituyentes de las partes duras de la biota previamente viva, como el plancton y bentos calcítico y silíceo, y los corales.

A continuación, se describen los *proxies* geoquímicos utilizados en este trabajo:

Composición general del sedimento (C_{org} y N_{tot})

El carbono se encuentra en las aguas marinas y continentales principalmente como dióxido de carbono disuelto, y en menor abundancia como carbono orgánico disuelto procedente de la descomposición incompleta de MO viva y muerta. Por otro lado, el carbono particulado inorgánico se compone fundamentalmente de granos de rocas carbonatadas erosionadas y restos de organismos calcáreos. Mientras que el carbono orgánico particulado se compone de células no descompuestas, productos de la excreción metabólica del zooplancton, partes blandas de organismos muertos y materia orgánica adsorbida en superficies de partículas minerales como las arcillas (Lerman, 2009).

Las tasas de acumulación en masa de carbono orgánico revelan la paleoproduktividad biológica y las condiciones ambientales que influyeron en la conservación de la MO. La composición de la MO puede ser informativa sobre la vegetación acuática y continental, que a su vez depende de factores climáticos como la temperatura, la disponibilidad de humedad y la fuerza del viento. Las cantidades de la MO sedimentaria (carbono, nitrógeno) proporcionan historiales detallados del ciclo elemental tanto a escala local como global (Gornitz, 2009).

Isótopos estables de carbono en materia orgánica ($\delta^{13}C_{org}$)

Las razones isotópicas del carbono son útiles para distinguir entre las fuentes vegetales marinas y continentales de la MO sedimentaria y para identificar la MO de diferentes tipos de plantas terrestres. Las composiciones isotópicas de carbono de la MO reflejan principalmente la dinámica de asimilación fotosintética del carbono y la relación $^{13}C/^{12}C$ de la fuente de carbono en

comparación con un estándar de referencia. En la fotosíntesis, las plantas usan preferentemente el isótopo de carbono más liviano ^{12}C , en relación con el isótopo ^{13}C (Gornitz, 2009). Este fraccionamiento biológico es un proceso en desequilibrio que resulta en que el carbono orgánico (C_{org}) tenga una relación $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ más baja que el carbono inorgánico de fuentes atmosféricas ($\delta^{13}\text{C}(\text{PDB}) = \sim -7\text{‰}$), debido a la influencia de factores cinéticos (*e.g.* tasa de precipitación de fases sólidas; Gornitz, 2009). La mayoría de las plantas asimilan el carbono utilizando la vía C_3 , que discrimina el ^{13}C en desmedro del ^{12}C para producir un cambio de $\delta^{13}\text{C}$ de $\sim 20\text{‰}$ respecto a la composición isotópica de la fuente. Algunas plantas, especializadas en entornos terrestres cálidos y secos, utilizan la vía C_4 , que crea un cambio isotópico de $\sim 7\text{‰}$ con respecto a la fuente (Gornitz, 2009). Por esto, los valores de $\delta^{13}\text{C}$ reflejan las vías fotosintéticas de una planta, así como su genética (*i.e.* diferencias entre especies; Figura 1.4), señal isotópica del CO_2 , viento, intensidad de luz, etc. (Yeh & Wang, 2001).

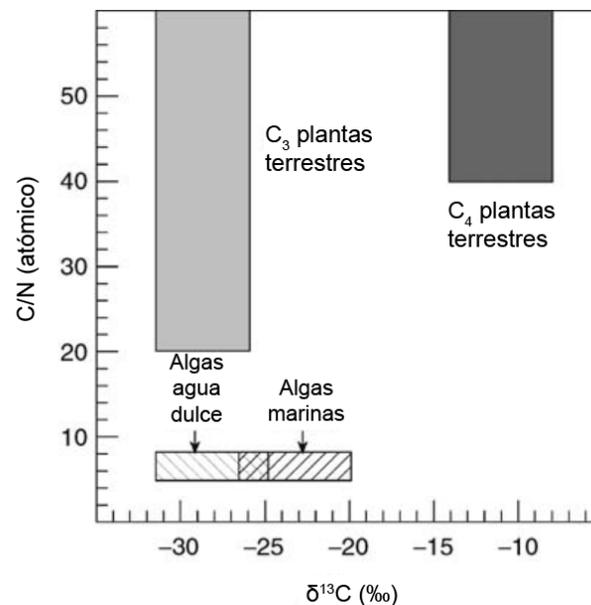


Figura 1.4. Composiciones elementales C/N e isotópicas ($\delta^{13}\text{C}$) de la MO de algas marinas y de agua dulce, y de plantas terrestres C_3 y C_4 . Modificado de Gornitz (2009).

***n*-alcanos**

Los *n*-alcanos son hidrocarburos saturados, es decir, están formados por hidrógeno y carbono con enlaces simples exclusivamente. Tienen la fórmula $\text{C}_n\text{H}_{2n+2}$, que muestra el máximo de enlaces entre los átomos de carbono e hidrógeno. La principal fuente de aparición mundial de los *n*-alcanos es el petróleo; sin embargo, también se producen de forma natural. Los *n*-alcanos

pueden detectarse en los sedimentos fluviales, estuarinos y marinos, así como en los organismos acuáticos (Arora, 2006 en Zakaria *et al.*, 2018). La cera epicuticular que recubre la cutícula de las plantas superiores terrestres está formada por *n*-alcanos de cadena larga en los que predominan los átomos de carbono impares sobre los pares y que van de C₂₇ a C₃₅, con un máximo en C₂₉. Los *n*-alcanos de menor peso molecular, dentro del rango de C₁₅ a C₁₉, con predominio de átomos de carbono impares, especialmente C₁₇ tienen orígenes en algas y cianobacterias (Eglinton & Hamilton, 1963 en Zakaria *et al.*, 2018). Los niveles más altos de átomos de carbono pares, en particular entre los *n*-alcanos de cadena larga, pueden ser un signo de aportes petrogénicos en el ambiente (Sakari *et al.*, 2008).

Para la evaluación del tipo de fuente de hidrocarburos se han creado varios índices que se detallan en la Tabla 1.3.

Tabla 1.3. Índices de *n*-alcanos y su aplicación en la evaluación del tipo de fuente de hidrocarburos. Modificado de Zakaria *et al.* (2018).

Índice	Origen	Aplicación	Referencia
Relación terrestre /acuática (TAR)	El TAR se basa en la abundancia de <i>n</i> -alcanos C ₂₇ , C ₂₉ y C ₃₁ en las plantas terrestres frente a la abundancia de <i>n</i> -alcanos C ₁₇ , C ₁₉ y C ₂₁ en la vegetación marina	Un valor >1 indica que es de origen terrestre, mientras que un valor <1 muestra <i>n</i> -alcanos de origen biogénico marino	Eglinton & Hamilton (1963)
Índice de preferencia de carbono (CPI)	El CPI se deriva del predominio de los <i>n</i> -alcanos impares sobre los pares en la cera epicuticular de las plantas terrestres.	Un valor de 5 a 10 es señal de <i>n</i> -alcanos de origen vegetal terrestre, mientras que un valor cercano a 1 indica aportes petrogénicos, organismos marinos y/o reciclaje de materiales orgánicos	Mazurek & Simoneit (1984)
Largo de cadena promedio (ACL)	El ACL se basa en el número medio de átomos de carbono para los <i>n</i> -alcanos de origen en plantas vasculares	Los valores son constantes en lugares con la misma fuente de <i>n</i> -alcanos, dependiendo de la latitud y las condiciones climáticas.	Poynter & Eglinton (1987)

Alquenonas

Las metil y etilalquenonas de cadena larga (*n*-C₃₇, *n*-C₃₈, *n*-C₃₉) son biomarcadores distintivos de algunos coccolitofóridos marinos. Su abundancia en los registros sedimentarios puede ser utilizada como un *proxy* de paleoproductividad para estas algas, pero su utilidad principal es como indicador de paleotemperatura. Las distribuciones de alquenonas suelen consistir en una serie de homólogos con una mezcla de 1, 2, 3 y 4 dobles enlaces que es sensible a la temperatura. Las

algas producen proporcionalmente más homólogos polinsaturados a medida que la temperatura del agua disminuye para mantener la fluidez de la pared celular (Gornitz, 2009).

Brassell *et al.* (1986) fueron pioneros en la aplicación de la insaturación de alquenonas en la interpretación de las temperaturas pasadas de la superficie del mar y definieron los índices de insaturación de alquenonas U_{37}^K y $U_{37}^{K'}$:

$$U_{37}^K = \frac{[37:2] - [37:4]}{[37:2] + [37:3] + [37:4]}$$

$$U_{37}^{K'} = \frac{[37:2]}{[37:2] + [37:3]}$$

Donde [37:2], [37:3], y [37:4] representan las concentraciones relativas de las alquenonas C_{37} di, tri y tetra-insaturadas, respectivamente (Pagani, 2009 en Gornitz, 2009). Diferenciándose únicamente en la inclusión (o exclusión) de alquenonas $C_{37:4}$. Prahl & Wakeham (1987) demostraron una respuesta lineal de U_{37}^K y $U_{37}^{K'}$ con la temperatura de crecimiento de coccolitofóridos entre 8° y 25°C, siendo el índice $U_{37}^{K'}$ el que demostró mejores regresiones *vs* mediciones *in situ* de temperatura superficial del mar (SST, *Sea Surface Temperature* en inglés). De este modo, los autores proporcionaron una calibración de $U_{37}^{K'}$ en función de la SST, ampliamente aplicada en estudios paleoceanográficos:

$$SST(^{\circ}C) = \frac{U_{37}^{K'} - 0,043}{0,033}$$

Las ventajas de estos índices son su potencial para determinar valores de SST absolutos, facilidad de realizar mediciones y su utilidad en múltiples escenarios oceanográficos (Sachs *et al.*, 2000). Posteriormente, Müller *et al.* (1998) desarrollaron una calibración global basada en sedimentos superficiales de zonas de producción del Atlántico Suroriental para el índice $U_{37}^{K'}$. Concluyendo que las variaciones regionales en la estacionalidad de la producción primaria no tienen un efecto perceptible en la relación $U_{37}^{K'}$ *vs* SST. La comparación con calibraciones publicadas de testigos de otras regiones oceánicas reveló un alto grado de concordancia ($r^2 = 0,98$, $n = 370$, Müller *et al.*, 1998):

$$\text{SST}(^{\circ}\text{C}) = \frac{U_{37}^{K'} - 0,044}{0,033}$$

Estas calibraciones son concordantes con el promedio mundial de SST a 0 m de profundidad, aún a pesar de que gran parte del océano se caracteriza por máximos de producción de haptofitas estacionales o episódicos (Brown & Yoder, 1994 en Sachs *et al.*, 2000). Probablemente indicando que solo hay pequeñas diferencias entre la SST anual promedio y la SST durante las estaciones de producción máxima de haptofitas (Sachs *et al.*, 2000). Por otra parte, mientras que los registros de SST del océano abierto pueden reflejar mejor las temperaturas regionales, las SST de los fiordos están marcadas por procesos locales, en particular por la entrada de agua dulce fría procedente del derretimiento de la nieve, los glaciares y el hielo a la deriva durante la primavera y el verano (SST $\sim 2 - 3$ °C más frías en primavera que en verano), lo que puede modificar sustancialmente las SST de los fiordos (Caniupán *et al.*, 2014), sobre todo en aquellos situados cerca de glaciares (*e.g.* fiordos Jorge Montt, Steffen, Europa). En efecto, en comparación con los datos estacionales de SST en alta mar, las temperaturas de primavera y verano *in situ* al interior de los fiordos son generalmente más frías en ~ 1 °C. La mayor amplitud de la SST en los registros de los fiordos, en comparación con los situados en el margen continental sugiere que estas variaciones posiblemente se amplifican en los fiordos (Caniupán *et al.*, 2014).

Esteroles

Los esteroides son moléculas orgánicas compuestas por una serie de anillos (esterano) y una cadena lateral alifática de ocho o más átomos de carbono en la posición 17 (Figura 1.5), formando parte de la fracción lipídica no-saponificable. Se denominan según la nomenclatura $C_x\Delta^y$, donde “x” es el número total de átomos de carbono e “y” indica las posiciones de los dobles enlaces, en general, los esteroides C_{28} tienen un grupo metilo en la posición C-24, y los esteroides C_{29} tienen un sustituyente 24-etilo. Los esteroides son componentes vitales de las membranas de todos los organismos eucariotas y, aunque la evidencia no es conclusiva, se han identificado en algunos procariontes fotosintéticos (Volkman, 2003).

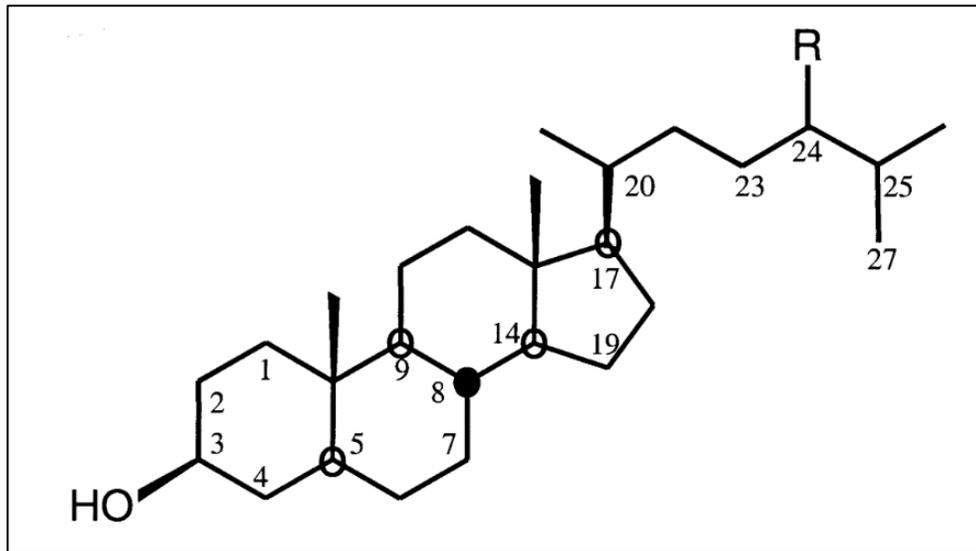


Figura 1.5. Estructura generalizada de un 4-desmetilesterol. Grupos metilo adicionales pueden ser encontrados en las posiciones C-4 (incluyendo dimetilo), C-14 y C-23 (poco común). Grupos metilo, etilo o propilo ocurren en la posición C-24 (denotado por R). Dobles enlaces pueden ser encontrados en C-5, C-7, C-8, C-8(14), C-22, C-24, C-24(28) y C-25(27). Cadenas laterales modificadas ocurren con poca frecuencia en 27-nor y 27-nor-24-metil esteroides (Volkman, 2003).

El principal esteroide que se encuentra en los tejidos de los vertebrados es el colesterol ($C_{27}\Delta^5$, Tabla 1.4), mientras que el estigmasterol ($C_{29}\Delta^{5,22}$), es considerado el principal esteroide en plantas superiores (Bianchi & Canuel, 2011). Los esteroides encontrados en microalgas muestran una gran diversidad de estructuras (*e.g.* la presencia o ausencia de un grupo metilo en C-4, varias ubicaciones de doble enlace, presencia de un grupo hidroxilo adicional, entre otros), algunos tienen amplia distribución (*e.g.* esteroides C_{28}), pero otros han probado ser útiles marcadores químico-taxonómicos (*e.g.* dinosterol (4Me- $C_{30}\Delta^{22}$), biomarcador de dinoflagelados; Tabla 1.4; Volkman, 1986; Volkman, 2003).

Tabla 1.4. Principales esteroides en varias clases de microalgas, cianobacterias, bacterias, fungi y thraustochytridos. Los esteroides enlistados pueden no ocurrir en todas las especies (Volkman, 2003).

Microorganism	Major or common sterols
Microalgae	
Bacillariophyceae	$C_{28}\Delta^{5,22}$, $C_{28}\Delta^{5,24(28)}$, $C_{27}\Delta^5$, $C_{29}\Delta^5$, $C_{27}\Delta^{5,22}$
Bangiophyceae	$C_{27}\Delta^5$, $C_{27}\Delta^{5,22}$, $C_{28}\Delta^{7,22}$
Chlorophyceae	$C_{28}\Delta^5$, $C_{28}\Delta^{5,7,22}$, $C_{28}\Delta^{7,22}$, $C_{29}\Delta^{5,22}$, $C_{29}\Delta^5$
Chrysophyceae	$C_{29}\Delta^{5,22}$, $C_{29}\Delta^5$, $C_{28}\Delta^{5,22}$
Cryptophyceae	$C_{28}\Delta^{5,22}$
Dinophyceae	4Me- Δ^0 , dinosterol, $C_{27}\Delta^5$, $C_{28}\Delta^{5,24(28)}$
Euglenophyceae	$C_{28}\Delta^{5,7,22}$, $C_{29}\Delta^5$, $C_{28}\Delta^7$, $C_{29}\Delta^{5,7}$, $C_{28}\Delta^{7,22}$
Eustigmatophyceae	$C_{27}\Delta^5$ (marine) or $C_{29}\Delta^5$ (freshwater)
Haptophyceae	$C_{28}\Delta^{5,22}$, $C_{27}\Delta^5$, $C_{29}\Delta^{5,22}$, $C_{29}\Delta^5$
Pelagophyceae	$C_{30}\Delta^{5,24(28)}$, $C_{29}\Delta^{5,22}$, $C_{29}\Delta^5$, $C_{28}\Delta^{5,24(28)}$
Prasinophyceae	$C_{28}\Delta^5$, $C_{28}\Delta^{5,24(28)}$, $C_{28}\Delta^5$
Raphidophyceae	$C_{29}\Delta^5$, $C_{28}\Delta^{5,24(28)}$
Rhodophyceae	$C_{27}\Delta^5$, $C_{27}\Delta^{5,22}$
Xanthophyceae	$C_{29}\Delta^5$, $C_{27}\Delta^5$
Cyanobacteria:	$C_{27}\Delta^5$, $C_{29}\Delta^5$, $C_{27}\Delta^0$, $C_{29}\Delta^0$ (evidence equivocal)
Methylotrophic bacteria	4Me- Δ^8
Other bacteria	$C_{27}\Delta^5$
Yeasts and fungi	$C_{28}\Delta^{5,7,22}$, $C_{28}\Delta^7$, $C_{28}\Delta^{7,24(28)}$
Thraustochytrids	$C_{27}\Delta^5$, $C_{29}\Delta^{5,22}$, $C_{28}\Delta^{5,22}$, $C_{29}\Delta^{5,7,22}$

Glicerol dialquil glicerol tetraéteres (GDGTs)

Son lípidos de membrana celular biosintetizados por arqueas marinas que contienen 0 a 3 moléculas de ciclopentano (GDGT-0 – GDGT-3). Las arqueas alteran la composición de estos lípidos en respuesta a la temperatura ambiental para optimizar el empaquetamiento y la fluidez de la membrana. Los experimentos demuestran que las arqueas marinas producen relativamente más lípidos con un mayor número de anillos a mayores temperaturas (Tierney & Tingley, 2015). Por esto, en reconstrucciones paleoclimáticas, son usados para estimar la SST mediante el índice TEX_{86} (*TetraEther index of 86 carbon atoms*) definido por Schouten *et al.* (2002). Este índice cuantifica relativamente los grados de ciclización de los GDGTs (Tierney & Tingley, 2015):

$$TEX_{86} = \frac{GDGT-2 + GDGT-3 + cren'}{GDGT-1 + GDGT-2 + GDGT-3 + cren'}$$

Donde GDGT 1 – 3 son compuestos que contienen 1 a 3 moléculas de ciclopentilo, respectivamente, y *cren'* denota el regioisómero del crenarqueol, un lípido característico de Thaumarchaeota (Tierney & Tingley, 2015).

Kim *et al.* (2010) desarrollaron una calibración usando la misma combinación de GDGTs que el índice TEX_{86} original, definiendo así el índice TEX_{86}^H :

$$\text{TEX}_{86}^H = \log \left[\frac{\text{GDGT-2} + \text{GDGT-3} + \text{cren}'}{\text{GDGT-1} + \text{GDGT-2} + \text{GDGT-3} + \text{cren}'} \right]$$

Este índice se correlaciona a la SST mediante la calibración de Schouten *et al.* (2013):

$$\text{SST}(\text{°C}) = 59,6 \times \text{TEX}_{86}^H + 32$$

Este índice es sumamente útil cuando otros *proxies* están ausentes (*e.g.* alquenonas).

Los GDGTs bacterianos con esqueletos de carbono no isoprenoides también se encuentran con frecuencia en los sedimentos marinos (GDGT-1 – GDGT-3). Numerosos estudios han demostrado que los GDGTs bacterianos son especialmente abundantes en suelos y turbas, pero disminuyen en los sedimentos marinos con el aumento de la distancia a la costa, lo que sugiere un origen predominantemente terrestre (Schouten *et al.*, 2013). Hopmans *et al.* (2004) propusieron el índice BIT (*Branched Isoprenoid Tetraether*) para cuantificar la abundancia de estos GDGTs bacterianos en relación con el crenarqueol como indicador de la entrada de MO terrestre en los sedimentos marinos:

$$\text{BIT} = \frac{[\text{GDGT-I}] + [\text{GDGT-II}] + [\text{GDGT-III}]}{[\text{Crenarqueol}] + [\text{GDGT-I}] + [\text{GDGT-II}] + [\text{GDGT-III}]}$$

1.4. OBJETIVOS

1.4.1. Objetivo general

Realizar una reconstrucción paleoclimática del Holoceno tardío en el Sistema de fiordos Baker-Martínez, enfatizando las interacciones océano-continente durante el periodo coincidente con la Pequeña Edad de Hielo.

1.4.2. Objetivos específicos

- 1.- Reconstrucción de temperatura superficial del mar.
- 2.- Determinación de la fuente y proveniencia de la MO.
- 3.- Comparación con otros registros de Patagonia.

1.5. ÁREA DE ESTUDIO

1.5.1. Ubicación, características y accesos

El área de estudio, el Sistema de fiordos Baker-Martínez, se ubica en la región de Aysén (Figura 1.6), entre el CHN y el CHS, a los 48°S en los Andes Patagónicos. Es un sistema estuarino comprendido por dos canales principales: el canal Martínez, al norte, y el canal Baker al sur. Tiene una batimetría compleja, con profundidades someras (<50 m) en la cabeza, cerca de la localidad de Tortel, y cuencas profundas de más de 1.000 m en el centro del canal Baker (Figura 1.7 y 1.8; Rebolledo *et al.*, 2019). Recibe agua dulce desde la escorrentía superficial; los flujos de agua subterránea alimentados por las altas precipitaciones (100 – 700 cm año⁻¹, MOP-DGA, 1987 en Pantoja *et al.*, 2011); de cuatro ríos alimentados por glaciares: Baker (1.133 m³ s⁻¹), Pascua (753 m³ s⁻¹), Bravo (112 m³ s⁻¹) y Huemules (DGA en Pantoja *et al.*, 2011); y del glaciar Jorge Montt.

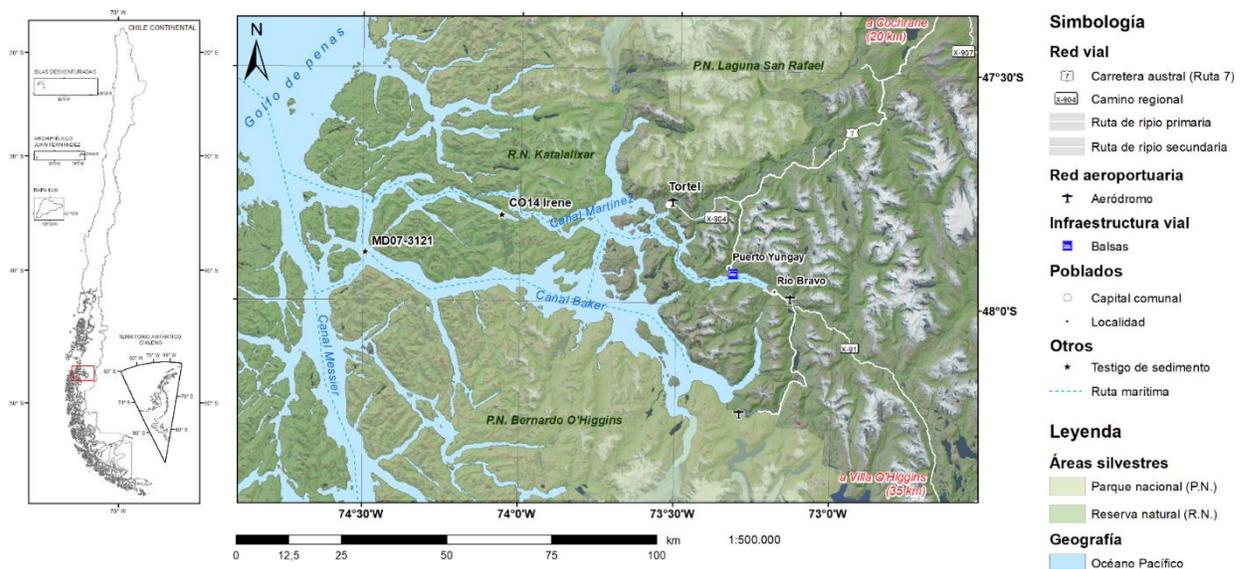


Figura 1.6. Mapa de ubicación y accesos del área de estudio.

El Sistema de fiordos Baker-Martínez conecta la cordillera de los Andes al este, con el océano Pacífico al oeste a través del golfo de Penas; es uno de los pocos sistemas en la Patagonia directamente abiertos al océano Pacífico. Debido a esto, tiene la ventaja de cubrir el continuo de condiciones terrestres a marinas (Rebolledo *et al.*, 2019), haciendo posible la investigación de sedimentos depositados bajo diferentes condiciones paleoambientales.

