



Universidad de Concepción
Dirección de Postgrado
Facultad de Ciencias Naturales y Oceanográficas
Programa de Magíster en Ciencias con Mención en Oceanografía

Variaciones temporales de los parámetros físicos y biogeoquímicos en un sistema costero de Chile central bajo distintos forzantes atmosféricos: Un estudio basado en observaciones y modelación unidimensional.

Tesis para optar al grado de Magíster en Ciencias con mención en Oceanografía

SEBASTIÁN ANDRÉS GARCÍA LOYOLA

Profesor Guía: Dra. Laura Farías
Departamento de Oceanografía
Facultad de Ciencias Naturales y Oceanográficas
Universidad de Concepción

Concepción, Chile

Marzo 2017

Universidad de Concepción
Dirección de Postgrado

La tesis de Magíster en Ciencias con mención en Oceanografía “**Variaciones temporales de los parámetros físicos y biogeoquímicos en un sistema costero de Chile central bajo distintos forzantes atmosféricos: Un estudio basado en observaciones y modelación unidimensional**” del Señor **Sebastián Andrés García Loyola**, realizada en el Departamento de Oceanografía, Facultad de Ciencias Naturales y Oceanográficas, Universidad de Concepción, ha sido aprobada por la siguiente comisión de evaluación.

Dra. Laura Farías

Profesora Guía y Director del Programa

Departamento de Oceanografía

Universidad de Concepción



Dr. Andrés Sepúlveda

Miembro de la Comisión de Evaluación

Departamento de Geofísica

Universidad de Concepción

Dr. Oscar Pizarro

Miembro de la Comisión de Evaluación

Departamento de Geofísica

Universidad de Concepción

Dr. Catalina Aguirre

Miembro de la Comisión de Evaluación

Escuela de Ingeniería Civil Oceánica

Universidad de Valparaíso

Marzo 2017

DEDICATORIA

A mi amada familia, los que están y los que partieron.

En especial, a mi querido sobrino Martín.

A Sandra, mi fiel compañera.

...Al Maxi, al Tomás y a la Pachamama.



AGRADECIMIENTOS

Agradezco a todos los miembros de la comisión de evaluación por aceptar ser parte de este proceso de aprendizaje, por su disposición a escuchar, su tiempo y su importantísima contribución a este trabajo.

Agradezco a la Dirección de Postgrado por financiar en su totalidad mis estudios de postgrado, además por otorgar financiamiento para el XXXVI Congreso de Ciencias del Mar (SuMAR2016) y para el VII Congreso Brasileiro de Oceanografía (CBO2016).

Agradezco al Centro de Ciencia del Clima y la Resiliencia (CR)² y al Laboratorio de Biogeoquímica Isotópica de la Dra. Laura Farías por su financiamiento durante mis estudios de postgrado, además por darme la posibilidad de formar parte de su grupo de trabajo; lugar donde me desarrollé como profesional, investigador y donde conocí a muy lindas personas.

Finalmente, y lo más importante, agradezco a mi familia y a Sandra por el apoyo incondicional y por estar siempre conmigo en todo este proceso de aprendizaje.



CURRÍCULUM VITAE

Sebastián Andrés García Loyola

Nacido el 5 de agosto de 1988, Viña del Mar, Chile.

FORMACIÓN ACADÉMICA

2015-2017. Magíster en Ciencias con Mención en Oceanografía. Departamento de Oceanografía, Universidad de Concepción, Concepción, Chile. Tesis: “Variaciones temporales de los parámetros físicos y biogeoquímicos en un sistema costero de Chile central bajo distintos forzantes atmosféricos: Un estudio basado en observaciones y modelación unidimensional”.

2007-2014. Grado de Oceanógrafo. Escuela de Ciencias del Mar, Facultad de Recursos Naturales, Pontificia Universidad Católica de Valparaíso, Valparaíso, Chile. Tesis: “Respuestas del océano superficial al forzante local del viento: Un estudio de variabilidad temporal en Chile centro-sur (36.5°S)”.

2007-2013. Licenciado en Oceanografía. Escuela de Ciencias del Mar, Facultad de Recursos Naturales. Pontificia Universidad Católica de Valparaíso, Valparaíso, Chile.

PUBLICACIONES

Aguirre, C., **S. García-Loyola**, G. Testa, D. Silva and L. Farías. 2017. Insight into anthropogenic forcing on coastal upwelling off south-central Chile. Manuscrito enviado a revisión.

Farías, L., V. Besoain, and **S. García-Loyola**. 2015. Presence of nitrous oxide hotspots in the coastal upwelling area off central Chile: an analysis of temporal variability based on ten years of a biogeochemical time series. Environ. Res. Lett. 10: 44017. doi:10.1088/1748-9326/10/4/044017

FORMACIÓN COMPLEMENTARIA

2016. Taller “Introducción a la programación en Python”. Departamento de Físico-Química, Universidad de Concepción, Concepción, Chile.

