

PONTIFICIA UNIVERSIDAD CATÓLICA DE VALPARAÍSO  
FACULTAD DE CIENCIAS DEL MAR Y GEOGRAFÍA  
ESCUELA DE CIENCIAS DEL MAR  
CARRERA DE OCEANOGRAFÍA

**Influencia continental y oceánica sobre la distribución de gases  
de efecto invernadero en la zona de fiordos y canales chilenos  
(47,3° – 50,2° S).**

Trabajo de titulación para optar al título de Oceanógrafo

Por

Anastasia Soledad Arancibia Medina

Valparaíso

2018

**Comisión de Titulación:**

Profesor Guía: Dra. Marcela Cornejo D'Ottone \_\_\_\_\_

Profesor: Nelson Silva Sandoval MSc. \_\_\_\_\_

Profesor: Dra. Verónica Molina \_\_\_\_\_

## **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 sólo con fines académicos.

---

Anastasia Arancibia Medina

## **DEDICATORIA**

"... la ciencia es un esfuerzo de colaboración. Los resultados combinados de varias personas que trabajan juntas es a menudo mucho más eficaz de lo que podría ser el de un científico que trabaja solo."

John Bardeen

## **AGRADECIMIENTOS**

A mi compañero y mejor amigo Manuel Araos, a mis padres Soledad Medina y Raúl Arancibia por su apoyo y paciencia en el desarrollo de mis estudios. Además quiero agradecer a la comisión de mi trabajo de titulación por su apoyo, enseñanzas y paciencia para atender todas mis consultas. Gracias a mi profesora guía, Dra. Marcela Cornejo por darme la oportunidad de trabajar con ella, acogerme en su Laboratorio de Biogeoquímica de Gases de Efecto Invernadero (LABGEI) y en la confianza depositada en mi persona. A mis compañeras de laboratorio por el apoyo y compañía en los días de trabajo desarrollando nuestras tesis.

Por otra parte, quiero agradecer al Laboratorio de Biogeoquímica Marina de la Escuela de Ciencias del Mar, por facilitarme los datos de las variables físicas y químicas de mi zona de estudio. Al profesor Eduardo Quiroga y Nicole Salinas por acogerme en su laboratorio, por el apoyo y motivación para culminar mi trabajo.

## CONTENIDO

Comisión de Titulación .....	i
AUTORIZACIÓN DE USO .....	ii
DEDICATORIA .....	iii
AGRADECIMIENTOS .....	iv
CONTENIDO .....	v
RESUMEN .....	viii
ABSTRACT .....	x
INTRODUCCIÓN .....	1
Procesos de producción y/o consumo de CO <sub>2</sub> , CH <sub>4</sub> y N <sub>2</sub> O .....	2
Importancia de los fiordos chilenos en el balance de CO <sub>2</sub> , CH <sub>4</sub> y N <sub>2</sub> O .....	6
HIPÓTESIS DE TRABAJO .....	9
OBJETIVOS .....	9
Objetivo General .....	9
Objetivos Específicos .....	9
METODOLOGÍA .....	10
Área de estudio .....	10
Muestreo .....	11
Análisis de las muestras .....	11
Cálculos .....	12
Análisis de datos .....	17
RESULTADOS .....	19
Sector con mayor influencia continental (SIC).....	19
Transecta 1: golfo de Penas – canal Messier – canal Escape .....	19
Temperatura .....	19
Salinidad y densidad .....	20
Oxígeno disuelto y utilización aparente de oxígeno (AOU).....	21
Nutrientes inorgánicos (NO <sub>3</sub> <sup>-</sup> , PO <sub>4</sub> <sup>3-</sup> y H <sub>4</sub> SiO <sub>4</sub> ).....	22

Gases de efecto invernadero (CO <sub>2</sub> , CH <sub>4</sub> y N <sub>2</sub> O).....	25
Relación entre GEI y variables oceanográficas .....	28
Flujos océano – atmósfera de GEI.....	29
Balance de GEI .....	29
Transecta 2: seno Eyre – canal Icy – canal Wide .....	30
Temperatura .....	30
Salinidad y densidad .....	30
Oxígeno disuelto y utilización aparente de oxígeno (AOU).....	32
Nutrientes inorgánicos (NO <sub>3</sub> <sup>-</sup> , PO <sub>4</sub> <sup>3-</sup> y H <sub>4</sub> SiO <sub>4</sub> ).....	32
Gases de efecto invernadero (CO <sub>2</sub> , CH <sub>4</sub> y N <sub>2</sub> O).....	35
Relación entre GEI y variables oceanográficas .....	38
Flujos océano – atmósfera de GEI.....	39
Balance de GEI .....	39
Sector con mayor influencia oceánica (SIO) .....	40
Transecta 3: golfo de Penas – canal Fallos – canal Ladrillero.....	40
Temperatura .....	40
Salinidad y densidad .....	40
Oxígeno disuelto y utilización aparente de oxígeno (AOU).....	42
Nutrientes inorgánicos (NO <sub>3</sub> <sup>-</sup> , PO <sub>4</sub> <sup>3-</sup> y H <sub>4</sub> SiO <sub>4</sub> ).....	43
Gases de efecto invernadero (CO <sub>2</sub> , CH <sub>4</sub> y N <sub>2</sub> O).....	46
Relación entre GEI y variables oceanográficas .....	49
Flujos océano – atmósfera de GEI.....	50
Balance de GEI .....	50
Transecta 4: canal Trinidad – canal Picton.....	51
Temperatura .....	51
Salinidad y densidad .....	51
Oxígeno disuelto y utilización aparente de oxígeno (AOU).....	53
Nutrientes inorgánicos (NO <sub>3</sub> <sup>-</sup> , PO <sub>4</sub> <sup>3-</sup> y H <sub>4</sub> SiO <sub>4</sub> ).....	53
Gases de efecto invernadero (CO <sub>2</sub> , CH <sub>4</sub> y N <sub>2</sub> O).....	56
Relación entre GEI y variables oceanográficas .....	59

Flujos océano – atmósfera de GEI.....	60
Balance de GEI .....	60
DISCUSIÓN .....	64
CONCLUSIÓN.....	82
REFERENCIAS.....	84
ANEXOS .....	93
Anexo 1: Mecanismos de regulación de CO <sub>2</sub> .....	93
Anexo 2: Procesos de producción/consumo de CH <sub>4</sub> .....	95
Anexo 3: Procesos microbiológicos en el ciclo de N <sub>2</sub> O .....	95
Anexo 4: Distribución vertical de saturación de oxígeno disuelto y AOU en la zona de estudio.....	97
Transecta 1: golfo de Penas – canal Messier – canal Escape .....	97
Transecta 2: seno Eyre – canal Icy – canal Wide .....	98
Transecta 3: golfo de Penas – canal Fallos – canal Ladrillero.....	99
Transecta 4: canal Trinidad – canal Picton.....	100
Anexo 5: Distribución vertical de saturación de GEI y ΔGEI en la zona de estudio .....	101
Transecta 1: golfo de Penas – canal Messier – canal Escape .....	101
Transecta 2: seno Eyre – canal Icy – canal Wide .....	104
Transecta 3: golfo de Penas – canal Fallos – canal Ladrillero.....	107
Transecta 4: canal Trinidad – canal Picton.....	110
Anexo 6: Análisis estadístico.....	113
Anexo 7: Análisis de componentes principales .....	116

## RESUMEN

El CO<sub>2</sub>, CH<sub>4</sub> y N<sub>2</sub>O son importantes gases de efecto invernadero (GEI), los cuales pueden ser tanto de origen natural como antropogénico. De las fuentes naturales, los océanos incluyendo áreas costeras, estuarios y ríos, se comportan, en general, como fuentes de CH<sub>4</sub> y N<sub>2</sub>O, y como sumideros de CO<sub>2</sub>. Sin embargo, debido a la falta de información tanto espacial como temporal en zonas como los fiordos, es que su contribución al balance global no ha sido bien evaluada o incluida en las estimaciones existentes.

La investigación de GEI en la zona de fiordos y canales chilenos es reciente y escasa, por lo que el presente trabajo constituye un aporte al conocimiento del comportamiento de este tipo de zonas en relación a los GEI. El objetivo de esta tesis fue identificar la distribución espacial y vertical de los GEI (CO<sub>2</sub>, CH<sub>4</sub> y N<sub>2</sub>O) entre el golfo de Penas y el canal Trinidad (47,3° - 50,2° S), y evaluar el rol de la región como fuente o sumidero de GEI. Para ello, se utilizaron datos de variables físicas y químicas de la columna de agua obtenidas durante el crucero oceanográfico CIMAR 20 Fiordos (28 septiembre – 27 octubre 2014).

La zona de estudio se dividió en dos sectores: con mayor influencia continental (SIC) y con mayor influencia oceánica (SIO). Cada zona comprende dos transecta, abarcando un total de cuatro transecta en toda el área de estudio, en las cuales la columna de agua fue dividida en tres capas: capa de mezcla, capa pycnoclina y capa profunda. Se analizó la distribución de GEI y su relación con las variables físicas y químicas del sector, además se calcularon los flujos océano-atmósfera para cada sector y se estimó un balance general de GEI para el área de estudio.

La región de estudio presentó en la capa de mezcla, una menor concentración (saturación) de CO<sub>2</sub> y N<sub>2</sub>O, junto con una mayor concentración de CH<sub>4</sub> en el SIC (CO<sub>2</sub> 55 ± 22 %; N<sub>2</sub>O 110 ± 21 %; CH<sub>4</sub> 171 ± 121 %) en comparación con el SIO (CO<sub>2</sub> 61 ± 27 %; N<sub>2</sub>O 116 ± 30 %; CH<sub>4</sub> 145 ± 104 %). En la capa pycnoclina y en la profunda se observó en el SIC una mayor concentración (saturación) de CO<sub>2</sub> (C.Picno. 74 ± 20 %; C.Prof. 99 ± 29 %) y N<sub>2</sub>O (C.Picno. 107 ± 31 %; C.Prof. 126 ± 41 %), que el SIO (CO<sub>2</sub>: C.Picno. 66 ± 30 %; C.Prof. 83 ± 32 %; N<sub>2</sub>O: C.Picno. 102 ± 16 %; C.Prof. 112 ± 23 %). El CH<sub>4</sub> en la capa pycnoclina presentó una menor concentración (saturación) en el SIC (115 ± 50 %) que el SIO (146 ± 73 %), sin embargo en la capa profunda la concentración fue similar en ambos sectores (SIC 117 ± 50 %; SIO 117 ± 57 %).

Los flujos océano-atmósfera de los GEI, mostraron que el CO<sub>2</sub> fluye desde la atmósfera hacia el océano en ambos sectores, sin embargo el SIC presentó mayor influjo (-50,1 ± 36,9 mmol·m<sup>-2</sup>·día<sup>-1</sup>) que el SIO (-39,7 ± 39,7 mmol·m<sup>-2</sup>·día<sup>-1</sup>). Asimismo, el N<sub>2</sub>O y CH<sub>4</sub> presentaron flujos desde y hacia la atmósfera en ambos sectores, no obstante, en promedio el SIC mostró menor eflujo de N<sub>2</sub>O (7,2 ± 15,8 μmol·m<sup>-2</sup>·día<sup>-1</sup>), pero mayor eflujo de CH<sub>4</sub> (17,8 ± 27,5 μmol·m<sup>-2</sup>·día<sup>-1</sup>) a comparación del SIO (N<sub>2</sub>O 9,3 ± 16,1 μmol·m<sup>-2</sup>·día<sup>-1</sup>; CH<sub>4</sub> 8,3 ± 20,1 μmol·m<sup>-2</sup>·día<sup>-1</sup>). Aun cuando se observó alta variabilidad en los flujos de gases, el balance en la zona de estudio mostró a ambos sectores como sumidero de

GEI, donde el SIC fue mayor sumidero ( $-38,6 \pm 36,7 \text{ mmol}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{dia}^{-1}$ ) que el SIO ( $-28,2 \pm 37,7 \text{ mmol}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{dia}^{-1}$ ).

## ABSTRACT

CO<sub>2</sub>, CH<sub>4</sub> and N<sub>2</sub>O are important greenhouse gases (GHG), which can be both naturally occurring and anthropogenic. From natural sources, oceans including coastal areas, estuaries and rivers, generally behave as sources of CH<sub>4</sub> and N<sub>2</sub>O, and as sinks of CO<sub>2</sub>. However, due to the lack of spatial and temporal information in areas such as fjords, their contribution to the overall balance has not been well evaluated or included in existing estimates.

GHG research in the area of Chilean fjords and channels is recent and scarce, so the present work constitutes a contribution to the knowledge of the behavior of these types of zones in relation to GHGs. The objective of this thesis was to identify the spatial and vertical distribution of GHG (CO<sub>2</sub>, CH<sub>4</sub> and N<sub>2</sub>O) between the gulf of Penas and the Trinidad channel (47,3° - 50,2° S), and to evaluate the role of region as a GHG source or sink. For this, data of physical and chemical variables of the water column obtained from the oceanographic cruise CIMAR 20 Fiordos (28 September - 27 October 2014) were used.

The study area was divided into two sectors: with greater continental influence (SIC) and with greater oceanic influence (SIO). Each zone comprises two transects, covering a total of four transects in the entire study area, in which the water column was divided into three layers: a mixed layer, a pycnocline layer and a deep layer. The GHG distribution and its relationship with the physical and chemical variables of the sector were analyzed, and ocean-atmosphere flows were calculated for each sector and an overall GHG balance was estimated for the study area.

The study region showed a lower concentration (saturation) of CO<sub>2</sub> and N<sub>2</sub>O in the mixing layer, together with a higher concentration of CH<sub>4</sub> in SIC (CO<sub>2</sub> 55 ± 22 %; N<sub>2</sub>O 110 ± 21 %; CH<sub>4</sub> 171 ± 121 %) in comparison of SIO (CO<sub>2</sub> 61 ± 27 %; N<sub>2</sub>O 116 ± 30 %; CH<sub>4</sub> 145 ± 104 %). In the pycnocline layer and deep layer, was observed in the SIC a highest concentration (saturation) of CO<sub>2</sub> (C.Picno. 74 ± 20 %; C.Prof. 99 ± 29 %) and N<sub>2</sub>O (C.Picno. 107 ± 31 %; C.Prof. 126 ± 41 %), that the SIO (CO<sub>2</sub>: C.Picno. 66 ± 30 %; C.Prof. 83 ± 32 %; N<sub>2</sub>O: C.Picno. 102 ± 16 %; C.Prof. 112 ± 23 %). The CH<sub>4</sub> in the pycnocline layer showed a lower concentration (saturation) in the SIC (115 ± 50 %) that the SIO (146 ± 73 %), however in the deep layer the concentration was similar in both sectors (SIC 117 ± 50 %; SIO 117 ± 57 %).

The ocean-atmosphere fluxes of the GHGs showed that the CO<sub>2</sub> flows from the atmosphere to the ocean in both sectors, however the SIC showed the greatest influx (-50,1 ± 36,9 mmol·m<sup>-2</sup>·dia<sup>-1</sup>) that the SIO (-39,7 ± 39,7 mmol·m<sup>-2</sup>·dia<sup>-1</sup>). In addition, the N<sub>2</sub>O and CH<sub>4</sub> presented fluxes to and from the atmosphere in both sectors, however, on average the SIC showed lower eflux of N<sub>2</sub>O (7,2 ± 15,8 μmol·m<sup>-2</sup>·dia<sup>-1</sup>), but higher CH<sub>4</sub> eflux (17,8 ± 27,5 μmol·m<sup>-2</sup>·dia<sup>-1</sup>) compared to SIO (N<sub>2</sub>O 9,3 ± 16,1 μmol·m<sup>-2</sup>·dia<sup>-1</sup>; CH<sub>4</sub> 8,3 ± 20,1 μmol·m<sup>-2</sup>·dia<sup>-1</sup>). Even when high variability in gas flows was observed, the balance in the study area showed both sectors as a GHG sink, where the SIC was the largest sink (-38,6 ± 36,7 mmol·m<sup>-2</sup>·dia<sup>-1</sup>) that the SIO (-28,2 ± 37,7 mmol·m<sup>-2</sup>·dia<sup>-1</sup>).

## INTRODUCCIÓN

Una de las principales causas del calentamiento global es el incremento de las concentraciones de gases de efecto invernadero (GEI) en la atmósfera ( $\text{CO}_2$ ,  $\text{CH}_4$  y  $\text{N}_2\text{O}$ ), las que, impiden que el calor emitido por la Tierra sea expulsado hacia el espacio exterior, generando un calentamiento de su superficie. Estos gases se han incrementado desde la era preindustrial, debido en gran medida, a la actividad humana. Gases como el  $\text{CH}_4$  y  $\text{N}_2\text{O}$  son 20-25 y 200-300 veces más poderosos como gases de efecto invernadero que el  $\text{CO}_2$ , respectivamente (Manne & Richels, 2001; Enhalt *et al.*, 2001).

La contribución de GEI a la atmósfera puede ser tanto de origen natural como antropogénico. Entre las fuentes naturales de GEI, los océanos, incluyendo áreas costeras, estuarios y ríos, son en general fuentes de  $\text{CH}_4$  y  $\text{N}_2\text{O}$ , contribuyendo entre 4 y 15 Tg  $\text{CH}_4$ /año (Anderson *et al.*, 2010) y entre 4 y 7 Tg N/año (Nevison *et al.*, 1995; Bange, 2006). Respecto al  $\text{CO}_2$  los océanos actúan, principalmente como sumidero, secuestrando 2,2 Pg C/año (Takahashi *et al.*, 2002). Sin embargo, debido a la falta de información espacial como temporal, respecto a los aportes y secuestros de GEI en los distintos ambientes marinos, es que existen grandes incertezas respecto a la dirección de intercambio océano-atmósfera de estos gases (Anderson *et al.*, 2010; Torres *et al.*, 2011).

Es importante considerar que la producción y/o consumo de GEI en el océano, considerando áreas costeras, estuarios y ríos, está influenciada por características oceanográficas propias de cada zona, como gradientes salinos y térmicos, concentración de oxígeno disuelto, aporte de nutrientes, vientos, morfología, circulación, mezcla vertical, etc. Por ejemplo, áreas con altas tasas de remineralización de materia orgánica, favorecen altas tasas de producción de  $\text{CO}_2$  y bajos niveles de oxígeno disuelto lo que favorece la producción de  $\text{N}_2\text{O}$  y  $\text{CH}_4$ . Asimismo, una disminución de la temperatura y la salinidad, aumenta la solubilidad de los gases favoreciendo la captación desde la atmósfera.

No obstante, la contribución de GEI de las áreas costeras, estuarios y ríos, no ha sido bien evaluada y una parte importante de ellos no ha sido incluida en los balances globales de estos gases. Dentro de estos ambientes no evaluados se encuentran los sistemas de fiordos. En estos ecosistemas, existe una heterogeneidad de condiciones físicas y biogeoquímicas debido a que, la confluencia de los aportes de agua dulce provenientes de lluvias, escurrimiento, ríos y deshielos, y los aportes de agua de mar del océano adyacente, produce características oceanográficas estuarinas, generando segregación horizontal y vertical de temperatura, salinidad, nutrientes y gases disueltos. Así, es frecuente la ocurrencia de fuertes gradientes horizontales de salinidad a lo largo de un fiordo y la presencia de pronunciadas picnoclinas que separan la capa superficial de la capa profunda. Estas condiciones tienen una influencia significativa en los ciclos biogeoquímicos involucrados en la producción y/o consumo de GEI, así como también, en su distribución espacial (Libes, 1992; Nevison *et al.*, 1995; Silva & Calvete, 2002; Bange, 2006; Palma-Flemming *et al.*, 2008).

Cabe señalar, que las características batimétricas (presencia de umbrales, constricciones, cuencas profundas, etc.) de la zona interior de los fiordos y canales, pueden ejercer una barrera física que dificulta la renovación del agua profunda facilitando la generación de zonas con bajo oxígeno disuelto, donde se favorece el consumo de N<sub>2</sub>O por desnitrificación (Arancibia, 2014) y posiblemente el proceso de metanogénesis.

## **Procesos de producción y/o consumo de CO<sub>2</sub>, CH<sub>4</sub> y N<sub>2</sub>O**

### **Dióxido de Carbono (CO<sub>2</sub>)**

El CO<sub>2</sub> es el gas invernadero responsable de más del 50% del efecto invernadero cuya concentración atmosférica alcanzó 390 ppm al año 2011. Este gas es producido naturalmente por procesos de respiración aeróbica y anaeróbica, y también por procesos antropogénicos, los cuales están relacionados principalmente con la quema de combustibles fósiles, la deforestación y la fabricación de cemento (Ciais *et al.*, 2013).

Los principales mecanismos que intervienen en la regulación del CO<sub>2</sub> en el océano son, la bomba biológica (tejidos suaves o blandos y carbonato) y la bomba de solubilidad (Libes, 1992; Sarmiento & Gruber, 2006) (para más detalle, ver anexo).

### **Metano (CH<sub>4</sub>)**

El CH<sub>4</sub> es el más potente GEI que contribuye aproximadamente con un 20% del efecto invernadero (Libes, 1992; Karl *et al.*, 2008) cuya concentración atmosférica alcanzó 1803 ppb al año 2011 (Ciais *et al.*, 2013). Los océanos son importantes fuentes de CH<sub>4</sub> hacia la atmósfera, aportando entre 1 y 4% de las emisiones globales anuales. Pero a pesar de la importancia global, la dinámica de este gas en el océano es poco entendida (Karl *et al.*, 2008).

Las emisiones de CH<sub>4</sub> están vinculadas a procesos biológicos, en los cuales las arqueas descomponen materia orgánica en condiciones anóxicas, mediante el proceso conocido como metanogénesis. Este proceso ocurre en suelos, fecas de vacas y termitas, en plantaciones de arroz, en humedales y en vertederos donde se presentan condiciones anóxicas (Karl *et al.*, 2008; Anderson *et al.*, 2010).

Sin embargo, se han observado sobresaturaciones de CH<sub>4</sub> en la capa superficial bien oxigenada del océano, lo que fue descrito como la “paradoja del metano oceánico” (Karl *et al.*, 2008). Para explicar estas sobresaturaciones de CH<sub>4</sub> en un ambiente óxico como la capa superficial, existen diferentes hipótesis tales como, que el CH<sub>4</sub> es producido en partículas orgánicas suspendidas en la picnoclina (Holmes *et al.*, 2000) o que en condiciones deficientes de fósforo los organismos autótrofos pueden utilizar compuestos de fósforo orgánicos (dimetilsulfonopropionato (DMSP) o metilfosfonato (MPn)) como fuente de fósforo, lo que podría producir CH<sub>4</sub> (Karl *et al.*, 2008; Damm *et al.*, 2010). Por otro lado, en ambientes poco profundos cerca de la costa, la metanogénesis en el sedimento puede contribuir a las concentraciones CH<sub>4</sub> en la columna de agua (Bangue, 2006).

Parte del CH<sub>4</sub> puede ser utilizado en condiciones aeróbicas y anaeróbicas. La oxidación aeróbica de CH<sub>4</sub> es llevada a cabo por bacterias metanotróficas, que utilizan el CH<sub>4</sub> como fuente de energía y como su mayor fuente de carbono. Estos metanotrofos son aerobios obligados. Este proceso es conocido como metanotrofia (Topp & Hanson, 1991; Reeburgh, 2007; Anderson *et al.*, 2010). La oxidación anaeróbica de CH<sub>4</sub> (AMO), ocurre en la superficie de los sedimentos y en zonas de mínimo oxígeno (ZMO). Otro proceso para el consumo de CH<sub>4</sub> en condiciones anaeróbicas, es la metanogénesis inversa (Reeburgh, 2007; para más detalle, ver anexo). Además, el CH<sub>4</sub> puede difundir hacia la capa superficial y transferirse a la atmósfera. En la columna de agua y en la atmósfera el CH<sub>4</sub> es oxidado relativamente rápido (vida media en la atmósfera de 10 años) (Karl *et al.*, 2008).

### **Óxido Nitroso (N<sub>2</sub>O)**

Desde la era preindustrial, la concentración de N<sub>2</sub>O ha aumentado 50 ppb (de 270 a 320 ppb) y en las últimas décadas ha aumentado a una tasa anual de 0,25% (Battle *et al.*, 1996). Además de su importancia en la troposfera, en la estratosfera el N<sub>2</sub>O está involucrado en las reacciones de destrucción de la capa de ozono, contribuyendo así al incremento de la radiación ultra violeta (Forster *et al.*, 2007). El aporte anual global de N<sub>2</sub>O hacia la atmósfera es de 17,7 Tg N (Mosier *et al.*, 1998; Bange *et al.*, 2010), donde la contribución antropogénica abarca cerca del 50% con actividades tales como, producción de nylon, quema de combustibles fósiles, emisiones vehiculares y la agricultura, esta última considerada como la principal fuente de N<sub>2</sub>O antropogénico debido al uso de fertilizantes nitrogenados que favorecen la producción de N<sub>2</sub>O en los suelos (Enhalt *et al.*, 2001).

El N<sub>2</sub>O es producido naturalmente por dos principales procesos microbianos, la nitrificación y la desnitrificación, los cuales pueden ocurrir tanto en suelos como en el océano (Wrage *et al.*, 2001; Arp & Stein, 2003). En este último se pueden producir en la columna de agua, en los sedimentos y en partículas en suspensión (Bange, 2006; Bange *et al.*, 2010). La producción de N<sub>2</sub>O por ambos procesos se ve favorecida bajo condiciones subóxicas, mientras que su consumo por desnitrificación en condiciones anóxicas (para más

detalle, ver anexo). Si bien, la concentración de oxígeno disuelto es un factor clave para la producción de  $N_2O$ , otros factores como la disponibilidad de materia orgánica, la regeneración de  $NH_4^+$ , la concentración de  $NO_3^-$  y  $NO_2^-$  también influyen en la producción y acumulación de  $N_2O$  (Azam *et al.*, 2002; Dong *et al.*, 2002; Farías & Cornejo, 2007).

Existe un tercer proceso que podría producir  $N_2O$  como subproducto, llamado reducción desasimilatoria de nitrato a amonio (DNRA). El nitrato ( $NO_3^-$ ) se reduce a nitrito ( $NO_2^-$ ), éste pasa a  $N_2O$  y finalmente a amonio ( $NH_4^+$ ). En los sedimentos este proceso puede ser mediado por bacterias fermentativas del tipo anaerobias obligadas (e.g. *Clostridium* spp.), anaerobias facultativas (e.g. *Escherichia coli*) y algunas aerobias (e.g. *Bacillus* spp.) (Welsh *et al.*, 2001; Yin *et al.*, 2002; Sgouridis *et al.*, 2011). Las condiciones que promueven la DNRA son similares a la desnitrificación (baja concentración de oxígeno disuelto, disponibilidad de  $NO_3^-$  y sustratos orgánicos). Sin embargo, la microbiología y la dinámica reguladora de DNRA en la columna de agua y en suelos sigue siendo incierta (Sgouridis *et al.*, 2011). No obstante, se ha observado que la magnitud de este proceso es relativamente pequeña en comparación con la nitrificación y la desnitrificación (Suntharalingam & Sarmiento, 2000; Yin *et al.*, 2002; Senga *et al.*, 2006; Sgouridis *et al.*, 2011).

El consumo de  $N_2O$  en el océano se puede producir en la columna de agua y en los sedimentos, este proceso se conoce como fijación de  $N_2O$ , donde ocurre una reducción asimilatoria de  $N_2O$  a amoníaco ( $NH_3$ ). En la columna de agua se han observado subsaturaciones de  $N_2O$  en la capa superficial bien oxigenada donde, la desnitrificación no puede ocurrir y el intercambio océano-atmósfera podría mantener las concentraciones en equilibrio o ligeramente sobresaturadas con respecto a la atmósfera. Sin embargo, estas subsaturaciones se atribuyen a cianobacterias las que son capaces de utilizar  $N_2O$  como fuente de nitrógeno. Esto, se debería al menor costo energético que implica usar  $N_2O$  en vez de romper el triple enlace del  $N_2$ . En suelos la reducción de  $N_2O$  es producida por la enzima nitrogenasa, la cual reduce directamente el  $N_2O$  a  $NH_3$  en condiciones anóxicas (Vieten *et al.*, 2008; Cornejo *et al.*, 2015).

## **Importancia de los fiordos chilenos en el balance de CO<sub>2</sub>, CH<sub>4</sub> y N<sub>2</sub>O**

En Chile, se encuentra una de las regiones de fiordos más extensas del mundo, con 84.000 km de línea de costa, desde Puerto Montt (41,4°S) hasta Cabo de Hornos (55°S), de la cual se tiene un adecuado conocimiento de las características oceanográficas (Silva & Palma, 2006) pero un escaso conocimiento de su rol en el balance global de GEI (Torres *et al.*, 2011).

La zona de aguas interiores de canales y fiordos chilenos entre el Golfo de Penas y el Estrecho de Magallanes, se caracteriza por presentar, en general, una estructura vertical de 2 capas: una superior (20-30 m) cálida en verano y fría en invierno, bien oxigenada, menos salina, con fuertes haloclinas y con un menor contenido de nutrientes, y una capa profunda donde la temperatura es menor, poco oxigenada, más salina y con mayor contenido de nutrientes. Sin embargo, los fiordos de la Patagonia central de Chile (entre 50° y 53°S) se caracterizan, en invierno y primavera, por poseer los menores valores de temperatura en la capa superficial, mientras que en la capa profunda la temperatura aumenta, determinada por la conjunción de aguas de origen continental y oceánico (Silva & Calvete, 2002; Sievers & Silva, 2006; Silva, 2006; Fernández, 2015).

La distribución de GEI en la zona de fiordos patagónicos chilenos, los estudios realizados muestran que la región se comporta como un sumidero de CO<sub>2</sub> en los periodos de primavera y verano, presentando fuertes insaturaciones de CO<sub>2</sub>, mientras que en invierno, presenta ligeras saturaciones de CO<sub>2</sub>, aun así, los fiordos patagónicos son considerados como sumidero de CO<sub>2</sub> atmosférico, capturando anualmente  $\sim -5 \text{ mol C} \cdot \text{m}^{-2}$ . No obstante, la captación y liberación de CO<sub>2</sub>, por las aguas superficiales de los fiordos dependerá de los procesos metabólicos dominantes (autótrofos versus heterótrofos) y del grado de estratificación de la columna de agua (Torres *et al.*, 2011).

El N<sub>2</sub>O presenta gran variabilidad en la capa superficial de los fiordos. Palma-Fleming *et al.* (2008) realizaron un estudio en la zona de fiordos y canales chilenos entre

43,5° y 46,7 °S, mostrando en general, insaturaciones de N<sub>2</sub>O en temporada de invierno, mientras que en primavera presentó ligeras sobresaturaciones N<sub>2</sub>O. Por otra parte, más hacia el sur, entre 50° y 53 °S, se registró una alta variabilidad en las concentraciones superficiales, las cuales fueron relacionadas a la distribución de temperatura y salinidad en la región. Los flujos océano-atmósfera de N<sub>2</sub>O al norte de 51,5 °S fueron, en general, desde el océano hacia la atmósfera con un máximo de 15,6  $\mu\text{mol}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{día}^{-1}$ , mientras que al sur de 51,5 °S si bien existieron flujos desde el océano hacia la atmósfera, también se presentaron fuertes flujos desde la atmósfera hacia el océano con un mínimo de -13,82  $\mu\text{mol}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{día}^{-1}$ , asociados a la presencia de aguas menos salinas y frías (Arancibia, 2014). En ambos estudios la sobresaturación de N<sub>2</sub>O fue atribuida a procesos de nitrificación.

El CH<sub>4</sub> en la zona de fiordos y canales chilenos entre 50° y 53 °S, mostró una alta variabilidad en la distribución superficial de CH<sub>4</sub> con concentraciones desde subsaturadas a sobresaturadas (17 – 535% de saturación). Sin embargo, como patrón general se observó que la zona norte del área de estudio (50° a 51,2 °S) presentó mayores concentraciones de CH<sub>4</sub> y por lo tanto sobresaturaciones, mientras que en la zona sur (51,6° a 53 °S) presentó menores concentraciones y subsaturaciones de CH<sub>4</sub>. Los flujos océano-atmósfera de CH<sub>4</sub> en toda la zona de estudio fluctuaron entre -16,6 y +20,4  $\mu\text{mol}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{día}^{-1}$ . En la zona norte los flujos fueron principalmente desde el océano hacia la atmósfera ( $2,82 \pm 5,49 \mu\text{mol}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{día}^{-1}$ ) constituyendo una fuente de CH<sub>4</sub> hacia la atmósfera, la que dependería principalmente del grado de saturación de este gas en la capa de mezcla y por forzantes biogeoquímicos tales como, la disponibilidad de PO<sub>4</sub><sup>3-</sup> y SiO<sub>4</sub><sup>4-</sup>. Por su parte, en la zona sur los flujos fueron desde la atmósfera hacia el océano ( $-0,54 \pm 7,20 \mu\text{mol}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{día}^{-1}$ ) comportándose como un sumidero, asociado principalmente a la bajas temperaturas y descarga de aguas de glaciares (Fernández, 2015).

Debido a la alternancia entre fuente y sumidero de GEI conocida hasta hoy en día en la zona de fiordos patagónicos chilenos, es que el presente trabajo de titulación dará a conocer el comportamiento como fuente o sumidero, en la zona comprendida entre el golfo de Penas y el canal Trinidad. Para ello se realizó un balance de gases, donde los flujos de

CH<sub>4</sub> y N<sub>2</sub>O fueron transformados a flujos de CO<sub>2</sub>-equivalentes para luego ser sumados a los flujos de CO<sub>2</sub> y obtener un valor representativo de los tres gases. Además se realizó una comparación entre una zona con mayor influencia de aguas continentales (SIC) y otra con mayor influencia de aguas oceánicas (SIO), para comprender la influencia de las diferentes características oceanográficas de cada zona sobre la distribución de GEI.

## **HIPÓTESIS DE TRABAJO**

Las condiciones oceanográficas en el sector con mayor influencia continental (SIC; menor temperatura y salinidad) favorecen el secuestro de GEI (CO<sub>2</sub>-equi.) en comparación al sector con mayor influencia oceánica (SIO; mayor temperatura y salinidad), en los fiordos y canales chilenos entre el Golfo de Penas y el Canal Trinidad.

## **OBJETIVOS**

### **Objetivo General**

Comparar la distribución espacial y vertical de gases de efecto invernadero (CO<sub>2</sub>, CH<sub>4</sub> y N<sub>2</sub>O) de los fiordos localizados en el sector continental y oceánico entre el golfo de Penas y el canal Trinidad (47,3° – 50,2° S), y evaluar el rol de los sectores como fuente o sumidero de GEI.

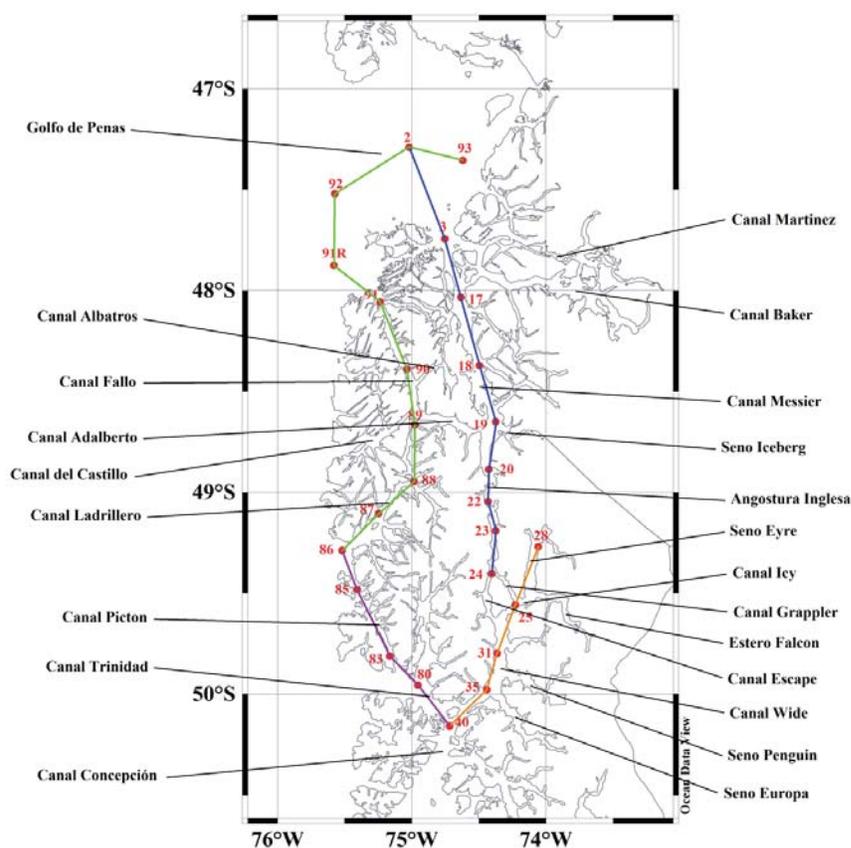
### **Objetivos Específicos**

- Comparar, la distribución espacial y vertical de las variables físicas (temperatura, salinidad y densidad) y químicas (oxígeno disuelto, nutrientes y GEI) entre el sector continental y oceánico.
- Contrastar entre el sector continental y oceánico, los flujos de intercambio de GEI entre el ambiente marino de los fiordos y la atmósfera.
- Estimar, si el sector continental y oceánico se comportaron como fuente o sumidero de GEI durante el periodo de estudio.

## METODOLOGÍA

### Área de estudio

La zona de estudio se encuentra ubicada entre el golfo de Penas y el canal Trinidad (47,3 a 50,2 °S; Figura 1). En ella se efectuó un total de 42 estaciones oceanográficas entre el 28 de septiembre y 27 de octubre del año 2014, a bordo del buque científico Cabo de Hornos de la Armada de Chile, durante el crucero oceanográfico CIMAR 20 Fiordos. Con la finalidad de contrastar el grado de influencia continental y oceánica sobre el comportamiento de los GEI en la zona de estudio, se seleccionaron 26 estaciones de dicho crucero.



**Figura 1.** Ubicación de la zona de estudio y estaciones oceanográficas (círculos rojos), del crucero CIMAR 20 Fiordos, utilizadas en el estudio. Las líneas de colores corresponden a las transectas seleccionadas: T1 (azul), T2 (naranja), T3 (verde) y T4 (morada).

## **Muestreo**

En cada estación oceanográfica se realizaron mediciones de temperatura, conductividad y presión con un CTD SeaBird, modelo 25. Asimismo, utilizando botellas Niskin instaladas en una roseta oceanográfica, se tomaron muestras de agua de mar a distintas profundidades (0, 5, 10, 25, 50, 75, 100, 150, 200, 250, 300, 400, 500 y 600 m) para la determinación de oxígeno disuelto, nutrientes y GEI.

Las muestras para la determinación de oxígeno disuelto, se tomaron en matraces Erlenmeyer yodométricos, evitando la formación de burbujas para no alterar su concentración en las muestras y se fijaron inmediatamente con 1 ml de solución A ( $\text{MnCl}_2$ ) y luego 1 ml de solución B (KI-NaOH), para su posterior análisis a bordo.

Las muestras para el análisis de GEI, se tomaron en duplicado inmediatamente después de la toma de muestras de oxígeno disuelto, mediante una manguera tygon. Las muestras fueron almacenadas en viales de vidrio de 20 mL y preservadas con 50  $\mu\text{L}$  de Cloruro de Mercurio ( $\text{HgCl}_2$ ) para evitar toda actividad biológica, y posteriormente selladas herméticamente sin que quedaran burbujas de aire al interior. Las muestras fueron almacenadas en oscuridad y a temperatura ambiente  $< 20^\circ\text{C}$  hasta su análisis en laboratorio.

Las muestras para el análisis de nutrientes fueron tomadas después del muestreo de gases disueltos, en botellas asépticas de polietileno de alta densidad (50 mL) y posteriormente congeladas a una temperatura menor o igual a  $-20^\circ\text{C}$ , hasta su posterior análisis en laboratorio.

## **Análisis de las muestras**

La determinación de oxígeno disuelto se realizó a bordo, de acuerdo al método de Winkler modificado por Carpenter (1965).

La determinación de GEI (CO<sub>2</sub>, CH<sub>4</sub> y N<sub>2</sub>O), se realizó en el Laboratorio de Biogeoquímica de Gases de Efecto Invernadero (LABGEI) de la PUCV, para ello se utilizó la técnica headspace (McAuliffe, 1971) y las muestras fueron analizadas a través de un cromatógrafo de gases Greenhouse CG-2014 (Shimatzu), el cual, está equipado con un Detector de Captura de Electrones (ECD) para la determinación de N<sub>2</sub>O y de un detector de Ionización en Llama (FID), unido a un metanizador, para la determinación de CO<sub>2</sub> y CH<sub>4</sub>. Las concentraciones de cada gas fueron calculadas mediante una curva de calibración con un estándar (Scotty Analyzed Gases) de 600, 5 y 1 ppm de CO<sub>2</sub>, CH<sub>4</sub> y N<sub>2</sub>O, respectivamente.

El análisis de nutrientes (PO<sub>4</sub><sup>-3</sup>, NO<sub>3</sub><sup>-</sup> y Si(OH)<sub>4</sub><sup>-</sup>) se realizó mediante análisis colorimétricos en un autoanalizador de nutrientes, de acuerdo a la metodología de Atlas et al. (1971), en el Laboratorio de Biogeoquímica Marina de la Escuela de Ciencias del Mar, PUCV. Los datos de NO<sub>3</sub><sup>-</sup> incluyen los de NO<sub>2</sub><sup>-</sup>, ya que estos últimos no fueron medidos, debido a su baja concentración en la zona.

## **Cálculos**

### **Flujos océano-atmósfera de GEI**

Los flujos de GEI (CO<sub>2</sub>, CH<sub>4</sub> y N<sub>2</sub>O) a través de la interface océano-atmósfera (Ecuación 1) fueron calculados utilizando la ecuación de Broecker & Peng (1974) modificada por Wanninkhof (1992):

$$F_g = K_w \{ [GEI_{cm}] - [GEI_{sat}] \} [\mu\text{mol}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{día}^{-1}] \quad \text{Ecuación 1}$$

Donde:

[GEI cm] = concentración de GEI que hay en la capa de mezcla en  $\mu\text{mol}\cdot\text{m}^{-3}$ .

[GEI sat] = concentración de GEI en equilibrio con la atmósfera (utilizando como valor atmosférico 390 ppm, 1803 ppb y 324 ppb para CO<sub>2</sub>, CH<sub>4</sub> y N<sub>2</sub>O, respectivamente) en  $\mu\text{mol}\cdot\text{m}^{-3}$ . Ésta se determina según la ley de Henry, la cual describe que la presión parcial de un gas sobre un líquido con el cual está en estado de equilibrio termodinámico, es directamente proporcional a la concentración en el líquido, es decir  $[A]_{\text{equil.}} = S_A \cdot p^A$ , incluyendo la función de saturación del vapor de agua (Ecuación 2), dada por Weiss & Price (1980) (Sarmiento & Gruber, 2006):

$$p^{\text{H}_2\text{O}}/p = \exp[24,4543 - 67,4509 \cdot (100/T) - 4,8489 \cdot \ln(T/100) - 0,000544 \cdot S] \quad \text{Ecuación 2}$$

La función de solubilidad de GEI en el agua de mar, se determinó mediante el método descrito por Weiss & Price (1980) para CO<sub>2</sub> y N<sub>2</sub>O, y por Wiesenburg & Guinasso (1979) para CH<sub>4</sub> (Sarmiento & Gruber, 2006; Ecuación 3).

$$\text{Ln}(\ ) = A_1 + A_2(100/T) + A_3 \text{Ln}(T/100) + A_4(T/100)^2 + S [B_1 + B_2(T/100) + B_3(T/100)^2]$$

Ecuación 3

Para CO<sub>2</sub>:     A1 = -160,7333; A2 = 215,4152; A3 = 89,8920; A4 = -1,47759  
                   B1 = 0,029941; B2 = -0,027455; B3 = 0,0053407

Para N<sub>2</sub>O:     A1 = -165,8806; A2 = 222,8743; A3 = 92,0792; A4 = -1,48425  
                   B1 = -0,056235; B2 = 0,031619; B3 = -0,0048472

Para CH<sub>4</sub>:     A1 = -68,8862; A2 = 101,4956; A3 = 28,7314  
                   B1 = -0,076146; B2 = 0,043970; B3 = -0,0068672

Donde:

T = temperatura in situ de la muestra en grados Kelvin ( $T(\text{K}) = t(^{\circ}\text{C}) + 273,15$ ).

S = salinidad in situ de la muestra.

$K_w$  = velocidad pistón ( $m \cdot día^{-1}$ ) que considera la velocidad del viento, la viscosidad cinemática y la difusión molecular del gas (Ecuación 4), dada por Holmen & Liss (1984):

$$K_w = 0,31 \cdot u_{10}^2 \cdot (Sc/660)^{-0,5} [cm \cdot hr^{-1}] \quad \text{Ecuación 4}$$

Donde:

$u_{10}$  = velocidad del viento a 10 m de altura ( $m \cdot s^{-1}$ ).

Sc = número dimensional de Schmidt (Ecuación 5) en función de la temperatura ( $^{\circ}C$ ) en el agua de mar, a una salinidad de 35 (Wanninkhof, 1992):

$$Sc = 2301,1 - 151,1 \cdot t + 4,7364 \cdot t^2 - 0,059431 \cdot t^3 \quad \text{Ecuación 5}$$

Si Fg es positivo el flujo de gas es desde el océano hacia la atmósfera (eflujo), y si Fg es negativo el flujo es desde la atmósfera hacia el océano (influjo).

### **Balance de GEI en la región**

Para determinar el aporte de la zona de los tres GEI considerados en el presente trabajo, se realizó un balance de ellos para cada transecta. El balance se calculó en términos de aporte de  $CO_2$  considerando las equivalencias de  $CH_4$  y  $N_2O$  respecto a  $CO_2$ , utilizando el poder radiativo (capacidad de retener calor debido a la radiación infrarroja), siendo para el  $CH_4$  un factor de 25 veces el  $CO_2$  y para el  $N_2O$  un factor de 298 veces el  $CO_2$ , de acuerdo al IPCC del año 2013. Así, en cada estación los flujos de cada gas fueron multiplicados por los factores respectivos, resultando en flujos de  $CO_2$ -equivalentes. De este modo, los dos nuevos flujos obtenidos fueron sumados al flujo de  $CO_2$  determinando el balance por estación.

Si el balance de gases es positivo, la transecta se comporta como fuente de GEI hacia la atmósfera y si el balance es negativo, la transecta se comporta como sumidero de GEI.