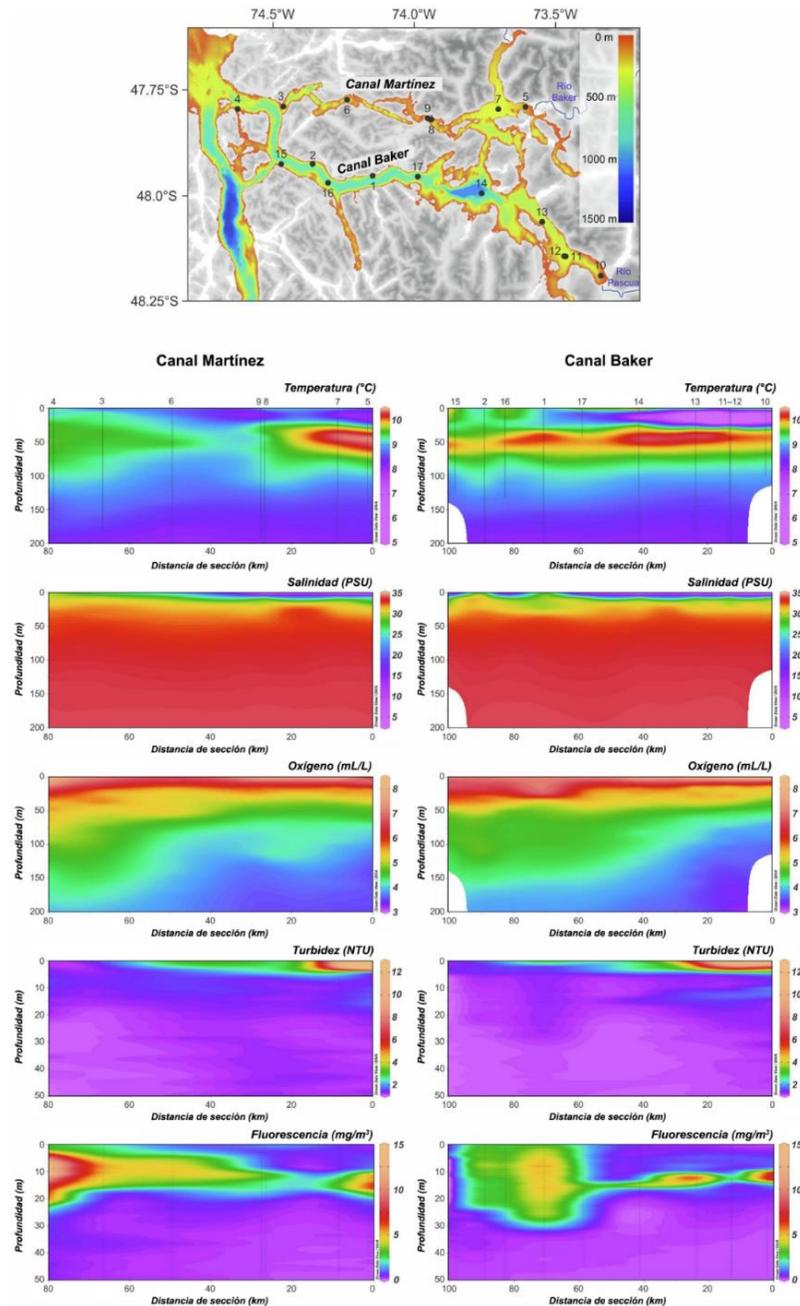


Figura 1.7. Perfiles de parámetros físicos en columna de agua. De arriba abajo: temperatura, salinidad, concentración de oxígeno disuelto, turbidez y fluorescencia para el canal Martínez (izquierda) y Baker (derecha). Los datos CTD se trazaron con Ocean Data View. Modificado de Rebolledo *et al.* (2019).

Es a causa de esto que, en años recientes, el Sistema de fiordos Baker-Martínez (48°S) ha sido foco de numerosos estudios abarcando las dinámicas de comunidades de zooplancton y cambios en circulación estuarina a lo largo de los fiordos (Meerhoff *et al.*, 2015, 2018), ondas internas relacionadas a pulsos de descarga de ríos (Ross *et al.*, 2014), cambios de productividad en la estructura de la columna de agua (González *et al.*, 2013), patrones de diversidad bentónica y estructura trófica (Quiroga *et al.*, 2012, 2016), y eventos GLOFs (*Glacial Lake Outburst Floods*, en inglés; *e.g.* Vandekerkhove *et al.*, 2021). En comparación a los trabajos en oceanografía física y biológica, los estudios basados en *proxies* sedimentológicos y biogeoquímicos que permitan hacer reconstrucciones paleoclimáticas y paleoambientales son todavía relativamente escasos en Patagonia central.

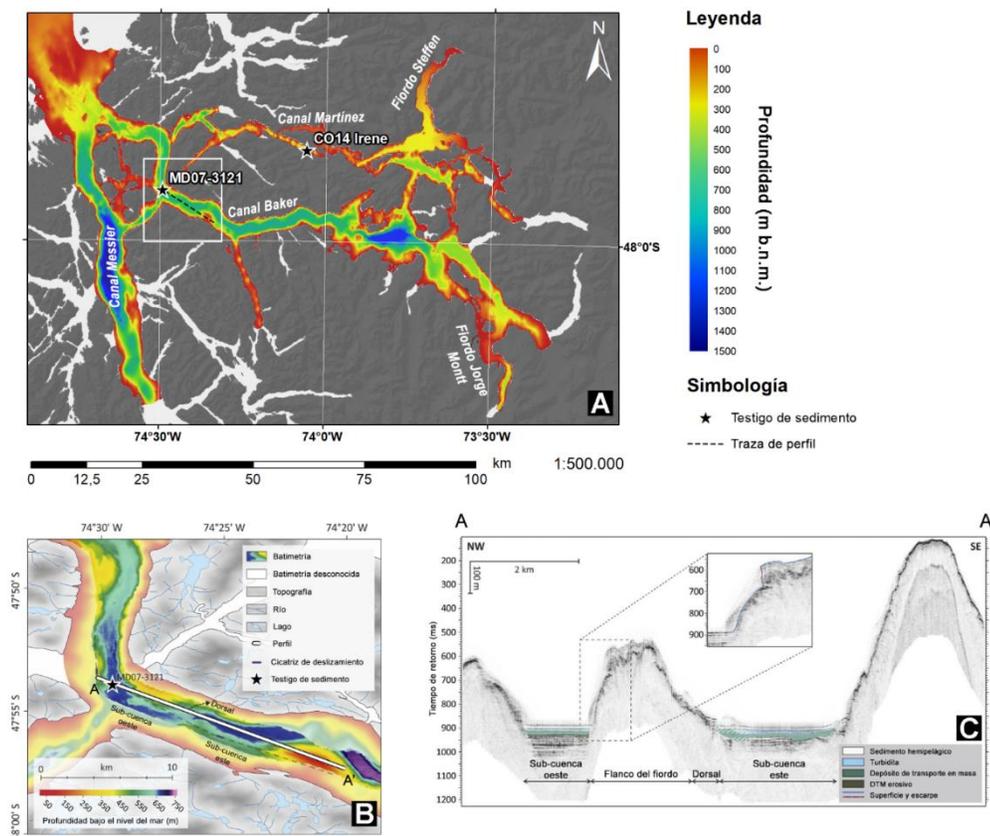


Figura 1.8. Batimetría del área de estudio. **A.** Mapa batimétrico del sistema de fiordos Baker-Martínez. La ubicación de los testigos de sedimento analizados y utilizados en esta tesis se simbolizan con estrellas de color negro; la ubicación de la figura 1.8.B se destaca en el recuadro blanco. Modificado de Piret *et al.* (2019). **B.** Batimetría del canal Baker en las cercanías del sector de muestreo (ver recuadro blanco en 1.8.A), la batimetría de mayor resolución (colores intensos) fue obtenida a través de ecosonda multihaz en el crucero MR08-06 a bordo del *R/V Mirai*; la batimetría de menor resolución fue obtenida a través de los datos del SHOA. **C.** Perfil del fondo del canal Baker en la traza indicada en 1.8.B, obtenido mediante una ecosonda Seafalcon 11 a bordo del *R/V Marion Dufresne*. **B** y **C** modificados de Piret *et al.* (2018).

Debido a la accidentada geografía del área (y en general, de la región), el acceso es difícil y se limita a unas pocas opciones. Desde Cochrane (capital provincial) se tiene acceso directo a la carretera austral (Ruta 7), hacia el suroeste, a través de un camino de ripio de 125 km se llega a Tortel (capital de la comuna homónima). De manera similar, desde Villa O'Higgins (capital de la comuna de O'Higgins) mediante la ruta de ripio X-91 hacia el noroeste, a través de 97,9 km se llega a la localidad de Río Bravo, desde donde se debe tomar una barcaza hasta Puerto Yungay. Desde este último poblado se sigue la carretera austral, y posteriormente, la ruta X-904 por 43,1 km. Alternativamente, es posible llegar en pequeñas avionetas a uno de los tres aeródromos de la zona. También se puede llegar en barco desde Puerto Montt o Chiloé hasta Puerto Yungay o Río Bravo. Pequeñas embarcaciones pueden recalar en Caleta Tortel.

1.5.2. Clima, flora y fauna

Clima

El clima de la zona está fuertemente influenciado por los SWW, que interactúan con el continente aportando humedad producto de su excursión por el océano Pacífico en su recorrido oeste – este. Las precipitaciones varían de norte a sur en función de la distancia con respecto al núcleo de los SWW, ubicado aproximadamente entre los 49°S y los 53°S (Figura 1.1; Kilian & Lamy, 2012). La presencia e interacción de los SWW con los Andes Patagónicos causa precipitaciones que varían desde los 3.000 mm año⁻¹ hasta incluso superar los 10.000 mm año⁻¹ (46° – 52°S, Informe Profesional DGF-CONAMA, 2006 en Fernández *et al.*, 2016).

Debido a esto, el clima de la región es definido como marítimo hiperhúmedo, con las mayores precipitaciones entre mayo y agosto (finales de otoño e invierno), y una temperatura media del aire de 8,9 °C (Hijmans *et al.*, 2005).

Flora y fauna

La cobertura vegetal en las cuencas de los ríos Baker y Pascua consiste en bosques nativos de hoja perenne y caduca, matorrales y turberas (Luebert & Pliscoff, 2006; Rodríguez *et al.*, 2008). Presenta diferentes variedades de especies, destacando el predominio de los bosques siempreverdes de las zonas húmedas frías, como en la franja costera, con el predominio de especies como el coigüe (*Nothofagus dombeyi*), mañío (*Sexagothea conspicua*), canelo (*Drymis winteri*), tepa (*Laurelia*

philippiana), tinoe (*Weinmannia trichosperma*), entre otros; con abundantes especies de helechos, arbustos y musgos. En los sectores más continentales, la masa boscosa tiene mucha densidad, impidiendo el acceso a su interior; sin embargo, presenta baja altura debido a que se encuentra condicionada por las nieves eternas que se aproximan a los 1.000 m s.n.m., por los fuertes vientos, las bajas temperaturas, y las lenguas glaciares que imposibilitan el desarrollo de este tipo de vegetación (Erico, 2020).

En la zona de transición entre las formaciones vegetales siempreverdes occidentales y las de carácter estepario del oriente, predominan especies como las notofagáceas lenga (*Nothofagus pumilio*) y ñirre (*Nothofagus antarctica*), además de arbustos y plantas menores (Martinić, 2005 en Erico, 2020). Las estepas dominan las zonas más orientales de la región, donde lo conforman principalmente hierbas o pastos, como lo es el coirón (*Festuca gracillima*) y arbustos, como por ejemplo la mata verde (*Chiliodendron diffusum*). Por último, la tundra, se encuentra en la periferia de zonas de permanente englaciamiento y se ve representado esencialmente por hierbas perennes.

La fauna de la región está representada por aves, mamíferos, reptiles y anfibios, de los cuales en esta última categoría existen alrededor de 15 especies, siendo una de ellas la ranita de Darwin (*Rhinoderma darwinii*). Entre los reptiles se reconocen 8 especies. Además, habitan 184 especies de aves terrestres y marinas, que van desde las más pequeñas como el chucao (*Scelorchilus rubecola rubecola*), a las de mayor tamaño como el cóndor (*Vultur gryphus*), ñandú (*Pterocnemia pennata pennata*) y cisne de cuello negro (*Cygnus melanocoryphus*; Erico, 2020).

1.6. TRABAJOS ANTERIORES EN EL ÁREA DE ESTUDIO

Silva *et al.* (1998) investigan las masas de agua y los patrones generales de circulación en varios canales del sur de Chile entre Puerto Montt y la laguna San Rafael, contribuyendo a la comprensión de las complejas interacciones entre los procesos físicos y los ciclos biogeoquímicos de los canales del sur.

Silva & Prego (2002) dividen espacialmente toda la región de Patagonia en tres grandes macrozonas (cada una con varias subzonas) según la distribución de las concentraciones de carbono y nitrógeno en los sedimentos: Norte (Puerto Montt a la península de Taitao), Central (golfo de Penas al estrecho de Magallanes), y Sur (Magallanes a cabo de Hornos). Posteriormente, Aracena

et al. (2011) hicieron una recopilación de datos de columna de agua y sedimentos de múltiples estaciones de la Patagonia, proporcionando importantes datos sobre las complejas interacciones entre los procesos oceanográficos y el ciclo biogeoquímico en los fiordos de la Patagonia chilena.

En 2012, Kilian & Lamy publican todos los trabajos que estudiaron testigos de sedimento de los fiordos de la Patagonia, discuten la potencialidad de *proxies* para reconstruir cambios climáticos del pasado y proporcionan un marco de referencia para futuros estudios. Una reciente caracterización de todos los fiordos del mundo clasifica a los fiordos patagónicos como fiordos con alto influjo de aguas marinas y alta esorrentía de agua dulce (Bianchi *et al.*, 2020).

De la Cruz *et al.* (2004) realizan un estudio de la geología del área oriental de la zona norte de la región de Aysén (Hoja Cochrane-Villa O'Higgins, SERNAGEOMIN), incluyendo al área de estudio.

Dentro del área de estudio han habido estudios diversos sobre avances glaciares, procesos sedimentológicos y variaciones composicionales en los sedimentos. Por ejemplo, Rivera *et al.* (2012b) estudian anillos de árbol de *Nothofagus betuloides* recolectados en las cercanías del glaciar Jorge Montt. Los resultados evidencian un avance glaciar entre 250 y 450 años AP, periodo coincidente con la Pequeña Edad del Hielo. Posteriormente, Moffat *et al.* (2018) caracterizaron la magnitud, la estructura espacial y la evolución estacional del océano al influenciar el ingreso de aguas cálidas al fiordo, provocando un rápido retroceso en el frente del glaciar Jorge Montt.

Piret *et al.* (2018) realizan un estudio sedimentológico, con énfasis en capas de grano grueso del testigo MD07-3121 del canal Baker. Los resultados sugieren que el proceso causante del depósito de la megaturbidita corresponde a un terremoto cortical ocurrido en el Holoceno medio, revelando la primera turbidita causada por un terremoto al sur del punto triple de Chile. Rebolledo *et al.* (2019) investigan las variaciones composicionales y biogeoquímicas en los sedimentos del continuo océano-continente del Sistema de fiordos Baker-Martínez. Sus resultados sugieren que la composición isotópica de la MO ($\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$) y la proporción relativa de diatomeas de origen dulceacuícola son los indicadores más adecuados para estimar los cambios en el aporte terrestre a partir de los archivos sedimentarios de los fiordos del área. Vandekerkhove *et al.* (2021) examinan diez testigos de sedimento en el canal Martínez, con el objetivo de comprender cómo se registran los depósitos de GLOFs en sedimentos de fiordos. Concluyendo que los depósitos de GLOFs

pueden ser identificados por su tamaño de grano más fino y por su bajo contenido de C_{org} , diferenciándose así de otros depósitos de eventos (*eg.* turbiditas).

1.7. AGRADECIMIENTOS

La realización de esta memoria de título fue posible gracias al financiamiento del Centro IDEAL (Proyecto FONDAP 15150003), Centro Oceanográfico COPAS Sur-Austral (CONICYT PIA PFB31 y CONICYT PIA APOYO CCTE AFB170006), Centro COPAS Coastal (Proyecto ANID FB210021) y la Flemish Research Foundation (proyecto G0D7916N).

En primera instancia, agradezco el apoyo incondicional y la paciencia de mi profesora guía, Dra. Carina Lange (COPAS Coastal, Centro IDEAL), quien en 2021 me aceptó en su laboratorio y desde entonces ha sido clave en mi aprendizaje de la paleoceanografía y paleoclima, recientemente dándome la significativa oportunidad de formar parte de una expedición oceanográfica a bordo de la *R/V Sonne*. Notablemente reconozco su disciplina y compromiso por el trabajo científico serio, que ha transmitido a lo largo de este tiempo. También correspondo la contribución de los profesionales involucrados en el muestreo, análisis y la toma de datos de los dos testigos de sedimento tratados: Carina Lange (COPAS Coastal, Centro IDEAL) por su trabajo en las dos campañas en las que se extrajeron los testigos, así como por su trabajo en el análisis de datos; Víctor Acuña (COPAS Coastal) por la extracción e identificación de biomarcadores; Alejandro Ávila (Universidad de Texas) por las estimaciones de ópalo biogénico; Jorge Henríquez (Centro IDEAL) por las mediciones de tamaño de grano; Jérôme Kaiser (IOW) por la extracción e identificación de GDGTs; Benjamín Srain (INCAR) por la identificación y cuantificación de esteroides; Sebastien Bertrand (GEOPS Universidad de Paris-Saclay) por las mediciones de tamaño de grano y contribución con los modelos de edad; Praxedes Muñoz (CEAZA) por la realización del modelo de edad del CO14 Irene; Lorena Rebolledo (INACH) por su trabajo en el muestreo y en el análisis de datos preliminares; Marco Salamanca (Universidad de Concepción) por su contribución en los modelos de edad.

A los profesores y funcionarios del Departamento de Ciencias de la Tierra de la Universidad de Concepción, por enseñarme importantes conocimientos y por la ayuda prestada en salidas a terreno. Particularmente reconozco a María Verónica Pineda, con quien tuve la oportunidad de colaborar en el curso de Geología general; a Verónica Oliveros, por la ayuda brindada con trámites

académicos durante su período como jefa de carrera; a la actual jefa de carrera Fernanda Álvarez, por su asistencia; y a los miembros de la comisión, por formar parte del proceso de revisión y evaluación de esta memoria de título.

Especialmente quiero agradecer al Laboratorio de Paleoceanografía de la Universidad de Concepción: Carina, Alejandro, Jorge, Paola y Víctor, por brindarme una cálida estadía en su laboratorio, por dedicar parte de su tiempo para enseñarle a un geólogo sobre el océano y por brindarme tantas risas y momentos memorables.

A mis amigas y amigos que hicieron de mi tiempo en la universidad algo mejor de lo que jamás habría podido imaginar, y que he encontrado en ellos verdaderos camaradas de la vida. Por tantos buenos momentos, gracias: Grupo de tertulianos de Instagram, las Catalinas, Eduardo (alias Carlitos Caroe), Jorge (alias Yorch), Kevin, Rocío, Rubén, Sebastián, Susana, y especialmente Victoria, por siempre estar a mi lado, darme palabras de aliento y amor, y a su familia por tanto apoyo y buen recibimiento. Finalmente, agradezco profundamente a mi familia por siempre apoyarme en todo ámbito, empujarme a cumplir mis metas y darme todo el amor que podría necesitar para poder desarrollarme como una persona integral.

2. GEOMORFOLOGÍA

2.1. GEOMORFOLOGÍA REGIONAL

El origen de la geomorfología en la región de Aysén se atribuye a las colosales transformaciones impulsadas por la dinámica tectónica y orogénica de la corteza terrestre, que durante millones de años modelaron la superficie terrestre. El proceso tectónico de subducción ha sido casi continuo desde el inicio de la ruptura de Gondwana (Álvarez & Ramos, 1999) en el Jurásico Inferior, es decir, hace aproximadamente 200 Ma (Mpodozis & Ramos, 2008). Álvarez & Ramos (1999) denominan Segmento Patagónico Austral a las latitudes entre 46°30' y 52°S para referirse a una zona de silencio volcánico en el arco magmático desde hace 10 Ma, producto de la colisión de la dorsal de Chile con la placa Sudamericana. Además, en forma paralela al cese de actividad volcánica, la colisión de la dorsal oceánica ha producido el levantamiento de la cordillera Patagónica, desarrollando una faja plegada y corrida y un importante acortamiento orogénico (Erico, 2020).

Durante el Cuaternario la zona experimentó, primero, los efectos de una extensa glaciación. Luego, hubo una deglaciación que, junto a movimientos de eustasia e isostasia, provocó importantes cambios geomorfológicos: la generación de un gran lago que posteriormente desapareció; cambios del nivel base, evidenciados por la presencia de terrazas costeras elevadas en los márgenes de los principales lagos; inversión de drenaje, y alzamiento cortical. Configurando la fisonomía geográfica y morfología que caracteriza a esta zona en el presente (De la Cruz *et al.*, 2004; Martinić, 2005). Actualmente la geomorfología aún se ve dominada por procesos glaciares, pero también influye el ambiente volcánico propio de la Zona Volcánica Sur a la que pertenece la región de Aysén (Erico, 2020). Según Martinić (2005), se distinguen 4 secciones diferenciadas que se presentan de oeste a este: Conjunto Insular Occidental, Depresión Intermedia, Cordón Cordillerano (cordillera Patagónica) y el Cordón Andino (Figura 2.1).

2.1.1. Conjunto Insular Occidental

Este conjunto está compuesto por los archipiélagos de las Guaitecas y de los Chonos y la península de Taitao (Figura 2.1). Esta gran sección adquirió su carácter insular-peninsular definitorio por obra tanto del entrecruzamiento de fallas, fracturas y diaclasas geológicas y por el

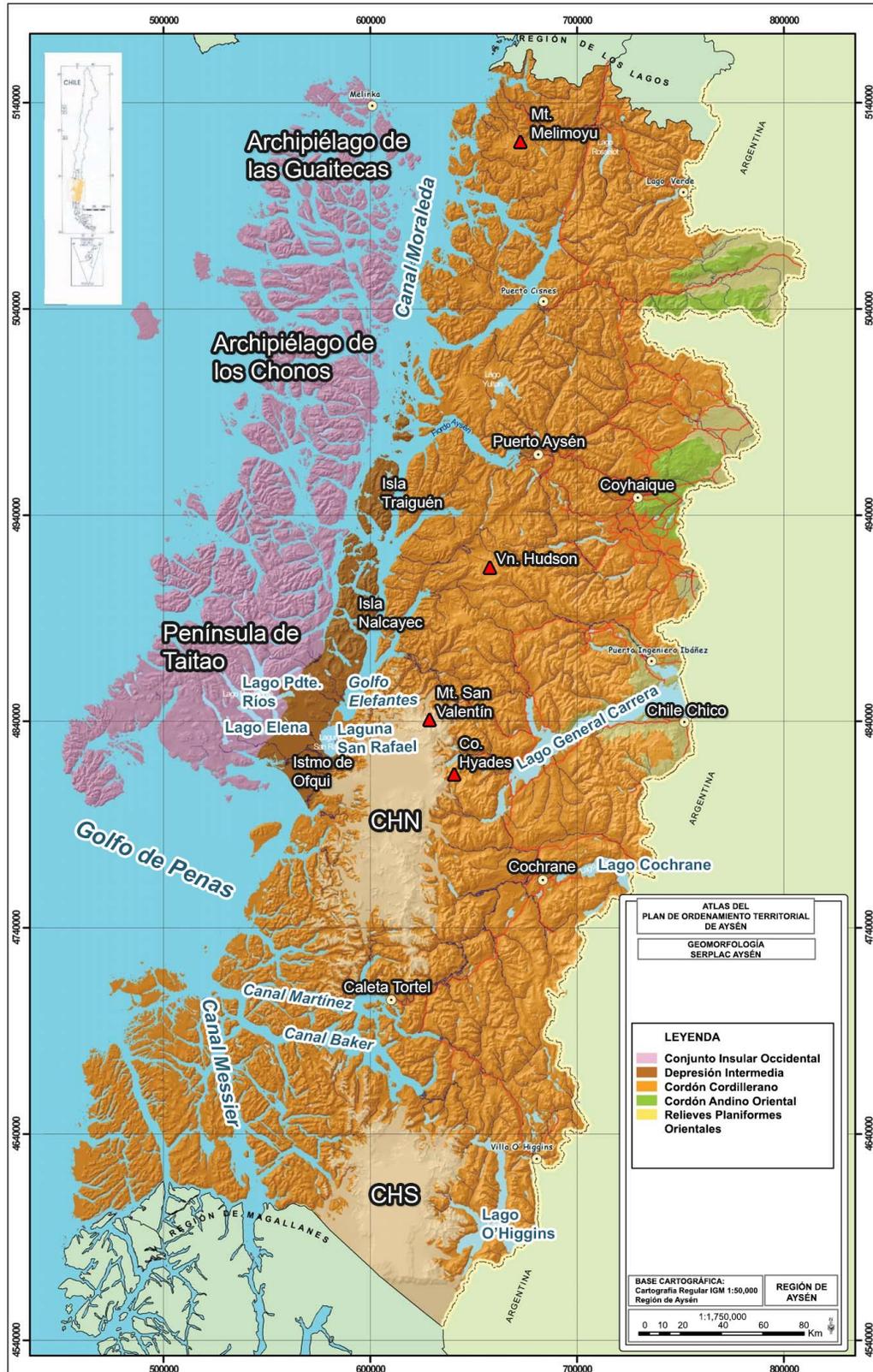


Figura 2.1. Mapa geomorfológico de la región de Aysén. Recopilado y modificado de Atlas Región de Aysén 2005.

hundimiento de la masa continental (Erico, 2020). Se caracteriza por la presencia de numerosas islas, canales y fiordos, como por ejemplo las islas Gran Guaiteca y Benjamín. Los fiordos más notables se desarrollan más al este, Puyuhuapi, Magdalena y Aysén. También destaca la península de Taitao, prolongación occidental del continente, es un gran complejo de penínsulas menores y fiordos, con una suerte de individualidad geográfica propia en el sector de que se trata, que incluye dos extensos depósitos lacustres interiores, lagos Presidente Ríos y Elena, descubiertos tardíamente gracias a la fotografía aérea (Martinić, 2005). Al sur, el amplio golfo de Penas interrumpe la fisionomía del archipiélago, reapareciendo en la parte septentrional de la antigua Magallania, con islas mayores como el grupo Guayaneco, Stuvén, Prat, Pequeña Wellington, Campana y Lynch, todas separadas del continente por el canal Messier.

2.1.2. Depresión Intermedia

Estructuralmente corresponde a la continuación de la depresión intermedia de Chile central, sin embargo, en este sector se encuentra en su segmento más profundo. A esta unidad pertenece el ancho canal de Moraleda y el golfo Elefantes. Sus secciones emergidas corresponden a islas de baja altura como Traiguén y Nalcayec, además del puente sedimentario del istmo de Ofqui que marca el fin de la Depresión Intermedia y el Sistema de Fallas Liquiñe-Ofqui (LOFZ, *Liquiñe-Ofqui Fault Zone*, en inglés; Erico, 2020), limitando al sur con el golfo de Penas, al norte con la laguna San Rafael, al oeste con la península de Taitao y al este con el CHN.