2016. Curso “Computação científica com Python”. VII Congresso Brasileiro de Oceanografia, Salvador/Bahía, Brasil.

2016. Cursos “Hierarchical Modeling in R (3 modules)”. Departamento de Oceanografía, Universidad de Concepción, Chile.

2015. Curso “Modelación Aplicada al Océano”. Departamento de Geofísica, Universidad de Concepción, Chile.

2015. Curso “Procesos de Mezcla en el Océano con MATLAB”. Pontificia Universidad Católica de Valparaíso e Instituto Milenio de Oceanografía, Valparaíso, Chile.

2014. Curso Avanzado de Formación en Inglés CORFO 2014. DuocUC, Chile.

2014. Pasantía en “Procesamiento de Datos Atmosféricos y Satelitales con MATLAB”. Departamento de Geofísica, Universidad de Chile, Santiago, Chile.

2014. Curso “Métodos Estadísticos Aplicados a Oceanografía”. Departamento de Oceanografía, Universidad de Concepción, Concepción, Chile.

2014. Curso “Análisis de Series de Tiempo en Ciencias Naturales con R”. XIV Austral Summer Institute (ASI XIV), Departamento de Oceanografía & Programa COPAS Sur-Austral, Universidad de Concepción, Concepción, Chile.

2013. Curso de Buceo PADI OPEN WATER, Licencia de Buceo Internacional. Centro de Investigación y Desarrollo del Patrimonio Subacuático (VALPOSUB), Valparaíso, Chile. (Licencia N° 13120D1056).

2013. Curso de Buceo Deportivo Autónomo, Licencia Nacional Armada de Chile DGTM y MM. Centro de Investigación y Desarrollo del Patrimonio Subacuático (VALPOSUB), Valparaíso, Chile. (Licencia N° 52910).

2012. Curso Básico de Seguridad y Familiarización a Bordo. Centro de Instrucción y Capacitación Marítima (CIMAR), Valparaíso, Chile.

EXPERIENCIA PROFESIONAL

2015. Participación en equipo de implementación de Boya Oceanográfica POSAR. Center for Climate and Resilience Research (CR)2, Universidad de Concepción, Concepción, Chile.

2015 (a la fecha). Asistente de investigación y trabajo de titulación de postgrado. Center for Climate and Resilience Research (CR)2. Universidad de Concepción, Concepción, Chile. Enmarcado dentro del proyecto FONDECYT N° 1090446, FONDAP N°151007 y N° 1511009.

2014. Asistente de investigación y trabajo de titulación de pregrado. Laboratory of Oceanography Processes and Climate (PROFC), Universidad de Concepción, Concepción, Chile. Enmarcado dentro del proyecto FONDECYT N° 1120719.

2013. Práctica Profesional de Oceanografía. Servicios Oceanográficos y Ambientales DOOPLER S.A (INGEMAR S.A.), Puerto Montt, Chile.

EMBARQUES OCEANOGRÁFICOS

2016. Velero Saoirse, Fundación Huinay. Región de Los Lagos, Chile. Muestreador científico.

* Se recorre Golfo de Penas y Golfo Tres Montes con el propósito de obtener muestras de parámetros físicos y biogeoquímicos para estudiar la mortalidad masiva de Ballenas Sei en Patagonia norte.

2014-2016. Buque R/V Kay-Kay, COPAS Sur-Austral, Universidad de Concepción, Dichato, Chile. Muestreador científico de grupo biogeoquímica. * Salidas mensuales para la obtención de datos oceanográficos correspondientes a la “Serie de Tiempo Estación 18 COPAS-UdeC”.

2013. Buque Científico Beaulieu. DOOPLER S.A, Puerto Montt, Chile. Asistente Muestreador. * Campañas oceanográficas en cuatro centros de cultivo de la empresa Marine Harvest, en el marco de realizar informes de Caracterización Preliminar de Sitio (CPS).

BECAS Y RECONOCIMIENTOS

2015/2016. Beca de mantención para estudiante y asistente de investigación. Center for Climate and Resilience Research (CR)². Universidad de Concepción, Concepción, Chile.

2015/2016. Beca 100% de arancel para estudios de postgrado. Dirección de Postgrado, Universidad de Concepción, Concepción, Chile.

2014. Beca de estudios “Programa de Inglés CORFO 2014”. CORFO, Gobierno de Chile.

CONGRESOS

2016. VII Congresso Brasileiro de Oceanografía (CBO2016). Bahía Othon Palace Hotel, Salvador/Bahía, Brasil. Trabajo: “Temporal variability of physical and biogeochemical variables of water column under different atmospheric forcing: A study based on observation and a one-dimensional modelling off southcentral Chile”.

2016. XXXVI Congreso de Ciencias del Mar (SuMAR UdeC 2016). Universidad de Concepción, Concepción, Chile. Trabajo: “Variación temporal de parámetros físicos y biogeoquímicos de la columna de agua bajo distintos forzantes atmosféricos, un estudio basado en observación y modelación unidimensional en Chile centro-sur: Resultados Preliminares”.