### **Producción/consumo aparente de GEI ( $\Delta\text{CO}_2$ , $\Delta\text{CH}_4$ y $\Delta\text{N}_2\text{O}$ )**

La producción/consumo aparente de estos gases se obtuvo de la diferencia entre el valor al equilibrio de acuerdo al algoritmo de Weiss & Price (1980) (Ecuación 2) y la concentración *in situ* (Ecuación 6). Si el valor de  $\Delta\text{GEI}$  es negativo, existe consumo de estos gases (sumidero) y si el valor es positivo, existe producción de estos gases (fuente).

$$\Delta\text{GEI} = [\text{GEI}]_{(\text{obs.})} - [\text{GEI}]_{(\text{sat.})} \quad \text{Ecuación 6}$$

### **Utilización aparente de oxígeno (AOU)**

La utilización aparente de oxígeno disuelto, se determinó mediante la diferencia entre la concentración de oxígeno disuelto al equilibrio (valor de saturación), calculada de acuerdo al algoritmo de Weiss & Price (1980) (Ecuación 2) y el valor observado o medido (Ecuación 7). Si el valor de AOU es positivo, existe consumo de oxígeno disuelto y si el valor es negativo, existe producción de oxígeno disuelto (Libes, 1992; Sarmiento & Gruber, 2006).

$$\text{AOU} = [\text{O}_2]_{(\text{sat.})} - [\text{O}_2]_{(\text{obs.})} \quad [\text{mL}\cdot\text{L}^{-1}] \quad \text{Ecuación 7}$$

### **Deficiencia de nitrógeno ( $\text{N}^*$ )**

La deficiencia de nitrógeno se determinó mediante el coeficiente  $\text{N}^*$ , y utilizada como trazador de desnitrificación y fijación de  $\text{N}_2$ . El  $\text{N}^*$  considera la concentración de fosfato ( $\text{PO}_4^{3-}$ ) y nitrato ( $\text{NO}_3^-$ ), para determinar la existencia de una desviación de la relación de Redfield ( $\text{NO}_3^- : \text{PO}_4^{3-} = 16:1$ ), de acuerdo a:

$$\text{N}^* = \text{N} - 16 \cdot \text{P} + 2,9 \quad [\text{mmol}\cdot\text{m}^{-3}] \quad \text{Ecuación 8}$$

El tipo de desviación respecto de la relación de Redfield, permite inferir el proceso que estaría afectando dicha relación. Si el valor de  $N^*$  es negativo, el cuerpo de agua presentaría deficiencia de nitrógeno debido a la desnitrificación y/o anammox, mientras que un valor positivo sugiere la existencia de fijación de  $N_2$  (Sarmiento & Gruber, 2006; Rojas, 2015).

### **Profundidad capa de mezcla**

La capa de mezcla es comúnmente considerada como la región cerca de la superficie con trazadores oceánicos verticalmente uniformes (temperatura, salinidad y densidad) sobre una capa de mayor cambio vertical (Kara et al., 2000; Lorbacher et al., 2006).

La profundidad de esta capa, se determinó mediante el criterio de Levitus (1982) considerando la distribución vertical de densidad. El límite de esta capa es definido como la profundidad donde se produce un cambio vertical de densidad de  $0,125 \text{ m}^3/\text{kg}$  respecto de la densidad a 0 m (Kara et al., 2000).

### **Profundidad capa picnoclina**

Se definió el límite inferior de la capa picnoclina, como la profundidad donde se produce un cambio vertical de densidad de  $0,06 \text{ m}^3/\text{kg}$ . Debido a que los perfiles de densidad presentaron gran variabilidad en profundidad, se suavizó el perfil en cada estación, calculando un promedio cada 5 m. Luego se calculó la diferencia de estos promedios de densidad, es decir  $\text{valor}(n+1) - \text{valor}(n)$ , para así observar el cambio de  $0,06 \text{ m}^3/\text{kg}$ . Finalmente la capa picnoclina se establece desde el límite inferior de la capa de mezcla hasta la profundidad calculada de acuerdo al criterio anteriormente explicado.

## Análisis de datos

Con el objetivo de comparar la distribución de GEI en fiordos localizados en un sector continental y oceánico, el área de estudio se dividió en 2 sectores, uno con mayor influencia continental (SIC) y otro con mayor influencia oceánica (SIO). En cada zona se consideraron dos transecta (Figura 1; Tabla 1), abarcando un total de cuatro transecta en toda el área de estudio.

**Tabla 1.** Transectas con sus respectivas estaciones, correspondientes a cada zona del área de estudio.

Sector	Transecta	Estaciones
SIC	T1 (azul)	2, 3, 17, 18, 19, 20, 22, 23 y 24
	T2 (naranja)	25, 28, 31, 35 y 40
SIO	T3 (verde)	40, 80, 83, 85 y 86
	T4 (morado)	2, 86, 87, 88, 89, 90, 91, 91R, 92 y 93

Para cada transecta se generaron secciones verticales de temperatura, salinidad, densidad, oxígeno disuelto, nutrientes y GEI, para analizar sus distribuciones horizontales y verticales. Las secciones se graficaron con el programa *Ocean Data View 4* (ODV Versión 4.7.9, Schlitzer R., Ocean Data View, <https://odv.awi.de>, 2016). La columna de agua se dividió en tres capas en cada transecta, capa de mezcla, capa picnoclina y capa profunda. La capa de mezcla y capa picnoclina fue determinada de acuerdo a los criterios descritos anteriormente. La capa profunda fue considerada desde el límite inferior de la capa picnoclina hasta la máxima profundidad en la que se colectaron muestras de GEI en cada estación oceanográfica.

Con el objeto de determinar potenciales causantes de la distribución de GEI, se realizó un análisis estadístico de correlación de *Spearman* con un intervalo de confianza del 90% ( $p < 0,1$ ), entre GEI ( $\Delta$ GEI) y temperatura, salinidad, densidad, oxígeno disuelto, AOU, nutrientes inorgánicos y N\* en las tres capas de la columna de agua. Este análisis se

realizó a través del programa *XLSTAT Free* (Versión 18.07, 2016), utilizando el coeficiente de correlación “r” ( $> 0,5$ ) y el nivel de significancia a través de la probabilidad “p”. Si  $p < 0,1$  el resultado es estadísticamente significativo, existe relación lineal entre las variables, y si  $p \geq 0,1$  el resultado no es estadísticamente significativo, no hay correlación lineal entre las variables.

Para analizar el intercambio de GEI océano-atmósfera y el comportamiento de la zona de estudio como fuente o sumidero, se graficó la distribución espacial de los flujos y el balance de GEI.

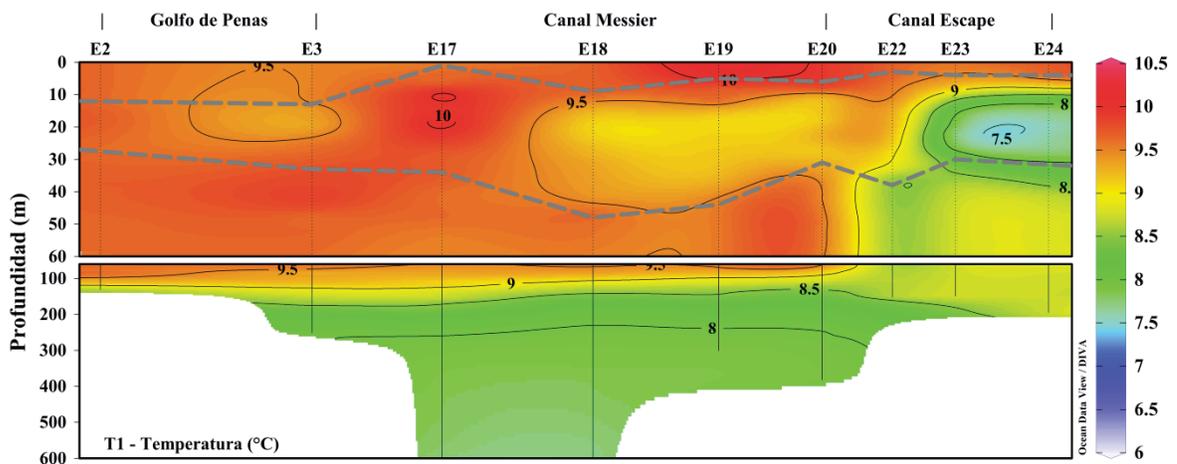
## RESULTADOS

### Sector con mayor influencia continental (SIC)

#### Transecta 1: golfo de Penas – canal Messier – canal Escape

##### Temperatura

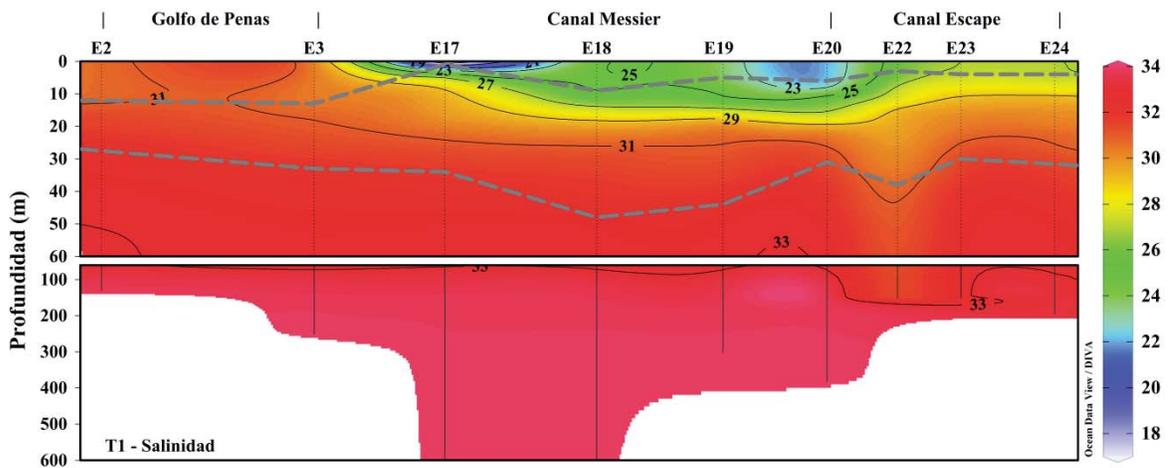
La temperatura en la capa de mezcla fluctuó entre 9,5 (Est. 23) y 10,1 °C (Est. 19). En la capa pycnoclina los valores oscilaron entre 7,5 (Est. 24) y 10,0 °C (Est. 17), observándose un núcleo de baja temperatura en el sector sur de la transecta, centrado a ~20 m. En la capa profunda la temperatura varió entre 7,8 (Est. 18) y 9,9 °C (Est. 3). En general la temperatura disminuyó en profundidad y hacia el sector sur de la transecta (Figura 2).



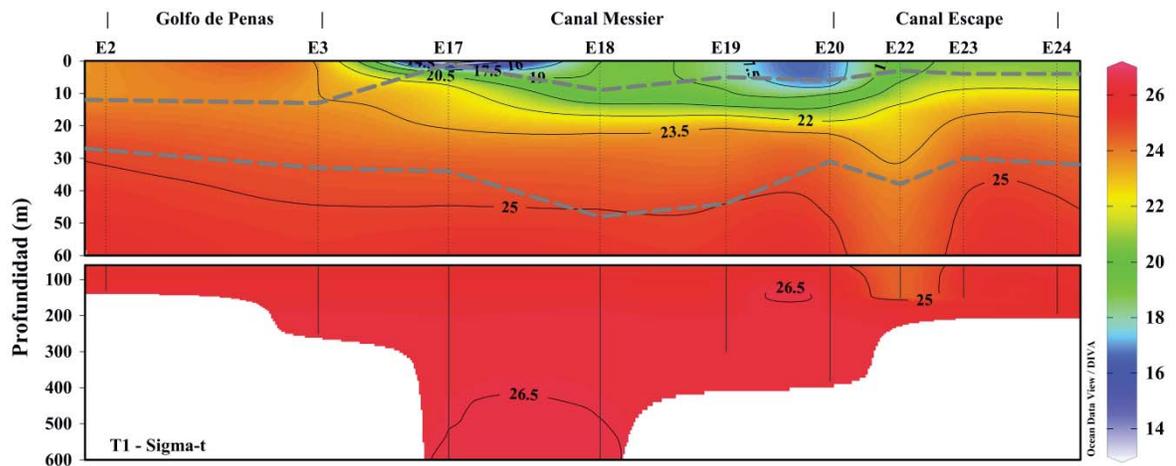
**Figura 2.** Distribución de T (°C) en la columna de agua, para la transecta 1 (SIC). Las líneas discontinuas corresponden a las divisiones entre capas (capa de mezcla, capa pycnoclina y capa profunda).

## Salinidad y densidad

La salinidad y densidad en la capa de mezcla fluctuaron entre 17,3 (Est. 17) y 30,9 (Est. 2) para la salinidad y entre 13,2 (Est. 17) y 23,8  $\sigma_t$  (Est. 2) para la densidad. En la capa pycnoclina la salinidad osciló entre 20,8 (Est. 17) y 32,5 (Est. 18), y la densidad fluctuó entre 15,9 (Est. 17) y 25,1  $\sigma_t$  (Est. 18). En la capa profunda la salinidad varió entre 30,8 (Est. 22) y 33,9 (Est. 18), y la densidad fluctuó entre 24,0 (Est. 22) y 26,5  $\sigma_t$  (Est. 18). Fue posible distinguir a lo largo de los canales en los primeros ~10 m baja concentración de salinidad y densidad, destacando dos núcleos con salinidad < 20 y densidad < 18  $\sigma_t$  (Est. 17 y 20). En general la salinidad y densidad en la columna de agua presentaron un comportamiento similar, lo que indicaría que la densidad estaría siendo influenciada mayormente por la salinidad (Figuras 3 y 4).



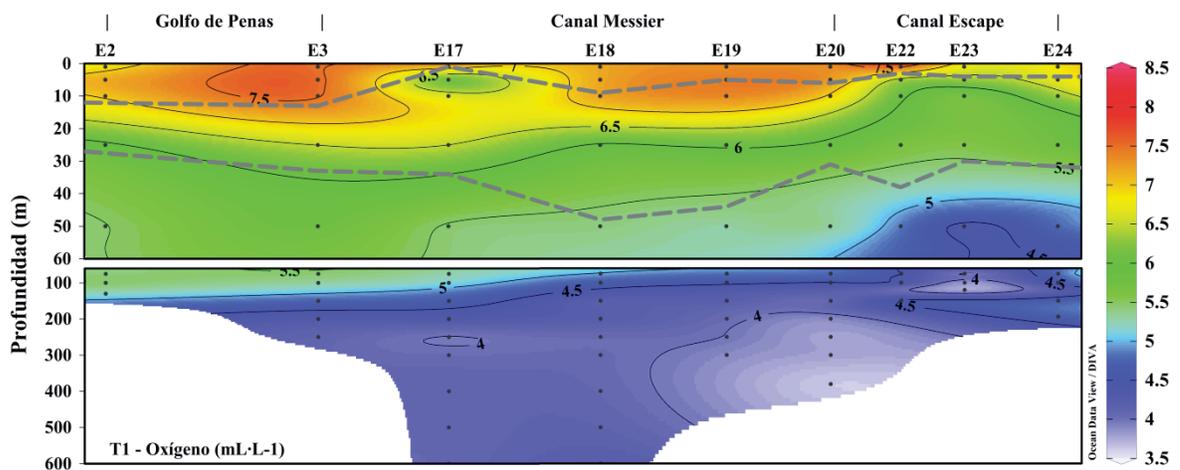
**Figura 3.** Distribución de S en la columna de agua, para la transecta 1 (SIC). Las líneas discontinuas corresponden a las divisiones entre capas (capa de mezcla, capa pycnoclina y capa profunda).



**Figura 4.** Distribución de  $\sigma_t$  en la columna de agua, para la transecta 1 (SIC). Las líneas discontinuas corresponden a las divisiones entre capas (capa de mezcla, capa pycnoclina y capa profunda).

### Oxígeno disuelto y utilización aparente de oxígeno (AOU)

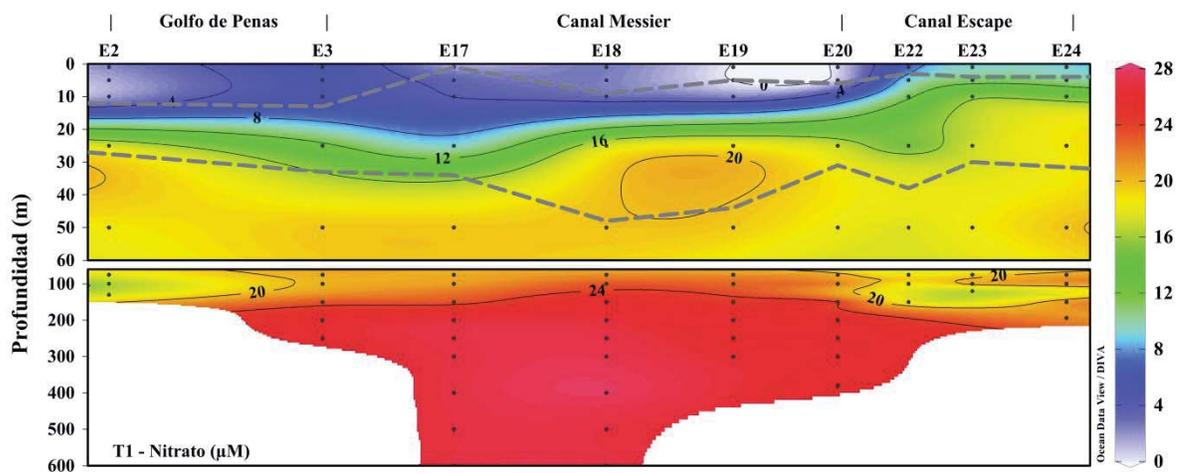
En la capa de mezcla el oxígeno disuelto fluctuó entre 6,7 (100% saturación; Est. 23) y 7,7  $\text{mL}\cdot\text{L}^{-1}$  (114% saturación; Est. 22). Los valores de AOU fueron en su mayoría negativos, a excepción de la Est. 23 (0,02  $\text{mL}\cdot\text{L}^{-1}$ ). En la capa pycnoclina el oxígeno varió entre 5,6 (82% saturación; AOU 1,2  $\text{mL}\cdot\text{L}^{-1}$ ; Est. 23) y 7,4  $\text{mL}\cdot\text{L}^{-1}$  (109% saturación; AOU -0,6  $\text{mL}\cdot\text{L}^{-1}$ ; Est. 19). En la capa profunda se observó valores entre 3,6 (54% saturación; AOU 3,0  $\text{mL}\cdot\text{L}^{-1}$ ; Est. 20) y 5,8  $\text{mL}\cdot\text{L}^{-1}$  (89% saturación; AOU 0,7  $\text{mL}\cdot\text{L}^{-1}$ ; Est. 3). En general la concentración de oxígeno disuelto disminuyó y el AOU aumentó con la profundidad (Figura 5; Figuras 53 y 54 Anexos).



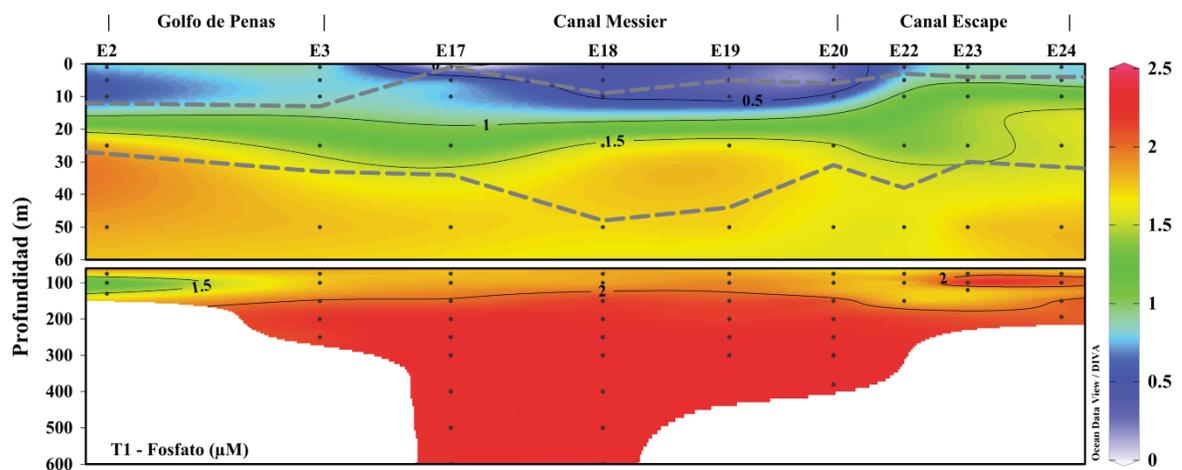
**Figura 5.** Distribución de oxígeno disuelto ( $\text{mL}\cdot\text{L}^{-1}$ ) en la columna de agua, para la transecta 1 (SIC). Las líneas discontinuas corresponden a las divisiones entre capas (capa de mezcla, capa pycnoclina y capa profunda).

### Nutrientes inorgánicos ( $\text{NO}_3^-$ , $\text{PO}_4^{3-}$ y $\text{H}_4\text{SiO}_4$ )

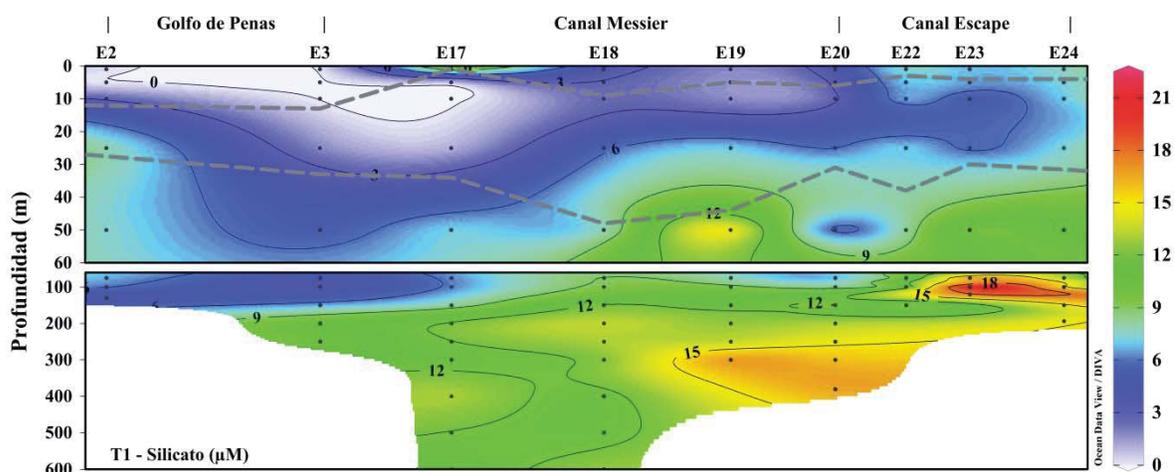
En la capa de mezcla el  $\text{NO}_3^-$  fluctuó entre bajo el límite de detección (Est. 19 y 20) y  $9,5 \mu\text{M}$  (Est. 23), el  $\text{PO}_4^{3-}$  fluctuó entre bajo el límite de detección (Est. 17) y  $0,9 \mu\text{M}$  (Est. 23), y el  $\text{H}_4\text{SiO}_4$  presentó concentraciones entre bajo el límite de detección (Est. 2 y 3) y  $10,2 \mu\text{M}$  (Est. 17). En la capa pycnoclina el  $\text{NO}_3^-$  y  $\text{PO}_4^{3-}$  oscilaron entre  $2,4$  (Est. 19) y  $18,7 \mu\text{M}$  (Est. 24) para  $\text{NO}_3^-$  y entre  $0,4$  (Est. 19) y  $1,8 \mu\text{M}$  (Est. 2) para  $\text{PO}_4^{3-}$ , el  $\text{H}_4\text{SiO}_4$  en cambio varió entre bajo el límite de detección (Est. 17) y  $7,9 \mu\text{M}$  (Est. 2). En la capa profunda el  $\text{NO}_3^-$  fluctuó entre  $16,3$  (Est. 2) y  $27,8 \mu\text{M}$  (Est. 18), el  $\text{PO}_4^{3-}$  varió entre  $1,2$  (Est. 2) y  $2,4 \mu\text{M}$  (Est. 20), y el  $\text{H}_4\text{SiO}_4$  presentó concentraciones entre  $4,1$  (Est. 3) y  $22,1 \mu\text{M}$  (Est. 23). En general el  $\text{NO}_3^-$  y  $\text{PO}_4^{3-}$  presentaron una distribución similar en la columna de agua, aumentando en profundidad (Figuras 6, 7 y 8).



**Figura 6.** Distribución de  $\text{NO}_3^-$  ( $\mu\text{M}$ ) en la columna de agua, para la transecta 1 (SIC). Las líneas discontinuas corresponden a las divisiones entre capas (capa de mezcla, capa pycnoclina y capa profunda).

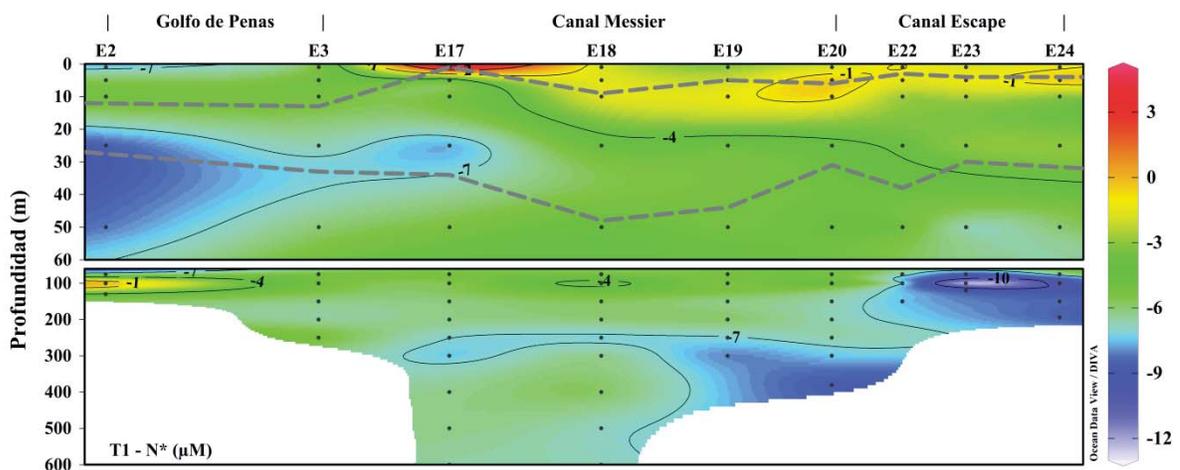


**Figura 7.** Distribución de  $\text{PO}_4^{3-}$  ( $\mu\text{M}$ ) en la columna de agua, para la transecta 1 (SIC). Las líneas discontinuas corresponden a las divisiones entre capas (capa de mezcla, capa pycnoclina y capa profunda).



**Figura 8.** Distribución de  $\text{H}_4\text{SiO}_4$  ( $\mu\text{M}$ ) en la columna de agua, para la transecta 1 (SIC). Las líneas discontinuas corresponden a las divisiones entre capas (capa de mezcla, capa pycnoclina y capa profunda).

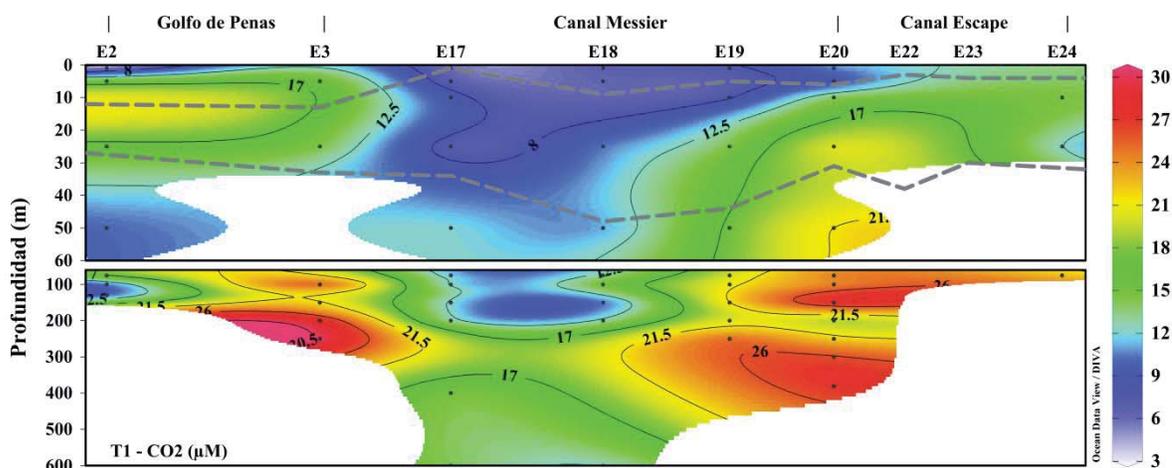
Con respecto al  $\text{N}^*$ , en la capa de mezcla los valores oscilaron entre  $-7,3$  (Est. 2) y  $4,7 \mu\text{M}$  (Est. 17). En la capa pycnoclina los valores fluctuaron entre  $-8,5$  (Est. 2) y  $-0,4 \mu\text{M}$  (Est. 24). En la capa profunda se observó valores entre  $-13,1$  (Est. 23) y  $-0,1 \mu\text{M}$  (Est. 2). En general se observaron valores negativos de  $\text{N}^*$  en toda la columna de agua, con la excepción de la capa de mezcla en la Est. 17. Los valores fueron más negativos en profundidad (Figura 9).



**Figura 9.** Distribución de  $N^*$  ( $\mu\text{M}$ ) en la columna de agua, para la transecta 1 (SIC). Las líneas discontinuas corresponden a las divisiones entre capas (capa de mezcla, capa pycnoclina y capa profunda).

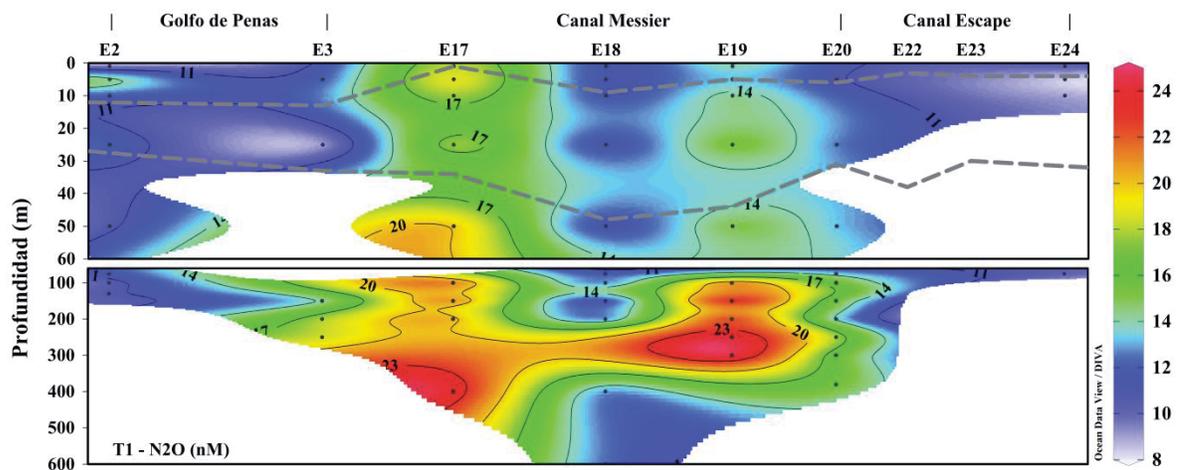
### Gases de efecto invernadero ( $\text{CO}_2$ , $\text{CH}_4$ y $\text{N}_2\text{O}$ )

La concentración de  $\text{CO}_2$  en la capa de mezcla fluctuó entre 5,5 (33% saturación;  $\Delta\text{CO}_2$  -11,1  $\mu\text{M}$ ; Est. 2) y 15,9  $\mu\text{M}$  (95% saturación;  $\Delta\text{CO}_2$  -0,9  $\mu\text{M}$ ; Est. 3). En la capa pycnoclina los valores oscilaron entre 6,7 (40% saturación;  $\Delta\text{CO}_2$  -10,2  $\mu\text{M}$ ; Est. 17) y 20,4  $\mu\text{M}$  (121% saturación;  $\Delta\text{CO}_2$  3,5  $\mu\text{M}$ ; Est. 20). En la capa profunda el  $\text{CO}_2$  varió entre 10,1 (59% saturación;  $\Delta\text{CO}_2$  -6,9  $\mu\text{M}$ ; Est. 2) y 30,3  $\mu\text{M}$  (174% saturación;  $\Delta\text{CO}_2$  12,9  $\mu\text{M}$ ; Est. 3). En general se observó aumento de concentración (producción) de  $\text{CO}_2$  en profundidad (Figura 10; Figuras 61 y 62 Anexos).



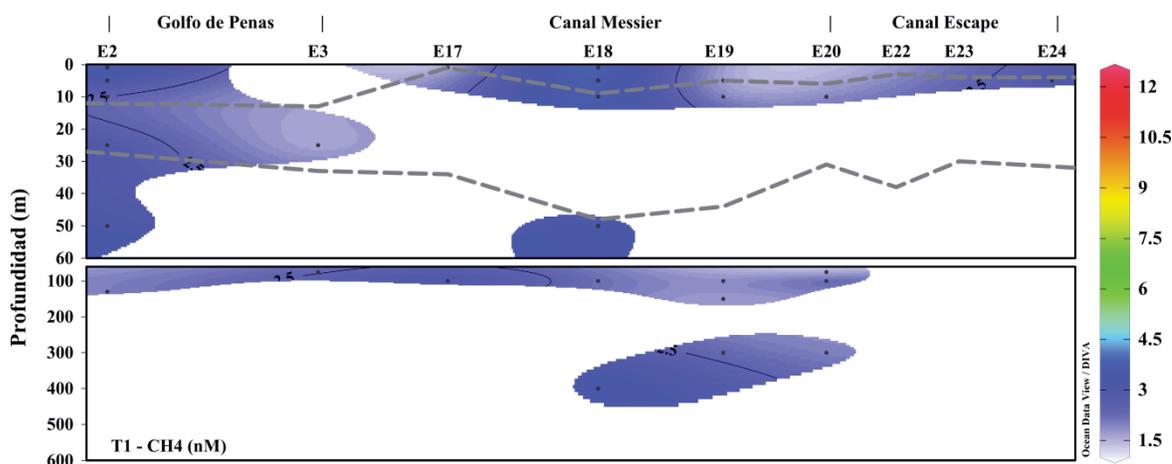
**Figura 10.** Distribución de  $\text{CO}_2$  ( $\mu\text{M}$ ) en la columna de agua, para la transecta 1 (SIC). Las líneas discontinuas corresponden a las divisiones entre capas (capa de mezcla, capa pycnoclina y capa profunda).

La concentración de  $\text{N}_2\text{O}$  en la capa de mezcla osciló entre 9,3 (89% saturación;  $\Delta\text{N}_2\text{O}$  -1,2 nM; Est. 2) y 18,1 nM (160% saturación;  $\Delta\text{N}_2\text{O}$  6,8 nM; Est. 17). En la capa pycnoclina los valores fluctuaron entre 8,3 (77% saturación;  $\Delta\text{N}_2\text{O}$  -2,4 nM; Est. 24) y 19,1 nM (179% saturación;  $\Delta\text{N}_2\text{O}$  8,4 nM; Est. 17). En la capa profunda el  $\text{N}_2\text{O}$  varió entre 10,2 (96% saturación;  $\Delta\text{N}_2\text{O}$  -0,5 nM; Est. 24) y 24,9 nM (227% saturación;  $\Delta\text{N}_2\text{O}$  13,9 nM; Est. 19). En general se observó aumento de concentración (producción) de  $\text{N}_2\text{O}$  en profundidad (Figura 11; Figuras 63 y 64 Anexos).



**Figura 11.** Distribución de  $N_2O$  (nM) en la columna de agua, para la transecta 1 (SIC). Las líneas discontinuas corresponden a las divisiones entre capas (capa de mezcla, capa pycnoclina y capa profunda).

Respecto al  $CH_4$ , en la capa de mezcla fluctuó entre 1,6 (55% saturación;  $\Delta CH_4$  -1,4 nM; Est. 17) y 3,9 nM (136% saturación;  $\Delta CH_4$  1,0 nM; Est. 18). En la capa pycnoclina los valores oscilaron entre 1,7 (61% saturación;  $\Delta CH_4$  -1,1 nM; Est. 3) y 3,8 nM (132% saturación;  $\Delta CH_4$  0,9 nM; Est. 18). En la capa profunda el  $CH_4$  varió entre 1,6 (59% saturación;  $\Delta CH_4$  -1,1 nM; Est. 20) y 3,4 nM (123% saturación;  $\Delta CH_4$  0,6 nM; Est. 18). En general en toda la columna de agua se observó baja concentración ( $< 4$  nM) y poca variación a lo largo de la transecta (Figura 12; Figuras 65 y 66 Anexos).



**Figura 12.** Distribución de  $\text{CH}_4$  (nM) en la columna de agua, para la transecta 1 (SIC). Las líneas discontinuas corresponden a las divisiones entre capas (capa de mezcla, capa pycnoclina y capa profunda).

### Relación entre GEI y variables oceanográficas

El  $\text{CO}_2$  ( $\Delta\text{CO}_2$ ) en la capa de mezcla tuvo una correlación significativa negativa con AOU ( $\text{CO}_2$   $r = -0,83$   $p = 0,01$ ;  $\Delta\text{CO}_2$   $r = -0,85$   $p = 0,01$ ). En la capa pycnoclina se observó una correlación positiva significativa con  $\text{NO}_3^-$  ( $\Delta\text{CO}_2$   $r = 0,59$   $p = 0,05$ ),  $\text{PO}_4^{3-}$  ( $\text{CO}_2$   $r = 0,53$   $p = 0,08$ ;  $\Delta\text{CO}_2$   $r = 0,66$   $p = 0,02$ ) y  $\text{H}_4\text{SiO}_4$  ( $\text{CO}_2$  y  $\Delta\text{CO}_2$   $r = 0,70$   $p = 0,01$ ). Además se observó una correlación negativa significativa con la temperatura ( $\text{CO}_2$   $r = -0,50$   $p = 0,09$ ). En la capa profunda no se presentaron correlaciones significativas con las diferentes variables físicas y químicas.

El  $\text{N}_2\text{O}$  ( $\Delta\text{N}_2\text{O}$ ) en la capa de mezcla no presentó correlaciones significativas con las diferentes variables físicas y químicas. En la capa pycnoclina se observó una correlación positiva significativa con temperatura ( $\text{N}_2\text{O}$   $r = 0,57$   $p = 0,05$ ;  $\Delta\text{N}_2\text{O}$   $r = 0,61$   $p = 0,04$ ) y negativa con  $\text{H}_4\text{SiO}_4$  ( $\text{N}_2\text{O}$   $r = -0,59$   $p = 0,05$ ;  $\Delta\text{N}_2\text{O}$   $r = -0,62$   $p = 0,03$ ). En la capa profunda este gas mostró una correlación negativa significativa solo con oxígeno disuelto ( $\text{N}_2\text{O}$   $r = -0,50$   $p = 0,00$ ).

Respecto al  $\text{CH}_4$  ( $\Delta\text{CH}_4$ ), en toda la columna de agua no se presentaron correlaciones significativas con las diferentes variables físicas y químicas.

### **Flujos océano – atmósfera de GEI**

A lo largo de la transecta los flujos de  $\text{CO}_2$  fueron desde la atmósfera hacia el océano, fluctuando entre  $-3,1$  (Est. 3; viento  $7,98 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ ) y  $-110,9 \text{ mmol}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{d}^{-1}$  (Est. 2; viento  $18,34 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ ) (Figura 46). En general, la transecta presentó un intercambio de  $\text{N}_2\text{O}$  desde el océano hacia la atmósfera, con un máximo de  $42,7 \text{ }\mu\text{mol}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{d}^{-1}$  (Est. 17; viento  $10,78 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ ), a excepción del sector sur de la transecta (Est. 24) donde se observó influjo de  $\text{N}_2\text{O}$  ( $-1,2 \text{ }\mu\text{mol}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{d}^{-1}$ ; viento  $8,44 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ ) (Figura 47). Los flujos de  $\text{CH}_4$  fueron desde y hacia la atmósfera, con valores que fluctuaron entre  $-8,6$  (Est. 17) y  $6,6 \text{ }\mu\text{mol}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{d}^{-1}$  (Est. 2) (Figura 48).

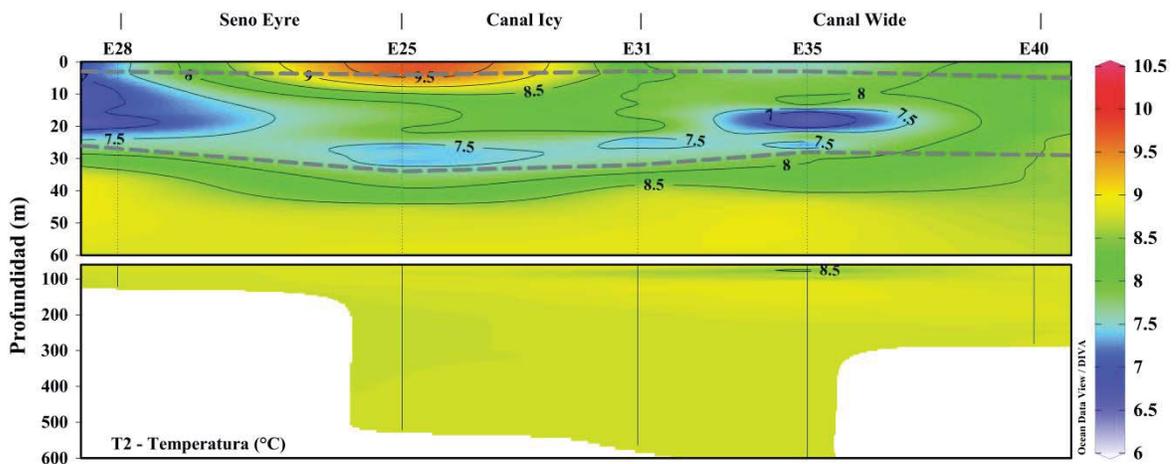
### **Balance de GEI**

La estimación del balance de los GEI mostró que todas las estaciones se comportaron como un sumidero de GEI, aun cuando se observaron algunos flujos positivos de  $\text{N}_2\text{O}$  y  $\text{CH}_4$ . El balance general de GEI fluctuó entre  $-0,36$  (Est. 24) y  $-102,5 \text{ mmol}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{d}^{-1}$  (Est. 2) de  $\text{CO}_2\text{-eq}$  (Figura 49).

## Transecta 2: seno Eyre – canal Icy – canal Wide

### Temperatura

La temperatura en la capa de mezcla fluctuó entre 7,4 (Est. 28) y 9,8 °C (Est. 25). En la capa pycnoclina los valores oscilaron entre 6,6 (Est. 35) y 9,4 °C (Est. 25), a lo largo de esta capa se observaron núcleos de baja temperatura ( $< 7,5^{\circ}\text{C}$ ). En la capa profunda la temperatura fluctuó entre 7,7 (Est. 28) y 8,9 °C (Est. 35). Se observó heterogeneidad de la temperatura en las primeras dos capas, en la capa profunda ésta fue menos variable (Figura 13).

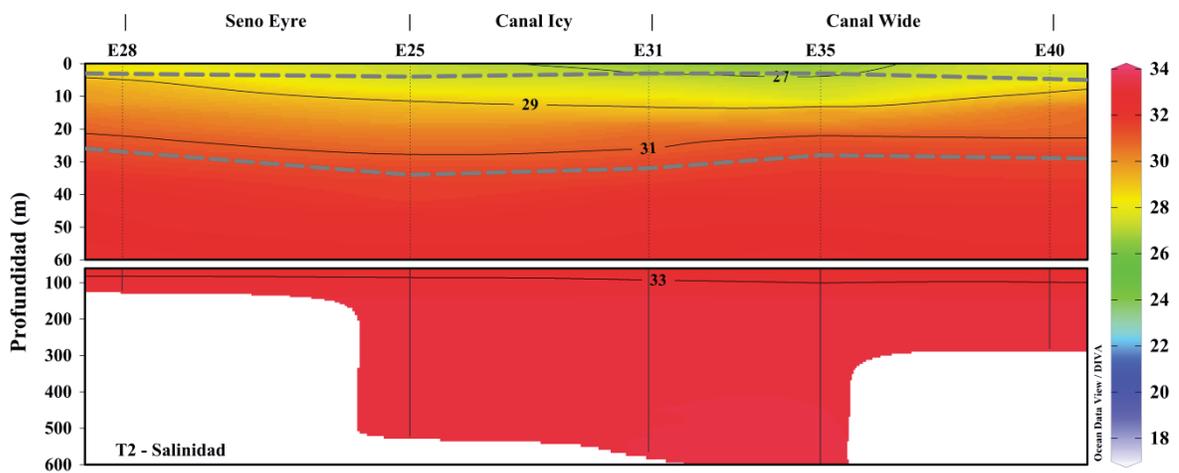


**Figura 13.** Distribución de T (°C) en la columna de agua, para la transecta 2 (SIC). Las líneas discontinuas corresponden a las divisiones entre capas (capa de mezcla, capa pycnoclina y capa profunda).

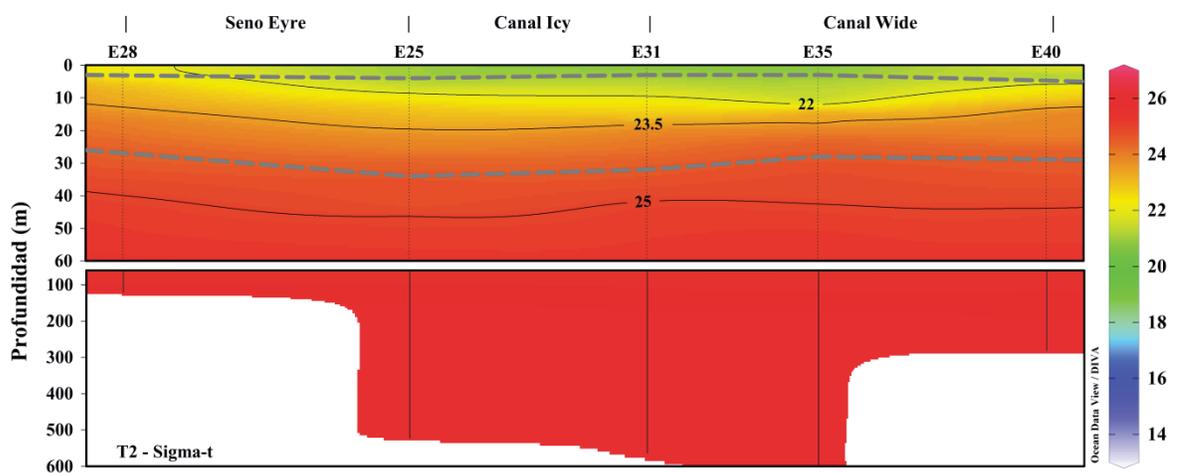
### Salinidad y densidad

La salinidad y densidad en la capa de mezcla fluctuaron entre 26,8 (Est. 35) y 28,5 (Est. 28) para la salinidad y entre 20,9 (Est. 35) y 22,3  $\sigma_t$  (Est. 28) para la densidad. En la capa pycnoclina la salinidad osciló entre 27,0 (Est. 35) y 31,6 (Est. 40), y la densidad fluctuó entre 21,0 (Est. 35) y 24,7  $\sigma_t$  (Est. 25). En la capa profunda la salinidad varió entre

31,4 (Est. 28) y 33,4 (Est. 35), y la densidad osciló entre 24,5 (Est. 28) y 26,0  $\sigma_t$  (Est. 35). Ambas variables aumentaron en profundidad. En general la salinidad y densidad en la columna de agua presentaron un comportamiento similar, lo que indicaría que la densidad estaría siendo influenciada mayormente por la salinidad (Figuras 14 y 15).