2.1.3. Cordón Cordillerano

En el área central de la región, se ubican los Andes Patagónicos, tienen una menor altitud promedio comparada con la cordillera de los Andes en la zona norte y central de Chile y, además, dista de ser un cordón montañoso compacto y continuo, ya que es cortado por las cuencas de los grandes ríos que se originan en la sección oriental del territorio, también cerca de los 48°S es cortado por el sistema marino del gran canal Baker y sus tributarios (Erico, 2020). Este cordón se caracteriza por valles transversales, circos, artesas, lagos y morrenas. Muestra en su desarrollo dos grandes ensanches entre los 46°40' y 47°S, y a partir de los 48°S, en forma de altiplanicies permanentemente glaciadas, conocidas, respectivamente, como los CHN y CHS, relictos de las glaciaciones pleistocénicas. En ellos se encuentran algunas de las mayores elevaciones cordilleranas, se destacan, los montes San Valentín, que, con su cumbre de 3.910 m de altura es la

más elevada de la Patagonia; Hyades (3.078 m); Cuerno de Plata (3.725 m), Melimoyu en la parte norte (2.400 m) y el volcán Hudson la zona central (2.500 m), cono activo afamado por sus erupciones recientes (Martinić, 2005).

Durante el Pleistoceno, ambos campos de hielo se encontraban unidos, denominándose PIS que cubría la totalidad de los Andes Patagónicos. Fueron esculpidos profundos valles debido al fluir de los glaciares desde el campo de hielo hacia el este (Bell, 2009 en Erico, 2020).

2.1.4. Cordón Andino Oriental

La sección oriental, se caracteriza por su relieve progresivamente más bajo según avanza hacia el este. Existen además del Cordón Andino, sistemas montañosos transversales y aislados en las que se han formado extensas cuencas hidrográficas que drenan hacia el oeste atravesando el Cordón Andino central (Erico, 2020). Los sistemas fluviales más importantes son los ríos Palena, Cisnes, Aysén, Baker y Pascua; mientras que otra característica distintiva de la sección oriental, son los sistemas lacustres, siendo los de mayor tamaño el lago General Carrera (con una superficie de 1,360 km² en la parte chilena de un total de 1.850 km²), O'Higgins (529 km²) y Cochrane (176 km²), igualmente compartidos con Argentina. Cuatro áreas menores planiformes y discontinuas constituyen el relieve patagónico oriental en la región, estas son: Alto Cisnes, Ñirehuao, Coyhaique Alto y Balmaceda (Martinić, 2005).

2.2. GEOMORFOLOGÍA LOCAL

El área de estudio está ubicada en el Cordón Cordillerano, entre los CHN y CHS, limitando al oeste con el golfo de Penas. Se caracteriza por una topografía muy accidentada (Figura 2.2) otorgada por lineamientos de origen tectónico (Glasser & Ghiglione, 2009), intensa erosión glacial y posterior actividad glaciofluvial de grandes glaciares y ríos, como el río Bravo y Pascua (Börgel, 1983). Luego del Pleistoceno, durante el fraccionamiento y separación del PIS, quedó en evidencia la gran influencia glacial en la zona, con grandes valles y cuencas limitadas por bordes abruptos y de gran inclinación. El ingreso del mar se vio limitado por el solevantamiento producto de la respuesta glacioeustática, debido a la pérdida de peso que ha experimentado el continente liberado de la capa de hielo cuaternaria (Börgel, 1983). Las cuencas glaciofluviales de la zona conservan la comunicación entre ellas a través de caudalosos ríos que desembocan en el fiordo Baker, así como

lo son el río Pascua, Ventisquero y Bravo. Las cuencas que hospedan a los fiordos varían en forma y tamaño, como la pequeña y cerrada cuenca cercana a la isla Irene en el canal Martínez, y la más grande y abierta cuenca del canal Baker (Figura 2.2).

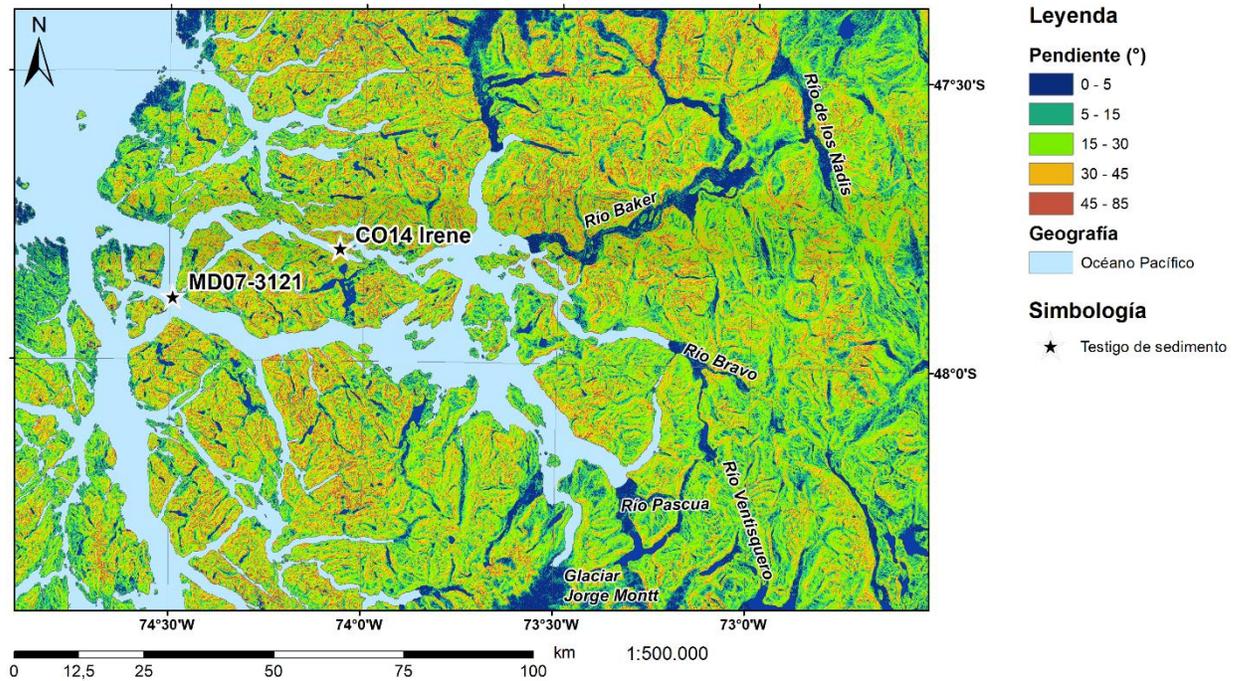


Figura 2.2. Mapa de pendientes del área de estudio y ubicación de los testigos de sedimento incluidos en esta Memoria.

3. MARCO GEOLÓGICO

3.1. MARCO GEOLÓGICO REGIONAL

3.1.1. Tectónica

La cordillera de los Andes se extiende por 7.240 km al occidente de Sudamérica en una franja casi N – S, desde los 11°N hasta los 55°S. Su formación es producto de la subducción de placas oceánicas del Pacífico bajo la placa continental Sudamericana. El relieve actual ha sido principalmente adquirido durante el alzamiento andino desde el Mioceno medio hasta el Plioceno (Hervé *et al.*, 2000). Al sur de los 44°S, el cordón andino es llamado Andes Patagónicos y abarca las regiones de Aysén y Magallanes.

Los Andes Patagónicos se han formado desde el Jurásico, hace unos 200 Ma, como producto de la subducción casi continua de la corteza oceánica, desde el inicio de la ruptura de Gondwana (Álvarez & Ramos, 1999). Sin embargo, existen evidencias de que el proceso subductivo ya había sido activo durante el Paleozoico Tardío, período en el cual se formaron gruesos prismas acrecionarios, que fueron deformados y metamorfizados (Hervé *et al.*, 1998). La subducción de la placa de Nazca bajo la placa Sudamericana, en los Andes Patagónicos, se volvió constante desde hace 48 Ma, con un ángulo de convergencia ortogonal entre los 26 Ma y 20 Ma. En la actualidad, el ángulo de convergencia es de 26° y el de subducción se estima en 16° (Jarrard, 1986). La edad de la placa subductada disminuye desde 25 Ma (a los 38°S) hasta 0 Ma en el punto triple chileno, ubicado actualmente en 46°S, donde converge las placas de Nazca, Antártica y Sudamericana.

El punto triple ha migrado hacia el norte durante el Cenozoico tardío, de hecho, durante el Mioceno (14 Ma), se ubicaba en el extremo sur del continente sudamericano. Varios segmentos de dorsales han sido subductados desde entonces y actualmente una fracción de la dorsal de Chile está siendo subductada al norte de la península de Taitao (Hervé *et al.*, 2000; Figura 3.1). Esto genera contextos de subducción distintos al norte y sur del punto triple. Al norte ocurre una subducción oblicua y más rápida, de 66 mm año⁻¹, mientras que al sur es más lenta, alcanzando 18,5 mm año⁻¹ (Wang *et al.*, 2007 en Piret *et al.*, 2018). Como resultado, se ha generado un desarrollo diferencial del arco volcánico, ubicándose los volcanes de mayor actividad al norte del punto triple.

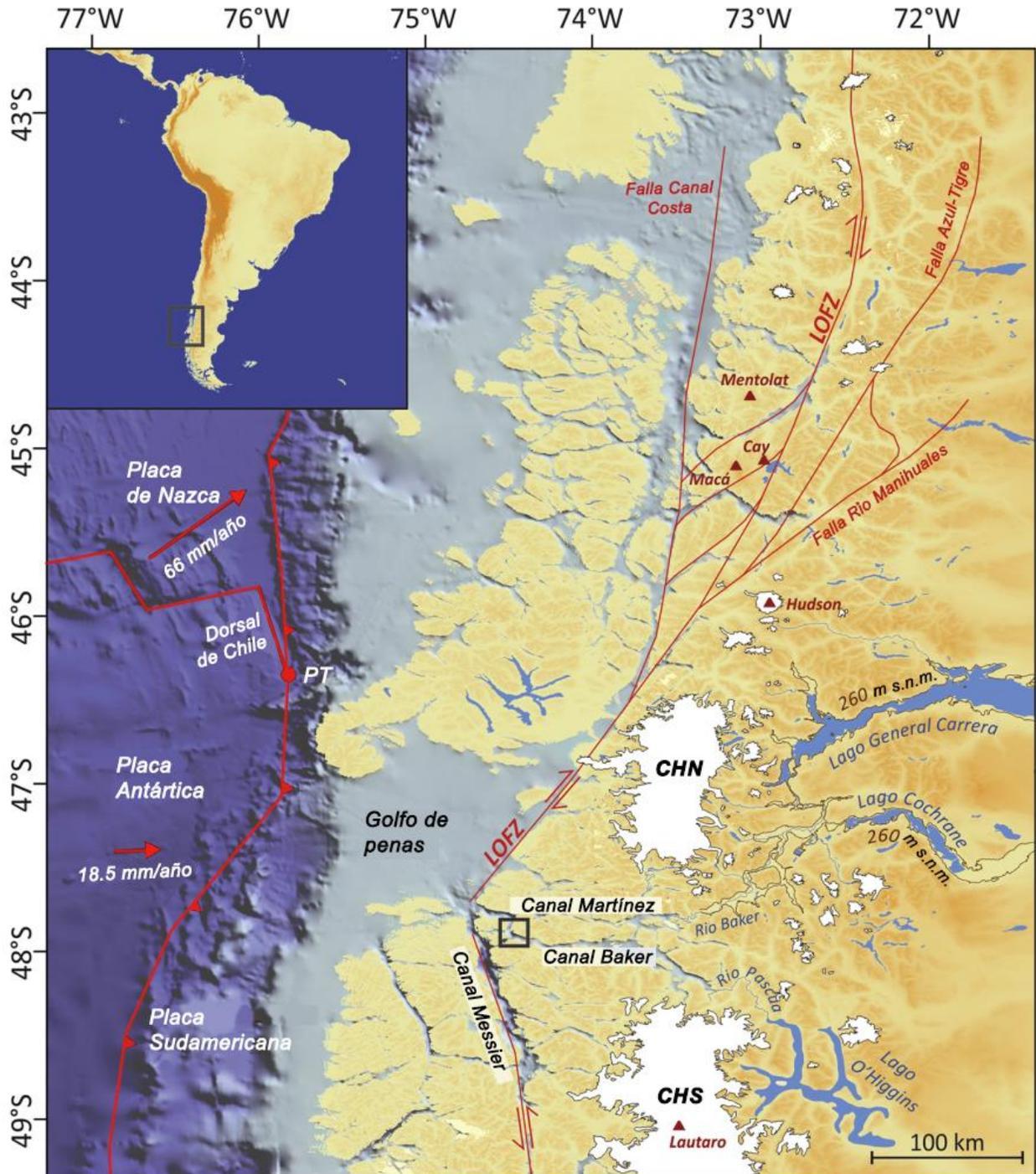


Figura 3.1. Mapa regional del contexto tectónico del área de estudio. PT: punto triple. En color rojo brillante: tectónica de gran escala. En rojo cobrizo: tectónica de escala menor. Localización de los límites de placas basada en Bird (2003); localización de la LOFZ basada en Cembrano *et al.* (2002), localización de la falla en el canal Messier basada en Glasser & Ghiglione (2009). CHN y CHS: Campos de Hielo Norte y Sur, respectivamente (Glasser *et al.*, 2011). La extensión del paleolago General Carrera anterior al evento de drenaje (8,5 ka) se ilustra con la cota de 260 m s.n.m. (Glasser *et al.*, 2006). Los volcanes se indican con triángulos rojos. Modificado de Piret *et al.* (2018).

3.1.2. Principales unidades geológicas

Las rocas más antiguas y también las más abundantes del sector oriental de los Andes Patagónicos son las rocas paleozoicas del Complejo Metamórfico Andino Oriental (CMAO), que revelan un alto grado de exhumación de la corteza en la región (De la Cruz *et al.*, 2004). El primer indicio de que los procesos de subducción estaban activos en la zona es la acreción del *terrane* alóctono del Complejo Acrecionario Madre de Dios (234 – 195 Ma (Triásico Medio – Jurásico Inferior; Thomson & Hervé, 2002)), en algún momento entre el Pérmico Medio y el Jurásico más temprano. La acreción de este bloque exótico tuvo lugar desde el noroeste (Rapalini *et al.*, 2001 en Hervé *et al.*, 2007), lo que sugiere que la subducción fue sumamente oblicua al margen continental.

La actividad magmática intrusiva ha sido intermitente, sobre un período de más de 150 Ma (Hervé *et al.*, 2007) desde el Jurásico Medio hasta el Mioceno, y está representada por plutones asignados a los siguientes períodos:

- i) Plutones del Jurásico Medio – Superior, que incluyen el Complejo Plutónico lago Plomo, las Tonalitas Esmeralda y Sobral, las Granodioritas Ventisquero y Cabeza de León, y las Dioritas El Halcón;
- ii) Plutones y cuerpos hipabisales de edad incierta incluyen los Hipabisales riolíticos, y los Granitoides y dioritoides O'Higgins;
- iii) Plutones del Cretácico Inferior, compuestos por el Segmento del Cretácico Inferior del Batolito Patagónico, el Complejo Hipabisal Calluqueo y las Dioritas Tamango;
- iv) Intrusivos asignados al Cretácico Superior que conforman el Complejo Plutónico Tranquilo-Del Salto, de características alcalinas y los Pórfidos granodioríticos lago Azul;
- v) Intrusivos asignados al Eoceno y Mioceno y que incluyen Hipabisales basálticos, los Domos de lago Chacabuco, las Tonalitas del río Nef, el Hipabisal dacítico de Nacientes del Chacabuco y;
- vi) el Granito San Lorenzo del Mioceno Superior (De la Cruz *et al.*, 2004).

El emplazamiento de gran extensión de las unidades intrusivas del Jurásico Superior aparenta haber alcanzado un clímax a 150 Ma (límite Kimmeridgiense – Titoniense; Hervé *et al.*, 2007). Estas unidades están esencialmente confinadas al margen oriental del batolito, y coevales con las etapas

tardías de las riolitas de las formaciones Ibáñez y El Quemado (Pankhurst *et al.*, 2000). Se sugiere que el magmatismo se inició primero en el sur y luego se extendió hacia el norte, con la edad más antigua de 157 ± 3 Ma procedente del norte del estrecho de Magallanes (Hervé *et al.*, 2007).

Posteriormente, el lugar del plutonismo cambió hacia el oeste. Un grupo de granitoides cretácicos de edad 144 – 137 Ma (Berriasiense – Valanginiense) aflora en el área central del archipiélago, al menos donde el cinturón Jurásico está bien definido. En el extremo norte de los CHS, los granitoides del Cretácico más temprano se encuentran cerca del margen oriental del batolito. Un segundo grupo de granitoides del Cretácico Inferior, entre 136 y 127 Ma, se encuentra principalmente en el margen occidental del batolito. Los plutones del Cretácico Superior (126 – 75 Ma) tienden a presentarse en la zona sur del batolito, entre bahía Xaultegua ($52^{\circ}45'S$) y el punto más austral alcanzado en el estrecho de Magallanes (Hervé *et al.*, 2007).

Los granitoides post-cretácicos del Batolito Patagónico se subdividen en paleógenos (67 – 40 Ma) y mayoritariamente neógenos (25 – 15 Ma). Parecen indicar eventos discretos en los intervalos indicados como en el Batolito Norpatagónico (Pankhurst *et al.*, 1999 en Hervé *et al.*, 2007) y están igualmente confinados a la región axial, entre unidades más antiguas a ambos lados. Al menos seis plutones alcalinos a calcoalcalinos aislados del Mioceno aparecen hasta 70 km al este del margen del batolito en un lineamiento de 800 km subparalelo a la fosa actual. La intrusión de estos cuerpos fue relacionada por Michael (1991) con la subducción de la dorsal de Chile, que comenzó a los 14 Ma bajo el extremo sur de Sudamérica y desde entonces ha migrado hacia el norte (Hervé *et al.*, 2007).

La mayor parte de la cubierta volcanosedimentaria del Mesozoico ha sido erosionada, esto ha dado lugar a una extensa exposición del basamento plutónico y metamórfico (Thomson, 2002 en Encinas *et al.*, 2019). Sin embargo, la región de *hinterland* ($47^{\circ}S$) contiene un registro cenozoico casi completo de rocas estratificadas, que afloran al este del arco volcánico actual en la parte axial de la cordillera de los Andes en Meseta Guadal y en el flanco oriental de esta cadena al sur de Chile Chico (Encinas *et al.*, 2019). El Cenozoico se compone de depósitos fluviales asignados a las formaciones Ligorio Márquez y San José del Paleoceno Superior y Eoceno Inferior, respectivamente. Esta última está sobreyacida paraconcordantemente por las capas marinas someras de la Formación Guadal, lo que indica una transgresión marina durante el Oligoceno Superior – Mioceno Inferior y posterior a un *hiatus* del Eoceno Superior – Oligoceno Inferior o

incluso Superior. Está cubierta por depósitos fluviales sinorogénicos de la Formación Santa Cruz, que contiene vertebrados fósiles del santacrucese (16,3 – 17.5 Ma), correspondientes al Mioceno Inferior tardío – Mioceno Medio temprano (De la Cruz *et al.*, 2004). El espesor total de la sucesión cenozoica en el *hinterland* incluye ~2.000 m de rocas sedimentarias y volcánicas que fueron acumuladas a lo largo de ~50 Ma. De ellas, los depósitos sinorogénicos de la Formación Santa Cruz y unidades más jóvenes, que se depositaron en apenas ~7 Ma, suponen la mitad del espesor total (~1.000 m). Estos datos indican que el escenario tectónico durante el resto del Cenozoico ya sea extensional o compresivo, no creó un espacio de acomodación significativo. Esto apoya la idea de que el intervalo 19 – 12 Ma fue el único período caracterizado por un significativo crecimiento andino durante el Cenozoico (Encinas *et al.*, 2019).

3.2. MARCO GEOLÓGICO LOCAL

En el área de estudio predominan dos unidades geológicas que comprenden más del 85% de la superficie (Figura 3.2), las rocas más antiguas son rocas metamórficas (principalmente filitas) y pertenecen al Complejo Metamórfico Andino Oriental (CMAO), aflorando al este de la zona. Por el oeste y centro del área, se encuentran las rocas de mayor extensión, correspondientes a granitoides del Batolito Patagónico. Adicionalmente, en el extremo noreste afloran las rocas volcánicas de los Domos del lago Chacabuco y las Granodioritas Ventisquero y Cabeza de León, ambas de acotada extensión superficial. Los sedimentos cuaternarios se encuentran limitados a cuerpos de agua dulce, como ríos y lagos, además de quebradas y faldones de cerros (De la Cruz *et al.*, 2004).

3.2.1. Paleozoico

Complejo Metamórfico Andino Oriental (CMAO) (Devónico – Carbonífero)

Definición, distribución y relaciones estratigráficas. Se denomina CMAO a rocas metamórficas pre Jurásico Medio – Superior, expuestas en la región centro-oriental de la cordillera Patagónica, al este del Batolito Patagónico y entre la zona noroccidental del lago General Carrera (46°S) y el extremo norte del CHS (49°S). Junto al Batolito Patagónico, cubren la mayor parte del área de estudio (Figura 3.2).

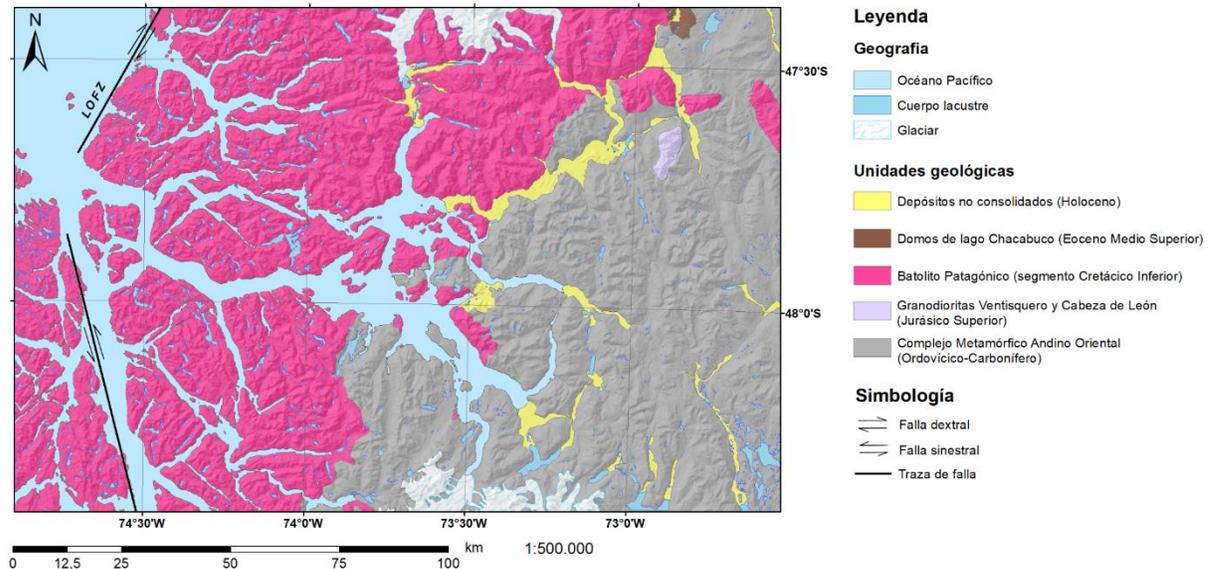


Figura 3.2. Mapa geológico del área de estudio. LOFZ: Zona de Fallas Liquiñe-Ofqui. Información geológica basada en De la Cruz *et al.* (2004).

Comprenden, principalmente, esquistos, filitas y niveles de mármoles, de bajo grado metamórfico (prehnita-pumpellita a esquistos verdes) y polideformados, cuyo protolito principal fueron rocas sedimentarias con intercalaciones subordinadas de rocas volcánicas.

Subyace en inconformidad a los depósitos no consolidados holocenos y, en el margen noreste de la zona de estudio, en las cercanías del lago Chacabuco, subyace a los Domos del lago Chacabuco en inconformidad inferida, debido a que el contacto no se encuentra expuesto. El complejo se encuentra intruido por rocas plutónicas jurásicas de las Granodioritas Ventisquero y Cabeza de León.

Litología. Este complejo metamórfico está compuesto de esquistos y filitas de cuarzo muscovita y, en forma subordinada, de mármoles y esquistos verdes. De acuerdo con el grado de deformación y la subsecuente preservación u obliteración de las estructuras sedimentarias de las rocas de este complejo, se reconoce tres asociaciones de rocas metamórficas, que no se diferenciaron cartográficamente en el área de estudio. La predominante está compuesta de rocas metamórficas fuertemente plegadas como resultado de varias etapas tectónicas o de un tectonismo progresivo. Esta deformación ha obliterado las estructuras sedimentarias originales, generándose esquistos y filitas con metamorfismo que alcanza hasta la facies de esquistos verdes. Esta asociación fue denominada inicialmente por Lagally (1975) como Formación lago General Carrera. Incluye

esquistos micáceos, filitas, metacuarcitas, y ocasionales intercalaciones de mármol y esquistos calcáreos, metacherts y, metabasitas.

La segunda asociación de rocas metamórficas se expone ocasionalmente; corresponde a metasedimentitas de menor grado metamórfico y, si bien están fuertemente deformadas, preservan estructuras sedimentarias que permite identificarlas como turbiditas. Estas rocas estarían incluidas en la Formación lago Cochrane de Lagally (1975). La litología se caracteriza por la presencia de metapsamitas cuarcíferas con gradación normal, bases erosivas, marcas de corriente, laminación cruzada, estructuras de pérdida de agua y diques sinsedimentarios. Localmente las metapsamitas alcanzan espesores de hasta 30 m, y se caracterizan por abundantes vetillas de cuarzo. Esta asociación incluye, muy ocasionalmente, intercalaciones de metaconglomerados clasto y matriz soportados. La fracción clástica de las metapsamitas y metaconglomerados está formada principalmente por cuarzo y subordinadamente, feldespato monocristalino y líticos (metacuarcitas, esquistos, fragmentos de rocas volcánicas porfíricas silíceas, con fenocristales de cuarzo, y de granitoides).

En algunos sectores, se reconocen sucesiones en que alternan metapsamitas y metapelitas finamente estratificadas, donde las metapsamitas son cuarcíferas, con laminación cruzada, pliegues convolutos, ondulitas, ondulitas de crecimiento, trazas fósiles y marcas de corriente en la base. Las metapelitas están finamente laminadas. Localmente, se reconoce, además, metapelitas con delgadas intercalaciones (menores a 5 cm) de areniscas muy finas.

Edad. Hervé *et al.* (2003) concluyen que los sedimentos que forman la unidad fueron depositados durante el Devónico Superior – Carbonífero Inferior, aunque existen registros del Pérmico en el sector occidental. Thomson & Hervé (2002) determinan que los sedimentos fueron metamorfizados hace 300 ± 23 Ma, es decir, a fines del Carbonífero, bajo condiciones P/T menores a las típicas para complejos acrecionarios (Ramírez *et al.*, 2005), lo que también revelan las facies metamórficas que van desde la parte superior de la facies prehnita-pumpellita al inicio de la facies de esquistos verdes.