2015. 11th International Conference on Southern Hemisphere Meteorology and Oceanography (ICSHMO). Universidad de Chile, Santiago, Chile. Trabajo: “Surface ocean responses to alongshore wind forcing: A study of temporal variability in coastal upwelling off Central Chile (36°30.8'S), based on 12 years of observation”

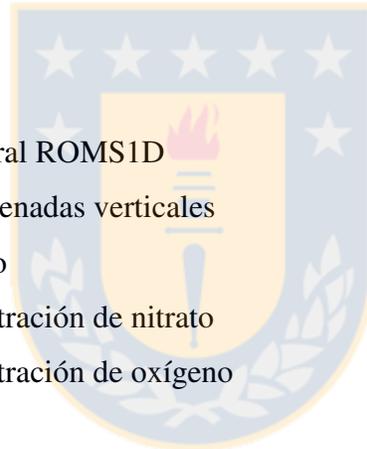


TABLA DE CONTENIDOS

LISTA DE FIGURAS	xiii
LISTA DE TABLAS	xvi
RESUMEN	xviii
1. INTRODUCCIÓN	01
1.1. Caso de estudio: Chile central	04
1.1.1. Variabilidad temporal en los forzantes atmosféricos	04
1.1.2. Observaciones asociadas a Chile central	06
2. HIPÓTESIS Y OBJETIVOS	08
2.1. Hipótesis	08
2.2. Objetivo principal	09
2.3. Objetivos Específicos	09
3. METODOLOGÍA	10
3.1. Zona de Estudio	10
3.2. Caracterización temporal de parámetros atmosféricos/meteorológicos asociados a Chile central	11
3.3. Caracterización temporal de parámetros oceanográficos físicos/biogeoquímicos asociados a Chile central	12
3.4. Transporte de Ekman	13
3.5. Capa de Mezcla	14
3.6. Descripción general del modelo ROMS1D	15
3.7. Forzantes del modelo ROMS1D	15
3.8. Condiciones iniciales del modelo ROMS1D	17
3.9. Factores de Corrección	18
3.10. Experimentos de sensibilidad	19
3.11. Estadística de comparación	19

4. RESULTADOS	21
CAPITULO 1	21
4.1. Ciclo anual y tendencias observadas en los parámetros atmosféricos	21
4.1.1. Viento	21
4.1.2. Radiación y flujos de calor	23
4.1.3. Temperatura del aire	24
4.1.4. Flujos de agua dulce	25
CAPITULO 2	28
4.2. Ciclo anual, variabilidad interanual y tendencias observadas en los parámetros oceanográficos.	28
4.2.1. Variación estacional e interanual	28
4.2.2. Tendencias observadas en los parámetros oceanográficos	43
4.2.3. Transporte de Ekman	45
4.2.4. Capa de Mezcla	47
CAPÍTULO 3	50
4.3. Modelo Climatológico ROMS1D	50
4.3.1. Temperatura	50
4.3.2. Salinidad	52
4.3.3. Oxígeno	54
4.3.4. Nitrato	56
4.3.5. Clorofila-a	58
4.4. Capa de mezcla ROMS1D	60
4.5. Experimentos de sensibilidad	61
4.5.1. Variación en el viento	61
4.5.2. Variación en el calor	61
4.5.3. Variación en los flujos de agua dulce	62

5. DISCUSIONES	64
5.1. Variación temporal de parámetros atmosféricos asociados a Chile central	65
5.2. Variación temporal de parámetros oceanográficos físicos y biogeoquímicos asociados a Chile central.	68
5.3. Variabilidad temporal de la Capa de Mezcla	71
5.4. Experimentos de sensibilidad con ROMS1D: flujos de energía, calor y agua dulce.	72
6. CONCLUSIONES	75
7. REFERENCIAS	77
ANEXOS 1 – ROMS1D	90
A1.1 Descripción general ROMS1D	90
A1.2. Sistema de coordenadas verticales	92
A1.3. Modelo biológico	93
A1.3.1. Concentración de nitrato	95
A1.3.2. Concentración de oxígeno	95
A1.4. Surgencia	96
A1.5. Scripts y parámetros ajustables en la configuración	96
ANEXOS 2 – Tablas	99



LISTA DE FIGURAS

- Figura 1** – Zona de estudio asociada a la plataforma continental frente a Concepción, las líneas en negro corresponden a las isolíneas de batimetría y los distintos puntos marcados en colores corresponden al posicionamiento de algunas de las bases de datos utilizadas. (Fuente: Elaboración propia).....10
- Figura 2** – Climatologías de los forzantes utilizados para la simulación de ROMS1D. (Fuente: Elaboración propia).....17
- Figura 3** – Condiciones iniciales de la columna de agua utilizadas para la simulación de ROMS1D. (Fuente: Elaboración propia).....18
- Figura 4** – a) Magnitud del viento (m s^{-1}) para la base de datos OAFlux desde 1957 a 2015; b) Magnitud meridional del viento (m s^{-1}) y c) estrés meridional del viento (N m^{-2}), correspondiente a la base de datos CCMP desde 1990 a 2015. En rojo se muestra la línea de tendencia y además se muestra el valor-p del test de tendencia de Mann-Kendall. (Fuente: Elaboración propia).....22
- Figura 5** – Tendencia del viento meridional ($\text{m s}^{-1} \text{dec}^{-1}$) para los años 1990-2016, obtenida desde la base de datos CCMP, con una grilla de 12-60°S y 60-100°W. (Fuente: Elaboración propia).....23
- Figura 6** – a) Radiación de onda larga (W m^{-2}) y b) onda corta (W m^{-2}) para los años 1980 a 2010; c) Flujo de calor latente (W m^{-2}) y d) flujo de calor sensible (W m^{-2}) para los años 1980 a 2015. Todos los datos provenientes de la base de datos OAFlux. En rojo se muestra la línea de tendencia y además se muestra el valor-p del test de tendencia de Mann-Kendall. (Fuente: Elaboración propia).....24
- Figura 7** – a) Temperatura del aire ($^{\circ}\text{C}$) a 10 msnm estación Carriel Sur (1968-2015), b) temperatura del aire a 151 msnm estación Chillan (1966-2016) de la DMC y c) temperatura del aire a 840 msnm estación La Puntilla (1965-1986) de la DGA. En rojo se muestra la línea de tendencia y además se muestra el valor-p del test de tendencia de Mann-Kendall. (Fuente: Elaboración propia).....25
- Figura 8** – a) Precipitación (mm mes^{-1}) registrada en la estación meteorológica Carriel Sur (DMC) desde 1980 a 2015, y b) para la estación Dichato (DGA) desde 1981 a 2015. En el panel c) evaporación (mm mes^{-1}) correspondiente a la base de datos OAFlux para los años