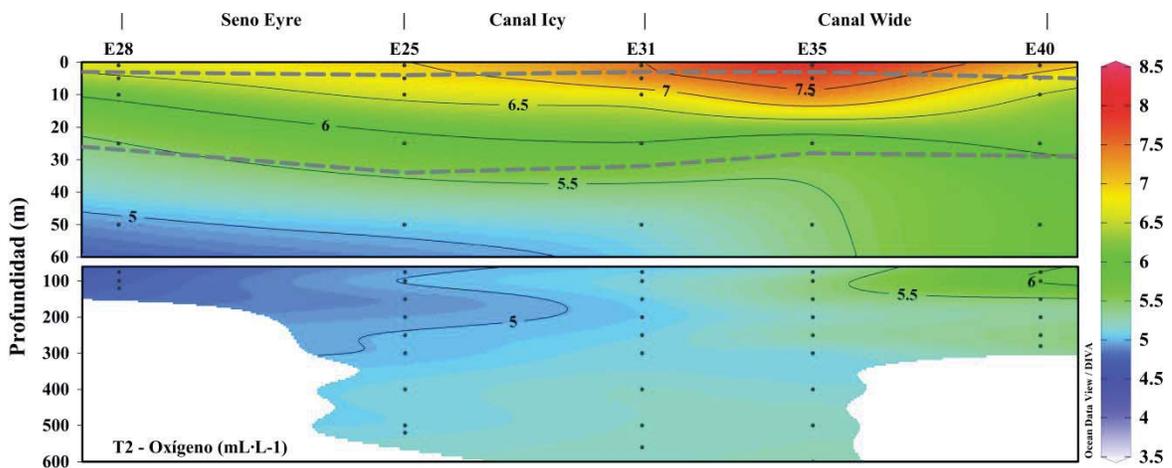
**Figura 14.** Distribución de S en la columna de agua, para la transecta 2 (SIC). Las líneas discontinuas corresponden a las divisiones entre capas (capa de mezcla, capa pycnoclina y capa profunda).



**Figura 15.** Distribución de  $\sigma_t$  en la columna de agua, para la transecta 2 (SIC). Las líneas discontinuas corresponden a las divisiones entre capas (capa de mezcla, capa pycnoclina y capa profunda).

## Oxígeno disuelto y utilización aparente de oxígeno (AOU)

En la capa de mezcla el oxígeno disuelto fluctuó entre 6,7 (96% saturación; Est. 28) y 7,9 mL·L<sup>-1</sup> (113% saturación; Est. 35). Los valores de AOU fueron en su mayoría negativos, a excepción de la Est. 28 (0,3 mL·L<sup>-1</sup>) y Est. 40 (0,06 mL·L<sup>-1</sup>). En la capa pycnoclina el oxígeno varió entre 5,5 (80% saturación; AOU 1,3 mL·L<sup>-1</sup>; Est. 28) y 7,7 mL·L<sup>-1</sup> (110% saturación; AOU -0,7 mL·L<sup>-1</sup>; Est. 35). En la capa profunda se observaron valores entre 4,7 (72% saturación; AOU 1,8 mL·L<sup>-1</sup>; Est. 28) y 6,0 mL·L<sup>-1</sup> (92% saturación; AOU 0,5 mL·L<sup>-1</sup>; Est. 40). La Est. 35 presentó la mayor concentración de oxígeno disuelto en la columna de agua. En general, la concentración de oxígeno disuelto disminuyó y el AOU aumentó con la profundidad (Figura 16; Figuras 55 y 56 Anexos).

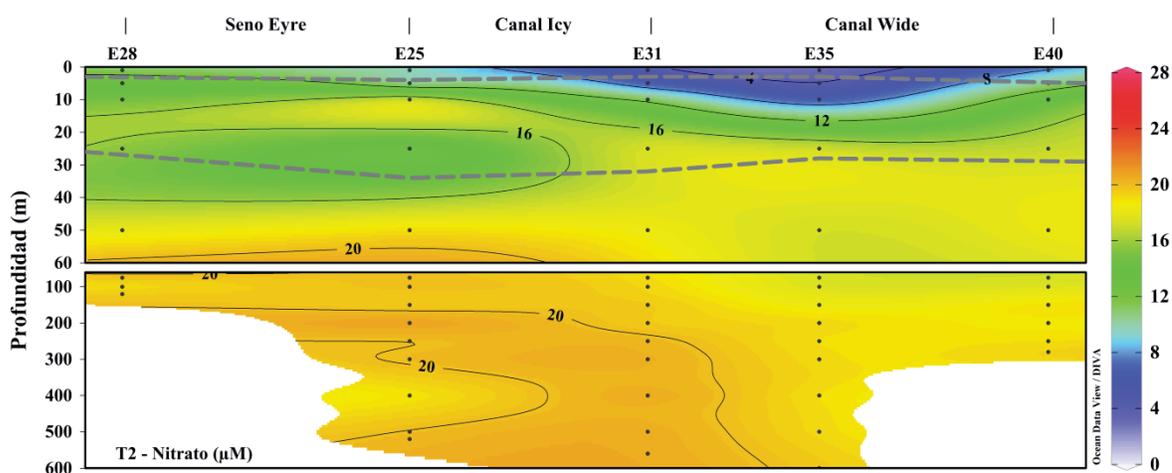


**Figura 16.** Distribución de oxígeno disuelto (mL·L<sup>-1</sup>) en la columna de agua, para la transecta 2 (SIC). Las líneas discontinuas corresponden a las divisiones entre capas (capa de mezcla, capa pycnoclina y capa profunda).

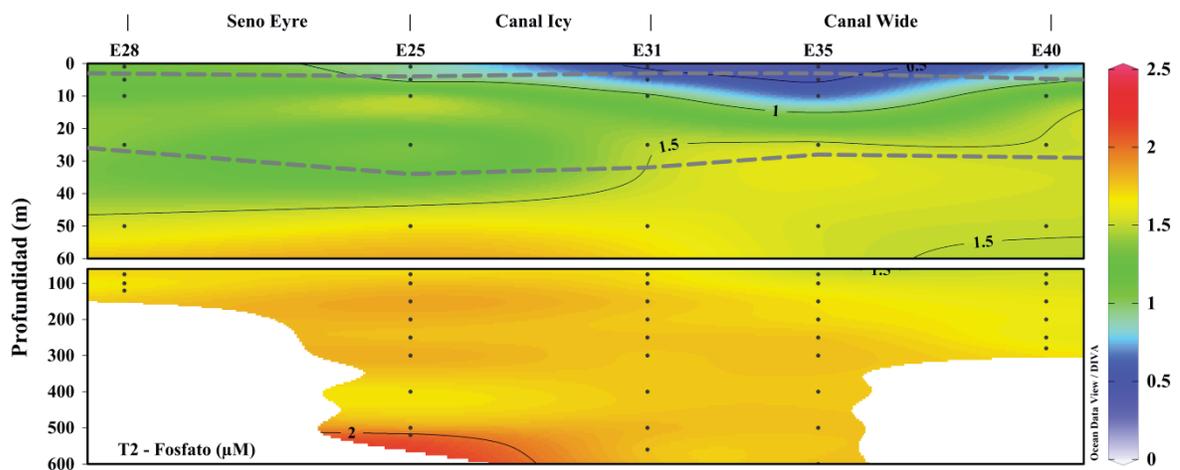
## Nutrientes inorgánicos (NO<sub>3</sub><sup>-</sup>, PO<sub>4</sub><sup>3-</sup> y H<sub>4</sub>SiO<sub>4</sub>)

En la capa de mezcla el NO<sub>3</sub><sup>-</sup> osciló entre 3,3 (Est. 35) y 11,3 μM (Est. 28), el PO<sub>4</sub><sup>3-</sup> fluctuó entre 0,5 (Est. 35) y 1,1 μM (Est. 28), y el H<sub>4</sub>SiO<sub>4</sub> presentó concentraciones entre 1,8 (Est. 35) y 7,7 μM (Est. 25). En la capa pycnoclina el NO<sub>3</sub><sup>-</sup> y PO<sub>4</sub><sup>3-</sup> fluctuaron entre 4,0 (Est. 35) y 17,7 μM (Est. 25) para NO<sub>3</sub><sup>-</sup> y entre 0,5 (Est. 35) y 1,5 μM (Est. 35) para PO<sub>4</sub><sup>3-</sup>,

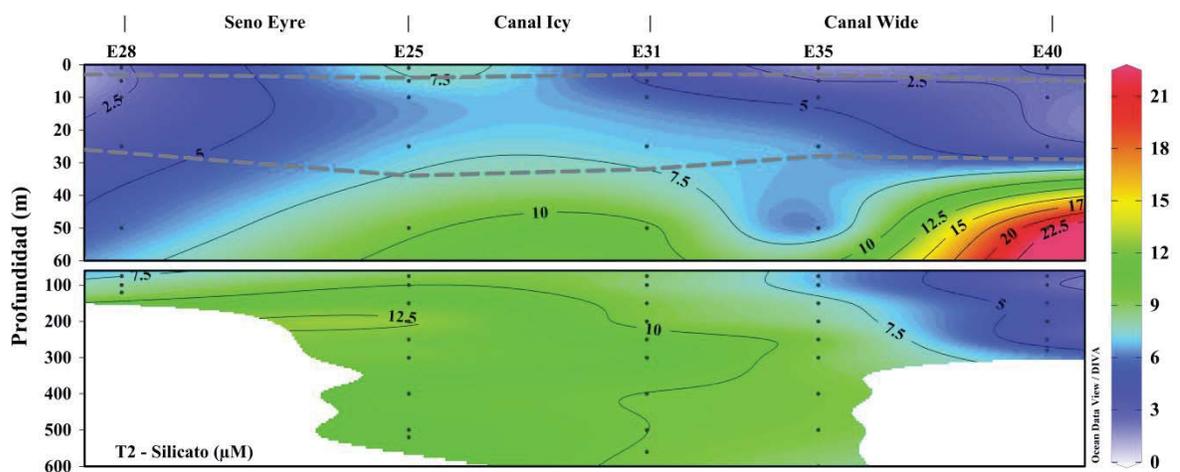
el  $\text{H}_4\text{SiO}_4$  en cambio varió entre 2,1 (Est. 28) y 7,4  $\mu\text{M}$  (Est. 25). En la capa profunda el  $\text{NO}_3^-$  fluctuó entre 17,3 (Est. 35) y 20,8  $\mu\text{M}$  (Est. 25), el  $\text{PO}_4^{3-}$  varió entre 1,5 (Est. 40) y 2,1  $\mu\text{M}$  (Est. 25), y el  $\text{H}_4\text{SiO}_4$  presentó concentraciones entre 2,7 (Est. 40) y 21,9  $\mu\text{M}$  (Est. 40). La Est. 35 presentó la menor concentración de  $\text{NO}_3^-$  y  $\text{PO}_4^{3-}$  en la columna de agua. En general, el  $\text{NO}_3^-$  y  $\text{PO}_4^{3-}$  presentaron una distribución similar, aumentando en profundidad (Figuras 17, 18 y 19).



**Figura 17.** Distribución de  $\text{NO}_3^-$  ( $\mu\text{M}$ ) en la columna de agua, para la transecta 2 (SIC). Las líneas discontinuas corresponden a las divisiones entre capas (capa de mezcla, capa pycnoclina y capa profunda).

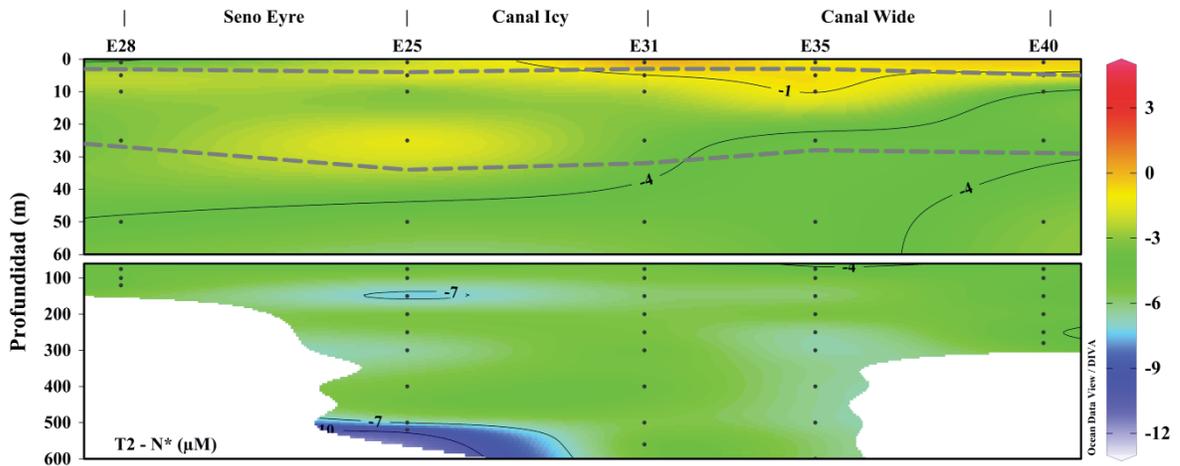


**Figura 18.** Distribución de  $\text{PO}_4^{3-}$  ( $\mu\text{M}$ ) en la columna de agua, para la transecta 2 (SIC). Las líneas discontinuas corresponden a las divisiones entre capas (capa de mezcla, capa pycnoclina y capa profunda).



**Figura 19.** Distribución de  $\text{H}_4\text{SiO}_4$  ( $\mu\text{M}$ ) en la columna de agua, para la transecta 2 (SIC). Las líneas discontinuas corresponden a las divisiones entre capas (capa de mezcla, capa pycnoclina y capa profunda).

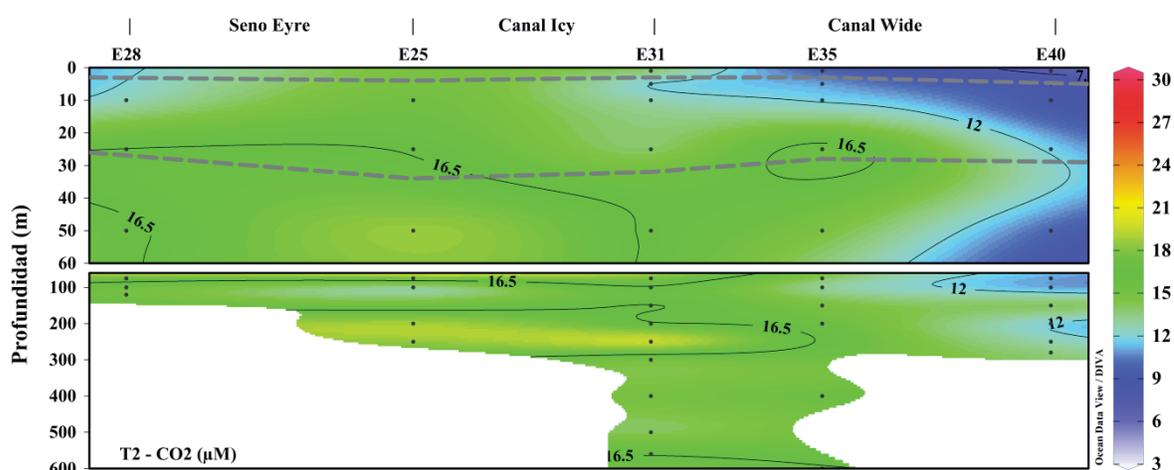
El  $N^*$ , en la capa de mezcla fluctuó entre  $-3,9$  (Est. 28) y  $0,1 \mu\text{M}$  (Est. 31). En la capa pycnoclina los valores oscilaron entre  $-4,5$  (Est. 35) y  $-0,7 \mu\text{M}$  (Est. 35). En la capa profunda se observó valores entre  $-9,8$  (Est. 25) y  $-3,2 \mu\text{M}$  (Est. 40). En general se observaron valores negativos de  $N^*$  en toda la columna de agua, a excepción de la Est. 31 en la capa de mezcla. Los valores fueron más negativos en profundidad (Figura 20).



**Figura 20.** Distribución de  $N^*$  ( $\mu\text{M}$ ) en la columna de agua, para la transecta 2 (SIC). Las líneas discontinuas corresponden a las divisiones entre capas (capa de mezcla, capa pycnoclina y capa profunda).

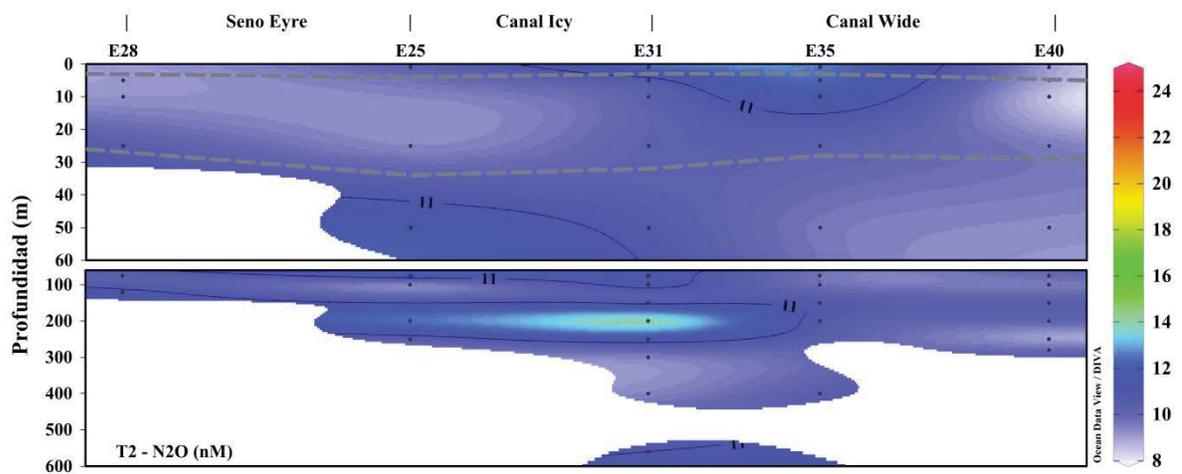
### Gases de efecto invernadero ( $\text{CO}_2$ , $\text{CH}_4$ y $\text{N}_2\text{O}$ )

La concentración de  $\text{CO}_2$  en la capa de mezcla fluctuó entre  $6,9$  (39% saturación;  $\Delta\text{CO}_2 -10,8 \mu\text{M}$ ; Est. 40) y  $14,0 \mu\text{M}$  (78% saturación;  $\Delta\text{CO}_2 -3,9 \mu\text{M}$ ; Est. 31). En la capa pycnoclina los valores oscilaron entre  $8,8$  (50% saturación;  $\Delta\text{CO}_2 -8,8 \mu\text{M}$ ; Est. 40) y  $17,1 \mu\text{M}$  (95% saturación;  $\Delta\text{CO}_2 -1,0 \mu\text{M}$ ; Est. 35). En la capa profunda el  $\text{CO}_2$  varió entre  $10,0$  (59% saturación;  $\Delta\text{CO}_2 -7,1 \mu\text{M}$ ; Est. 40) y  $19,8 \mu\text{M}$  (117% saturación;  $\Delta\text{CO}_2 2,9 \mu\text{M}$ ; Est. 31). En general la concentración de  $\text{CO}_2$  disminuyó (consumo aumentó) hacia el sur (Figura 21; Figuras 67 y 68 Anexos).



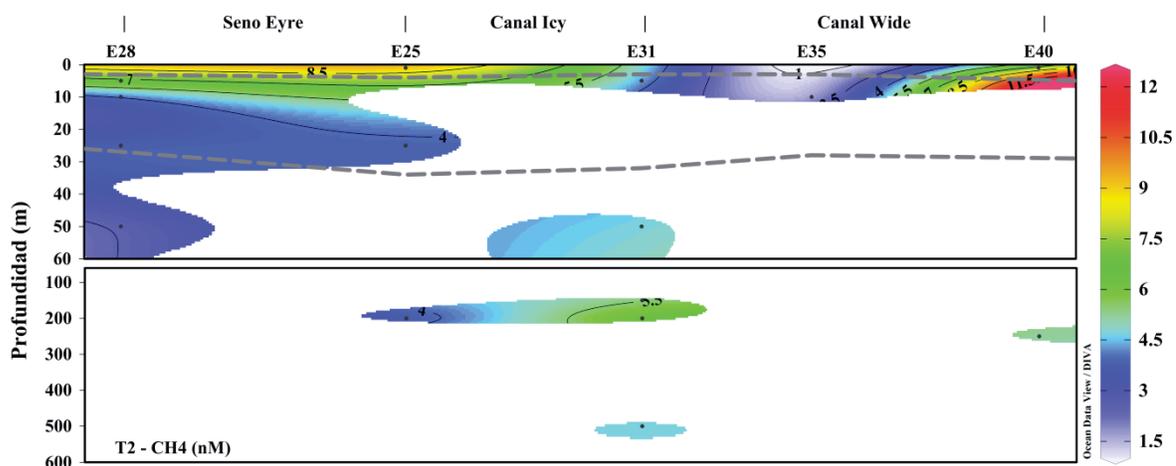
**Figura 21.** Distribución de  $\text{CO}_2$  ( $\mu\text{M}$ ) en la columna de agua, para la transecta 2 (SIC). Las líneas discontinuas corresponden a las divisiones entre capas (capa de mezcla, capa pycnoclina y capa profunda).

La concentración de  $\text{N}_2\text{O}$  en la capa de mezcla varió entre 9,0 (80% saturación;  $\Delta\text{N}_2\text{O}$  -2,3 nM; Est. 40) y 12,6 nM (109% saturación;  $\Delta\text{N}_2\text{O}$  1,0 nM; Est. 35). En la capa pycnoclina los valores fluctuaron entre 8,6 (77% saturación;  $\Delta\text{N}_2\text{O}$  -2,6 nM; Est. 40) y 12,5 nM (109% saturación;  $\Delta\text{N}_2\text{O}$  1,0 nM; Est. 35). En la capa profunda el  $\text{N}_2\text{O}$  osciló entre 9,1 (85% saturación;  $\Delta\text{N}_2\text{O}$  -1,6 nM; Est. 40) y 14,1 nM (133% saturación;  $\Delta\text{N}_2\text{O}$  3,5 nM; Est. 31). En general se observó poca variación de  $\text{N}_2\text{O}$  a lo largo de la transecta (Figura 22; Figuras 69 y 70 Anexos).



**Figura 22.** Distribución de  $N_2O$  (nM) en la columna de agua, para la transecta 2 (SIC). Las líneas discontinuas corresponden a las divisiones entre capas (capa de mezcla, capa pycnoclina y capa profunda).

El  $CH_4$ , en la capa de mezcla fluctuó entre 7,3 (251% saturación;  $\Delta CH_4$  4,4 nM; Est. 40) y 12,2 nM (419% saturación;  $\Delta CH_4$  9,3 nM; Est. 40). En la capa pycnoclina los valores oscilaron entre 1,6 (56% saturación;  $\Delta CH_4$  -1,3 nM; Est. 35) y 6,8 nM (230% saturación;  $\Delta CH_4$  3,8 nM; Est. 28). En la capa profunda el  $CH_4$  varió entre 2,6 (94% saturación;  $\Delta CH_4$  -0,2 nM; Est. 28) y 6,3 nM (230% saturación;  $\Delta CH_4$  3,6 nM; Est. 31). En general se observó una distribución de  $CH_4$  heterogénea a lo largo de la transecta (Figura 23; Figuras 71 y 72 Anexos).



**Figura 23.** Distribución de  $\text{CH}_4$  (nM) en la columna de agua, para la transecta 2 (SIC). Las líneas discontinuas corresponden a las divisiones entre capas (capa de mezcla, capa pycnoclina y capa profunda).

### Relación entre GEI y variables oceanográficas

En la capa de mezcla  $\text{CO}_2$  ( $\Delta\text{CO}_2$ ) no presentó una correlación significativa con las variables físicas y químicas. En la capa pycnoclina se observó una correlación positiva significativa con salinidad ( $\text{CO}_2$   $r = 0,61$   $p = 0,04$ ;  $\Delta\text{CO}_2$   $r = 0,69$   $p = 0,02$ ), densidad ( $\text{CO}_2$   $r = 0,66$   $p = 0,02$ ;  $\Delta\text{CO}_2$   $r = 0,72$   $p = 0,01$ ), AOU ( $\text{CO}_2$   $r = 0,73$   $p = 0,01$ ;  $\Delta\text{CO}_2$   $r = 0,74$   $p = 0,01$ ),  $\text{NO}_3^-$  ( $\text{CO}_2$   $r = 0,57$   $p = 0,05$ ;  $\Delta\text{CO}_2$   $r = 0,62$   $p = 0,03$ ),  $\text{PO}_4^{3-}$  ( $\text{CO}_2$   $r = 0,50$   $p = 0,09$ ;  $\Delta\text{CO}_2$   $r = 0,61$   $p = 0,04$ ) y  $\text{H}_4\text{SiO}_4$  ( $\text{CO}_2$  y  $\Delta\text{CO}_2$   $r = 0,69$   $p = 0,01$ ). Además se observó una correlación negativa significativa con el oxígeno disuelto ( $\text{CO}_2$   $r = -0,72$   $p = 0,01$ ;  $\Delta\text{CO}_2$   $r = -0,78$   $p = 0,01$ ). En la capa profunda se observó una correlación positiva significativa con AOU ( $\text{CO}_2$   $r = 0,70$   $p = 0,00$ ;  $\Delta\text{CO}_2$   $r = 0,71$   $p = 0,00$ ),  $\text{NO}_3^-$  ( $\text{CO}_2$   $r = 0,53$   $p = 0,00$ ;  $\Delta\text{CO}_2$   $r = 0,54$   $p = 0,00$ ),  $\text{PO}_4^{3-}$  ( $\text{CO}_2$   $r = 0,59$   $p = 0,00$ ;  $\Delta\text{CO}_2$   $r = 0,60$   $p = 0,00$ ). Además se observó una correlación negativa significativa con el oxígeno disuelto ( $\text{CO}_2$   $r = -0,70$   $p = 0,00$ ;  $\Delta\text{CO}_2$   $r = -0,71$   $p = 0,00$ ) y el  $\text{N}^*$  ( $\text{CO}_2$  y  $\Delta\text{CO}_2$   $r = -0,50$   $p = 0,00$ ).

El  $\text{N}_2\text{O}$  ( $\Delta\text{N}_2\text{O}$ ) en la capa de mezcla presentó una correlación negativa significativa con salinidad y densidad ( $\text{N}_2\text{O}$   $r = -1,00$   $p = 0,02$ ;  $\Delta\text{N}_2\text{O}$   $r = -0,90$   $p = 0,08$ ), AOU y  $\text{NO}_3^-$

(N<sub>2</sub>O r = -0,90 p = 0,08). Además se observó una correlación positiva significativa con el oxígeno disuelto (N<sub>2</sub>O r = 0,90 p = 0,08). En la capa picnoclina se observó una correlación positiva significativa con el N\* (N<sub>2</sub>O r = 0,51 p = 0,09; ΔN<sub>2</sub>O r = 0,53 p = 0,08). En la capa profunda este gas mostró una correlación negativa significativa con oxígeno disuelto (N<sub>2</sub>O r = -0,57 p = 0,00; ΔN<sub>2</sub>O r = -0,56 p = 0,00) y N\* (N<sub>2</sub>O r = -0,52 p = 0,00; ΔN<sub>2</sub>O r = -0,53 p = 0,00), además de una correlación positiva significativa con AOU (N<sub>2</sub>O r = 0,57 p = 0,00; ΔN<sub>2</sub>O r = 0,56 p = 0,00).

El CH<sub>4</sub> (ΔCH<sub>4</sub>), en la capa de mezcla presentó una correlación positiva significativa con AOU y NO<sup>3-</sup> (CH<sub>4</sub> y ΔCH<sub>4</sub> r = 1,00 p = 0,00). En la capa picnoclina y profunda no se presentaron correlaciones significativas con las diferentes variables físicas y químicas.

### **Flujos océano – atmósfera de GEI**

A lo largo de la transecta los flujos de CO<sub>2</sub> fueron desde la atmósfera hacia el océano, fluctuando entre -30,5 (Est. 31; viento 12,24 m·s<sup>-1</sup>) y -76,6 mmol·m<sup>-2</sup>·d<sup>-1</sup> (Est. 40; viento 12,24 m·s<sup>-1</sup>) (Figura 46). Los flujos de N<sub>2</sub>O fueron desde y hacia la atmósfera, con valores que oscilaron entre -16,8 (Est. 40) y 8,8 μmol·m<sup>-2</sup>·d<sup>-1</sup> (Est. 31) (Figura 47). Los flujos de CH<sub>4</sub> fueron desde el océano hacia la atmósfera, con valores que fluctuaron entre 51,7 (Est. 25; viento 12,24 m·s<sup>-1</sup>) y 53,5 μmol·m<sup>-2</sup>·d<sup>-1</sup> (Est. 40) (Figura 48).

### **Balance de GEI**

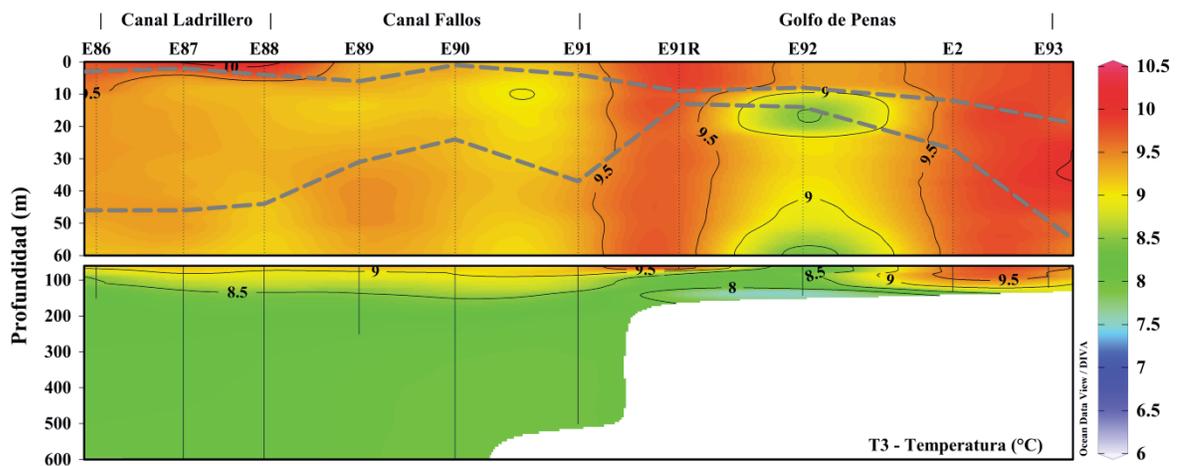
La estimación del balance de los GEI mostró que la transecta se comporta como un sumidero de GEI, a excepción de la Est. 25, aun cuando se observaron algunos flujos positivos de N<sub>2</sub>O y CH<sub>4</sub>. Se estimó un balance general de GEI entre -80,3 (Est. 40) y 0,08 mmol·m<sup>-2</sup>·d<sup>-1</sup> (Est. 25) de CO<sub>2</sub>-eq (Figura 49).

## Sector con mayor influencia oceánica (SIO)

### Transecta 3: golfo de Penas – canal Fallos – canal Ladrillero

#### Temperatura

La temperatura en la capa de mezcla fluctuó entre 9,3 (Est. 91) y 10,1 °C (Est. 88). En la capa pycnoclina los valores oscilaron entre 8,5 (Est. 92) y 10,0 °C (Est. 93). En la capa profunda la temperatura varió entre 7,5 (Est. 92) y 9,8 °C (Est. 2). En general la temperatura disminuyó con la profundidad (Figura 24).

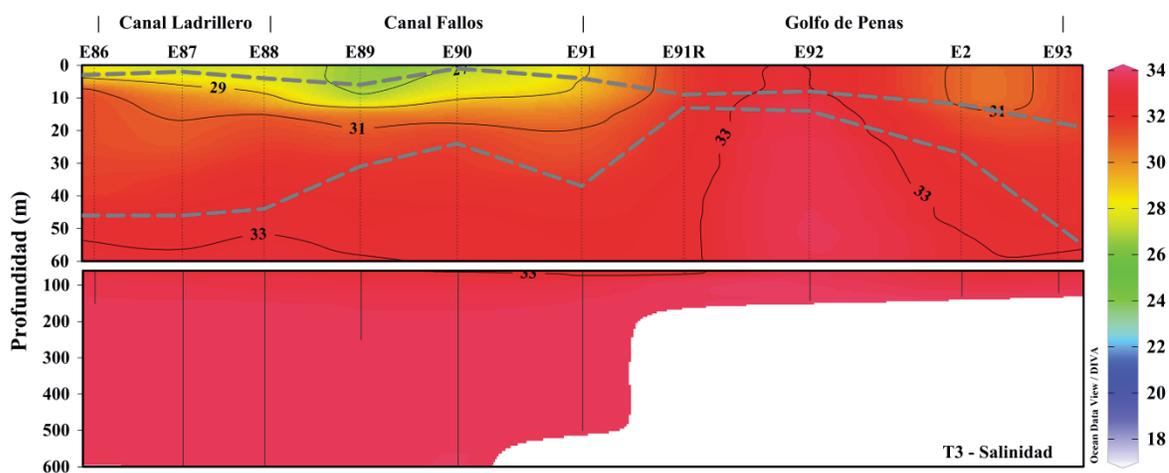


**Figura 24.** Distribución de T (°C) en la columna de agua, para la transecta 3 (SIO). Las líneas discontinuas corresponden a las divisiones entre capas (capa de mezcla, capa pycnoclina y capa profunda).

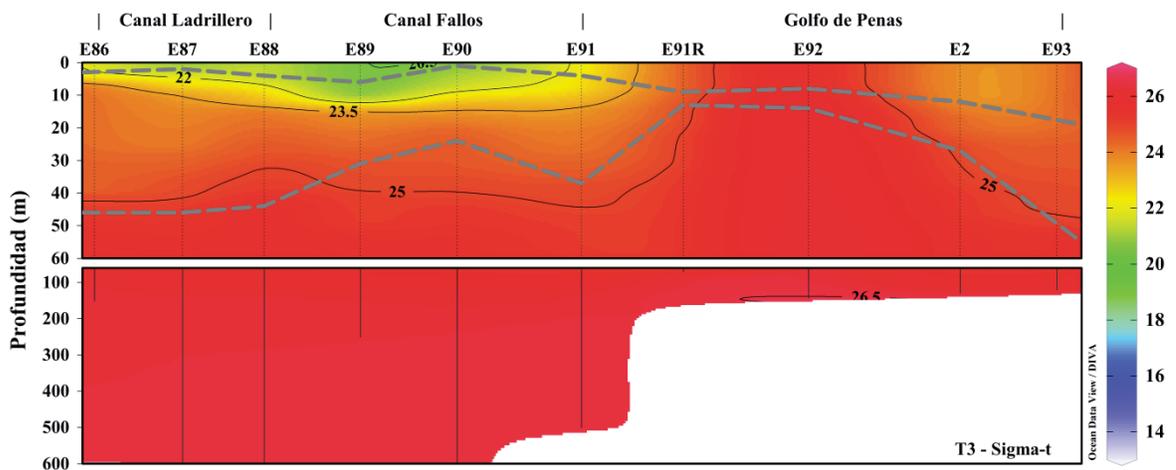
#### Salinidad y densidad

La salinidad y densidad en la capa de mezcla fluctuaron entre 26,6 (Est. 89) y 33,1 (Est. 92) para la salinidad y entre 20,5 (Est. 89) y 25,6  $\sigma_t$  (Est. 92) para la densidad. En la capa pycnoclina la salinidad osciló entre 26,9 (Est. 89) y 33,5 (Est. 92), y la densidad varió entre 20,7 (Est. 89) y 26,1  $\sigma_t$  (Est. 92). En la capa profunda la salinidad fluctuó entre 31,8 (Est. 90) y 33,9 (Est. 92), y la densidad osciló entre 24,6 (Est. 90) y 26,6  $\sigma_t$  (Est. 92). Fue

posible distinguir a lo largo de los canales en los primeros ~10 m una baja salinidad y densidad, la que aumenta hacia el sector norte de la transecta. En general la salinidad y densidad en la columna de agua presentaron un comportamiento similar, lo que indicaría que la densidad estaría siendo influenciada mayormente por la salinidad (Figuras 25 y 26).



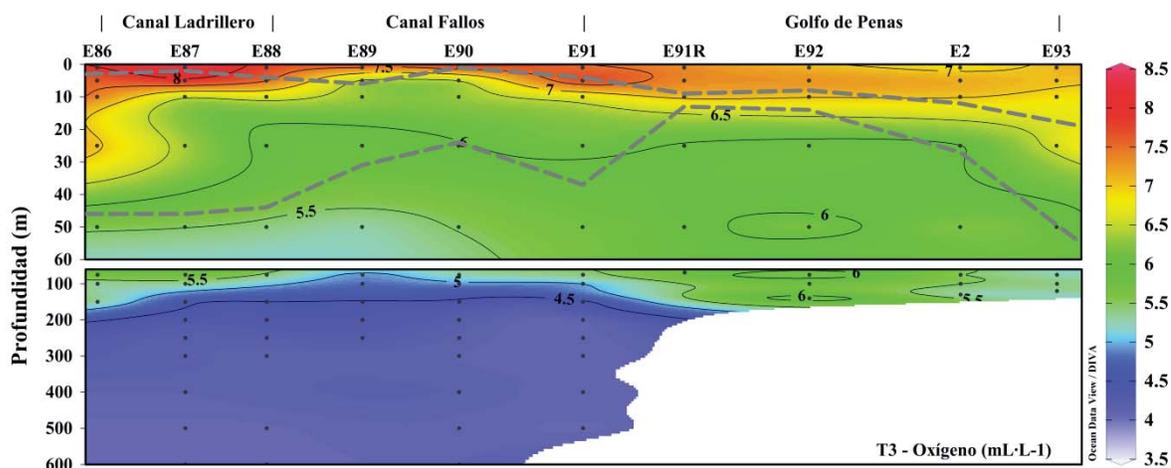
**Figura 25.** Distribución de S en la columna de agua, para la transecta 3 (SIO). Las líneas discontinuas corresponden a las divisiones entre capas (capa de mezcla, capa pycnoclina y capa profunda).



**Figura 26.** Distribución de  $\sigma_t$  en la columna de agua, para la transecta 3 (SIO). Las líneas discontinuas corresponden a las divisiones entre capas (capa de mezcla, capa pycnoclina y capa profunda).

### **Oxígeno disuelto y utilización aparente de oxígeno (AOU)**

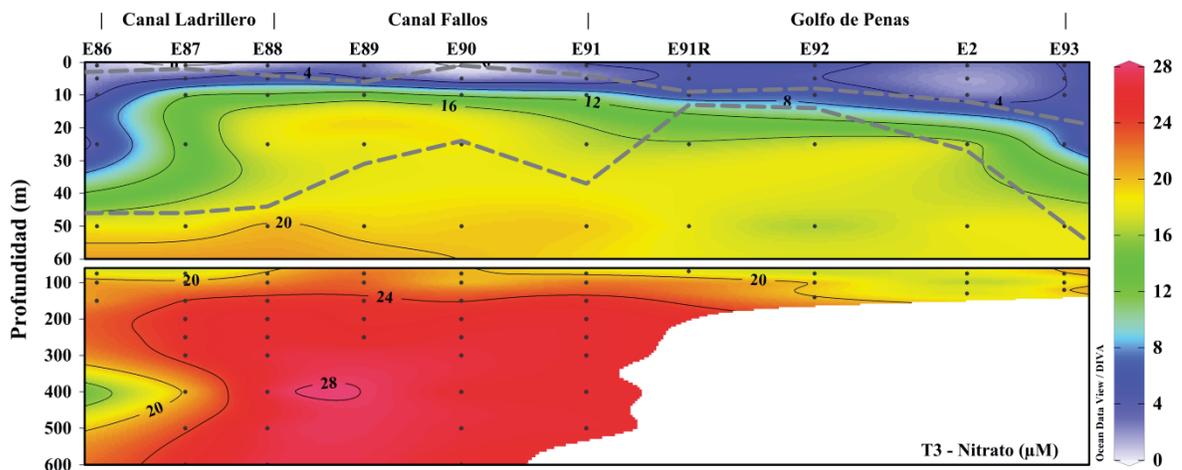
En la capa de mezcla el oxígeno disuelto fluctuó entre 6,4 (94% saturación; Est. 89) y 8,4  $\text{mL}\cdot\text{L}^{-1}$  (126% saturación; Est. 87). Los valores de AOU fueron en su mayoría negativos, a excepción de la Est. 89 (0,4  $\text{mL}\cdot\text{L}^{-1}$ ). En la capa pycnoclina el oxígeno disuelto varió entre 5,9 (89% saturación; AOU 0,7  $\text{mL}\cdot\text{L}^{-1}$ ; Est. 89) y 8,0  $\text{mL}\cdot\text{L}^{-1}$  (120% saturación; AOU -1,3  $\text{mL}\cdot\text{L}^{-1}$ ; Est. 87). En la capa profunda se observó valores entre 4,1 (61% saturación; AOU 2,6  $\text{mL}\cdot\text{L}^{-1}$ ; Est. 88) y 6,3  $\text{mL}\cdot\text{L}^{-1}$  (95% saturación; AOU 0,3  $\text{mL}\cdot\text{L}^{-1}$ ; Est. 92). En general, la concentración de oxígeno disuelto disminuyó y el AOU aumentó con la profundidad (Figura 27; Figuras 57 y 58 Anexos).



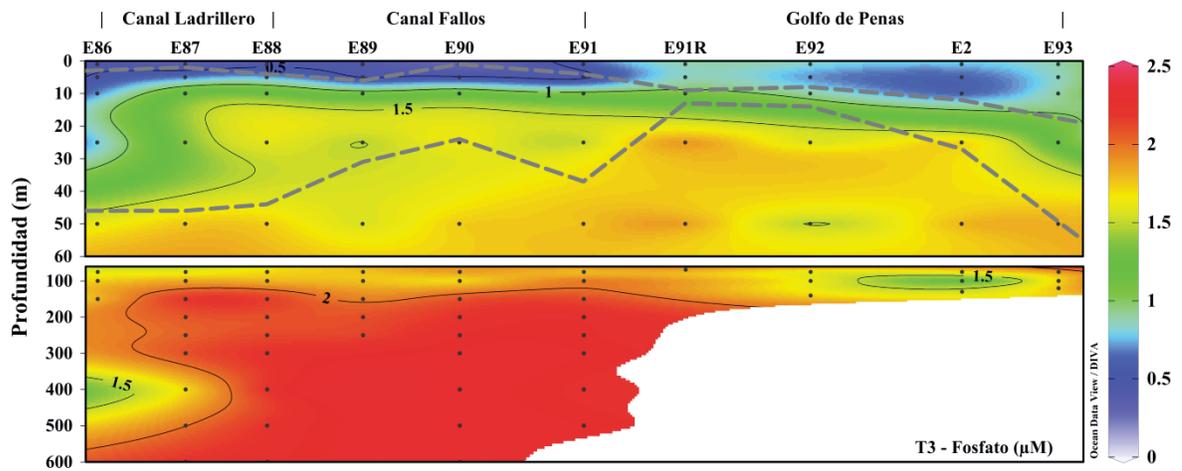
**Figura 27.** Distribución de oxígeno disuelto ( $\text{mL}\cdot\text{L}^{-1}$ ) en la columna de agua, para la transecta 3 (SIO). Las líneas discontinuas corresponden a las divisiones entre capas (capa de mezcla, capa pycnoclina y capa profunda).

### Nutrientes inorgánicos ( $\text{NO}_3^-$ , $\text{PO}_4^{3-}$ y $\text{H}_4\text{SiO}_4$ )

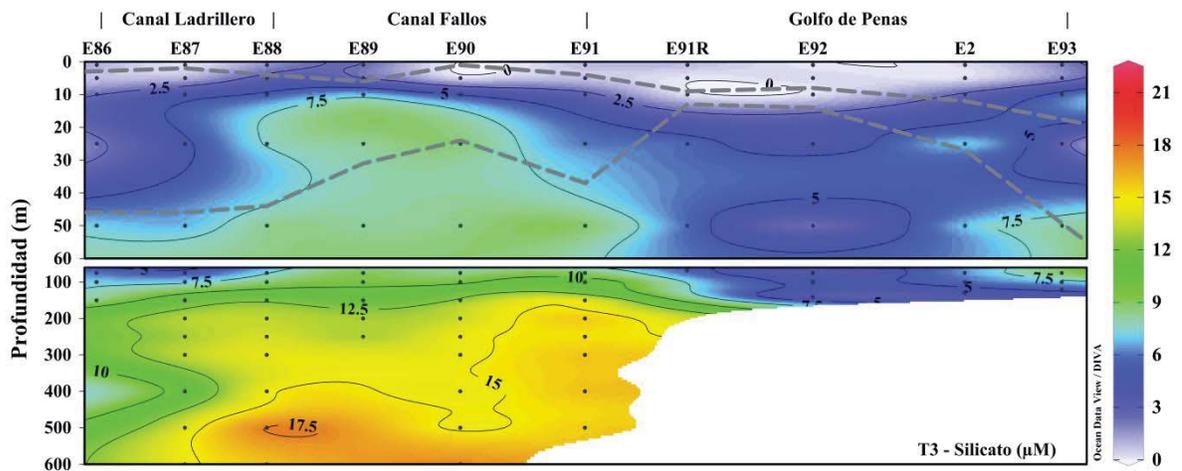
En la capa de mezcla el  $\text{NO}_3^-$  osciló entre bajo el límite de detección (Est. 87 y 90) y  $5,0 \mu\text{M}$  (Est. 92), el  $\text{PO}_4^{3-}$  fluctuó entre  $0,3$  (Est. 90) y  $0,9 \mu\text{M}$  (Est. 93), y el  $\text{H}_4\text{SiO}_4$  presentó concentraciones entre  $0,0$  (Est. 91R y 92) y  $5,8 \mu\text{M}$  (Est. 93). En la capa pycnoclina el  $\text{NO}_3^-$  y  $\text{PO}_4^{3-}$  fluctuaron entre  $1,5$  (Est. 91) y  $18,1 \mu\text{M}$  (Est. 93) para  $\text{NO}_3^-$  y entre  $0,4$  (Est. 91) y  $1,8 \mu\text{M}$  (Est. 93) para  $\text{PO}_4^{3-}$ , el  $\text{H}_4\text{SiO}_4$  en cambio varió entre bajo el límite de detección (Est. 90, 91R y 92) y  $8,2 \mu\text{M}$  (Est. 89). En la capa profunda el  $\text{NO}_3^-$  fluctuó entre  $16,0$  (Est. 92) y  $27,3 \mu\text{M}$  (Est. 88), el  $\text{PO}_4^{3-}$  varió entre  $1,2$  (Est. 2) y  $2,3 \mu\text{M}$  (Est. 90), y el  $\text{H}_4\text{SiO}_4$  presentó concentraciones entre  $1,7$  (Est. 92) y  $17,7 \mu\text{M}$  (Est. 88). En general el  $\text{NO}_3^-$  y  $\text{PO}_4^{3-}$  presentaron una distribución similar en la columna de agua, aumentando en profundidad (Figuras 28, 29 y 30).