Ambiente de depositación. Hervé *et al.* (2008), basados principalmente en consideraciones de procedencia de los datos petrográficos y geoquímicos, sugieren que estas turbiditas registran la depositación en un margen continental pasivo y fueron derivadas de una fuente cratónica, que posiblemente haya sufrido una compleja y prolongada historia de reciclaje sedimentario.

3.2.2. Mesozoico

Granodioritas Ventisquero y Cabeza de León (Jurásico Medio – Superior)

Definición, distribución y relaciones estratigráficas. Esta denominación representa dos plutones granodioríticos. La Granodiorita Cabeza de León se expone fuera del área de estudio, entre los ríos Nef y de la Colonia; y la Granodiorita Ventisquero se expone en el noreste de la zona, aproximadamente a los 47°20'S 72°50'W. Intruyen al CMAO.

Litología. Los plutones son petrográficamente homogéneos, de color gris y grano medio, corresponden a granodioritas de anfíbola y biotita. Químicamente son granitos de arco volcánico típicos, metaaluminosos (De la Cruz *et al.*, 2004).

Edad. Dos muestras de granodiorita obtenidas en distintos sectores de la Granodiorita del estero Ventisquero, arrojaron valores K-Ar, en biotita, de 146±3 y 147±3 Ma (Jurásico Superior), que se consideran edades mínimas, ya que los cuerpos presentan rasgos de cataclasis. Por otra parte, una muestra obtenida en el cerro Chueco de la Granodiorita del cerro Cabeza de León, arrojó un valor K-Ar, en biotita, de 143±3 Ma, interpretada como edad mínima (De la Cruz *et al.*, 2004).

Batolito Patagónico: segmento del Cretácico Inferior (Cretácico Inferior; 133 – 114 Ma)

Definición, distribución y relaciones estratigráficas. El Batolito Patagónico comprende una faja plutónica que se extiende por 1.700 km, con límite norte aproximado dado por la latitud del lago Ranco (40°S) y un extremo sur en el Cabo de Hornos (56°S). Su ancho mínimo es de 20 km en el extremo norte, hasta 200 km a la latitud del río Cisnes (*ca.* 44°30'S). En el sector norte de la zona de estudio, los afloramientos del Batolito Patagónico constituyen una franja continua de dirección aproximada norte-sur, ubicada en el margen occidental del área, que se caracterizan por presentar una edad cretácica inferior (De la Cruz *et al.*, 2004). Las rocas plutónicas de este segmento intruyen al CMAO, en las zonas cercanas a este contacto se produce una aureola de metamorfismo de contacto donde se han reconocido zonas de biotita y andalucita/silimanita (Hervé *et al.*, 2007).

Litología. Las rocas en el margen occidental del batolito en las zonas más cercanas al golfo de Penas son principalmente granodioritas y granitos, pero incluyen algunos gabros de hornblenda.

Las rocas tienden a ser porfídicas, con fenocristales de cuarzo y plagioclasa, y biotita en fenocristales más pequeños o en la masa fundamental félsica de grano medio a fino. Los minerales accesorios son circón, apatito, alanita y magnetita. Los gabros acumulados tienen fenocristales de plagioclasa y hornblenda poiquilítica en una masa base rica en plagioclasa y magnetita (Hervé *et al.*, 2007).

En el margen central y oriental del área afloran granodioritas y tonalitas de biotita y hornblenda de grano grueso, y gabros de piroxeno en menor medida. La microclina es perítica y el cuarzo suele ser policristalino. Los minerales accesorios son circón, apatita, titanita y magnetita (hasta un 5%). Los minerales secundarios epidota, clorita y prehnita son abundantes. Adicionalmente, hay diques máficos subverticales y, en el canal Baker, también afloran diques subhorizontales (Hervé *et al.*, 2007).

Edad. Se ha obtenido, en este segmento del Batolito Patagónico, edades radiométricas entre 114 ± 1 y 133 ± 3 Ma. En muestras de granodiorita, al norte del río Baker, en el sector este de los cerros Chorreado y Caña Brava, se obtuvieron dos dataciones K-Ar en biotita de 115 ± 3 y 118 ± 3 Ma respectivamente; y al sur del río Baker, en el extremo suroccidental del plutón, se obtuvo un valor de 133 ± 3 Ma (K-Ar en biotita), que podría representar una edad cercana a la de cristalización del plutón (De la Cruz *et al.*, 2004).

3.2.3. Cenozoico

Domos de lago Chacabuco (Eoceno Medio Superior; ca. 38 Ma)

Definición, distribución y relaciones estratigráficas. Conjunto de domos riolíticos y riódacíticos que afloran inmediatamente al oeste del lago Chacabuco, al noreste del área de estudio. Abarcan un área aproximada de $3,5 \text{ km}^2$. Se emplaza en el CMAO, con contacto no expuesto (De la Cruz *et al.*, 2004).

Litología. Las dacitas son porfídicas y se encuentran sericitizadas. La masa fundamental es de textura microfelsítica aplítica con sectores esferulíticos, y se reconocen escasos fenocristales de plagioclasa, además de máficos obliterados por alteración y silicificación y afectados por lixiviación. Las riolitas se encuentran casi totalmente desvitrificadas y argilizadas. Las rocas presentan bandeamiento y plegamiento de flujo (De la Cruz *et al.*, 2004).

Edad. En una dacita se obtuvo una edad K-Ar en roca total, de $37,8 \pm 1,5$ Ma, que se interpreta como una edad mínima. La ausencia de otros métodos independientes de datación impide hacer una interpretación más certera de este valor. Sobre la base de los antecedentes obtenidos, se asigna los Domos del lago Chacabuco al Eoceno Medio.

Depósitos glaciares (Holoceno)

Definición, distribución y relaciones estratigráficas. Los depósitos glaciares antiguos son sedimentos de origen glaciar que forman montículos elongados, interpretados como morrenas laterales, ubicadas, principalmente, entre los 100 y 400 m s.n.m. (*e.g.*, en los márgenes del río Baker), aunque localmente se encuentran morrenas ubicadas a una cota entre 500 y 1.000 m s.n.m., aproximadamente, constituidos por morrenas, identificadas al suroeste de la desembocadura del río de la Colonia en el río Baker; depósitos glaciolacustres con forma de abanico, al sur del río de la Colonia y depósitos glaciogénicos y morrénicos indiferenciados, al sureste del lago Chacabuco. También, se identifican depósitos glaciolacustres, constituidos por secuencias arcillosas con *dropstones*. Actualmente, la mayoría de los depósitos exhibe una morfología aterrazada, parcialmente obliterada por el retrabajo aluvial. Estos depósitos se han identificado en la confluencia de los ríos Baker y De los Ñadis (De la Cruz *et al.*, 2004). Sobreyacen en inconformidad a las unidades pre cuaternarias de la zona.

Litología y potencia. Los depósitos glaciares antiguos son moderadamente consolidados. Se reconocen depósitos morrénicos sin estratificación, compuestos por gravas y bloques, polimícticos, mal seleccionados y angulosos, inmersos en una matriz, principalmente arcillosa, con una fracción variable de arena. Los depósitos glaciolacustres incluyen, localmente, intercalaciones de depósitos fluvioglaciales, compuestos por arena, limo y grava, de regular a buena selección y estratificación plana o cruzada (De la Cruz *et al.*, 2004).

Edad. El conjunto de facies sedimentarias que se asignan al gran lago que mencionaron Pino (1976) y Yoshida (1981), sería posterior al último gran glaciar que ocupó la actual cuenca del lago General Carrera, cuyos depósitos ubicados en Argentina, en su margen oriental ($46^{\circ}30'S$), han sido datados con ^{14}C en 15.300 ± 300 años AP (Ton-That *et al.*, 1999). Este antecedente sugiere que la edad de este gran lago sería Holoceno inferior e incluso Pleistoceno superior (De la Cruz *et al.*, 2004).

Depósitos fluviales (Holoceno)

Definición, distribución y relaciones estratigráficas. Son sedimentos no consolidados, generados por cursos de agua actuales, depositados, en general, en valles de origen glacial. Están constituidos, esencialmente, por depósitos de barras laterales, de punta y centrales, que localmente exhiben superficies con forma de megaondulitas. Localmente, se reconoce tramos meandriformes en los ríos De los Ñadis y Del Salto, y barras de ríos de tipo trenzado, típicamente fusiformes en ríos como el de La Colonia. Además, se identifican amplias zonas con Depósitos de llanura de inundación, acumulados en zonas planas y deprimidas, durante las crecidas de ríos. Generalmente invadidos por vegetación, forman zonas pantanosas en el río De los Ñadis y, en menor proporción, en los ríos Baker y Del Salto. En la superficie actual de las terrazas adyacentes al tramo del río Baker, conformada por antiguos depósitos fluviales y lacustres, se reconoce, localmente, bancos de arena (De la Cruz *et al.*, 2004).

Litología y potencia. Los depósitos fluviales están compuestos por grava clastosoportada, localmente imbricada, con estratificación mal desarrollada, arena con estratificación plana y cruzada, y lentes de limo. Los depósitos de llanura de inundación están constituidos por limos, arcillas y abundante MO. Los bancos de arena localizados en las terrazas adyacentes al río Baker están compuestos por arena bien seleccionada, interpretados como dunas, con una longitud de onda métrica y de <1 m hasta 70 cm de alto. La sección de las dunas está compuesta por un sistema de ondulitas que reflejan paleocorrientes en variadas direcciones. Estas arenas se interpretan como depósitos acumulados durante una inundación súbita, probablemente generada por el rompimiento de una represa natural aguas arriba (De la Cruz *et al.*, 2004).

Edad. Debido a que estos depósitos provienen de las dinámicas de los ríos actuales y debido a que los sedimentos que lo componen son activos, se le asigna a esta unidad una edad Holoceno.

Depósitos deltaicos (Holoceno)

Definición, distribución y relaciones estratigráficas. Corresponden a depósitos no consolidados, en forma de abanico, formados a partir de la interacción de ríos con cuerpos de agua de mayor tamaño, como lagos u océanos. Se localizan en la desembocadura de ríos en los lagos de la zona, y en los fiordos que conectan al océano Pacífico. Las facies proximales del delta engranan

aguas arriba con depósitos fluviales, mientras que las facies distales engranan con depósitos lacustres (De la Cruz *et al.*, 2004).

Litología. Están constituidos por grava con redondeamiento regular a bueno, que gradan o se interdigitan con lentes de arena. Presentan estratificación horizontal y cruzada e imbricación (De la Cruz *et al.*, 2004).

Edad. Debido a que estos depósitos provienen de las dinámicas de los ríos y lagos actuales, y debido a que los sedimentos que lo componen son activos, se le asigna a esta unidad una edad Holoceno.

Depósitos coluviales y aluviales (Holoceno)

Definición, distribución y relaciones estratigráficas. Los depósitos coluviales son depósitos clásticos, mal estratificados y con mala selección, que presentan morfología de cono o abanico de alta inclinación, localmente coalescentes. Acumulados por fenómenos de tipo gravitacional, como caída de rocas y flujos de detritos; con una participación menor de agua como fuente de transporte. Se acumulan en las cabeceras de quebradas, laderas de cerros de alta pendiente y escarpes rocosos (De la Cruz *et al.*, 2004). Sobreyacen en inconformidad al CMAO y al Batolito Patagónico.

Los depósitos aluviales son sedimentos no consolidados generados por cursos de agua y flujos de detritos, y que constituyen depósitos de abanicos aluviales. Acumulados por corrientes fluidas canalizadas y mantiformes, no obstante, muchos de los depósitos de grava, también se habrían acumulado como flujo de detritos. Se desarrollan en la base de los cordones montañosos de la zona, en las cabeceras de quebradas, laderas de cerros de alta pendiente y escarpes rocosos. (De la Cruz *et al.*, 2004). Sobreyacen en inconformidad al CMAO y al Batolito Patagónico.

Litología. Los depósitos coluviales comprenden gravas de clastos angulosos a subangulares, con matriz de arena y limo. Los sedimentos de depósitos aluviales son composicional y texturalmente inmaduros; cerca de la fuente de origen, están compuestos por bolones y bloques, clasto y matriz soportados, con escaso desarrollo de estructuras sedimentarias; hacia las márgenes disminuye el tamaño de los clastos, acumulándose además de grava, arena y limo con estratificación plana y cruzada (De la Cruz *et al.*, 2004).

Edad. Debido a que estos depósitos provienen de las dinámicas de los frentes montañosos actuales y debido a que los sedimentos que lo componen son activos, se le asigna a esta unidad una edad holocena.

Depósitos lacustres (Holoceno)

Definición, distribución y relaciones estratigráficas. Corresponden a los depósitos no consolidados, bien seleccionados de borde o playa de lagos actuales del área. Sobreyacen en inconformidad al CMAO y al Batolito Patagónico.

Litología. En general son depósitos bien seleccionados, compuestos por arena de tamaño muy fino a muy grueso, gránulos y guijarros y localmente, limo. Presentan laminación horizontal, cruzada, y ondulitas (De la Cruz *et al.*, 2004).

Edad. Debido a que estos depósitos provienen de las dinámicas de los lagos actuales y debido a que los sedimentos que lo componen son activos, se le asigna a esta unidad una edad Holoceno.

Depósitos de remoción en masa (Holoceno)

Definición, distribución y relaciones estratigráficas. Son depósitos generados por procesos de movilización lenta o rápida de determinado volumen de suelo, roca, o ambos, en diversas proporciones. Se asocian a escarpes curvos que marcan la parte superior de la superficie de ruptura. Presentan relieve de montículos y formas lobulares. Los depósitos son el resultado de fenómenos gravitacionales, reconociéndose en el área, principalmente, flujos de barro y de detritos; deslizamientos de tipo laminar traslacional, rotacional, multirrotacional, de bloques rocosos o de detritos; desprendimientos y avalanchas (De la Cruz *et al.*, 2004). Esta unidad sobreyace en inconformidad al CMAO y al Batolito Patagónico.

Litología. Depósitos caóticos, regular a bien consolidados, con clastos de diversas composiciones y matriz que varía de tamaño arcilla a arena.

Edad. Debido a que estos depósitos provienen de la acción de los fenómenos gravitacionales presentes, y, debido a que los sedimentos que lo componen son activos, se le asigna a esta unidad una edad Holoceno.

4. METODOLOGÍA

Para realizar una reconstrucción paleoclimática del área de estudio se usaron dos testigos de sedimento (Tabla 4.1): el testigo CO14 Irene de 0,64 m de largo y los 7,45 m superiores del testigo de sedimento MD07-3121. Para el testigo CO14 Irene se contó con un modelo de edad, propiedades geoquímicas (C_{org} , N_{tot} , $\delta^{13}C_{org}$, esteroides, *n*-alcanos, GDGTs) y parámetros sedimentológicos (tamaño de grano de la fracción terrígena, susceptibilidad magnética de masa), obtenidos con anterioridad y puestos a disposición de este trabajo. Adicionalmente, se analizaron los detritos gruesos de la fracción >150 μ m. Para el testigo MD07-3121 se contó con un modelo de edad publicado por Piret *et al.* (2018) y datos no publicados de SST derivada de alquenonas.

Tabla 4.1. Testigos de sedimento utilizados en esta memoria.

Testigo	Latitud	Longitud	Profundidad (m)	Largo testigo sedimento (m)	Edad
MD07-3121	47°53'53"S	74°29'30"W	663	7,45	5.195 años AP
CO14 Irene	47°48'58"S	74°03'29"W	400	0,64	1520 CE

AP= antes del presente

CE= Common Era

4.1. MUESTREO

El CO14 Irene fue recuperado desde las cercanías de la isla Irene, en el canal Martínez (47°48'58"S, 74°03'29"W; profundidad de la columna de agua = 400 m) durante una expedición del Centro COPAS Sur-Austral a bordo de la L/C Sur-Austral en octubre del año 2014, utilizando un Rumhor corer. Por otra parte, el testigo MD07-3121 fue recuperado desde el canal Baker (47°53'53"S, 74°29'30"W; profundidad de la columna de agua = 663 m) durante la expedición PACHIDERME MD/159 del buque francés *R/V Marion Dufresne* en el año 2007, utilizando un sacatestigo denominado Calypso piston corer.

El sitio desde el que se recuperó el testigo CO14 Irene es una cuenca pequeña (~1,5 km ancho), cerrada, con gran influencia terrígena y de procesos de escala local, mientras que el sitio desde el que se recuperó el MD07-3121 es una cuenca más grande (~4,5 km ancho), abierta, con mayor influencia marina y de procesos de escala regional.

4.2. CRONOLOGÍA

La cronología del testigo CO14 Irene se basó en los isótopos ^{210}Pb y ^{14}C . Para los 20 cm superiores se midieron las desintegraciones por minuto por gramo (dpm g^{-1}) del ^{210}Pb en la Universidad de Ghent, y posteriormente se utilizó el modelo *Constant Rate of Supply* (CRS; Appleby & Oldfield, 1978) que usa la pendiente de la regresión ^{210}Pb de exceso *vs* profundidad. Para la parte inferior del testigo se usó el isótopo ^{14}C presente en restos vegetales y fragmentos de conchas de carbonato que fueron aislados para el análisis isotópico en los laboratorios de Beta Analytic. El modelo final (*smooth spline ages*) se realizó con CLAM (Blaauw, 2010), usando la cronología del ^{210}Pb y las fechas del ^{14}C , considerando sus respectivas barras de errores.

La cronología del testigo MD07-3121 se basó en el isótopo radiactivo ^{14}C presente en 12 muestras de conchas marinas rotas de mitílidos que fueron datadas y analizadas en el Acelerador de Espectrometría de Masas (AMS) de UC Irvine y publicada en Piret *et al.* (2018). Para la corrección del fraccionamiento isotópico se siguieron las convenciones de Stuiver & Polach (1977). Además, se contó con un testigo de 8,51 m (MD07-3120Cq) obtenido de la misma ubicación del testigo MD07-3121, usado únicamente para la recogida de restos terrestres para la datación por radiocarbono. Las hojas y ramas del MD07-3120Cq fueron datadas con el acelerador en tándem ARTEMIS Pelletron (datación por AMS) en Saclay, Francia. Las profundidades de las muestras terrestres recogidas del testigo MD07-3120Cq se proyectaron en el MD07-3121 utilizando las correlaciones de SM. Las edades de radiocarbono fueron calibradas con la curva de calibración SHCal13 (Hogg *et al.*, 2013). Se estimó una corrección de la edad del reservorio (R) utilizando dos conjuntos de edades de radiocarbono emparejadas. El modelo de edad para el testigo MD07-3121 se construyó utilizando Bacon (Blaauw & Christen, 2011).

4.3. PARÁMETROS FÍSICOS

El tamaño de grano del testigo CO14 Irene se determinó en la fracción terrígena en las instalaciones del Renard Centre of Marine Geology de la Universidad de Ghent, en un intervalo de 10 cm o inferior (hasta 2 cm). Las muestras se suspendieron en 10 ml de agua desionizada y fueron hervidas con 2 ml de H_2O_2 (35%), 1 ml de HCl (10%) y 1 ml de NaOH (2 N) para remover la MO, carbonatos de calcio y sílice biogénica, respectivamente. Las mediciones granulométricas se efectuaron con un analizador granulométrico láser Malvern Mastersizer 3000 durante 12 s. Las

muestras se mantuvieron en suspensión mediante un agitador girando a 2.500 rpm. La floculación se evitó añadiendo 1 ml de Calgon ($(\text{NaPO}_3)_6$; 2%) antes de la medición y utilizando ultrasonidos (10%) durante el análisis. Los parámetros granulométricos se calcularon según Folk & Ward (1957).

La fracción gruesa $>150 \mu\text{m}$ fue medida en el Renard Centre of Marine Geology de la Universidad de Ghent, Bélgica; y posteriormente también en el Laboratorio de Paleocianografía de la Universidad de Concepción. Para ello, el sedimento fue liofilizado, pesado y luego tamizado en húmedo con una apertura de tamiz de $150 \mu\text{m}$. Posteriormente, la fracción $>150 \mu\text{m}$ fue secada y vuelta a pesar.

La SM fue medida en el Laboratorio de Paleomagnetismo del Departamento de Geología de la Universidad de Chile, utilizando un sensor Bartington MS2E a intervalos de 1 cm.

4.4. PARÁMETROS GEOQUÍMICOS

4.4.1. Composición general del sedimento (C_{org} y N_{tot})

Para determinar el contenido de carbono orgánico (C_{org}) y nitrógeno total (N_{tot}), los sedimentos liofilizados se molieron y acidificaron (con ácido fosfórico 2 N) para eliminar el carbono inorgánico. Las mediciones de C_{org} y N_{tot} se realizaron en un analizador elemental Eurovector en el laboratorio Bioanalytical de la Universidad Estatal de Washington (Rebolledo *et al.*, 2019).

4.4.2. Isótopos estables de carbono en materia orgánica ($\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$)

La firma isotópica $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ fue medida en el Laboratorio Bioanalytical de la Universidad Estatal de Washington, usando un analizador elemental acoplado con un espectrómetro de masas de relación isotópica Isoprime (IRMS), con una precisión de $\pm 0,1\%$. El estándar de funcionamiento fue un hidrolizado de proteínas calibrado con respecto a los patrones del NIST (Rebolledo *et al.*, 2019).

4.4.3. Biomarcadores orgánicos

La extracción de lípidos totales fue realizada en el Laboratorio de Paleoc oceanografía y el Laboratorio de Geoquímica Orgánica del Departamento de Oceanografía de la Universidad de Concepción, según el protocolo modificado de Bligh & Dyer (1959). El primer paso es la extracción del contenido total de lípidos (TLE, *Total Lipid Extraction*, en inglés; Figura 4.1) desde sedimentos marinos utilizando una mezcla de solventes orgánicos Diclorometano (DCM) / Metanol (MeOH) 3:1, utilizando un sonicador (Elmasonic P). Este procedimiento permite a la muestra desprender su contenido de lípidos hacia los solventes, luego, el extracto es sometido a un sistema de secado bajo corriente de nitrógeno y temperatura controlada (Turbovap).

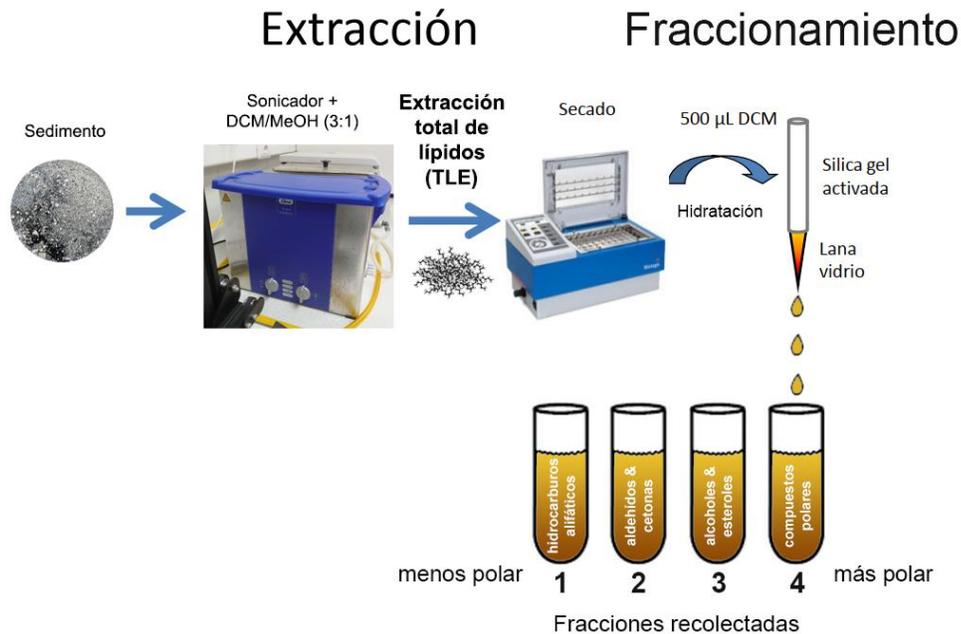


Figura 4.1. Diagrama del procedimiento para la extracción total de lípidos y fraccionamiento por columna cromatográfica. Adaptado del método de Bligh & Dyer (1959).

El extracto seco se hidrata con 500 µL de DCM y se incorpora a una columna cromatográfica preparada con sílica gel activada. Esta columna separa los compuestos de acuerdo con su polaridad (orden creciente, Figura 4.1) en cuatro fracciones: fracción 1 (F1; hidrocarburos alifáticos), fracción 2 (F2; aldehídos y cetonas), fracción 3 (F3; alcoholes y esteroides) y fracción 4 (F4; compuestos polares). Posteriormente se deja que el DCM se seque completamente, una vez seco se calcula el volumen muerto (VM) de la columna utilizando Hexano (HEX). Las diferentes fracciones se eluyen, recuperan y cuantifican de acuerdo con los siguientes procedimientos:

F1 (*n*-alcanos)

La recuperación de la fracción de *n*-alcanos se realizó con 3/8 VM de HEX y luego fue secada. Para su cuantificación, fue hidratada con HEX e inyectada a un cromatógrafo de gases (GC) Agilent 7890-A dotado de una columna capilar HP5-MS, acoplado a un espectrómetro de masas (MS) Agilent 5973, en el Laboratorio de Geoquímica Orgánica, Universidad de Concepción.

La identificación de las moléculas se realizó a través de los tiempos de retención, basados en la inyección de un estándar (C₇-C₄₀ Sigma Aldrich).

A partir de las identificaciones y cuantificaciones obtenidas de los *n*-alcanos, se procede a calcular los siguientes índices: TAR, CPI y ACL (ver Tabla 1.3).

Índice TAR

La relación terrígena/acuática (TAR) que proporciona una estimación de la MO proveniente de plantas vasculares terrestres respecto a fuentes acuáticas, se calculó siguiendo a Bourbonniere & Meyers (1996):

$$\text{TAR} = \frac{\sum(\text{C27} - \text{C31})_{\text{impar}}}{(\text{C15} + \text{C17} + \text{C19})}$$

Índice CPI

El índice de preferencia de carbonos (CPI) representa la predominancia de cadenas impares sobre pares en un rango determinado de cadenas de alcanos. Fue calculado según Kaiser *et al.* (2008):

$$\text{CPI} = \frac{\sum(\text{C27} - \text{C33})_{\text{impar}}}{\sum(\text{C28} - \text{C32})_{\text{par}}}$$

Los valores de CPI >5 son indicativos de *n*-alcanos derivados de fuentes terrestres, es decir, plantas terrestres, en las que predominan las cadenas de carbono impares (Eglinton & Hamilton, 1963; Hedges & Prahl, 1993 en Rebolledo *et al.*, 2019), mientras que los valores 1,0 – 1,2 y <1,0 reflejan plancton marino (Corner, 1979) y aportes petrogénicos (Pendoley, 1992), respectivamente. Sin embargo, cabe señalar que el plancton marino no afecta mucho a los valores de CPI, ya que el

plancton produce principalmente *n*-alcanos de cadena corta (Rosell-Melé & McClymont, 2007). Además, el CPI puede reflejar el estado de degradación de la MO porque la preferencia par-impar tiende a disminuir con la diagénesis (Bianchi & Canuel, 2011).

