

PONTIFICIA UNIVERSIDAD CATÓLICA DE VALPARAISO  
FACULTAD DE CIENCIAS DEL MAR Y GEOGRAFÍA  
ESCUELA DE CIENCIAS DEL MAR

Influencia del río Baker en la distribución de la materia orgánica  
en el sistema de fiordos Martínez - Baker: Implicancias en el  
acoplamiento bento-pelágico

Trabajo de Titulación para optar al Título de Oceanógrafo

por

Carlos Alberto Pineda Polanco

2016

**Comisión de Titulación**

Profesor Guía: Dr. Eduardo Quiroga Jamett

---

Profesor: Dr. Iván Pérez Santos

---

Profesor: M. Sc. Nelson Silva Sandoval

---

## **AUTORIZACIÓN DE USO**

Al presentar este Trabajo de Titulación como último requisito para la obtención del título de Oceanógrafo, autorizo a la biblioteca de la Escuela de Ciencias del Mar de la Pontificia Universidad Católica de Valparaíso, para que disponga libremente de ella. Autorizo además reproducciones parciales o totales de este documento solo para fines académicos

---

Carlos Alberto Pineda Polanco

## AGRADECIMIENTOS

Al Dr. Eduardo Quiroga Jamett, profesor guía de este Trabajo de Titulación, por su gran apoyo y motivación para la culminación de este proceso.

A los profesores M. Sc. Nelson Silva Sandoval y Dr. Iván Pérez Santos por aceptar con gusto ser parte de la comisión y por su constante disponibilidad.

A los integrantes del Laboratorio de Oceanografía y Bentos (LOBOS), por su apoyo incondicional durante el proceso.

A mis padres y hermanos (as) por ser el pilar fundamental en todo lo que soy, en toda mi educación, tanto académica, como de la vida, y por el incondicional apoyo a lo largo de mi vida.

A Ma. Carolina, mi pareja, por estar siempre a mi lado y ser un pilar fundamental en mi vida.

A CONICYT por el financiamiento de esta tesis a través del proyecto Fondecyt regular N°1130691: "Importance of advection for pelagic-benthic coupling in Patagonian Fjords"

Al Programa COPAS Sur-Austral PFB-31, por su financiamiento y apoyo en logística.

Por último, a mis mascotas, que siendo largos de cuerpo y cortos de pata siempre me dieron y me dan cariño incondicional.

## ÍNDICE

COMISIÓN DE TITULACIÓN .....	ii
AUTORIZACIÓN DE USO .....	iii
AGRADECIMIENTOS .....	iv
ÍNDICE.....	v
RESUMEN .....	vii
ABSTRACT.....	viii
1. INTRODUCCIÓN.....	1
2. OBJETIVOS .....	5
3. HIPOTESÍS.....	6
4. MATERIALES Y METODOS .....	7
4.1. Área de estudio .....	7
4.2. Procesamiento de datos.....	9
4.2.1. Caudal.....	9
4.2.2. Columna de agua .....	10
4.2.3. Sedimentos.....	11
4.3. Análisis de la información.....	12
4.3.1. Caudal .....	12
4.3.2. Columna de agua .....	12
4.3.3. Sedimentos .....	15
4.4. Análisis estadístico.....	16
5. RESULTADOS .....	18
5.1. Río Baker.....	18
5.2. Estructura termohalina .....	21
5.3. Campo de densidad y estratificación .....	22
5.4. Masas de aguas .....	25
5.5. Clorofila-a y Turbidez.....	28
5.6. Doble Difusión.....	30
5.7. Análisis estadístico de variables en columna de agua.....	33
5.8. Materia orgánica, clorofila-a y feopigmentos.....	35
5.9. Biota bentónica .....	38
5.10. Análisis estadístico de las variables sedimentológicas .....	39

5.11. Relación entre variables sedimentológicas y bióticas .....	39
5.12. Asociación espacial de las variables ambientales .....	42
6. DISCUSIÓN .....	44
6.1. Río Baker.....	44
6.2. Estratificación .....	44
6.3. Estructura termohalina .....	45
6.4. Masas de aguas .....	46
6.5. Productividad .....	47
6.6. Doble difusión convectiva.....	48
6.7. Procedencia de la materia orgánica.....	49
6.8. Subsidio trófico.....	50
6.9. Influencia de la sedimentación en organismos bentónicos .....	50
6.10. Calidad de la materia orgánica.....	51
7. CONCLUSIÓN .....	53
8. REFERENCIAS .....	54

## RESUMEN

El presente estudio describe las fluctuaciones estacionales y espaciales de las características oceanográficas y parámetros sedimentarios a lo largo del Sistema de Fiordos Martínez–Baker (SFMB) (47°S), Patagonia Chilena. Los resultados muestran una alta estratificación de la columna de agua ( $\eta_s = 1,29$  a  $1,99$ ), restringida por una haloclina bien definida ( $11 \text{ g kg}^{-1}$ ) que fluctúa de manera estacional producto de la advección lateral del río Baker. Esta advección de agua dulce ( $0-2 \text{ g kg}^{-1}$ ) y fría ( $7-8 \text{ °C}$ ) provoca una inversión térmica de carácter estacional, un gran aporte de sólidos en suspensión y materia orgánica alóctona (MOA) a lo largo del SFMB, intensificada en verano por el aumento de las descargas de los ríos producto del derretimiento de los hielos, lo cual tiene implicancias en las características ópticas de la columna de agua y consecuentemente en los parámetros sedimentarios, generándose un gradiente horizontal en la distribución de los equivalentes de pigmentos cloroplásticos (EPC) y MOA en los sedimentos superficiales. Los resultados muestran mayores valores de MOA ( $93,84-80,88\%$ ) y EPC ( $16,36-5,8 \mu\text{g g}^{-1}$ ) en la cabeza del fiordo que en la boca (MOA= $14,76-0,46\%$ ; EPC= $67,94-13,02 \mu\text{g g}^{-1}$ ), sugiriendo que los sistemas de fiordos asociados a altas descargas de sólidos suspendidos y agua dulce exhiben una respuesta negativa en la productividad primaria, limitando el flujo de carbono orgánico al sedimento, generando de esta manera un menor grado de acoplamiento bento-pelágico en zonas cercanas a la desembocadura del río Baker y mayor en zonas cercanas al océano.

## ABSTRACT

Seasonal and spatial fluctuation of oceanographic features and sedimentary parameters are described along the Fjord System Martínez-Baker (SFMB) (47 ° S), Chilean Patagonia. The results show a high stratification of the water column ( $\eta_s = 1.29 - 1.99$ ), with a well-defined halocline (11 g kg<sup>-1</sup>) due to lateral advection of the Baker River. Freshwater input causes a seasonal thermal inversion, contributing with suspended solids and organic matter allochthonous (MOA) to the fjord, which is higher in summer by melting ice. The hydrographic characteristics in the study area produce a horizontal gradient in the distribution of the equivalents of chloroplasts pigments (EPC) and MOA in superficial sediments. The results show different values of MOA and EPC (93.84-80.88%; 16.36-5.8 ug g<sup>-1</sup>) in the head of the fjord and outer fjord (MOA = 14.76-0.46%; EPC = 67.94-13.02 ug g<sup>-1</sup>). This result suggest that SFBM is heavy influenced by river discharge, which may limiting the primary production and consequently the fluxes of organic carbon to the sediments, influencing the benthic-pelagic coupling along the fjord.



## 1. INTRODUCCIÓN

Los fiordos y canales de la región sur austral de Chile (42°- 59°S) se originaron por la erosión glacial y el hundimiento tectónico durante el pleistoceno (Borgel, 1970; Claperton, 1994). Esta región constituye uno de los ecosistemas estuarinos más extensos y prístinos en el mundo, a pesar de la intensa actividad antrópica como la acuicultura (Niklitschek *et al.*, 2013). Esta región, comprende un área de 240.000 km<sup>2</sup> en las que se integran numerosas islas, penínsulas y estrechos (Sievers & Silva, 2006). Una de las peculiaridades de esta zona es la presencia de grandes campos de hielo que contribuyen con nutrientes como silicatos y aguas dulces a los fiordos y canales adyacentes (Torres *et al.*, 2014). Además, existe un aporte considerable de aguas dulces por precipitaciones persistentes, producto del paso de sistemas de baja presión subpolares (Romero, 1985), sumado el aporte que genera el derretimiento de nieve y escorrentía. En total la región aporta con el 2% de aguas dulces a nivel planetario (Davila *et al.*, 2002). El gran aporte de agua dulce que tienen los fiordos y canales adyacentes, normalmente genera una estructura de dos capas en la columna de agua (Silva *et al.*, 1997), donde domina una alta estratificación (Valle-Levinson *et al.*, 2006; Pérez-Santos *et al.*, 2013).

En la zona oceánica alrededor de los 43°S, producto de la corriente de deriva de los vientos del oeste, se genera una circulación de gran escala hacia el sur, denominada Corriente Cabo de Hornos (CCH) (Acha *et al.*, 2004). La CCH se interna en canales llevando consigo la masa de Agua Subantártica (ASAA). Esta masa de agua interactúa con la circulación estuarina, formando el Agua Subantártica Modificada (ASAAM) (Silva *et al.*, 2009). La interacción entre las masas de aguas con diferentes características (i.e. salinidad y temperatura) genera convección, la cual es una inestabilidad derivada de la intrusión de agua densa sobre agua más ligera o agua ligera bajo agua más densa (gradientes en salinidad y temperatura). En fiordos, la columna de agua mayormente es desestabilizada por la temperatura (40%) (Pérez-Santos *et al.*, 2014). La difusión molecular de la temperatura es

100 veces mayor que la difusión de la sal (Schmitt, 2001), produciendo una mayor transferencia de calor hacia la superficie de la columna de agua, la cual no altera la estructura vertical de la salinidad, a este proceso se le denomina doble difusión convectiva (Huppert, 1971).

El atlas global climatológico indica que el 44% de los océanos genera condiciones para procesos de doble difusión, siendo el 30% correspondiente a Dedos de Sal (DS) y el 14% a Doble Difusión Convectiva (DDC) (You, 2002), sin considerar las ponderaciones hechas en sistemas de fiordos. Para la generación de eventos de DDC, se necesitan gradientes verticales con signo negativo (temperatura y salinidad aumentan en profundidad), y para eventos DS gradientes verticales con signo positivo (temperatura y salinidad disminuye en profundidad) (Schmitt, 1994; You, 2002), reiterando la dominancia de eventos DDC en fiordos. Los eventos DDC forman estructuras escalonadas en fiordos patagónicos (Pérez-Santos *et al.*, 2013) y en océanos de latitudes altas (Schmitt, 2001), donde el enfriamiento en superficie de la columna de agua y aporte de aguas dulces pueden establecer los gradientes necesarios, aunque estas estructuras a veces pueden no estar bien definidas producto de la turbulencia *in situ* (You, 2002; Pérez-Santos *et al.*, 2014).

En los fiordos y otros ecosistemas costeros semi-cerrados que comprenden menos del 10% del área cubierta por los océanos, las interacciones físicas y biológicas son complejas, siendo considerado una región donde se acumula una gran cantidad de carbono orgánico (Smith *et al.*, 2015), representando una de las zonas biológicas y geoquímicas más dinámicas de la biosfera (Walsh, 1991; Gattuso *et al.*, 1998; Provoost *et al.*, 2013). En estos sistemas la producción de materia orgánica y su deposición muestran una alta variabilidad temporal (Provoost *et al.*, 2013). Factores tales como la producción primaria autóctona, dependiente de la disponibilidad de nutrientes y radiación solar, el aporte de material terrígeno y material antropogénico (e.g. agricultura y acuicultura), profundidad de la columna de agua, tasas de sedimentación, producción bentónica, bioperturbación y concentración de oxígeno disuelto afectan la cantidad, distribución vertical y composición química de la materia orgánica en los sedimentos (Rojas *et al.*, 2003).

El enriquecimiento de los sedimentos por acumulación de materia orgánica alóctona (es decir, materia orgánica de origen continental) y autóctona en un sector determinado, se puede caracterizar mediante la composición isotópica del carbono ( $\delta^{13}\text{C}$ ) y la razón C/N molar. Ambas medidas son consideradas como indicadores, permitiendo distinguir la influencia de los ríos en el enriquecimiento de la materia orgánica en zonas costeras (Silva *et al.*, 2011).

En general, se ha registrado un patrón en la distribución de la materia orgánica alóctona, desde la cabeza de un fiordo hacia zonas oceánicas, la cual se interpreta como una disminución de materia orgánica alóctona hacia zonas más oceánicas (Louchouart *et al.*, 1997; Silva *et al.*, 2011). Este patrón se encuentra relacionado con la extensión de la pluma de agua dulce de los ríos, cuya extensión se debe a la advección lateral que generan los ríos (fuente de materia orgánica alóctona) (Silva *et al.*, 2011). Es por ello, que los sedimentos constituyen un excelente indicador de los procesos de advección.

La zona norte y sur de la cabeza de los fiordos australes son áreas biológicamente más productivas que la zona central, y como evidencia de esto, se han registrado altos valores de carbono orgánico total y nitrógeno total en las zonas norte y sur de los fiordos australes (Palma & Silva, 2004; Iriarte *et al.*, 2007; Palma, 2008). El bajo contenido de carbono orgánico total en sedimentos superficial en fiordos centrales, se ha atribuido a un efecto de dilución por la entrada de sedimento glaciar inorgánico (Silva & Prego, 2002). Además, la advección lateral de sólidos suspendidos asociados a ríos caudalosos en la zona central, también generan una disminución en la producción primaria, producto de la atenuación de luz solar (González *et al.*, 2011; González *et al.*, 2013; Jacob *et al.*, 2014).

A pesar de esto, el conocimiento que se tiene acerca de los procesos biológicos y flujos de carbono entre el sistema pelágico-bentónico, aún sigue siendo bastante limitado. El acoplamiento bento-pelágico es definido como el intercambio de materia orgánica y nutrientes entre el sedimento y la columna de agua, siendo los patrones de distribución de

clorofila en los sedimentos un reflejo de las condiciones de sedimentación (Graf, 1989). Es por ello que mediante la aproximación del acoplamiento bento-pelágico, se espera determinar la influencia de los ríos en el transporte de la materia orgánica alóctona en los sedimentos en áreas costeras.

Las tendencias globales del clima están generando perturbaciones asociadas a las descargas de agua dulce en los ríos patagónicos (Iriarte *et al.*, 2014). En el caso de la cuenca del río Baker que cuenta con un caudal medio anual de  $1020 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$  (Dirección General de Aguas; [www.dga.cl](http://www.dga.cl)), se sabe que desde abril del año 2008 ha experimentado inundaciones, producto del vaciamiento masivo de agua proveniente del Lago Catchet (Glacial Lake Outburst Floods “GLOFs”). Los eventos GLOF’s pueden llegar a liberar ~200 millones de  $\text{m}^3$  de agua dulce (Dusillant *et al.*, 2009), generando un gran aumento del caudal en la cuenca del río Baker, y hasta puede representar un 5% de la carga de sedimento fino anual en el fiordo Baker (Quiroga *et al.*, 2012).

Los fiordos patagónicos son sistemas con una alta variabilidad espacio-temporal, y en la actualidad son pocos los estudios que comprenden estacionalidad. En este contexto, es necesario conocer y evaluar las interacciones y procesos de diferentes escalas que se llevan a cabo en estos sistemas tan particulares.

## 2. OBJETIVOS

### **Objetivos General:**

Caracterizar la distribución espacial y temporal de la materia orgánica en los sedimentos en relación a las descargas de aguas dulces del río Baker, y su influencia en el grado de acoplamiento bento-pelágico en el Sistema de Fiordo Martínez - Baker (SFMB).

### **Objetivos específicos:**

1. Caracterizar las condiciones oceanográficas y el grado de estratificación de la columna de agua a lo largo del Sistema de Fiordo Martínez – Baker.
2. Caracterizar la variabilidad intranual del caudal del río Baker.
3. Caracterizar la cantidad, procedencia y calidad de la materia orgánica en sedimentos marinos superficiales.
4. Determinar el grado de acoplamiento bento-pelágico en el SFMB.

### **3. HIPOTESÍS**

Si, la magnitud y temporalidad de la descarga del río (caudal) determina la extensión de la pluma de agua y sedimentos en suspensión, entonces la distribución de la materia orgánica (cantidad y calidad) en los sedimentos superficiales exhibirá diferencias espaciales y estacionales a lo largo del gradiente río- océano. De esta manera, se espera que el grado de acoplamiento bento-pelágico disminuya en zonas cercanas a la proximidad de la pluma del río, caracterizada por una mayor contribución de materia orgánica alóctona.

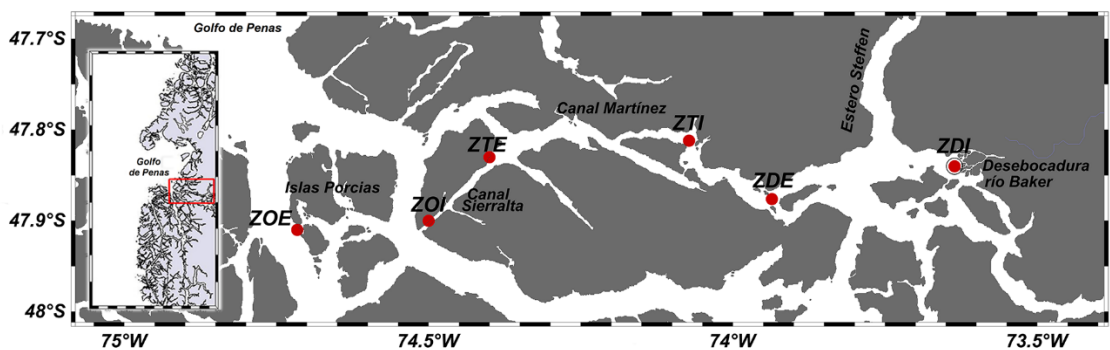
## 4. MATERIALES Y METODOS

### 4.1. Área de estudio

El área de estudio denominado Sistema de Fiordos Martínez–Baker (SFMB), comprende la desembocadura del río Baker ( $47^{\circ}48'S - 73^{\circ}34'W$ ), Canal Martínez ( $47^{\circ}46'S - 74^{\circ}14'W$ ), Canal Sierralta ( $47^{\circ}50'S - 74^{\circ}23'W$ ) y frente al Canal Messier ( $47^{\circ}53'S - 74^{\circ}40'W$ ) en la región de Aysén, Patagonia Chilena. Las estaciones de muestreo conformaron un transecto de 87 km de extensión. Se realizaron dos campañas en diferentes estaciones del año; agosto del año 2014 (invierno austral) y enero del año 2015 (verano austral). Las campañas se llevaron a bordo de la embarcación L/C Sur Austral, de la Universidad de Concepción.

**Tabla 1.** Posición geográfica de las estaciones de muestreo.

Estaciones	Coordenadas geográficas
ZDI	$47^{\circ} 47' 53,7'' S - 73^{\circ} 35' 15,7'' W$
ZDE	$47^{\circ} 46' 29,5'' S - 74^{\circ} 01' 20,2'' W$
ZTI	$47^{\circ} 53' 20,1'' S - 74^{\circ} 40' 22,6'' W$
ZTE	$47^{\circ} 50' 13,6'' S - 73^{\circ} 53' 35,0'' W$
ZOI	$47^{\circ} 48' 59,1'' S - 74^{\circ} 21' 52,1'' W$
ZOE	$47^{\circ} 52' 01,4'' S - 74^{\circ} 26' 32,7'' W$



**Fig. 1.** Mapa de la zona de estudio con la ubicación de las estaciones de muestreo.

El área de estudio se clasificó en 3 zonas; (1) Zona desembocadura (ZD), conformada por las estaciones ZDI y ZDE; (2) Zona de transición (ZT), compuesta por las estaciones ZTI y ZTE; (3) Zona oceánica (ZO), la cual integra las estaciones ZOI y ZOE. Cabe destacar que las 3 zonas se subdividieron en dos para los registros de la columna de agua, quedando una zona interior (sufijo I) y otra exterior (sufijo E) para cada segmento. En las campañas de agosto del año 2014 (desde ZDI hasta ZOE) y enero del año 2015 (desde ZDI hasta ZOI), se registró la temperatura ( $^{\circ}\text{C}$ ), conductividad ( $\text{mS cm}^{-1}$ ) (para derivar la salinidad absoluta ( $\text{g kg}^{-1}$ ), concentración de clorofila ( $\text{mg Cl a m}^{-3}$ ) y turbidez (NTU) en la columna de agua. Para obtener los distintos registros se utilizó un CTDO Seabird 25 Plus (USA) de resolución 8 Hz (campaña agosto 2014) y un CTD RBR (Canadá) de resolución 3 Hz (campaña enero 2015). Los lances ejecutados se realizaron a una rapidez constante ( $\sim 1 \text{ m s}^{-1}$ ), de este modo se obtuvo el mismo número de registros cada un metro. Adicionalmente, se recolectaron muestras de agua a través de botellas Niskin de 5 L, para la determinación de clorofila-a (Cl-a), feopigmentos (Feo), sólidos suspendidos totales (SST) y turbidez en profundidades discretas de 1 m, 5 m, 10 m, 20 m, 30 m y la última profundidad entre 50–100 m. En tanto, se recolectaron muestras de sedimentos, no perturbados, mediante un saca-testigo de 50 mm de diámetro interno, del cual se obtuvieron los primeros 5 cm de sedimento, con lo cual se determinó parámetros sedimentarios tales como; carbono orgánico total (COT), clorofila-a (Cl-a), feopigmentos (Feo), materia orgánica total (MOT), potencial oxido-reducción (POR) (primeros 2 cm) y el contenido isotópico del carbono ( $\delta^{13}\text{C}$ ).