1990 a 2015. En rojo se muestra la línea de tendencia y además se muestra el valor-p del test de tendencia de Mann-Kendall. (Fuente: Elaboración propia).....	26
Figura 9 – a) Temperatura superficial del mar (°C) desde 1980 a 2015, correspondiente a la base de datos OAFlux. En rojo se muestra la línea de tendencia y además se muestra el valor-p del test de tendencia de Mann-Kendall. (Fuente: Elaboración propia).....	43
Figura 10 – a) Transporte de Ekman ($m^2 s^{-1}$) calculado desde la base de datos CCMP para los años de 1990 a 2015. En rojo se muestra la línea de tendencia y además se muestra el valor-p del test de tendencia de Mann-Kendall. (Fuente: Elaboración propia).....	45
Figura 11 - Transporte de Ekman acumulado mensual ($m^2 s^{-1} mes^{-1}$), desde junio a mayo. (Fuente: Elaboración propia).....	46
Figura 12 - Sumatoria del transporte acumulado de Ekman ($m^2 s^{-1} mes^{-1}$), desde septiembre a febrero y para todo el período de estudio (base de datos: CCMP 1990-2015). (Fuente: Elaboración propia).....	46
Figura 13 – Climatología de la PCM para la Est18 y diferentes bases de datos. (Fuente: Elaboración propia).....	47
Figura 14 – Tendencia de la profundidad de la capa de mezcla (Est18), entre 2002-2016, utilizando criterios de a) densidad y b) temperatura; además, para c) y e) primavera-verano y d) y f) invierno, respectivamente (Fuente: Elaboración propia).....	48
Figura 15 – Climatología de la temperatura simulada (a), observada (b) y la diferencia entre ambas (ROMS1D–Est18) (c); (d) distribución de frecuencia de las diferencias, donde la línea azul indica la estimación de densidad de Kernel, los puntos negros indican las diferencias y el sombreado gris corresponde al rango de aceptación dado. (Fuente: Elaboración propia).....	51
Figura 16 - Perfiles promedio de la temperatura de a) verano y c) invierno, el color rojo para ROMS1D y color azul para Est18. En verde, la diferencia entre perfiles (ROMS1D–Est18) para b) verano y d) invierno. (Fuente: Elaboración propia).....	52
Figura 17 - Climatología de la salinidad simulada (a), observada (b) y la diferencia entre ambas (simulada–observada) (c); (d) distribución de frecuencia de las diferencias, donde la línea azul indica la estimación de densidad de Kernel, los puntos negros indican las diferencias y el sombreado gris corresponde al rango de aceptación dado. (Fuente: Elaboración propia).....	53