Índice ACL

La longitud media de cadena (ACL), es decir, el número medio en peso de átomos de carbono de los *n*-alcanos C₂₃₋₃₅ de plantas superiores, se calculó conforme a Jeng (2006):

$$ACL_{23-35} = \frac{(23 \times C_{23} + 25 \times C_{25} + \dots + 35 \times C_{35})}{(C_{23} + C_{25} + \dots + C_{35})}$$

Las plantas de bosques forman cadenas más cortas que las hojas de los pastizales (Cranwell, 1973 en Rebolledo *et al.*, 2019). Asimismo, en climas más cálidos, las plantas tienden a producir cadenas más largas de *n*-alcanos (Jeng, 2006 en Rebolledo *et al.*, 2019).

F2 (Alquenonas)

La recuperación de la fracción de alquenonas se realizó usando 2 VM de DCM, posteriormente, fue secada e hidratada en 200 µL de 5-αColestano para luego ser inyectada a un GC con un detector de ionización de llama (FID).

La reconstrucción de la temperatura superficial del mar (SST) del testigo MD07-3121 se basó en el índice de insaturación de alquenonas $U_{37}^{K'}$ (Brassell *et al.*, 1986). Los datos de temperatura estimados para el testigo fueron tratados según la calibración de Müller *et al.* (1998):

$$SST(^{\circ}C) = \frac{U_{37}^{K'} - 0,044}{0,033}$$

F3 (Esteroles y GDGTs)

La recuperación de la F3 fue realizada usando 2 VM de una mezcla de Diclorometano (DCM) / Etil Acetato (EtOAc) 1:1 y derivatizada con una mezcla de bis-(trimethylsilyl) trifluoroacetamide (BSTFA) / Piridina a la forma de trimethylsilyl (TMS), posteriormente fue secada e hidratada con HEX para luego ser inyectada a un cromatógrafo de gases GC-MS. En este caso se utilizó un Agilent 6890 GC series acoplado a un espectrómetro de masas (MS) Agilent 5972, en el

Laboratorio de Geoquímica Orgánica, Universidad de Concepción.

Posterior a la identificación de moléculas, los esteroides fueron cuantificados utilizando una curva externa de β -sitosterol (Sigma Aldrich).

La fracción polar de GDGTs fue analizada en el Leibniz-Institut für Ostseeforschung Warnemünde (IOW) en Warnemünde, Alemania. La fracción se filtró con un filtro de PTFE antes de ser analizada mediante espectrometría de masas por ionización química a presión atmosférica con cromatografía líquida de alta resolución (HPLC APCI-MS; ThermoScientific), tal como se describe en Kaiser & Arz (2016). La separación de los GDGTs individuales se realizó en dos columnas de sílice UHPLC (BEH HILIC) en serie, equipadas con una precolumna del mismo material.

A partir de las identificaciones y cuantificaciones obtenidas de los *n*-alcanos, se procede a calcular el paleotermómetro $\text{TEX}^{\text{H}}_{86}$ y el índice BIT.

Índice $\text{TEX}^{\text{H}}_{86}$

El índice TEX_{86} calibrado ($\text{TEX}^{\text{H}}_{86}$, Kim *et al.*, 2010) se calculó según la siguiente expresión:

$$\text{TEX}^{\text{H}}_{86} = \log \left[\frac{\text{GDGT-2} + \text{GDGT-3} + \text{cren}'}{\text{GDGT-1} + \text{GDGT-2} + \text{GDGT-3} + \text{cren}'} \right]$$

La SST se calculó según la calibración basada en material particulado suspendido de Schouten *et al.* (2013):

$$\text{SST}(\text{°C}) = 59,6 \times \text{TEX}^{\text{H}}_{86} + 32$$

Índice BIT

El índice BIT propuesto por Hopmans *et al.* (2004) para cuantificar la abundancia de GDGTs bacterianos en relación con el crenarqueol como *proxy* de la entrada de MO terrestre en sedimentos marinos fue calculado según la expresión:

$$\text{BIT} = \frac{[\text{GDGT-I}] + [\text{GDGT-II}] + [\text{GDGT-III}]}{[\text{Crenarqueol}] + [\text{GDGT-I}] + [\text{GDGT-II}] + [\text{GDGT-III}]}$$

5. RESULTADOS DEL TESTIGO DE SEDIMENTO CO14 IRENE

5.1. CRONOLOGÍA

Los resultados de las dataciones mediante ^{210}Pb y ^{14}C se resumen en las tablas 5.1 y 5.2, respectivamente.

Tabla 5.1. Lecturas de las mediciones de ^{210}Pb para el testigo CO14 Irene. Bertrand, datos no publicados.

Profundidad testigo (cm)	en	^{210}Pb (dpm g ⁻¹)	Inventario total (dpm cm ⁻²)	Años	Edad acumulación (CE)
0,5		9,09	41,89	3,3	2011
1,5		9,47	37,86	1,9	2009
2,5		8,60	35,74	2,1	2007
3,5		8,51	33,48	2,2	2005
4,5		8,67	31,23	2,7	2002
5,5		6,77	28,71	2,0	2000
6,5		7,15	27,02	2,8	1997
7,5		7,90	24,78	4,0	1993
8,5		6,96	21,87	3,9	1989
9,5		6,32	19,35	3,5	1986
10,5		5,90	17,36	4,1	1981
11,5		5,58	15,27	4,5	1977
12,5		5,26	13,27	4,6	1972
13,5		4,92	11,52	5,1	1967
14,5		4,59	9,85	5,7	1962
15,5		4,41	8,26	5,5	1956
16,5		4,23	6,97	7,2	1949
17,5		4,06	5,57	9,8	1939
18,5		3,88	4,12	26,1	1913
20,5		3,70	1,84	28,8	1884

Tabla 5.2. Resultados de las dataciones de ^{14}C para el testigo CO14 Irene. Rebolledo, datos no publicados.

Profundidad testigo (cm)	en	Material datado	Edad medida (años ^{14}C AP) \pm error	Edad convencional (años ^{14}C AP) \pm error	Edad calibrada (cal años AP) 2σ (95% probabilidad)
32,5		sedimento orgánico	1770 \pm 30	1730 \pm 30	1700 – 1650 1625 – 1535
46,5		sedimento orgánico	2340 \pm 30	2350 \pm 30	2355 – 2310
46,5		resto vegetal	340 \pm 30	330 \pm 30	450 – 355 340 – 295
49,5		resto vegetal	270 \pm 30	200 \pm 30	290 – 240 230 – 135 115 – 60 25 – post 0
62,5		concha*	1510 \pm 30	1709 \pm 50	1340 – 1175

* Muestra ajustada a la edad de reservorio local (ca. 221 años, Beta Analytic).

El modelo de edad calibrado elaborado con CLAM para el CO14 Irene (Figura 5.1) entrega una edad en la base del testigo de $1520 \pm_{185}^{155}$ CE, comprendiendo el periodo coincidente con la LIA (siglos XVI a XIX).

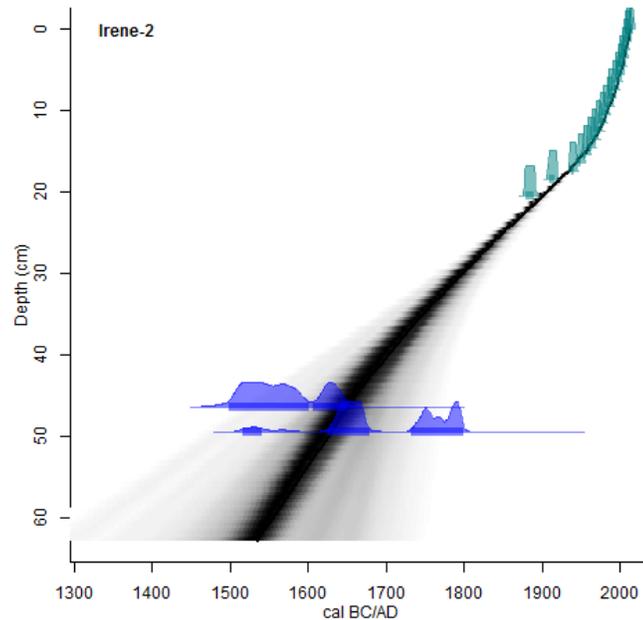


Figura 5.1. Modelo de edad del testigo CO14 Irene. El área sombreada gris representa la distribución de probabilidad de distintas edades (color más oscuro= mayor probabilidad). Las curvas de color verde representan muestras analizadas para ^{210}Pb . Las curvas azules representan muestras analizadas para ^{14}C (Bertrand, datos no publicados).

5.2. PARÁMETROS FÍSICOS

En general, el sedimento del testigo CO14 Irene es de grano muy fino (tamaño arcilla a limo, 3 – 4 μm en promedio; Figura 5.2). Sin embargo, también contiene granos gruesos (tamaño arena, 150 – 1.000 μm ; Figura 5.2) con abundancia variable (>50% entre 1600 – 1650 CE y cercano a 1850 CE, ~35% entre 1725 – 1800 CE; Figura 5.2), que provienen del Batolito Patagónico.

Composicionalmente, el sedimento se caracteriza por tener clastos de cuarzo, feldespatos, biotita, entre otros, co-ocurriendo con restos de conchillas y plantas, así como fragmentos líticos de composición granítica (Figura 5.3). Los restos de conchillas, plantas y líticos alcanzan tamaños sobre los 150 μm , en algunos casos con alta abundancia. Esto sucede especialmente en los intervalos 1600 – 1650 CE (Figura 5.2; Figura 5.3.D, E), 1750 – 1800 CE (Figura 5.2; Figura 5.3.C)

y 1840 – 1870 CE (Figura 5.3; Figura 5.4.A, B).

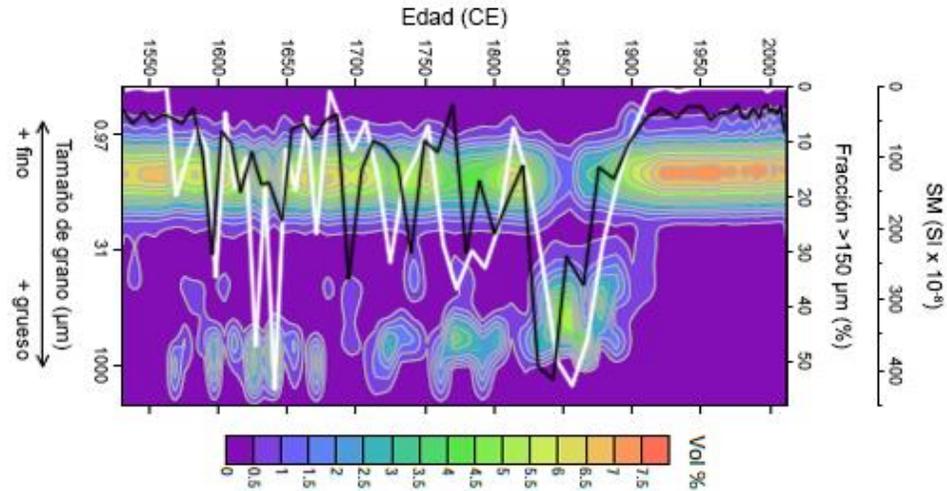


Figura 5.2. Parámetros sedimentológicos del testigo CO14 Irene. Las áreas en color representan la distribución en % del tamaño de grano (µm). La línea blanca representa la curva de granos >150 µm (% en vol.) para distintas edades. La línea negra representa la curva de SM (SI × 10⁻⁸). Modificado de Bertrand & Vandekerckhove (datos no publicados).

La SM muestra variaciones, con valores elevados durante el periodo 1600 – 1870 CE, los *peaks* son de valores cercanos a 200 – 250 SI × 10⁻⁸, pero también alcanza 400 SI × 10⁻⁸ alrededor de 1840 CE (Figura 5.2) coinciden con los fragmentos de conchas mencionados anteriormente (Figura 5.3).

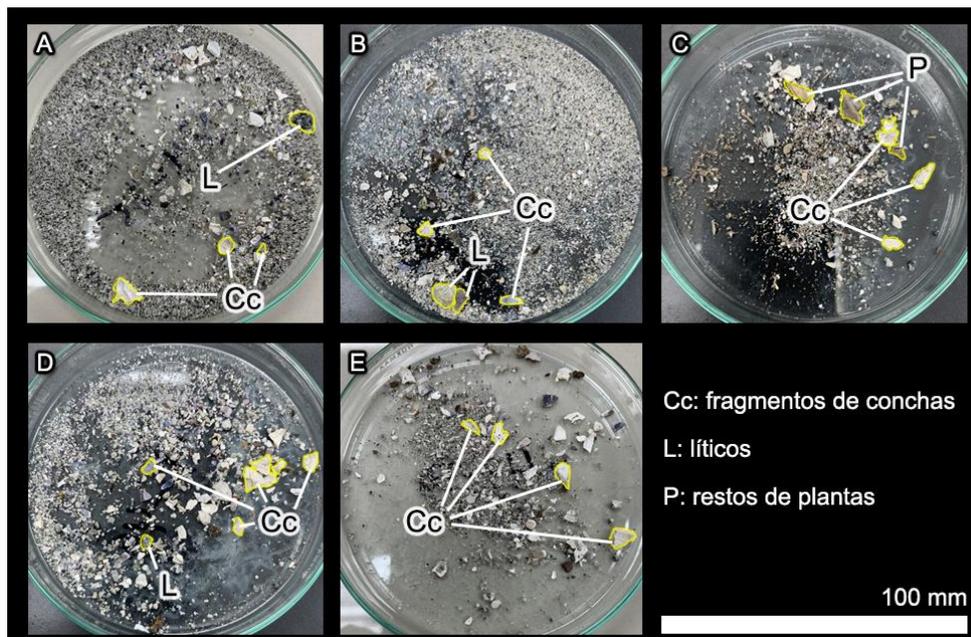


Figura 5.3. Fotografías del tamizaje de la fracción gruesa >150 µm del testigo CO14 Irene. A. 24 – 25 cm (1855 CE), B. 25 – 26 cm (1844 CE), C. 32 – 33 cm (1771 CE), D. 47 – 48 cm (1640 CE), E. 49 – 50 cm (1625 CE). La escala es la misma para todas las fotografías. Fotografías entregadas por Jorge Henríquez.

5.3. PROPIEDADES GEOQUÍMICAS

5.3.1. C_{org} , N_{tot} , y $\delta^{13}C_{org}$

El C_{org} es en general bajo (típicamente inferior al 1%; Anexo Tabla A1, Figura 5.4), salvo en 1590, 1655 y 1771 CE (Figura 5.4). Posterior a 1800 CE se observa una relativa estabilización del C_{org} en torno a valores más bajos y cercanos a 0,5%, con un mínimo en 1951 CE (0,17%; Anexo Tabla A1, Figura 5.4).

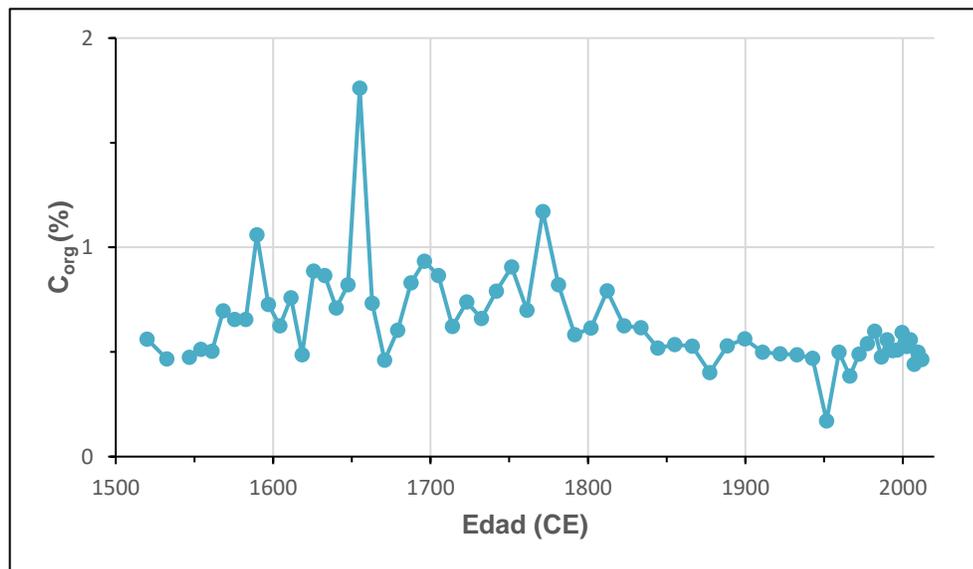


Figura 5.4. C_{org} (%) vs edad (CE) del testigo CO14 Irene.

El N_{tot} está muy empobrecido en el sedimento ($<0,1\%$ y típicamente cercano a $0,02\%$; Anexo Tabla A1).

La razón isotópica $\delta^{13}C_{org}$ muestra valores bajos en la mayor parte del testigo ($<-25\%$), especialmente en el periodo 1575 – 1850 CE, alcanzando valores muy empobrecidos entre 1690 y 1742 CE ($-27,5\%$; Figura 5.5). También llama la atención un intervalo muy corto hacia fines del siglo XX con valores muy empobrecidos (Figura 5.5).

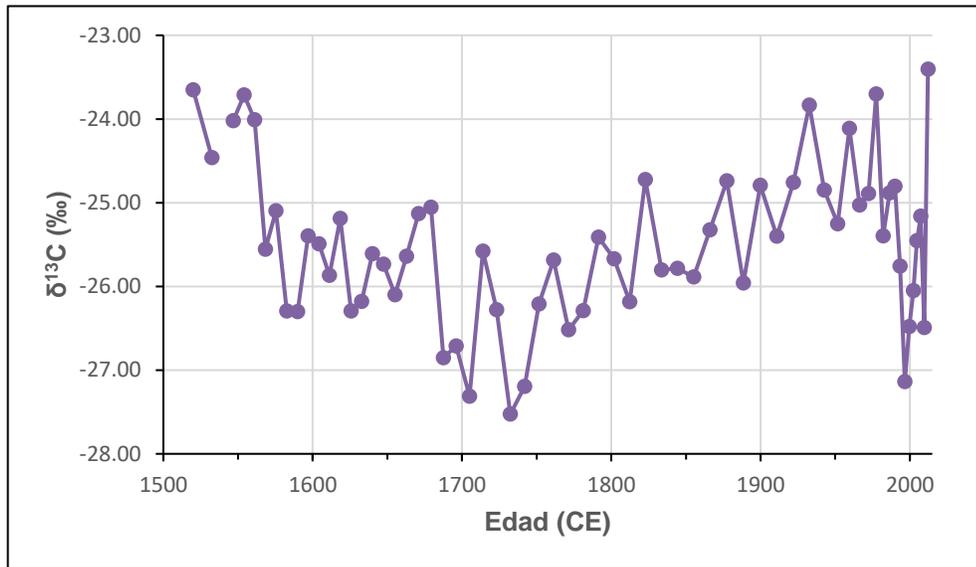


Figura 5.5. $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ (‰) vs edad (CE) del testigo CO14 Irene.

5.3.2. *n*-alcanos

La distribución de *n*-alcanos del CO14 Irene muestra una clara predominancia de *n*-alcanos de átomos de carbono impares sobre pares (Figura 5.6), con mayores concentraciones de *n*-alcanos de C₂₇, C₂₉ y C₃₁ (asociados a plantas superiores terrestres) por sobre los de C₁₇, C₁₉ y C₂₁ (asociados a algas y cianobacterias).

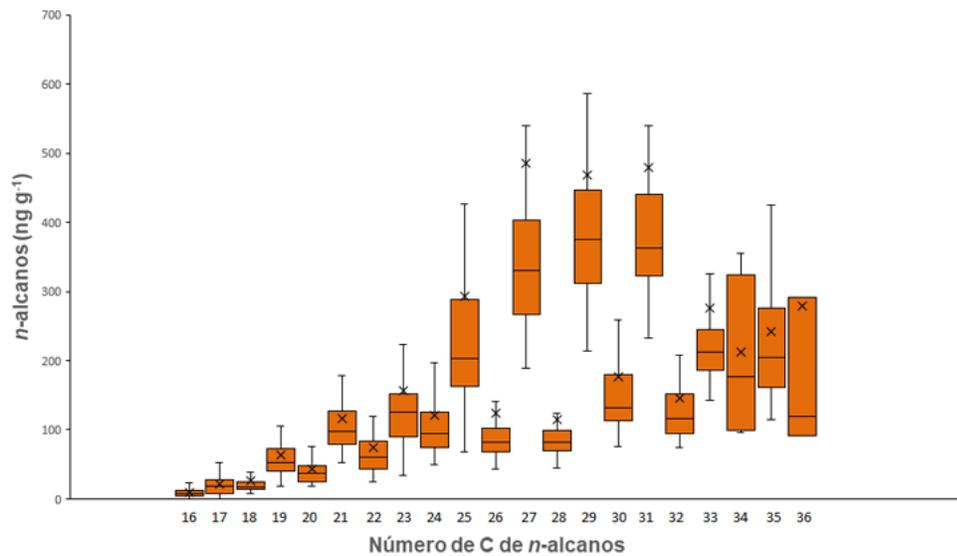


Figura 5.6. Distribución y concentración de *n*-alcanos del testigo CO14 Irene, según el número de carbonos.

El índice CPI basado en n -alcanos muestra valores que fluctúan alrededor de 4 en todo el testigo (Figura 5.7), y episodios de valores más altos (en ocasiones >5) durante 1530 – 1540 CE, 1690 – 1700 CE y \sim 1850 CE (Figura 5.7).

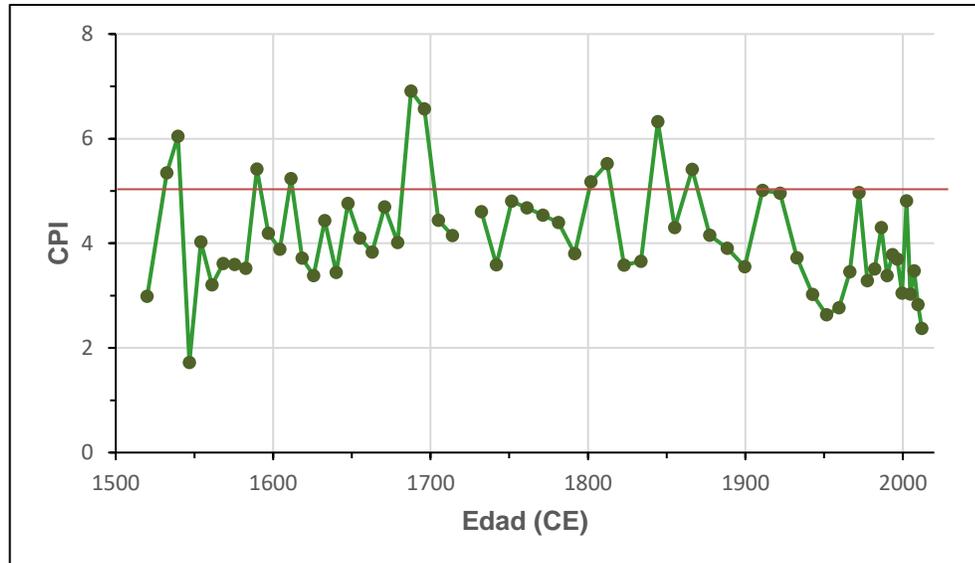


Figura 5.7. Índice CPI vs edad (CE) del testigo CO14 Irene. La línea roja representa el umbral de valor 5 para el índice CPI, anteriormente descrito (ver Tabla 1.3).

5.3.3. SST $\text{TEX}^{\text{H}_{86}}$

Las SST $\text{TEX}^{\text{H}_{86}}$ del CO14 Irene varían entre 8 y 12 °C, identificándose un periodo relativamente frío en el intervalo 1600 – 1870 CE, con valores mínimos de 8 – 9 °C en 1830 y 1870 CE (Figura 5.8). Posterior a 1870 CE, se observa un pronunciado aumento de la temperatura del mar hasta llegar a un máximo de 12 °C en 1960 CE, después de este año hay una abrupta disminución de la temperatura hacia el presente (Figura 5.8).

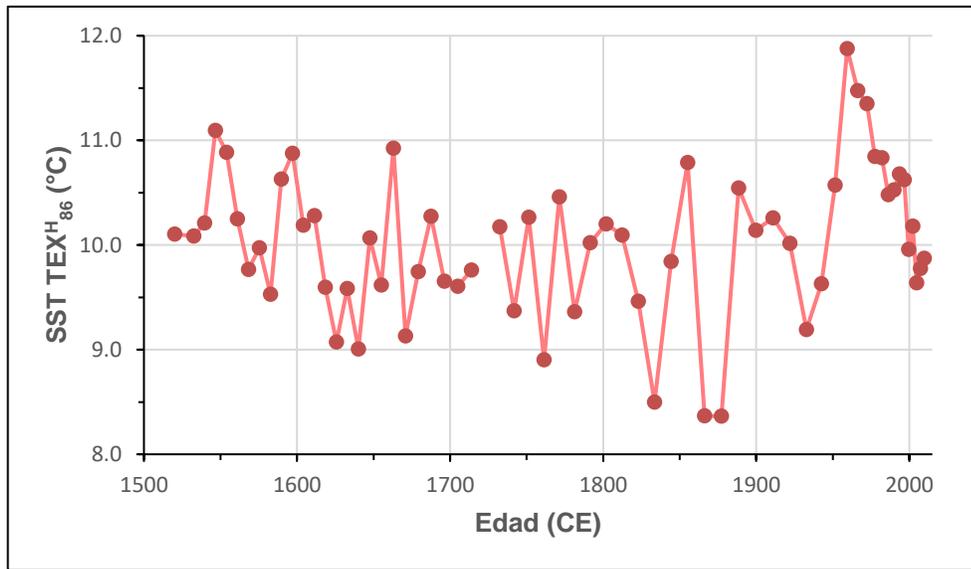


Figura 5.8. Reconstrucción de SST basada en el índice TEX₈₆^H (°C) vs edad (CE) del testigo CO14 Irene.

5.3.4. Glicerol dialquil glicerol tetraéteres (GDGTs)

El índice BIT varía entre 0,20 y 0,44 a lo largo del testigo. El intervalo 1600 – 1880 CE se caracteriza especialmente por mostrar valores más elevados (~0,35, con máximos de 0,44 en 1870 y 1780 – 1790 CE; Figura 5.9) con respecto a los periodos que le anteceden y suceden.