Por otra parte, para la recolección de macrofauna y posterior determinación de abundancia y biomasa (AMA y BMA), se utilizó una draga Van Veen de  $0,052 \text{ m}^2$  de área de superficie. El sedimento fue cernido mediante un cedazo de  $500 \mu\text{m}$ , y posteriormente el material biológico fue almacenado en formaldehído al 10%, tamponado con bórax. En laboratorio, los organismos fueron contados y pesados con una balanza analítica de  $0,001 \text{ g}$  de precisión. Todas las cuantificaciones fueron estandarizadas a individuos/biomasa húmeda por metro cuadrado. La biomasa de la meiofauna (BME), se determinó utilizando un saca-testigo de 5 cm de diámetro (Quiroga *et al.*, 2013). Las muestras fueron sub-muestreados mediante un tubo de plexiglás de 3 cm de diámetro interno, seccionado los primeros 5 cm de



la columna de sedimentos para determinar la biomasa total. El sedimento fue cernido mediante un cedazo de 500  $\mu\text{m}$  para separar la macrofauna y el material biológico retenido en un cedazo de 63  $\mu\text{m}$  fue analizado para la determinación de la biomasa total. La biomasa microbiana total (BMCT) se determinó de sub-muestras obtenidas de los primeros 2 cm de la columna de sedimento.

La caracterización temporal del río Baker se realizó mediante un análisis de series de tiempo de caudal y temperatura del agua. Esta información fue obtenida de las estaciones hidrográficas Bajo Ñadis (47° 30'S; 72° 58'O) y Colonia (47° 20'S; 72° 50'O) ([www.dga.cl](http://www.dga.cl)), las cuales se encuentran a 71 y 52 km de la desembocadura del río.

## 4.2. Procesamiento de datos

### 4.2.1. Caudal

Los registros horarios de caudal, temperatura y nivel del agua, desde el año 2008 al año 2012, fueron obtenidos de las estaciones hidrográficas Bajo Ñadis y Colonia. Adicionalmente, se descargaron registros diarios de caudal, los que abarcan desde el año 2003 hasta el año 2014. Posteriormente, toda la información fue procesada en el programa MATLAB8.2. La señal de caudal diaria de la estación Bajo Ñadis (estación más cercana a la desembocadura del río Baker) contenía brechas de información. Para solucionar el problema de las brechas, se reconstituyó la señal de caudal diaria de la estación Bajo Ñadis a partir de la señal de caudal de la estación Colonia, cuya distancia entre las dos estaciones comprendía aproximadamente 19 Km. El hecho de utilizar la estación Colonia, es debido a la alta correlación existente entre ambos registros de caudal ( $R=0,98$ ). La mayor cantidad de brechas encontradas en la señal de caudal de la estación Bajo Ñadis pudieron ser reconstruidas, para ello se normalizaron las señales de las dos estaciones y se reconstruyó la señal de la siguiente manera:

- Primero se normalizó la señal de caudal de la estación Colonia.

$$SN_C = \frac{D_C - \bar{X}_C}{S_C}$$

donde:

$SN_C$  = Señal normalizada del caudal de la estación Colonia.

$D_C$  = Datos horarios de caudal de la estación Colonia.

$\bar{X}_C$  = Promedio del caudal de la estación Colonia.

$Sc$  = Desviación estándar del caudal de la estación Colonia.

Se replica lo hecho anteriormente, pero para la estación Bajo Ñadis

- El siguiente paso es incorporar a la señal normalizada de caudal de la estación colonia, la desviación estándar y promedio de la estación Bajo Ñadis.

$$S\tilde{N}_e = SN_C * S\tilde{n} + \bar{X}\tilde{n}$$

donde:

$S\tilde{N}_e$  = Señal estimada de caudal para rellenar las brechas de la estación Bajo Ñadis.

$S\tilde{n}$  = Desviación estándar del caudal de la estación Bajo Ñadis.

$\bar{X}\tilde{n}$  = Promedio del caudal de la estación Bajo Ñadis

- Finalmente se tomaron solo los registros de caudal estimados de la estación Bajo Ñadis correspondientes a las brechas, estos se utilizaron para rellenar las brechas existentes en el registro de la estación Bajo Ñadis. Las brechas pequeñas (pocos días) se interpolaron linealmente.

#### **4.2.2. Columna de agua**

Los registros obtenidos con los distintos CTD y sus respectivos sensores, fueron procesados con el software MATLAB8.2. Se utilizó la información de bajada, eliminando los registros durante la estabilización en superficie de los equipos. Posteriormente, los registros de temperatura, salinidad, turbidez y fluorescencia fueron alineados, debido a los distintos tiempos de respuesta de los sensores. Adicionalmente, los registros se promediaron cada un

metro de profundidad. Los registros continuos de clorofila-a y turbidez fueron corregidos por las mediciones discretas de turbidez y clorofila-a.

Los registros discretos de clorofila-a, turbidez y sólidos suspendidos, fueron determinados mediante; (1) Clorofila-a y Feopigmentos, utilizando el método descrito por Parson *et al.* (1984), donde se analizaron las muestras por fluorometria (Turner TD-700); (2) Sólidos suspendido totales, de acuerdo a lo señalado por Zajaczkowski & Wlodarska-Kowalczuk (2007); (3) Turbidez, mediante el equipo TU-2016, en unidades NTU. Por último, los registros de salinidad derivados de los programas de los distintos CTD se compararon con los registros de salinidad derivados de algoritmos más actuales.

#### **4.2.3. Sedimentos**

Para la determinación de contenido de MOT se utilizó la técnica de pérdida de peso por ignición (Byers *et al.*, 1978), la cual consiste en evaluar la diferencia de peso existente antes y después de haber calcinado la muestra. La concentración de Cl-a y feopigmentos se determinó fluorométricamente, siguiendo la técnica propuesta por Montani *et al.* (2003), donde los valores de Cl-a y Feo dados por el fluorómetro se corrigieron por la porosidad del sedimento ( $\mu\text{g g}^{-1}$ ). El potencial de óxido reducción se determinó en los 2 cm superficiales del sedimento, utilizando un electrodo de platino (SG <sup>TM</sup>, Mettler Toledo). El COT,  $\delta^{13}\text{C}$  y  $\text{N}_{\text{org}}$  se determinaron en el laboratorio de biogeoquímica de la Pontificia Universidad Católica de Chile.

### 4.3. Análisis de la información

#### 4.3.1. Caudal

Para determinar la variación inter-anual del caudal del río Baker, se generaron gráficos de las series temporales horarias y diarias (señal no reconstruida y reconstruida) de las estaciones bajo Ñadis y Colonia. Posteriormente, se registraron y destacaron las fechas donde ocurrieron los eventos GLOF's ( $>2000 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ ). Además, se construyeron histogramas de promedios mensuales del caudal, para apreciar el régimen del río en el sector donde se ubicaban las estaciones hidrográficas.

#### 4.3.2. Columna de agua

Para la caracterización oceanográfica e hidrográfica se construyeron secciones longitudinales de la columna de agua. Las secciones tienen una orientación río-océano (Este-Oeste) y una profundidad de corte de 80 metros, debido a lo irregular de la batimetría. Las secciones se construyeron con el programa Ocean Data View (Schlitzer, 2012). A partir de estas secciones, se describió la zona de estudio y la influencia del río Baker en el SFMB. La salinidad se procesó como salinidad absoluta ( $S_A$ ), cuya aproximación al contenido de sales es más exacta ( $\text{g kg}^{-1}$ ). Además, la temperatura se expresó como temperatura conservativa ( $\Theta$ ), la cual representa de mejor manera el contenido de calor en el agua de mar. Las variables señaladas anteriormente, se derivaron con la metodología propuesta por TEOS-10 (Thermodynamic Equation of Seawater–2010). También se calculó en TEOS-10; (1) la frecuencia de Brunt-Vaisala ( $N^2$ ) para caracterizar la estabilidad de la columna de agua; (2) el ángulo de Turner ( $Tu$ ), expresado en grados de rotación; (3) el radio de estabilidad ( $R\rho$ ). Los cálculos de  $Tu$  y  $R\rho$  fueron utilizados para detectar eventos de doble difusión.

Las ecuaciones utilizadas en TEOS-10 para el cálculo de  $Tu$  son las siguientes:

$Tu = \arctan(R\rho)$ ,  $R\rho$  es el radio de estabilidad (o razón de densidad)

$$Tu = \tan^{-1}(R\rho) = \tan^{-1}(\alpha^\Theta \Theta_z + \beta^\Theta (S_A)_z, \alpha^\Theta \Theta_z - \beta^\Theta (S_A)_z)$$

donde:

- $R_p$  es el radio de estabilidad
- $\alpha^\ominus = -\rho^{-1} \left( \frac{\delta\rho}{\delta\Theta} \right)$  es el coeficiente de expansión térmica, y
- $\beta^\ominus = -\rho^{-1} \left( \frac{\delta\rho}{\delta S_A} \right)$  es el coeficiente de contracción halina,  $\rho$  la densidad del agua de mar y  $z$  profundidad finita.

Para el análisis de los procesos de doble difusión, se utilizó el esquema propuesto por You, (2002), donde se muestran rangos de  $Tu$  para el proceso de doble difusión. El proceso de doble difusión también fue asociado a tramos del radio de estabilidad (Tippins & Tomczak, 2003):

- Cuando  $Tu$  fluctúa entre  $45^\circ$  y  $90^\circ$ , ocurren eventos DS.
- Cuando  $Tu$  fluctúa entre  $-45^\circ$  y  $45^\circ$ , la estratificación de la columna de agua es posible, debido a la temperatura o salinidad.
- Cuando  $Tu$  fluctúa entre valores de  $-45^\circ$  y  $-90^\circ$ , eventos DDC ocurren, y valores entre 0 y 1 del radio de estabilidad se aprecian. La magnitud de la DDC se subdivide en los siguientes rangos de rotación; fuerte ( $Tu$  entre  $-90^\circ$  y  $-75^\circ$ ), media ( $Tu$  entre  $-75^\circ$  y  $-60^\circ$ ) y débil ( $Tu$  entre  $-60^\circ$  y  $-45^\circ$ ).

Para estimar la estabilidad de la columna de agua en el área de estudio, se utilizó la frecuencia de Brunt-Väisälä ( $N^2$ ), la cual se calculó como:

$$N^2 = \frac{-g}{\rho} \times \frac{\Delta\rho}{\Delta z} \quad \text{IOC, SCOR y IAPSO, 2010}$$

Para apoyar los resultados obtenidos por la aplicación de Brunt-Väisälä, se utilizó el parámetro  $N_s$ , el cual integra la salinidad en un tramo de profundidad, arrojando un valor adimensional del grado de estratificación de la columna de agua. El parámetro  $\eta_s$  fue definido por Haralambidou *et al.*, (2010) como:

$$\eta_s = \frac{S_{50m} - S_{superficie}}{0,5(S_{50m} + S_{superficie})} \quad \text{donde:}$$

$S_{50}$  = Salinidad a los 50m

$S_{Superficie}$  = Salinidad en superficie

Para distintos valores de  $N_s$ , se establecieron diferentes características en la columna de agua, estas características se aprecian en la tabla 2.

**Tabla 2.** Rangos de valores del parámetro  $\eta_s$ , donde la columna de agua adquiere diferentes características.

Valores de $N_s$	Columna de agua
$N_s > 1$	Altamente estratificado
$0,1 < N_s < 1$	Parcialmente mezclado
$N_s < 0,1$	Totalmente mezclado

Para la caracterización de las distintas masas de aguas en el área de estudio, se utilizó la clasificación propuesta por Sievers & Silva (2008). Las masas de aguas descritas para la zona de estudio (tabla 3) comprenden las siguientes salinidades absolutas:

**Tabla 3.** Clasificación de las masas de agua a partir de los rangos de salinidad absoluta ( $S_A$ ).

Masas de agua	Valores de $S_A$ (g kg <sup>-1</sup> )
Agua Dulce (AD)	$0 < S_A < 2$
Agua Estuarina Dulce (AED)	$2 < S_A < 11$
Agua Estuarina Salobre ( AESE)	$11 < S_A < 21$
Agua Estuarina Salada (AESAs)	$21 < S_A < 31$
Agua Estuarina (AE)	$2 < S_A < 31$
Agua Sub-antártica Modificada (ASAAM)	$31 < S_A < 33$
Agua Sub-antártica (ASAA)	$S_A > 33$

Como las diferencias entre la salinidad en PSU y salinidad en g kg<sup>-1</sup> son del orden de centésimas, se utilizaron los mismos rangos usados por Sievers & Silva (2008) para la clasificación de las masas y cuerpos de agua. Las diferencias observadas no afectaron nuestros resultados. Además, se construyó un diagrama TS y se utilizó una estadística

porcentual a nivel estacional para comparar la variación de las masas de agua. La estadística porcentual se realizó solo hasta los 50 metros, ya que a esta profundidad todas las estaciones tenían registros, sobre esta profundidad los registros se restringían a algunas estaciones.

### 4.3.3. Sedimentos

Para caracterizar la procedencia y la calidad de la materia orgánica se construyeron secciones longitudinales de la superficie del sedimento con el programa Ocean Data View (Schlitzer, 2012). La contribución de materia orgánica aloctona (MOA) en los sedimentos superficiales, se determinó a partir del modelo de mezcla descrito por Bianchi (2007), utilizando los valores extremos de la señal isotópica del  $\delta^{13}\text{C}$  obtenidos por Silva *et al.* (2011), tanto del sedimento marino (autóctono) y de río (alóctono):

$$\% \text{MOA} = [(\delta^{13}\text{C}_{\text{muestra}} - \delta^{13}\text{C}_{\text{marino}}) / (\delta^{13}\text{C}_{\text{alóctono}} - \delta^{13}\text{C}_{\text{marino}})] * 100 \text{ donde:}$$

$\delta^{13}\text{C}_{\text{muestra}}$  = Señal isotópica de la muestra.

$\delta^{13}\text{C}_{\text{marino}}$  = Señal isotópica de origen marino.

$\delta^{13}\text{C}_{\text{alóctono}}$  = Señal isotópica de río.

%MOA = Materia orgánica aloctona, fracción de la MOT.

La calidad de la materia orgánica en sedimentos marinos tradicionalmente se ha caracterizado mediante la cuantificación de la clorofila en los sedimentos. De hecho, la suma de la Cl-a y Feo dan lugar al equivalente pigmentos cloroplásticos (EPC), el cual se usa como indicador de la entrada de material fitodetrítico al sedimento (Pfannkuche & Soltwedel, 1998). Para la degradación del fitodetrítico en el sedimento se utilizó como indicador la razón entre la Cl-a y la suma de Cl-a y Feo, a este indicador se le denomina Índice de Proporción de Pigmentos (IPP). Por último, se calculó la razón entre Cl-a y Feo para caracterizar la calidad de la materia orgánica.

#### 4.4. Análisis estadístico

Se utilizaron técnicas de ordenación para describir los patrones sedimentarios y biológicos, siendo el análisis de componentes principales (ACP) el método empleado para relacionar las variables ambientales y estaciones de muestreo, tanto para los registros en sedimento y columna de agua por separados, y a la vez estas dos en conjunto. El ACP es una herramienta estadística multivariada, que se rige por un método cuantitativo riguroso (Ferrel *et al.*, 1996). Cada componente derivado de una matriz de correlación es una combinación lineal de las variables sin transformar, donde las variables dependen de la ponderación de su varianza. El programa utilizado para este análisis fue MATLAB versión 8.2, donde la rutina utilizada se apoya en lo descrito por Jolliffe (2002). Para llevar a cabo el ACP en columna de agua, los parámetros ambientales se integraron verticalmente utilizando la regla trapezoidal:

$$\sum ((a + b)/2) * (Z_2 - Z_1)) \dots + ((a + b)/2) * (Z_{(n+1)} - Z_n)) \quad \text{donde:}$$

- a y b es un mismo parámetro ambiental, pero a diferentes profundidades (e.g. Clorofila-a, Salinidad, Temperatura, etc.)
- $Z_2$  y  $Z_1$  profundidades respectivas de b y a.
- $Z_n$  es el valor enésimo de la profundidad en la serie, con respecto a la variable ambiental.

Para poder encontrar algún tipo de relación entre las variables ambientales y bióticas en el sedimento, se utilizó un análisis de correlación de Pearson, mediante el programa estadístico STATISTICA 7.0. También se utilizó este análisis entre el ángulo de Turner y clorofila-a en la columna de agua. Para el cálculo de la correlación de Pearson, se procedió con la linealización de los registros utilizando  $\log_{10}(X+1)$ , con excepción de los datos expresados en porcentaje, los cuales fueron transformados con la función arcoseno (Zar, 1999). Además, se utilizó el método de máxima expectación para el cálculo de los valores que hacían falta en la matriz de correlación (Dempster *et al.*, 1977), específicamente los registros faltantes de la MOT, BME y la BMCT de la estación ZOI correspondiente al periodo

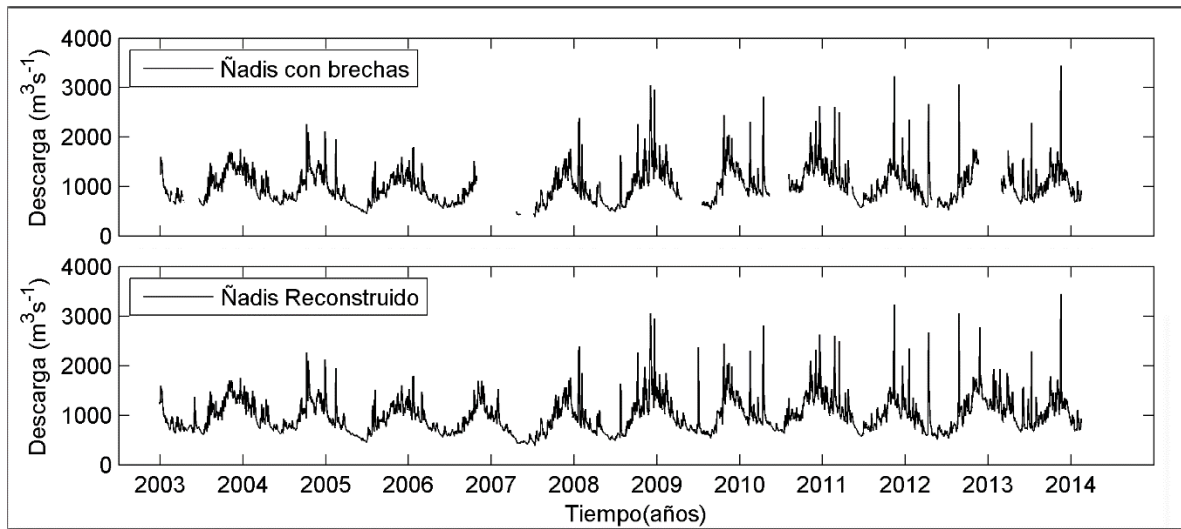


de verano. Para determinar las diferencias en los valores promedios de las variables ambientales y biológicas, se utilizó la prueba no paramétrica Kruskal-Wallis.