**Figura 28.** Distribución de  $\text{NO}_3^-$  ( $\mu\text{M}$ ) en la columna de agua, para la transecta 3 (SIO). Las líneas discontinuas corresponden a las divisiones entre capas (capa de mezcla, capa pycnoclina y capa profunda).

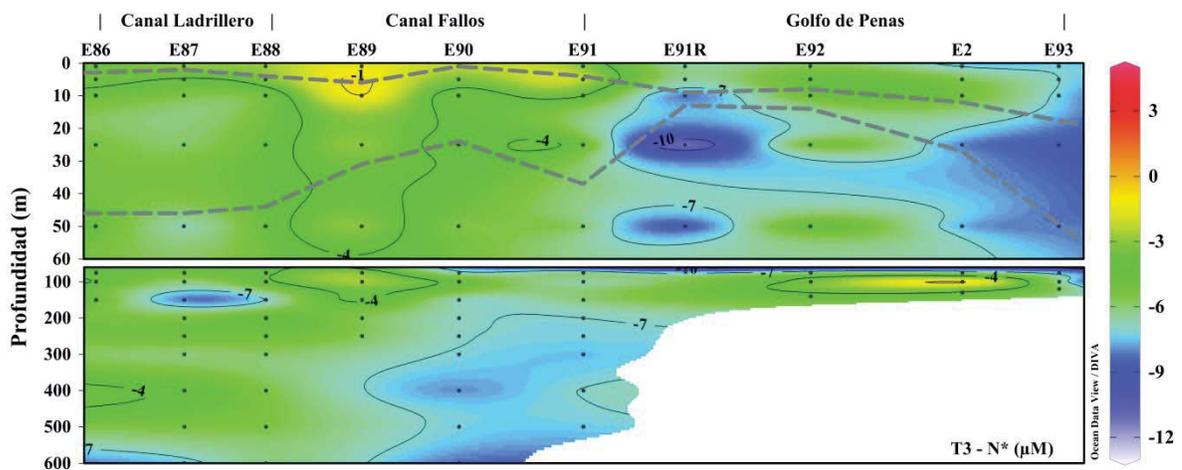


**Figura 29.** Distribución de  $\text{PO}_4^{3-}$  ( $\mu\text{M}$ ) en la columna de agua, para la transecta 3 (SIO). Las líneas discontinuas corresponden a las divisiones entre capas (capa de mezcla, capa pycnoclina y capa profunda).



**Figura 30.** Distribución de  $\text{H}_4\text{SiO}_4$  ( $\mu\text{M}$ ) en la columna de agua, para la transecta 3 (SIO). Las líneas discontinuas corresponden a las divisiones entre capas (capa de mezcla, capa pycnoclina y capa profunda).

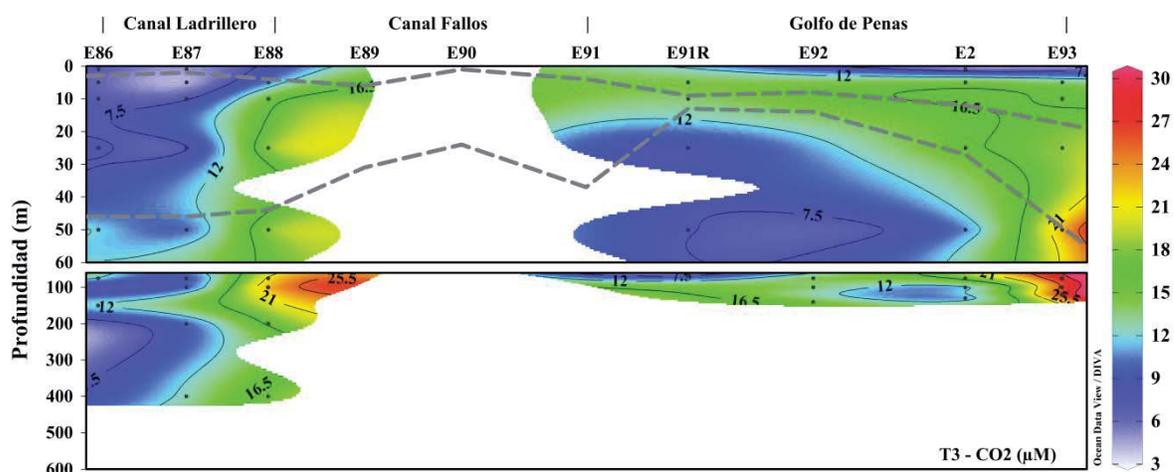
Con respecto al  $\text{N}^*$ , en la capa de mezcla los valores fluctuaron entre  $-7,3$  (Est. 93) y  $-0,7$   $\mu\text{M}$  (Est. 89). En la capa pycnoclina los valores oscilaron entre  $-8,8$  (Est. 91R) y  $-0,7$   $\mu\text{M}$  (Est. 89). En la capa profunda se observó valores entre  $-12,6$  (Est. 91R) y  $-0,1$   $\mu\text{M}$  (Est. 2). Se observaron valores negativos de  $\text{N}^*$  en toda la columna de agua. Los valores fueron más negativos en profundidad (Figura 31).



**Figura 31.** Distribución de  $N^*$  ( $\mu\text{M}$ ) en la columna de agua, para la transecta 3 (SIO). Las líneas discontinuas corresponden a las divisiones entre capas (capa de mezcla, capa pycnoclina y capa profunda).

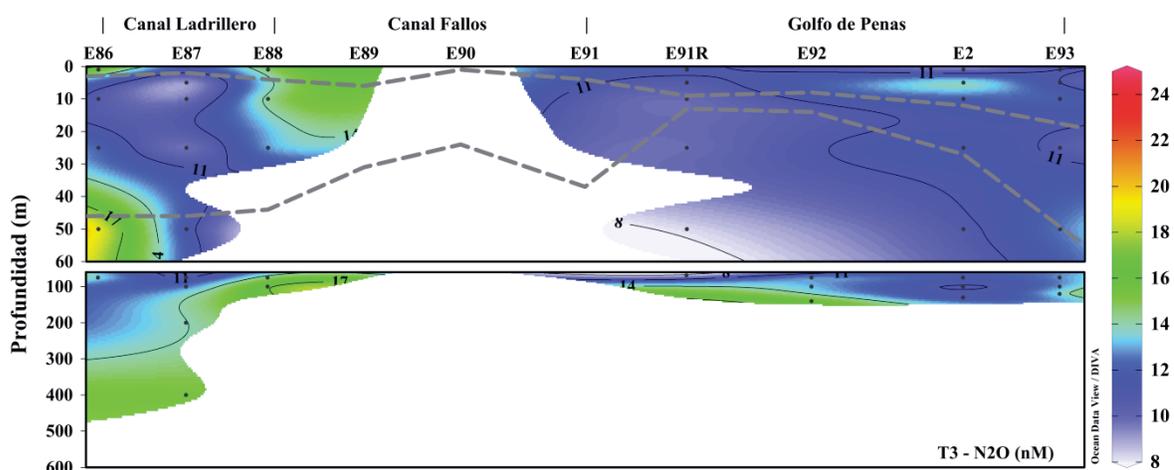
### Gases de efecto invernadero ( $\text{CO}_2$ , $\text{CH}_4$ y $\text{N}_2\text{O}$ )

La concentración de  $\text{CO}_2$  en la capa de mezcla fluctuó entre 5,1 (31% saturación;  $\Delta\text{CO}_2$  -11,6  $\mu\text{M}$ ; Est. 87) y 15,9  $\mu\text{M}$  (96% saturación;  $\Delta\text{CO}_2$  -0,6  $\mu\text{M}$ ; Est. 93). En la capa pycnoclina los valores oscilaron entre 3,9 (23% saturación;  $\Delta\text{CO}_2$  -13,0  $\mu\text{M}$ ; Est. 87) y 23,4  $\mu\text{M}$  (142% saturación;  $\Delta\text{CO}_2$  6,9  $\mu\text{M}$ ; Est. 93). En la capa profunda el  $\text{CO}_2$  varió entre 7,2 (44% saturación;  $\Delta\text{CO}_2$  -9,2  $\mu\text{M}$ ; Est. 91R) y 28,7  $\mu\text{M}$  (174% saturación;  $\Delta\text{CO}_2$  12,2  $\mu\text{M}$ ; Est. 93). En general se observó una distribución heterogénea de  $\text{CO}_2$  a lo largo de la transecta (Figura 32; Figuras 73 y 74 Anexos).



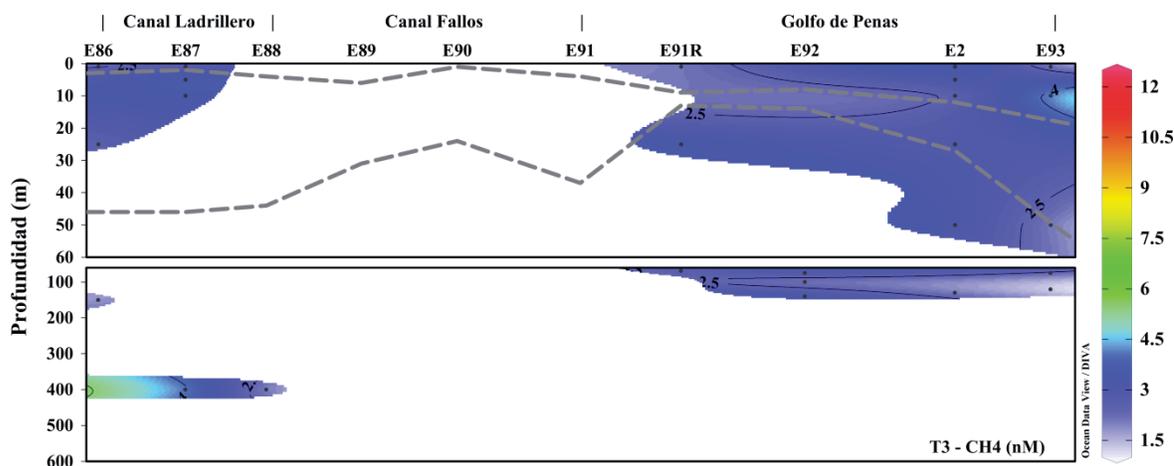
**Figura 32.** Distribución de  $\text{CO}_2$  ( $\mu\text{M}$ ) en la columna de agua, para la transecta 3 (SIO). Las líneas discontinuas corresponden a las divisiones entre capas (capa de mezcla, capa pycnoclina y capa profunda).

La concentración de  $\text{N}_2\text{O}$  en la capa de mezcla fluctuó entre 9,3 (89% saturación;  $\Delta\text{N}_2\text{O}$  -1,2 nM; Est. 2) y 16,0 nM (151% saturación;  $\Delta\text{N}_2\text{O}$  -10,6 nM; Est. 86). En la capa pycnoclina los valores oscilaron entre 8,8 (82% saturación;  $\Delta\text{N}_2\text{O}$  -1,9 nM; Est. 87) y 14,6 nM (136% saturación;  $\Delta\text{N}_2\text{O}$  3,9 nM; Est. 88). En la capa profunda el  $\text{N}_2\text{O}$  varió entre 8,3 (80% saturación;  $\Delta\text{N}_2\text{O}$  -2,1 nM; Est. 91R) y 19,1 nM (182% saturación;  $\Delta\text{N}_2\text{O}$  8,6 nM; Est. 86). En general, se observó baja concentración (producción) de  $\text{N}_2\text{O}$  en el golfo de Penas (Figura 33; Figuras 75 y 76 Anexos).



**Figura 33.** Distribución de  $\text{N}_2\text{O}$  (nM) en la columna de agua, para la transecta 3 (SIO). Las líneas discontinuas corresponden a las divisiones entre capas (capa de mezcla, capa pycnoclina y capa profunda).

El  $\text{CH}_4$ , en la capa de mezcla osciló entre 2,1 (78% saturación;  $\Delta\text{CH}_4$  -0,6 nM; Est. 93) y 4,3 nM (158% saturación;  $\Delta\text{CH}_4$  1,6 nM; Est. 93). En la capa pycnoclina los valores fluctuaron entre 2,1 (78% saturación;  $\Delta\text{CH}_4$  -0,6 nM; Est. 93) y 3,7 nM (131% saturación;  $\Delta\text{CH}_4$  0,9 nM; Est. 87). En la capa profunda el  $\text{CH}_4$  varió entre 1,3 (48% saturación;  $\Delta\text{CH}_4$  -1,4 nM; Est. 93) y 4,1 nM (148% saturación;  $\Delta\text{CH}_4$  1,3 nM; Est. 87). En general, en toda la columna de agua se observó baja concentración ( $< 4,5$  nM) y poca variación a lo largo de la transecta (Figura 34; Figuras 77 y 78 Anexos).



**Figura 34.** Distribución de  $\text{CH}_4$  (nM) en la columna de agua, para la transecta 3 (SIO). Las líneas discontinuas corresponden a las divisiones entre capas (capa de mezcla, capa pycnoclina y capa profunda).

### Relación entre GEI y variables oceanográficas

El  $\text{CO}_2$  ( $\Delta\text{CO}_2$ ) en la capa de mezcla tuvo una correlación significativa positiva con  $\text{PO}_4^{3-}$  ( $\text{CO}_2$  y  $\Delta\text{CO}_2$   $r = 0,71$   $p = 0,09$ ). En la capa pycnoclina se observó una correlación positiva significativa con salinidad ( $\text{CO}_2$  y  $\Delta\text{CO}_2$   $r = 0,68$   $p = 0,01$ ), densidad ( $\text{CO}_2$  y  $\Delta\text{CO}_2$   $r = 0,70$   $p = 0,01$ ), AOU ( $\text{CO}_2$  y  $\Delta\text{CO}_2$   $r = 0,68$   $p = 0,01$ ),  $\text{NO}_3^-$  ( $\text{CO}_2$  y  $\Delta\text{CO}_2$   $r = 0,70$   $p = 0,01$ ),  $\text{PO}_4^{3-}$  ( $\text{CO}_2$  y  $\Delta\text{CO}_2$   $r = 0,71$   $p = 0,01$ ) y  $\text{H}_4\text{SiO}_4$  ( $\text{CO}_2$  y  $\Delta\text{CO}_2$   $r = 0,60$   $p = 0,03$ ). Además se observó una correlación negativa significativa con oxígeno disuelto ( $\text{CO}_2$  y  $\Delta\text{CO}_2$   $r = -0,69$   $p = 0,01$ ) y el  $\text{N}^*$  ( $\text{CO}_2$  y  $\Delta\text{CO}_2$   $r = -0,50$   $p = 0,09$ ). En la capa profunda no se presentaron correlaciones significativas con las diferentes variables físicas y químicas.

El  $\text{N}_2\text{O}$  ( $\Delta\text{N}_2\text{O}$ ) en la capa de mezcla presentó una correlación positiva significativa con el  $\text{N}^*$  ( $\text{N}_2\text{O}$   $r = 0,66$   $p = 0,04$ ), además de una correlación negativa significativa con salinidad y densidad ( $\text{N}_2\text{O}$   $r = -0,60$   $p = 0,07$ ), y  $\text{NO}_3^-$  ( $\text{N}_2\text{O}$   $r = -0,61$   $p = 0,07$ ). En la capa pycnoclina se observó una correlación positiva significativa con  $\text{H}_4\text{SiO}_4$  ( $\text{N}_2\text{O}$  y  $\Delta\text{N}_2\text{O}$   $r = 0,55$   $p = 0,08$ ). En la capa profunda este gas mostró una correlación positiva significativa con salinidad ( $\text{N}_2\text{O}$   $r = 0,49$   $p = 0,02$ ), densidad ( $\text{N}_2\text{O}$   $r = 0,57$   $p = 0,01$ ;  $\Delta\text{N}_2\text{O}$   $r = 0,51$   $p = 0,01$ ).

=0,02),  $\text{NO}^{3-}$  ( $\text{N}_2\text{O}$   $r = 0,64$   $p = 0,00$ ;  $\Delta\text{N}_2\text{O}$   $r = 0,65$   $p = 0,00$ ) y  $\text{N}^*$  ( $\text{N}_2\text{O}$   $r = 0,52$   $p = 0,02$ ), además de una correlación negativa significativa con la temperatura ( $\text{N}_2\text{O}$   $r = -0,71$   $p = 0,00$ ;  $\Delta\text{N}_2\text{O}$   $r = -0,63$   $p = 0,00$ ).

Respecto al  $\text{CH}_4$  ( $\Delta\text{CH}_4$ ), en la capa de mezcla y profunda no se presentaron correlaciones significativas con las diferentes variables físicas y químicas. En la capa picnoclina se observó una correlación negativa significativa con salinidad y densidad ( $\text{CH}_4$  y  $\Delta\text{CH}_4$   $r = -0,90$   $p = 0,08$ ).

### **Flujos océano – atmósfera de GEI**

A lo largo de la transecta los flujos de  $\text{CO}_2$  fueron desde la atmósfera hacia el océano, fluctuando entre  $-3,3$  (Est. 91R; viento  $5,83 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ ) y  $-110,9 \text{ mmol}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{d}^{-1}$  (Est. 2; viento  $18,34 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ ) (Figura 46). El intercambio de  $\text{N}_2\text{O}$  fue desde el océano hacia la atmósfera, variando entre  $1,1$  (Est. 91R) y  $27,4 \text{ }\mu\text{mol}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{d}^{-1}$  (Est. 2) (Figura 47). Los flujos de  $\text{CH}_4$  fueron desde y hacia la atmósfera, con valores que oscilaron entre  $-1,1$  (Est. 86 y 91R) y  $6,6 \text{ }\mu\text{mol}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{d}^{-1}$  (Est. 2) (Figura 48).

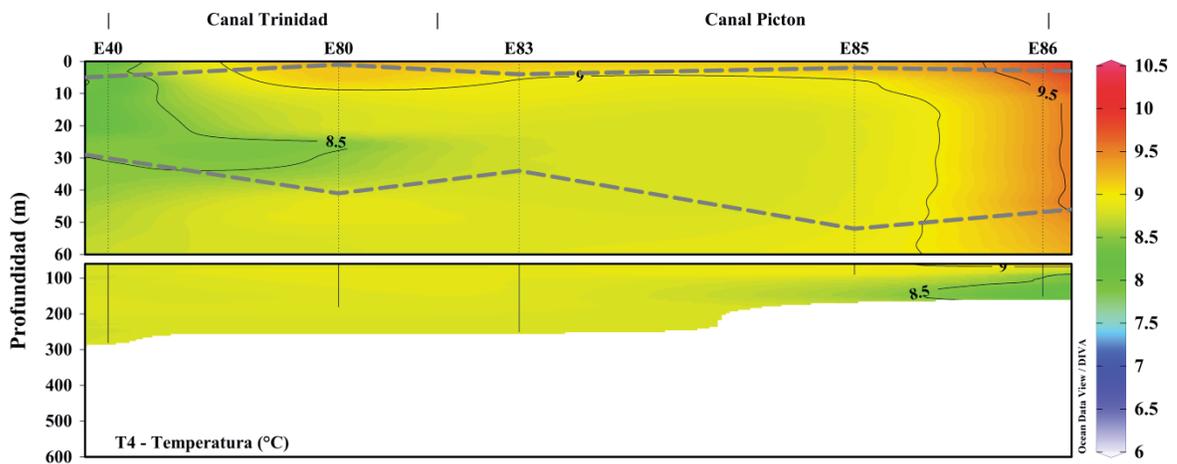
### **Balance de GEI**

La estimación del balance de los GEI mostró que la mayoría de las estaciones se comportaron como un sumidero de GEI, aun cuando se observaron algunos flujos positivos de  $\text{N}_2\text{O}$  y  $\text{CH}_4$ . Se estimó un balance general de GEI entre  $-102,5$  (Est. 2) y  $2,4 \text{ mmol}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{d}^{-1}$  (Est. 88) de  $\text{CO}_2\text{-eq}$  (Figura 49), donde solo la Est. 88 se comportó como fuente de GEI.

## Transecta 4: canal Trinidad – canal Picton

### Temperatura

La temperatura en la capa de mezcla fluctuó entre 8,1 (Est. 40) y 9,8 °C (Est. 86). En la capa pycnoclina los valores oscilaron entre 8,1 (Est. 40) y 9,7 °C (Est. 86). En la capa profunda la temperatura varió entre 8,2 (Est. 86) y 9,4 °C (Est. 86). En general, la temperatura aumentó hacia el norte de la transecta (Figura 35).

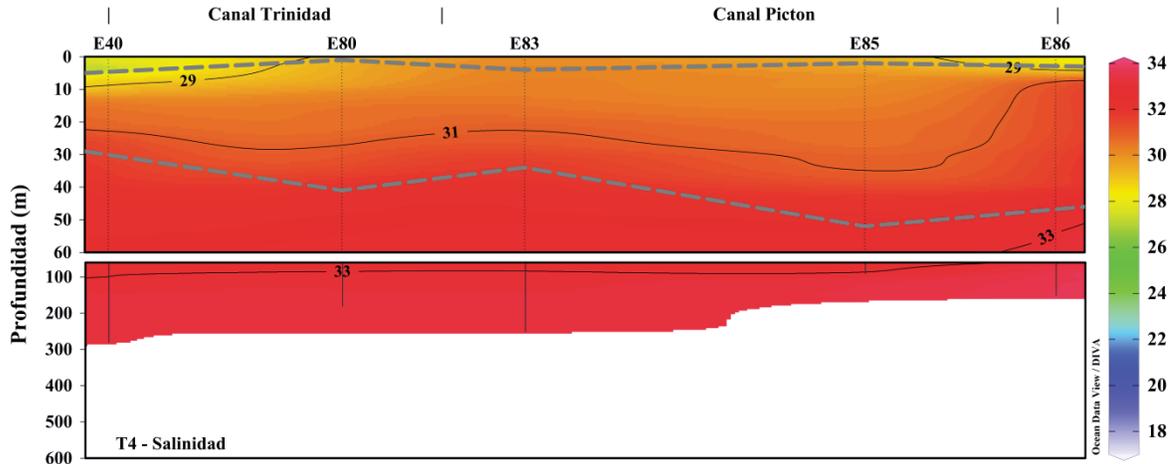


**Figura 35.** Distribución de T (°C) en la columna de agua, para la transecta 4 (SIO). Las líneas discontinuas corresponden a las divisiones entre capas (capa de mezcla, capa pycnoclina y capa profunda).

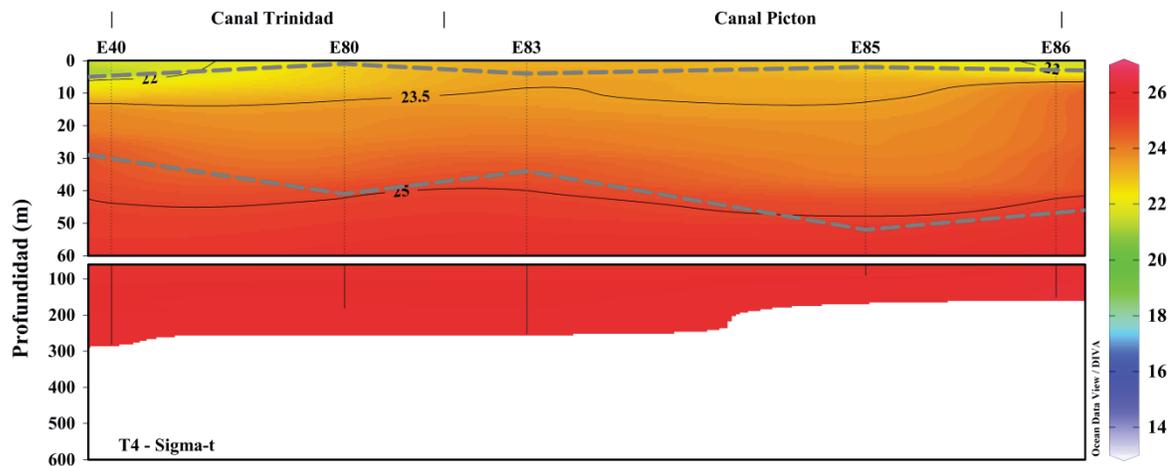
### Salinidad y densidad

La salinidad y densidad en la capa de mezcla fluctuaron entre 27,2 (Est. 40) y 30,2 (Est. 83) para la salinidad y entre 21,1 (Est. 40) y 23,4  $\sigma_t$  (Est. 83) para la densidad. En la capa pycnoclina la salinidad varió entre 28,5 (Est. 40) y 32,6 (Est. 85), y la densidad osciló entre 22,2 (Est. 40) y 25,3  $\sigma_t$  (Est. 85). En la capa profunda la salinidad fluctuó entre 31,7 (Est. 40) y 33,7 (Est. 86), y la densidad varió entre 24,6 (Est. 40) y 26,3  $\sigma_t$  (Est. 86). Ambas variables aumentaron en profundidad. En general, la salinidad y densidad en la columna de

agua presentaron un comportamiento similar, lo que indicaría que la densidad estaría siendo influenciada mayormente por la salinidad (Figuras 36 y 37).



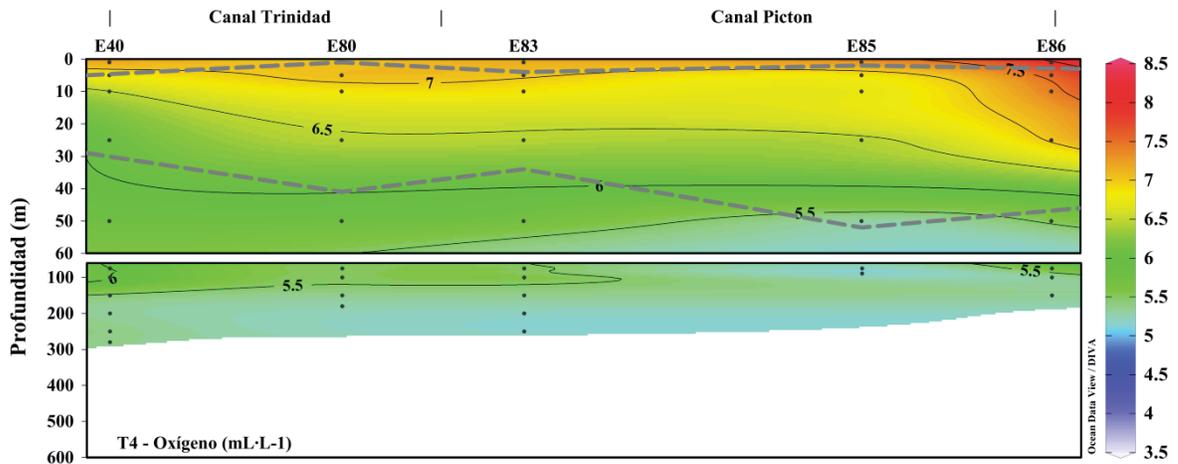
**Figura 36.** Distribución de  $S$  en la columna de agua, para la transecta 4 (SIO). Las líneas discontinuas corresponden a las divisiones entre capas (capa de mezcla, capa pycnoclina y capa profunda).



**Figura 37.** Distribución de  $\sigma_t$  en la columna de agua, para la transecta 4 (SIO). Las líneas discontinuas corresponden a las divisiones entre capas (capa de mezcla, capa pycnoclina y capa profunda).

### Oxígeno disuelto y utilización aparente de oxígeno (AOU)

En la capa de mezcla el oxígeno disuelto fluctuó entre 6,9 (99% saturación; Est. 40) y 8,0 mL·L<sup>-1</sup> (120% saturación; Est. 86). Los valores de AOU fueron en su mayoría negativos, a excepción de la Est. 40 (0,06 mL·L<sup>-1</sup>). En la capa pycnoclina el oxígeno disuelto varió entre 5,3 (80% saturación; AOU 1,3 mL·L<sup>-1</sup>; Est. 85) y 7,6 mL·L<sup>-1</sup> (115% saturación; AOU -1,0 mL·L<sup>-1</sup>; Est. 86). En la capa profunda se observó valores entre 5,2 (79% saturación; AOU 1,4 mL·L<sup>-1</sup>; Est. 85) y 6,0 mL·L<sup>-1</sup> (92% saturación; AOU 0,5 mL·L<sup>-1</sup>; Est. 40). En general, la concentración de oxígeno disuelto disminuyó y el AOU aumentó con la profundidad (Figura 38; Figuras 59 y 60 Anexos).

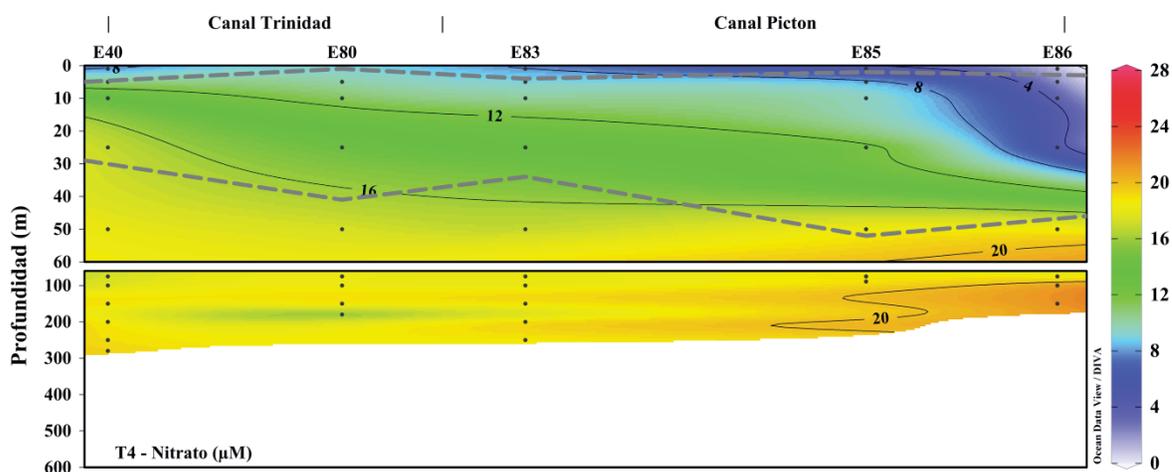


**Figura 38.** Distribución de oxígeno disuelto (mL·L<sup>-1</sup>) en la columna de agua, para la transecta 4 (SIO). Las líneas discontinuas corresponden a las divisiones entre capas (capa de mezcla, capa pycnoclina y capa profunda).

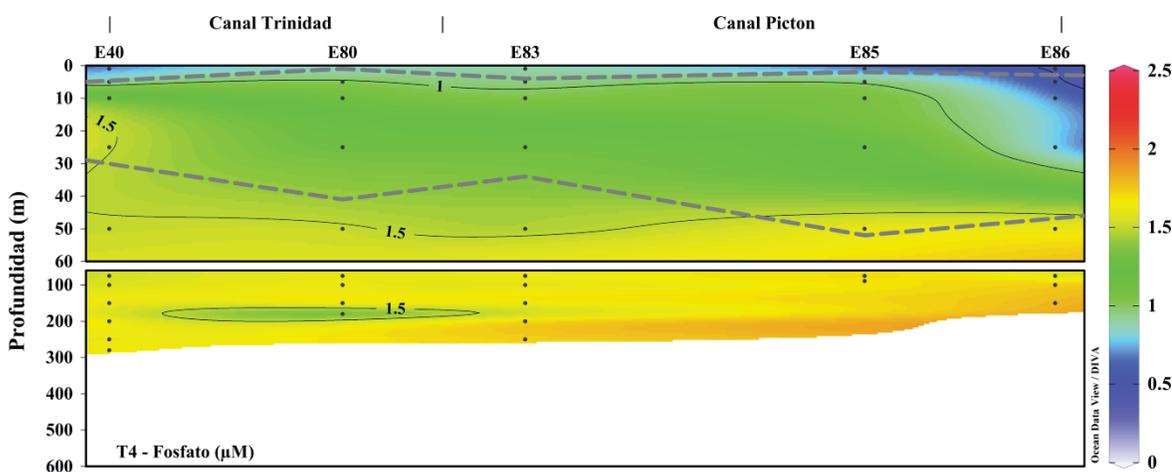
### Nutrientes inorgánicos (NO<sub>3</sub><sup>-</sup>, PO<sub>4</sub><sup>3-</sup> y H<sub>4</sub>SiO<sub>4</sub>)

En la capa de mezcla el NO<sub>3</sub><sup>-</sup> fluctuó entre 1,2 (Est. 86) y 10,6 μM (Est. 40), el PO<sub>4</sub><sup>3-</sup> varió entre 0,5 (Est. 86) y 0,9 μM (Est. 40), y el H<sub>4</sub>SiO<sub>4</sub> presentó concentraciones entre bajo el límite de detección (Est. 85) y 2,6 μM (Est. 40). En la capa pycnoclina el NO<sub>3</sub><sup>-</sup> y PO<sub>4</sub><sup>3-</sup> oscilaron entre 2,0 (Est. 86) y 18,6 μM (Est. 85) para NO<sub>3</sub><sup>-</sup> y entre 0,5 (Est. 86) y 1,6 μM (Est. 85) para PO<sub>4</sub><sup>3-</sup>, el H<sub>4</sub>SiO<sub>4</sub> en cambio fluctuó entre 0,5 (Est. 85) y 6,0 μM (Est. 85).

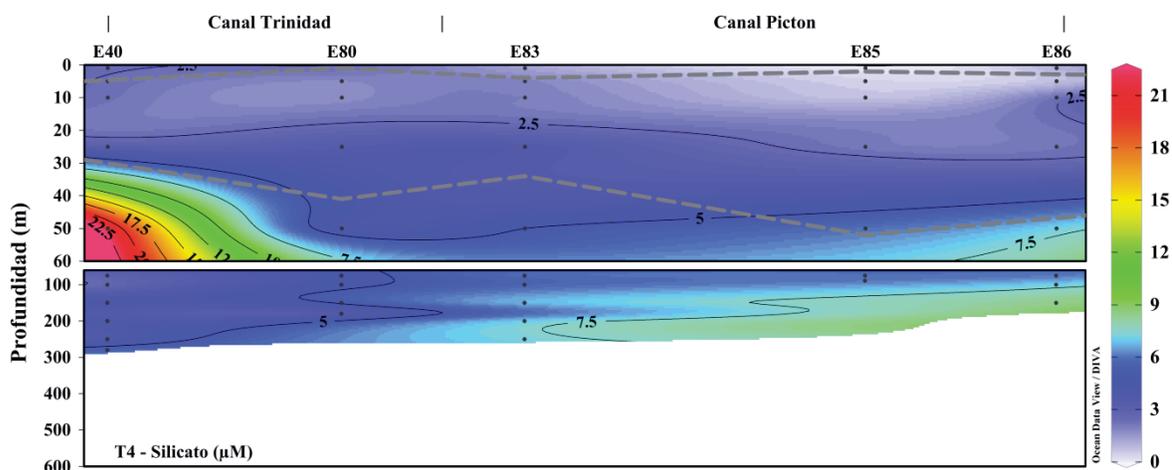
85). En la capa profunda el  $\text{NO}_3^-$  osciló entre 16,0 (Est. 80) y 21,4  $\mu\text{M}$  (Est. 86), el  $\text{PO}_4^{3-}$  fluctuó entre 1,3 (Est. 80) y 1,8  $\mu\text{M}$  (Est. 86), y el  $\text{H}_4\text{SiO}_4$  presentó concentraciones entre 2,7 (Est. 40) y 21,9  $\mu\text{M}$  (Est. 40). En general, el  $\text{NO}_3^-$  y  $\text{PO}_4^{3-}$  presentaron una distribución similar, aumentando en profundidad (Figuras 39, 40 y 41).



**Figura 39.** Distribución de  $\text{NO}_3^-$  ( $\mu\text{M}$ ) en la columna de agua, para la transecta 4 (SIO). Las líneas discontinuas corresponden a las divisiones entre capas (capa de mezcla, capa picnoclina y capa profunda).

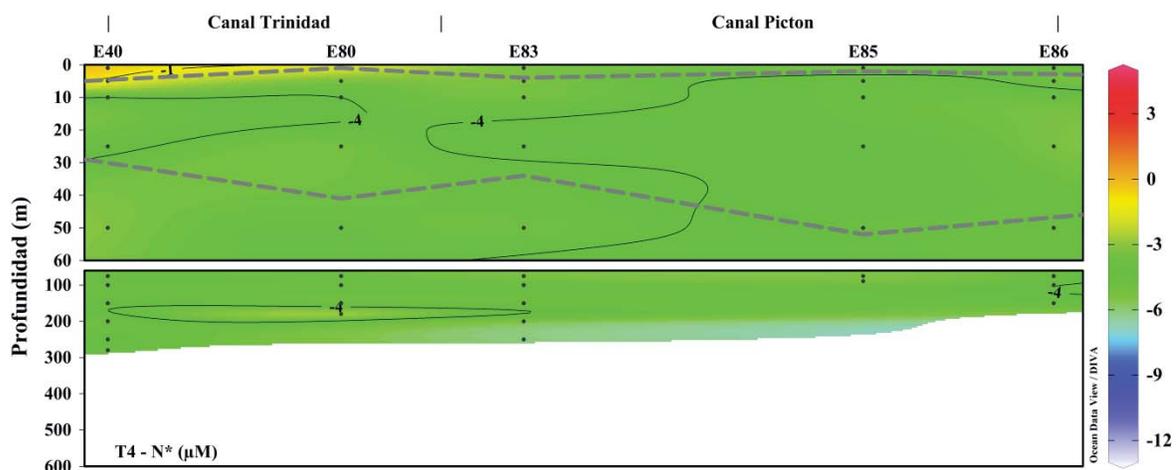


**Figura 40.** Distribución de  $\text{PO}_4^{3-}$  ( $\mu\text{M}$ ) en la columna de agua, para la transecta 4 (SIO). Las líneas discontinuas corresponden a las divisiones entre capas (capa de mezcla, capa picnoclina y capa profunda).



**Figura 41.** Distribución de  $\text{H}_4\text{SiO}_4$  ( $\mu\text{M}$ ) en la columna de agua, para la transecta 4 (SIO). Las líneas discontinuas corresponden a las divisiones entre capas (capa de mezcla, capa pycnoclina y capa profunda).

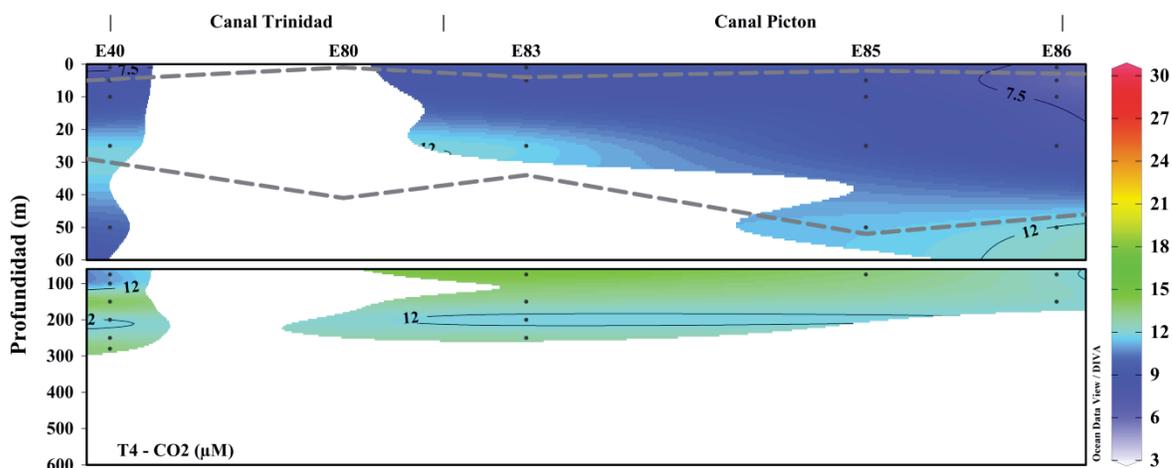
Con respecto al  $\text{N}^*$ , en la capa de mezcla los valores fluctuaron entre  $-3,7$  (Est. 86) y  $-0,5$   $\mu\text{M}$  (Est. 40). En la capa pycnoclina los valores oscilaron entre  $-5,3$  (Est. 86) y  $-3,2$   $\mu\text{M}$  (Est. 83). En la capa profunda los valores variaron entre  $-6,1$  (Est. 83) y  $-2,6$   $\mu\text{M}$  (Est. 80). Los valores fueron más negativos en profundidad (Figura 42).



**Figura 42.** Distribución de  $N^*$  ( $\mu\text{M}$ ) en la columna de agua, para la transecta 4 (SIO). Las líneas discontinuas corresponden a las divisiones entre capas (capa de mezcla, capa pycnoclina y capa profunda).

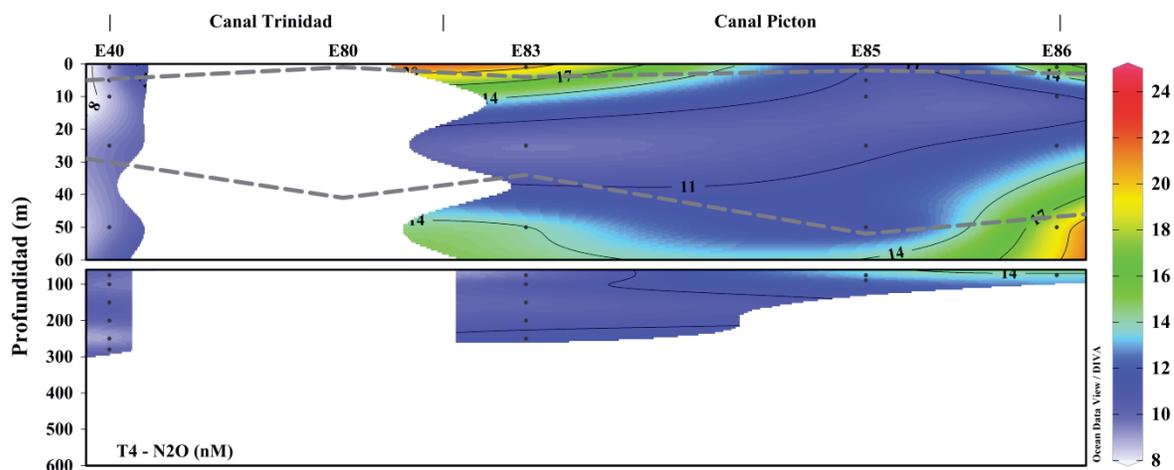
#### **Gases de efecto invernadero ( $\text{CO}_2$ , $\text{CH}_4$ y $\text{N}_2\text{O}$ )**

La concentración de  $\text{CO}_2$  en la capa de mezcla fluctuó entre 6,9 (39% saturación;  $\Delta\text{CO}_2$  -10,8  $\mu\text{M}$ ; Est. 40) y 9,3  $\mu\text{M}$  (55% saturación;  $\Delta\text{CO}_2$  -7,7  $\mu\text{M}$ ; Est. 83). En la capa pycnoclina los valores oscilaron entre 6,3 (38% saturación;  $\Delta\text{CO}_2$  -10,4  $\mu\text{M}$ ; Est. 86) y 11,8  $\mu\text{M}$  (68% saturación;  $\Delta\text{CO}_2$  -5,5  $\mu\text{M}$ ; Est. 40). En la capa profunda el  $\text{CO}_2$  varió entre 10,2 (59% saturación;  $\Delta\text{CO}_2$  -7,1  $\mu\text{M}$ ; Est. 40) y 14,6  $\mu\text{M}$  (87% saturación;  $\Delta\text{CO}_2$  -2,3  $\mu\text{M}$ ; Est. 83). En general, la concentración (consumo) de  $\text{CO}_2$  aumentó (disminuyó) en profundidad (Figura 43; Figuras 79 y 80 Anexos).



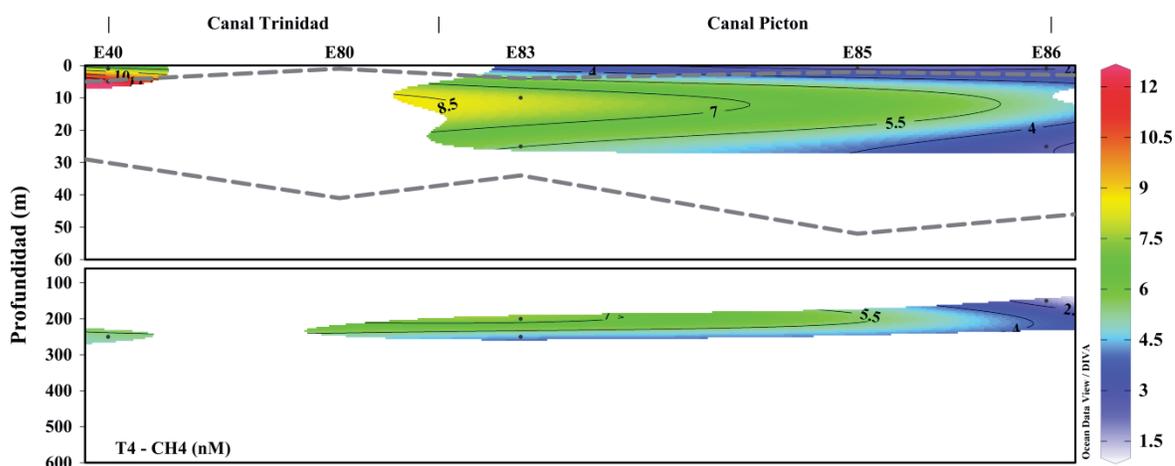
**Figura 43.** Distribución de  $\text{CO}_2$  ( $\mu\text{M}$ ) en la columna de agua, para la transecta 4 (SIO). Las líneas discontinuas corresponden a las divisiones entre capas (capa de mezcla, capa pycnoclina y capa profunda).