Figura 18 - Perfiles promedio de la salinidad de a) verano y c) invierno, el color rojo para ROMS1D y color azul para Est18. En verde, la diferencia entre perfiles (ROMS1D–Est18) para b) verano y d) invierno. (Fuente: Elaboración propia).....	54
Figura 19 - Climatología del oxígeno disuelto simulado (a), observado (b) y la diferencia entre ambas (simulado–observado) (c); (d) distribución de frecuencia de las diferencias, donde la línea azul indica la estimación de densidad de Kernel, los puntos negros indican las diferencias y el sombreado gris corresponde al rango de aceptación dado. (Fuente: Elaboración propia).....	55
Figura 20 - Perfiles promedio del oxígeno disuelto de a) verano y c) invierno, el color rojo para ROMS1D y color azul para EST18. En verde, la diferencia entre perfiles (ROMS1D–EST18) para b) verano y d) invierno. (Fuente: Elaboración propia).....	56
Figura 21 - Climatología del nitrato simulado (a), observado (b) y la diferencia entre ambas (simulado–observado) (c); (d) distribución de frecuencia de las diferencias, donde la línea azul indica la estimación de densidad de Kernel, los puntos negros indican las diferencias y el sombreado gris corresponde al rango de aceptación dado. (Fuente: Elaboración propia).....	57
Figura 22 - Perfiles promedio del nitrato de a) verano y c) invierno, el color rojo para ROMS1D y color azul para EST18. En verde, la diferencia entre perfiles (ROMS1D–EST18) para b) verano y d) invierno. (Fuente: Elaboración propia).....	58
Figura 23 - Climatología de la clorofila-a simulada (a), observada (b) y la diferencia entre ambas (simulada–observada) (c); (d) distribución de frecuencia de las diferencias, donde la línea azul indica la estimación de densidad de Kernel, los puntos negros indican las diferencias y el sombreado gris corresponde al rango de aceptación dado. (Fuente: Elaboración propia).....	59
Figura 24 - Perfiles promedio de la clorofila-a de a) verano y c) invierno, el color rojo para ROMS1D y color azul para EST18. En verde, la diferencia entre perfiles (ROMS1D–EST18) para b) verano y d) invierno (Fuente: Elaboración propia).....	60
Figura 25 – Comparación entre la PCM_T y la PCM_D entre los resultados del modelo ROMS1D y los resultados de las observaciones en la Est18 (Fuente: Elaboración propia).....	60
Figura 26 – Regresión lineal entre la intensidad de la surgencia costera en verano (transporte de Ekman costa afuera) y el gradiente de temperatura entre la tierra y el océano (1950–2099) (Fuente: modificado de Wang et al., 2015).....	69

Figura A1.1 – Variación de θ_s en la grilla vertical (Fuente: Elaboración propia).....	93
Figura A1.2 – Esquema que representa los flujos de nitrógeno y carbono considerados en el modelo de Fasham et al. (1990) y en el modelo Regional Ocean Modeling System (Fuente: modificada del modelo biogeoquímico NPZD de Frenzel (2006)).....	94

LISTA DE TABLAS

Tabla 1 – Descripción de los forzantes utilizados para la simulación de ROMS1D.....	16
Tabla 2 – Resumen de tendencias de los distintos parámetros atmosféricos y oceanográficos analizados. (Fuente: Elaboración propia).....	27
Tabla 3 – Tendencias de la capa integrada superficial de la Estación 18. (Fuente: Elaboración propia).....	45
Tabla 4 – Resumen de la Tabla A2.6 (Anexos). Se entrega la PCMT y PCMD (pcm), correspondiente al promedio de verano e invierno de acuerdo a cada experimento y las diferencias (diff) estimadas entre la PCM de la simulación control menos la PCM forzada (Fuente: Elaboración propia).....	62
Tabla 5 – Profundidad de la capa de mezcla para los diferentes experimentos de sensibilidad y su comparación (RMSE) con la simulación control (Fuente: Elaboración propia).....	63
Tabla A1.1 – Descripción de cada parámetro asociado a la mezcla vertical del modelo (Fuente: Elaboración propia).....	97
Tabla A1.2 – Configuración y descripción de los parámetros del sub-modelo de mezcla (Fuente: Elaboración propia).....	98
Tabla A1.3 – Configuración y descripción de los parámetros del sub-modelo biológico (Fuente: Elaboración propia).....	98
Tabla A2.1 – Bases de datos para las climatologías utilizadas en los forzantes de ROMS1D (Fuente: Elaboración propia).....	99
Tabla A2.2 – Valores climatológicos utilizados en los forzantes de ROMS1D (Fuente: Elaboración propia).....	100
Tabla A2.3 – Valores climatológicos utilizados para las condiciones iniciales de ROMS1D (Fuente: Elaboración propia).....	101

Tabla A2.4 – Resultados para los test estadísticos RMSE, ttest2 y correlación de Spearman (Fuente: Elaboración propia).).....101

Tabla A2.5 – Resultados de la prueba t de dos muestras aplicada a las variables oceanográficas físicas/biogeoquímicas (Fuente: Elaboración propia).....102

Tabla A2.6 – PCM obtenida de los experimentos de sensibilidad (pcm) y las diferencias (diff) estimadas entre la PCM de la simulación control menos la PCM obtenida como resultado de la variación aplicada a los forzantes atmosféricos, mediante un porcentaje dado indicado en la 1^{era} columna (Fuente: Elaboración propia).....103



RESUMEN

El océano superficial está controlado principalmente por los forzantes atmosféricos como el viento, flujos de calor y agua dulce. Al respecto, si se genera un aumento en la magnitud del viento, se intensificará la mezcla superficial debido al estrés generado por el intercambio de momento; mientras que una mayor variación en los flujos de calor y/o agua dulce, afectará la boyantés y estratificación, como respuesta a las variaciones de la densidad del agua. Estas posibles variaciones generadas en la atmósfera tienen una directa relación con la variabilidad de la estructura vertical del océano superficial, influenciando parámetros como la profundidad de la capa de mezcla y/o las propiedades físicas y biogeoquímicas de la columna de agua, como son la temperatura, salinidad, oxígeno disuelto, nutrientes y clorofila-a.