## 5. RESULTADOS

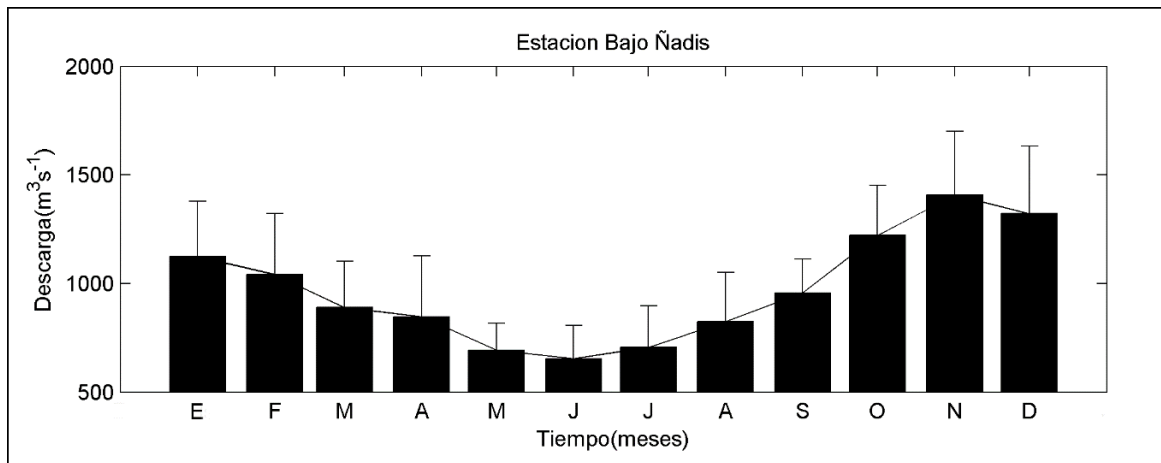
### 5.1. Río Baker

La serie de tiempo diaria del caudal del río Baker desde el año 2003 hasta el 2014, permite determinar que el registro máximo y mínimo alcanzó los  $3500 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$  y  $720 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$  (Fig. 3), respectivamente. Se detectó que desde el año 2008 hay un incremento en el número de máximos.



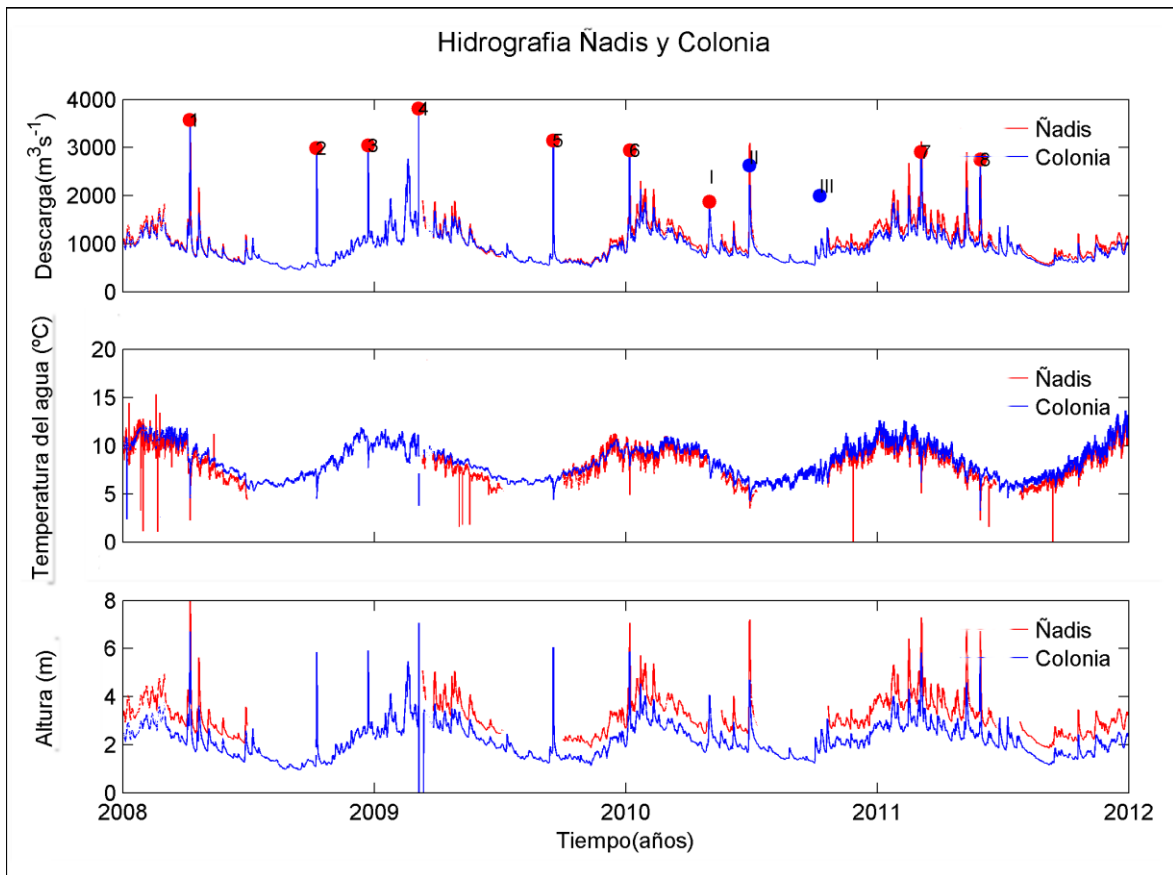
**Fig. 3.** Series diarias de caudal de la estación hidrográfica Bajo Ñadis, entre los años 2003 y 2014. La serie superior corresponde a la señal diaria con brechas, y la serie inferior a la señal reconstruida.

El histograma de la distribución de los promedios mensuales entre los años 2003 hasta el 2014 (Fig. 4), permite inferir que el río Baker presenta un régimen nivo-pluvial del caudal, con valores máximos en noviembre-diciembre (derretimiento de nieve y precipitaciones) y mínimos en julio-mayo-septiembre (precipitaciones) (Fig. 4).



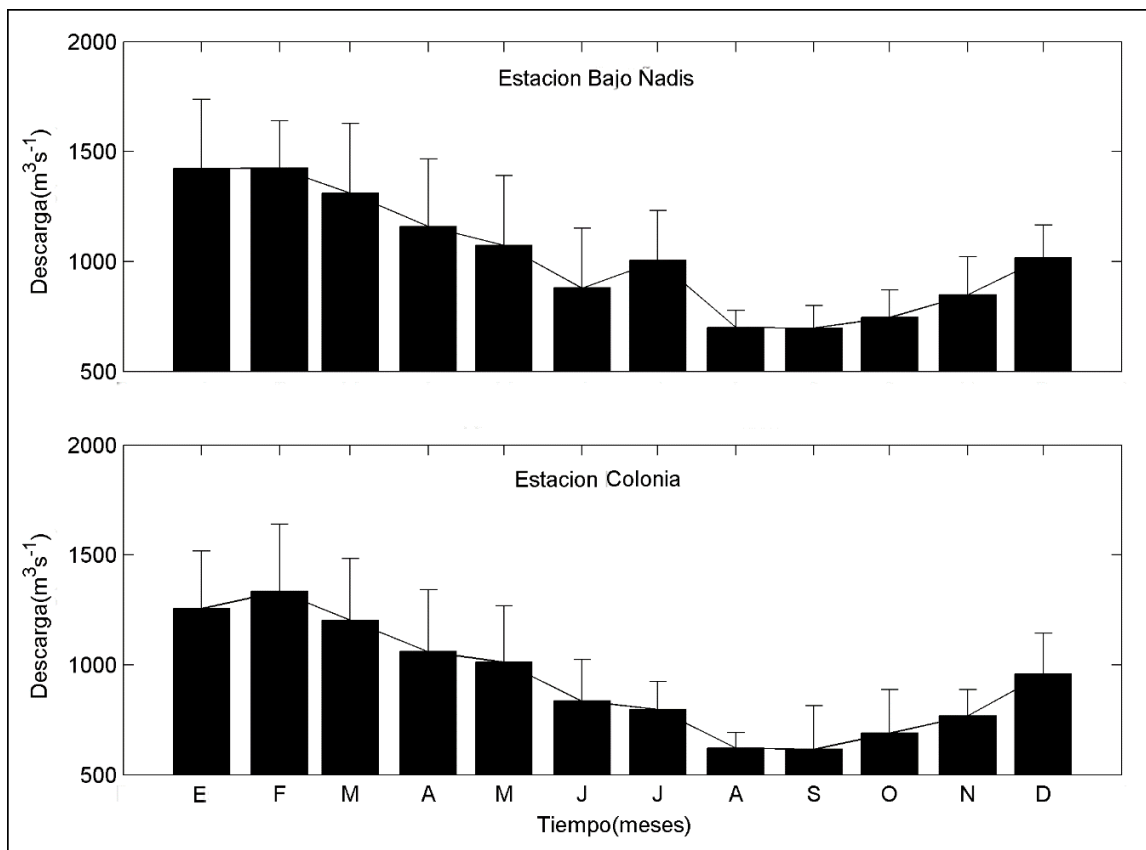
**Fig. 4.** Histograma de promedios mensuales de la estación Bajo Ñadis, entre los años 2003 y 2014.

En la figura 5 se presenta las series temporales horarias de caudal, temperatura y altura del agua de las estaciones hidrográficas Bajo Ñadis y Colonia (años 2008-2012). En la serie de caudal de ambas estaciones, los máximos de caudal de gran magnitud ( $>2000 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ ) han sido resaltados y señalados como eventos GLOF<sup>s</sup> ([www.dga.cl](http://www.dga.cl)). Los eventos GLOF<sup>s</sup> se presenciaron en temporadas de primavera, otoño y verano. Además, los máximos de descarga en ambas estaciones coincidieron con mínimos en la temperatura del agua ( $<5^\circ\text{C}$ ).



**Fig. 5.** Series horarias de caudal, temperatura y altura del agua, de las estaciones hidrográficas Bajo Ñadis (rojo) y Colonia (azul), entre los años 2008 y 2012.

Los promedios mensuales de la descarga de agua dulce de las estaciones hidrográficas Bajo Ñadis y Colonia, entre los años 2008 y 2012 (Fig. 5), exhiben una distribución que permite inferir un río con característica de régimen nivo-pluvial, con valores máximos en enero-febrero y mínimos en agosto-septiembre.



**Fig. 6.** Histogramas climatológicos mensuales de las estaciones hidrográficas Bajo Ñadis y Colonia, entre los años 2008-2012.

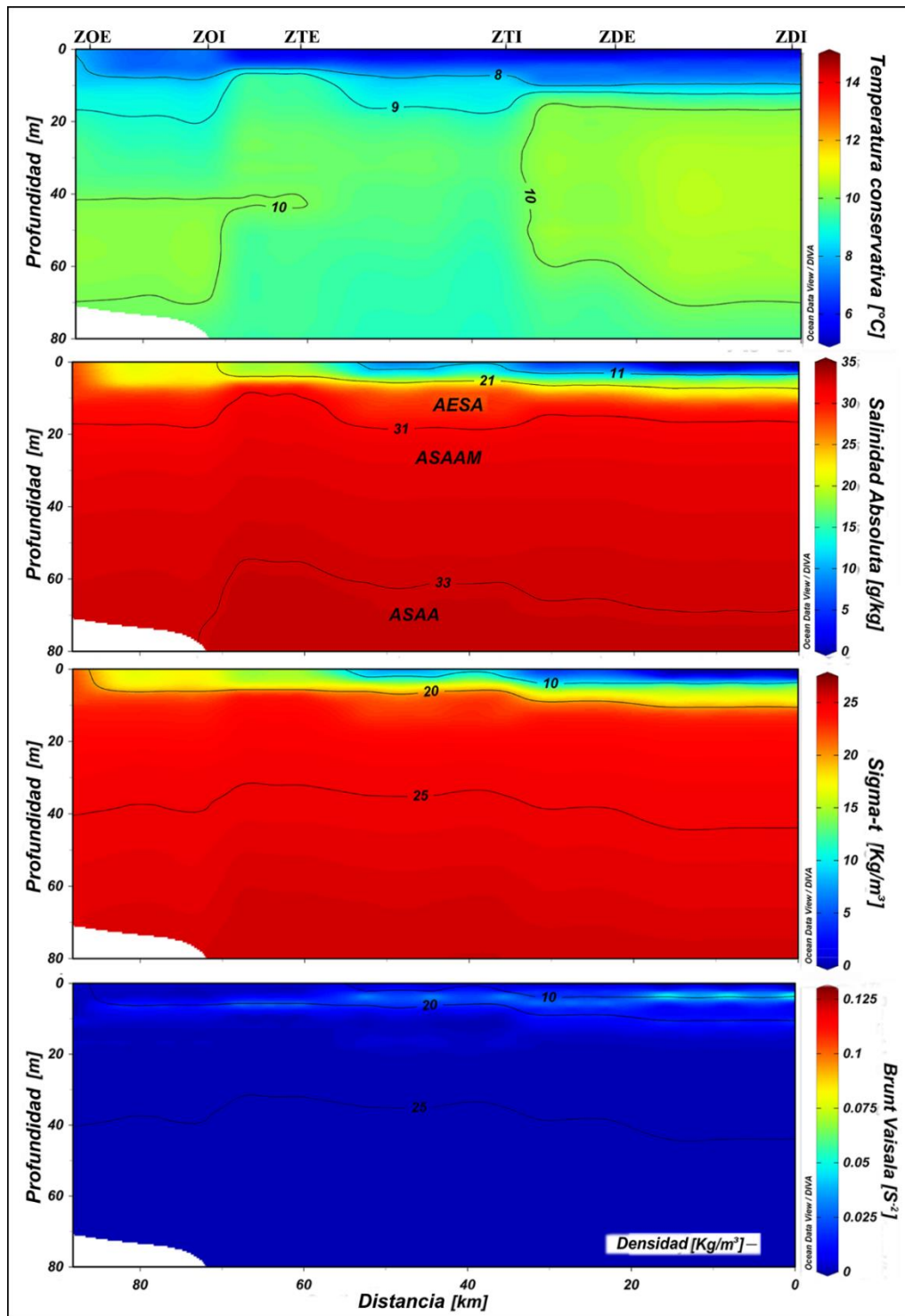
## 5.2. Estructura termohalina

El transecto de invierno (~87 km de extensión) presentó variaciones en la temperatura del agua, que van desde los 4,8 °C a 10,5 °C (Fig. 7). Los valores más bajos se observaron en superficie en la ZD (puntualmente estación ZDE). Sin embargo, los valores más altos se registraron en la ZDI a los 40 m de profundidad. Las salinidades inferiores a 2 g kg<sup>-1</sup> se registraron solo en superficie y restringidas a la ZD. La isohalina de 21 g kg<sup>-1</sup> se observó a los ~10 m y restringida a la ZT y ZD. En cambio, la isohalina de 31 g kg<sup>-1</sup> estuvo presente a los ~20 m y a lo largo del transecto. Finalmente, la isohalina de los 33 g kg<sup>-1</sup> se mantuvo debajo los ~60 m hasta ZT.

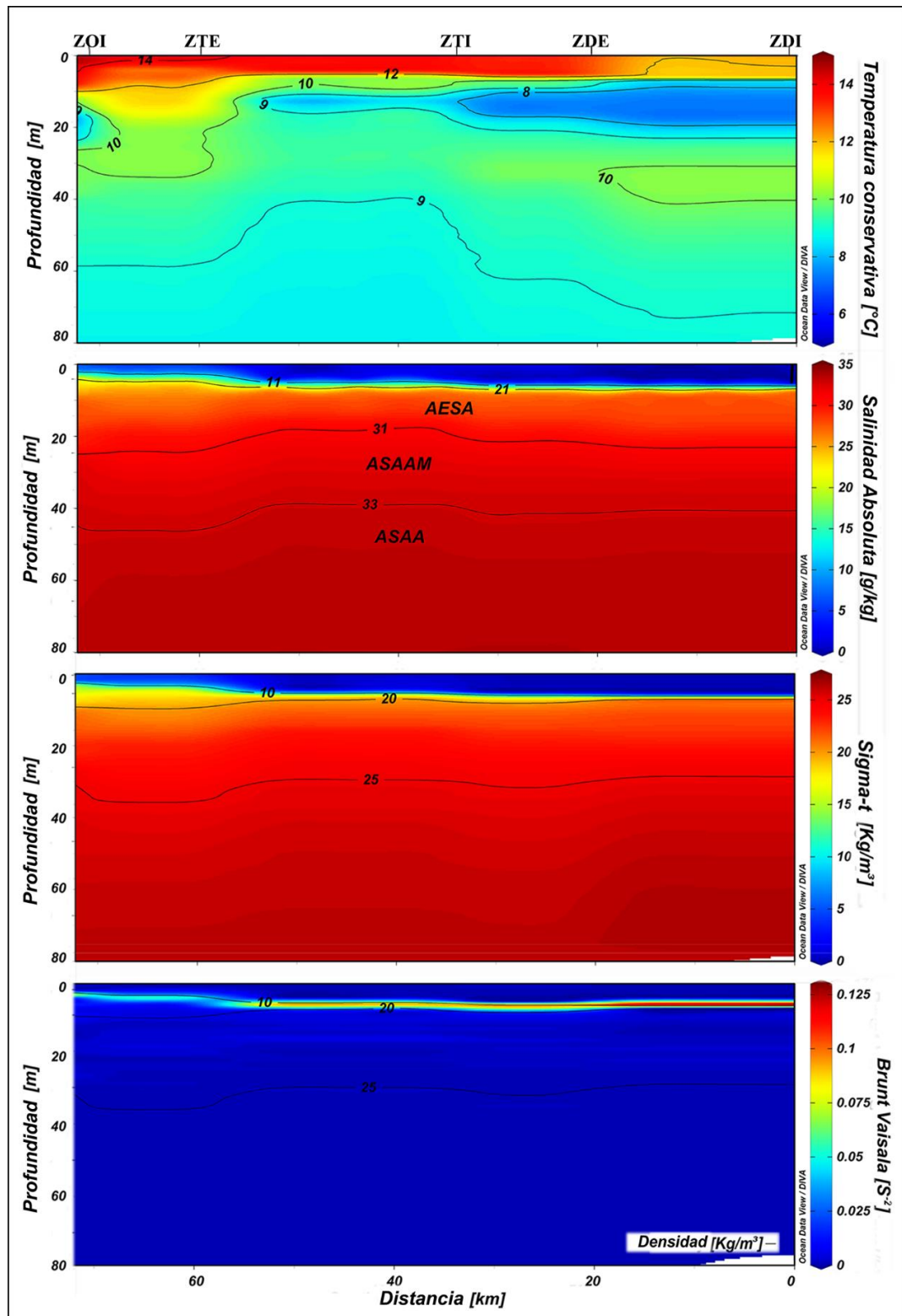
En el transecto de verano (~75 km de extensión), se encontraron temperaturas entre 7,2 y 14,5 °C (Fig. 9). Los valores menores se registraron en la ZD, puntualmente en aguas subsuperficiales. En cambio, los valores más altos de temperatura se registraron en la superficie de ZO y ZT. Bajo los ~40 metros de profundidad la temperatura fue más estable 9-10 °C. El agua dulce (0-2 g kg<sup>-1</sup>) se encontró en superficie, sobre una haloclina bien marcada y denotada principalmente por la isopicna de 10 kg m<sup>3</sup>. La isohalina de 21 g kg<sup>-1</sup>, se observó a los ~10 m a lo largo de todo el transecto, en cambio, la isohalina de 31 g kg<sup>-1</sup> estuvo presente a los ~24 m y a lo largo del transecto. Finalmente, la isohalina de los 33 g kg<sup>-1</sup> se mantuvo entre los 40 y 45 m.

### 5.3. Campo de densidad y estratificación

En el transecto de invierno (Fig. 7), las isopicnas de 10, 20 y 25 kg m<sup>-3</sup> en ZD se observaron a los ~5, ~10 y ~40 m respectivamente, mientras que en ZT y ZO las mismas isopicnas tuvieron una distribución similar, a excepción de la isopicna de 10 kg m<sup>-3</sup>, la cual se encontró más cerca de la superficie (~3m) en ZT y en ZO no se registró. Además, se apreció un fuerte gradiente de densidad expresado por medio de la frecuencia de Brunt-Vaisala, la cual separó la capa superficial baja en salinidad (i.e. < 10) de una capa más profunda más salina (i.e. > 30). La intensidad de la estratificación fue mayor en ZD (0,054 s<sup>-2</sup>) y decreció hacia ZT, en cambio, en la zona oceánica tendió a desaparecer a los 60 km aproximadamente. A la vez, el parámetro  $\eta_s$  (Fig. 9) indicó un transecto seccionado en dos zonas; (1) ZD-ZT (ZDI, ZDE y ZTI), la cual se encontró altamente estratificada con valores de  $\eta_s$  entre 1,06 y 1,96; (2) ZD-ZT (ZTE y ZOI), definida como una zona parcialmente mezclada, con valores de  $N_s$  entre 0,39 y 0,55.