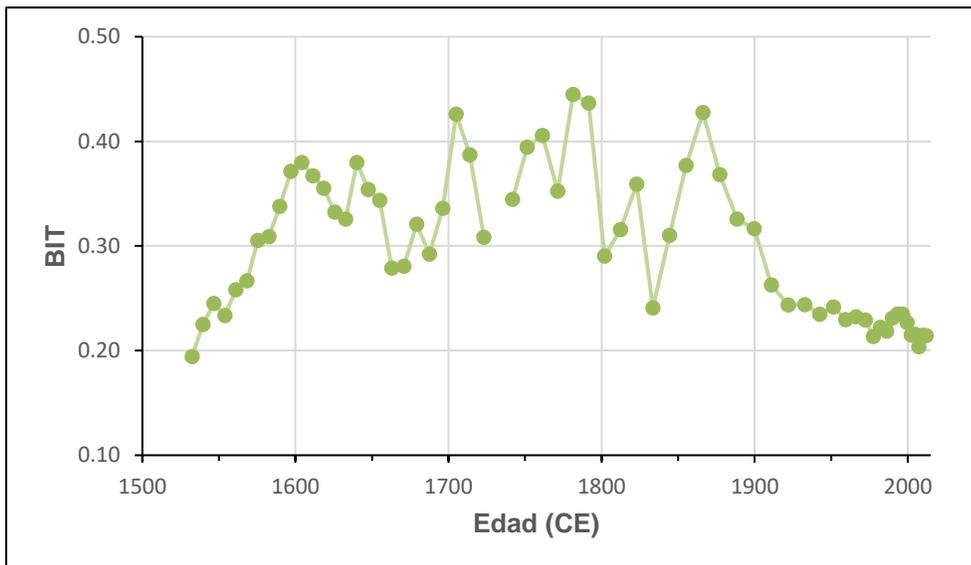


Figura 5.9. Índice BIT vs edad (CE) del testigo CO14 Irene.

5.3.5. Esteroles

Las abundancias relativas de los esteroides presentes en el sedimento del testigo CO14 Irene muestran que los esteroides del grupo C₂₉ (donde destaca el β -sitosterol; C₂₉ Δ^5) son los dominantes (Figura 5.10). Las fuentes de estos esteroides son predominantemente plantas vasculares, por lo cual se consideran indicadores de aporte terrígeno. El grupo de los 4metil-esteroides (4Me-), donde destaca el dinosterol (4Me-C₃₀ Δ^{22} , presente en dinoflagelados), comprende en promedio un 32% (Figura 5.10). Los esteroides del grupo C₂₈, provenientes de microalgas (principalmente diatomeas) sólo constituyen un 13%, con predominio del brassicasterol (C₂₈ $\Delta^{5,22}$). El colesterol (C₂₇ Δ^5) da cuenta en promedio de un 15% del total de los esteroides (Figura 5.10). Cabe destacar, además, la ausencia de estanoles (esteroides sin insaturaciones) y de ergosteroles, relacionados a hongos.

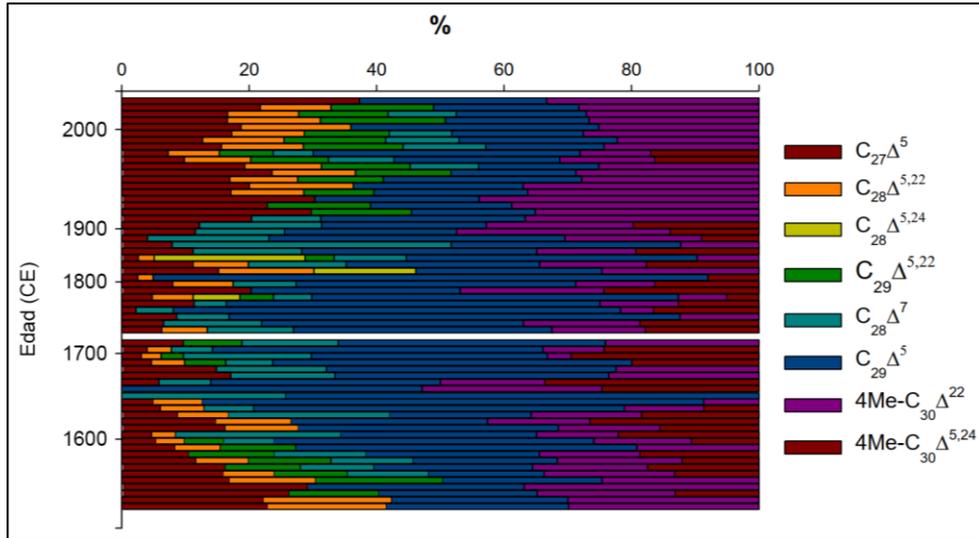


Figura 5.10. Abundancias relativas (%) de los esteroides presentes en el sedimento del testigo CO14 Irene. Tomado de Strain (datos no publicados).

6. RESULTADOS DEL TESTIGO DE SEDIMENTO MD07-3121

6.1. CRONOLOGÍA

El modelo de edad elaborado para los 745 cm superiores del testigo MD07-3121 (Figura 6.1) entrega una edad en la base del testigo de 5.195 años AP. Debajo de los 745 cm se encuentran depósitos interpretados como una turbidita (745 – 1.533 cm, Piret *et al.*, 2018) y depósitos de transporte en masa (1.533 – 3.250 cm, Piret *et al.*, 2018). Debido al origen retrabajado de los sedimentos bajo los 745 cm, éstos no se incluyeron en esta memoria de título.

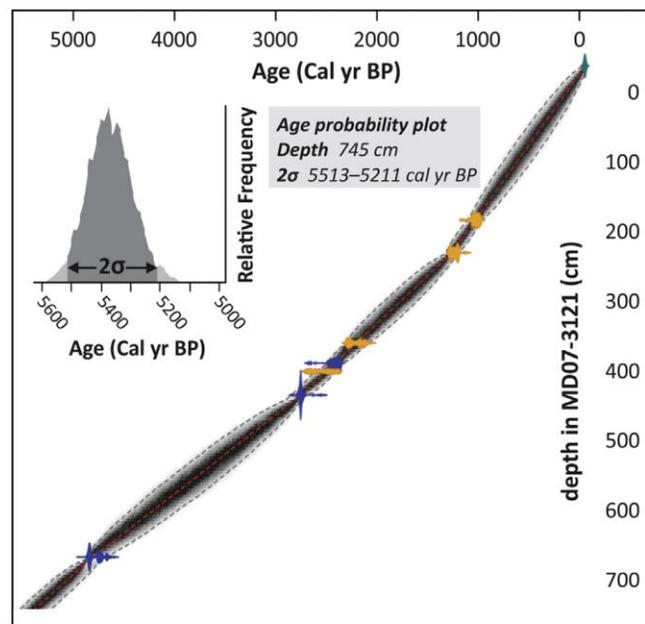


Figura 6.1. Modelo de edad del testigo MD07-3121. Las edades de radiocarbono se representan como funciones de densidad de probabilidad (en azul: fragmentos de conchas marinas (Mitflidos), y en naranja: restos terrestres). Tomado de Piret *et al.* (2018).

6.2. PARÁMETROS FÍSICOS

El sedimento de los 745 cm superiores del testigo MD07-3121 es muy uniforme (Anexo Figuras A1, A2) y consiste primordialmente en arcillas de color oliva grisáceo, moderadamente bioperturbadas, con numerosas conchillas y restos de plantas. Los primeros 100 cm del testigo están perturbados debido al procedimiento de recolección del testigo, y alrededor de los 700 cm existe bandeamiento centimétrico de color gris a oliva grisáceo (Anexo Figura A1). La SM es débil en los 900 cm superiores.

6.3. SST $U_{37}^{K'}$ DEL TESTIGO MD07-3121

Las SST basadas en el índice $U_{37}^{K'}$ del MD07-3121 muestran un patrón variable, con valores entre ~ 8 y 13 °C (Figura 6.2). Es posible identificar un período frío extendido entre 3.800 y 2.300 AP con temperaturas del mar que rondan los $9 - 9,5$ °C y con dos pulsos fríos marcados en ~ 3.500 AP y ~ 2.600 AP (Figura 6.2), además de otro período frío de corta extensión en el intervalo 300 – 122 AP (Figura 6.2). Por otra parte, se identifican 2 periodos relativamente cálidos en los intervalos 4.200 – 3.800 AP y 2.300 – 300 AP (Figura 6.2), con temperaturas en promedio entre 11 y 12 °C y que llegan a alcanzar máximos de ~ 13 °C en el periodo 2.000 – 1.250 AP (Figura 6.2).

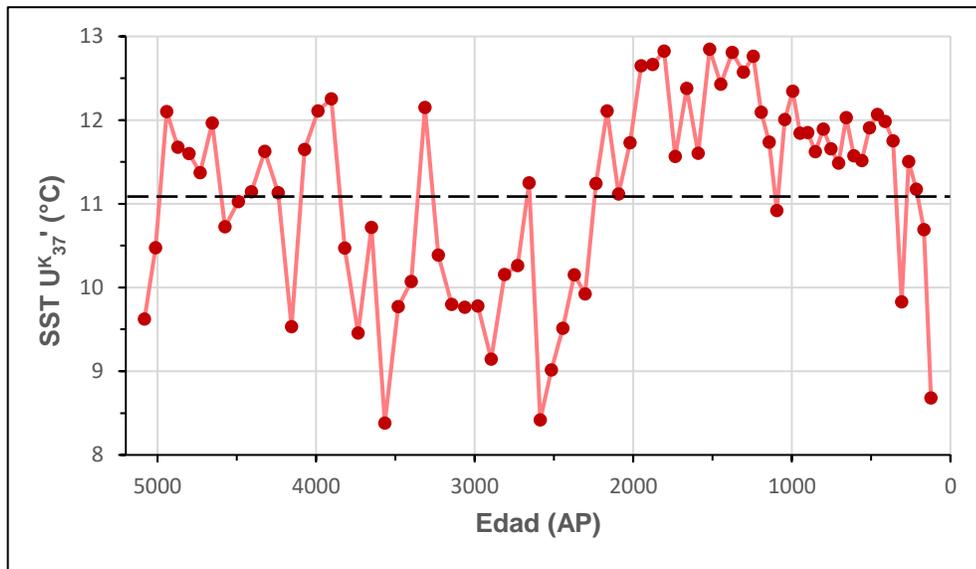


Figura 6.2. Reconstrucción de SST basada en el índice $U_{37}^{K'}$ (°C) vs edad (años AP) del testigo MD07-3121. La línea segmentada representa el promedio de temperaturas del mar en los últimos 5.000 años (11,1 °C).

7. DISCUSIÓN

La LIA en Patagonia

Los resultados de los múltiples *proxies* medidos para el testigo CO14 Irene permiten realizar una robusta reconstrucción paleoclimática de los últimos 500 años en el Sistema de fiordos Baker-Martínez. En especial, la ubicación del testigo en el canal Martínez, cercano a la isla Irene y en una cuenca relativamente pequeña y cerrada (~1,5 km ancho, 400 m de profundidad), con mayor influencia terrígena y procesos de escala local, hace que las variaciones en señales marinas vs continentales sean particularmente sensibles y observables. En efecto, los parámetros estudiados reflejan claramente cambios en las condiciones climáticas durante este tiempo.

Especialmente, es posible identificar 2 períodos muy particulares: uno alrededor de 1650 CE y otro cercano a 1850 CE. Ambos se caracterizan por tener temperaturas bajas (8 – 9 °C), bajos valores de $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ (-26‰), altos valores del índice BIT (0,35 – 0,4) y máximos de la fracción gruesa >150 μm (50 – 55%) caracterizada por clastos de cuarzo, feldespatos, biotita, entre otros, co-ocurriendo con restos de conchillas. En conjunto, en el intervalo 1550 – 1870 CE las bajas temperaturas describen un período frío, mientras que los valores empobrecidos de $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ junto a valores altos del índice BIT y de la fracción >150 μm (Figura 7.1) indican un elevado aporte terrígeno, posiblemente producido por altas precipitaciones. La co-ocurrencia de granos minerales con máximos en conchillas, especialmente en los intervalos 1600 – 1650 CE y 1840 – 1870 CE, se interpreta como representante de remociones en masa a lo largo de los taludes del fiordo, probablemente originados por eventos de precipitaciones intensas.

Por otra parte, las abundancias relativas de esteroides indican que el área de estudio está fuertemente influenciada por el aporte de material terrígeno: la ausencia de estanoles (esteroides sin insaturaciones) sugiere una baja actividad de degradación (diagénesis) en estos sedimentos. La ausencia de esteroides relacionados con hongos (ergosteroides) podría dar cuenta de sedimentos con muy bajo contenido de MO (Strain, datos no publicados). En total, los datos implican un período frío y húmedo coincidente con la LIA (siglos XVI a XIX), ampliamente documentada en el hemisferio norte, donde fue descrita originalmente. Estos resultados coinciden con los de estudios pasados en diversos sectores de la Patagonia y el sur de Chile. Por ejemplo: la reconstrucción dendrocronológica de temperatura en los Andes del sur (37 – 55°S) durante los últimos 1,2 ka de

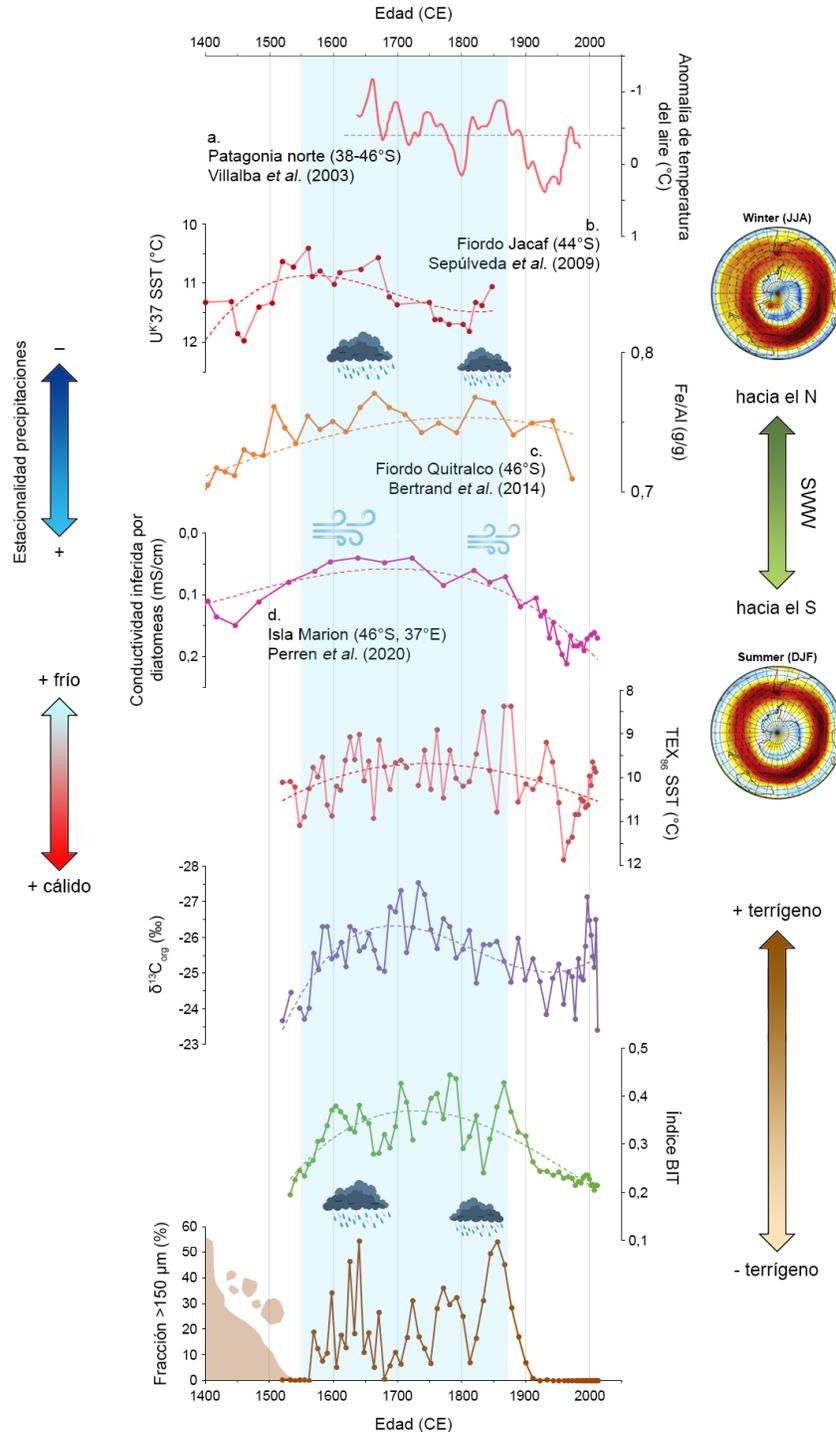


Figura 7.1. Resultados de los diversos *proxies* medidos del testigo CO14 Irene en contexto con otros registros paleoclimáticos. a. Anomalía de temperatura del aire (°C) basada en dendrocronología en Patagonia norte (38 – 46°S, Villalba *et al.*, 2003), la línea segmentada horizontal representa el promedio reconstruido (-0,4 °C). **b.** SST U^K₃₇ (°C) del testigo PC33 (Sepúlveda *et al.*, 2009). **c.** Relación Fe/Al (g g⁻¹) del testigo PC29A (Bertrand *et al.*, 2019). **d.** Conductividad inferida por diatomeas (mS cm⁻¹) del testigo de isla Marion (Perren *et al.*, 2020). Las líneas de tendencia polinómicas (grado 3) se representan para cada parámetro con una línea segmentada, con excepción de la fracción >150 μm. El área sombreada se relaciona con el período frío y húmedo descrito. Figuras de la estacionalidad de los SWW extraída de Bertrand *et al.* (2014).

Villalba *et al.* (2003), destaca una significativa disminución de 0,53 °C y 0,86 °C (con respecto de la media de 1900 – 1990 CE) en los sectores al norte y al sur de los Andes Patagónicos, respectivamente, describiendo así un intervalo heterogéneamente frío y con variaciones regionales en un período coincidente con el descrito en esta memoria (~1640 – 1850 CE; Figura 7.1). En particular, en este registro dendrocronológico se pueden distinguir dos intervalos de temperaturas de aire más frías que el promedio: uno alrededor de 1650 CE y otro cercano a 1850 CE (Figura 7.1), concordantes a las bajas SST $\text{TEX}^{\text{H}}_{86}$ del CO14 Irene. Sepúlveda *et al.* (2009) realizaron una reconstrucción de SST y cambios en las precipitaciones en el fiordo Jacaf (44°S) durante los últimos 2.000 años, usando múltiples *proxies* ($\text{U}^{\text{K}'}_{37}$, *n*-alcanos, $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$, entre otros). Sus resultados muestran condiciones cálidas y secas entre 875 – 1275 CE coincidente con el Óptimo Climático del Medioevo, seguidas de condiciones frías y húmedas concurrente con la LIA. Los autores sugieren que el aumento de las precipitaciones puede estar relacionado con el fortalecimiento de los SWW durante la LIA. De forma similar, las SSTs ~10 °C en 1700 CE, seguido de una posterior estabilización de las temperaturas a 11 – 12 °C en 1800 CE corresponden a una tendencia similar a la registrada por el testigo CO14 Irene (Figura 7.1). Estos descubrimientos también son reportados en registros de lagos como muestra el estudio de alta resolución de Sepúlveda-Zúñiga *et al.* (2022) de un testigo de sedimento que abarca los últimos 1.000 años del lago Pichilaguna (41°S, Patagonia norte), basado en diatomeas. Sus resultados entregan evidencia de un período cálido y seco durante ~950 – 1050 CE, asociado al Óptimo Climático del Medioevo y una fase más fría, húmeda y con una columna de agua mezclada entre ~1650 – 1750 CE favorecida por vientos más fuertes. Estos resultados, nuevamente, guardan concordancias con los del presente estudio.

La inferencia de una posición más septentrional de los SWW durante la LIA también coincide con los resultados del testigo PC29A en el fiordo Quitralco (46°S, Patagonia norte) estudiado por Bertrand *et al.* (2014), quienes mediante parámetros sedimentológicos (Fe/Al) y geoquímicos inorgánicos infieren un alza en las precipitaciones, acompañada de una disminución en la estacionalidad de las precipitaciones en el intervalo 1500 – 1950 CE en comparación con la actualidad donde existe una fuerte estacionalidad de las precipitaciones, con veranos secos e inviernos húmedos. Esta disminución de la estacionalidad probablemente es debido a un desplazamiento hacia el ecuador de los SWW, así causando que el núcleo de los SWW se ubicara más cercano al lugar estudiado por los autores, últimamente produciendo precipitaciones

aumentadas durante todo el año.

Es importante añadir que las señales de cambios en los SWW durante períodos fríos, tales como la LIA, han sido identificadas en diversos lugares del hemisferio sur. Tal es el caso del estudio de Perren *et al.* (2020) que realizaron una reconstrucción de los SWW durante los últimos 700 años mediante un *proxy* basado en diatomeas y medidas de fluorescencia de rayos X de un testigo de sedimento lacustre en la isla subantártica Marion (46°S, 37°E, océano Índico), localizada en el límite norte del cinturón de los SWW. Los resultados muestran que, durante los períodos fríos, como la LIA (*ca.* 1400 – 1870 CE), los vientos se debilitaron y se desplazaron hacia el ecuador, y durante los períodos cálidos (antes de 1450 CE y después de 1920 CE) se intensificaron y migraron hacia el polo sur (Figura 7.1).

Las reconstrucciones de temperaturas y precipitaciones/humedad pasadas aquí discutidas también concuerdan con las de estudios que documentan fluctuaciones de glaciares, por ejemplo: Bertrand *et al.* (2012) que mediante *proxies* sedimentológicos y geoquímicos de un testigo de sedimento del golfo Elefantes (46°S) logran reconstruir la evolución del glaciar Gualas, destacando avances entre 1750 y 1935 CE atribuidos a alzas en las precipitaciones durante el período 1450 – 1850 CE indicadas por registros de estudios predecesores (Alerce (41°S), Heusser & Streeter, 1980), así concluyendo que los glaciares en el flanco oeste de los Campos de Hielo responden a cambios en las precipitaciones. Koch (2015) obtuvo evidencias de avances glaciares, especialmente entre 1600 y 1700 CE, pero también durante el siglo XX y en la actualidad en la cordillera de Darwin (55°S) a través de observaciones en terreno, comparaciones con fotografías aéreas y dendrocronología. El autor apunta a los SWW como causa principal de los avances actuales de los glaciares ubicados al sur y oeste del sistema, concordante a lo descrito por otros autores en Patagonia y Nueva Zelanda. Rivera *et al.* (2012b) también documentan cambios durante el Holoceno tardío en el glaciar Jorge Montt, ubicado dentro del área de estudio. Se destaca que el glaciar alcanzó su extensión máxima durante la LIA, y probablemente mantuvo esta posición hasta 1898 CE. A partir desde entonces, el glaciar ha experimentado un abrupto retroceso de casi 20 km hasta 2011 CE. Debido a la ubicación alejada de glaciares y a la ausencia de derrubios glaciares en el CO14 Irene, no hay evidencias de registros de avances glaciares en el testigo, sin embargo, como se ha discutido dilatadamente en este capítulo, la ocurrencia del período frío y con mayor cantidad de precipitaciones coincidente con la LIA, favorecido por una posición más cercana al ecuador de los SWW, habría sido

preponderante en los avances glaciares descritos para esta época.

Temperatura del mar del Holoceno tardío y avances glaciares en Patagonia

La ubicación del testigo MD07-3121 en el medio del canal Baker y cercano a su desembocadura en el océano Pacífico, en adición a su mayor escala temporal (5.195 años AP) proveen una ventana para tener una imagen general del contexto de la SST durante el Holoceno tardío en una escala más regional.

Koffman *et al.* (2014) describen un enfriamiento a largo plazo a partir del Óptimo Climático del Holoceno temprano *ca.* 11,5 – 9 ka AP. Tras éste, se reportan avances glaciares entre *ca.* 5,4 – 4,9 ka AP (Glasser *et al.*, 2004; Kilian & Lamy, 2012) correspondientes a la Neoglaciación I (Aniya, 2013). En el testigo MD07-3121 se observa un intervalo con temperaturas del mar más bajas que el promedio (11,1 °C, Figura 7.2) entre ~3.800 y 3.400 AP, parcialmente coetáneo con los avances glaciares de la Neoglaciación II (Aniya, 2013, Figura 7.3).

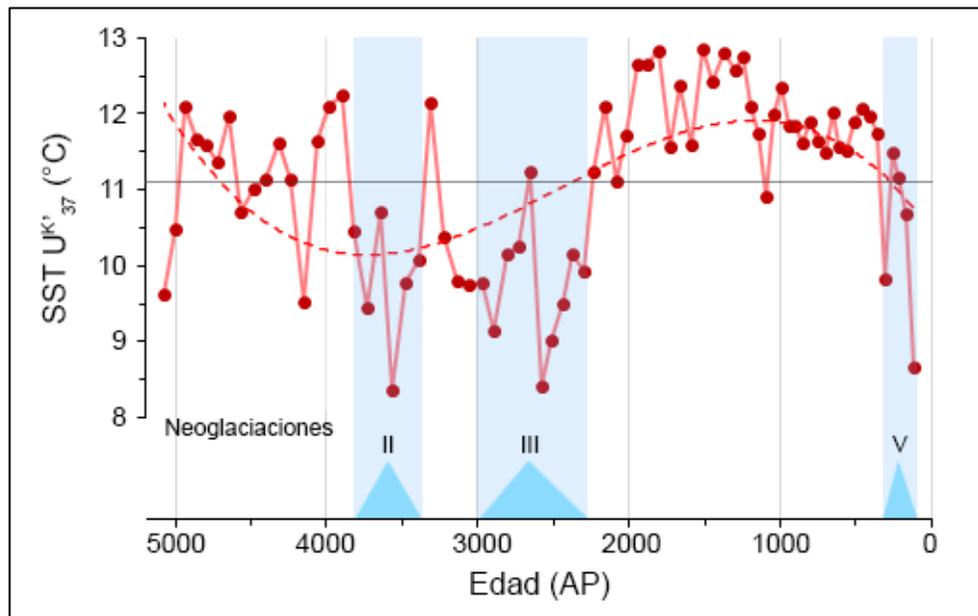


Figura 7.2. SST UK²₃₇ (°C) vs edad (años AP) del testigo MD07-3121. La línea horizontal muestra el promedio de temperaturas en el período estudiado (11,1 °C). La línea segmentada roja muestra la línea de tendencia polinómica (grado 3). En las áreas sombreadas azules se destacan los períodos fríos descritos. Las neoglaciaciones (Aniya, 2013) están representadas por los números romanos que las distinguen.