La concentración de  $\text{N}_2\text{O}$  en la capa de mezcla fluctuó entre 9,0 (80% saturación;  $\Delta\text{N}_2\text{O}$  -2,3 nM; Est. 40) y 20,4 nM (191% saturación;  $\Delta\text{N}_2\text{O}$  9,7 nM; Est. 83). En la capa pycnoclina los valores oscilaron entre 8,6 (77% saturación;  $\Delta\text{N}_2\text{O}$  -2,6 nM; Est. 40) y 12,4 nM (118% saturación;  $\Delta\text{N}_2\text{O}$  1,9 nM; Est. 86). En la capa profunda el  $\text{N}_2\text{O}$  varió entre 9,1 (85% saturación;  $\Delta\text{N}_2\text{O}$  -1,6 nM; Est. 40) y 19,1 nM (182% saturación;  $\Delta\text{N}_2\text{O}$  8,6 nM; Est. 86). En general, se observó dos sectores de mayor concentración, en la Est. 83 y 86 (Figura 44; Figuras 81 y 82 Anexos).



**Figura 44.** Distribución de  $N_2O$  (nM) en la columna de agua, para la transecta 4 (SIO). Las líneas discontinuas corresponden a las divisiones entre capas (capa de mezcla, capa picnoclina y capa profunda).

El  $CH_4$ , en la capa de mezcla varió entre 2,3 (83% saturación;  $\Delta CH_4$  -0,5 nM; Est. 85) y 12,2 nM (419% saturación;  $\Delta CH_4$  9,3 nM; Est. 40). En la capa picnoclina los valores fluctuaron entre 2,7 (96% saturación;  $\Delta CH_4$  -0,1 nM; Est. 86) y 8,0 nM (287% saturación;  $\Delta CH_4$  5,2 nM; Est. 83). En la capa profunda el  $CH_4$  osciló entre 1,8 (66% saturación;  $\Delta CH_4$  -1,0 nM; Est. 86) y 7,5 nM (272% saturación;  $\Delta CH_4$  4,7 nM; Est. 83). En general, se observó una disminución de  $CH_4$  hacia el sector norte de la transecta (Figura 45; Figuras 83 y 84 Anexos).



**Figura 45.** Distribución de  $\text{CH}_4$  (nM) en la columna de agua, para la transecta 4 (SIO). Las líneas discontinuas corresponden a las divisiones entre capas (capa de mezcla, capa picnoclina y capa profunda).

### Relación entre GEI y variables oceanográficas

En la capa de mezcla  $\text{CO}_2$  ( $\Delta\text{CO}_2$ ) no presentó correlaciones significativas con las diferentes variables físicas y químicas. En la capa picnoclina se observó una correlación positiva significativa con salinidad ( $\Delta\text{CO}_2$   $r = 0,60$   $p = 0,05$ ), densidad ( $\Delta\text{CO}_2$   $r = 0,63$   $p = 0,04$ ), AOU ( $\text{CO}_2$   $r = 0,91$   $p = 0,00$ ;  $\Delta\text{CO}_2$   $r = 0,70$   $p = 0,02$ ),  $\text{NO}_3^-$  ( $\text{CO}_2$   $r = 0,94$   $p = 0,00$ ;  $\Delta\text{CO}_2$   $r = 0,74$   $p = 0,01$ ),  $\text{PO}_4^{3-}$  ( $\text{CO}_2$   $r = 0,96$   $p = 0,00$ ;  $\Delta\text{CO}_2$   $r = 0,80$   $p = 0,01$ ) y  $\text{H}_4\text{SiO}_4$  ( $\text{CO}_2$   $r = 0,56$   $p = 0,08$ ). Además se observó una correlación negativa significativa con la temperatura ( $\text{CO}_2$   $r = -0,90$   $p = 0,00$ ;  $\Delta\text{CO}_2$   $r = -0,60$   $p = 0,06$ ) y el oxígeno disuelto ( $\text{CO}_2$   $r = -0,94$   $p = 0,00$ ;  $\Delta\text{CO}_2$   $r = -0,83$   $p = 0,00$ ). En la capa profunda se observó una correlación positiva significativa con la temperatura ( $\Delta\text{CO}_2$   $r = 0,51$   $p = 0,05$ ).

El  $\text{N}_2\text{O}$  ( $\Delta\text{N}_2\text{O}$ ) en la capa de mezcla no presentó correlaciones significativas con las diferentes variables físicas y químicas. En la capa picnoclina se observó una correlación positiva significativa con la temperatura ( $\text{N}_2\text{O}$   $r = 0,80$   $p = 0,01$ ;  $\Delta\text{N}_2\text{O}$   $r = 0,83$   $p = 0,01$ ) y negativa con el  $\text{N}^*$  ( $\text{N}_2\text{O}$   $r = -0,72$   $p = 0,04$ ;  $\Delta\text{N}_2\text{O}$   $r = -0,70$   $p = 0,04$ ). En la capa profunda

este gas mostró una correlación positiva significativa con la temperatura ( $\text{N}_2\text{O}$  y  $\Delta\text{N}_2\text{O}$   $r = 0,63$   $p = 0,01$ ).

Respecto al  $\text{CH}_4$  ( $\Delta\text{CH}_4$ ), en la capa de mezcla y profunda no se presentaron correlaciones significativas con las diferentes variables físicas y químicas. En la capa pycnoclina se observó una correlación positiva significativa con el  $\text{N}^*$  ( $\text{CH}_4$  y  $\Delta\text{CH}_4$   $r = 1,00$   $p = 0,00$ ).

### **Flujos océano – atmósfera de GEI**

A lo largo de la transecta los flujos de  $\text{CO}_2$  fueron desde la atmósfera hacia el océano, fluctuando entre  $-25,8$  (Est. 83; viento  $7,92 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ ) y  $-76,6 \text{ mmol}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{d}^{-1}$  (Est. 40; viento  $12,24 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ ) (Figura 46). En general, la transecta presentó un intercambio de  $\text{N}_2\text{O}$  desde el océano hacia la atmósfera, con un máximo de  $32,5 \text{ }\mu\text{mol}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{d}^{-1}$  (Est. 83), a excepción del sector sur de la transecta (Est. 40) donde se observó influjo de  $\text{N}_2\text{O}$  ( $-16,8 \text{ }\mu\text{mol}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{d}^{-1}$ ) (Figura 47). Los flujos de  $\text{CH}_4$  fueron variables, desde y hacia la atmósfera, con valores que fluctuaron entre  $-1,6$  (Est. 85; viento  $7,92 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ ) y  $53,5 \text{ }\mu\text{mol}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{d}^{-1}$  (Est. 40) (Figura 48).

### **Balance de GEI**

La estimación del balance de los GEI mostró que todas las estaciones se comportaron como un sumidero de GEI, aun cuando se observaron algunos flujos positivos de  $\text{N}_2\text{O}$  y  $\text{CH}_4$ . Se estimó un balance general de GEI entre  $-0,02$  (Est. 85) y  $-80,3 \text{ mmol}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{d}^{-1}$  (Est. 40) de  $\text{CO}_2\text{-eq}$  (Figura 49).

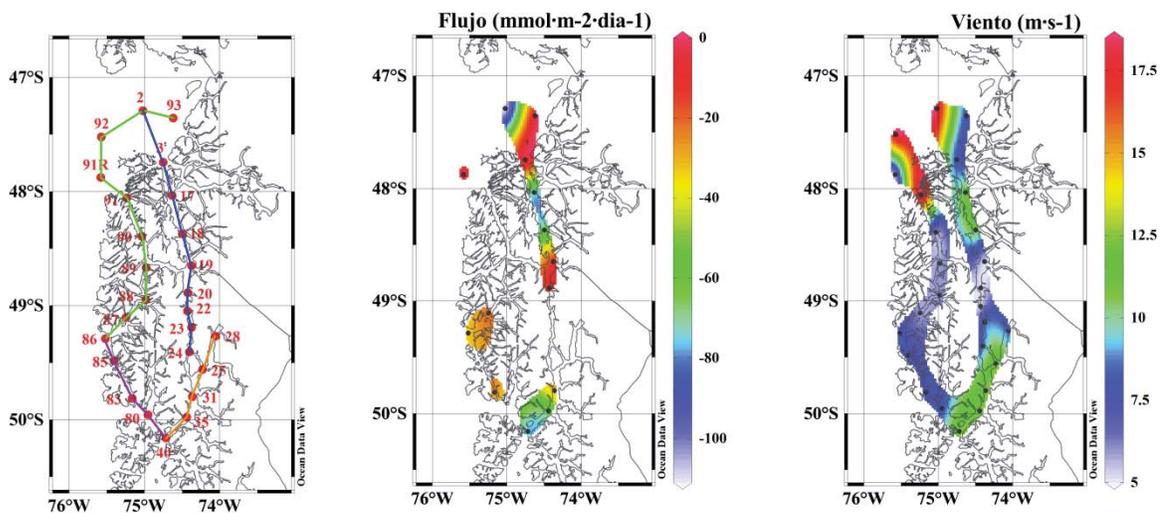


Figura 46. Flujos de  $\text{CO}_2$  ( $\text{mmol}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{dia}^{-1}$ ) y rapidez del viento ( $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ ) para la zona de estudio.

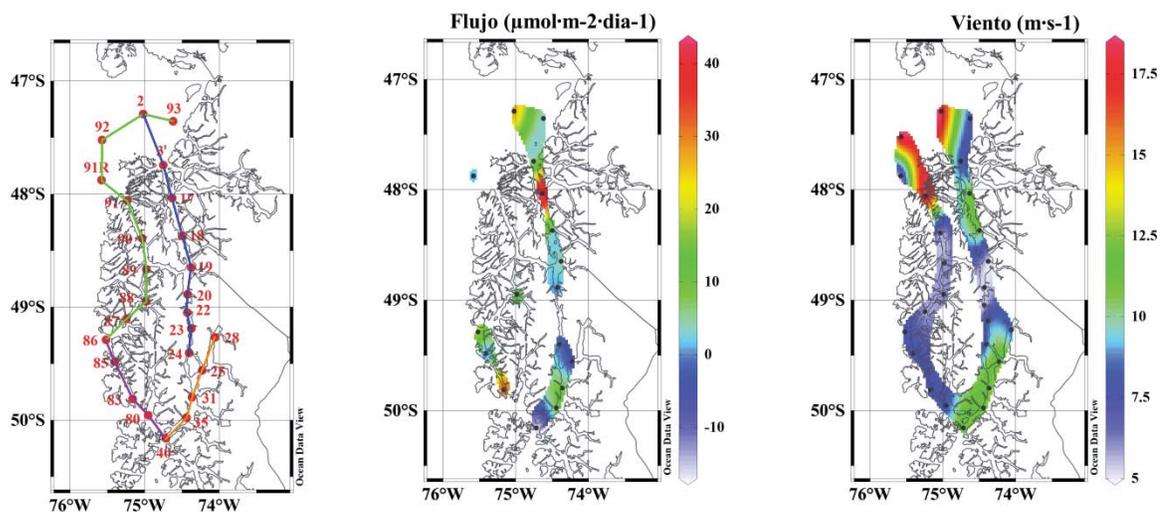
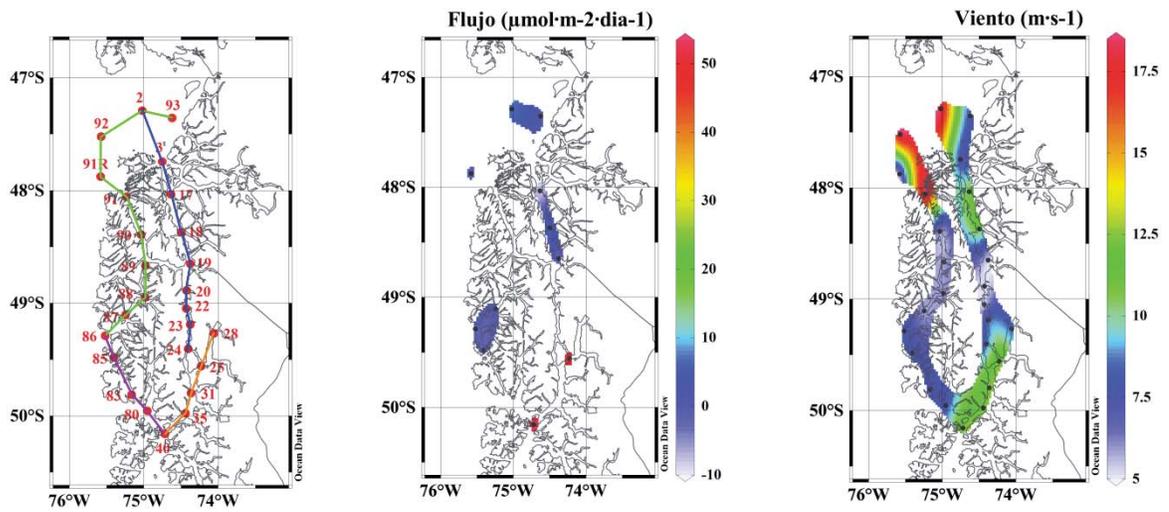
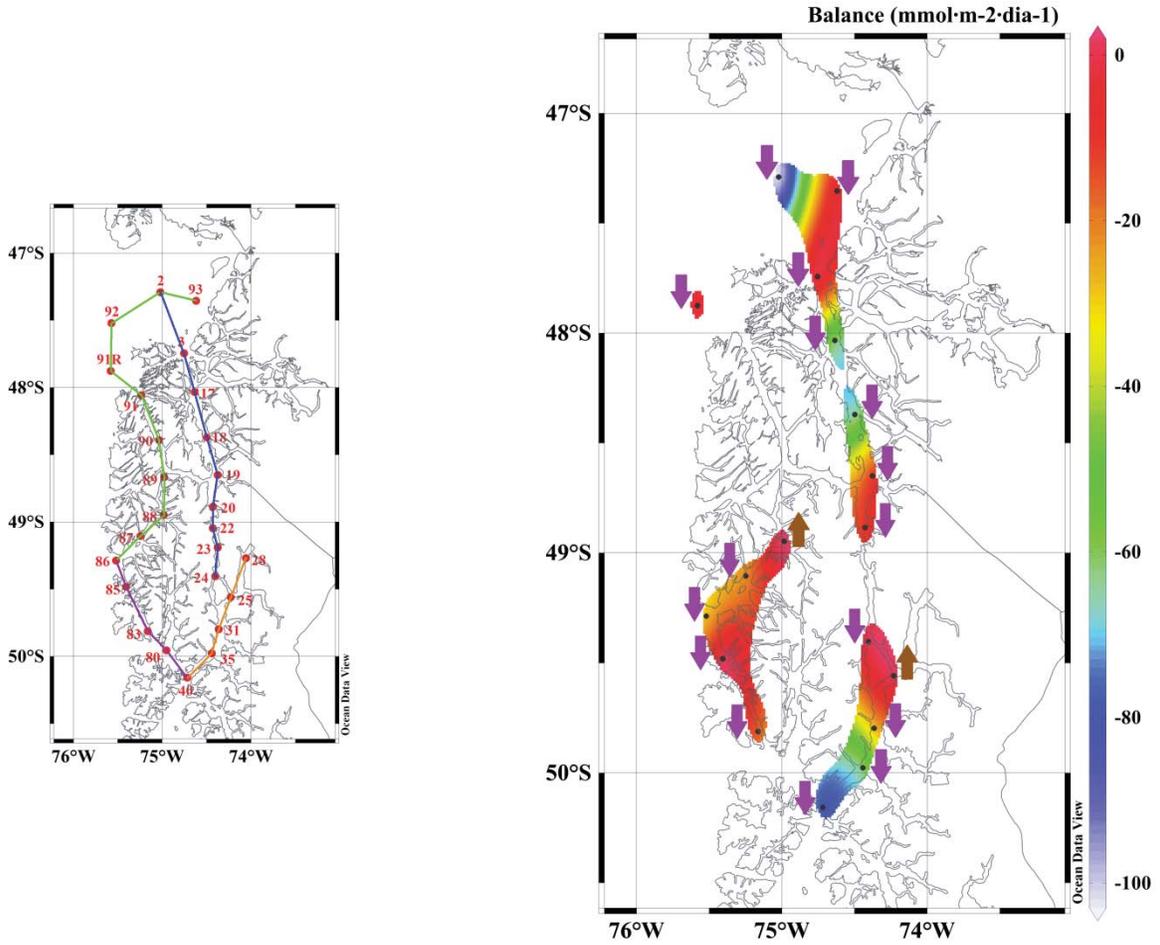


Figura 47. Flujos de  $\text{N}_2\text{O}$  ( $\mu\text{mol}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{dia}^{-1}$ ) y rapidez del viento ( $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ ) para la zona de estudio.



**Figura 48.** Flujos de CH<sub>4</sub> ( $\mu\text{mol}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{dia}^{-1}$ ) y rapidez del viento ( $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ ) para la zona de estudio.



**Figura 49.** Balance de GEI ( $\text{mmol}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{dia}^{-1}$ ) para la zona de estudio. Flechas apuntando hacia abajo (rosadas) indican sumidero de GEI y flechas apuntando hacia arriba (café) indican fuente de GEI hacia la atmosfera.

## DISCUSIÓN

En la zona de estudio ambos sectores, el SIC y el SIO, se caracterizaron por una disminución de temperatura y aumento de salinidad en profundidad. Esta distribución, podría deberse al ingreso de aguas oceánicas por sus extremos norte y sur (Sievers & Silva, 2006), con características de Agua Superficial Subantártica (ASAA; salinidad  $> 33$ ), que al ingresar por los canales, se mezcla con agua dulce proveniente de ríos y deshielo formando el Agua Subantártica Modificada (ASAAM) con salinidades entre 31 y 33. Salinidades menores, observadas en superficie son denominadas como Agua Estuarina (AE; salinidad  $< 31$ ) (Sievers *et al.*, 2002; Sievers & Silva, 2006). Sin embargo, también se observaron salinidades  $> 33$  a mayor profundidad que, de acuerdo a Sievers *et al.* (2002) podrían estar relacionadas al Agua Ecuatorial Subsuperficial (AESS) que penetra hacia los canales por el extremo norte de la zona de estudio, la cual es identificada con salinidades de 33,9. La entrada de esta masa de agua puede ser asociada según estos autores, a condiciones oceanográficas excepcionales (tormentas), que podrán forzar su paso hacia el interior de los canales.

La comparación de los sectores costeros y oceánicos, permitió observar que la capa de mezcla presentó una distribución similar de temperatura (Tabla 2), la cual podría estar asociada con el hecho de que ambos sectores reciben similar influencia de la radiación solar. Respecto a la salinidad, el SIC se caracterizó por presentar menores valores respecto del SIO, lo que está determinado por una mayor cercanía a las fuentes de agua dulce (ríos y ventisqueros), lo que se traduce en mayor aporte de agua dulce que recibe el SIC desde los ríos Baker y Pascua, entre otros, además del Campo de Hielo Sur.

En la capa pycnoclina, el SIC se caracterizó por presentar menor temperatura y salinidad que el SIO (Tabla 3). Esta distribución podría ser explicada por el ingreso de agua más fría y menos salina en el SIC proveniente de deshielo glaciar desde el Campo de Hielo Sur. En el caso del SIO, éste también recibe el aporte de agua fría y menos salina desde el Campo de Hielo Sur, pero este sector se encuentra más alejado, presentando una mayor influencia de aguas oceánicas, más cálidas y salinas, por lo que el comparativo aumento de

la temperatura y salinidad observada en este sector puede atribuirse a una mayor influencia de estas aguas, como ha sido descrito por Silva & Calvete (2002), Ramírez (2006), Arancibia (2014) y Fernández (2015). En la capa profunda, el SIC presentó un leve aumento de temperatura pero mantuvo una menor salinidad que el SIO (Tabla 4).

En general, en ambos sectores la distribución de la densidad siguió un patrón muy similar al de la salinidad en la columna de agua, con correlación positiva significativa entre las variables ( $r \sim 1$ ,  $n = 434$ ) en toda la columna de agua. Esta relación indicaría, que la densidad está más influenciada por la salinidad que por la temperatura, concordando con lo reportado anteriormente en la zona (Sievers *et al.*, 2002).

En superficie, ambos sectores se caracterizaron por estar bien oxigenados con saturaciones cercanas al equilibrio y ocasionalmente con sobresaturaciones (AOU negativo), y bajas concentraciones de nutrientes. Esto permitiría inferir una producción de oxígeno disuelto y consumo de nutrientes por parte del fitoplancton debido a procesos fotosintéticos, los que se ven favorecidos en primavera y verano por una mayor radiación solar. Igualmente, también se encontraron leves insaturaciones de oxígeno disuelto (96%), mostrando valores positivos de AOU, lo que puede ser producto de un consumo de oxígeno disuelto por actividad respiratoria en la superficie (Libes, 1992; Silva & Calvete, 2002). Por otra parte, la baja concentración de nutrientes en superficie también podría ser producto de la influencia de agua dulce proveniente de los ríos, la que se caracteriza por su bajo contenido de  $\text{NO}_3^-$  y  $\text{PO}_4^{3-}$ , pero con alto  $\text{H}_4\text{SiO}_4$  (Sievers *et al.*, 2002; Silva, 2006). En el caso del bajo contenido de  $\text{H}_4\text{SiO}_4$  observado en el presente estudio, podría ser producto de un consumo biológico por parte de organismos fitoplanctónicos para la formación de su pared celular o por aporte de aguas oceánicas pobres en  $\text{H}_4\text{SiO}_4$  (Silva & Calvete, 2002; Silva, 2006).

La distribución de oxígeno disuelto y nutrientes ( $\text{NO}_3^-$  y  $\text{PO}_4^{3-}$ ) en la capa de mezcla fue similar en ambos sectores (Tabla 2), lo que podría sugerir que la producción primaria en ambos sectores es semejante. Sin embargo, se debe considerar que, la concentración (saturación) de oxígeno disuelto en esta capa también es afectada por procesos como el

intercambio gaseoso con la atmosfera, la mezcla vertical producida por el viento, el ingreso de aguas con mayor o menor contenido de oxígeno disuelto. La mayor diferencia entre sectores se observó para el  $\text{H}_4\text{SiO}_4$ , donde el SIC presentó mayor concentración respecto al SIO. Esta diferencia podría estar determinada por un mayor aporte proveniente de ríos en el SIC, los que se caracterizan por ser ricos en  $\text{H}_4\text{SiO}_4$  y/o por un mayor aporte de aguas oceánicas en el SIO, pobres en  $\text{H}_4\text{SiO}_4$  (Silva & Calvete, 2002; Muñoz, 2004; Silva, 2006).

En la capa pycnoclina y capa profunda de ambos sectores, se observó una disminución de oxígeno disuelto y un aumento en la concentración de nutrientes, lo cual puede ser producto de la degradación de material orgánico tanto local como proveniente desde la superficie (Silva & Calvete, 2002; Silva, 2006), y advechado debido al ingreso de aguas oceánicas con menor contenido de oxígeno disuelto. Asimismo, al igual que en la capa de mezcla, en la capa pycnoclina también se observó una alta concentración de oxígeno disuelto (AOU negativo) y baja concentración de nutrientes, lo que podría ser asociado a la ocurrencia de un proceso de fotosíntesis. Comparando los sectores, el SIC presentó menor concentración de oxígeno disuelto y mayor contenido de  $\text{NO}_3^-$ ,  $\text{PO}_4^{3-}$  y  $\text{H}_4\text{SiO}_4$  que el SIO (Tablas 3 y 4). Esta diferencia estaría dando cuenta de la mayor acumulación de productos de la degradación de materia orgánica que se genera en el SIC, lo cual resulta en un mayor consumo de oxígeno disuelto que el SIO, de acuerdo a los valores de AOU.

En ambos sectores se observó una evidente estratificación en superficie, ya sea en salinidad, densidad, oxígeno disuelto,  $\text{NO}_3^-$  y  $\text{PO}_4^{3-}$ , estratificación que fue menos intensa hacia el sur de la zona de estudio. El ingreso de agua proveniente de ríos y deshielo de glaciares, aumentaría la estratificación de la columna de agua y su menor intensidad hacia el sur, podría asociarse a un menor aporte de agua dulce por parte de los ríos, los que se concentran en la zona norte del área de estudio. Esta estratificación, la cual es permanente a lo largo del año (Torres *et al.*, 2011) implicaría que los flujos verticales de estas variables desde o hacia la capa superficial sean limitados por ella (Silva & Calvete, 2002; Torres *et al.*, 2011).

Con respecto a los GEI, la baja concentración (instauración) de CO<sub>2</sub> observada en la capa de mezcla en ambos sectores, sería producto de la actividad fotosintética, lo que se infiere sobre la base de las altas concentraciones de oxígeno disuelto (sobresaturaciones; AOU negativo) y baja concentración de nutrientes, lo que resultaría en un consumo de CO<sub>2</sub> para formar materia orgánica (Rosell *et al.*, 2009; Torres *et al.*, 2011). Sin embargo, de acuerdo a Torres *et al.* (2011), la instauración de CO<sub>2</sub> en la zona de fiordos y canales de la Patagonia puede deberse a la interacción de factores físicos, químicos y biológicos. El factor físico correspondería, a que la estratificación de la columna de agua por el ingreso de agua fresca aislaría la capa superficial de agua ricas en carbono inorgánico disuelto (principal fuente para la fotosíntesis fitoplanctónica) a mayor profundidad, dificultando además el flujo vertical de otros nutrientes disuelto (nitrato), generando un secuestro de CO<sub>2</sub> desde la atmósfera a causa de la alta solubilidad (menor temperatura y salinidad) de este gas en estas latitudes. Respecto al factor biológico, se ha observado tasas de producción primaria altas a moderadas en las aguas superficiales de los fiordos durante periodos cálidos (primavera-verano), lo que sugiere un consumo de carbono inorgánico disuelto (DIC; CO<sub>2</sub>) por fotosíntesis, conduciendo a una disminución del CO<sub>2</sub> en superficie. Esta producción primaria se sustentaría por la advección horizontal del Agua Superficial Subantártica (ASAA) dentro del sistema de fiordos, la cual es más rica en macronutrientes que las aguas de río, con la excepción del H<sub>4</sub>SiO<sub>4</sub>. De acuerdo a estos autores el proceso de fotosíntesis sería el principal factor que generaría un agotamiento rápido de CO<sub>2</sub> en las aguas superficiales. Finalmente el factor químico se relacionaría con la alta eficiencia en la reducción del CO<sub>2</sub> en condiciones de consumo de DIC y nutrientes, debido a una menor capacidad amortiguadora de CO<sub>2</sub> producto del pH más ácido del agua dulce el cual favorecería la presencia de H<sub>2</sub>CO<sub>3</sub>/CO<sub>2</sub>, generando que la reducción fotosintética de CO<sub>2</sub> sea más eficiente.

Al comparar los sectores, respecto de su concentración de CO<sub>2</sub>, en la capa de mezcla el SIC presentó menor concentración (saturación) de CO<sub>2</sub> que el SIO (Tabla 2), debido a su mayor estratificación generada por su conexión con el Campo de Hielo Sur.

En relación con el  $N_2O$ , en la capa de mezcla ambos sectores presentaron en promedio una baja producción aparente (Tabla 2), lo que podría deberse a que las bacterias nitrificantes estaban inhibidas por la luz o en competencia por sustratos con organismos fotosintéticos, mientras que no se espera la actividad desnitrificante por los altos niveles de oxígeno disuelto (Zehr & Ward, 2002). Sin embargo, en esta capa se observaron sobresaturaciones de  $N_2O$  en ambos sectores. Existe la posibilidad de que estas concentraciones se relacionen con un aporte de los ríos, si bien la zona de estudio no cuenta con esta información diversas investigaciones han mostrado que los ríos pueden ser una importante fuente de  $N_2O$ , donde su producción se relaciona principalmente con la nitrificación (McElroy *et al.*, 1978; De Wilde & De Bie, 2000; Zhang *et al.*, 2010). Una segunda alternativa a las sobresaturaciones de  $N_2O$ , se relaciona con un transporte desde capas más profundas hacia la capa de mezcla, por transporte vertical (Suntharalingam & Sarmiento, 2000; Muñoz, 2004).

Si bien en promedio ambas zonas presentaron sobresaturaciones de  $N_2O$ , el análisis detallado de la distribución de este gas en la capa de mezcla, muestra algunos sectores con subsaturaciones. Las subsaturaciones de  $N_2O$  han sido atribuidas a un enfriamiento rápido del agua, a la mezcla de dos cuerpos de agua (influencia de ASAA) lo que también puede influir en la disminución del  $CO_2$  (Chen *et al.*, 2008; Cornejo, 2010; Borges & Abril, 2012; Arancibia, 2014), a errores analíticos y recientemente a la verificación de la ocurrencia de una fijación biológica de  $N_2O$  por cianobacterias (Vieten *et al.*, 2008; Cornejo *et al.*, 2015). Si bien en la región existen procesos de enfriamiento, que podrían generar subsaturaciones de  $N_2O$ , el periodo de estudio (primavera) hace improbable que este fenómeno ocurra.

Así, al comparar ambos sectores, es posible que el SIO (que presenta mayor concentración de  $N_2O$ ; Tabla 2) esté recibiendo un mayor aporte de  $N_2O$  por ríos o transporte vertical, y/o que el SIC presente mayor utilización de este gas. Por lo tanto, la distribución de  $N_2O$  en la capa de mezcla y su posterior intercambio con la atmósfera dependerá de las características físicas del sistema y de los procesos de producción/consumo involucrados en la columna de agua (Muñoz, 2004).

En la capa pycnoclina y capa profunda, se observó mayor concentración (saturación) de  $\text{CO}_2$  y  $\text{N}_2\text{O}$  en el SIC en comparación con el SIO (Tablas 3 y 4). Esta diferencia podría ser explicada por mayor degradación de materia orgánica en el SIC, lo cual se ve reflejado en una menor concentración de oxígeno disuelto y mayor contenido de nutrientes, dando como resultado una mayor producción de  $\text{CO}_2$  y  $\text{N}_2\text{O}$ , este último posiblemente por nitrificación (Palma-Fleming, 2008; Torres *et al.*, 2011). Esta degradación se favorecería en la capa profunda, debido a una circulación lenta en los fiordos permitiendo que el agua tenga un tiempo de residencia prologado, favoreciendo la acumulación de materia orgánica y su posterior degradación, dando origen a sobresaturaciones de  $\text{CO}_2$  y  $\text{N}_2\text{O}$  en esta capa en ambos sectores (De Wilde & De Bie, 2000; Suntharalingam & Sarmiento, 2000; Chen *et al.*, 2008). Considerando lo anterior, las aguas del SIC podrían ser más viejas que las que se encuentran en el SIO, resultando en un mayor tiempo de residencia en las cuales se ha producido mayor degradación de materia orgánica, y por ende mayor producción de  $\text{CO}_2$ , así como también mayor tiempo en el que los procesos de nitrificación y desnitrificación podrían haber estado aportando  $\text{N}_2\text{O}$  a las aguas. Este último proceso posiblemente focalizado en micrositios anaeróbicos al interior de las partículas (Suntharalingam & Sarmiento, 2000).

La producción de  $\text{N}_2\text{O}$  atribuible al proceso de nitrificación, se infiere en base a un análisis de correlación entre  $\Delta\text{N}_2\text{O}$  y oxígeno disuelto, la que generaría una correlación negativa o entre  $\text{N}_2\text{O}$  (ó  $\Delta\text{N}_2\text{O}$ ) y  $\text{NO}_3^-$ , AOU, los que generarían una correlación positiva (Nevison *et al.*, 1995; Arancibia, 2014). De acuerdo al análisis de correlación lineal simple, los datos analizados en la capa pycnoclina (Tabla 6) no mostraron una correlación significativa ( $p < 0,1$ ) entre estas variables. Por el contrario, en la capa profunda (Tabla 7) estas correlaciones fueron significativas en las transectas T2 y T3. Estos resultados indicarían la posibilidad de producción de  $\text{N}_2\text{O}$  por nitrificación en la capa profunda en ambos sectores, mientras que en la capa pycnoclina estas relaciones podrían estar influenciadas por otros procesos. De acuerdo a Nevison *et al.* (1995) es posible observar buenas correlaciones bajo los 100 m aproximadamente, dado que a menor profundidad variables como oxígeno disuelto,  $\text{NO}_3^-$  y  $\text{N}_2\text{O}$  pueden ser influenciadas por procesos de mezcla, producción/consumo, intercambio con la atmósfera, entre otros.

En cuanto al CH<sub>4</sub>, en ambos sectores se observó una distribución bastante heterogénea, con insaturaciones (consumo) y sobresaturaciones (producción) a lo largo de las transectas. Las sobresaturaciones, podrían ser asociadas a la “paradoja del metano oceánico”, ya que se observó buena oxigenación de la columna de agua en ambos sectores, por lo que la producción de CH<sub>4</sub> por metanogénesis no estaría favorecida. De acuerdo a las hipótesis que explicarían esta paradoja, el CH<sub>4</sub> podría ser producido por microorganismos en partículas orgánicas suspendidas (células muertas o pellets fecales, entre otros) que se presentan en la columna de agua (Holmes *et al.*, 2000; Kiene, 1991). Otra posibilidad es que en condiciones deficientes de fosfato los organismos autótrofos pueden utilizar compuestos de fósforo orgánicos (dimetilsulfonopropionato (DMSP) o metilfosfonato (MPn)) como fuente de fósforo, lo que a su vez podría producir CH<sub>4</sub> (Karl *et al.*, 2008; Damm *et al.*, 2010). Sin embargo, mediciones experimentales de penetración de oxígeno disuelto dentro de flóculos orgánicos, agregados y partículas hundidas indican que las condiciones anóxicas no pueden persistir por mucho tiempo en escalas tan pequeñas, poniendo límites a la potencial contribución de producción de CH<sub>4</sub> anaeróbica en microambientes (Karl & Tilbrook 1994 *fide* Reeburgh, 2007; Ploug *et al.*, 1997 and Simon *et al.*, 2002 *fide* Repeta *et al.*, 2016). Asimismo, con la segunda hipótesis (deficiencia de fosfato) se esperaría observar una correlación negativa significativa entre CH<sub>4</sub> y PO<sub>4</sub><sup>3-</sup>, lo cual en el análisis de correlación no se presentó en la columna de agua. Aun así no se descarta ninguna hipótesis ya que el ciclo del CH<sub>4</sub> marino sigue siendo poco claro. Otros mecanismos de generación de CH<sub>4</sub>, son los tractos digestivos de la biomasa de zooplancton (Oremlad, 1979; Traganza *et al.*, 1979).

Asimismo, el ingreso fluvial de CH<sub>4</sub> al océano podría ser significativo (De Angelis & Lilley, 1987 *fide* Kiene, 1991). La concentración de CH<sub>4</sub> en ríos es muy variada, pero puede ser cercana a 3 órdenes de magnitud mayor que en aguas oceánicas (Lamontagne *et al.*, 1973 and De Angelis & Lilley, 1987 *fide* Kiene, 1991). Así, al igual que el N<sub>2</sub>O, el CH<sub>4</sub> observado en la zona de fiordos puede ser de origen fluvial, o producido in situ.

Por otra parte, las insaturaciones podrían atribuirse a una oxidación de CH<sub>4</sub> por bacterias metanotróficas (Topp & Hanson, 1991; Reeburgh, 2007; Anderson *et al.*, 2010).

Los metanotrofos tienen alta necesidad de asimilación de nitrógeno (Topp & Knowles, 1984 and Megraw & Knowles, 1987a *fide* Topp & Hanson, 1991), siendo capaces de oxidar amonio ( $\text{NH}_4^+$ ) a través de hidroxilamina ( $\text{NH}_2\text{OH}$ ) a nitrito ( $\text{NO}_2^-$ ) (Hutton & Zobell, 1953 and O'Neill & Wilkinson, 1977 *fide* Topp & Hanson, 1991). La oxidación de  $\text{NH}_4^+$  y  $\text{NH}_2\text{OH}$  está acompañada por la producción de pequeñas cantidades de  $\text{N}_2\text{O}$  (Knowles & Topp, 1988 and Yoshinari, 1985 *fide* Topp & Hanson, 1991). Finalmente la actividad de oxidación de  $\text{CH}_4$  no solo está controlada por la concentración de  $\text{CH}_4$ , sino también por la concentración de oxígeno disuelto y nitrógeno inorgánico (Kiene, 1991). De acuerdo a la estadística entre los gases, fue posible observar una correlación negativa significativa entre  $\text{CH}_4$  y  $\text{CO}_2$  en la capa profunda ( $r = -0,65$   $p = 0,05$ ) de la transecta 1 (SIC) y en la capa picnoclina ( $r = -0,09$   $p = 0,08$ ) de la transecta 3 (SIO), esto podría indicar la ocurrencia de metanotrofia en la zona norte del área de estudio. Respecto a la relación entre  $\text{CH}_4$  y  $\Delta\text{N}_2\text{O}$ , no se observó una relación estadística significativa en la zona de estudio.

Comparando los sectores, la capa de mezcla presentó poca variación entre sectores, donde el SIC se caracterizó por poseer mayor concentración (saturación) y producción de  $\text{CH}_4$  que el SIO (Tabla 2). Esta diferencia podría ser asociada a un mayor ingreso de  $\text{CH}_4$  desde los ríos en el SIC, ya que este sector cuenta con mayor aporte fluvial en comparación con el SIO. En la capa picnoclina el SIO presentó mayor concentración (saturación) y producción de  $\text{CH}_4$  en comparación con el SIC (Tabla 3), lo que puede asociarse a una mayor oxidación de éste en el SIC, lo cual es posible evidenciar al observar mayor concentración de  $\text{CO}_2$  en este sector. En la capa profunda se presentó en promedio una concentración (saturación) y producción de  $\text{CH}_4$  similar entre sectores (Tabla 4), lo que podría ser producto de una producción de  $\text{CH}_4$  en el material particulado o una fijación de éste similar en ambos sectores.

Cabe mencionar que el aporte bentónico también podría tener un efecto sobre la distribución de los GEI, ya que en los sedimentos marinos ocurre una serie de procesos que involucran producción/consumo de estos gases, tales como degradación de materia orgánica, nitrificación/desnitrificación, DNRA, metanogénesis, entre otros. Sin embargo,

este estudio no considero dichos aportes, lo cual abre una ventana a nuevas investigaciones para una mayor comprensión de la distribución de GEI en la zona de estudio.

Además de los mecanismos biológicos involucrados en la regulación de la concentración (saturación) de los gases (oxígeno disuelto, CO<sub>2</sub>, N<sub>2</sub>O y CH<sub>4</sub>) en superficie, existen tres mecanismos físicos capaces de generar subsaturaciones: (1) rápido enfriamiento, (2) disminución de salinidad y (3) mezcla de masas de agua. Estos factores permitirían aumentar la solubilidad de los gases, sin embargo, estos cambios podrían ser más rápidos de lo que tardaría la capa superficial en estar en equilibrio con la atmósfera respecto a los distintos gases, generando subsaturaciones transientes (Cornejo, 2010; Cornejo *et al.*, 2015).

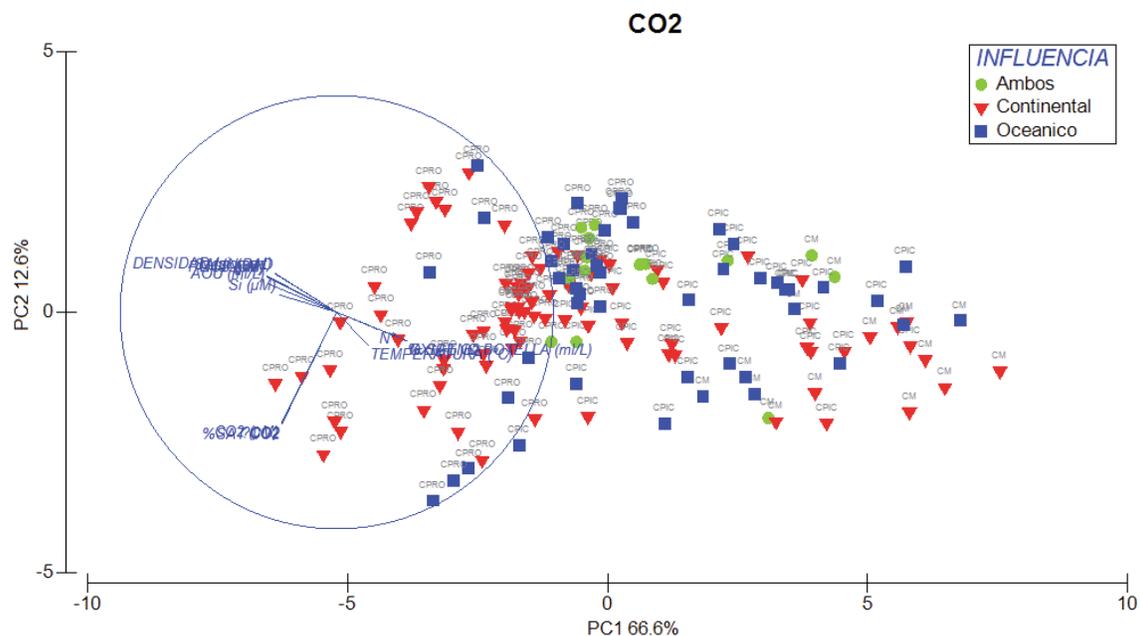
Considerando un rápido enfriamiento del agua como posible responsable de las subsaturaciones observadas, para el oxígeno disuelto se requeriría una disminución de la temperatura entre 0,2 y 1,9 °C, para el CO<sub>2</sub> entre 1,6 y 40,0 °C, en el caso del N<sub>2</sub>O entre 0,8 y 5,9 °C. Finalmente para el CH<sub>4</sub> la disminución de temperatura debiera ser entre 1,0 y 30,9 °C. En el caso que un cambio de salinidad sea capaz de explicar las subsaturaciones de los gases, para el oxígeno disuelto se requeriría una disminución de salinidad entre 0,7 y 6,8, para el CO<sub>2</sub> entre 10,9 y 238,3, en el caso del N<sub>2</sub>O entre 5,2 y 37,8, finalmente para el CH<sub>4</sub> debiera ser entre 3,8 y 90,1. Finalmente, analizando los tipos de mezclas de masas de agua necesarias para explicar las subsaturaciones, se observó que para el oxígeno disuelto la temperatura de las masas de agua debiera estar entre 2,9 y 18,1 °C, mientras que la salinidad estaría entre 4,7 y 62,9, para el caso del CO<sub>2</sub> sería necesario una temperatura entre 7,9 y 59,7 °C, y salinidades entre 17,7 y 324,2, respecto al N<sub>2</sub>O sería necesario observar temperaturas entre 8,6 y 16,4 °C, y salinidades entre 0 y 83,0, por último para el CH<sub>4</sub> la temperatura debiera ser entre 3,7 y 58,3 °C, y salinidades entre 5,0 y 152,5.

De acuerdo a estos resultados, es poco probable observar cambios tan extremos en las condiciones de temperatura y salinidad, por ello los procesos físicos no explicarían las subsaturaciones observadas en los diferentes gases (oxígeno disuelto, CO<sub>2</sub>, N<sub>2</sub>O y CH<sub>4</sub>), lo

que sugiere que los mecanismos biológicos serían los principales responsables de las subsaturaciones en la zona de estudio.

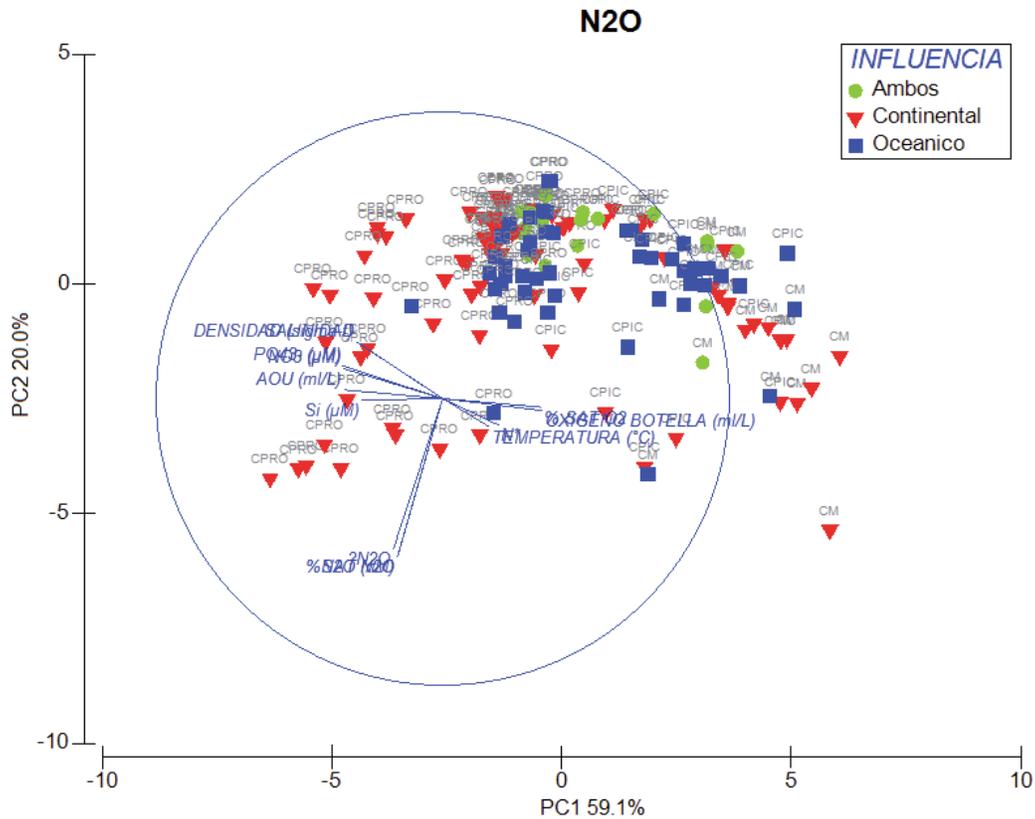
Debido a la baja relación observada en el análisis de correlación lineal simple, entre los GEI y las variables oceanográficas, se desarrolló un análisis de componentes principales (ACP) para evidenciar si es posible obtener mejor relación entre las variables analizándolas todas en su conjunto. Para ello se desarrolló un ACP para cada gas y se consideró como factores para visualización, basado en capas (superficial, pycnoclina y profunda) y sectores (continental y oceánico).