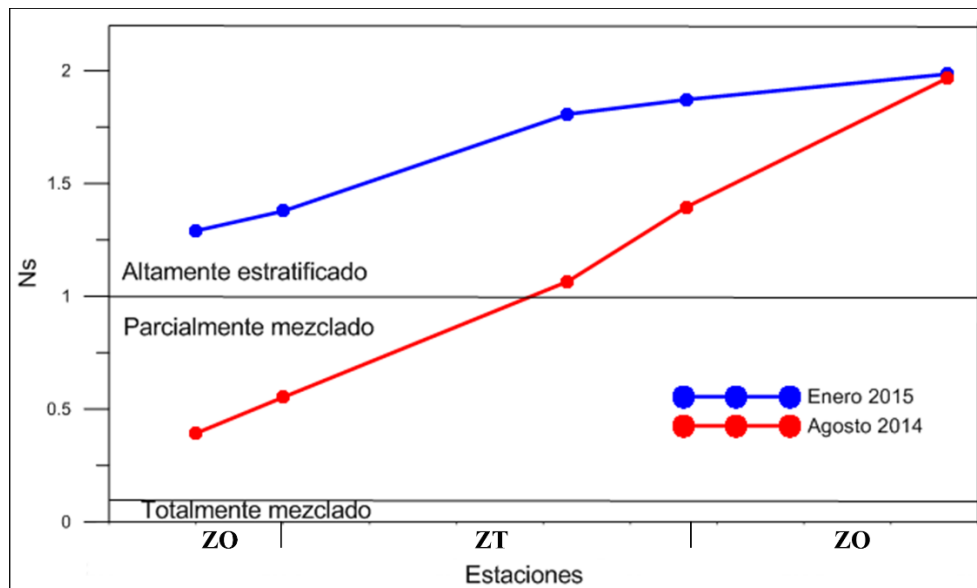
**Fig. 7.** Distribución de las características oceanográficas (temperatura conservativa, salinidad absoluta, sigma-t y Brunt-Vaisala) durante invierno del 2014 (agosto).



**Fig. 8.** Distribución de las características oceanográficas (temperatura conservativa, salinidad absoluta, sigma-t y Brunt-Vaisala) durante verano del año 2015 (enero).



Correspondiente a la campaña de verano, las isopicnas de 10, 20 y 25 kg m<sup>-3</sup> en ZD se observaron a los 8, 11 y 30 m (Fig. 8), mientras que en ZT y ZO las isopicnas se ubicaron en las mismas profundidades, a excepción de la isopicna de 10 kg m<sup>-3</sup>, la cual se encontró más somera (~4m) en ZO. La frecuencia de Brunt-Vaisala indicó un máximo en la estratificación en ZD (0,127 s<sup>-2</sup>), disminuyendo hacia ZO (~75 km) con valores mínimos que alcanzaron los ~0,05 s<sup>-2</sup>. El parámetro  $\eta_s$  dio a conocer un transecto en verano altamente estratificado (0-50 m), con valores de  $\eta_s$  que van desde 1,29 a 1,99 (Fig. 9).



**Fig. 9.** Característica estacional de la estratificación de la columna de agua, a partir del parámetro  $\eta_s$ .

#### 5.4. Masas de aguas

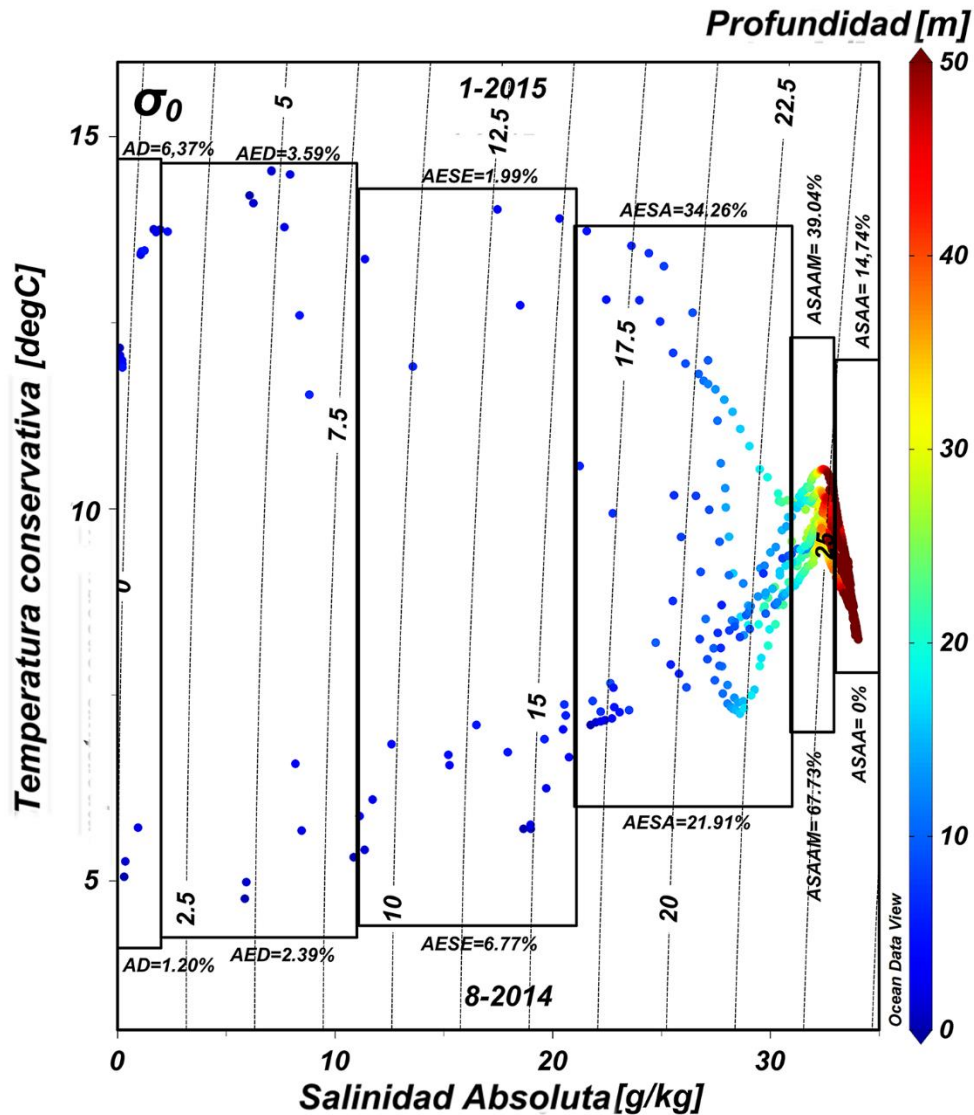
En invierno la capa que conformó la AD alcanzó un espesor de ~3 m y su extensión llegó hasta ZDI (Fig. 7). La AD representó el 1,2 % en ZD (Fig. 10), con un promedio en la salinidad y temperatura de 0,5 g kg<sup>-1</sup> y 5,4 °C respectivamente (Tabla 4). La AE representó un porcentaje de 32,4%, y las temperaturas promedios de los componentes AED, AESE y AESA, registraron 5,4; 6,5; 8,5°C respectivamente. La ASAAM se apreció en todo el

transecto, alcanzando un 68% de presencia y registrando temperaturas entre 11°C - 9°C. El máximo de temperatura de la ASSAM (~11°C) se observó asociado a la isohalina de 32 g kg<sup>-1</sup>. Por otra parte, la capa de agua que conformaba el ASAAM alcanzó un espesor de ~45 m, homogenizando ~45 metros de columna de agua (temperatura y salinidad). El límite superior del ASAA (33g kg<sup>-1</sup>) se registró a los ~60 m, alcanzando temperaturas de ~10°C a lo largo del transecto. Al descender unos pocos metros del límite superior del ASAA, la estructura termohalina en la vertical y horizontal se hizo cuasi constante. El límite superior de ASAA se observó a los 60 m de columna de gua.

El AD en verano presentó un espesor de ~7 m y abarco ZD. Además, la AD alcanzó una presencia de 6,4% (Fig. 10), registrando un promedio de salinidad y temperatura de 0,9 g kg<sup>-1</sup> y 13°C, respectivamente (Tabla 4). Por otra parte, la AE se observó en todo el transecto, alcanzando ~20 m de espesor y una presencia del 40 %. Al separar la AE en componentes; AED, AESE, y AESA, estos ponderaron individualmente salinidades y temperaturas promedios de 6,8; 16,2; 28,1 g kg<sup>-1</sup> y 13,72; 13,2; 9,6 °C, respectivamente. Aunque al aproximarse a ZD las temperaturas tienden a disminuir. La ASAAM alcanzó un espesor de ~25m y representó un 34,3% de los primeros 50 m de columna de agua. La ASAA tuvo una presencia del 15%, con salinidad y temperatura promedio de 33,2 g kg<sup>-1</sup> y 9,3°C. El límite superior de la ASAA (33g kg<sup>-1</sup>) se ubicó a los ~40 m, al descender unos pocos metros del límite superior del ASAA, la estructura termohalina en la vertical y horizontal se hizo cuasi constante.

**Tabla 4.** Cuantificación porcentual hasta los 50 metros, valores promedios de salinidad y temperatura de las distintas masas de aguas en las dos campañas realizadas.

Campañas	Agosto 2014						Enero 2015					
	AD	AED	AESE	AESA	ASAAM	ASAA	AD	AED	AESE	AESA	ASAAM	ASAA
Masas de agua (MA)												
Salinidad (g kg <sup>-1</sup> )	0 - 2	2 - 11	11 - 21	21 - 31	31 - 33	>33	0 - 2	2 - 11	11 - 21	21 - 31	31 - 33	>33
Porcentaje por MA (%)	1,20	2,39	6,77	21,91	67,70	0	6,37	3,59	1,99	34,26	39,04	14,74
SA Promedio (g kg <sup>-1</sup> )	0,5 ± 0,4	8,2 ± 2,1	17,1 ± 3,5	27,6 ± 3,2	32,2 ± 0,4	----	0,9 ± 0,7	6,8 ± 1,9	16,2 ± 3,7	28,1 ± 2,2	32,3 ± 0,5	33,2 ± 0,1
Θ Promedio (°C)	5,4 ± 0,3	5,4 ± 0,6	6,5 ± 0,6	8,5 ± 0,8	9,9 ± 0,4	----	13 ± 0,8	13,72 ± 1,0	13,2 ± 0,9	9,6 ± 1,7	9,7 ± 0,3	9,3 ± 0,3



**Fig. 10.** Presencia en porcentaje (%) de las masas de aguas a nivel estacional (Invierno-Verano) en el área de estudio; agua dulce (AD), agua estuarina dulce (AED), agua estuarina salobre (AESE), agua estuarina salada (AESA), agua sub-antártica modificada (ASAAM) y agua sub-antártica (ASAA).

Las diferencias en presencia, salinidades y temperaturas promedio de las masas de aguas para las dos campañas realizadas se observan en la figura 5, considerando solo los primeros 50 metros de la columna de agua.

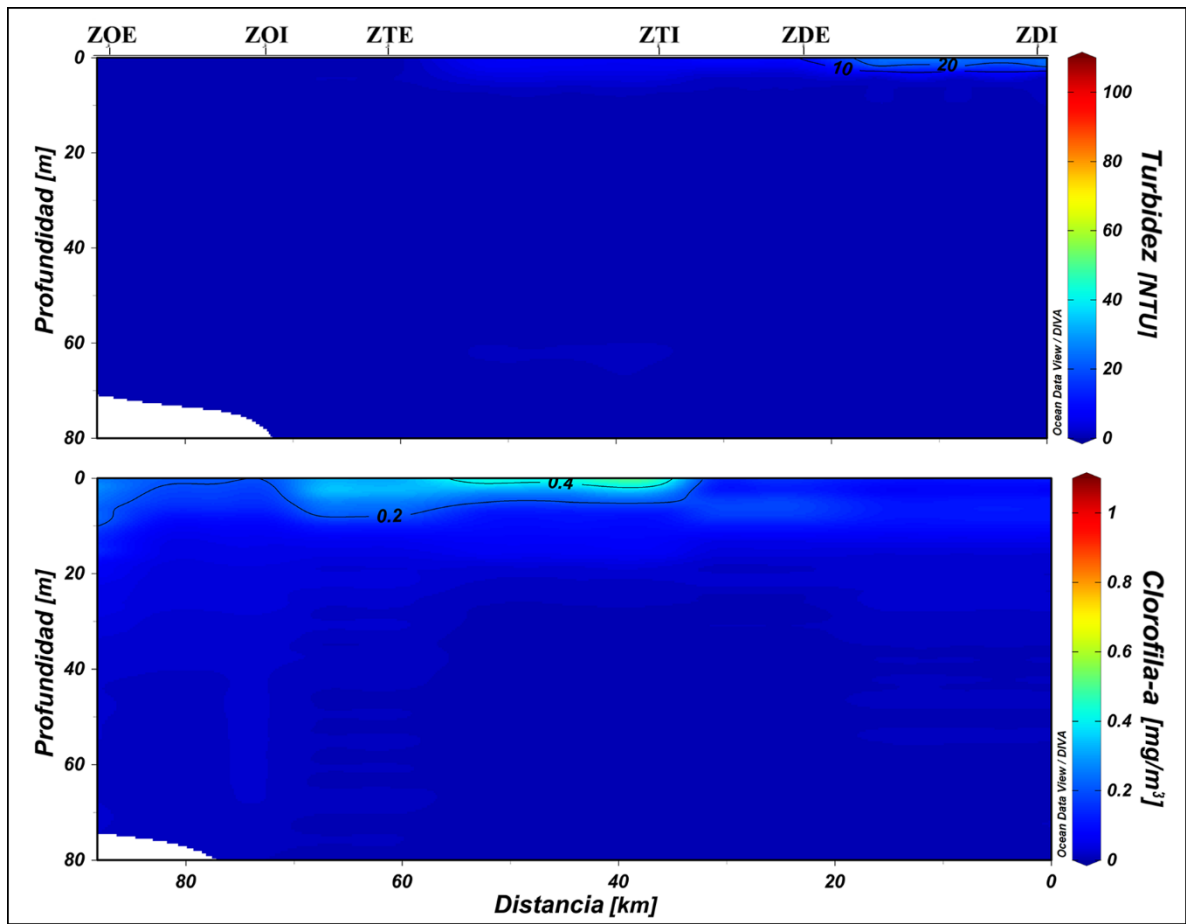
**Tabla 5.** Diferencias de las masas de aguas en las dos campañas realizadas, tanto para, presencia de masas de agua (%), salinidad absoluta promedio ( $\text{g kg}^{-1}$ ) y temperatura conservativa promedio ( $^{\circ}\text{C}$ ).

Masas de agua (MA)	$\Delta(2015-2014)$					
	AD	AED	AESE	AESA	ASAAM	ASAA
Salinidad	0 - 2	2 - 11	11 - 21	21 - 31	31 - 33	>33
Porcentaje por MA (%)	5,2	1,2	-6,0	12,3	-29,0	-----
$S_A$ Promedio ( $\text{g/kg}$ )	0,4	-1,4	-0,9	0,5	0,1	-----
$\Theta$ Promedio ( $^{\circ}\text{C}$ )	7,6	8,32	6,7	1,1	-0,2	-----

### 5.5. Clorofila-a y Turbidez

La Cl-a presentó concentraciones mayores hasta los primeros  $\sim 10$  m a lo largo del transecto de invierno (Fig. 11), variando entre los  $0,45$  y  $0,06 \text{ mg m}^{-3}$ . Las mayores concentraciones de Cl-a se registraron en la ZO y ZT, alcanzando el máximo en la ZTI con  $0,45 \text{ mg m}^{-3}$  al metro de profundidad. En cambio, el mínimo de clorofila fue de  $0,06 \text{ mg m}^{-3}$  y se registró a los  $\sim 10$  m en la ZDI. Por otro parte, los valores más altos de la turbidez oscilaron entre los 10 y 24 NTU en ZD, alcanzando un máximo de 24 NTU en ZDI a los 3 m. La turbidez y clorofila-a presentaron concentraciones más altas en superficie, pero la distribución en la horizontal en el estrato 0-10 m fue inversa. En general, tanto la concentración de clorofila-a y turbidez decrecieron con la profundidad y exhibieron un patrón más homogéneo.

En el transecto de verano, el máximo de Cl-a fue de  $1,62 \text{ mg m}^{-3}$  en ZO, y el máximo de turbidez alcanzó los 104 NTU en ZDI (Fig. 12). Los registros mínimos de Cl-a y turbidez fueron de  $<0,2 \text{ mg m}^{-3}$  en ZD y  $<10$  NTU en ZO, respectivamente. La turbidez con valores  $<10$  NTU se registraron bajo los  $\sim 8$  m y desde los primeros metros en ZO y ZTE, mostrando una mayor incidencia (extensión) de la turbidez.



**Fig. 11.** Distribución de la clorofila-a y turbidez en la columna de agua durante invierno del 2014.

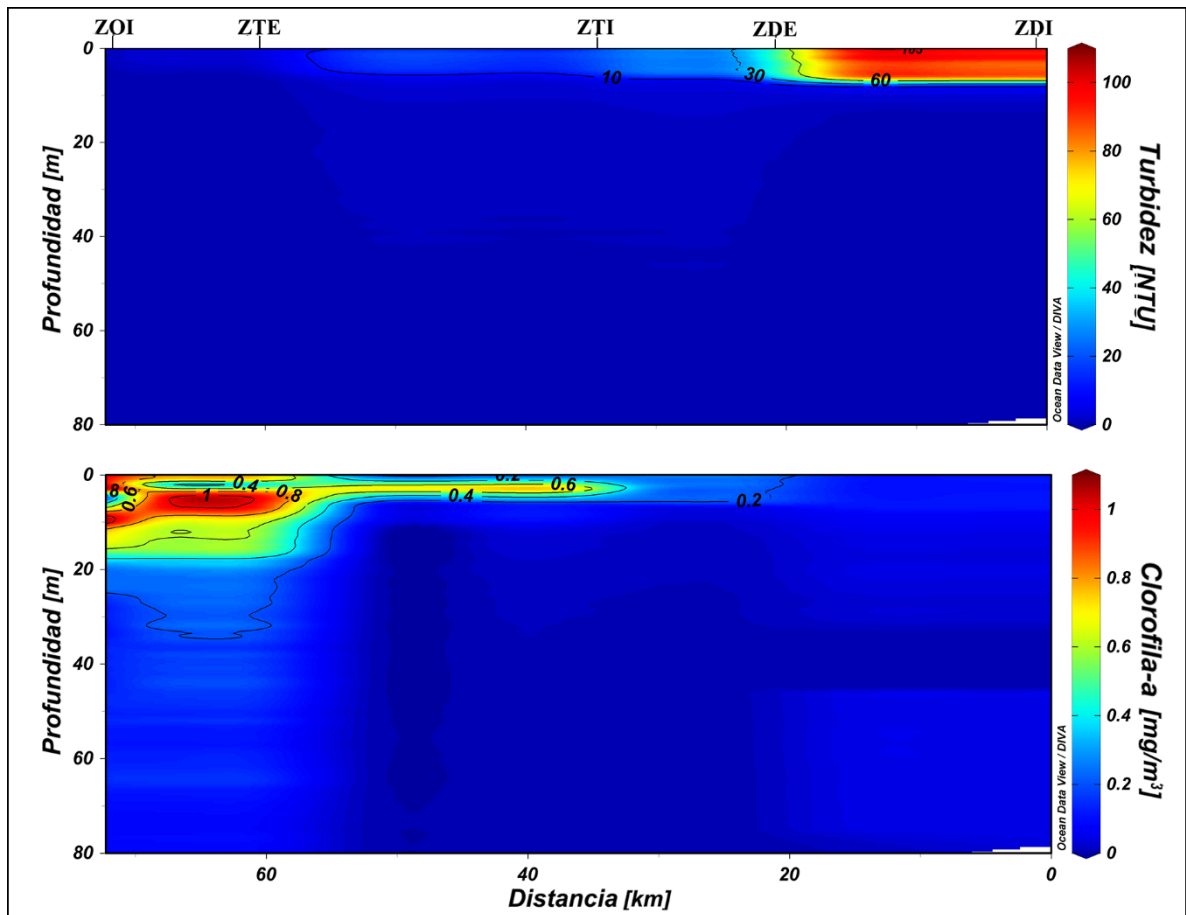


Fig. 12. Distribución de la Clorofila-a y Turbidez en la columna de agua durante verano del 2015.

### 5.6. Doble Difusión

En la campaña estival, los registros del radio de estabilidad que comprenden entre  $1 < R\rho < 0$  alcanzaron un 79,3% de los registros totales (Tabla 6), es así como la salinidad ( $S_A$ ) dominó sobre la temperatura, pero tanto la  $S_A$  y temperatura estabilizaron la columna de agua. A la vez, se obtuvo un 18,1% de registros entre 0 y 1, lo cual indicaría que la temperatura estaría desestabilizando la columna de agua, y eventualmente favorecería a la generación de procesos DDC. Los registros del ángulo de Turner que favorecen eventos de tipo DDC alcanzan el ~16,9% (Tabla7), corroborando lo señalado por los registros de  $R\rho$ .

Durante el periodo de invierno, el porcentaje de registros de  $R\rho$  que contemplan los valores entre -1 y 0 alcanzaron un 52,5%, dominando de esta manera la salinidad (Tabla 6). Los registros de  $R\rho$  dentro del rango  $0 < R\rho < 1$  presentaron 40,5%, favoreciendo la presencia de procesos de tipo DDC. En lo que respecta al ángulo de Turner (Tabla 7), se corroboró lo señalado por los registros de  $R\rho$ , favoreciendo los eventos de tipo DDC que alcanzaron el 39,8%, pero el aumento se vió reflejado en la DDC de carácter leve 35.8 %.