Otros avances glaciares se reportan en múltiples sitios para el intervalo *ca.* 2,7 – 2,0 ka AP (Kilian & Lamy, 2012), simultáneos con la Neoglaciación III (Aniya, 2013). Un período frío concordante

con este avance glaciar es observable desde 3.000 hasta 2.300 años calendario AP en el testigo MD07-3121 (Figura 7.2). Similares tendencias pueden observarse en otros registros de Patagonia, por ejemplo, el registro GeoB3313-1 ubicado en el talud continental (41°S, Lamy *et al.*, 2002) muestra un período frío *ca.* 2.800 – 2.300 año calendario AP (coincidente con la Neoglaciación III; Figura 7.3) y con alternancias atenuadas de cortos períodos cálidos. Los testigos MD07-3132 (canal Whiteside, 54°S, Aracena *et al.*, 2015) y JPC67 (fiordo Almirantazgo, 54°S, Bertrand *et al.*, 2017) indican un patrón similar, con menos cambios abruptos que el MD07-3121 (Figura 7.3), salvo por dos mínimos de temperatura del mar alrededor de 3.500 año calendario AP (coincidente con la Neoglaciación II) y 2.500 año calendario AP (coincidente con la Neoglaciación III), claramente distinguibles en los tres testigos (Figura 7.3).

Tras el período coincidente con la Neoglaciación III, en el testigo MD07-3121 se observa un alza pronunciada en las temperaturas del mar hasta estabilizarse alrededor de 2.000 año calendario AP (Figura 7.2), este cambio notorio es particularmente observable en otros registros de fiordos de la Patagonia, como los ya mencionados MD07-3132 (54°S) y JPC67 (54°S), pero no en aquellos recuperados desde zonas marinas, como el GeoB3313-1 (41°S) y MD07-3124 (canal Concepción, 51°S, Caniupán *et al.*, 2014; Figura 7.3). Esto probablemente se deba a que los registros de zonas más interiores de fiordos amplifiquen estas variaciones y sean más sensibles a los cambios climáticos de escala regional o hemisférica, en comparación a aquellos localizados en el margen continental o en localizaciones con mayor influencia marina.

A continuación, por aproximadamente 2 ka las SST son relativamente cálidas, con una propensión al enfriamiento (Figura 7.2, Figura 7.3), acorde a la tendencia general de la Patagonia. Por ejemplo, este mismo patrón es observable en los registros ya mencionados GeoB3313-1 (41°S), MD07-3124 (51°S), MD07-3132 (54°S) y JPC67 (54°S), estos dos últimos incluso registran señales de deshielos entre 1.500 y 1.000 año calendario AP (Figura 7.3). Adicionalmente, este patrón se muestra en algunos registros de menor extensión temporal como el GeoB7186 ubicado en el talud continental (archipiélago de Los Chonos, 44°S, Mohtadi *et al.*, 2007), o el PC33 (fiordo Jacaf, 44°S, Sepúlveda *et al.*, 2009). En algunos registros del oeste de los Andes se reportan avances glaciares desde 1,2 a 0,9 ka AP (Kilian & Lamy, 2012), concurrente con el Óptimo Climático del Medioevo y la Neoglaciación IV (Aniya, 2013).

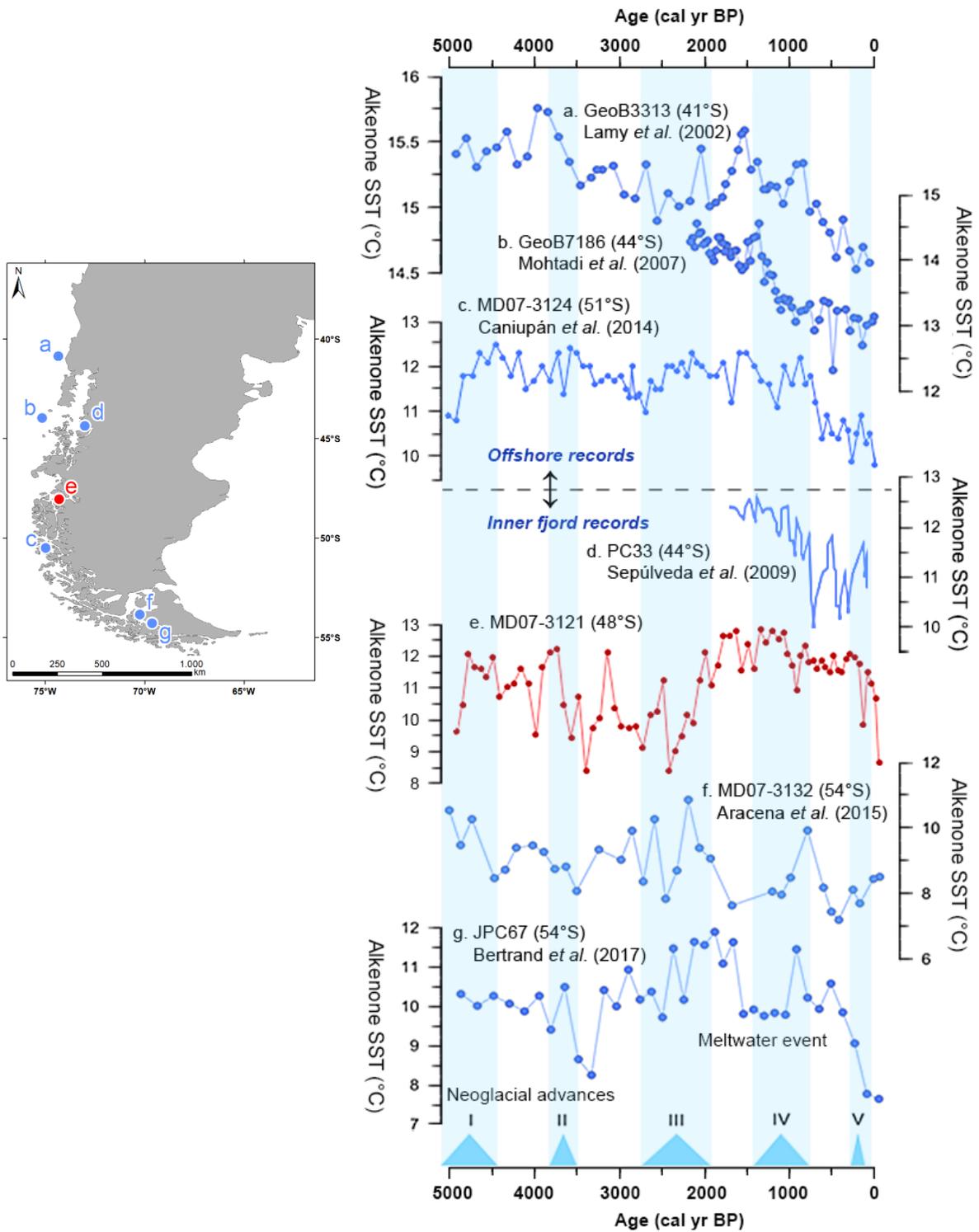


Figura 7.3. Contexto de temperatura del mar del Holoceno tardío en Patagonia según diversos registros. a. GeoB3313-1, 41°S (Lamy *et al.*, 2002). **b.** GeoB7186, 44°S (Mohtadi *et al.*, 2007). **c.** MD07-3124, 51°S (Caniupán *et al.*, 2014). **d.** PC33, 44°S (Sepúlveda *et al.*, 2009). **e.** MD07-3121, 48°S (este estudio). **f.** MD07-3132, 54°S (Aracena *et al.*, 2015). **g.** JPC67, 54°S (Bertrand *et al.*, 2017). Las neoglaciaciones (Aniya, 2013) están representadas por áreas sombreadas y por los números romanos que las distinguen.

A partir de *ca.* 500 año calendario AP se documenta otra disminución de las temperaturas del mar (Figura 7.3), este cambio tiene una mayor amplitud en registros de zonas interiores de fiordos (*e.g.* PC33, JPC67 y MD07-3121; Figura 7.3), mientras que en los registros de zonas marinas esta disminución es continua y menos abrupta (*e.g.* GeoB3313, GeoB7186 y MD07-3124; Figura 7.3). El enfriamiento se hace más pronunciado *ca.* 300 año calendario AP, donde se observa una disminución de temperatura más abrupta (Figura 7.3), coincidiendo con el período frío (Neoglaciación V, o LIA) que muestra el testigo CO14 Irene y el resto de los trabajos discutidos con anterioridad en este capítulo.

8. CONCLUSIONES

De los resultados obtenidos en este trabajo se han llegado a las siguientes conclusiones:

La aproximación multi *proxy* abordada con el testigo CO14 Irene permite realizar una reconstrucción paleoclimática robusta de los últimos 500 años en el Sistema de fiordos Baker-Martínez. Específicamente el paleotermómetro $\text{TEX}_{86}^{\text{H}}$ indica múltiples cambios de gran amplitud, acentuados sobre todo en el período 1550 – 1870 CE con una disminución generalizada de la temperatura del mar. Por otro lado, todos los *proxies* sedimentológicos y geoquímicos utilizados indican una alta influencia terrígena a lo largo de la totalidad del testigo, esperable dada su ubicación en una pequeña cuenca del canal Martínez. Estas señales terrígenas se acentúan especialmente durante 1550 – 1870 CE, con un *peak* en 1650 CE y otro en 1850 CE, y se interpretan como la expresión de un aumento de las precipitaciones que habría elevado el aporte de material detrítico a la cuenca desde los ríos y los empinados taludes del área. En total, los resultados permiten distinguir un período frío y húmedo entre 1550 y 1870 CE, coincidente con la LIA descrita originalmente en el hemisferio norte. Dada la significativa influencia de los SWW en el clima de la Patagonia, este período frío y húmedo se interpreta como el producto de una posición más cercana al ecuador de los SWW.

Las SST $U_{37}^{K'}$ del testigo MD07-3121 entregan una confiable reconstrucción de la temperatura del mar para Patagonia central de los últimos 5.000 años, registrando marcadas señales de los principales avances glaciares entre 3.800 – 3.400 AP, 3.000 – 2.300 AP y 300 – 100 AP, así como de la tendencia generalizada al enfriamiento actual en diversas latitudes de la Patagonia. Esto concuerda con las evidencias presentadas en estudios de zonas interiores de fiordos y zonas marinas, aunque en estas últimas las amplitudes de las variaciones son menos pronunciadas. De esta forma se evidencia la diferencia entre la amplitud de los cambios de temperatura registrados en testigos de sedimento de zonas interiores de fiordos *versus* zonas marinas. Con todo, lo descrito en la presente Memoria de Título concuerda con lo descrito por múltiples autores para la Patagonia y resalta la importancia de los estudios paleoclimáticos en fiordos patagónicos, dada su alta sensibilidad a cambios climáticos regionales.

Los SWW cumplen un rol crucial en el sistema climático a nivel mundial, especialmente en la Patagonia, siendo la única masa continental en contacto directo con los vientos. Los cambios en la

posición latitudinal de los SWW producen variaciones sustanciales en las temperaturas y precipitaciones. En particular, la reciente (*post* 1950 CE) intensificación y contracción a una posición más cercana a la Antártica del núcleo de los SWW predecida en el modelo *Coupled Model Intercomparison Project Phase 5* (Meijers, 2014) y registrada con observaciones instrumentales ha desplazado la zona de transición entre condiciones de surgencia (al norte) y hundimiento de aguas marinas (al sur; Narváez *et al.*, 2019). Así como ha cambiado las principales trayectorias de tormentas transportadoras de humedad, alejándolas del centro de Chile, provocando una extensión del área que sufre de sequías, amplificando la ocurrencia de condiciones cálidas y secas (Chen *et al.*, 2021) con enormes repercusiones sociales y económicas. Generalizadamente, se cree que estos cambios atmosféricos se han producido en respuesta al reciente aumento de las concentraciones de gases de efecto invernadero y al deterioro de la capa de ozono (Lamy *et al.*, 2015).

Últimamente, el conocimiento del comportamiento de los SWW en escalas de tiempo de décadas, cientos y miles de años podría ayudar a acotar mejor el rango de futuras proyecciones sobre el cambio climático.

9. REFERENCIAS

Álvarez, P. & Ramos, V. (1999). The Mercedario rift system in the principal Cordillera of Argentina and Chile. *Journal of South American Earth Sciences*, 12, 17–31.

Aniya, M. (2013). Holocene glaciations of Hielo Patagónico (Patagonia Icefield), South America: A brief review. *Geochemical Journal*, 47, 97–105.

Appleby P.G. & Oldfield F. (1978). The calculation of lead-210 dates assuming a constant rate of supply of unsupported ^{210}Pb to the sediment. *Catena*, 5, 1–8.

Aracena, C., Lange, C.B., Iriarte, J.L., Rebolledo, L., & Pantoja, S. (2011). Latitudinal patterns of export production recorded in surface sediments of the Chilean Patagonian fjords (41–55°S) as a response to water column productivity. *Continental Shelf Research*, 31 (3-4), 340–355.

Aracena, A., Kilian, R., Lange, C.B., Bertrand, S., Lamy, F., Arz, H., De Pol-Holz, R., Baeza, O., Pantoja, S. & Kissel, C. (2015). Holocene variations in productivity associated with changes in glacier activity and freshwater flux in the central basin of the Strait of Magellan. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 436, 112–122.

Argomedo, V. (2017). Caracterización de las propiedades físicas y químicas de fiordos hipóxicos en la Patagonia Chilena (44°15'S – 51°08'S). Trabajo de titulación para optar al Título de Oceanógrafo. Pontificia Universidad Católica de Valparaíso, Escuela de Ciencias del Mar (inédito), 79 pp. Valparaíso.

Barcaza, G., Nussbaumer, S., Tapia, G., Valdés, J., García, J., Videla, Y., Albornoz, A. & Arias, V. (2017). Glacier inventory and recent glacier variations in the Andes of Chile, South America. *Annals of Glaciology*, 58 (75pt2), 166–180.

Bertrand, S., Huguen, K.A., Sepúlveda, J. & Pantoja, S. (2012). Geochemistry of surface sediments from the fjords of Northern Chilean Patagonia (44–47°S): Spatial variability and implications for paleoclimate reconstructions. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 76 (1), 125–146.

Bertrand, S., Huguen, K.A., 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.

Bertrand, S., Lange, C.B., Pantoja, S., Huguen, K., Van Tornhout, E. & Wellner, J.S. (2017). Postglacial fluctuations of Cordillera Darwin glaciers (southernmost Patagonia) reconstructed from Almirantazgo fjord sediments. *Quaternary Science Reviews*, 177, 265–275.

Bianchi, T.S. & Canuel, E.A. (2011). *Chemical Biomarkers in Aquatic Ecosystems*. Princeton University Press: 392pp. Princeton, Nueva Jersey.

Bianchi, T., Arndt, S., Austin, W., Benn, D., Bertrand, S., Cui, X., Faust, J., Koziarowska-Makuch, K., Moy, C., Savage, C., Smeaton, C., Smith, R., Syvitski, J. & Syvitski, J. (2020). Fjords as Aquatic Critical Zones (ACZs). *Earth-Science Reviews*, 203 (103145), 25 pp.

Bird, P. (2003). An updated digital model of plate boundaries. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 4 (3), 1–52.

Blaauw, M. (2010). Methods and code for ‘classical’ age-modelling of radiocarbon sequences. *Quaternary Geochronology*, 5, 512–518.

Blaauw, M. & Christen, J.A. (2011). Flexible paleoclimate age-depth models using an autoregressive gamma process. *Bayesian Analysis*, 6 (3), 457–474.

Bligh, E.G. & Dyer, W.J. (1959). A rapid method of total lipid extraction and purification. *Canadian Journal of Biochemistry and Physiology*, 37 (8), 911–917.

Börgel, R. (1983). Tomo II, Geomorfología. En: *Geografía de Chile* (Instituto Geográfico Militar, editores). Instituto Geográfico Militar: 182 pp. Santiago.

Bourbonniere, R.A. & Meyers, P.A. (1996). Sedimentary geolipid records of historical changes in the watersheds and productivities of Lakes Ontario and Erie. *Limnology and Oceanography*, 41 (2), 352–359.

Bradley, R. (2015). *Paleoclimatology: Reconstructing Climates of the Quaternary*. Academic Press: 675 pp. Dordrecht.

Brassell, S.C., Eglinton, G., Marlowe, I.T., Pflaumann, U. & Sarnthein, M. (1986). Molecular

stratigraphy: a new tool for climatic assessment. *Nature*, 320, 129–133.

Caniupán, M., Lamy, F., Lange, C., Kaiser, J., Kilian, R., Arz, H., Leon, T., Mollenhauer, G., Sandoval, S., De Pol-Holz, R., Pantoja, S., Wellner, J. & Tiedemann, R. (2014). Holocene sea-surface temperature variability in the Chilean fjord region. *Quaternary Research*, 82, 342–353.

Cembrano, J., Lavenu, A., Reynolds, P., Arancibia, G., López, G. & Sanhueza, A. (2002). Late Cenozoic transpressional ductile deformation north of the Nazca–South America–Antarctica triple junction. *Tectonophysics*, 354 (3), 289–314.

Chen, D., Rojas, M., Samset, B.H., Cobb, K., Diongue Niang, A., Edwards, P., Emori, S., Faria, S.H., Hawkins, E., Hope, P., Huybrechts, P., Meinshausen, M., Mustafa, S.K., Plattner, G.-K. & Tréguier, A.-M. (2021). Framing, Context, and Methods. En: *Climate Change 2021: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* (Masson-Delmotte, V., Zhai, P., Pirani, A., Connors, S.L., Péan, C., Berger, S., Caud, N., Chen, Y., Goldfarb, L., Gomis, M.I., Huang, M., Leitzell, K., Lonnoy, E., Matthews, J.B.R., Maycock, T.K., Waterfield, T., Yelekçi, O., Yu, R. & Zhou B. editores). Cambridge University Press: 147–286. Cambridge & Nueva York.

Corner, E.D.S. (1979). Pollution studies with marine plankton: Part I. Petroleum hydrocarbons and related compounds. *Advanced Marine Biology*, 15, 289–380.

Davies, B.J., Darvill, C.M., Lovell, H., Bendle, J.M., Dowdeswell, J.A., Fabel, D., García, J.-L., Geiger, A., Glasser, N.F., Gheorghiu, D.M., Harrison, S., Hein, A.S., Kaplan, M.R., Martin, J.R.V., Mendelova, M., Palmer, A., Pelto, M., Rodés, A., Sagredo, E.A., Smedley, R., Smellie J.L. & Thorndycraft V.R. (2020). The evolution of the Patagonian Ice Sheet from 35 ka to the present day (PATICE). *Earth-Science Reviews*, 204 (103152).

De la Cruz, R., Welkner, D., Suárez, M. & Quiroz, D. (2004). Geología del Área Oriental de las Hojas Cochrane y Villa O’Higgins, región Aysén del General Carlos Ibáñez del Campo. Servicio Nacional de Geología y Minería. Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica, 85, 57. Mapa escala 1:250.000.

Eglinton, G. & Hamilton, R.J., (1963). The distribution of alkanes. En: *Chemical plant Taxonomy*

(Swain, T. editor). Academic Press Inc.: 217 pp. Londres.

Encinas, A., Folguera, A., Riffo, R., Molina, P., Fernández Paz, L., Litvak, V.D., Colwyn, D.A., Valencia, V.A. & Carrasco, M. (2019). Cenozoic basin evolution of the Central Patagonian Andes: Evidence from geochronology, stratigraphy, and geochemistry. *Geoscience Frontiers*, 10 (3), 1139–1165.

Erico, I. (2020). Caracterización mineralógica, granulométrica y geoquímica de testigos de sedimentos del fiordo adyacente al glaciar Jorge Montt, región de Aysén, Chile. Memoria para optar al Título de Geólogo. Universidad de Concepción, Departamento de Ciencias de la Tierra (inédito), 77 pp. Concepción.

Fernández, R.A., Anderson, J.B., Wellner, J.S., Minzoni, R.L., Hallet, B. & Smith, R.T. (2016). Latitudinal variation in glacial erosion rates from Patagonia and the Antarctic Peninsula (46 S–65 S). *GSA Bulletin*, 128 (5-6), 1000–1023.

Folk, R.L. & Ward, W.C. (1957). Brazos River bar: a study in the significance of grain size parameters. *Journal of Sedimentary Research*, 27 (1), 3–26.

Glasser, N.F. & Ghiglione, M.C. (2009). Structural, tectonic and glaciological controls on the evolution of fjord landscapes. *Geomorphology*, 105 (3-4), 291–302.

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., Harrison, S., Jansson, K.N., Anderson, K. & Cowley, A. (2011). Global sea-level contribution from the Patagonian Icefields since the Little Ice Age maximum. *Nature Geoscience*, 4, 303–307.

Glasser, N.F., Jansson, K.N., Duller, G.A., Singarayer, J., Holloway, M. & Harrison, S. (2016). Glacial lake drainage in Patagonia (13-8 kyr) and response of the adjacent Pacific Ocean. *Scientific Reports*, 6 (21064).

Gobierno regional de Aysén/SERPLAC. (2005). Atlas Región de Aysén. 41. Santiago.

González, H.E., Castro, L.R., Daneri, G., Iriarte, J.L., Silva, N., Tapia, F., Teca, E. & Vargas, C.A. (2013). Land-ocean gradient in haline stratification and its effects on plankton dynamics and trophic carbon fluxes in Chilean Patagonian fjords (47–50°S). *Progress in Oceanography*, 119, 32–47.

Gornitz, V. (2009). Paleoclimate Proxies, An Introduction. En: Encyclopedia of Paleoclimatology and Ancient Environments (Gornitz, V. editor). Springer: 716–721. Dordrecht.

Hervé, F., Calderón, M. & Faúndez, V. (2008). The metamorphic complexes of the Patagonian and Fuegian Andes. *Geología Acta*, 6 (1), 43–53.

Hervé, F., Fanning, C.M. & Pankhurst, R.J. (2003). Detrital zircon age patterns and provenance of the metamorphic complexes of southern Chile. *Journal of South American Earth Sciences*, 16 (1), 33–46.

Hervé, F., Demant, A., Ramos, V., Pankhurst, R. & Suárez, M. (2000). The Southern Andes. En: Tectonic evolution of South America (Cordani, U.G., Milani, E.J., Thomaz Filho, A. & Campos, D.A. editores). Brazilian Academy of Science: 605–635. Río de Janeiro.

Hervé, F., Fanning, C.M., Pankhurst, R.J., Klepeis, K.A., Calderón, M., & Thomson, S.N. (2007). Detrital zircon SHRIMP U-Pb age study of the Cordillera Darwin Metamorphic Complex: sedimentary sources and implications for the tectonic evolution of the southernmost Andes. *Journal of the Geological Society*, 164(5), 1025–1037.

Hervé, F., Aguirre, L., Godoy, E., Massone, H., Morata, D., Pankhurst, R.J., Ramírez, E., Sepúlveda, V. & Willner, A. (1998). Nuevos antecedentes acerca de la edad y las condiciones P-T de los complejos metamórficos de Aysén, Chile. Congreso Latinoamericano de Geología N°10, Actas, y Congreso Nacional de Geología Económica N°6 (2), 134–137.

Heusser, C. J. & Streeter, S. S. (1980). A temperature and precipitation record of the past 16,000 years in southern Chile. *Nature*, 210, 1345–1347.

Higginson, M.J. (2009). Geochemical Proxies (Non-Isotopic). En: Encyclopedia of Paleoclimatology and Ancient Environments (Gornitz, V. editor). Springer: 341–354. Dordrecht.

- Hijmans, R.J., Cameron, S.E., Parra, J.L., Jones, P.G. & Jarvis, A. (2005). Very high resolution interpolated climate surfaces for global land areas. *International Journal of Climatology*, 25, 1965–1978.
- Hogg, A.G., Hua, Q., Blackwell, P.G., Niu, M., Buck, C.E., Guilderson, T.P., Heaton, T.J., Palmer, J.G., Reimer, P.J. & Reimer, R.W. (2013). SHCal13 Southern Hemisphere Calibration, 0–50,000 years cal BP. *Radiocarbon*, 55 (2), 1–15.
- Hopmans, E.C., Weijers, J.W.H., Schefuß, E. & Herfort, L. (2004). A novel proxy for terrestrial organic matter in sediments based on branched and isoprenoid tetraether lipids. *Earth and Planetary Sciences Letters*, 224 (1-2), 107–116.
- Jansen, E., Overpeck, J., Briffa, K., Duplessy, J., Joos, F., Masson-Delmotte, V., Olago, D., OttoBliesner, B., Peltier, W. & Rahmstorf, S. (2007). Paleoclimate. Climate change 2007: the physical science basis. Working Contribution of Working Group I to the *Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*.
- Jarrard, R.D. (1986). Relations among subduction parameters. *Reviews of Geophysics*, 24, 217–284.
- Jeng, W.L. (2006). Higher plant *n*-alkane average chain length as an indicator of petrogenic hydrocarbon contamination in marine sediments. *Marine Chemistry*, 102, 242–251.
- Kaiser, J. & Arz, H. (2016). Sources of sedimentary biomarkers and proxies with potential paleoenvironmental significance for the Baltic Sea. *Continental Shelf Research*, 122, 102–119.
- Kaiser, J., Schefuß, E., Lamy, F., Mohtadi, M. & Hebbeln, D. (2008). Glacial to Holocene changes in sea surface temperature and coastal vegetation in north central Chile: high versus low latitude forcing. *Quaternary Science Reviews*, 27 (21–22), 2064–2075.
- 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.
- Kim, J.-H., van der Meer, J., Schouten, S., Helmke, P., Willmott, V., Sangiorgi, F., Koç, N., Hopmans, E.C. & Sinninghe Damsté, J.S. (2010). New indices for calibrating the relationship of

the distribution of archaeal isoprenoid tetraether lipids with sea surface temperature. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 74, 4639–4654.

Kissel, C. & cruise participants. (2007). Data Report, MD159 – PACHIDERME IMAGES XV, Punta Arenas – Punta Arenas. 108 pp.

Koch, J. (2015). Little Ice Age and recent glacier advances in the Cordillera Darwin, Tierra del Fuego, Chile. *Anales Instituto Patagonia*, 43 (1), 127–136.

Koffman, B.G., Kreutz, K.J., Breton, D.J., Kane, E.J., Winski, D.A., Birkel, S.D., Kurbatov, A.V. & 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, 1125–1144.

Lagally, U. (1975). Geologische Untersuchungen im Gebiet Lago General Carrera-Lago Cochrane, Provincia Aisén/Chile unter besonderer Berücksichtigung des Grundgebirges und seiner Tektonik. Diss. *Universität München*, 131 pp.

Lamy, F., Rühlemann, C., Hebbeln, D. & Wefer, G. (2002). High- and low-latitude climate control on the position of the southern Peru–Chile current during the Holocene. *Paleoceanography and Paleoclimatology*, 17 (2).

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., Arz H.W., Kilian R., Lange C.B., Lembke-Jene L., Wengler M., Kaiser J., Baeza-Urrea O., Hall I.R., Harada N. & Tiedemann R. (2015). Glacial reduction and millennial-scale variations in Drake Passage throughflow. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the U.S.A. (PNAS)*, 112 (44), 13496–13501.