Se conoce que estos forzantes atmosféricos, en su conjunto, modifican la capa superficial de la columna de agua, pero no está del todo claro cuál es el forzante o mecanismo que actúa como principal modulador de esta variabilidad vertical en la zona de estudio, ni tampoco cuál es el grado de contribución o los efectos sinérgicos y/o antagónicos que tiene cada forzante en la distribución de variables y parámetros mencionados. En este estudio, se evalúa la variabilidad temporal de la profundidad de la capa de mezcla y la distribución vertical de las propiedades físicas y biogeoquímicas de la columna de agua en una zona costera frente a Chile central, esto como respuesta a las variaciones temporales que se han producido en los forzantes atmosféricos.

Para ello se realizó una caracterización del ciclo anual y tendencias de las principales variables atmosféricas y oceanográficas asociadas a la plataforma continental de Chile central (36.5°S; 73.1°W), lugar donde se ha desarrollado la serie de tiempo Estación 18 (Est18) durante los últimos 15 años. Al respecto, se evaluaron distintas bases de datos de largo período, con observaciones in-situ, reanálisis, datos satelitales y modelados, para poder capturar variaciones temporales de baja frecuencia. Por otra parte, se configuró un modelo numérico ROMS1D que reprodujo el ciclo anual de la serie de tiempo Est18, específicamente en sus variables de temperatura, salinidad, oxígeno disuelto, nitrato, clorofila y profundidad de la capa de mezcla. Finalmente se realizaron distintos experimentos con simulaciones forzadas, aumentando o disminuyendo la magnitud de cada forzante atmosférico de acuerdo a lo observado en este estudio.

La caracterización temporal oceanográfica y meteorológica indica que existe una marcada estacionalidad en todas las variables estudiadas, lo que se asocia principalmente al desplazamiento anual del Anticiclón Subtropical del Pacífico Sur-Oriental (ASPS) y su efecto directo sobre la intensidad de los vientos meridionales, responsables de inducir eventos de surgencia costera, principalmente durante los meses de primavera-verano. Además, se observaron tendencias en la mayoría de los parámetros analizados, como por ejemplo: un aumento en la intensidad del viento, aumento de la temperatura atmosférica en la zona continental, pero una disminución en el agua dulce observado mediante la precipitación.

La simulación del modelo ROMS1D reprodujo muy bien las variables mencionadas, con una aceptación del 90.7% en la variable temperatura, 90.8% en la salinidad, 87.5% en el oxígeno disuelto, 86.7% en el nitrato y 85.0% en la clorofila; además, logró reproducir correctamente la profundidad de la capa de mezcla mediante el criterio de temperatura (PCM_T) ($Rho\ 0.89; p < 0.05$) y mediante el criterio de densidad (PCM_D) ($Rho\ 0.86; p < 0.05$). Los resultados de los experimentos de sensibilidad, comparados por medio de la raíz del error cuadrático medio (RMSE), indican que podría existir una mayor contribución por parte de forzantes como el flujo de calor, con un RMSE de 5.68 m (PCM_T) y 2.69 m (PCM_D), y agua dulce, con un RMSE de 3.53 m (PCM_T) y 1.80 m (PCM_D), en modificar la distribución vertical de la profundidad de la capa de mezcla durante el ciclo anual, registrando un diferencia mayor a la entregada variación entregada por el forzante del viento, con un RMSE de 2.82 m (PCM_T) y 1.70 m (PCM_D).

En general, las variaciones de la PCM observadas en la columna de agua presentaron una mayor diferencia durante la temporada de invierno, lo que se podría explicar de acuerdo a la disminución del aporte de agua dulce (e.g., menos precipitación), enfriamiento de la temperatura del aire y del océano superficial; fenómenos que han sido detectados para la zona de estudio, los que han contribuido a una disminución de la fuerza de boyantes debido al aumento de la densidad, y con ello a la homogenización de la capa de agua superficial permitiendo su variabilidad vertical.

1. INTRODUCCIÓN

La interfase océano-atmósfera (IOA) es una zona de transición que conecta la capa límite oceánica (océano superficial) con la capa límite atmosférica (tropósfera baja). Esta interfase es de mucha relevancia para la regulación del clima y la dinámica del océano superficial (Willis et al., 2004), ya que a través de ella ocurre constantemente transferencia de momento, energía y masa entre estas dos fases. Estas transferencias son gobernadas por la variabilidad temporal de los forzantes atmosféricos (FA) (i.e., viento, flujos calor y agua dulce, respectivamente), los cuales son considerados como los mayores contribuyentes en la perturbación de la columna de agua superficial, así como en la composición y contenido de calor de la atmósfera (Bigg, 1996; de Boyer Montégut et al., 2004; Misra, 2014). Es por esto, que es importante estudiar la variabilidad con que los FA inciden sobre la superficie del mar, ya que a través de ello es posible entender cuáles son los procesos más importantes que gobiernan la modulación de la estructura vertical del océano superficial (Lin et al., 2012; Misra, 2014).