**Tabla 6.** Cuantificación porcentual a nivel estacional de los rangos de razón de estabilidad ( $R\rho$ ), y las características que se presentan en la columna de agua.

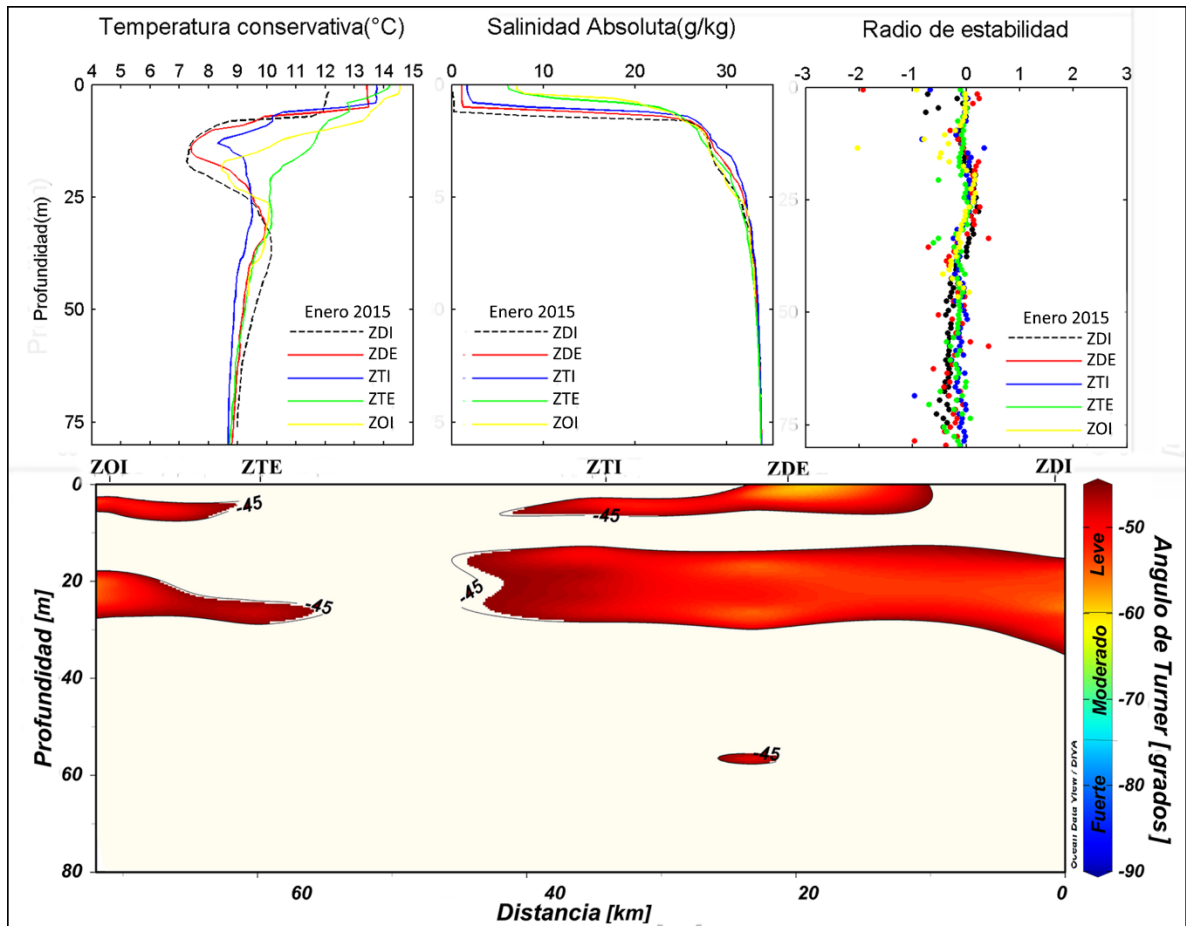
Campaña	Agosto 14		Enero 15	
Rango $R\rho$	-1< $R\rho$ <0	0< $R\rho$ <1	-1< $R\rho$ <0	0< $R\rho$ <1
% por campaña	52,5	40,5	79,3	18,1
Estabilización	T y $S_A$ estabilizan	T desestabiliza	T y $S_A$ estabilizan	T desestabiliza
Se produce	Dominancia de $S_A$	DDC	Dominancia de $S_A$	DDC

**Tabla 7.** Cuantificación porcentual a nivel estacional de los rangos del ángulo de Turner (grados de rotación), y eventos de doble difusión que se generan a partir de los rangos.

Campaña	ago-14					ene-15				
	DDC fuerte	DDC moderado	DDC leve	PS	DS	DDC fuerte	DDC moderado	DDC leve	PS	DS
° de rotación	-90° - -75°	-75° - -60°	-60° - -45°	-45° - 45°	45° - 90°	-90° - -75°	-75° - -60°	-60° - -45°	-45° - 45°	45° - 90°
% por campaña	0,5	3,5	35,8	57,4	0,9	0,2	0,4	16,3	80,3	0,2
Máximo (°)	-75,3	-60,9	-45,1	39,1	64,9	-78,1	-63,7	-45,2	36,6	80,2
Mínimo (°)	-83,9	-73,7	-59,7	-45,0	64,9	-78,1	-67,6	-59,2	-44,9	46,4

En el transecto de verano (Fig. 13), se apreció en la ZT y ZD una mayor presencia de eventos de doble difusión, aunque la mayor cantidad de eventos de DDC a lo largo de todo el transecto fueron de carácter débil (-45° a -65°). En la estación ZDE, se registraron los valores más bajos de  $Tu$  (mayor magnitud del evento), alcanzando un mínimo de -67,6° a los 57 m. Además, en los primeros 4 m de la estación ZDE también se observó un incremento de la DDC de carácter débil ~ -58,6°. La estructura de escalones fueron identificadas, pero de manera no muy definida en las estaciones ZDE (17-30 m) y ZOI (18-25 m), donde la temperatura y salinidad aumentaron en profundidad (gradientes positivos). Se observó una mayor incidencia de la DDC entre los 15 y 50 m de profundidad, en este rango de profundidad

interactuaron la AE con la ASAAM y la ASAAM con la ASAA, las cuales se diluyeron entre sí, provocando gradientes de salinidad y temperatura en profundidad. En la zona de transición ESW y ASAAM (20-30m), se encontraron la mayor cantidad de eventos fuertes y moderados DDC.

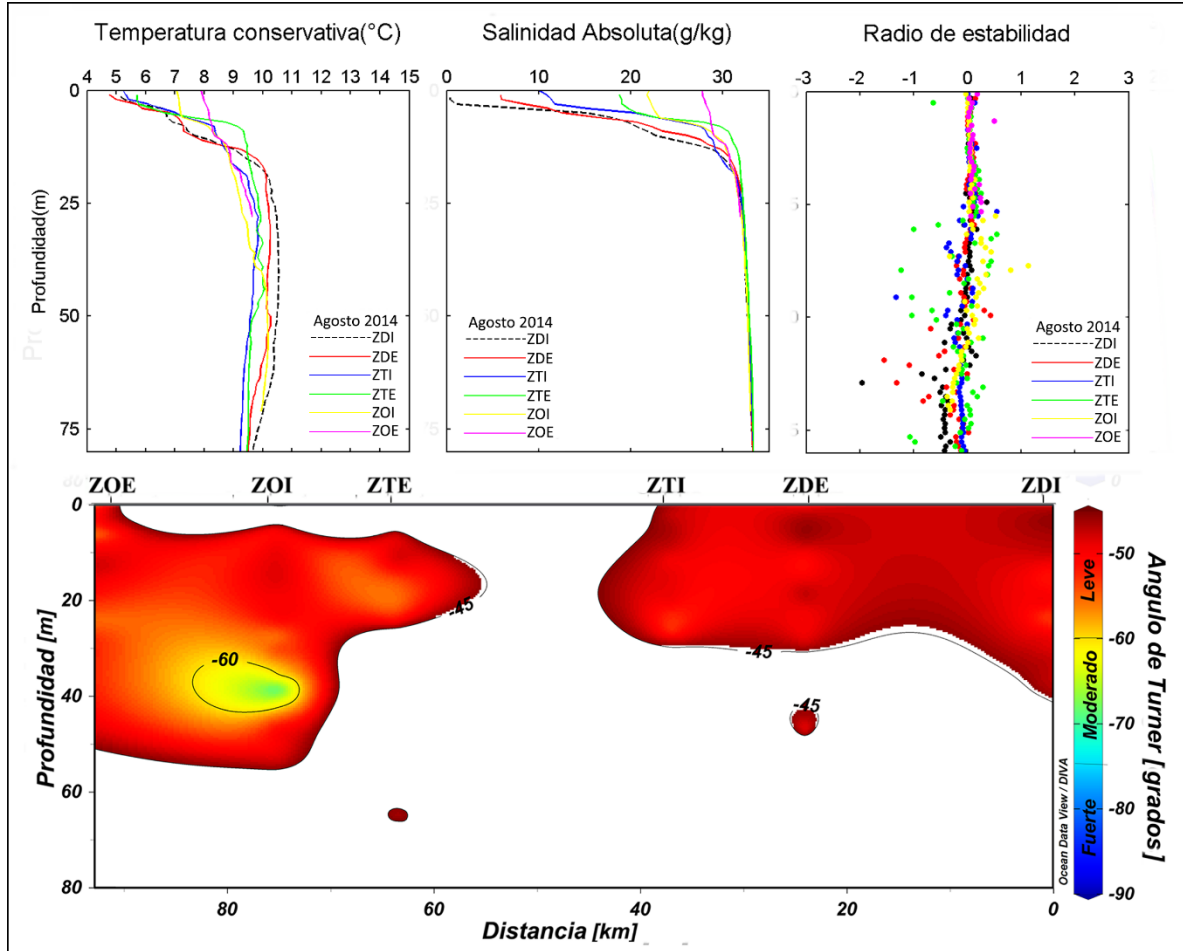


**Fig. 13.** Perfiles de temperatura conservativa, salinidad absoluta, razón de estabilidad y transecto del ángulo de Turner correspondientes al verano del 2015.

En invierno también se produjeron eventos DDC de carácter débil (Fig.14). El evento de mayor magnitud fue de carácter fuerte, alcanzando un valor de  $Tu$  de  $-83,9^\circ$  en la estación ZOI a los 39 m. El resto de los eventos registraron valores entre los  $-65^\circ$  y  $-45^\circ$ , aunque se registraron algunos eventos DDC moderados, aislados y de poca extensión en la vertical en las siguientes estaciones; ZDE, ZTE, ZDI y ZDE con valores de  $Tu$  de  $-65,1^\circ$ ;  $-68,0^\circ$ ;  $-73,7^\circ$ ;



-72,5°; -71,5° en las profundidades 25, 48, 30, 27 y 7 m respectivamente. Por otra parte, no se observó una estructura de escalera definida a lo largo del transecto.



**Fig. 14.** Perfiles de temperatura conservativa, salinidad absoluta, razón de estabilidad y transecto del ángulo de Turner correspondientes al invierno del 2014.

### 5.7. Análisis estadístico de variables en columna de agua

Se aplicó un análisis de correlación de Pearson, considerando la  $Cl-a$  y  $Tu$  a una escala temporal (estacional) y espacial (estaciones) (Tabla 8), y se encontraron correlaciones positivas y significativas ( $p < 0,05$ ) entre  $Cl-a$  y  $Tu$  en todas las estaciones pertenecientes a la

campana de invierno, mientras que en verano solo se observó una correlación significativa restringida a ZDI.

**Tabla 8.** Correlación de Pearson entre ángulo de Turner y clorofila-a en columna de agua (0-50m) a nivel estacional y por estaciones.

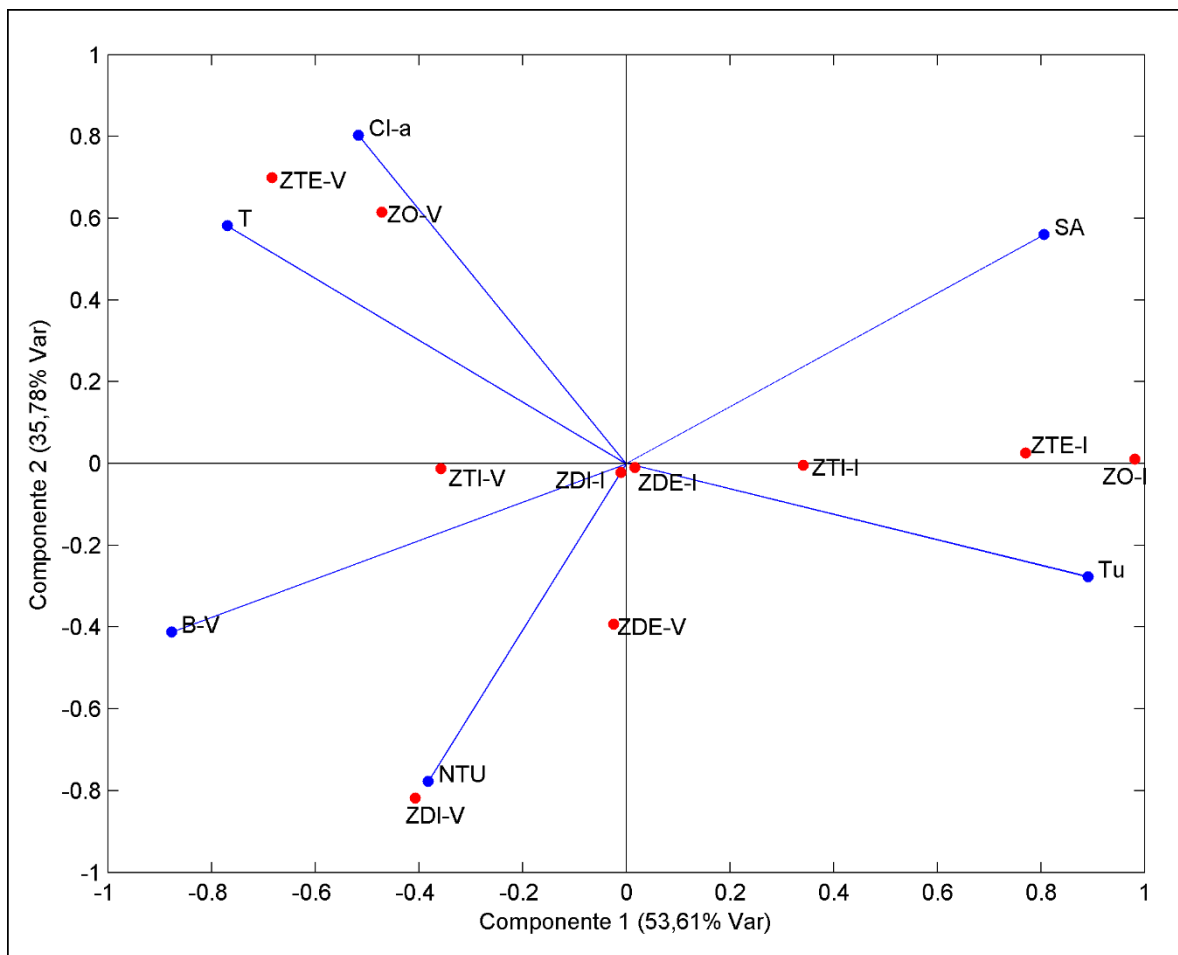
Campana	Angulo de Turner									
	Verano (Enero 2015)					Invierno (Agosto 2014)				
Estaciones	ZDI	ZDE	ZTI	ZTE	ZO	ZDI	ZDE	ZTI	ZTE	ZO
Clorofila-a	<b>-0,79</b>	-0,09	-0,44	0,11	0,46	<b>0,43</b>	<b>0,50</b>	<b>0,46</b>	<b>0,72</b>	<b>0,60</b>
Estacional Cl-a			-0,04					<b>0,45</b>		

La correlación de Pearson para el registro ambiental en la columna de agua (Tabla 9), indicó correlaciones significativas ( $p < 0,05$ ) entre Cl-a - temperatura (correlación positiva) y también entre  $S_A$  - NTU (correlación negativa).

**Tabla 9.** Correlación de Pearson para registro ambiental de la columna de agua (integración entre los 0-30m), desde ZDI hasta ZOI.

	Temperatura	Salinidad	Clorofila-a	Turbidez
Temperatura ( $^{\circ}\text{C}$ )		-0,37	<b>0,81</b>	0,07
Salinidad ( $\text{g kg}^{-1}$ )	-0,37		0,14	<b>-0,90</b>
Clorofila-a ( $\text{mg m}^{-3}$ )	<b>0,81</b>	0,14		-0,42
Turbidez (NTU)	0,07	<b>-0,90</b>	-0,42	

Los resultados del análisis de componentes principales (ACP) para columna de agua se presentan en la figura 15. Los dos primeros ejes del ACP explican el 89,39% de la varianza total. La variable ambiental que más influyó en el gradiente río-océano fue  $S_A$ .

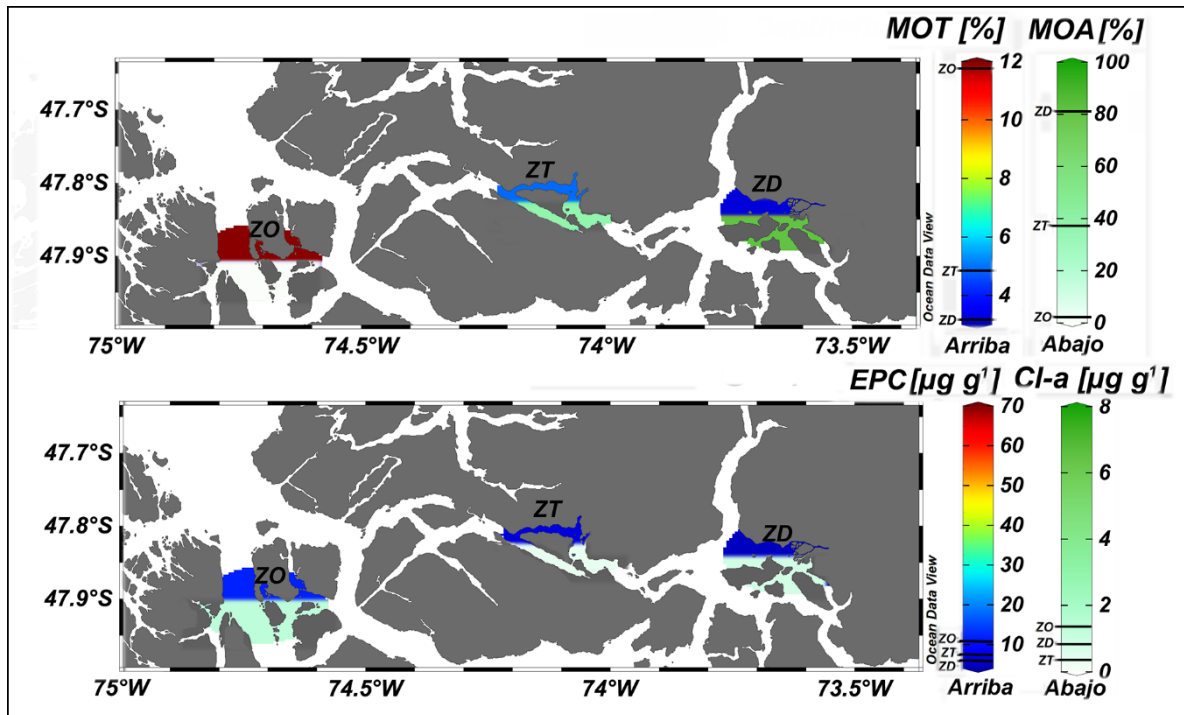


**Fig. 15.** Distribución en el espacio de las variables ambientales de la columna de agua, las cuales fueron integradas hasta los 50 metros. Los puntos en rojo corresponden a las estaciones, donde el sufijo -I y -V corresponden a la estacionalidad (-I= invierno y -V= verano). Los puntos azules señalan las variables ambientales (Cl-a= clorofila-a, SA= salinidad absoluta, Tu= ángulo de Turner, B-V= Brunt-Vaisala, T= temperatura conservativa, NTU= Turbidez). Por último, los valores en los ejes corresponden a los coeficientes de correlación de cada componente.