De acuerdo al ACP para el CO<sub>2</sub> (Figura 50 y Figura 85 anexos), fue posible observar claras diferencias en la distribución de las variables físico-químicas comparando las tres capas analizadas (capa de mezcla, pycnoclina y profunda) y entre los sectores (continental y oceánico), mostrando que existen características diferentes, ya sea entre capas o entre sectores, que hacen de ellas un ambiente con mayores o menores condiciones para la formación de CO<sub>2</sub>, esto explicaría la variabilidad en la distribución de este gas. De este análisis las componentes principales 1 y 2 explicaron el 79,2% de la varianza (PC1: 66,6% y PC2: 12,6%), donde las variables que entregaron mayor aporte a la variabilidad de los datos en la PC1 fueron el PO<sub>4</sub><sup>3-</sup> y el oxígeno disuelto, mientras que en la PC2 fueron el CO<sub>2</sub> y la densidad. Asimismo, las componentes indicaron que en la zona de estudio las variables de temperatura, salinidad, densidad, oxígeno disuelto (AOU), nutrientes y el coeficiente N\* no tienen relación con el CO<sub>2</sub>.



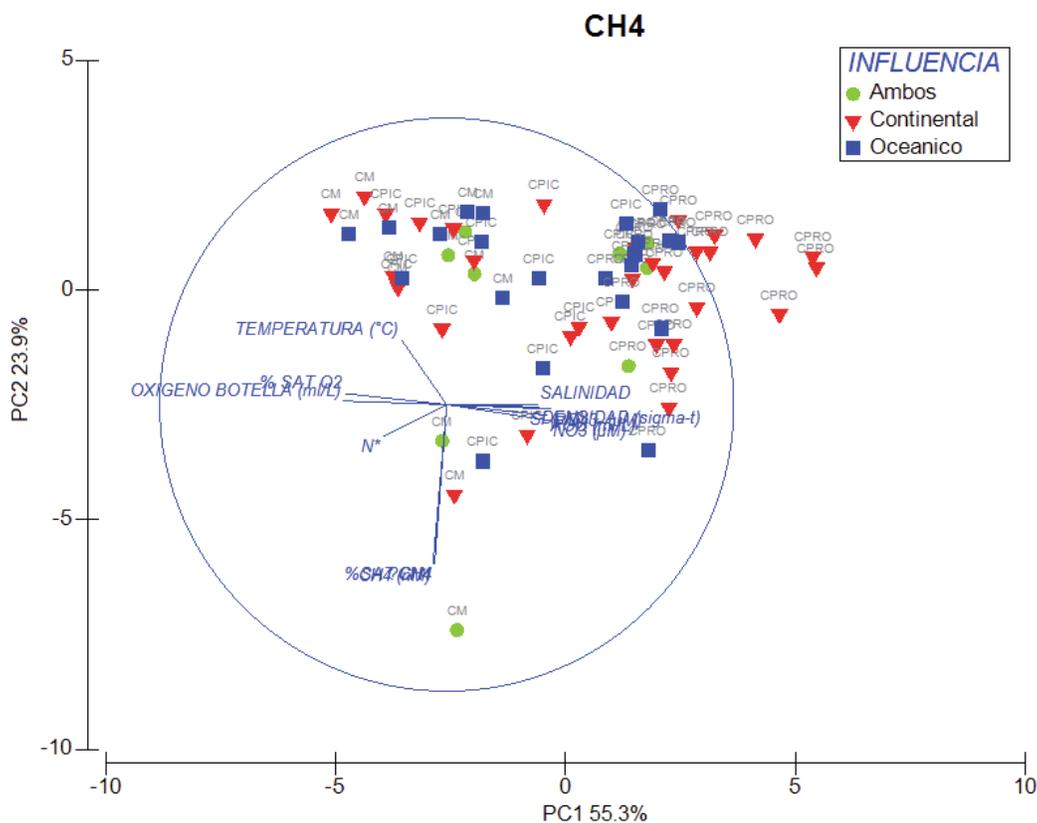
**Figura 50.** Análisis de componentes principales (ACP) para el CO<sub>2</sub>. Análisis combinado por sectores y capas.

Con el N<sub>2</sub>O, la distribución de las variables físico-químicas entre las capas fue similar, sin embargo al comparar los sectores existieron mayores diferencias, observando mayor variación en el sector continental, esto explicaría la variabilidad en la distribución de este gas. Del análisis, las componentes principales 1 y 2 explicaron el 79.1% de la varianza (PC1: 59,1% y PC2: 20%), donde las variables que entregaron mayor aporte a la variabilidad de los datos en la PC1 el oxígeno disuelto y el PO<sub>4</sub><sup>3-</sup>, mientras que en la PC2 fueron la densidad y salinidad. Asimismo, las componentes indicaron que en la zona de estudio las variables de temperatura, salinidad, densidad, oxígeno disuelto (AOU), nutrientes y el coeficiente N\* no tienen relación con el N<sub>2</sub>O (Figura 51 y Figura 86 anexos).



**Figura 51.** Análisis de componentes principales (ACP) para el N<sub>2</sub>O. Análisis combinado por sectores y capas.

Finalmente para CH<sub>4</sub>, se observó mayor diferencia de la distribución de las variables físicas y químicas en la capa profunda, en comparación con la capa de mezcla y capa pycnoclina, no obstante entre los sectores la distribución fue similar. En el ACP, las componentes 1 y 2 explicaron 79,2% de la varianza (PC1: 55,3% y PC2: 23,9%), donde las variables que entregaron mayor aporte a la variabilidad de los datos en la PC1 fueron el PO<sub>4</sub><sup>3-</sup>, el oxígeno disuelto y el NO<sub>3</sub><sup>-</sup>, mientras que en la PC2 fueron el CH<sub>4</sub> y la temperatura. Asimismo, las componentes indicaron que en la zona de estudio, la concentración de CH<sub>4</sub> presenta una leve relación inversa con la distribución de temperatura, mientras que la salinidad, densidad, oxígeno disuelto (AOU), nutrientes y el coeficiente N\* no tienen relación con el CH<sub>4</sub> (Figura 52 y Figura 87 anexos).



**Figura 52.** Análisis de componentes principales (ACP) para el CH<sub>4</sub>. Análisis combinado por sectores y capas.

Además, fue posible observar una relación positiva entre las variables salinidad y densidad, entre NO<sub>3</sub><sup>-</sup> y PO<sub>4</sub><sup>3-</sup>, en menor grado con el H<sub>4</sub>SiO<sub>4</sub>, y entre la temperatura y el oxígeno disuelto, lo cual coincide con la distribución de estas variables observadas para cada sector.

Con respecto a los flujos océano-atmósfera, las bajas saturaciones de CO<sub>2</sub> en superficie, resultaron en flujos desde la atmósfera hacia el océano, donde el SIC (que está más insaturado) se caracterizó por un mayor influjo que el SIO (Tabla 2). Los influjos observados en este estudio (SIC  $-50,08 \pm 36,86 \text{ mmol}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{día}^{-1}$ ; SIO  $-39,66 \pm 39,72 \text{ mmol}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{día}^{-1}$ ) fueron en promedio mucho mayores a lo reportado por Torres et al. (2011) ( $-15 \pm 17 \text{ mmol}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{día}^{-1}$ ). Desde el punto de vista biológico, la captación o liberación de CO<sub>2</sub> por las aguas superficiales de los fiordos depende principalmente del estatus metabólico dominante de los organismos presentes en la capa superficial (autótrofos versus

heterótrofos) (Torres *et al.*, 2011). También existen otros factores tales como, procesos biogeoquímicos adicionales (por ejemplo, precipitación/disolución de  $\text{CaCO}_3$ ), mezcla de agua con sistemas acuáticos adyacentes con menor o mayor contenido de  $\text{CO}_2$ , tiempo de residencia de las aguas dentro del sistema, presencia o ausencia de estratificación, entre otros (Borges & Abril, 2012).

Asimismo, la alta variabilidad del  $\text{N}_2\text{O}$  y  $\text{CH}_4$  resultó en flujos positivos y negativos, caracterizando la zona por poseer estaciones que se comportan como fuente y/o sumidero de estos gases. Parte de la variabilidad observada en los flujos de estos gases puede ser atribuida a la variabilidad que presentó la rapidez del viento en la zona de estudio, la que fluctuó entre  $\sim 5$  y  $\sim 18 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$  (Tabla 2), ya que el viento es el principal generador de turbulencia. Así una mayor rapidez del viento resultará en una mayor ventilación de la capa de mezcla y emisión de gases a la atmósfera. En contraste, una menor rapidez del viento resultará en una baja tasa de ventilación y acumulación de gases producidos (De Wilde & De Bie, 2000; Borges *et al.*, 2004; Arancibia, 2014). Sin embargo, el uso de la rapidez del viento para el cálculo de los flujos puede conducir a incertidumbres, ya que ella puede cambiar mucho más rápido que la concentración del GEI en el agua (De Wilde & De Bie, 2000). Además la variabilidad en la rapidez del viento también debería afectar a los flujos de  $\text{CO}_2$ , lo cual no se ve reflejado en los resultados obtenidos para este gas. Otra opción, sería atribuir la variabilidad de los flujos de  $\text{N}_2\text{O}$  y  $\text{CH}_4$ , a la variabilidad de los procesos biológicos involucrados en la producción/consumo de estos gases en la columna de agua.

Comparando los sectores, el SIC presentó menor eflujo de  $\text{N}_2\text{O}$ , pero mayor eflujo de  $\text{CH}_4$  que el SIO concordando con la distribución de saturación superficial de estos gases, donde el SIC presentó menor saturación de  $\text{N}_2\text{O}$  y más sobresaturación de  $\text{CH}_4$  (Tabla 2). Los flujos de  $\text{N}_2\text{O}$  observados en este estudio ( $-16,8 - 42,7 \mu\text{mol}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{día}^{-1}$ ) fueron mayores a los reportados al sur de la zona de fiordos de Chile ( $50^\circ$  a  $53^\circ$  S), donde los flujos fluctuaron entre  $-13,8$  y  $15,6 \mu\text{mol}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{día}^{-1}$  (Arancibia, 2014). Respecto al  $\text{CH}_4$ , los flujos océano-atmósfera fueron mayores en la zona de estudio ( $53,5 \mu\text{mol}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{día}^{-1}$ ) en comparación del sector más al sur mencionado anteriormente ( $20,4 \mu\text{mol}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{día}^{-1}$ ). Sin

embargo, los influjos en este estudio ( $-8,6 \mu\text{mol}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{día}^{-1}$ ) fueron menores a los reportados al sur, entre  $50^\circ$  y  $53^\circ$  S ( $-16,6 \mu\text{mol}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{día}^{-1}$ ) (Fernández, 2015).

La estimación del balance de los GEI mostró que ambos sectores se comportaron en promedio como sumidero de GEI, aun cuando se observaron algunos flujos positivos de  $\text{N}_2\text{O}$  y  $\text{CH}_4$ . Sin embargo, las mayores subsaturaciones de  $\text{CO}_2$  que se observaron en el SIC resultaron en que este sector de fiordos se comportara como un sumidero de gases mayor comparado con el SIO (Tabla 2).

Estos resultados muestran la importancia de la región para el clima del planeta, en cuanto a su capacidad de secuestrar GEI desde la atmósfera, ayudando a mitigar el avance del calentamiento global. Así la zona de fiordos y canales chilenos será considerada para futuras investigaciones que permitan un mayor entendimiento sobre la variabilidad espacial y temporal de los GEI en estas zonas y su rol como fuente o sumidero.

**Tabla 2.** Estadística comparativa de variables físicas y químicas entre el sector con mayor influencia continental (SIC) y el sector con mayor influencia oceánica (SIO) en la capa de mezcla.

	SIC					SIO				
	Min	Max	Prom.	DS	N	Min	Max	Prom.	DS	N
Temperatura (°C)	7,36	10,14	9,36	0,74	75	8,10	10,05	9,54	0,41	80
Salinidad	17,29	30,85	27,29	2,98	75	26,62	33,06	30,22	1,93	80
Densidad ( $\sigma_t$ )	13,17	23,81	21,05	2,36	75	20,53	25,59	23,33	1,49	80
O <sub>2</sub> dis. (mL·L <sup>-1</sup> )	6,69	7,94	7,23	0,33	22	6,38	8,35	7,27	0,42	22
Sat. O <sub>2</sub> (%)	96	115	107	5	22	94	126	110	7	22
AOU (mL·L <sup>-1</sup> )	-1,00	0,30	-0,46	0,35	22	-1,71	0,40	-0,65	0,44	22
NO <sub>3</sub> <sup>-</sup> (μM)	0,00	11,34	4,69	3,77	22	0,00	10,59	4,14	2,85	22
PO <sub>4</sub> <sup>3-</sup> (μM)	0,00	1,13	0,62	0,28	22	0,32	0,93	0,69	0,20	22
H <sub>4</sub> SiO <sub>4</sub> (μM)	0,00	10,16	3,38	2,93	22	0,00	5,79	1,44	1,39	22
N* (μM)	-7,26	4,74	-2,32	2,60	22	-7,33	-0,51	-4,04	2,31	22
CO <sub>2</sub> (μM)	5,50	15,85	9,48	3,61	13	5,12	15,86	10,28	4,30	10
Sat. CO <sub>2</sub> (%)	33	95	55	22	13	31	96	61	27	10
ΔCO <sub>2</sub> (μM)	-11,69	-0,89	-7,83	3,73	13	-11,62	-0,62	-6,59	4,56	10
N <sub>2</sub> O (nM)	9,01	18,07	11,93	2,34	16	9,01	20,38	12,25	3,18	14
Sat. N <sub>2</sub> O (%)	80	160	110	21	16	80	191	116	30	14
ΔN <sub>2</sub> O (nM)	-2,25	6,76	1,07	2,32	16	-10,55	9,68	0,54	4,43	14
CH <sub>4</sub> (nM)	1,64	12,18	4,86	3,50	10	2,12	12,18	4,07	3,07	11
Sat. CH <sub>4</sub> (%)	55	419	171	121	10	78	419	145	104	11
ΔCH <sub>4</sub> (nM)	-1,36	9,27	2,03	3,49	10	-0,59	9,27	1,30	3,02	11
Fg CO <sub>2</sub> (mmol·m <sup>-2</sup> ·dia <sup>-1</sup> )	-110,85	-3,07	-50,08	36,86	9	-110,85	-3,29	-39,66	39,72	7
Fg N <sub>2</sub> O (μmol·m <sup>-2</sup> ·dia <sup>-1</sup> )	-16,77	42,69	7,19	15,84	11	-16,77	32,49	9,25	16,12	8
Fg CH <sub>4</sub> (μmol·m <sup>-2</sup> ·dia <sup>-1</sup> )	-8,62	53,47	17,82	27,48	6	-1,57	53,47	8,28	20,13	7
Balance (mmol·m <sup>-2</sup> ·dia <sup>-1</sup> )	-102,54	0,08	-38,59	36,71	11	-102,54	2,35	-28,24	37,66	9
Viento (m·s <sup>-1</sup> )	5,20	18,34	9,84	3,63	14	5,83	18,34	9,72	4,97	14

**Tabla 3.** Estadística comparativa de variables físicas y químicas entre el sector con mayor influencia continental (SIC) y el sector con mayor influencia oceánica (SIO) en la capa pycnoclina.

	SIC					SIO				
	Min	Max	Prom.	DS	N	Min	Max	Prom.	DS	N
Temperatura (°C)	6,61	10,04	8,71	0,89	391	8,14	9,98	9,17	0,39	414
Salinidad	20,75	32,48	29,89	1,89	391	26,85	33,50	31,06	1,20	414
Densidad ( $\sigma_t$ )	15,87	25,09	23,18	1,51	391	20,71	26,07	24,04	0,93	414
O <sub>2</sub> dis. (mL·L <sup>-1</sup> )	5,49	7,68	6,37	0,59	34	5,27	8,00	6,66	0,61	33
Sat. O <sub>2</sub> (%)	80	110	94	8	34	80	120	100	9	33
AOU (mL·L <sup>-1</sup> )	-0,70	1,34	0,40	0,57	34	-1,32	1,32	-0,03	0,60	33
NO <sub>3</sub> <sup>-</sup> (μM)	2,41	18,71	12,16	5,15	34	1,52	18,55	10,72	5,22	33
PO <sub>4</sub> <sup>3-</sup> (μM)	0,41	1,81	1,14	0,38	34	0,38	1,81	1,13	0,36	33
H <sub>4</sub> SiO <sub>4</sub> (μM)	0,00	7,93	4,79	2,45	34	0,00	8,15	3,30	2,55	33
N* (μM)	-8,51	-0,43	-3,15	2,00	34	-8,84	-0,65	-4,53	1,81	33
CO <sub>2</sub> (μM)	6,72	20,39	12,84	3,45	24	3,93	23,35	11,15	4,91	21
Sat. CO <sub>2</sub> (%)	40	121	74	20	24	23	142	66	30	21
ΔCO <sub>2</sub> (μM)	-10,22	3,52	-4,58	3,38	24	-13,04	6,89	-5,73	5,05	21
N <sub>2</sub> O (nM)	8,30	19,10	11,68	3,11	24	8,57	14,56	10,78	1,59	18
Sat. N <sub>2</sub> O (%)	77	179	107	31	24	77	136	102	16	18
ΔN <sub>2</sub> O (nM)	-2,55	8,43	0,71	3,34	24	-2,55	3,86	0,16	1,68	18
CH <sub>4</sub> (nM)	1,64	6,77	3,30	1,48	12	2,10	8,03	4,04	2,07	7
Sat. CH <sub>4</sub> (%)	56	230	115	50	12	78	287	146	73	7
ΔCH <sub>4</sub> (nM)	-1,28	3,83	0,44	1,45	12	-0,60	5,23	1,28	2,04	7

**Tabla 4.** Estadística comparativa de variables físicas y químicas entre el sector con mayor influencia continental (SIC) y el sector con mayor influencia oceánica (SIO) en la capa profunda.

	SIC					SIO				
	Min	Max	Prom.	DS	N	Min	Max	Prom.	DS	N
Temperatura (°C)	7,67	9,89	8,58	0,48	4372	7,52	9,75	8,49	0,47	3466
Salinidad	30,76	33,92	33,34	0,55	4372	31,66	33,93	33,53	0,41	3466
Densidad ( $\sigma_t$ )	23,90	26,52	25,93	0,48	4372	24,58	26,56	26,09	0,38	3466
O <sub>2</sub> dis. (mL·L <sup>-1</sup> )	3,63	6,04	4,81	0,57	99	4,05	6,29	5,06	0,68	83
Sat. O <sub>2</sub> (%)	54	92	73	9	99	61	96	77	11	83
AOU (mL·L <sup>-1</sup> )	0,54	3,04	1,78	0,61	99	0,26	2,60	1,52	0,72	83
NO <sub>3</sub> <sup>-</sup> (μM)	16,34	27,82	21,26	3,28	99	15,95	27,34	21,30	3,54	85
PO <sub>4</sub> <sup>3-</sup> (μM)	1,21	2,35	1,88	0,25	99	1,21	2,32	1,86	0,28	85
H <sub>4</sub> SiO <sub>4</sub> (μM)	2,69	22,12	10,12	3,71	99	1,72	21,89	9,27	4,50	85
N* (μM)	-13,08	-0,09	-5,91	1,57	99	-12,59	-0,09	-5,50	1,78	85
CO <sub>2</sub> (μM)	10,02	30,26	16,89	5,00	69	7,24	28,69	14,02	5,37	38
Sat. CO <sub>2</sub> (%)	59	174	99	29	69	44	174	83	32	38
ΔCO <sub>2</sub> (μM)	-7,06	12,90	-0,07	4,93	69	-9,23	12,19	-2,86	5,38	38
N <sub>2</sub> O (nM)	9,07	24,85	13,52	4,43	64	8,25	19,09	11,93	2,49	37
Sat. N <sub>2</sub> O (%)	85	227	126	41	64	80	182	112	23	37
ΔN <sub>2</sub> O (nM)	-1,57	13,89	2,85	4,38	64	-2,09	8,63	1,33	2,44	37
CH <sub>4</sub> (nM)	1,61	6,32	3,20	1,39	20	1,30	7,47	3,23	1,58	15
Sat. CH <sub>4</sub> (%)	59	230	117	50	20	48	272	117	57	15
ΔCH <sub>4</sub> (nM)	-1,11	3,57	0,46	1,39	20	-1,43	4,72	0,48	1,58	15

## CONCLUSIONES

Comparando las variables físicas y químicas entre el SIC y SIO, en la capa de mezcla se observó una distribución similar de temperatura en ambos sectores. Asimismo el SIC presentó menor salinidad que el SIO. Además se observó poca variación de oxígeno disuelto,  $\text{NO}_3^-$  y  $\text{PO}_4^{3-}$  entre los sectores. Por el contrario el  $\text{H}_4\text{SiO}_4$  mostró mayores diferencias, donde el SIC presentó mayor concentración en comparación con el SIO. Adicionalmente, el SIC mostró menor concentración (saturación) de  $\text{CO}_2$  y  $\text{N}_2\text{O}$ , junto con mayor concentración de  $\text{CH}_4$  en comparación con el SIO. En la capa pycnoclina, el SIC mostró menor temperatura y salinidad. Mientras que, en la capa profunda la temperatura mostró un leve aumento en esta sector, pero mantuvo menor salinidad que el SIO. En ambas capas se observó en el SIC menor concentración de oxígeno disuelto, mayor concentración de nutrientes,  $\text{CO}_2$  y  $\text{N}_2\text{O}$  en comparación al SIO. Además el  $\text{CH}_4$  en la capa pycnoclina, el SIC presentó menor concentración respecto del SIO. Por el contrario, en la capa profunda se observó una concentración similar de  $\text{CH}_4$  en ambos sectores.

Los flujos océano-atmósfera de los GEI, indicaron que el océano fue un sumidero de  $\text{CO}_2$  en ambos sectores, sin embargo el influjo del SIC fue  $-10,35 \text{ mmol}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{dia}^{-1}$  mayor que el SIO. Asimismo, el  $\text{N}_2\text{O}$  y  $\text{CH}_4$  presentaron flujos desde y hacia la atmósfera en ambos sectores, no obstante, en promedio el SIC mostró menor eflujo de  $\text{N}_2\text{O}$ , pero mayor eflujo de  $\text{CH}_4$ .

Aun cuando se observó alta variabilidad en los flujos de gases, el balance en la zona de estudio mostró a ambos sectores como sumidero de GEI, donde el SIC fue mayor sumidero que el SIO.

De acuerdo a la hipótesis planteada respecto a que “las condiciones oceanográficas en el SIC (menor temperatura y salinidad) favorecen el secuestro de GEI ( $\text{CO}_2$ -equi.) en comparación al SIO, en los fiordos y canales chilenos entre el golfo de Penas y el canal Trinidad”, esta se rechaza, debido a que no se observó una relación estadística entre la temperatura y los GEI, asimismo la salinidad solo se relacionó con el  $\text{N}_2\text{O}$  (transectas T2 y

T3), por lo cual las características físicas de la columna de agua no serían las principales responsables de las diferencias observadas entre los sectores, sino más bien de los procesos biológicos involucrados en la producción/consumo de estos gases.

## REFERENCIAS

- Arp, D.J. & L.Y. Stein. 2003. Metabolism of inorganic N compounds by ammonia-oxidizing bacteria. *Crit. Rev. Biochem. Molec. Biol.*, 38: 471-495.
- Azam, F., C. Müller, A. Weiske, G. Benckise and J.C.G. Ottow. 2002. Nitrification and denitrification as sources of atmospheric nitrous oxide. Role of oxidizable carbon and applied nitrogen. *Biol Fertil. Soils*, 35: 54–61.
- Anderson, B., K. Barlett, S. Frohling, K. Hayhoe, J. Jenkins, and W. Salas. 2010. Methane and Nitrous Oxide Emissions From Natural Sources. 1–194.
- Arancibia, G. I. 2014. Distribución espacial de óxido nitroso en la zona de fiordos del sur de Chile (50°-53°S) y su rol como fuente o sumidero. Tesis para optar al grado de Oceanógrafo. Pontificia Universidad Católica de Valparaíso. 74 pp.
- Battle, M., M. Bender, T. Sowers, P.P. Tans, J.H. Butler, J.W. Elkins, J.T. Ellis, T. Conway, N. Zhang, P. Lang and A.D. Clark. 1996. Atmospheric gas concentrations over the past century measured in air from firn at the South Pole. *Nature*, 383: 231 – 235.
- Bange, H. W. 2006. Nitrous oxide and methane in European coastal waters. *Estuarine Coastal Shelf Sci.*, 70 (3): 361-374.
- Bange, H., A. Freing, A. Kock, and C. Löscher. 2010. Marine Pathways to Nitrous Oxide. *Nitrous Oxide and Clim. Chang.*, 2: 36–62.
- Borges A.V., J.P. Vanderborght, L.S. Schiettecatte, F. Gazeau, S. Ferrón-Smith, B. Delille & M. Frankignoulle. 2004. Variability of the gas transfer velocity of CO<sub>2</sub> in a Macrotidal estuary (the Scheldt). *Estuarine Research Federation*, 27 (4): 593-603.

- Borges A.V. & G. Abril. 2012. Carbon dioxide and methane dynamics in estuaries. Treatise on estuarine and coastal science. Elsevier, 49 pp.
- Carpenter, J. H. 1965. The Chesapeake Bay Institute technique for the Winkler dissolved oxygen method. *Limnol. Oceanogr.*, 10: 141–143.
- Cornejo, M. 2010. Forzantes biológicos y físicos que dominan los flujos de CO<sub>2</sub> y N<sub>2</sub>O a lo largo de Pacífico Sur Oriental. Tesis de Doctorado. Universidad de Concepción. 166 pp.
- Cornejo, M., A. Murillo, and L. Farías. 2015. An unaccounted for N<sub>2</sub>O sink in the surface water of the eastern subtropical South Pacific: Physical versus biological mechanisms. Elsevier, *Progress in Oceanography*, 137: 12-23.
- Ciais, P., C. Sabine, G. Bala, L. Bopp, V. Brovkin, J. Canadell, A. Chhabra, R. DeFries, J. Galloway, M. Heimann, C. Jones, C. Le Quere, R.B. Myneni, S. Piao, P. Thornton. 2013. Carbon and Other Biogeochemical Cycles. *Climate Change 2013: The physical science basis. Contribution of working group I to the fifth assessment report of the intergovernmental panel on climate change.* Stocker, T.F., D. Qin, G.K. Plattner, M. Tignor, S.K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex and P.M. Midgley (eds.). Cambridge University Press. Cambridge, United Kingdom and New York. NY, USA. 1535 pp.
- Chen C.T., S.L. Wang, X.X. Lu, S.R. Zhang, H.K. Lui, H.C. Tseng, B.J. Wang & H.I. Huang. 2008. Hydrogeochemistry and greenhouse gases of the Pearl river, its estuary and beyond. *Quaternary International*, 186: 79-90.
- Damm, E., E. Helmke, S. Thoms, U. Schauer, E. Nöthig, K. Bakker, and R.P. Kiene. 2010. Methane production in aerobic oligotrophic surface water in the central Arctic Ocean. *Biogeosciences*, 7: 1099–1108.

- De Wilde H. & M. De Bie. 2000. Nitrous oxide in the Schelde estuary: production by nitrification and emission to the atmosphere. *Marine Chemistry*, 69: 203-216.
- Dong, L., D.Nedwell, G. Underwood, D. Thornton and I. Rusmana. 2002. Nitrous oxide formation in the Colne Estuary, England: The central role of nitrite. *Appl. Environ. Microbiol.*, 68 (3): 1240-1249.
- Enhal, D., M. Prather, F. Dentener, R. Derwent, E. Dlugokencky, E. Holland, I. Isaksen, J. Katima, V. Kirchhoff, P. Matson, P. Midgley and M. Wang. 2001. Atmospheric chemistry and greenhouse gases. *Climate change 2001: The scientific basis. Contribution of working group I to the third assessment report of the intergovernmental panel on climate change.* J.T. Houghton, Y. Ding, D.J. Griggs, M. Noguer, P.J. Van Der Linden, X. Dai, K. Maskell & C.A. Johnson (eds.). Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom y New York, USA. 881 pp.
- Farías, L. & M. Cornejo. 2007. Effect of seasonal changes in bottom water oxygenation on sediment N oxides and N<sub>2</sub>O cycling in the coastal upwelling regime off central Chile (36,5°S). *Prog. in Oceanography*, 75: 561-575.
- Forster, P., V. Ramaswamy, P. Artaxo, T. Berntsen, R. Betts, D.W. Fahey, J. Haywood, J. Lean, D.C. Lowe, G. Myhre, J. Nganga, R. Prinn, G. Raga, M. Schulz and R.V. Dorland. 2007. Changes in atmospheric constituents and in radiative forcing. S. Solomon, D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M. Tignor & H.L. Miller (eds.). *Climate change 2007: The physical science basis.* Cambridge University Press, Cambridge y New York. pp. 129-234.
- Fernández, J.A. 2015. Metano en fiordos patagónicos de Chile (~50° - 53°S): Distribución espacial y flujos océano-atmósfera. Tesis para optar al grado de Oceanógrafo. Pontificia Universidad Católica de Valparaíso. 106 pp.

- Florez-Leiva L., E. Damm & L. Farías. 2013. Methane production induced by dimethylsulfide in surface water of an upwelling ecosystem. *Progress in Oceanology*, 30-48.
- Gale, J., J. Bradshaw, Z. Chen, A. Garg, D. Gomez, H.H. Rogner, D. Simbeck, R. Williams, F. Toth and D. Van Vuuren. 2005. Sources of CO<sub>2</sub>. IPCC Special report on carbon dioxide capture and storage. Prepared by working group III of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Metz, B., O. Davidson, H.C. de Coninck, M. Loos, and L.A. Meyer (eds.). Cambridge University Press. Cambridge, United Kingdom and New York. NY, USA. 442 pp.
- Holmen, K. & P. Liss. 1984. Models for air-water gas transfer an experimental investigation. *Tellus*, 36B (2): 92-100.
- Holmes, M.E., F.J. Sansone, T.M. Rust, and B.N. Popp. 2000. Methane production, consumption, and air-sea exchange in the open ocean: An evaluation based on carbon isotopic ratios. *Global Biogeochem. Cycles*, 14 (1): 1-10.
- Karl, D.M., L. Beversdorf, K.M. Björkman, M.J. Church, A. Martinez, and E.F. Delong. 2008. Aerobic production of methane in the sea. *Nat. Geosci.*, 1: 473–478.
- Kara A., P.A. Rochford and H.E. Hurlburt. 2000. An optimal definition for ocean mixed layer depth. *Journal of Geophysical Research*, 105 (C7): 16803-16821.
- Kiene R.P. 1991. Production and consumption of methane in aquatic systems. Microbial production and consumption of greenhouse gases: Methane, Nitrogen Oxides, and Halomethanes. Rogers J.E. & Whitman W.B. (eds.). American society for microbiology, Washington D.C. 298 pp.
- Libes, S. 1992. An introduction to marine biogeochemistry. J Wiley and Sons, Inc., eds. New York. 774 pp.

- McAuliffe C., 1971. GC determination of solutes by multiple phase equilibration. *Chem. Technol.*, 1: 46-51.
- McElroy M.B., J.W. Elkins, S.C. Wofsy, C.E. Kolb, A.P. Durán & W.A. Kaplan. 1978. Production and release of N<sub>2</sub>O from the Potomac Estuary. *Limnol. Oceanol.*, 23 (6): 1168-1182.
- Mosier, A., C. Kroeze, C. Nevison, O. Oenema, S. Seitzinger and O.V. Cleemput. 1998. Closing the global N<sub>2</sub>O budget: Nitrous oxide emissions through the agricultural nitrogen cycle. ECD/IPCC/IEA phase II development of IPCC guidelines for national greenhouse gas inventory methodology. *Nutrient Cycling in Agroecosystems*, 52. 225-248.
- Manne, A.S. & R.G. Richels. 2001. An alternative approach to establishing trade-offs among greenhouse gases. *Nature*, 410: 675-677.
- Muñoz P.A. 2004. Determinación de óxido nitroso (N<sub>2</sub>O), en la zona de fiordos y canales australes de la XI región de Chile. Tesis para optar al título de Biólogo Marino. Universidad Austral de Chile. 103 pp.
- Nevison C., R. Weiss and D. Erickson. 1995. Global oceanic emissions of nitrous oxide. *J. Geophys. Res.*, 100: 15809-15820.
- Oremlad, R.S., 1979. Methanogenic activity in plankton sample and fish intestines: a mechanism for in situ methanogenesis in ocean surface water. *Limnology and Oceanography* 24, 1136–1141.
- Pickard, G.L. 1971. Some Physical Oceanography Features of Inlets of Chile. *J Fish. Res. Bd. Canadá*, 28. 1077-1106.
- Palma-Flemming, H., P. Muñoz, E. Valenzuela, J. Castellano, and A. Aguilera. 2008.

- Nitrous oxide in fjords and channels of the XI region of Chile. *Cienc. y Tecnol. Mar*, 31: 45–73.
- Ramírez B., 2006. Distribución de clorofila en algunos fiordos chilenos ubicados entre el golfo de Penas y el estrecho de Magallanes (Chile). *Cienc. y Tecnol. Mar*, 29 (2): 27-63.
- Reeburgh, W. S. 2007. Oceanic Methane Biogeochemistry. Department of Earth system science, university of California. *Chem. Rev.*, 107: 486-513.
- Repeta D.J., S. Ferrón, O.A. Sosa, C.G. Johnson, L.D. Repeta, M. Acker, E.F. DeLong & D.M. Karl. 2016. Marine methane paradox explained by bacterial degradation of dissolved organic matter. *Nature Geoscience*, 7 pp.
- Rossell A., A. Martínez & N. Núñez. 2009. El papel del ciclo de carbono oceánico en los cambios atmosféricos de CO<sub>2</sub>. *Seguridad y Medio Ambiente*, 116: 52-70.
- Rojas N. 2015. Evaluación de relación de Redfield, en la zona de los fiordos norpatagónicos chilenos. Tesis de magister en Oceanografía. Pontificia Universidad Católica de Valparaíso. 92 pp.
- Sarmiento G., N. Gruber. 2006. *Ocean Biogeochemical Dynamics*. Princeton University Press. Princeton, New Jersey. 495 pp.
- Senga Y., K. Mochida, R. Fukumori, N. Okamoto and Y. Seike. 2006. N<sub>2</sub>O accumulation in estuarine and coastal sediments: the influence of H<sub>2</sub>S on dissimilatory nitrate reduction. *Estuarine Coastal and Shelf Science*, 67: 231-238.
- Sgouridis F., C.M. Heppell, G. Wharton, K. Lansdown and M. Trimmer. 2011. Denitrification and dissimilatory nitrate reduction to ammonium (DNRA) in a temperate re-connected floodplain. *Water Research*, 45: 4909-4922.

- Silva, N. & C. Calvete. 2002. Características oceanográficas físicas y químicas de canales australes chilenos entre el Golfo de Penas y el Estrecho de Magallanes. *Cienc. y Tecnol. del Mar*, 25: 23–88.
- Silva N. 2006. Oxígeno disuelto, pH y nutrientes en canales y fiordos australes. Avances en el conocimiento oceanográfico de las aguas interiores chilenas, Puerto Montt a cabo de Hornos. N. Silva & S. Palma (eds.). Pontificia Universidad Católica de Valparaíso, Valparaíso. 37-43.
- Silva, N. & Palma, S., (Eds.), 2006. Avances en el conocimiento oceanográfico de las aguas interiores chilenas, Puerto Montt a Cabo de Hornos. Comité Oceanográfico Nacional – Pontificia Universidad Católica de Valparaíso, Valparaíso, Chile.
- Sievers H., C. Calvete & N. Silva. 2002. Distribución de características físicas, masas de agua y circulación general para algunos canales australes entre el golfo de Penas y el estrecho de Magallanes (crucero CIMAR-Fiordo 2), Chile. *Cienc. y Tecnol. del Mar*, 25 (2): 17–43.
- Sievers H.A. & N. Silva. 2006. Masas de agua y circulación en los canales y fiordos australes. Avances en el conocimiento oceanográfico de las aguas interiores chilenas, Puerto Montt a cabo de Hornos. N. Silva & S. Palma (Eds.). Pontificia Universidad Católica de Valparaíso, Valparaíso. pp. 53-58.
- Strickland J.D.H. & T.R. Parsons. 1972. *A Practical Handbook of Seawater Analysis*. Fisheries Research Board of Canada. Bulletin 167 (Second Edition). 310 pp
- Suntharalingam, P. & J.L. Sarmiento. 2000. Factors governing the oceanic nitrous oxide distribution: simulations with an ocean general circulation model. *Global Biogeochemical Cycles*, 14(1): 429-454.

- Takahashi, T., S.C. Sutherland, C. Sweeney, A. Poisson, N. Metzl, B. Tilbrook, N. Bates, R. Wanninkhof, R. a. Feely, C. Sabine, J. Olafsson, and Y. Nojiri. 2002. Global sea-air CO<sub>2</sub> flux based on climatological surface ocean pCO<sub>2</sub>, and seasonal biological and temperature effects. *Deep-Sea Res. Part II Top. Stud. Oceanogr.*, 49: 1601–1622.
- Torres, R., S. Pantoja, N. Harada, H.E. González, G. Daneri, M. Frangopulos, J.A. Rutllant, C.M. Duarte, S. Rúaiz-Halpern, E. Mayol, and M. Fukasawa. 2011. Air-sea CO<sub>2</sub> fluxes along the coast of Chile: From CO<sub>2</sub> outgassing in central northern upwelling waters to CO<sub>2</sub> uptake in southern Patagonian fjords. *J. Geophys. Res. Ocean.*, 116: 1–17.
- Topp E. & S. Hanson. 1991. Metabolism of radiatively important trace gases by methane-oxidizing bacteria. Microbial production and consumption of greenhouse gases: Methane, Nitrogen Oxides, and Halomethanes. Rogers J.E. & Whitman W.B. (eds.). American society for microbiology, Washington D.C. 298 pp.
- Traganza, E.D., J.W. Swinnerton, and C.H. Cheek. 1979. Methane supersaturation and ATP- zooplankton blooms in near-surface waters of the Western Mediterranean and the subtropical North Atlantic Ocean. *Deep-Sea Research Part I* 26, 1237–1245.
- Vieten, B., F. Conen, B. Seth, and C. Alewell. 2008. The fate of N<sub>2</sub>O consumed in soils. *Biogeosciences*, 5: 129-132.
- Weiss, R. F & B. A. Price. 1980. Nitrous Oxide Solubility in Water and Seawater *Mar Chem.*, 8 (4): 347-359.
- Welsh D.T., G. Castadelli, M. Bartoli, D. Poli, M. Careri, R. de Wit and P. Viaroli. 2001. Denitrification in an intertidal seagrass meadow, a comparison of <sup>15</sup>N-isotope and acetylene-block techniques: dissimilatory nitrate reduction to ammonia as a source of N<sub>2</sub>O?. *Marine Biology*, 139: 1029-1036.

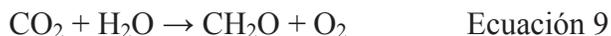
- Wanninkhof, R. 1992. Relationship between wind speed and gas exchange over the ocean. *J. Geophys. Res.*, 97 (C5): 7373-7382.
- Wrage, N., G.L. Velthof, M.L. Van Beusichem and O. Oenema. 2001. Role of nitrifier denitrification in the production of nitrous oxide. *Soil Biol. Biochem.*, 33: 1723-1732.
- Worrell, E., L. Price, N. Martin, C. Hendriks, and L. Ozawa Meida. 2001. Carbon dioxide emissions from the global cement industry. *Annual Review of Energy and Environment*. 26 pp.
- Yin S.X., D. Chen, L.M. Chen and R. Edis. 2002. Dissimilatory nitrate reduction to ammonium and responsible microorganisms in two Chinese and Australian paddy soils. *Soil Biology & Biochemistry*, 34: 1131-1137.
- Zhang G.L., J. Zhang, S.M. Liu, J.L. Ren & Y.C. Zhao. 2010. Nitrous oxide in the Changjiang (Yangtze River) estuary and its adjacent marine area: Riverine input, sediment release and atmospheric fluxes. *Biogeosciences*, 7: 3505-3516.
- Zehr J. P. and Ward B. 2002. Nitrogen cycling in the ocean: new perspectives on processes and paradigms. *Applied and Environmental Microbiology*, Mar. 2002, p. 1015–1024.

## ANEXOS

### Anexo 1: Mecanismos de regulación de CO<sub>2</sub>

Bomba biológica: el bombeo biológico está conformado por dos procesos, la producción primaria (bomba de tejidos suaves) y la formación/disolución de calcio biogénico (bomba de carbonato).

La producción primaria en los océanos es llevada a cabo por organismos fotosintéticos, realizando fotosíntesis, donde toman CO<sub>2</sub> como fuente de carbono para producir compuestos orgánicos (Ecuación 9). Este material orgánico generado por los productores primarios en agua superficiales es exportado hacia capas más profundas, ya sea a través de la trama trófica o por el hundimiento de partículas. Posteriormente en las capas intermedias y profundas este material será remineralizado (Ecuación 10), liberando CO<sub>2</sub>, o enterrándolo en los sedimentos, ambas vías permiten que el CO<sub>2</sub> sea almacenado por largo tiempo (escala de ciclo de Broecker o de Wilson), disminuyendo su concentración en superficie y así en la atmósfera.



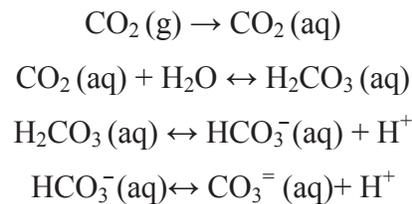
La formación biológica de carbonato de calcio (CaCO<sub>3</sub>) es utilizada por algunos organismos plantónicos y bentónicos para la calcificación y se rige por la siguiente ecuación:



De acuerdo a esta ecuación, por cada mol de CaCO<sub>3</sub> precipitado, se produce un mol de CO<sub>2</sub>. Sin embargo, el CO<sub>2</sub> interactúa a través del sistema de equilibrio termodinámico

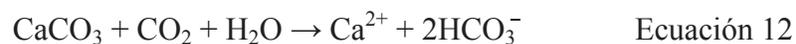
provocando que el aumento de CO<sub>2</sub> sea de 0,6 moles por cada mol de CaCO<sub>3</sub> producido debido a la alcalinidad.

Bomba de solubilidad: el océano capta CO<sub>2</sub> desde la atmósfera a través de la interface aire-mar. El CO<sub>2</sub> gaseoso se disuelve en el agua de mar formando ácido carbónico (H<sub>2</sub>CO<sub>3</sub>), el cual es muy inestable por lo que se disocia formando bicarbonato (HCO<sub>3</sub><sup>-</sup>) y carbonato (CO<sub>3</sub><sup>=</sup>), de acuerdo a las siguientes reacciones:



Todas estas reacciones están en equilibrio químico, es decir el carbono existe en todas estas formas simultáneamente en el agua constituyendo el Carbono Inorgánico Disuelto (CID).

En zonas de formación de masas de agua, intermedias y profundas, existe un alto secuestro de gases desde la atmósfera. Esta formación de aguas resulta en que el CO<sub>2</sub> captado desde la atmósfera en aguas superficiales sea aislado por largo tiempo ya sea en la capa intermedia (por ejemplo, la masa de Agua Intermedia Antártica) o en la capa profunda, al ser transportado hacia el océano profundo por la circulación termohalina. Estas aguas estarán en contacto con los sedimentos, donde algo del CO<sub>2</sub> reaccionará con CaCO<sub>3</sub> (Ecuación 12), disminuyendo la presión parcial en la masa de agua. Cuando esta masa de agua vuelva a la superficie del océano, será capaz de absorber más CO<sub>2</sub>.



## Anexo 2: Procesos de producción/consumo de CH<sub>4</sub>

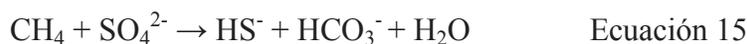
El metano es producido por el proceso de metanogénesis, el cual es llevado a cabo por arqueas en ambientes anóxicos, que utilizan hidrogeno y CO<sub>2</sub> para formar metano (Ecuación 13).



Por otra parte, el CH<sub>4</sub> es consumido en un ambiente aeróbico por el proceso de metanotrofia, el cual es llevado a cabo por bacterias metanotróficas, las cuales son capaces de crecer utilizando metano como su principal fuente de energía y carbono (Ecuación 14).



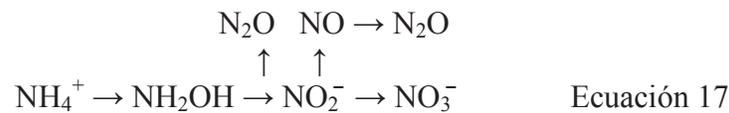
Sin embargo, el CH<sub>4</sub> también puede ser consumido en ambientes anaeróbicos por dos procesos: la oxidación anaeróbica de CH<sub>4</sub> (AMO), realizada por arqueas metanotróficas, en la cual el CH<sub>4</sub> reacciona con sulfato para formar bisulfuro (HS<sup>-</sup>) y bicarbonato (HCO<sub>3</sub><sup>-</sup>) (Ecuación 15), y la metanogénesis inversa, la cual produce CO<sub>2</sub> y hidrogeno (Ecuación 16). Este último proceso es posible cuando las concentraciones de H<sub>2</sub> son menores a 0,29 nM.



## Anexo 3: Procesos microbiológicos en el ciclo de N<sub>2</sub>O

La nitrificación (Ecuación 17) consiste en la oxidación de amonio (NH<sub>4</sub><sup>+</sup>) o amoníaco (NH<sub>3</sub>) a nitrito (NO<sub>2</sub><sup>-</sup>) y luego a nitrato (NO<sub>3</sub><sup>-</sup>). Es un proceso aeróbico que ocurre en condiciones aeróbicas y subóxicas. Es llevado a cabo por bacterias y arqueas quimioautolitotróficas. Ambas se dividen en 2 grupos: bacterias/arqueas oxidantes de

amonio (BOA o AOA, respectivamente) y bacterias/arqueas oxidantes de nitrito (BON o AON, respectivamente). Durante la nitrificación además de  $\text{NO}_3^-$ , se producen especies intermedias como la hidroxilamina ( $\text{NH}_2\text{OH}$ ) y  $\text{NO}_2^-$ . Parte de ellas puede ser transformado a  $\text{N}_2\text{O}$  como un subproducto, mediante la oxidación de  $\text{NH}_2\text{OH}$  a  $\text{N}_2\text{O}$  y mediante un paso desnitrificador, conocido como nitrificación desnitrificante, donde el  $\text{NO}_2^-$  es reducido a óxido nítrico ( $\text{NO}$ ) y a  $\text{N}_2\text{O}$ .