La IOA está asociada a la generación de una capa de agua superficial con características homogéneas conocida como capa de mezcla (CM) (Sprintall & Cronin, 2009, Kara et al., 2003, Somavilla et al., 2011), la cual es reconocida como una de las zonas más activas del océano (Bravo, 2003; Kara et al., 2003), donde ocurren una serie de procesos físicos y biogeoquímicos. La CM se conecta con las capas subsuperficiales a través de una fuerte piconclina o un gradiente de temperatura y/o salinidad, lugar donde se delimita la profundidad de la capa de mezcla (PCM) (Kara et al., 2003). Según de Boyer Montégut et al., (2004), la PCM es un concepto arbitrario, que representa la base de la capa superficial de la columna de agua, que se encuentra mezclada debido a la acción generada por los FA, o algún forzante interno, como ondas, surgencia y/o mareas. Según Bindoff et al. (2007), la PCM responde directamente a la variabilidad de los FA, haciéndose más profunda debido a la mezcla forzada por el viento, o más somera, debido a la estratificación generada por los flujos de calor y agua dulce. Este comportamiento está descrito de forma general y cada zona del océano responde de diferente manera dependiendo de sus características geográficas, meteorológicas y oceanográficas.

El viento que se desplaza sobre la superficie del océano transmite momento o estrés tangencial hacia las capas superficiales de la columna de agua (Fan et al., 2010), provocando

turbulencia o cizalle vertical (Pollard et al., 1973; Babu, 2004; Fan et al., 2010). Este movimiento puede generar variaciones horizontales (i.e., advección, circulación) y verticales (i.e., convección, variación de nivel del mar residual) que homogenizan las propiedades físico-químicas de la capa de agua superficial, provocando a su vez variaciones en la PCM (Sobarzo et al., 1997, Fan et al., 2010; Uddin et al., 2014).

El flujo de calor es otro de los forzantes que modifica la estructura vertical de la columna de agua, el cual está relacionado con las variaciones en el contenido de calor que penetra en la superficie del océano (Gill & Niller, 1973). Estos flujos se deben principalmente a la incidencia de radiación de onda corta (Q_{SW}), al intercambio de calor sensible (Q_S) y latente (Q_L), a la radiación de onda larga que emite el océano (Q_{LW}) y al calor por advección (Q_V), los cuales causan variaciones en la mezcla convectiva o estratificación vertical, y con ello, provoca variaciones en la temperatura del mar, profundidad de la capa de mezcla y también en la temperatura de la atmósfera superficial adyacente (Eifler, 1993; Cronin & Sprintall, 2001; Wijesekera and Boyd, 2001; Fan et al., 2010; Garcés-Vargas & Abarca-del-Río, 2012). El calor resultante o flujo de calor neto está dado por la sumatoria de todos los componentes del calor, es decir $Q_T = Q_{SW} + Q_{LW} + Q_S + Q_L + Q_V$, donde Q_T representa la cantidad de calor ganado (signo negativo) o perdido (signo positivo) por la superficie del mar (Stewart, 2008; Cronin & Sprintall, 2001).

En la IOA también ocurren procesos de intercambio de masa, como por ejemplo el flujo de agua dulce mediante la precipitación y evaporación, los que interactúan con el contenido de agua superficial del mar generando variaciones en la salinidad y temperatura de la ML, y con ello, en los flujos de boyantes y en la estabilidad superficial (Wijesekera and Boyd, 2001, Fan et al., 2010; Saldías et al., 2012; Uddin et al., 2014).

Como podemos apreciar, la dinámica del océano superficial y la profundidad de la capa de mezcla son bastante complejas, ya que responden principalmente a la variabilidad temporal con que los forzantes atmosféricos inciden sobre la superficie del mar (Eifler, 1993), es por eso, que para entender un sistema de interacción océano-atmósfera y con ello el comportamiento de la ML, es importante comprender primero el funcionamiento del sistema climático asociado y su variabilidad en el tiempo, mediante el estudio de los parámetros atmosféricos y oceanográficos a distintas escalas de tiempo y por medio de distintos métodos de observación.

Sin embargo, en ocasiones no existe la información suficiente ni la frecuencia de observación necesaria para una buena caracterización temporal, es por ello que una buena técnica que ayuda a la comprensión de dinámicas ambientales es la modelación numérica, ya que permite interactuar con diferentes escenarios para obtener las posibles respuestas de los procesos que se quieran estudiar. Uno de estos modelos es el modelo *Regional Ocean Modelling System* (ROMS), el cual ha resultado ser una excelente herramienta para estudiar y analizar zonas de difícil acceso mediante instrumentación, como también ha logrado aumentar la temporalidad o resolución de la información o datos con los que se cuenta. Asimismo, este modelo permite realizar experimentos de sensibilidad y evaluar las diferentes contribuciones de los forzantes atmosféricos a la variabilidad oceánica, como también puede ser capaz de acoplarse a diferentes submodelos numéricos, como por ejemplo, utilizarse en la simulación de corrientes marinas y oleaje forzado por el viento (Marchesiello et al., 2003, Carniel et al., 2009, Vergara et al., 2016), reproducir ciclos biogeoquímicos (Fennel et al., 2006), y frentes de surgencia (Renault et al., 2012), entre otras.