### 5.8. Materia orgánica, clorofila-a y feopigmentos

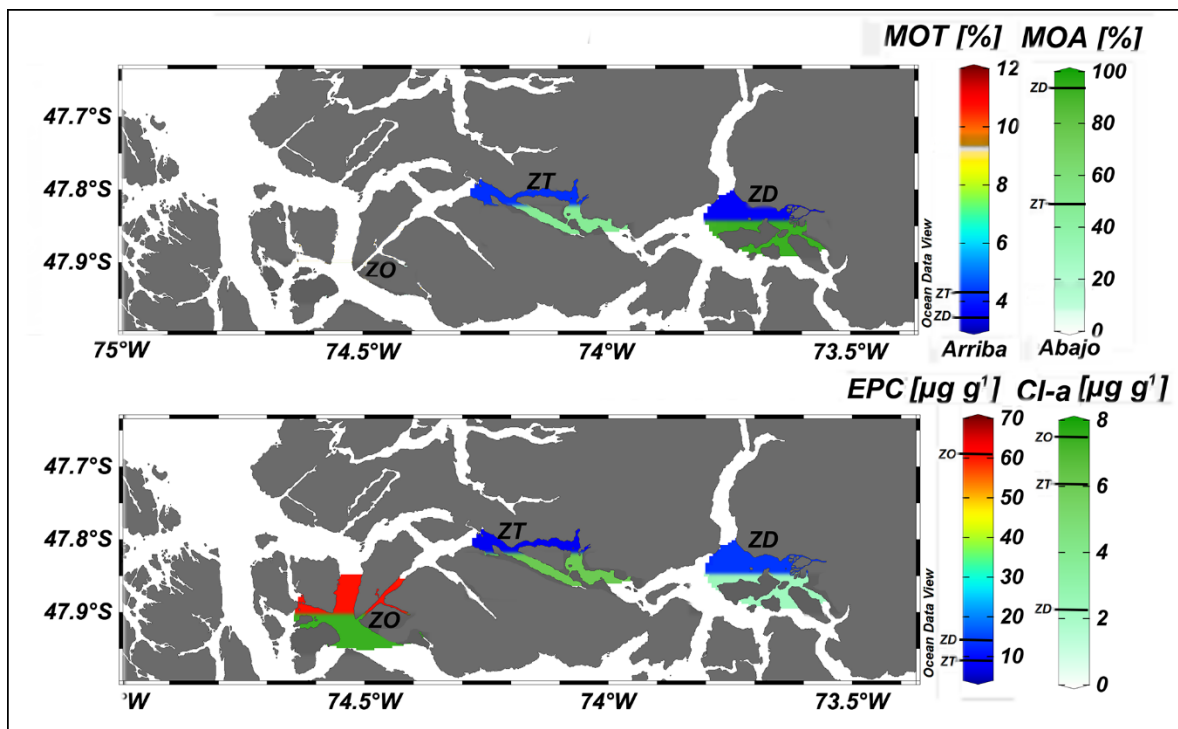
En los sedimentos superficiales de invierno (Fig. 16), la MOT aumentó en orientación río-océano, alcanzando un máximo de 11% en la ZO y un mínimo de 3,29 % en la ZD, mientras que la MOA aumentó en orientación océano-río, alcanzando un máximo de 80,88% de la

MOT en la ZD y un mínimo de 0,46% de la MOT en la ZO. En cambio, las concentraciones de la Cl-a y de los EPC presentaron máximos en la ZO, alcanzando máximos de 1,33 y 13,02  $\mu\text{g g}^{-1}$  respectivamente. Los mínimos de la Cl-a y de los EPC se registraron en diferentes zonas; 0,39  $\mu\text{g g}^{-1}$  de la Cl-a en la ZT y 5,80  $\mu\text{g g}^{-1}$  de los EPC en la ZD, respectivamente.



**Fig. 16.** Distribución en el sedimento superficial de la materia orgánica total (MOT), materia orgánica alóctona (MOA), equivalente pigmentos cloroplásticos (EPC) y la clorofila-a (Cl-a) durante invierno del 2014. Las referencias que indican hacia arriba y abajo señalan la parte superior e inferior del coloreado de la estación correspondiente en el mapa.

En verano la MOT alcanzó un máximo de 4,30 % en la ZT y un mínimo de 3,58 % en ZD, mientras que la MOA alcanzó un máximo de 93,04% de la MOT en ZD, y un mínimo de 14,76% de la MOT en la ZO (Fig. 17). Por otra parte, las concentraciones de la Cl-a y de los EPC presentaron máximos en ZO, alcanzando máximos de 7,48 y 67,94  $\mu\text{g g}^{-1}$  respectivamente. Los mínimos de la Cl-a y de los EPC se registraron en diferentes zonas; 2,32  $\mu\text{g g}^{-1}$  de Cl-a en ZD y 13,77  $\mu\text{g g}^{-1}$  de EPC en ZT, respectivamente.



**Fig. 17.** Distribución en el sedimento superficial de la materia orgánica total (MOT), materia orgánica alóctona (MOA), equivalente de pigmentos cloroplásticos (EPC) y la clorofila-a (Cl-a) durante verano del 2014. Las referencias que indican hacia arriba y abajo señalan la parte superior e inferior del coloreado de la estación correspondiente en el mapa.

Se reporta la información sedimentaria y biótica obtenida en las distintas campañas de muestreo (Tabla 10), considerando los valores promedios y en algunos casos se adjunta la desviación estándar.

**Tabla 10.** Tabla resumen de los registros sedimentarios y bióticos, representados en promedios y en algunos casos se adjunta la desviación estándar. Los registros bióticos y sedimentarios son; abundancia y biomasa del macrobentos (AMA y BMA), biomasa microbiana total (BMCT), biomasa de la meiofauna (BME), clorofila-a (Cl-a), equivalente pigmentos cloroplásticos (EPC), índice de proporción de pigmentos (IPP), potencial oxidoreducción (POR), materia orgánica alóctona (MOA), relación carbono-nitrógeno (C/N), calidad de la MO Cl-a/Feo, materia orgánica total (MOT), carbono orgánico total (COT), carbono orgánico alóctono (COA) y señal isotópica del carbono ( $\delta^{13}\text{C}$ ).

Campaña Estación	Invierno 2014			Verano 2015		
	ZD	ZT	ZO	ZD	ZT	ZO
$\delta^{13}\text{C}$ (‰)	-27,16	-24,21	-21,77	-28,39	-25,30	-21,81
POR (mV)	334	358	334	340	78	-
MOT (%)	$3,29 \pm 0,11$	$4,93 \pm 0,04$	$11,99 \pm 0,13$	$3,58 \pm 0,24$	$4,30 \pm 1,76$	-
MOA (%)	$80,88 \pm 0,59$	$37,27 \pm 0,16$	$0,46 \pm 0,43$	$93,04 \pm 6,03$	$47,17 \pm 11,26$	$14,76 \pm 19,36$
COT (%)	$0,65 \pm 0,03$	$0,53 \pm 0,006$	$2,28 \pm 0,08$	$0,68 \pm 0,08$	$1,77 \pm 2,11$	$1,41 \pm 1,35$
COA (%)	0,01	0,41	0,65	0,04	0,34	0,56
C/N (molar)	11,06	7,94	8,52	15,42	11,08	9,33
Cl-a	0,84	0,39	1,33	2,32	6,08	7,48
Feo ( $\mu\text{g g}^{-1}$ )	$4,96 \pm 0,19$	$5,78 \pm 0,19$	$11,69 \pm 0,02$	$14,05 \pm 0,29$	$7,69 \pm 0,12$	$60,47 \pm 2,58$
EPC ( $\mu\text{g g}^{-1}$ )	$5,80 \pm 0,07$	$6,17 \pm 0,06$	$13,02 \pm 0,02$	$16,36 \pm 0,34$	$13,77 \pm 0,09$	$67,94 \pm 2,84$
Cl-a/Feo	0,17	0,07	0,11	0,17	0,79	0,12
IPP (%)	14	6	10	14	44	11
Flujo CO ( $\text{mg C m}^{-2}\text{d}^{-1}$ )	13,28	112,65	559,13	-	-	-
AMA (Ind. $\text{m}^{-2}$ )	3949	1760	5138	1654	288	3481
BMA (g masa seca $\text{m}^{-2}$ )	2,4	5,4	3,3	6,5	3,1	5,8
BMCT ( $\text{pmol ATP g}^{-1}$ )	7,33	7,39	4,43	0,18	0,15	-
BME ( $\text{pmol ATP g}^{-1}$ )	0,03	0,05	0,08	0,04	0,03	-

## 5.9. Biota bentónica

En la campaña de invierno la AMA alcanzó un máximo de 5138 Ind.  $\text{m}^{-2}$  en ZO, y el mínimo alcanzado fue de 1760 Ind.  $\text{m}^{-2}$  en ZT (Tabla 10). En cambio, la BMA alcanzó un máximo de 5,4 g masa seca  $\text{m}^{-2}$  en ZT y un mínimo de 2,4 g masa seca  $\text{m}^{-2}$  en ZD. La BME fue máxima en ZO registrando 0,08  $\text{pmol ATP g}^{-1}$ , y mínima en ZD alcanzado 0,03  $\text{pmol ATP g}^{-1}$ . Por otra parte, la BMTC presentó los valores más altos en ZT (7,39  $\text{pmol ATP g}^{-1}$ ), y el mínimo fue de 4,43  $\text{pmol ATP g}^{-1}$  en ZO.

En la campaña correspondiente a verano la AMA alcanzó un máximo de 3481 Ind.  $\text{m}^{-2}$  en ZO, y el mínimo alcanzado fue de 288 Ind.  $\text{m}^{-2}$  en ZT (Tabla 10). Además, la BMA alcanzó un máximo de 6,5 g masa seca  $\text{m}^{-2}$  en ZD y un mínimo de 3,1 g masa seca  $\text{m}^{-2}$  en ZT. La BME fue máxima en ZD registrando 0,04  $\text{pmol ATP g}^{-1}$ , y mínima en ZT alcanzado

0,03 pmol ATP g<sup>-1</sup>. Por otra parte, la BMTC presento el valor más altos en ZT (0,18 pmol ATP g<sup>-1</sup>), y el mínimo fue de 0,15 pmol ATP g<sup>-1</sup> en ZT.

### 5.10. Análisis estadístico de las variables sedimentológicas

El análisis de correlación de Pearson para las variables sedimentarias, muestra correlaciones significativas (p <0,05) entre el potencial de óxido reducción y el índice de proporción de pigmentos, y MOA con la distancia. En cambio, las relaciones negativas se observaron entre la relación Cl-a/Feo y potencial de óxido reducción, Cl-a/Feo y el IPP, y entre el MOT y MOA (Tabla 11).

**Tabla 11.** Correlación de Pearson para registro ambiental en el sedimento.

	Cl-a/Feo	Cl-a	C/N	MOT	COT	POR	EFC	IPP	MOA	Km
Cl-a/Feo		0,55	0,29	0,32	0,40	<b>-0,98</b>	-0,21	<b>-0,99</b>	-0,15	0,05
Cl-a	0,55		0,24	-0,20	0,56	-0,62	0,70	-0,57	0,14	0,31
C/N	0,29	0,24		0,60	-0,24	-0,14	-0,01	-0,38	-0,81	-0,78
MOT	0,32	-0,20	0,60		-0,71	-0,19	-0,56	-0,33	<b>-0,93</b>	-0,80
COT	0,40	0,56	-0,24	-0,71		-0,48	0,37	-0,41	0,71	0,68
POR	<b>-0,98</b>	-0,62	-0,14	-0,19	-0,48		0,09	<b>0,96</b>	0,00	-0,23
EFC	-0,21	0,70	-0,01	-0,56	0,37	0,09		0,18	0,36	0,38
IPP	<b>-0,99</b>	-0,57	-0,38	-0,33	-0,41	<b>0,96</b>	0,18		0,21	0,02
MOA	-0,15	0,14	-0,81	<b>-0,93</b>	0,71	0,00	0,36	0,21		<b>0,93</b>
Km	0,05	0,31	-0,78	-0,80	0,68	-0,23	0,38	0,02	<b>0,93</b>	

### 5.11. Relación entre variables sedimentológicas y bióticas

Para determinar relaciones entre parámetros bióticos y ambientales, se realizó un análisis de correlación de Pearson (Tabla 12), en donde la AMA, la BMA, la BMCT y la BME corresponden a los parámetros bióticos. El análisis de correlación mostró correlaciones significativas (p <0,05) positivas entre la AMA con POR y el IPP, mientras que la AMA se correlacionó negativamente con el cociente entre Cl-a/Feo. Además, la BME presentó correlación positiva con la MOA y negativa con la MOT.

**Tabla 12.** Análisis de correlación de Pearson entre las variables bióticas (abundancia del macrobentos (AMA), biomasa macrobentónica (BMA), biomasa microbiana total (BMCT), biomasa de la meiofauna (BME) y variables sedimentarias.

Variable	AMA	BMA	BMCT	BME
Cl-a/Feo	<b>-0,88</b>	-0,39	-0,68	-0,54
Cl-a	-0,41	0,18	-0,56	0,01
C/N	-0,29	0,15	-0,73	-0,58
MOT	-0,49	-0,08	-0,31	<b>-0,96</b>
COT	-0,08	-0,29	-0,23	0,51
POR	<b>0,87</b>	0,33	0,62	0,42
EPC	0,26	0,56	-0,09	0,53
IPP	<b>0,83</b>	0,42	0,71	0,56
MOA	0,29	-0,07	0,38	<b>0,85</b>
Km	-0,01	0,07	0,20	0,70

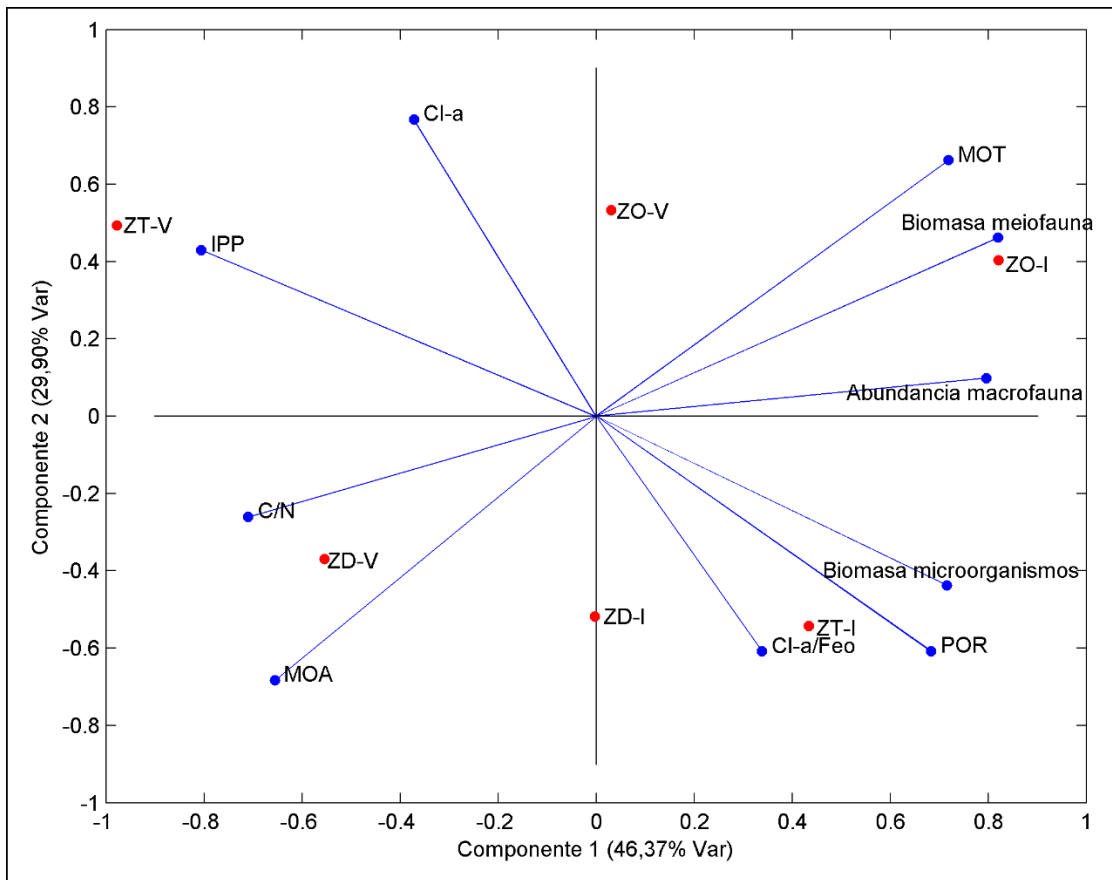
Los parámetros ambientales del sedimento y bióticos fueron sometidos al análisis estadístico de Kruskal-Wallis (tabla 13), donde solo la Cl-a, BMCT y AMA presentaron diferencias significativas entre verano e invierno.

**Tabla 13.** Resultados de los análisis estadísticos de los parámetros ambientales y bióticos del sedimento, basados en la prueba no paramétrica Kruskal-Wallis.

Test de Kruskal-Wallis		
Variable independiente	Variable dependiente	p(Valor)
Verano-Invierno	Cl-a	<b>0,05</b>
	MOA	0,05
	COT	0,05
	POR	0,05
	EPC	0,05
	IPP	0,05
	C/N	0,05
	MOT	0,05
	Cl-a/Feo	0,05
	BMCT	<b>0,05</b>
	BME	0,05
	AMA	<b>0,001</b>
	BMA	0,05



Los resultados del ACP entre variables sedimentológicas y bióticas, se aprecian en la figura 18. La suma de los dos primeros componentes explican el 76.27 % de la varianza total. Las variables ambientales que otorgaron mayor variabilidad al sedimento en el gradiente río-oceano fueron la MOT, POR y IPP (coeficientes de correlación altos en los dos componentes). En cambio, las variables bióticas más influyentes fueron la biomasa de la meiofauna y microorganismos totales.

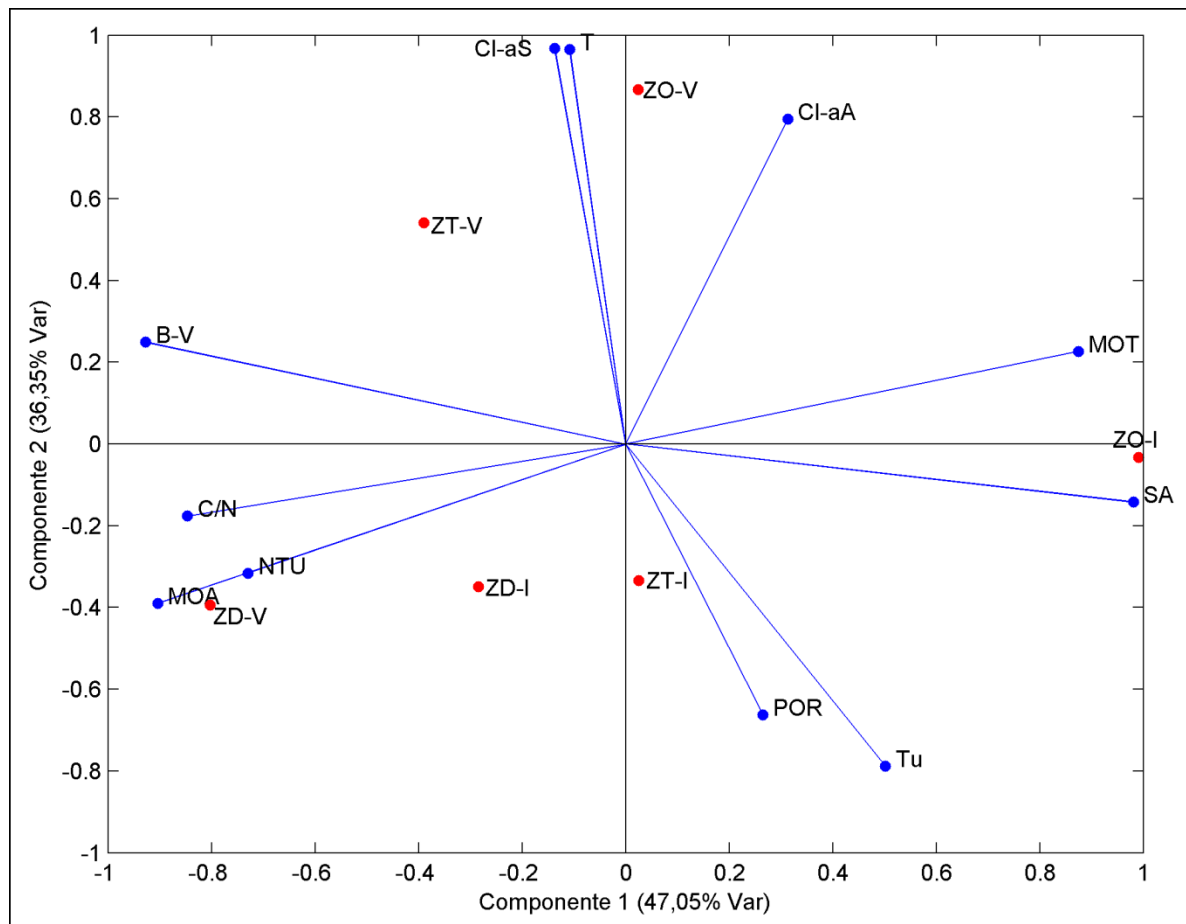


**Fig. 18.** Distribución en el espacio de las variables ambientales del sedimento, abundancia del macrobentos (AMA), biomasa microbiana total (BMCT) y biomasa de la meiofauna (BME). Los puntos en rojo corresponden a las estaciones, donde el sufijo -I y -V corresponden a la estacionalidad (-I= invierno y -V= verano). Los puntos azules señalan las variables ambientales (Cl-a= clorofila-a, IPP= Índice de Proporción de Pigmentos, POR= Potencial Oxido-Reducción, MOA= materia orgánica alóctona, C/N= relación carbono-

nitrogeno, Cl-a/Feo= calidad de MO, MOT= materia orgánica total). Por último, los valores en los ejes corresponden a los coeficientes de correlación de cada componente.