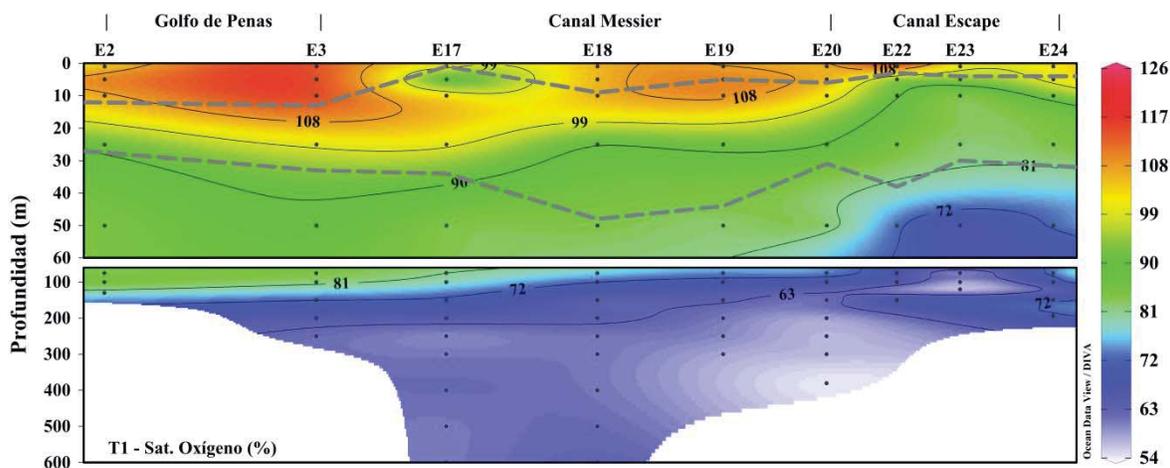
Es decir, la nitrificación puede formar  $\text{N}_2\text{O}$  por la vía de  $\text{NH}_2\text{OH} \rightarrow \text{N}_2\text{O}$ ,  $\text{NO} \rightarrow \text{N}_2\text{O}$  y  $\text{NO}_2^- \rightarrow \text{NO} \rightarrow \text{N}_2\text{O}$ . La producción de  $\text{N}_2\text{O}$  por nitrificación aumenta bajo condiciones subóxicas (Wrage et al., 2001; Arp & Stein, 2003; Bange et al., 2010).

Por otra parte, la desnitrificación (Ecuación 18) es un proceso de respiración anaeróbico, realizado por bacterias heterotróficas, en el cual el  $\text{NO}_3^-$  es reducido a  $\text{NO}_2^-$ , el  $\text{NO}_2^-$  a  $\text{N}_2\text{O}$  y este finalmente a nitrógeno molecular ( $\text{N}_2$ ). Este proceso se favorece en un ambiente subóxico y las diferentes enzimas involucradas en cada uno de los pasos de la desnitrificación son inhibidas cuando son sometidas a distintas concentraciones de oxígeno disuelto. Así en ambientes con concentraciones de oxígeno disuelto muy bajas ( $< 0,1$  mL/L), la desnitrificación tendrá como producto final  $\text{N}_2$ , mientras que a medida que la concentración de oxígeno disuelto aumenta, la enzima óxido-nitroso reductasa es bloqueada reflejándose en una acumulación de  $\text{N}_2\text{O}$  (Castro-Gonzales & Farías, 2004; Bange et al., 2010).

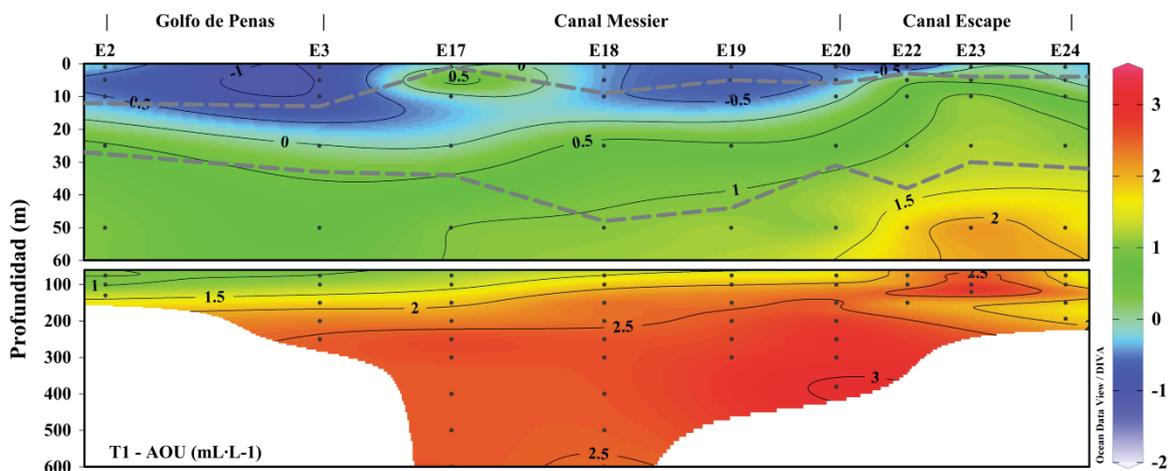


## Anexo 4: Distribución vertical de saturación de oxígeno disuelto y AOU en la zona de estudio

### Transecta 1: golfo de Penas – canal Messier – canal Escape

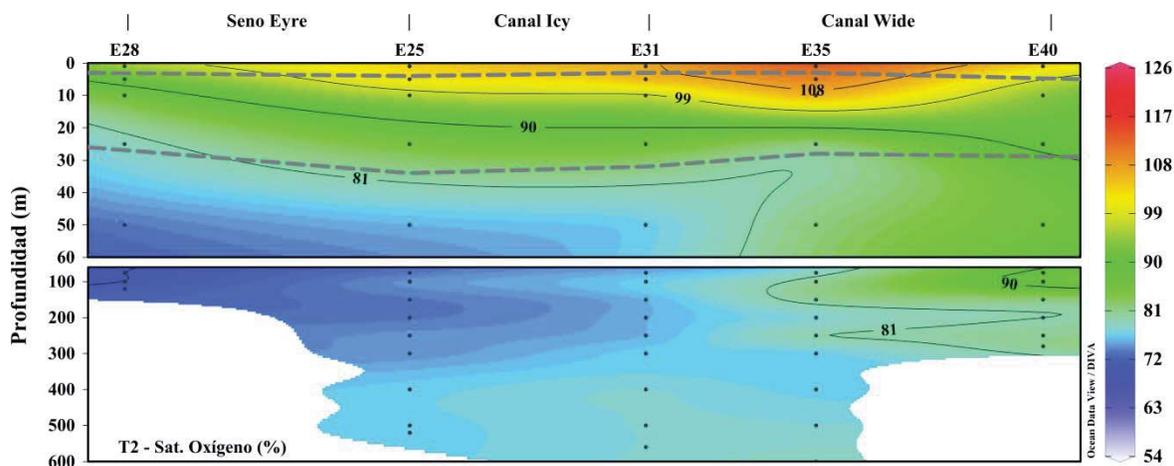


**Figura 53.** Saturación de oxígeno disuelto (%) en la columna de agua, para la transecta 1 (SIC). Las líneas discontinuas corresponden a las divisiones entre capas (capa de mezcla, capa piconclina y capa profunda).

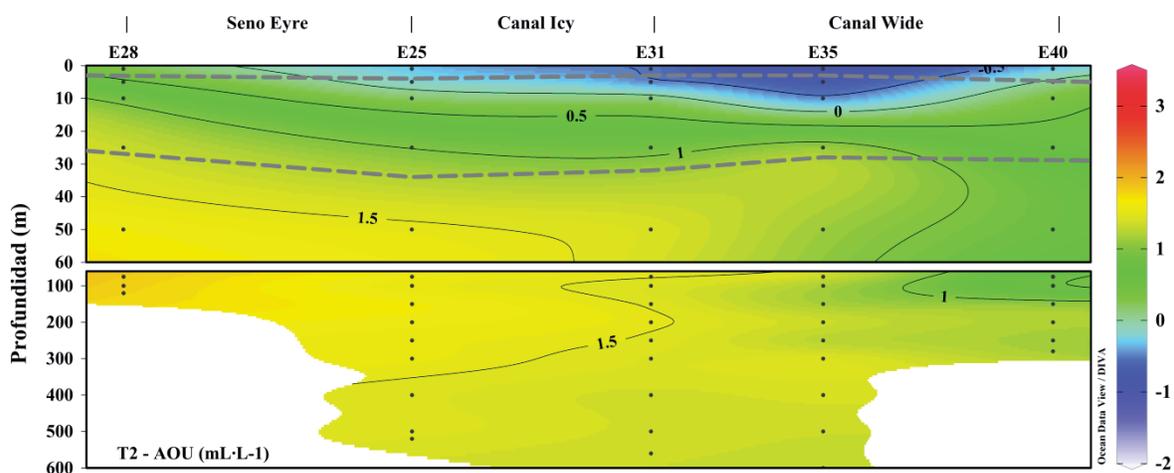


**Figura 54.** Distribución de AOU ( $\text{mL}\cdot\text{L}^{-1}$ ) en la columna de agua, para la transecta 1 (SIC). Las líneas discontinuas corresponden a las divisiones entre capas (capa de mezcla, capa piconclina y capa profunda).

## Transecta 2: seno Eyre – canal Icy – canal Wide

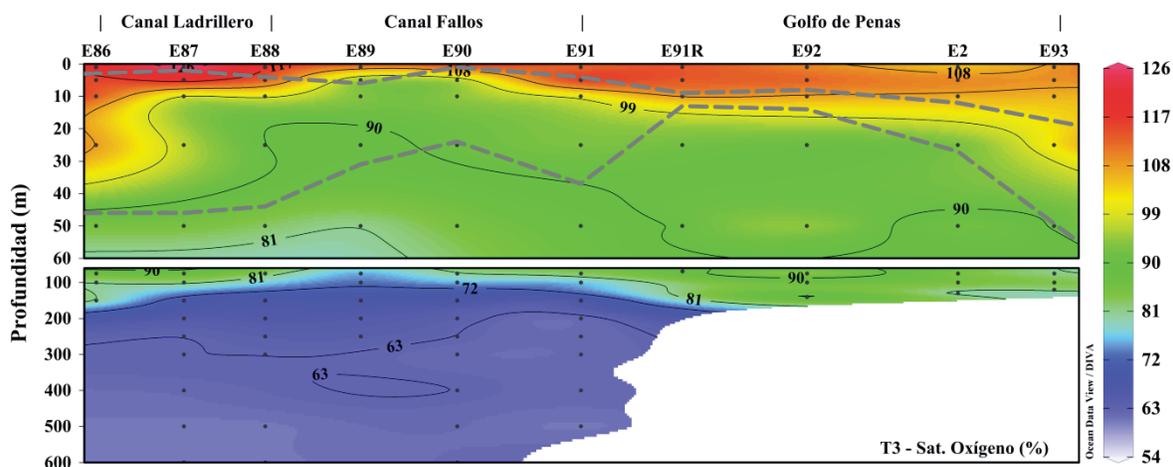


**Figura 55.** Saturación de oxígeno disuelto (%) en la columna de agua, para la transecta 2 (SIC). Las líneas discontinuas corresponden a las divisiones entre capas (capa de mezcla, capa pycnoclina y capa profunda).

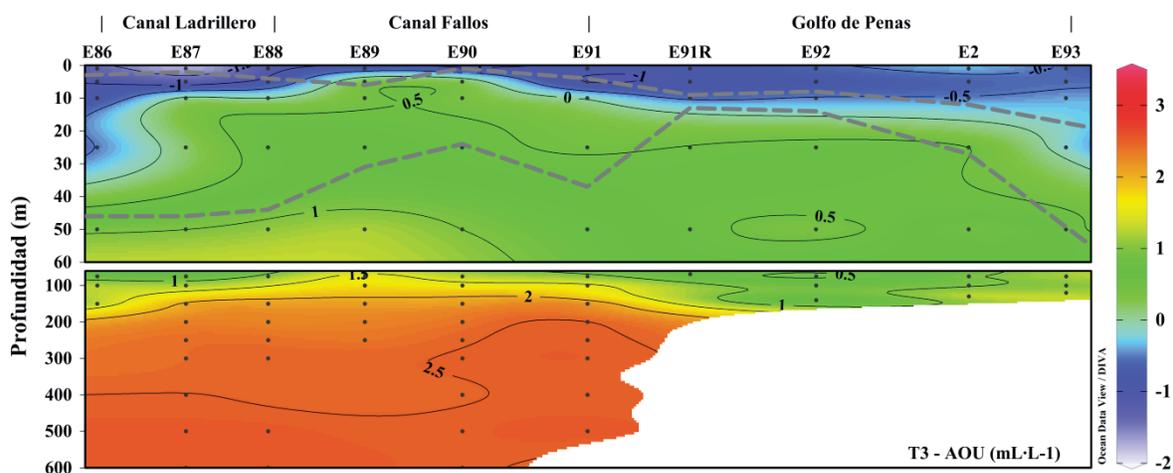


**Figura 56.** Distribución de AOU ( $\text{mL}\cdot\text{L}^{-1}$ ) en la columna de agua, para la transecta 2 (SIC). Las líneas discontinuas corresponden a las divisiones entre capas (capa de mezcla, capa pycnoclina y capa profunda).

### Transecta 3: golfo de Penas – canal Fallos – canal Ladrillero

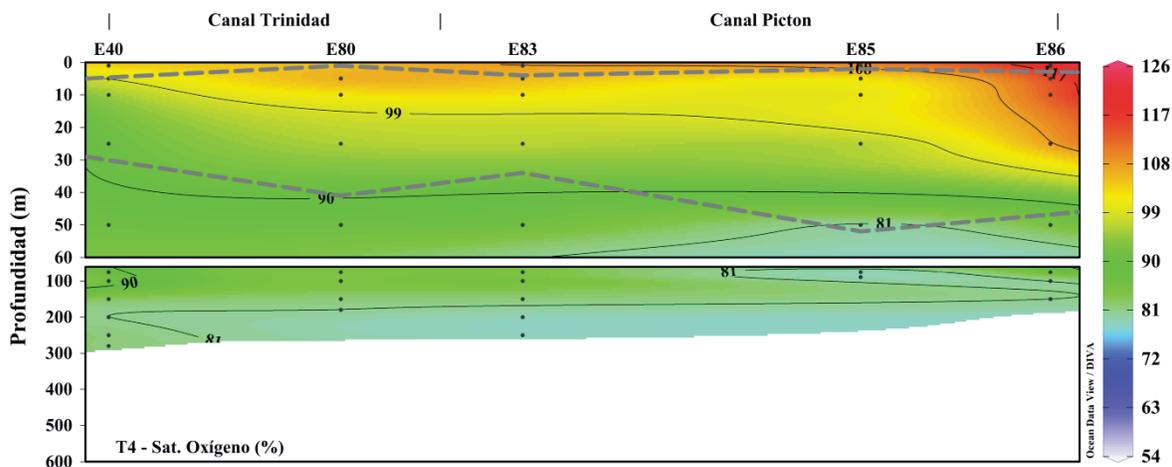


**Figura 57.** Saturación de oxígeno disuelto (%) en la columna de agua, para la transecta 3 (SIO). Las líneas discontinuas corresponden a las divisiones entre capas (capa de mezcla, capa pycnoclina y capa profunda).

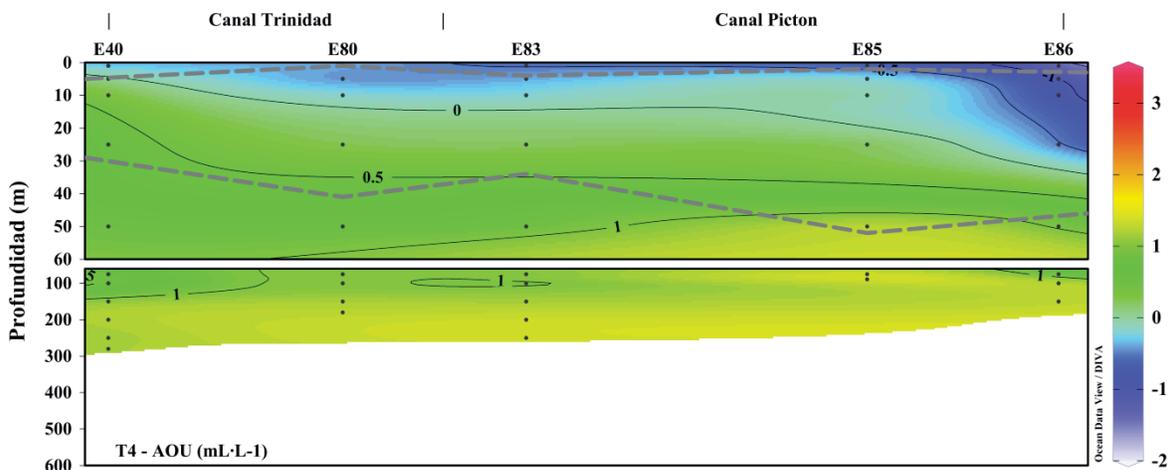


**Figura 58.** Distribución de AOU ( $\text{mL}\cdot\text{L}^{-1}$ ) en la columna de agua, para la transecta 3 (SIO). Las líneas discontinuas corresponden a las divisiones entre capas (capa de mezcla, capa pycnoclina y capa profunda).

### Transecta 4: canal Trinidad – canal Picton



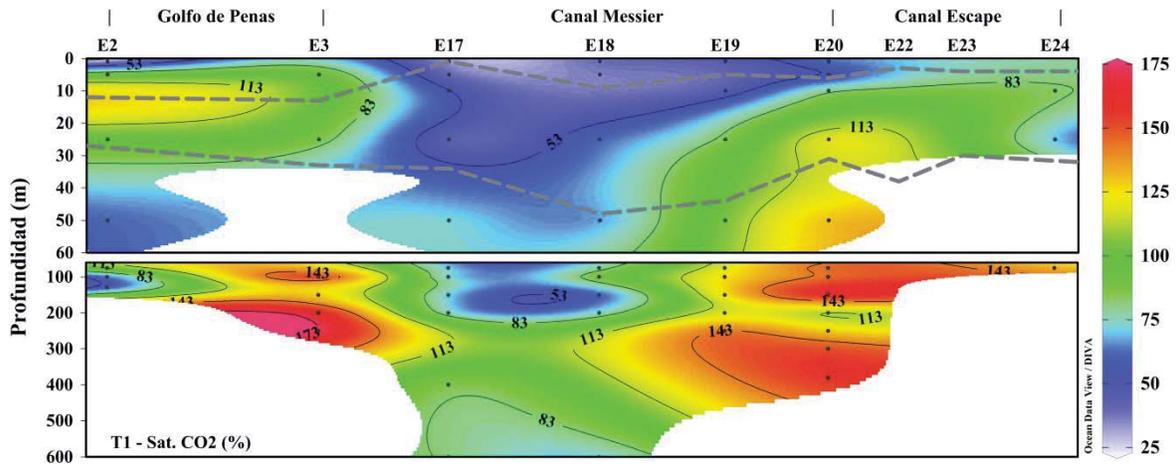
**Figura 59.** Saturación de oxígeno disuelto (%) en la columna de agua, para la transecta 4 (SIO). Las líneas discontinuas corresponden a las divisiones entre capas (capa de mezcla, capa pycnoclina y capa profunda).



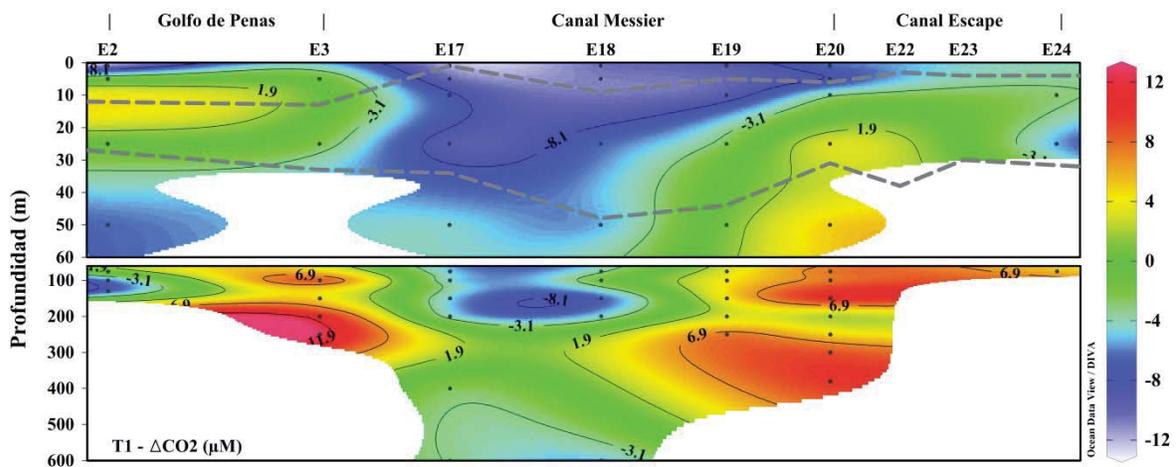
**Figura 60.** Distribución de AOU (mL·L<sup>-1</sup>) en la columna de agua, para la transecta 4 (SIO). Las líneas discontinuas corresponden a las divisiones entre capas (capa de mezcla, capa pycnoclina y capa profunda).

## Anexo 5: Distribución vertical de saturación de GEI y $\Delta$ GEI en la zona de estudio

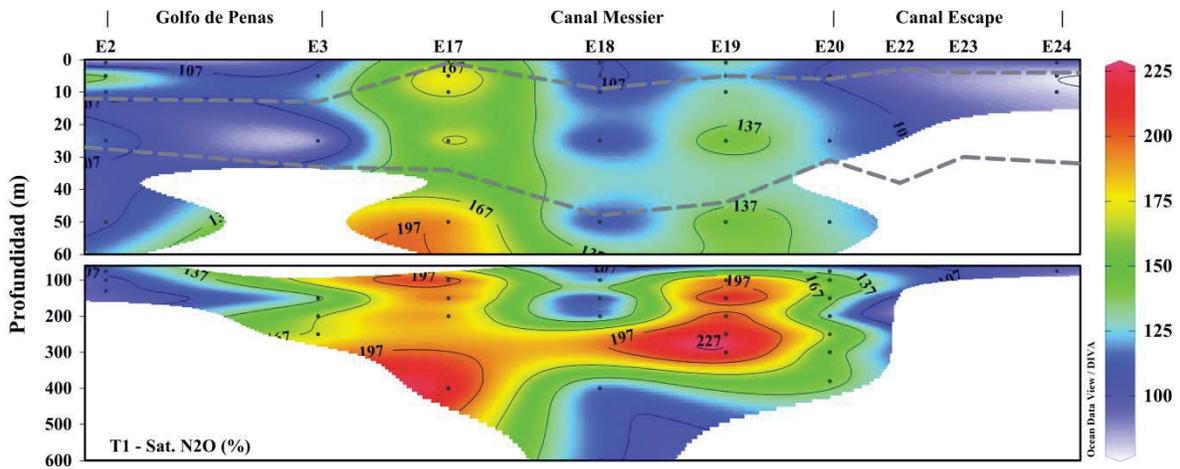
### Transecta 1: golfo de Penas – canal Messier – canal Escape



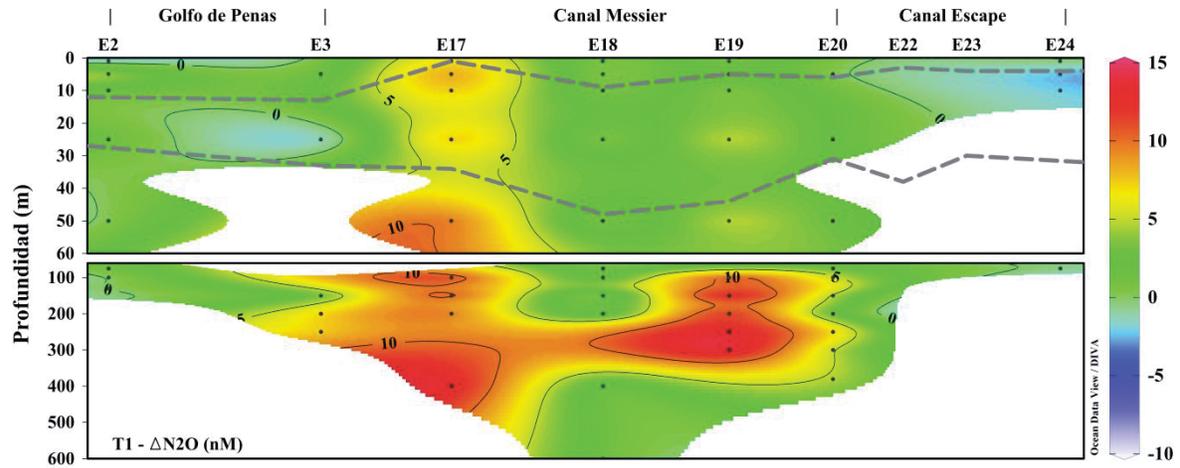
**Figura 61.** Saturación de  $\text{CO}_2$  (%) en la columna de agua, para la transecta 1 (SIC). Las líneas discontinuas corresponden a las divisiones entre capas (capa de mezcla, capa pycnoclina y capa profunda).



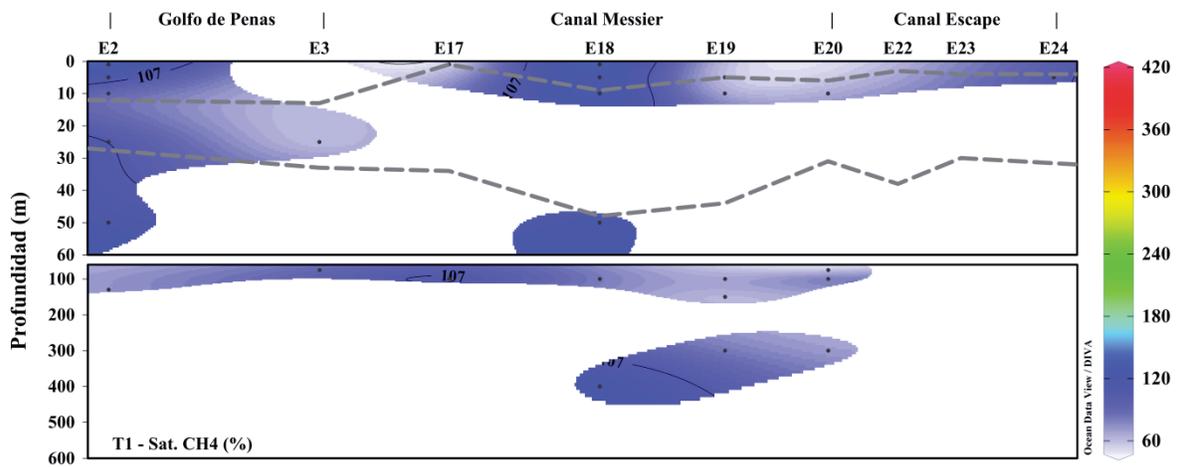
**Figura 62.** Distribución de  $\Delta\text{CO}_2$  ( $\mu\text{M}$ ) en la columna de agua, para la transecta 1 (SIC). Las líneas discontinuas corresponden a las divisiones entre capas (capa de mezcla, capa pycnoclina y capa profunda).



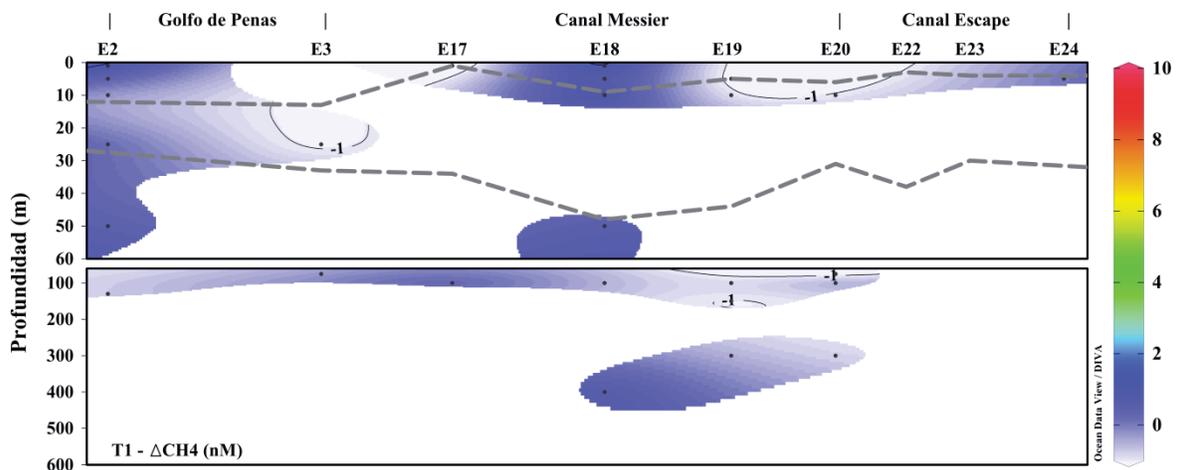
**Figura 63.** Saturación de  $N_2O$  (%) en la columna de agua, para la transecta 1 (SIC). Las líneas discontinuas corresponden a las divisiones entre capas (capa de mezcla, capa pycnoclina y capa profunda).



**Figura 64.** Distribución de  $\Delta N_2O$  (nM) en la columna de agua, para la transecta 1 (SIC). Las líneas discontinuas corresponden a las divisiones entre capas (capa de mezcla, capa pycnoclina y capa profunda).

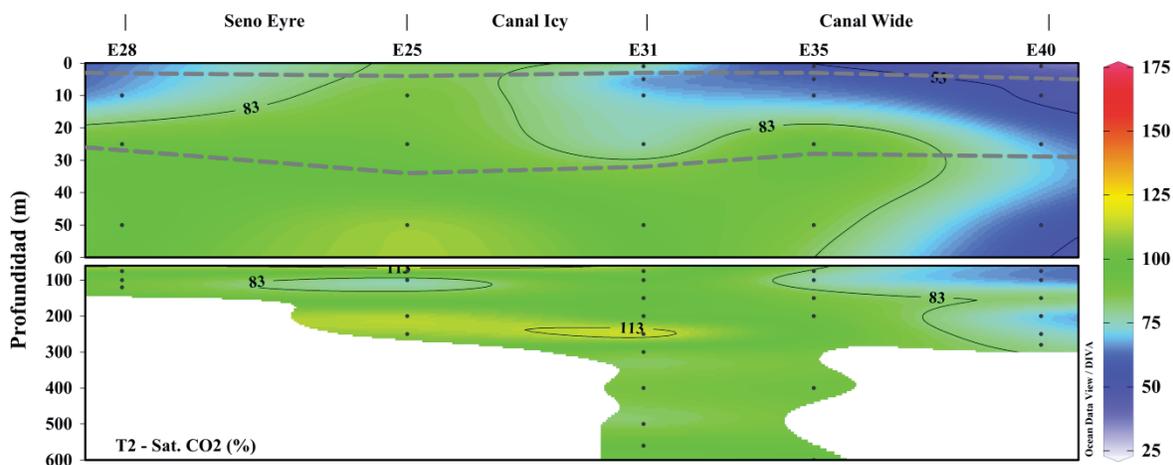


**Figura 65.** Saturación de  $\text{CH}_4$  (%) en la columna de agua, para la transecta 1 (SIC). Las líneas discontinuas corresponden a las divisiones entre capas (capa de mezcla, capa pycnoclina y capa profunda).

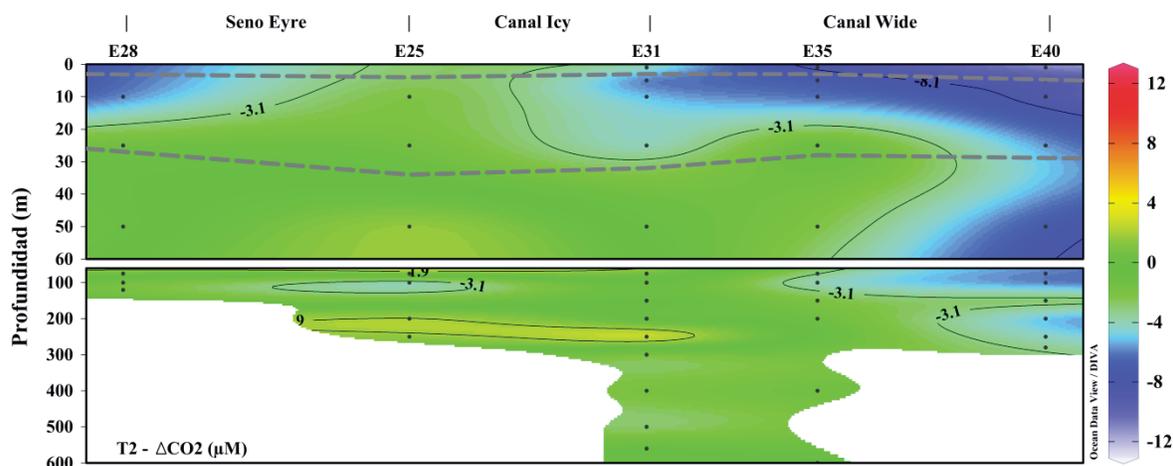


**Figura 66.** Distribución de  $\Delta\text{CH}_4$  (nM) en la columna de agua, para la transecta 1 (SIC). Las líneas discontinuas corresponden a las divisiones entre capas (capa de mezcla, capa pycnoclina y capa profunda).

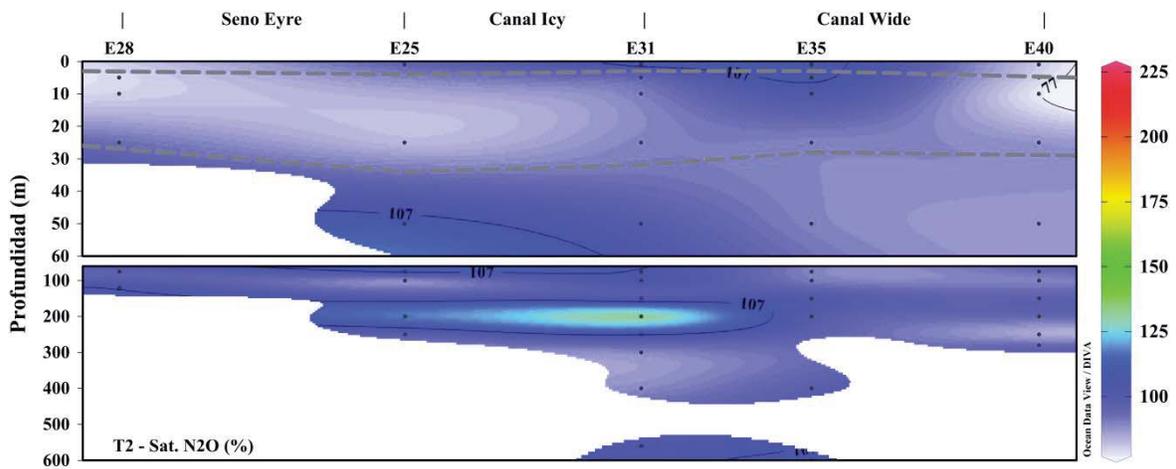
## Transecta 2: seno Eyre – canal Icy – canal Wide



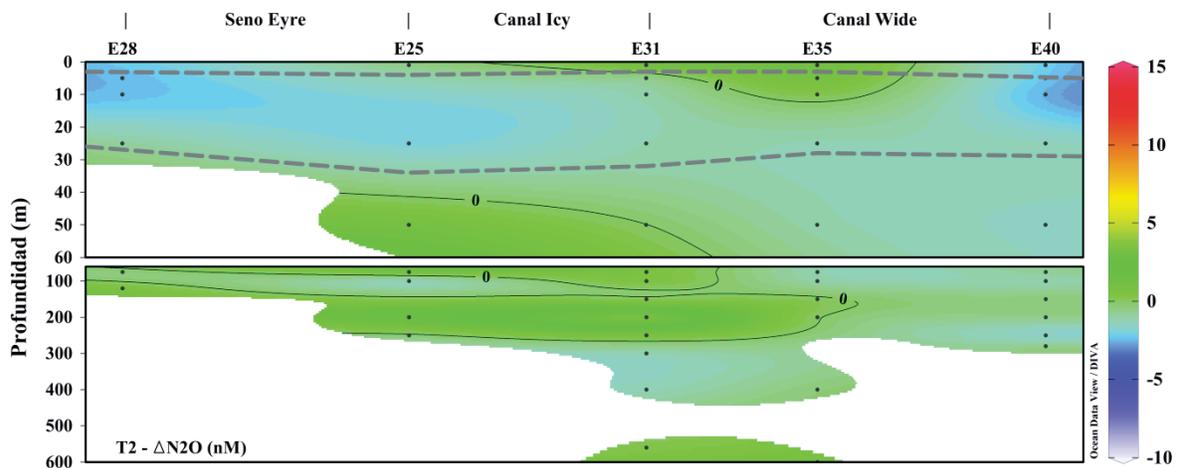
**Figura 67.** Saturación de CO<sub>2</sub> (%) en la columna de agua, para la transecta 2 (SIC). Las líneas discontinuas corresponden a las divisiones entre capas (capa de mezcla, capa pycnoclina y capa profunda).



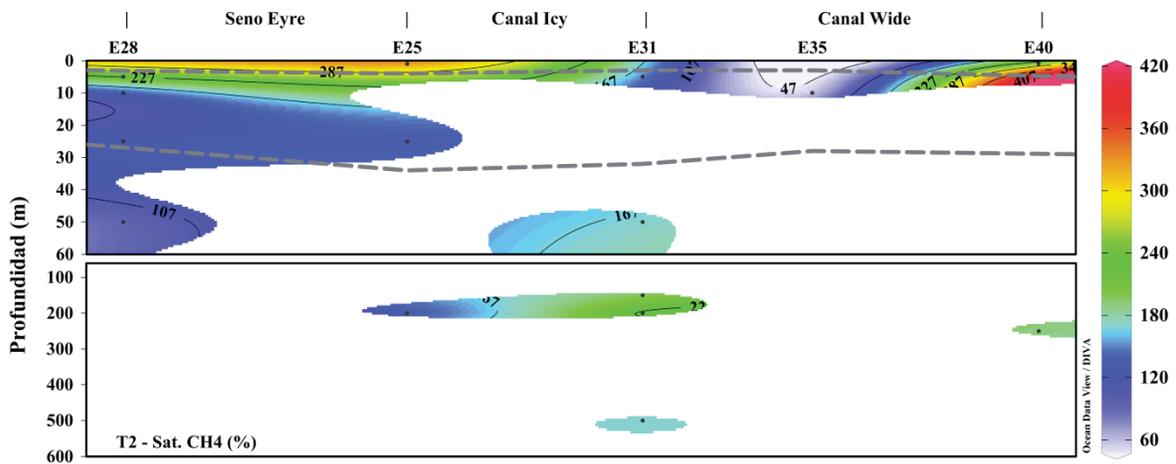
**Figura 68.** Distribución de  $\Delta\text{CO}_2$  ( $\mu\text{M}$ ) en la columna de agua, para la transecta 2 (SIC). Las líneas discontinuas corresponden a las divisiones entre capas (capa de mezcla, capa pycnoclina y capa profunda).



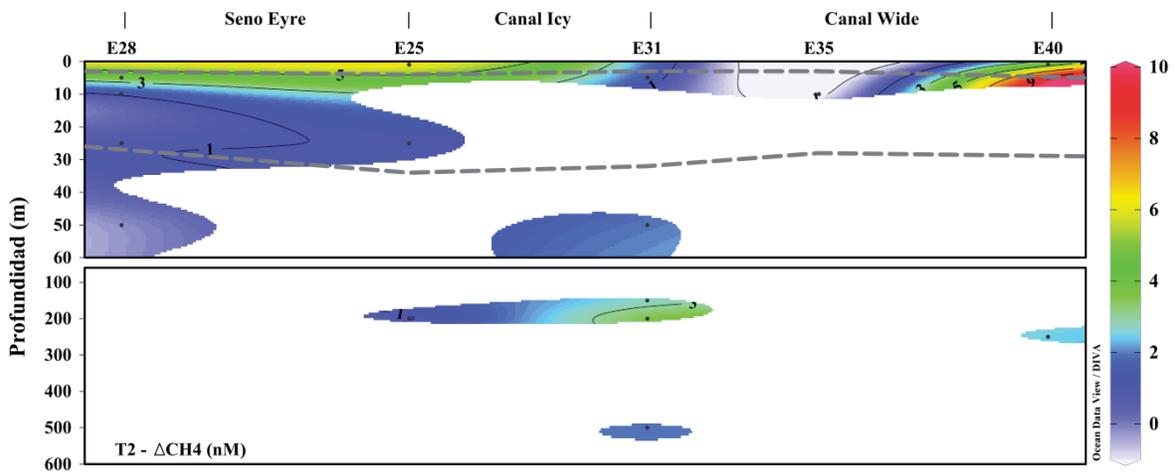
**Figura 69.** Saturación de  $N_2O$  (%) en la columna de agua, para la transecta 2 (SIC). Las líneas discontinuas corresponden a las divisiones entre capas (capa de mezcla, capa pycnoclina y capa profunda).



**Figura 70.** Distribución de  $\Delta N_2O$  (nM) en la columna de agua, para la transecta 2 (SIC). Las líneas discontinuas corresponden a las divisiones entre capas (capa de mezcla, capa pycnoclina y capa profunda).

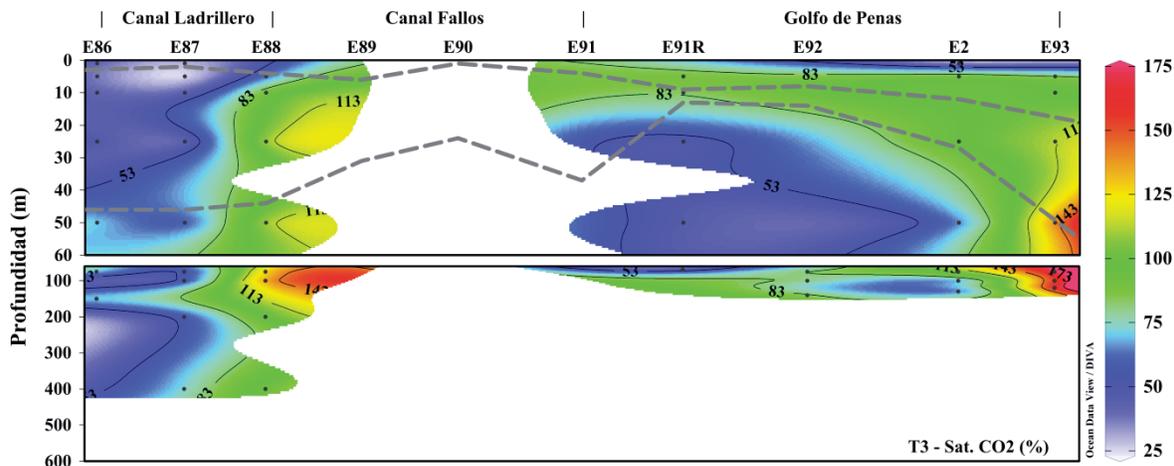


**Figura 71.** Saturación de  $\text{CH}_4$  (%) en la columna de agua, para la transecta 2 (SIC). Las líneas discontinuas corresponden a las divisiones entre capas (capa de mezcla, capa pycnoclina y capa profunda).

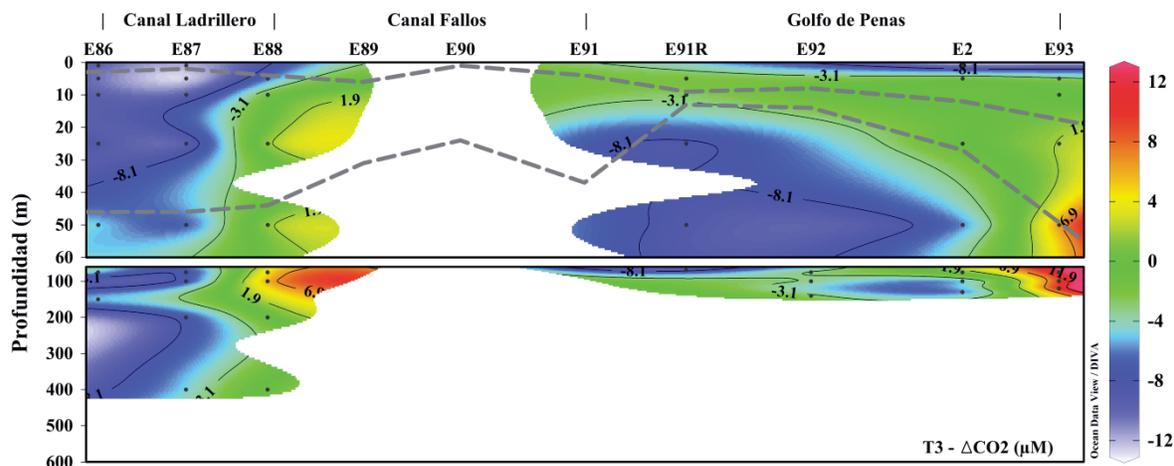


**Figura 72.** Distribución de  $\Delta\text{CH}_4$  (nM) en la columna de agua, para la transecta 2 (SIC). Las líneas discontinuas corresponden a las divisiones entre capas (capa de mezcla, capa pycnoclina y capa profunda).

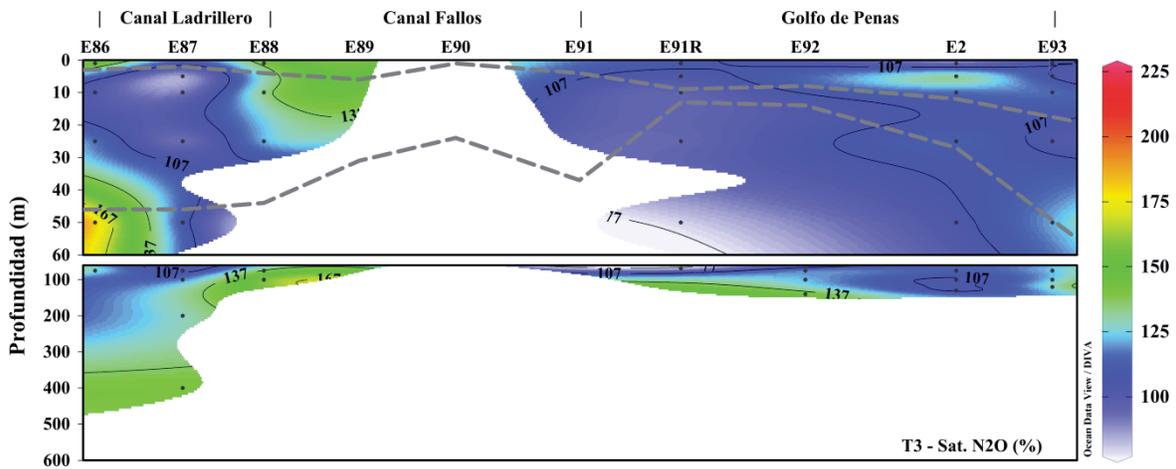
### Transecta 3: golfo de Penas – canal Fallos – canal Ladrillero



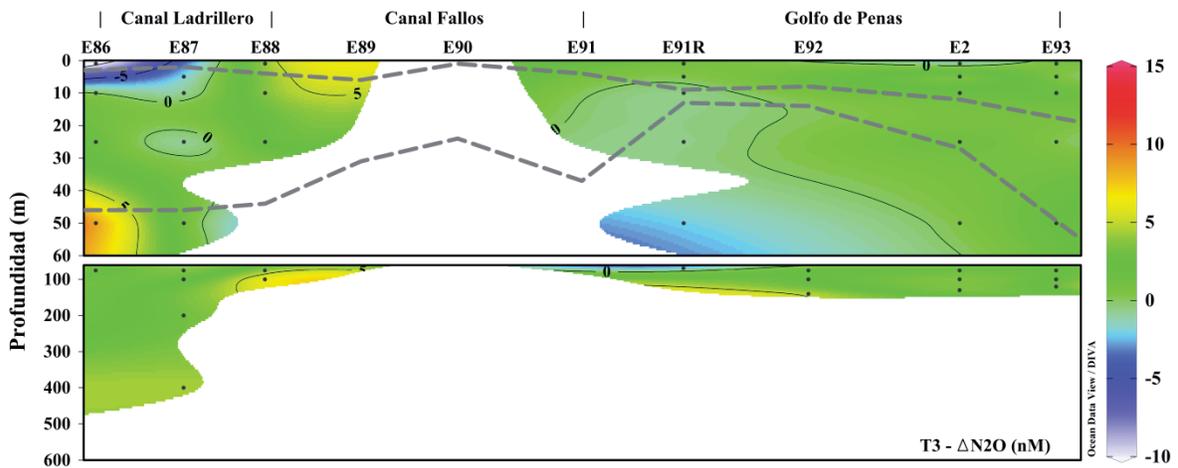
**Figura 73.** Saturación de  $\text{CO}_2$  (%) en la columna de agua, para la transecta 3 (SIO). Las líneas discontinuas corresponden a las divisiones entre capas (capa de mezcla, capa pycnoclina y capa profunda).