Laprida, C., García-Chapori, N. & Violante, R.A. (2017). Principles of Paleoceanographic Reconstruction. En: *The Argentina Continental Margin* (Laprida, C., García-Chapori, N. & Violante, R.A. editores). Springer: 71–90. Dordrecht.

Lerman, A. (2009). Carbon cycle. En: *Encyclopedia of Paleoclimatology and Ancient*

Environments (Gornitz, V. editor). Springer: 107–118. Dordrecht.

Luebert, F. & Pliscoff, P. (2006). Sinopsis bioclimática y vegetacional de Chile. Editorial Universitaria. 384 pp. Santiago de Chile.

Martinić, M. (1999) Cartografía Magallánica. Ediciones Universidad de Magallanes, 345, 1523–1945.

Martinić, M. (2005). De la Trapananda al Áysen (Pehuén editores). 539 pp. Santiago.

Masiokas, M., Luckman, B., Villalba, R., Delgado, S., Skvarca, P. & Ripalta, A. (2009). Little ice age fluctuations of small glaciers in the Monte Fitz Roy and Lago del Desierto areas, south Patagonian Andes. *Palaeogeography, Palaeoecology*, 281, 351–362.

Mazurek, M.A. & Simoneit, B.R.T. (1984). Characterization of biogenic and petroleum-derived organic matter in aerosols over remote, rural and urban areas. *Identification and Analysis of Organic Pollution in Air*, 22, 353–362.

Meerhoff, E., Castro, L.R., Tapia, F. & Pérez-Santos, I. (2018). Hydrographic and biological impacts of a Glacial Lake Outburst Flood (GLOF) in a Patagonian fjord. *Estuaries and Coasts*, 42, 132–143.

Meerhoff, E., Tapia, F., Sobarzo, M. & Castro, L. (2015). Influence of estuarine and secondary circulation on crustacean larval fluxes: a case study from a Patagonian fjord. *Journal of Plankton Research*, 37 (1), 168–182.

Meijers A.J.S. (2014). The Southern Ocean in the Coupled Model Intercomparison Project phase 5. *Philosophical Transactions of the Royal Society*, 372 (A), 20130296.

Michael, P. J. (1991). The Miocene intrusive rocks of the Chilean Andes: Geologic relations and Sr, Nd, and Pb isotopic compositions. *Geological Society of America Bulletin*, 103 (7), 825–836.

Moffat, C., Tapia, F., Nittrouer, C., Hallet, B., Bown, F., Boldt, K. & Iturra, C. (2018). Seasonal evolution of ocean heat supply and freshwater discharge from a rapidly retreating tidewater glacier: Jorge Montt, Patagonia. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 123, 4200–4223.

- Mohtadi, M., Romero, O.E., Kaiser, J. & Hebbeln, D. (2007). Cooling of the southern high latitudes during the Medieval Period and its effect on ENSO. *Quaternary Science Reviews*, 26 (7–8), 1055–1066.
- Mpodozis, C & Ramos, V. (2008). Tectónica jurásica en Argentina y Chile: extensión, subducción oblicua, rifting, deriva y colisiones. *Revista de la Asociación geológica Argentina*, 63 (4), 481–497.
- Mudge, S.M. & Norris, C.E. (1997). Lipid biomarkers in the Conwy Estuary (North Wales, U.K.): a comparison between fatty alcohols and sterols. *Marine Chemistry*, 57, 61–84.
- Müller, P.J., Kirst, G., Ruhland, G., von Storch, I. & Rosell-Melé, A. (1998). Calibration of the alkenone paleotemperature index U37K' based on core-tops from the eastern South Atlantic and the global ocean (60°N-60°S). *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 62 (10), 1757–1772.
- Narváez, D.A., Vargas, C.A., Cuevas, L.A., García-Loyola, S.A., Lara, C., Segura, C., Tapia, F. & Broitman, B. (2019). Dominant scales of subtidal variability in coastal hydrography of the Northern Chilean Patagonia. *Journal of Marine Systems*, 193, 59–73.
- Nichols, G. (2009). *Sedimentology and Stratigraphy*. John Willey and Sons: 419 pp. Chichester.
- Pankhurst, R.J., Hervé, F., Fanning, C.M., & Calderón, M. (2000). The Patagonian Batholith, Chile and Argentina: Cenozoic magmatism and tectonic setting. *Journal of Petrology*, 41 (12), 1577–1603.
- Pantoja, S., Iriarte, J. L. & Daneri, G. (2011). Oceanography of the Chilean Patagonia. *Continental Shelf Research*, 31, 149–150.
- Pendoley, K. (1992). Hydrocarbons in Rowley Shelf (Western Australia) oysters and sediments. *Marine Pollution Bulletin*, 24, 210–215.
- Perren, B.B., Hodgson, D.A., Roberts, S.J., Sime, L., Van Nieuwenhuyze, W., Verleyen, E. & Vyverman, W. (2020). Southward migration of the Southern Hemisphere westerly winds corresponds with warming climate over centennial timescales. *Communications Earth & Environment*, 1 (58), 1–8.

- Pickard, G.L. (1971). Some physical oceanographic features of inlets of Chile. *Journal of the Fisheries Research Board of Canada*, 28, 1077–1106.
- Pino, M. (1976). Reconocimiento geológico de los departamentos Cochrane y Baker, XI Región, Aysén. Memoria de Título (Inédito), Universidad de Chile, Departamento de Geología, 115 pp. Santiago.
- Pinochet, P. & Salinas, S. (1996). Estructuras térmica y salina de fiordos y canales adyacentes a Campos de Hielo Sur, Chile. *Ciencia y Tecnología del Mar*, 19, 93–122.
- Piret, L., Bertrand, S., Kissel, C., De Pol-Holz, R., Tamayo Hernando, A. & Van Daele, M. (2018). First evidence of a mid-Holocene earthquake-triggered megaturbidite south of the Chile Triple Junction. *Sedimentary Geology*, 375, 120–133.
- Poynter, J. & Eglinton, G. (1987). Molecular composition of three sediments from hole 717C: The Bengal FAN1. En: Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results, College Station, TX (Ocean Drilling Program) (Cochran, J.R. & Stow, D.A.V. editores). Elsevier: 155–161. Amsterdam.
- Prahl, F. G. & Wakeham, S. G. (1987). Calibration of unsaturation patterns in long-chain ketone compositions for palaeotemperature assessment. *Nature*, 330 (6146), 367–369.
- Quiroga, E., Salinas, N. & Riveros, D. (2019). Comunidades macrobentónicas y estructura trófica en ambientes hipóxicos de fiordos patagónicos (51.5°S): evaluando señales biogeoquímicas (fingerprint) en ecosistemas de fiordos. En: Resultados crucero CIMAR 25 Fiordos (Comité Oceanográfico Nacional editores). 88–101.
- Quiroga, E., Ortiz, P., Reid, B., Villagrán, S., Gerdes, D. & Quiñones, R. (2012). Organic enrichment and structure of macrobenthic communities in the glacial Baker Fjord, northern Patagonia, Chile. *Journal of the Marine Biological Association of the United Kingdom*, 92, 73–83.
- Quiroga, E., Ortiz, P., González, R., Tapia, F., Pérez-Santos, I., Rebolledo, L., Reid, B., Mansilla, R., Pineda, C., Cari, I., Salinas, N., Montiel, A. & Gerdes, D. (2016). Seasonal patterns in the benthic realm of a glacial fjord (Martinez Channel, Chilean Patagonia): the role of suspended sediment and terrestrial organic matter. *Marine Ecology Progress Series*, 56, 31–50.

- Ramírez, E., Hervé, F., Kelm, U. & Sassi, R. (2005). P-T conditions of metapelites from metamorphic complexes in Aysén, Chile. *Journal of South American Earth Sciences*, 19 (3), 373–386.
- Rebolledo, L., Bertrand, S., Lange, C.B., Tapia, F., Quiroga, E., Troch, M., Silva, N., Cárdenas, P. & Pantoja, S. (2019). Compositional and biogeochemical variations of sediments across the terrestrial-marine continuum of the Baker-Martínez fjord system (Chile, 48°S). *Progress in Oceanography*, 174, 89–104.
- Richter, C., Acton, G., Endris, C., & Radsted, M. (2007). Handbook for shipboard paleomagnetists. ODP Tech. Nota, 34. doi:10.2973/odp.tn.34.2007.
- Rivera, A., Bown, F., Wendt, A., & Bravo, C. (2012a). Recent glacier changes in southern Chile and in the Antarctic Peninsula. *Anales del Instituto de la Patagonia*, 40 (1), 39–44.
- Rivera, A., Koppes, M., Bravo, C., & Aravena, J. C. (2012b). Little Ice Age advance and retreat of Glaciar Jorge Montt, Chilean Patagonia. *Climate of the Past*, 8, 403–414.
- Rodríguez, R., Marticorena, A. & Teneb, E. (2008). Plantas vasculares de los ríos Baker y Pascua, Región de Aisén, Chile. *Gayana Botánica*, 65 (1), 39–70.
- Rosell-Melé, A. & McClymont, E.L. (2007). Biomarkers as Paleoceanographic Proxies. En: Proxies in Late Cenozoic Paleoceanography, Developments in Marine Geology (Hillaire-Marcel & De Vernal, A. editores), 1. Elsevier: 441–490. Amsterdam.
- Ross, L., Pérez-Santos, I., Valle-Levinson, A. & Schneider, W. (2014). Semidiurnal internal tides in a Patagonian fjord. *Progress in Oceanography*, 129 (A), 19–34.
- Sachs, J.P., Schneider, R.R., Eglinton, T.I., Freeman, K.H., Ganssen, G., McManus, J.F. & Oppo, D.W. (2000). Alkenones as paleoceanographic proxies. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 1 (11), 1035.
- Sakari, M., Zakaria, M.P., Lajis, N.H., Mohamed, C.A.R., Bahry, P.S. & Anita, S. (2008). Characterization, distribution, sources and origins of aliphatic hydrocarbons from surface sediment of Prai Strait, Penang, Malaysia: a widespread anthropogenic input. *Environment Asia*, 2, 1–14.

- Schouten, S., Hopmans, E.C. & Sinninghe Damsté, J.S. (2013). The organic geochemistry of glycerol dialkyl glycerol tetraether lipids: A review. *Organic Geochemistry*, 54, 19–61.
- Schouten, S., Hopmans, E.C., Schefuß, E. & Sinninghe Damsté, J.S. (2002). Distributional variations in marine crenarchaeotal membrane lipids: a new tool for reconstructing ancient sea water temperatures?. *Earth and Planetary Science Letters*, 204, 265–274.
- Sepúlveda, J., Pantoja, S., Hughen, K.A. (2011). Sources and distribution of organic matter in northern Patagonia fjords, Chile (~44–47°S): a multi-tracer approach for carbon cycling assessment. *Continental Shelf Research*, 31, 149–153.
- Sepúlveda, J., Pantoja, S., Hughen, K.A., Bertrand, S., Figueroa, D., León, T., Drenzek, N.J. & Lange, C. (2009). Late Holocene sea-surface temperature and precipitation variability in northern Patagonia, Chile (Jacaf Fjord, 44°S). *Quaternary Research*, 72, 400–409.
- Sepúlveda-Zúñiga, E., Maidana, N.I., Villacís, L.A., Sagredo, E.A. & Moreno, P.I. (2022). The last millennium viewed from a fine-resolution freshwater diatom record from northwestern Patagonia. *Quaternary Science Reviews*, 296 (10780).
- Sievers H. & Silva, N. (2006). Masas de agua y circulación en los canales y fiordos australes. En: Avances en el Conocimiento Oceanográfico de las Aguas Interiores Chilenas, Puerto Montt a Cabo de Hornos (Silva, N. & Palma, S. editores). Comité Oceanográfico Nacional. 53–58. Valparaíso.
- Silva, N. & Neshyba, S. (1977). Corrientes superficiales frente a la costa austral de Chile. *Ciencia y Tecnología del Mar*, 3, 37–42.
- Silva, N. & Neshyba, S. (1980). Masas de agua y circulación geostrofica frente a la costa de Chile Austral. *Serie Científica – Instituto Antártico Chileno*, 25/26, 5–32.
- Silva, N. & Palma, S. (2008). Progress in the oceanographic knowledge of Chilean interior waters, from Puerto Montt to Cape Horn (Silva, N. & Palma, S. editores). Comité Oceanográfico Nacional. 161 pp. Valparaíso.
- Silva, N. & Prego, R. (2002). Carbon and nitrogen spatial segregation and stoichiometry in the surface sediments of southern Chilean inlets (41–56°S). *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 55,

763–775.

Silva, N. & Valdenegro, A. (2008). Caracterización oceanográfica de canales australes chilenos entre la boca del Guafo y los canales Pulluche – Chacabuco (CIMAR 8 fiordos). *Ciencia y Tecnología del Mar*, 31 (1), 5–44.

Silva, N., Calvete, C. & Sievers, H. (1998). Masas de agua y circulación general para algunos canales australes chilenos entre Puerto Montt y laguna San Rafael (Crucero CIMAR-Fiordo 1). *Ciencia y Tecnología del Mar*, 21, 17–48.

Silva, N., Reinoso, P. & Arancibia G. (2008). Distribución vertical de temperatura, salinidad, oxígeno disuelto y nutrientes, en la sección estero Reloncaví a Boca del Guafo. En: Resultados del Crucero CIMAR Fiordos 17 (Comité Oceanográfico Nacional editores). Comité Oceanográfico Nacional. 25–34. Valparaíso.

Smith, R., Bianchi, T., Allison, M., Savage, C. & Galy, V. (2015). High rates of organic carbon burial in fjord sediments globally. *Nature Geoscience*, 8, 450–453.

Stuiver, M. & Polach, H.A. (1977). Discussion reporting of ^{14}C data. *Radiocarbon*, 19 (3), 355–363.

Thomson, S. N., & Hervé, F. (2002). Nuevas limitaciones temporales a la edad del metamorfismo, en el margen ancestral pacífico de Gondwana, sur de Chile (42-52°S). *Revista geológica de Chile*, 29 (2), 255–271.

Tierney, J. & Tingley, M. (2015). A TEX₈₆ surface sediment database and extended Bayesian calibration. *Scientific Data*, 2 (150029).

Ton-That, Th., Singer, B., Mörner, N.-A. & Rabassa, J. (1999). Datación de lavas basálticas por $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ y geología glacial de la región del lago Buenos Aires, provincia de Santa Cruz, Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 54 (4), 333–352.

Troch, M., Bertrand, S., Lange, C., Cárdenas, P., Arz, H., Pantoja, S., De Pol-Holz, R. & Kilian, R. (2022). Glacial isostatic adjustment near the center of the former Patagonian Ice Sheet (48°S) during the last 16.5 kyr. *Quaternary Science Reviews*, 277, 107346.

- Turner, K., Fogwill, C., McCulloch, R. & Sugden, D.E. (2005). Deglaciation of the eastern flank of the north patagonian icefield and associated continental-scale lake diversions. *Geografiska Annaler. Series A, Physical Geography*, 87 (2), 363–374.
- Vandekerkhove, E., Bertrand, S., Torrejón, F., Kylander, M.E., Reid, B. & Saunders, K.M. (2021). Signature of modern glacial lake outburst floods in fjord sediments (Baker River, southern Chile). *Sedimentology*, 68, 2798–2819.
- Villalba, R., Lara, A., Boninsegna, J.A., Masiokas, M., Delgado, S., Aravena, J.C., Roig, F.A., Schmelter, A., Wolodarsky, A. & Ripalta, A. (2003). Large-Scale Temperature Changes across the Southern Andes: 20th-Century Variations in the Context of the Past 400 Years. *Climatic Change*, 59, 177–232.
- Volkman, J.K. (1986). A review of sterol markers for marine and terrigenous organic matter. *Organic Geochemistry*, 9, 83–99.
- Volkman, J.K. (2003). Sterols in microorganisms. *Applied Microbiology and Biotechnology*, 60, 495–506.
- Yeh, H.W. & Wang, W.M. (2001). Factors affecting the isotopic composition of organic matter. (1) Carbon isotopic composition of terrestrial plant materials. *Proceedings of the National Science Council, Republic of China. Part B, Life sciences*, 25 (3), 137–147.
- Yoshida, K. (1981). Estudio geológico del curso superior del Río Baker, Aysén, Chile (47°05' a 47°42'S, 72°28' a 73°15'W). Tesis Ph.D. (Inédito), Universidad de Chile, Departamento de Geología, 340 pp. Santiago.
- Zakaria, M.P., Bong, C.-W. & Vaezzadeh, V. (2018). Fingerprinting of Petroleum Hydrocarbons in Malaysia Using Environmental Forensic Techniques. *Oil Spill Environmental Forensics Case Studies*, 16, 345–372.

ANEXO

Tabla A1. Resultados de la composición elemental e isotópica del sedimento del testigo CO14 Irene.

Edad (CE)	C _{org} (%)	N _{tot} (%)	δ ¹³ C _{org} (‰)
2012,1	0,46	0,05	-23,41
2009,7	0,50	0,10	-26,49
2007,3	0,44	0,07	-25,16
2004,8	0,56	0,10	-25,45
2002,3	0,53	0,01	-26,05
1999,6	0,59	0,01	-26,48
1996,6	0,51	0,01	-27,14
1993,5	0,51	0,01	-25,76
1990,1	0,56	0,01	-24,80
1986,3	0,48	0,08	-24,88
1982,2	0,60	0,01	-25,40
1977,5	0,54	0,08	-23,70
1972,3	0,49	0,08	-24,89
1966,3	0,38	0,01	-25,03
1959,5	0,50	0,08	-24,11
1951,6	0,17	0,01	-25,25
1942,6	0,47	0,01	-24,85
1932,7	0,49	0,07	-23,84
1922	0,49	0,07	-24,76
1910,9	0,50	0,01	-25,40
1899,7	0,56	0,07	-24,79
1888,4	0,53	0,02	-25,96
1877,3	0,40	0,01	-24,74
1866,2	0,53	0,01	-25,32
1855,2	0,54	0,01	-25,89
1844,3	0,52	0,05	-25,78
1833,6	0,62	0,01	-25,80
1822,9	0,63	0,07	-24,73
1812,3	0,79	0,01	-26,18
1801,9	0,61	0,06	-25,67
1791,5	0,58	0,07	-25,41
1781,3	0,82	0,07	-26,29
1771,3	1,17	0,07	-26,52
1761,3	0,70	0,01	-25,68
1751,5	0,91	0,01	-26,21
1741,9	0,79	0,02	-27,19
1732,4	0,66	0,01	-27,53
1723,1	0,74	0,01	-26,28
1714	0,62	0,01	-25,58
1705	0,87	0,01	-27,31
1696,2	0,93	0,01	-26,71
1687,6	0,83	0,01	-26,85
1679,2	0,60	0,07	-25,05
1670,9	0,46	0,02	-25,13
1662,9	0,73	0,01	-25,64
1655,1	1,76	0,08	-26,10
1647,5	0,82	0,07	-25,73
1640,1	0,71	0,06	-25,61
1632,8	0,87	0,07	-26,18
1625,7	0,89	0,03	-26,29
1618,5	0,49	0,01	-25,19
1611,3	0,76	0,02	-25,87
1604,2	0,62	0,02	-25,49

1597	0,73	0,01	-25,40
1589,8	1,06	0,01	-26,30
1582,6	0,66	0,01	-26,29
1575,5	0,66	0,01	-25,10
1568,3	0,70	0,07	-25,55
1561,1	0,50	0,01	-24,01
1554	0,51	0,07	-23,71
1546,8	0,47	0,01	-24,02
1539,6		0,02	
1532,5	0,47	0,02	-24,46
1520	0,56	0,01	-23,65

IMAGES XV, 2007 MD159-PACHIDERME	Descripción del sedimento	Estación 30bis Testigo MD07-3121
-------------------------------------	---------------------------	-------------------------------------

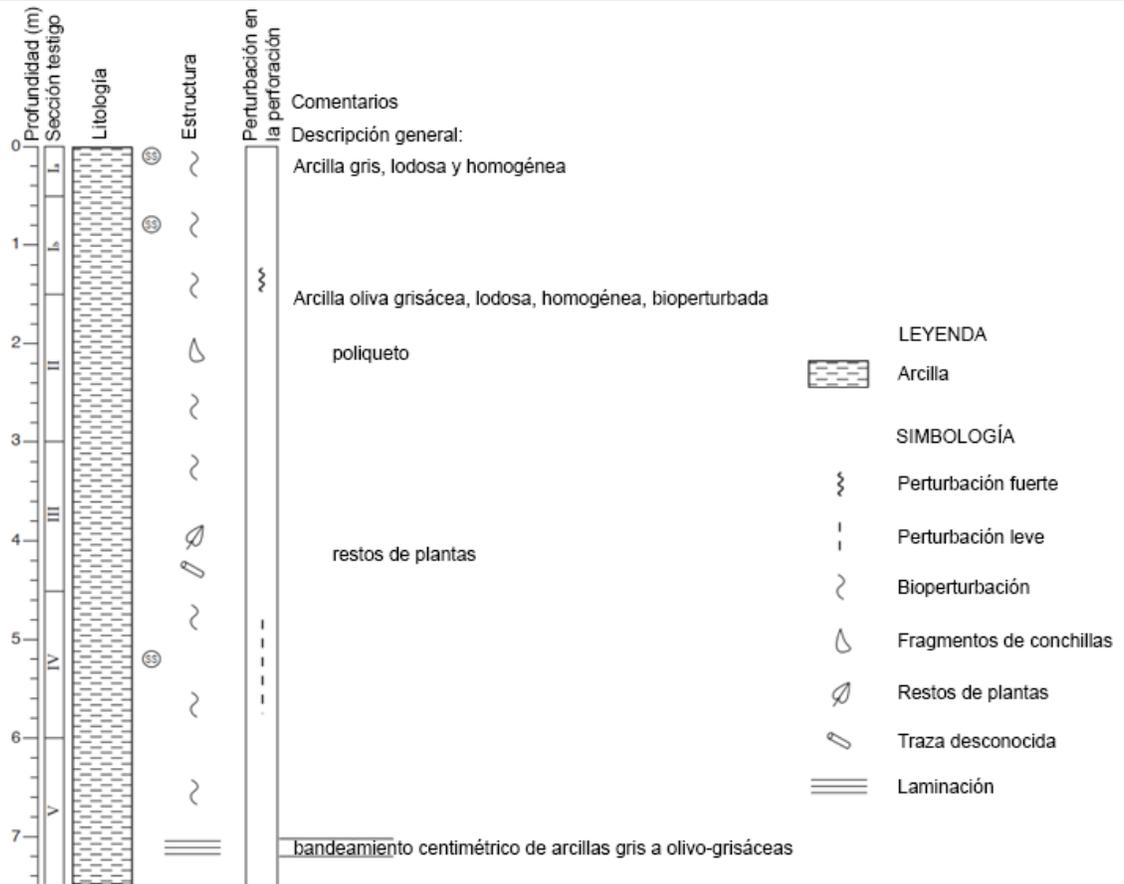


Figura A1. Descripción del sedimento de los primeros 745 cm del testigo MD07-3121. Modificado de Kissel & cruise participants (2007).

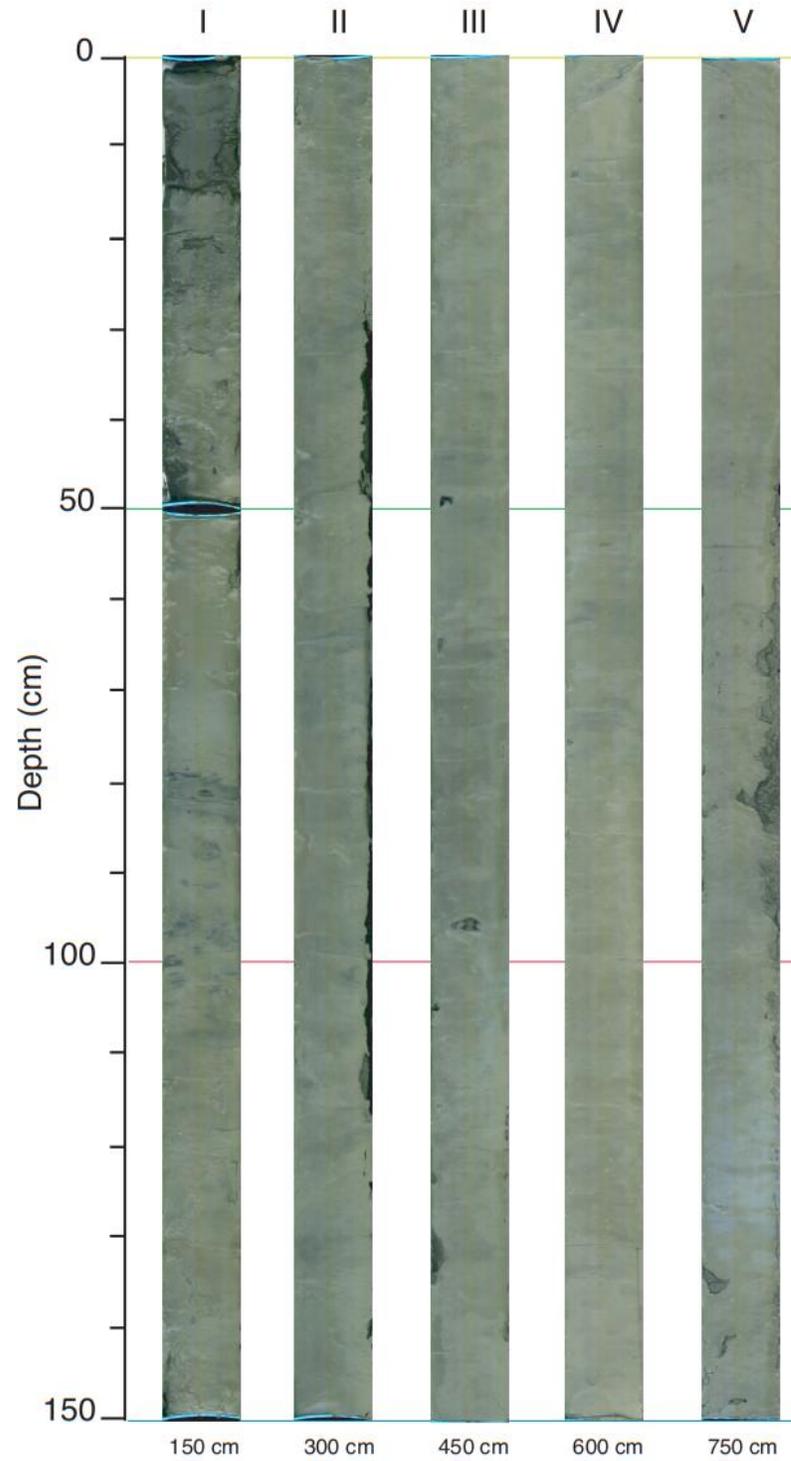


Figura A2. Fotografías de los 745 cm superiores del testigo MD07-3121. Tomado de Kissel & cruise participants (2007).