### 5.12. Asociación espacial de las variables ambientales

A continuación en la figura 19 muestra el ACP correspondiente a las variables ambientales tanto del sedimento y columna de agua. La suma de los dos primeros componentes explican el 83.40 % de la varianza total. Las variables ambientales que otorgaron mayor variabilidad al SFMB son la MOA, la SA, la MOT y POR (en orden decreciente según coeficientes de correlación).



**Fig. 19.** Distribución en el espacio de las variables ambientales del sedimento y columna de agua (estrato de 0 a 30 m). Los puntos en rojo corresponden a las estaciones, donde el sufijo -I y -V corresponden a la estacionalidad (-I= invierno y -V= verano). Los puntos azules

señalan las variables ambientales (Cl-aA= clorofila-a en columna de agua, S<sub>A</sub>= salinidad absoluta, B-V= brunt-vaiala, Tu= ángulo de Turner, T= temperatura conservativa, NTU= Turbidez, Cl-aS= clorofila-a en sedimento, POR= Potencial Oxido-Reducción, MOT= materia orgánica total, MOA= materia orgánica alóctona, C/N= relación carbono-nitrógeno. Por último, los valores en los ejes corresponden a los coeficientes de correlación de cada componente.

## 6. DISCUSIÓN

### 6.1. Río Baker

Los registros de promedios mensuales de caudal de la estación hidrográfica Bajo Ñadis entre los años 2003-2014, nos indica que el río en este sector presenta un régimen nivo-pluvial (Fig. 4), con valores máximos en noviembre-diciembre ( $1455$  y  $1391 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ ) y mínimos en mayo-junio ( $691$  y  $650 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ ). Iriarte *et al.* (2014), señala que los fiordos de la Patagonia chilena están siendo afectados por los cambios en las tendencias globales del clima, y como evidencia están los eventos GLOF's descritos por Dusallant *et al.* (2009) a partir del año 2008 en la zona de estudio (Fig. 5). Las variaciones del clima quedan reflejadas en este estudio al comparar los promedios mensuales entre los años 2008-2012 y 2003-2014, presentando un desplazamiento de 2 meses en los mínimos (mayo-junio  $\rightarrow$  agosto-septiembre) y máximos (noviembre-diciembre  $\rightarrow$  enero-febrero) de la descarga en el río Baker (Fig. 4 y 6). Al respecto se puede destacar dos posibles situaciones que podrían estar sucediendo: 1) Si la descarga en época estival del río Baker alcanza un 45% del total anual, según Lara *et al.* 2015 (registros utilizados entre los años 1765 y 2004), entonces de acuerdo a los resultados de este estudio, los valores de descarga en época estival estarían aumentando; 2) En el área de estudio se ha estimado una carga anual de sedimento fino en suspensión de  $5,3 \times 10^6$  toneladas en el río Baker, y en el cual un evento GLOF's puede representar un 5% de este sedimento (Quiroga *et al.*, 2012), entonces producto de una mayor descarga del río en época estival, se esperaría que el flujo de sedimento fino en suspensión sea mayor en verano, lo cual queda en evidencia con los registros de turbidez observados en verano (Fig. 12).

### 6.2. Estratificación

En el SFMB se observa una fuerte interacción entre ASAA y AD, caracterizado por un pronunciado gradiente de salinidad durante todo el año (Fig. 7 y 8). Este gradiente también fue observado por otros autores como Acha *et al.* (2000) y Gonzales *et al.* (2013). El AD en

verano, en comparación a invierno, incrementó su espesor (~4 m) y extensión (~20 km) (Fig. 7 y 8), en concordancia a las fluctuaciones estacionales de la descarga del río Baker (Fig. 4). La señal de Brunt-Vaisala evidenció en este estudio la interface de la estructura de dos capas descrita por Silva *et al.*, 1997 para fiordos del norte. Una mayor estratificación fue observada en ZD en las dos campañas realizadas, siendo esta máxima en verano con valores de Brunt-Vaisala de  $0,125\text{S}^{-2}$  (Fig. 7 y 8), lo cual también fue observado por Meerhoff *et al.* (2013) y Pérez-Santos *et al.* (2014). La estratificación disminuyó hacia ZT y más aún a ZO, llegando a valores de  $0,025\text{S}^{-2}$  (Fig. 7 y 8). También, el parámetro  $\eta_s$  confirmó la alta estratificación en verano a lo largo de la zona de estudio (Fig. 9), coincidiendo con lo descrito por Schneider *et al.* (2014) para el fiordo Puyuguapi, quienes reportan una disminución de la estratificación hacia zonas más oceánica. Esta alta estratificación podría estar impidiendo que procesos físicos de intercambio y mezcla, afectando la distribución de nutrientes provenientes de aguas profundas, limitando de esta manera la producción y exportación de materia orgánica (Inall & Gillibrand, 2010; Jacob *et al.*, 2014). Sin embargo, Ross *et al.* (2014) señaló que las ondas internas semidiurnas favorecen el cizalle vertical en la zona, generando mezcla, lo cual afecta negativamente a la estratificación y a la vez mejora la entrada de aguas ricas en nutrientes a la zona fótica.

### **6.3. Estructura termohalina**

En ZD y ZT se registró una inversión térmica a nivel estacional, caracterizada por temperaturas más cálidas cerca de la superficie ( $12\text{-}15^\circ\text{C}$ ) y menores ( $8\text{-}10^\circ\text{C}$ ) en la parte inferior en verano, en cambio, en invierno las aguas cercanas a la superficie son más frías ( $6\text{-}5^\circ\text{C}$ ) que en la parte inferior ( $8\text{-}9^\circ\text{C}$ ) (Fig. 7 y 8), lo cual concuerda con lo descrito en otros trabajos en la zona de estudio (Aiken, 2012; González *et al.*, 2013; Meerhoff *et al.*, 2013; Pérez-Santos *et al.*, 2014). Por otra parte, en verano bajo el agua sub-superficial de ZD, se observó un incremento en la temperatura, lo cual no se asoció a la pluma de agua fría producida por el río, pero sí a la ASAAM con temperaturas más elevadas  $\sim 10^\circ\text{C}$ . De esta manera, se generó una estructura térmica de tres capas en ZD (Fig. 8), en concordancia a lo registrado por Aiken (2012) y Pérez-Santos *et al.* (2014). La AE presentó mayores

variaciones de densidad en verano, producto de una mayor insolación en superficie y mayor aporte de AD, pero la variabilidad de la densidad en mayor medida la generó la AD, suministrada principalmente por el río Baker y el estero Steffen (Fig. 4, 8 y 10)

Un estudio reciente señaló que procesos sinópticos de viento en el área de estudio producen fluctuaciones ocasionales en la estructura de dos capas del SFMB, debilitando la estratificación y generando mezcla mecánica (Ross et al., 2015), modificando de esta manera la estructura termohalina en ZD. En este estudio, se conservó la estructura de dos capas, lo cual puede significar que no se presentó este evento sinóptico o la alta estratificación ( $\sim 0,125S^{-2}$ ) impidió que la estructura térmica en ZD fuera afectada. Las fluctuaciones de temperatura y salinidad en la capa superficial e intermedia en este estudio, concuerda con lo descrito por Aiken (2012), confirmando que procesos sinópticos de viento en este estudio no afectaron la estructura termohalina bajo la pycnoclina (Fig. 7 y 8).

#### **6.4. Masas de aguas**

En la región existe un umbral ( $\sim 120$  m) ubicado en el golfo de penas, el cual impide el ingreso de agua oceánica Intermedia Antártica al SFMB. Sin embargo, esta permite la entrada de la ASAA (Silva y Calvete, 2002; Aiken, 2012). La ASAA al pasar por el umbral se mezcla con AD de distintas fuentes (escorrentía, ríos, pluviosidad, etc), propiciando la formación de una nueva masa de agua denominada ASAAM (Sievers & Silva, 2006). La ASAAM se presenta a lo largo del transecto de estudio (Fig. 10), y ha sido observada anteriormente por Silva y Vargas (2014). La ASAAM alcanzó un espesor de  $\sim 45$  m en invierno, y se redujo a 20 m en verano. Esta reducción de espesor en verano se puede atribuir a un aumento de AD (Fig. 10), debido a una mayor estratificación que dificulta la mezcla mecánica entre ASAA y AD (Fig. 7 y 8). En cambio, en invierno el aporte de AD y la estratificación disminuyó (Fig. 9 y 10), lo cual promovió la mezcla y cambios en las propiedades físicas y químicas de la columna de agua, aumentando el espesor de ASAAM y a la vez incrementando la presencia de ASAAM a un 68% en invierno (tabla 4). El aumento de espesor de ASAAM coincide con

una mayor presencia de eventos de doble difusión convectiva, eventos de carácter molecular (Fig. 14, tabla 6 y 7). En general, en una comparación estacional, en verano se observó una mayor presencia de AD ( $\Delta_{(2015-2014)} = +5,2\%$ ), AE ( $\Delta_{(2015-2014)} = +7,6\%$ ) y menor de ASAAM ( $\Delta_{(2015-2014)} = -29\%$ ) en los primeros 50 m (Tabla 5) .

## 6.5. Productividad

Las fluctuaciones estacionales del río Baker determina la extensión de la pluma de agua dulce y turbidez en el SFMB, siendo significativa e inversa la relación existente entre la salinidad y turbidez en este estudio (Tabla 9). La turbidez fue mayor en verano, siendo casi un orden de magnitud la diferencia entre los máximos estacionales ( $\Delta_{(2015-2014)} = 80$  NTU). Eventualmente, esta turbidez podría inhibir la penetración de la luz, lo cual repercute negativamente en la producción primaria (Aracena et al., 2011; Jacob *et al.*, 2014). De hecho, valores muy bajos de Cl-a ( $<0,2$  mg m<sup>3</sup>) fueron registrados en este estudio en la superficie de ZD y en las dos estaciones del año. González *et al.* (2013) también registró valores bajos de Cl-a en la zona de estudio y asociadas a la desembocadura del río Baker. Tres factores aumentaron las concentraciones de clorofila-a hacia zonas más oceánicas: 1) La disminución de la turbidez hacia la ZO (Fig. 12); 2) El aumento de la insolación en verano, inferido a través de la temperatura superficial  $\sim 15$  °C (Fig. 8); 3) El aumento de fosfato y nitrato en la capa superficial (Silva y Vargas, 2014). Estos tres factores favorecerían la fotosíntesis, y por lo tanto mayores concentraciones de Cl-a ( $\sim 1,46$  mg m<sup>3</sup>) fueron registradas en las estaciones más oceánicas (Fig. 12). Las mayores concentraciones de Cl-a en el área de estudio, fueron menores comparadas con las registradas en otras regiones de los fiordos patagónicos chilenos, tales como; Canal Moraleda y Canal puyuhuapi (Acha *et al.*, 2004; González *et al.*, 2011, Jacob *et al.*, 2014). En la zona sur de los fiordos, puntualmente seno Gallegos (zona periglaciaria), las concentraciones de Cl-a alcanzaron rangos similares (0,24 - 2,69 mg m<sup>-3</sup>) (Vázquez *et al.*, 2012). En contraste, un sistema de surgencia altamente productivo como el de Concepción, la Cl-a alcanzó un máximo superficial de  $\sim 40$  mg m<sup>3</sup> (Acha *et al.*, 2004).

Las concentraciones de COT en el sedimento superficial en el presente estudio, también respalda la baja productividad encontrada en la zona, alcanzando un máximo de 2,28 % en la ZO y mínimo de 0,65 % en la ZD. Por otra parte, de acuerdo a Silva & Prego (2002), las bajas concentraciones también pueden ser disminuidas por una posible dilución por sedimento inorgánico de origen glaciar. En los fiordos chilenos de la zona norte y sur, el COT ha alcanzado valores más altos en comparación a nuestros resultados (máximos en la zona norte ~3,2% de COT) (Silva *et al.*, 2011). En contraste, la región de surgencia en Concepción, altos valores de COT ~5,9% han sido registrado por Gutiérrez *et al.* (2000).

### **6.6. Doble difusión convectiva**

En el SFMB las zonas de transición AE-ASAAM y ASAAM-ASAA, formadas por el intercalamiento de distintas masas de agua (Fig. 7 y 8), generaron la mayor cantidad de eventos DDC, siendo algunos de ellos de gran magnitud (Fig. 13 y 14). Estos eventos DDC producen flujos de calor hacia la superficie, debido a las formación de celdas convectivas (Schmitt, 2001). Este proceso genera un efecto en cascada descrito por Pérez-Santos *et al.*, (2014), donde distintas capas de agua descendieron en profundidad por aumento de densidad. El efecto en cascada propicia la formación de estructuras de escalones, que en el caso de nuestro estudio no se observaron, probablemente debido a la baja resolución de los CTD utilizados (6-8 Hz). Sin embargo, estudios en la zona mediante microperfiladores, identifican la presencia de escaleras termohalinas (Pérez-Santos *et al.*, 2013). Diversos autores han establecido causales tales como ondas internas y turbulencia, en el deterioro de la resolución de las escaleras termohalinas (Schmitt, 2001; You, 2002; Pérez-Santos *et al.*, 2014).

En invierno, los gradientes verticales de temperatura y salinidad son más extensos, produciendo mayor cantidad de eventos DDC. Lo contrario sucede durante verano, donde el espesor del ASAAM se redujo en ~25 m a lo largo de la desembocadura, disminuyendo la extensión de los gradientes de temperatura y salinidad. En concordancia a lo anterior, se produjo un mayor dominio de la temperatura en invierno, desestabilizando así la columna de agua en zonas donde ocurre DDC, lo cual fue corroborado por los valores de  $R_p$  y  $Tu$  que



propician este evento (Tabla 6 y 7). Los valores de  $R_p$  y  $T_u$  registraron un 40,5 y 39,8 % de los registros totales en invierno, muy similar a los resultados obtenidos por Pérez-Santos *et al.* (2014). Por último, la correlación de Pearson evidenció una relación directa entre  $T_u$  y Cl-a en invierno (Tabla 8), pero los resultados no permiten precisar que el flujo de Cl-a fue más eficiente en invierno, ya que la productividad primaria fue menor en esta época y las diferencias con las concentraciones de Cl-a en sedimento fueron menores. En cambio, en verano no se registró una relación entre  $T_u$  y Cl-a, debido a que la presencia DDC declino en un 22,9 %.

### **6.7. Procedencia de la materia orgánica**

El SFMB está fuertemente influenciado por la materia orgánica de origen terrígeno, y las principales fuentes de abastecimiento son los Campos de Hielos Norte (46 a 47° S) y Sur (48 a 52° S), los ríos Baker y Pascua. En Francia, la desembocadura del río Ródano de origen glacial registra valores de MOA de 97% (Bourgeois *et al.*, 2011), similares a los encontrados en ZD (93%). Además, valores de MOA encontrados en la cabeza de otros fiordos patagónicos, registraron valores similares; fiordo Aysén (~86%), Canal Puyuhuapi (~96%) (Silva *et al.*, 2011; Sepúlveda *et al.*, 2011). En la región sur de los fiordos patagónicos se han registrado valores menores de MOA ~17% (Lafont *et al.*, 2014). Por otro parte, en la misma zona de estudio los registros de Quiroga *et al.* (2012), la MOA alcanzó un 75%. El ACP y la correlación de Pearson para sedimento establecen una disminución de MOA hacia zonas más oceánicas (Fig. 18 y tabla 11), producto del distanciamiento de la fuente terrígena. Este decaimiento de MOA hacia el océano es comparable con lo descrito en fiordos patagónicos del norte, fiordos canadienses y noruegos (Muzuka *et al.*, 1999; Winkelman & Knies, 2005; Silva *et al.*, 2011). Además, los valores de la razón C/N coinciden con lo registrado por Silva *et al.* (2011) (Tabla 10), y la asociación con MOA en el ACP es evidente (Fig. 18).

## 6.8. Subsidio trófico

En el presente estudio el alto contenido de MOA en el sedimento superficial, más los bajos valores de productividad (CI-a) y las diferentes biomásas de organismos bentónicos en ZD y ZT (Tabla 10), estarían indicando un posible subsidio trófico tanto para los organismos plantónicos y bentónicos, aunque se ha establecido que la MOA constituye una materia orgánica muy refractaria, y no sería utilizada por los organismos bentónicos (Silva *et al.* 2011). Sin embargo existen muy pocos estudios en la región para evaluar esta hipótesis (Zapata-Hernández *et al.*, 2014). No obstante, se ha descrito que parte de esta materia orgánica refractaria podría ser utilizada por los organismos bentónicos mediante asociaciones quimiosimbióticas con bacterias (McLeod *et al.*, 2010). Además, otros estudios señalan que la materia orgánica particulada en la columna de agua puede llegar a constituir un porcentaje no despreciable de tejido corporal en especies plantónicas en los fiordos australes (Vargas *et al.*, 2011; Lafont *et al.*, 2014).

## 6.9. Influencia de la sedimentación en organismos bentónicos

Estudios en la zona norte de fiordos patagónicos, indican una tasa de sedimentación media  $\sim 0,3 \text{ cm año}^{-1}$  (Salamanca & Jara, 2003; Sepúlveda *et al.*, 2005). En la región de estudio es posible que esta tasa sea mayor en ZT y ZD, debido al gran aporte de sedimentos del río Baker y campos de hielos. Además, el aporte anual de sedimento fino en suspensión del río Baker ha sido estimado en aproximadamente  $\sim 5,3 \times 10^6$  toneladas (Quiroga *et al.*, 2012), exceptuando el aporte de los campos de hielo. El río Ródano de origen glaciar y con salida al mar mediterráneo, presenta una descarga media anual de  $1800 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$  y transporta anualmente  $1,2$  a  $19,4 \times 10^6$  toneladas de material en suspensión a la plataforma continental (Pont *et al.*, 2002). Esto se traduce en tasas de sedimentación que pueden variar de los  $30$  a  $50 \text{ cm año}^{-1}$  (Radakovitch *et al.*, 1999) en las inmediaciones de la desembocadura del río Ródano y a solo unos pocos centímetros en alta mar (Charmasson *et al.*, 1998; Radakovitch *et al.*, 1999). De acuerdo a lo señalado anteriormente, es posible que existan altas tasas de sedimentación en ZD y ZT en el área de estudio, lo cual afectaría a las comunidades bentónicas y estarían explicando las variaciones estacionales en la biomasa y abundancia de organismos bentónicos en nuestros resultados (Fig. 18 y tabla 10). Estudios en fiordos árticos y chilenos

señalan que altas tasas de sedimentación pueden alterar la estructura de las comunidades bentónicas, incrementando la mortalidad de los organismos bentónicos (Pawłowska *et al.*, 2011; Quiroga *et al.*, 2012).

#### **6.10. Calidad de la materia orgánica**

La Cl-a y EPC son indicadores de calidad de la materia orgánica, y su sedimentación puede ser utilizada para evaluar el grado de acoplamiento entre el sistema pelágico y el bentónico (Graff, 1989). La deposición de la clorofila está directamente relacionada con la concentración de esta en la columna de agua, y la rapidez con la cual sedimenta (Provoost *et al.*, 2013). Además, la temperatura, las condiciones redox y la actividad de la fauna también ejercen una influencia importante en la degradación de la clorofila, generando distintos ritmos de degradación de la Cl-a (Provoost *et al.*, 2013). El EPC fue más abundante que la Cl-a y las dos aumentaron en verano en la ZO y ZT. Los registros de EPC en el presente estudio son más menores en comparación a los registrados por Quiroga *et al.* (2012) en ZD, pero coinciden con un aumento estacional (mayor en verano), el cual es significativo (prueba de Kruskal-Wallis,  $P < 0,05$ ). En el SFMB, el máximo de Cl-a fue de  $7,48 \mu\text{g g}^{-1}$  en verano y en la ZO, valores de dos órdenes de magnitud menos con respecto a los encontrados en sistemas de surgencia en la bahía de Concepción  $481,7 \mu\text{g g}^{-1}$  (Gutiérrez *et al.*, 2000). Además, registros de Cl-a en la bahía de Valparaíso descritos por Soto *et al.* (2015) alcanzan los  $12,28 \mu\text{g g}^{-1}$ , siendo más alto que el máximo encontrado en el SFMB. De hecho, si se considera los valores mínimos encontrados en ZD y ZT ( $0,84$  y  $0,39 \mu\text{g g}^{-1}$ ), la diferencia es significativa con respecto a un sistema de surgencia. A pesar de que la Cl-a representa una pequeña fracción del EPC en el área de estudio, se presenta como uno de los compuestos orgánicos más lábiles y fácil de utilizar para los organismos bentónicos (Lee *et al.*, 2000). Las mayores concentraciones de Cl-a están asociadas a mayores tasas de degradación (IPP) en el presente estudio (Fig. 18), lo cual concuerda con lo señalado por Bourgeois *et al.* (2011), en donde establece que una mayor calidad de materia orgánica está asociada a una mayor tasa de degradación (IPP). De estos resultados, se puede inferir que existiría una mayor

degradación de la materia orgánica lábil en ZT y ZO en verano (Fig. 18), lo cual coincide con menores valores de potencial redox en los sedimentos superficiales en ZT (Tabla 10).