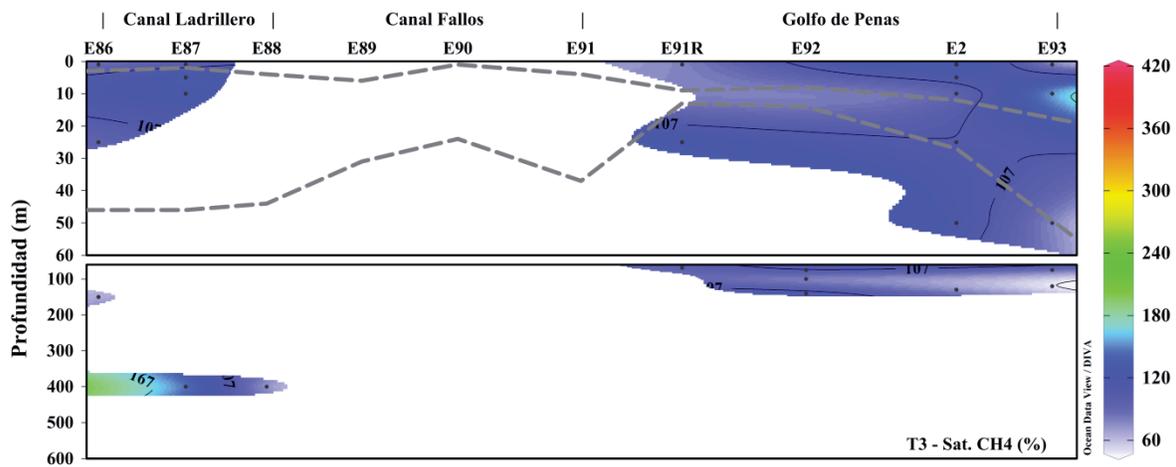
**Figura 74.** Distribución de  $\Delta\text{CO}_2$  ( $\mu\text{M}$ ) en la columna de agua, para la transecta 3 (SIO). Las líneas discontinuas corresponden a las divisiones entre capas (capa de mezcla, capa pycnoclina y capa profunda).



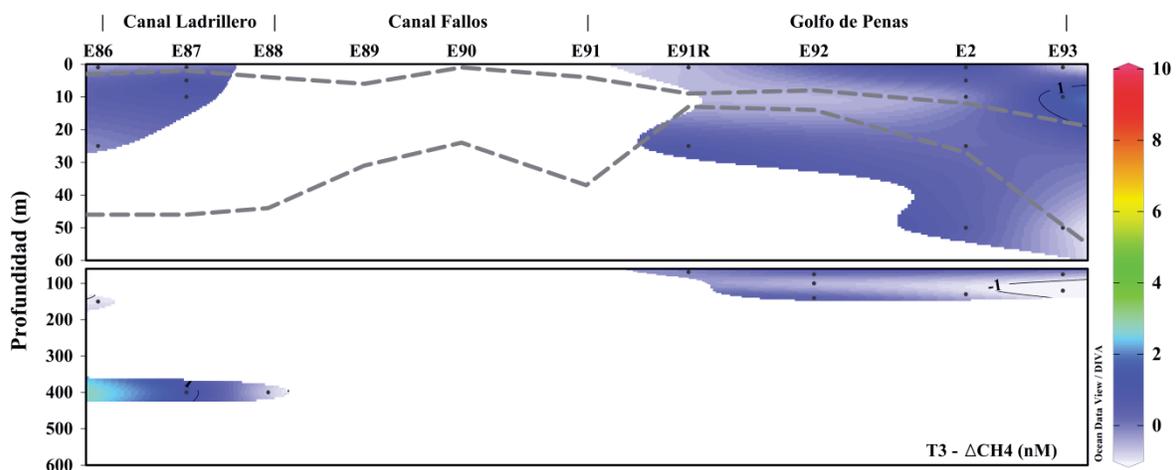
**Figura 75.** Saturación de  $N_2O$  (%) en la columna de agua, para la transecta 3 (SIO). Las líneas discontinuas corresponden a las divisiones entre capas (capa de mezcla, capa pycnoclina y capa profunda).



**Figura 76.** Distribución de  $\Delta N_2O$  (nM) en la columna de agua, para la transecta 3 (SIO). Las líneas discontinuas corresponden a las divisiones entre capas (capa de mezcla, capa pycnoclina y capa profunda).

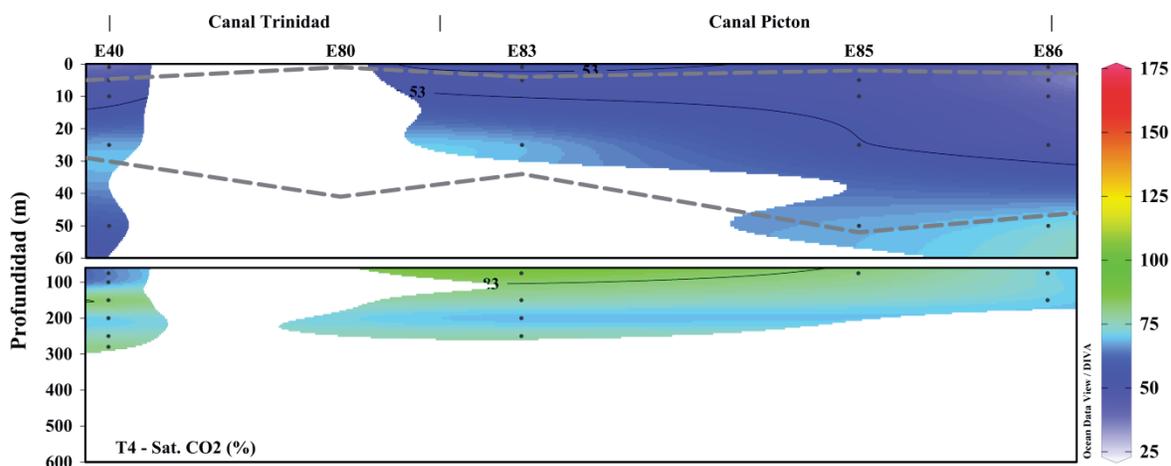


**Figura 77.** Saturación de  $\text{CH}_4$  (%) en la columna de agua, para la transecta 3 (SIO). Las líneas discontinuas corresponden a las divisiones entre capas (capa de mezcla, capa pycnoclina y capa profunda).

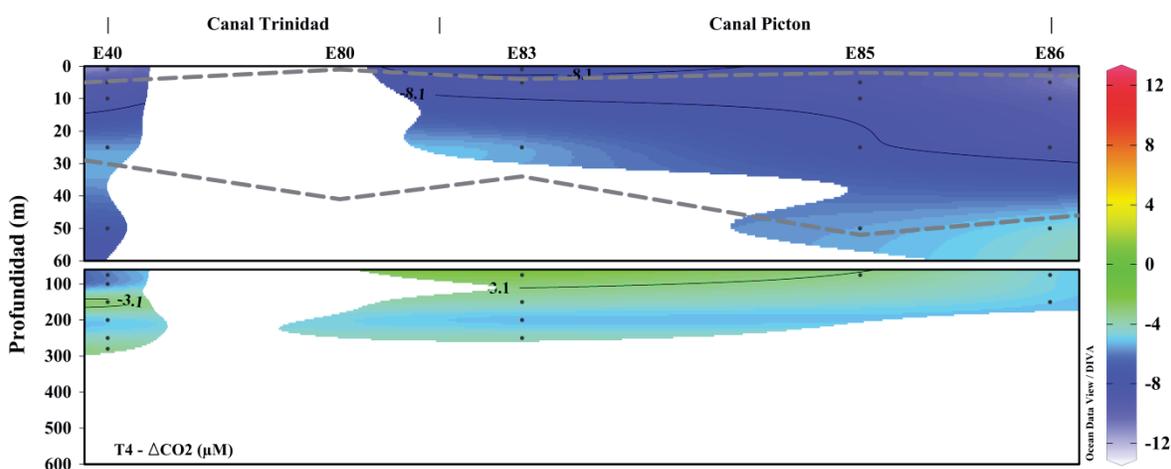


**Figura 78.** Distribución de  $\Delta\text{CH}_4$  (nM) en la columna de agua, para la transecta 3 (SIO). Las líneas discontinuas corresponden a las divisiones entre capas (capa de mezcla, capa pycnoclina y capa profunda).

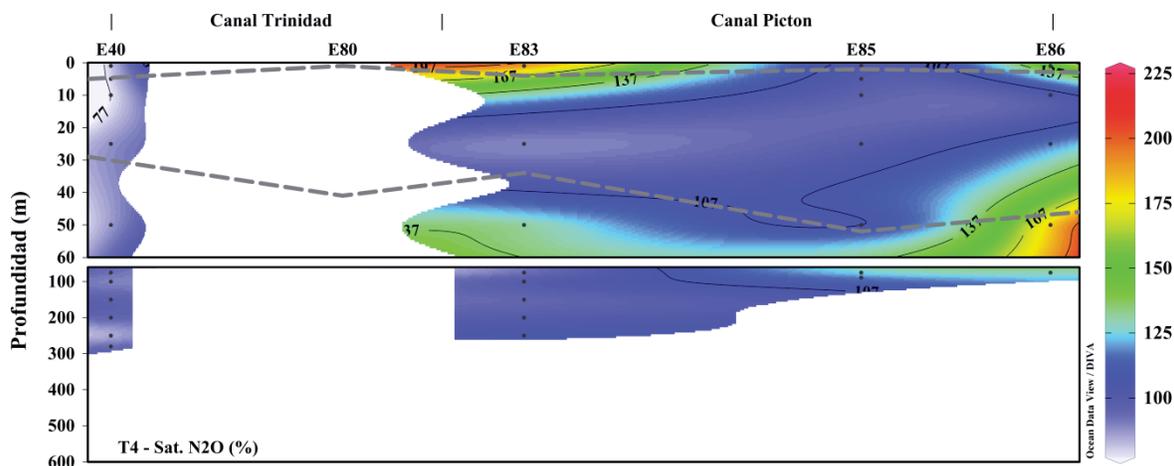
#### Transecta 4: canal Trinidad – canal Picton



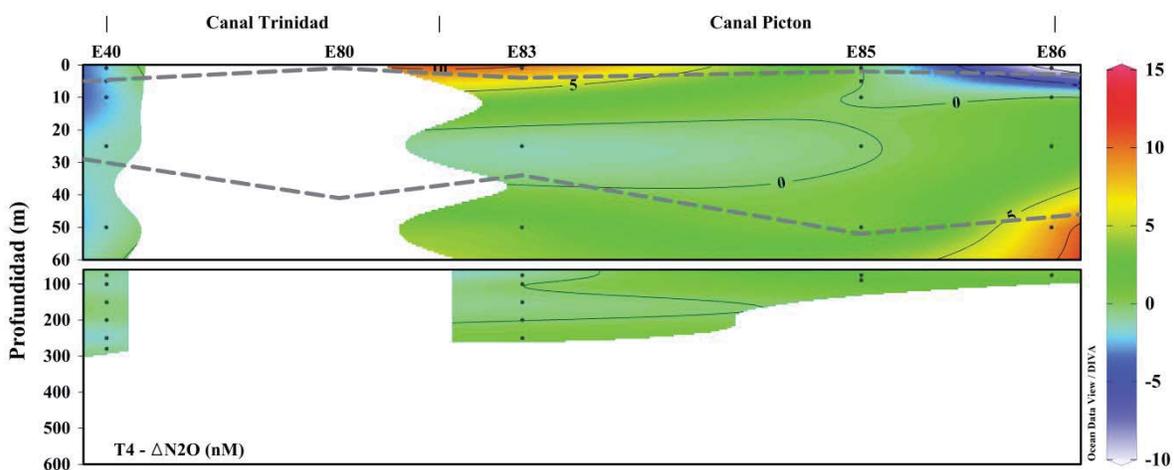
**Figura 79.** Saturación de CO<sub>2</sub> (%) en la columna de agua, para la transecta 4 (SIO). Las líneas discontinuas corresponden a las divisiones entre capas (capa de mezcla, capa pycnoclina y capa profunda).



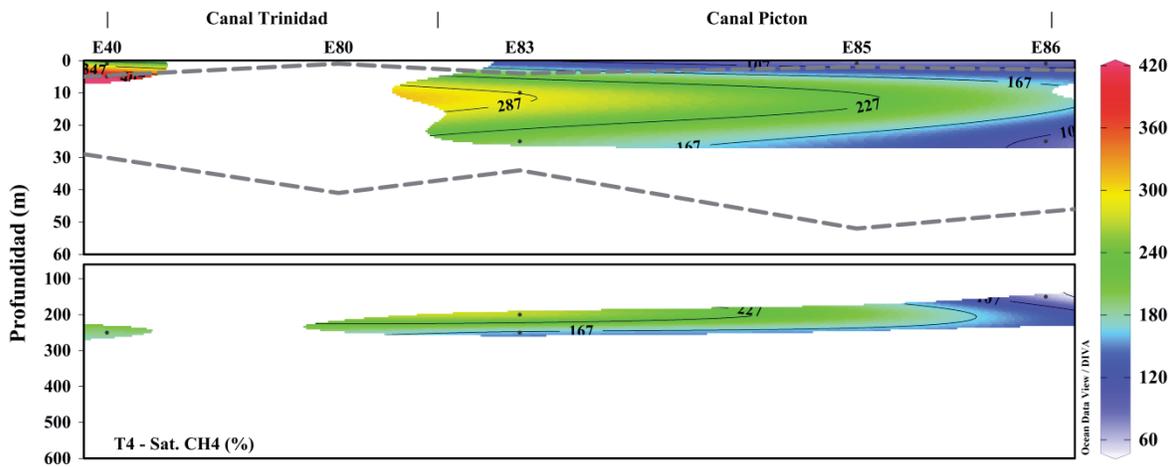
**Figura 80.** Distribución de  $\Delta\text{CO}_2$  ( $\mu\text{M}$ ) en la columna de agua, para la transecta 4 (SIO). Las líneas discontinuas corresponden a las divisiones entre capas (capa de mezcla, capa pycnoclina y capa profunda).



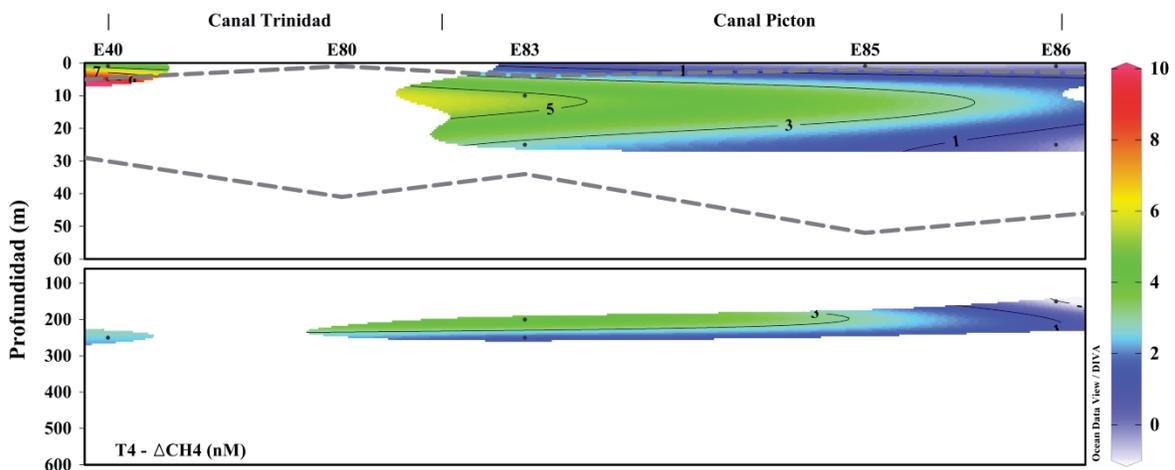
**Figura 81.** Saturación de  $N_2O$  (%) en la columna de agua, para la transecta 4 (SIO). Las líneas discontinuas corresponden a las divisiones entre capas (capa de mezcla, capa pycnoclina y capa profunda).



**Figura 82.** Distribución de  $\Delta N_2O$  (nM) en la columna de agua, para la transecta 4 (SIO). Las líneas discontinuas corresponden a las divisiones entre capas (capa de mezcla, capa pycnoclina y capa profunda).



**Figura 83.** Saturación de  $\text{CH}_4$  (%) en la columna de agua, para la transecta 4 (SIO). Las líneas discontinuas corresponden a las divisiones entre capas (capa de mezcla, capa pycnoclina y capa profunda).



**Figura 84.** Distribución de  $\Delta\text{CH}_4$  (nM) en la columna de agua, para la transecta 4 (SIO). Las líneas discontinuas corresponden a las divisiones entre capas (capa de mezcla, capa pycnoclina y capa profunda).

## Anexo 6: Análisis estadístico

**Tabla 5.** Correlación de Spearman para los datos de CO<sub>2</sub> con temperatura, salinidad, densidad, O<sub>2</sub> disuelto, AOU, NO<sub>3</sub><sup>-</sup>, PO<sub>4</sub><sup>3-</sup>, H<sub>4</sub>SiO<sub>4</sub> y N\*, con un nivel de confianza del 90%, con N número de datos, para las tres capas de cada transecta. En rojo se destacan los valores estadísticamente significativos ( $r \geq 0,5$  y  $p < 0,1$ ).

Transectas →	T1			T2			T3			T4		
CO <sub>2</sub> v/s ↓	r	p	N	r	p	N	r	p	N	r	p	N
<b>Capa de Mezcla</b>												
Temperatura (°C)	0,08	0,84	9	-0,80	0,33	4	-0,14	0,78	7	0,00	1,00	4
Salinidad	0,05	0,91	9	-0,60	0,42	4	0,64	0,14	7	0,80	0,33	4
Densidad ( $\sigma_t$ )	0,05	0,91	9	-0,60	0,42	4	0,64	0,14	7	0,80	0,33	4
O <sub>2</sub> dis. (mL·L <sup>-1</sup> )	0,57	0,12	9	0,60	0,42	4	-0,45	0,30	7	-0,32	0,75	4
AOU (mL·L <sup>-1</sup> )	<b>-0,83</b>	<b>0,01</b>	9	-0,60	0,42	4	0,36	0,44	7	0,00	1,00	4
NO <sub>3</sub> <sup>-</sup> (μM)	-0,09	0,81	9	-0,60	0,42	4	0,64	0,14	7	0,60	0,42	4
PO <sub>4</sub> <sup>3-</sup> (μM)	0,23	0,55	9	-0,60	0,42	4	<b>0,71</b>	<b>0,09</b>	7	0,60	0,42	4
H <sub>4</sub> SiO <sub>4</sub> (μM)	-0,39	0,29	9	0,20	0,92	4	0,13	0,78	7	-0,40	0,75	4
N* (μM)	-0,25	0,52	9	0,40	0,75	4	-0,50	0,27	7	-0,40	0,75	4
<b>Capa Pycnoclina</b>												
Temperatura (°C)	<b>-0,50</b>	<b>0,10</b>	12	-0,50	0,10	12	0,21	0,48	13	<b>-0,90</b>	<b>0,00</b>	11
Salinidad	0,27	0,40	12	<b>0,61</b>	<b>0,04</b>	12	<b>0,68</b>	<b>0,01</b>	13	0,33	0,32	11
Densidad ( $\sigma_t$ )	0,29	0,35	12	<b>0,66</b>	<b>0,02</b>	12	<b>0,70</b>	<b>0,01</b>	13	0,40	0,22	11
O <sub>2</sub> dis. (mL·L <sup>-1</sup> )	-0,37	0,24	12	<b>-0,72</b>	<b>0,01</b>	12	<b>-0,69</b>	<b>0,01</b>	13	<b>-0,94</b>	<b>&lt; 0,0001</b>	11
AOU (mL·L <sup>-1</sup> )	0,15	0,63	12	<b>0,73</b>	<b>0,01</b>	12	<b>0,68</b>	<b>0,01</b>	13	<b>0,91</b>	<b>&lt; 0,0001</b>	11
NO <sub>3</sub> <sup>-</sup> (μM)	0,49	0,11	12	<b>0,57</b>	<b>0,05</b>	12	<b>0,70</b>	<b>0,01</b>	13	<b>0,94</b>	<b>&lt; 0,0001</b>	11
PO <sub>4</sub> <sup>3-</sup> (μM)	<b>0,53</b>	<b>0,08</b>	12	<b>0,50</b>	<b>0,10</b>	12	<b>0,71</b>	<b>0,01</b>	13	<b>0,95</b>	<b>&lt; 0,0001</b>	11
H <sub>4</sub> SiO <sub>4</sub> (μM)	<b>0,70</b>	<b>0,01</b>	12	<b>0,70</b>	<b>0,01</b>	12	<b>0,60</b>	<b>0,03</b>	13	<b>0,55</b>	<b>0,08</b>	11
N* (μM)	0,08	0,81	12	-0,32	0,31	12	<b>-0,50</b>	<b>0,08</b>	13	0,18	0,59	11
<b>Capa Profunda</b>												
Temperatura (°C)	-0,35	0,04	36	-0,08	0,66	33	-0,30	0,15	24	0,38	0,16	15
Salinidad	0,22	0,20	36	0,09	0,61	33	0,39	0,06	24	0,23	0,40	15
Densidad ( $\sigma_t$ )	0,25	0,14	36	0,11	0,54	33	0,36	0,08	24	0,24	0,38	15
O <sub>2</sub> dis. (mL·L <sup>-1</sup> )	-0,49	0,00	36	<b>-0,70</b>	<b>&lt; 0,0001</b>	33	-0,33	0,12	24	-0,40	0,14	15
AOU (mL·L <sup>-1</sup> )	0,48	0,00	36	<b>0,70</b>	<b>&lt; 0,0001</b>	33	0,31	0,14	24	0,43	0,11	15
NO <sub>3</sub> <sup>-</sup> (μM)	0,30	0,08	36	<b>0,53</b>	<b>0,00</b>	33	0,35	0,09	24	0,42	0,12	15
PO <sub>4</sub> <sup>3-</sup> (μM)	0,34	0,04	36	<b>0,59</b>	<b>0,00</b>	33	-0,08	0,70	24	0,48	0,07	15
H <sub>4</sub> SiO <sub>4</sub> (μM)	0,33	0,05	36	0,48	0,01	33	0,21	0,32	24	-0,03	0,91	15
N* (μM)	-0,26	0,12	36	<b>-0,50</b>	<b>0,00</b>	33	0,30	0,16	24	-0,31	0,26	15

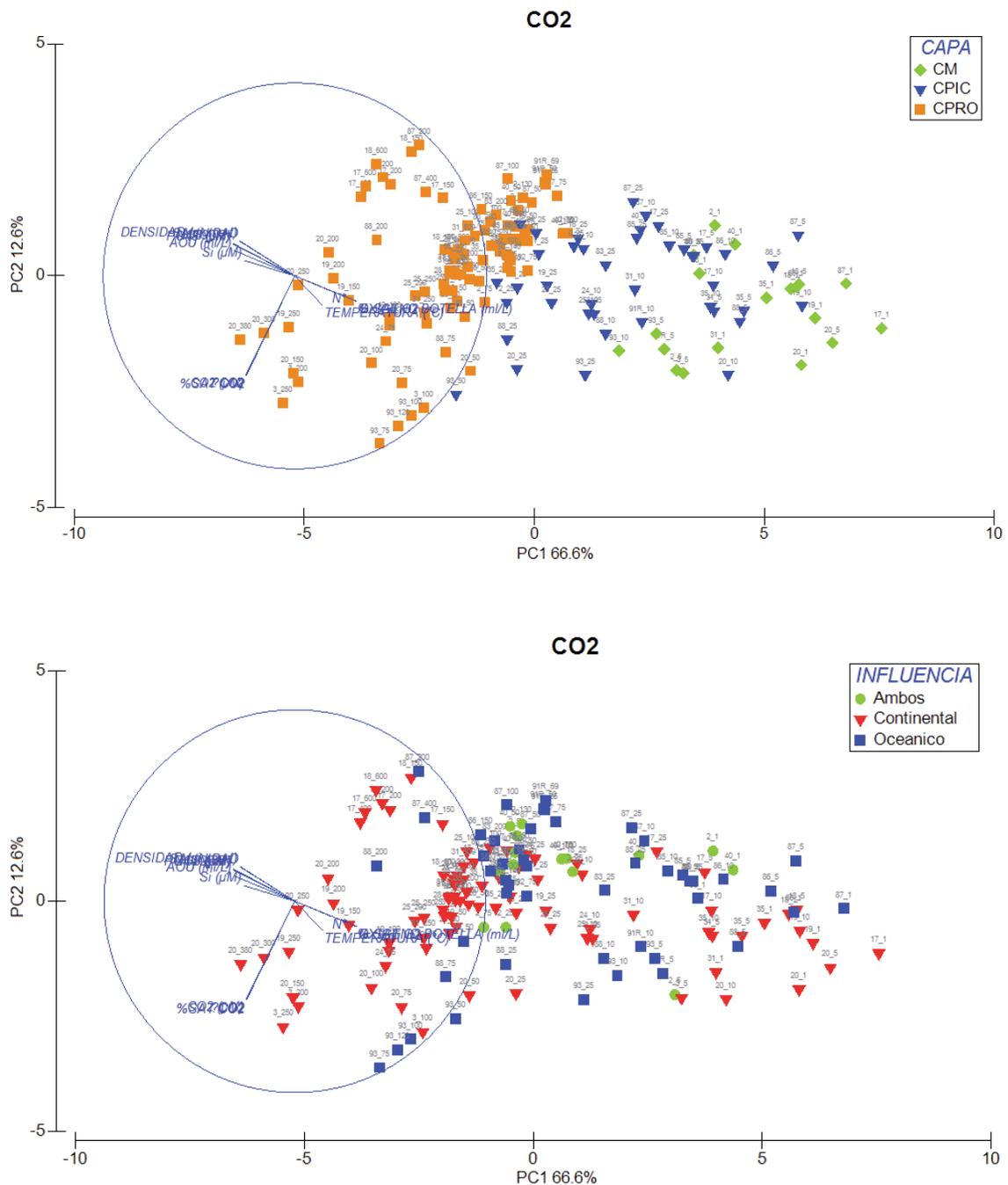
**Tabla 6.** Correlación de Spearman para los datos de N<sub>2</sub>O con temperatura, salinidad, densidad, O<sub>2</sub> disuelto, AOU, NO<sub>3</sub><sup>-</sup>, PO<sub>4</sub><sup>3-</sup>, H<sub>4</sub>SiO<sub>4</sub> y N\*, con un nivel de confianza del 90%, con N número de datos, para las tres capas de cada transecta. En rojo se destacan los valores estadísticamente significativos ( $r \geq 0,5$  y  $p < 0,1$ ).

Transectas →	T1			T2			T3			T4		
N <sub>2</sub> O v/s ↓	r	p	N	r	p	N	r	p	N	r	p	N
<b>Capa de Mezcla</b>												
Temperatura (°C)	-0,07	0,84	11	-0,60	0,35	5	0,05	0,88	10	0,70	0,23	5
Salinidad	-0,32	0,34	11	-1,00	0,02	5	-0,60	0,07	10	0,80	0,13	5
Densidad ( $\sigma_t$ )	-0,32	0,34	11	-1,00	0,02	5	-0,60	0,07	10	0,80	0,13	5
O <sub>2</sub> dis. (mL·L <sup>-1</sup> )	0,46	0,15	11	0,90	0,08	5	0,52	0,13	10	0,56	0,35	5
AOU (mL·L <sup>-1</sup> )	-0,35	0,30	11	-0,90	0,08	5	-0,55	0,10	10	-0,70	0,23	5
NO <sub>3</sub> <sup>-</sup> (μM)	-0,40	0,22	11	-0,90	0,08	5	-0,61	0,07	10	-0,40	0,52	5
PO <sub>4</sub> <sup>3-</sup> (μM)	-0,42	0,20	11	-0,70	0,23	5	-0,55	0,10	10	-0,40	0,52	5
H <sub>4</sub> SiO <sub>4</sub> (μM)	-0,15	0,66	11	-0,10	0,95	5	0,20	0,57	10	-0,50	0,45	5
N* (μM)	0,00	1,00	11	0,30	0,68	5	0,66	0,04	10	-0,80	0,13	5
<b>Capa Pycnoclina</b>												
Temperatura (°C)	0,57	0,05	12	0,29	0,36	12	-0,19	0,58	11	0,80	0,01	9
Salinidad	-0,06	0,87	12	-0,41	0,19	12	0,34	0,31	11	0,52	0,16	9
Densidad ( $\sigma_t$ )	-0,06	0,87	12	-0,37	0,24	12	0,44	0,18	11	0,40	0,29	9
O <sub>2</sub> dis. (mL·L <sup>-1</sup> )	-0,08	0,80	12	0,38	0,22	12	-0,41	0,21	11	0,30	0,44	9
AOU (mL·L <sup>-1</sup> )	0,16	0,61	12	-0,41	0,19	12	0,48	0,13	11	-0,40	0,29	9
NO <sub>3</sub> <sup>-</sup> (μM)	-0,27	0,39	12	-0,47	0,13	12	0,45	0,16	11	-0,43	0,25	9
PO <sub>4</sub> <sup>3-</sup> (μM)	-0,20	0,53	12	-0,49	0,11	12	0,47	0,14	11	-0,40	0,29	9
H <sub>4</sub> SiO <sub>4</sub> (μM)	-0,60	0,05	12	0,26	0,41	12	0,55	0,08	11	-0,13	0,74	9
N* (μM)	-0,42	0,18	12	0,51	0,09	12	0,05	0,89	11	-0,72	0,04	9
<b>Capa Profunda</b>												
Temperatura (°C)	-0,41	0,02	34	-0,01	0,95	30	-0,71	0,00	21	0,63	0,01	17
Salinidad	0,39	0,03	34	0,04	0,81	30	0,49	0,02	21	-0,04	0,87	17
Densidad ( $\sigma_t$ )	0,38	0,03	34	0,06	0,74	30	0,57	0,01	21	-0,07	0,80	17
O <sub>2</sub> dis. (mL·L <sup>-1</sup> )	-0,50	0,00	34	-0,57	0,00	30	-0,22	0,33	21	-0,29	0,25	17
AOU (mL·L <sup>-1</sup> )	0,49	0,00	34	0,57	0,00	30	0,29	0,20	21	0,20	0,45	17
NO <sub>3</sub> <sup>-</sup> (μM)	0,45	0,01	34	0,35	0,06	30	0,64	0,00	21	0,06	0,81	17
PO <sub>4</sub> <sup>3-</sup> (μM)	0,45	0,01	34	0,45	0,01	30	-0,16	0,48	21	0,15	0,56	17
H <sub>4</sub> SiO <sub>4</sub> (μM)	0,34	0,05	34	0,26	0,16	30	0,19	0,40	21	0,40	0,11	17
N* (μM)	-0,29	0,10	34	-0,52	0,00	30	0,52	0,02	21	-0,20	0,44	17

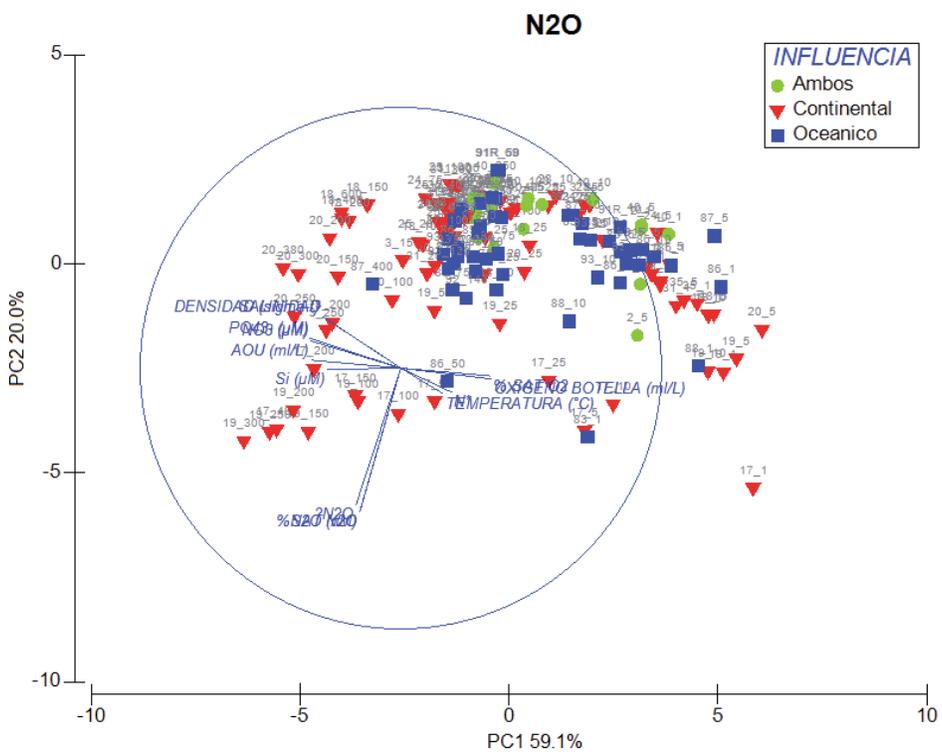
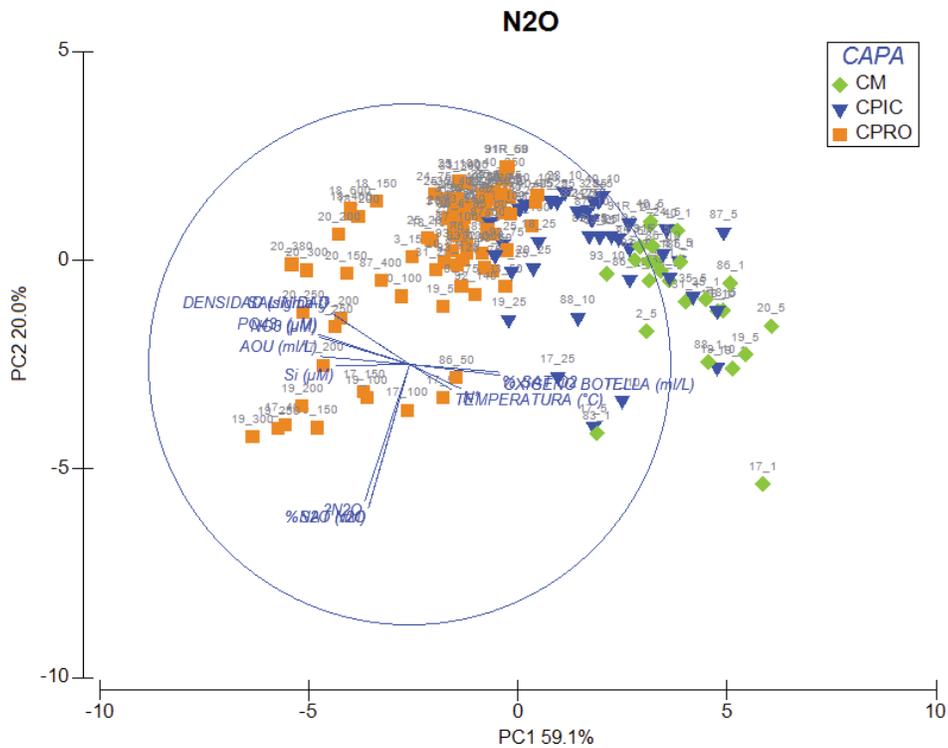
**Tabla 7.** Correlación de Spearman para los datos de CH<sub>4</sub> con temperatura, salinidad, densidad, O<sub>2</sub> disuelto, AOU, NO<sub>3</sub><sup>-</sup>, PO<sub>4</sub><sup>3-</sup>, H<sub>4</sub>SiO<sub>4</sub> y N\*, con un nivel de confianza del 90%, con N número de datos, para las tres capas de cada transecta. En rojo se destacan los valores estadísticamente significativos ( $r \geq 0,5$  y  $p < 0,1$ ).

Transectas →	T1			T2			T3			T4		
CH <sub>4</sub> v/s ↓	r	p	N	r	p	N	r	p	N	r	p	N
<b>Capa de Mezcla</b>												
Temperatura (°C)	0,21	0,66	7	-0,50	1,00	3	-0,45	0,27	8	-0,80	0,33	4
Salinidad	0,39	0,40	7	0,50	1,00	3	-0,17	0,70	8	-0,80	0,33	4
Densidad ( $\sigma_t$ )	0,39	0,40	7	0,50	1,00	3	-0,17	0,70	8	-0,80	0,33	4
O <sub>2</sub> dis. (mL·L <sup>-1</sup> )	-0,59	0,17	7	-1,00	0,33	3	-0,49	0,22	8	-0,80	0,33	4
AOU (mL·L <sup>-1</sup> )	0,18	0,71	7	1,00	< 0,0001	3	0,48	0,24	8	0,80	0,33	4
NO <sub>3</sub> <sup>-</sup> (μM)	0,71	0,09	7	1,00	< 0,0001	3	-0,10	0,84	8	0,80	0,33	4
PO <sub>4</sub> <sup>3-</sup> (μM)	0,61	0,17	7	0,50	1,00	3	0,07	0,88	8	0,80	0,33	4
H <sub>4</sub> SiO <sub>4</sub> (μM)	-0,14	0,78	7	-0,50	1,00	3	-0,10	0,84	8	0,80	0,33	4
N* (μM)	-0,32	0,50	7	-0,50	1,00	3	-0,33	0,43	8	0,60	0,42	4
<b>Capa Pycnoclina</b>												
Temperatura (°C)	0,43	0,42	6	-0,31	0,56	6	-0,80	0,13	5	-0,50	1,00	3
Salinidad	0,20	0,71	6	-0,31	0,56	6	-0,90	0,08	5	-1,00	0,33	3
Densidad ( $\sigma_t$ )	0,20	0,71	6	-0,31	0,56	6	-0,90	0,08	5	-1,00	0,33	3
O <sub>2</sub> dis. (mL·L <sup>-1</sup> )	0,09	0,92	6	0,09	0,92	6	0,70	0,23	5	-0,50	1,00	3
AOU (mL·L <sup>-1</sup> )	-0,09	0,92	6	-0,31	0,56	6	-0,70	0,23	5	0,50	1,00	3
NO <sub>3</sub> <sup>-</sup> (μM)	-0,09	0,92	6	-0,09	0,92	6	-0,70	0,23	5	0,50	1,00	3
PO <sub>4</sub> <sup>3-</sup> (μM)	-0,09	0,92	6	0,14	0,80	6	-0,70	0,23	5	0,50	1,00	3
H <sub>4</sub> SiO <sub>4</sub> (μM)	0,66	0,18	6	-0,37	0,50	6	-0,50	0,45	5	-0,50	1,00	3
N* (μM)	-0,14	0,80	6	-0,14	0,80	6	0,50	0,45	5	1,00	< 0,0001	3
<b>Capa Profunda</b>												
Temperatura (°C)	0,20	0,51	13	-0,07	0,91	7	-0,06	0,86	11	0,80	0,33	4
Salinidad	-0,08	0,79	13	0,04	0,96	7	-0,25	0,47	11	-0,80	0,33	4
Densidad ( $\sigma_t$ )	-0,11	0,72	13	0,04	0,96	7	-0,06	0,86	11	-0,80	0,33	4
O <sub>2</sub> dis. (mL·L <sup>-1</sup> )	0,32	0,28	13	0,39	0,40	7	0,26	0,43	11	0,00	1,00	4
AOU (mL·L <sup>-1</sup> )	-0,35	0,25	13	-0,39	0,40	7	-0,34	0,31	11	0,00	1,00	4
NO <sub>3</sub> <sup>-</sup> (μM)	-0,08	0,79	13	0,07	0,91	7	-0,37	0,26	11	-0,20	0,92	4
PO <sub>4</sub> <sup>3-</sup> (μM)	-0,12	0,71	13	0,04	0,96	7	0,18	0,59	11	-0,80	0,33	4
H <sub>4</sub> SiO <sub>4</sub> (μM)	-0,07	0,82	13	-0,21	0,66	7	0,14	0,68	11	-0,80	0,33	4
N* (μM)	-0,14	0,64	13	-0,36	0,44	7	-0,27	0,42	11	0,00	1,00	4

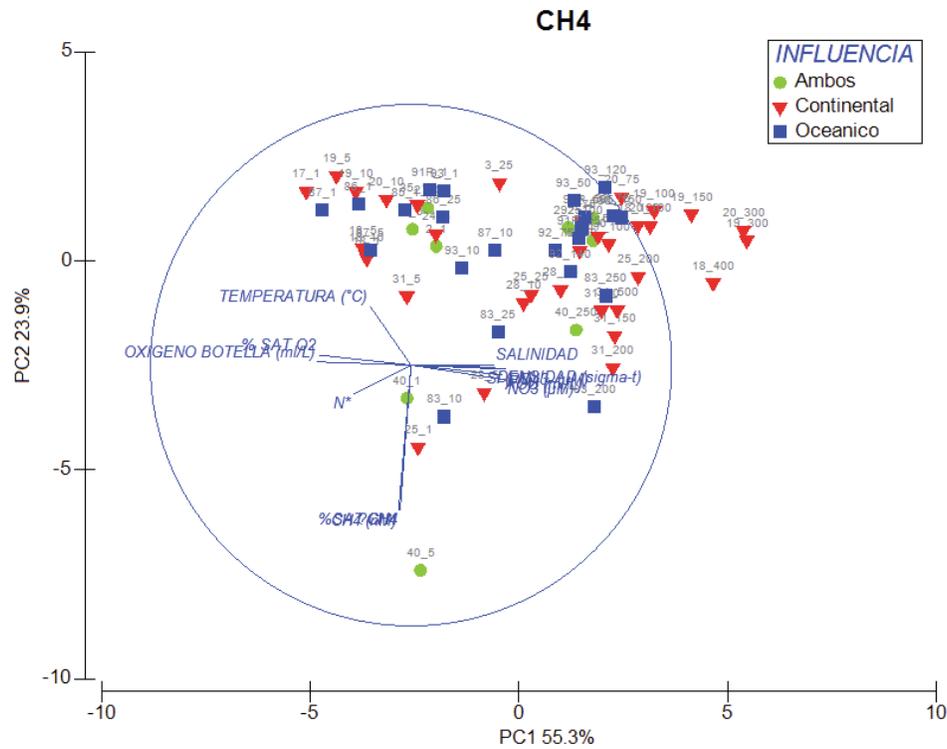
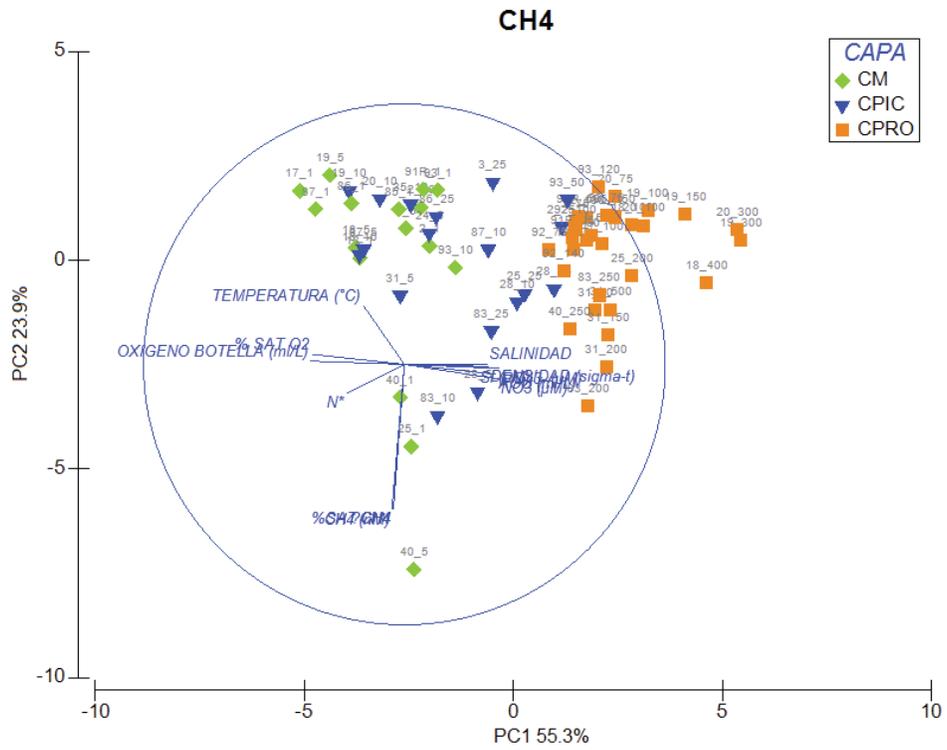
## Anexo 7: Análisis de componentes principales



**Figura 85.** Análisis de componentes principales para el CO<sub>2</sub>. Figura superior análisis por capas y figura inferior análisis por sectores.



**Figura 86.** Análisis de componentes principales para el N<sub>2</sub>O. Figura superior análisis por capas y figura inferior análisis por sectores.



**Figura 87.** Análisis de componentes principales para el CH<sub>4</sub>. Figura superior análisis por capas y figura inferior análisis por sectores.