En relación a la biota bentónica, en este estudio no se observaron relaciones significativas entre la BMA, BME, BMCT y la concentración de la Cl-a ( $p > 0,05$ ), lo cual podría atribuirse a una retraso en los procesos de remineralización o también a la advección lateral del río Baker (Graff, 1989, Gutiérrez *et al.*, 2000, Provoost *et al.*, 2013). Sin embargo, también podría estar asociado a las bajas concentraciones de Cl-a (Pawłowska *et al.*, 2011). Además, las comunidades que conforman la BMCT podrían responder de manera diferencial al aporte de materia orgánica de distintas fuentes.

Finalmente, es un hecho que las tendencias globales del clima están tomando un rol importante en la variabilidad temporal en esta región. Un claro ejemplo, es la variabilidad a corto plazo que está presentando el río Baker a través de los eventos GLOF's, los cuales podrían estar generando un gran impacto en el ecosistema del SFMB. Por otra parte, los procesos como la doble difusión convectiva, podrían estar acelerando el derretimiento de campos de hielo, incrementando el material en suspensión en el SFMB y a la vez afectando el grado de acoplamiento bento-pelágico.

## 7. CONCLUSIÓN

- Los resultados de este estudio sugieren que el SFMB asociado a altas descargas de sólidos suspendidos y aguas dulces, exhibe una respuesta negativa en la productividad primaria, limitando el flujo de carbono orgánico al sedimento.
- El mayor aporte de aguas dulces en época estival, permite que el SFMB sea en su totalidad altamente estratificado.
- La presencia de doble difusión convectiva, sugiere que los flujos de clorofila-a en la columna de agua al sedimento son más eficientes en periodo invernal.
- Existe mayor grado de acoplamiento bento-pelágico en zonas cercanas al océano y menor en zonas cercanas a la desembocadura del río Baker. En consecuencia, se acepta la hipótesis establecida.

## 8. REFERENCIAS

- Acha, M., W. Mianzan, A. Guerreroa, M. Favero & J. Bava. 2004. Marine fronts at the continental shelves of austral South America: Physical and ecological processes. *Journal of Marine Systems* 44 (1-2): 83-105.
- Aiken, M. 2012. Seasonal thermal structure and exchange in Baker Channel, Chile. *Dynamics of Atmospheres and Oceans* 58: 1–19.
- Aracena, C., C. Lange, J. Iriarte, L. Rebolledo & S. Pantoja. 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*. 3:340-355.
- Bianchi, TS .2007. *Biogeochemistry of Estuaries*. Oxford University Press, New York 687pp.
- Bourgeois, S., A. Pruski, M. Sun, R. Buscail, F. Lantoiné, P. Kerhervetion, G. Vietion, B, Rivière & F. Charles. 2011. Distribution and lability of land-derived organic matter in the surface sediments of the Rhone prodelta and the adjacent shelf (Mediterranean Sea, France): a multi proxy study. *Biogeosciences*- 8: 3107-3125.
- Byers, S., E. Mills & P. Stewart. 1978. A comparison of methods of determining organic carbon in marine sediments, with suggestions for a standard method. *Hidrobiologia*. 58: 43-47.
- Borgel, R. 1970. Geomorfología de las regiones australes de Chile. *Revista Geográfica Chile. Terra Australis*. 20:135-140.
- Claperton, C. 1994. The quaternary glaciation of Chile. *Revista Chilena de Historia Natural*. 67: 369-383.
- Dávila, M., D. Figueroa & E. Müller. 2002. Freshwater input into the coastal ocean and its relation with the salinity distribution off austral Chile (35–55°S). *Continental Shelf Research*. 22(3): 521–534.

- Dempster, A., N. Laird & D. Rubin. 1977. Maximum likelihood from incomplete data via the EM algorithm. *Journal of the Royal Statistical Society*. 39 1: 1–38
- Dussaillant, A., G. Benito, W. Buytaert, P. Carling, C. Meier & F. Espinoza. 2009. Repeated glacial-lake outburst floods in Patagonia: an increasing hazard. *Natural Hazards*. <http://dx.doi.org/10.1007/s11069-009-9479-8>.
- Ellingsen, K. 2002. Soft-sediment benthic biodiversity on the continental shelf in relation to environmental variability. *Marine Ecology Progress*. 232: 15-27.
- Farrel E., A. Critchley & L. Cid. 1995. Análisis multivariado de comunidades de algas. Alveal K, M Ferrario, E Oliveira & E Sar (eds). *Manual de métodos ficológicos*. Ediciones Universidad de Concepción, Concepción, Chile. 795-823.
- Gattuso, J., M. Frankignoulle & R. Wollast. 1998. Carbon and carbonate metabolism in coastal aquatic ecosystems. *Annual Review of Ecology Systematics*. 29: 405-434.
- González, H., L. Castro, G. Daneri, J. Iriarte., N. Silva, C. Vargas, R. Giesecke & N. Sánchez. 2011. Seasonal plankton variability in Chilean Patagonia fjords: Carbon flow through the pelagic food web of Aysen Fjord and plankton dynamics in the Moraleda Channel basin. *Continental Shelf Research*. 31(3-4): 225-243.
- González, H., L. Castro, G. Daneri, N. Silva, F. Tapia, E. Teca & C. Vargas. 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.
- Graf, G. 1989. Benthic-pelagic coupling in a deep-sea benthic community. *Nature*. 341: 437-439.
- Gutiérrez, D., V. Gallardo, S. Mayor, C. Neira, C. Vásquez, J. Sellanes, M. Rivas, A. Soto, F. Carrasco & M. Baltazar. 2000. Effects of dissolved oxygen and fresh organic matter on the bioturbation potential of macrofauna in sublittoral sediments off Central Chile during the 1997/1998 El Niño. *Marine Ecology Progress Series*. 202: 81–99.
- Haralambidou, K., G. Sylaios & V. Tsihrintzis. 2010. Salt-wedge propagation in a Mediterranean micro-tidal river mouth. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*. 90(4): 174-184.

- Holm-Hansen, O. & C. Booth. 1966. The measurement of adenosine triphosphate in the ocean and its ecological significance. *Limnology and Oceanography*. 11: 510–519
- Huppert, E. 1971. On the stability of a series of double-diffusive layers. *Deep-Sea Research*. 18: 1005-1021.
- Inall, M. & P. Gillibrand. 2010. Fjords Systems and Archives. JA Howe, WEN Austin, M Forwick & M Paetzel (eds). 344 ed. Geological Society of London. 17-33.
- Ingalls, A., R. Aller, C. Lee & S. Wakeham. 2004. Organic matter diagenesis in shallow water carbonate sediments. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 68: 4363-4379.
- Intergovernmental Oceanographic Commission (IOC), SCOR & IAPSO. 2010. The international thermodynamic equation of seawater – 2010: Calculation and use of thermodynamic properties. IOC Manuals and Guides No. 56, UNESCO, 196 pp.
- Iriarte J., S. Pantoja & G. Daneri. 2014. Oceanographic Processes in Chilean Fjords of Patagonia: From small to large-scale studies. *Progress in Oceanography*. 129: 1-7.
- Jacob, B., F. Tapia, G. Daneri, J. Iriarte., P. Montero, M. Sobarzo & R. Quiñones. 2014. Springtime size-fractionated primary production across hydrographic and PAR-light gradients in Chilean Patagonia (41–50°S). *Progress in Oceanography*. 129: 75-84.
- Jolliffe, I. 2002. *Principal Component Analysis*. 2nd ed., Springer – Verlag, New York.
- Lafon, L., N. Silva y C. Vargas. 2014. Contribution of allochthonous organic carbon across the Serrano River Basin and the adjacent fjord system in Southern Chilean Patagonia: insights from the combined use of stable isotopes and fatty acid markers. *Progress in Oceanography*. 129: 89–113
- Lara, A., A. Bahamondez, A. González-Reyes, A. Muñoz, E. Cuq & C. Ruiz-Gómez. 2015. Reconstructing streamflow variation of the Baker River from tree-rings in Northern Patagonia since 1765. *Journal of Hydrology* 529: 511-523.
- Lee, C., S. Wakeham & J. Hedges. 2000. Composition and flux of particulate amino acids and chloropigments in equatorial Pacific seawater and sediments. *Deep-Sea Research*. 47: 1535-1568.
- Louchouart, P., M. Lucotte, R. Caunel, J. Gagne & L. Richar. 1997. Source and early diagenesis of lignin and bulk organic matter in the sediments of the Lower St. Lawrence Estuary and the Saguenay Fjord. *Marine Chemistry*. 58: 3-26.



- Mayer, L., L. Schick, T. Sawyer, C. Plante, P. Jumars & R. Self. 1995. Bioavailable amino acids in sediments: a biomimetic, kinetics-based approach. *Limnology and Oceanography*. 40: 511-520, 1995.
- McLeod R., S. Wing & J. Skilton. 2010. High incidence of invertebrate chemoautotrophic symbioses in benthic communities of New Zealand fjords. *Limnology and Oceanography* 55: 2097-2106.
- Meerhoff, E., L. Castro & F. Tapia. 2013. Influence of freshwater discharges and tides on the abundance and distribution of larval and juvenile *Munida gregaria* in the Baker river estuary. Chilean Patagonia. *Continental Shelf Research*. 62:1-11
- Montani S., P. Magni & N. Abe. 2003. Seasonal and interannual patterns of intertidal microphytobenthos in combination with laboratory and areal production estimates. *Marine Ecology Progress*. 249: 79-91.
- Muzuka, A. & C. Hillaire-Marcel. 1999. Burial rates of organic matter along the eastern Canadian margin and stable isotope constraints on its origin and diagenetic evolution. *Mar. Geol.* 160, 251–270.
- Niklitschek, E., D. Soto, A. Lafon, C. Molinet & P. Toledo. 2013. Southward expansion of the Chilean salmon industry in the Patagonian Fjords: main environmental challenges. *Reviews in Aquaculture*. 5; 172-195.
- Palma, S. & N. Silva. 2004. Distribution of siphonophores, chaetognaths, euphausiids and oceanographic conditions in the fjords and channels of southern Chile. *Deep-Sea Research*. 51: 513-535.
- Palma, S. 2008. Zooplankton distribution and abundance in the austral Chilean channels and fjords .In:Silva,N., Palma,S.(Eds.), *Progress in the Oceanographic Knowled geof Chilean Inner Waters, from Puerto Monttt o Cape Horn*. *Comite Oceanografico Nacional- Pontificia Universidad Catolica de Valparaiso, Valparaiso, Chile*,pp. 107-116.
- Parsons, T., Maita & R., Lalli. 1984. *Counting, Media and Preservation. A Manual of Chemical and Biological Methods for Seawater Analysis*. Pergamon Press, Toronto.
- Pawłowska, J., M. Włodarska-Kowalczyk, M. Zajaczkowski, H. Nygard & J. Berge. 2011. Seasonal variability of meio- and macrobenthic standing stocks and diversity in an Arctic fjord (Adventfjorden, Spitsbergen). *Polar Biology* 34: 833–845.

- Pérez-Santos, I., J. Garcés-Vargas, W. Schneider, S. Parra, L. Ross, A. Valle-Levinson & S. Parra. 2014. Double-diffusive layering and mixing in Patagonian fjords. *Progress in Oceanography*, 129: 35–49.
- Pérez-Santos, I., J. Garcés-Vargas, W. Schneider, S. Parra & A. Valle-Levinson. 2013. Doble difusión a partir de mediciones de microestructuras en los canales Martínez y Baker, Patagonia Chilena Central (47,85°S). *Latin American Journal of Aquatic Research*. 41: 177-182.
- Pfannkuche, O. & T. Soltwedel. 1998. Small benthic size classes along the NW European Continental Margin: Spatial and temporal variability in activity and biomass. *Progress in Oceanography*. 42: 189-207
- Pickard GL. 1971. Some physical oceanographic features of inlets of Chile. *Journal of the Fisheries Research Board of Canada*, 28(8): 1077-1106.
- Pont, D., J. Simonnet & A. Walter. 2002. Medium-term changes in suspended sediment delivery to the ocean: Consequences of catchment heterogeneity and river management (Rhône River, France). *Estuarine, Coastal and Shelf Science*. 54: 1-18.
- Provoost, P., U. Braeckman, D. Gansbeke, L. Moodley, K. Soetaert., K. Middelburg & J. Vanaverbeke. 2013. Modelling benthic oxygen consumption and benthic-pelagic coupling at a shallow station in the southern North Sea. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*. 120: 1-11.
- Quiroga, E., P. Ortiz, D. Gerdes, B. Reid, S. Villagran & R. Quiñones. 2012. Organic enrichment and structure of macrobenthic communities in the glacial Baker Fjord, Northern Patagonia, Chile. *Journal of the Marine Biological Association UK*. 91: 73-83.
- Radakovitch, O., S. Charmasson, M. Arnaud & P. Bouisset. 1999. Pb-210 and caesium accumulation in the Rhône delta sediments. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*. 48: 77-92
- Raghukumar, C., PAL. Bharathi, ZA. Ansari, S. Nair, B. Ingole, G. Sheelu, C. Mohandass, BN. Nath & N. Rodrigues. 2001. Bacterial standing stock, meiofauna and sediment-nutrient characteristics: indicators of benthic disturbance in the Central Indian Basin. *Deep-Sea Research*. 48: 3381-3399.

- Romero, H. 1985. Geografía de los Climas. Geografía de Chile. Instituto Geográfico Militar. Tomo XI, 243pp.
- Ross, L., A. Valle-Levinson, I. Pérez-Santos, F. Tapia & W. Schneider. 2015. Baroclinic annular variability of internal motions in a Patagonian fjord. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 120, doi:10.1002/2014JC010669.
- Ross L., I. Pérez-Santos, A. Valle-Levinson & w. Schneider. 2014. Semidiurnal internal tides in a Patagonian fjord. *Progress in oceanography*. 29: 19-34.
- Salamanca, M. & B. Jara. 2003. Distribución y acumulación de plomo (Pb y 210Pb) en sedimentos de los fiordos de la XI Región. Chile. *Ciencia y Tecnología del Mar*. 26(2): 61-71.
- Salcedo-Castro, J., A. Montiel, B. Jara & O. Vásquez. 2015. Influence of a Glacier Melting Cycle on the seasonal hydrographic conditions and sediment flux in a subantarctic glacier fjord. *Estuaries and Coasts*. 38: 24–34.
- Schlitzer, R. 2012. Ocean Data View, <http://odv.awi.de>. 0
- Schneider, W., I. Pérez-Santos, L. Ross, L. Bravo, F. Hernández & R. Seguel. 2014. On the hydrography of Puyuhuapi Channel (Chilean Patagonia). *Progress in Oceanography*. 129: 8-18.
- Schmitt, R. 2001. Double-Diffusive convection. *Encyclopedia of Ocean Sciences*, R.A. Weller, S. 3100-314, doi:10.1006/rwos.2001.0159.
- Sepúlveda, J., S Pantoja, K. Hughen, C. Lange, F. Gonzalez, P. Muñoz, L. Rebolledo, R. Castro, S. Contreras, A. Ávila, P. Rossel, G. Lorca, M. Salamanca & N. Silva. 2005. Fluctuations in export productivity over the last century from sediments of a 630 southern Chilean fjord (44°S). *Estuarine, Coastal and Shelf Science*. 65: 587-600.
- Sepúlveda J., S. Pantoja & K. Hughen. 2011. Sources and distribution of organic matter in northern Patagonia fjords, Chile (-44–471S): A multi-tracer approach for carbon cycling assessment. *Continental Shelf Research*. 31: 315-329.
- Sievers, H. & N. Silva. 2006. Masas de agua y circulación en los canales y fiordos australes. In: N. Silva & S. Palma (eds.). *Avances en el conocimiento océano-gráfico de las aguas*

- interiores chilenas, Puerto Montt a Cabo de Hornos. Comité Oceanográfico Nacional, Pontificia Universidad Católica de Valparaíso, Valparaíso, pp. 53-58.
- Silva, N., C. Calvete & H. Sievers. 1997. Características oceanográficas físicas y químicas de canales australes chilenos entre Puerto Montt y Laguna San Rafael (Crucero Cimar-Fiordo 1). *Ciencia y Tecnología del Mar*. 20: 23-106.
- Silva, N., C. Vargas & R. Prego. 2011. Land-ocean distribution of allochthonous organic matter in surface sediments of the Chiloé and Aysén interior seas (Chilean Northern Patagonia). *Continental Shelf Research*. 31: 330-339.
- Silva, N. & C. Vargas. 2014. Hypoxia in Chilean Patagonian Fjords. *Progress in Oceanography*. 29: 62-74.
- Silva, N. & R. Prego. 2002. Carbon and nitrogen spatial segregation and stoichiometry in the surface sediments of southern Chilean inlets (41–56S). *Estuarine and Coastal Shelf Science*. 55: 763–775.
- Silva, N., N. Rojas & A. Fedele. 2009. Water masses in the Humboldt Current System: properties, distribution, and the nitrate deficit as a chemical water mass tracer for Equatorial Subsurface Water off Chile. *Deep-Sea Research*. 2(56): 1004–1020.
- Smith, R., T. Bianchi, M. Allison, C. Savage & V. Galy. 2015. High rates of organic carbon burial in fjord sediments globally. *Nature Geosciences*. 8: 450-453.
- Soto, E., W. Caballero & E. Quiroga. 2015. Composition and vertical distribution of metazoan meiofauna assemblages on the continental shelf off central Chile. *Latin American Journal of Aquatic Research*. 43(5): 922-935.
- Tippins, D. & M. Tomczak. 2003. Meridional Turner angles and density compensation in the upper ocean. *Ocean Dynamics* 53: 332-342.
- Torres, R., N. Silva, B. Reid & M. Frangópulos. 2014. Silicic acid enrichment of subantarctic Surface water from continental inputs along the Patagonian archipelago interior seas. *Progress in oceanography*. 129, 50-61.
- Valle-Levinson, A., J. Blanco & M. Frangópulos. 2006. Hydrography and frontogenesis in a glacial fjord off the Strait of Magellan. *Ocean Dynamics*. 56: 217-227.
- Vargas, C., R. Martinez, V. San Martin, M. Aguayo, N. Silva, & R. Torres. 2011. Allochthonous subsidies of organic matter across a lake–river–fjord landscape in the

- Chilean Patagonia: Implications for marine zooplankton in inner fjord areas .Continental Shelf Research. 31: 187-201.
- Vásquez, O., S. Pineda, E. Quiroga, J. Bibiana & A. Montiel. 2012. Relación entre Clorofila-A y las variables oceanográficas en el área preglaciar del Seno Gallegos (Cordillera Darwin, Chile): bajo condiciones invernales. Anales Instituto Patagonia. 40(1):139-151
- Walsh, J. 1991. Importance of continental margins in the marine biogeochemical cycling of carbon and nitrogen. Nature. 350: 53–55.
- Winkelmann, D. & J. Knies. 2005. Recent distribution and accumulation of organic carbon on the continental margin west off Spitsbergen. Geochemistry, Geophysics, Geosystems. 6, Q09012, doi:10.1029/2005GC000916.
- You, Y. 2002. A global ocean climatological atlas of the Turner angle: implications for double-diffusion and water-mass structure. Deep-Sea Research. 1(49): 2075- 2093.
- Zajaczkowski M. & Wlodarska-Kowalczyk M. 2007. Dynamic sedimentary environments of an Arctic glacier-fed river estuary (Adventfjorden, Svalbard). I: Flux, deposition and sediment dynamics. Estuarine, Coastal and Shelf Science. 74: 285-296.
- Zapata-Hernández, G., J. Sellanes, C. Mayr & P. Muñoz. 2014. Benthic food web structure in the Comau fjord, Chile (42\_S): preliminary assessment including a site with chemosynthetic activity. Progress in Oceanography. 129: 149 - 158.
- Zar, JH. 1999. Biostatistical analysis, 4th edn. Prentice Hall, Upper Saddle River, NJ.