En Chile central existe una serie de tiempo (ST) denominada Estación 18 (Est18), la cual originalmente perteneció el centro COPAS, comenzando a operar en octubre del 2002 frente a la zona costera de Concepción (~36.5°S). Esta serie continúa hasta la fecha, siendo una de las más completas a nivel nacional, relativo a la cantidad de parámetros/variables con los que se cuenta (i.e., físicos, biológicos, químicos y geológicos). Esta ST es de frecuencia mensual (se muestrea una vez al mes) y ha generado una gran cantidad de investigaciones [<http://www.copas.cl/esp/investigacion/serie/>].

En este trabajo, por medio de esta serie de tiempo de 15 años y sumado a bases de datos satelitales, datos de reanálisis y resultados de la configuración del modelo ROMS1D, se caracterizará la variabilidad temporal de los parámetros oceanográficos y forzantes atmosféricos, con el objetivo de comprender el comportamiento de la capa de mezcla en la zona de estudio.

1.1.Caso de estudio: Chile central

1.1.1. Variabilidad temporal de los forzantes atmosféricos

El viento en el Pacífico sur-oriental (PSO) presenta una variabilidad de baja frecuencia que se debe principalmente a la Oscilación Decadal del Pacífico (ODP) (Montecinos et al., 2007, Delcroix et al., 2007 y Méndez et al., 2010), el cual es un fenómeno climático que presenta una fluctuación promedio de 15 a 20 años (Mantua et al., 2002); donde se generan anomalías de la temperatura superficial del mar en la costa de Norteamérica, pero transmite sus consecuencias a gran parte del Pacífico, incluyendo las costas de Chile central. La ODP posee una fase cálida (i.e., índices positivos) y una fase fría (i.e., índices negativos) que desencadenan eventos climáticos, muy similares a los de El Niño y la Oscilación del Sur (ENOS), pero a diferente escala y frecuencia temporal (Mantua & Hare, 2002); por ejemplo, genera un aumento en la velocidad de los vientos sobre Chile central cuando se presenta la fase fría de la ODP o del ENOS (Ancapichún & Garcés-Vargas 2015).

Estos fenómenos de gran escala mencionados anteriormente, no sólo provocan variabilidad en la estructura de la columna de agua (i.e., nivel medio del mar, profundización o somerización de la termoclina, ondas atrapadas, etc), sino que también a nivel atmosférico, generándose por ejemplo variaciones en el campo de vientos asociados al Anticiclón Subtropical del Pacífico Sur-Oriental (ASPS) (Leth & Middleton, 2006), el cual actúa como un forzante atmosférico dominante del giro subtropical, quien en su flanco oriental está constituido por el sistema de corrientes del PSO, conformado por la corriente de chorro de Humboldt, contracorriente Perú-Chile y corriente subsuperficial Perú-Chile, entre otras (Strub et al., 1998; Fuenzalida et al., 2008).

El ASPS presenta ciclos estacionales, interanuales e interdecadales (Ancapichún & Garcés-Vargas 2015), que afectan la circulación atmosférica, la cual tiene una importante componente geostrofica (Pizarro et al., 1994); esta variabilidad temporal perturba las fluctuaciones del viento, la cobertura de nubes, y con ello, la incidencia de la radiación solar y pluviosidad, con consecuencias en los flujos de boyantés de la superficie del océano. El ASPS se caracteriza por presentar presiones atmosféricas relativamente altas y vientos con dirección hacia el norte y paralelos a la costa chilena, lo que genera condiciones climáticas muy estables y estacionales (Saavedra & Foppiano, 1992; Garreaud & Rutllan, 2006; Ancapichún, 2012).

Durante los meses de primavera-verano (i.e., noviembre-febrero), el ASPS se posiciona frente Chile central (~35°S), donde los vientos se desplazan principalmente desde el S y SW (Sobarzo et al., 1997), con una predominancia del 68% respecto a otras direcciones (García-Loyola, 2014) y con una mayor magnitud promedio en comparación a los vientos de invierno (i.e., mayo-agosto); durante este último período, el ASPS se desplaza hacia el norte y se posiciona aproximadamente frente a la costa de La Serena (~30°S).

En Chile central, las direcciones de viento hacia el Ecuador son responsables de inducir procesos de surgencia costera, que son procesos característicos de los sistemas de surgencia de borde oriental (SSBO) (Saavedra, 1980; Ahumada et al., 1983, Djurfeldt, 1989; Sobarzo et al., 2007; Gajardo et al., 2013). En esta zona geográfica, el transporte de Ekman costa afuera genera procesos de surgencia que desencadenan una alforación de aguas subsuperficiales (Strub et al., 1998; Croquette et al., 2007), que se caracterizan por presentar una menor temperatura, mayor salinidad, menor concentración de oxígeno disuelto, altas concentraciones de nutrientes y una mayor concentración de gases de efecto invernadero (Sobarzo et al., 2007; García-Loyola, 2014; Farías et al., 2015).

En relación los forzantes atmosféricos asociados a los flujos de calor, se puede mencionar que la radiación solar es la principal fuente de energía, y depende principalmente de factores astronómicos, como la rotación y traslación de la tierra, además de factores atmosféricos como la nubosidad, concentración de aerosoles y gases de efecto invernadero, como también de factores geográficos como la latitud (McKenzie et al., 2007). La penetración del calor y la luz en la columna de agua dependen de la estratificación y de condiciones biológica como concentración de microorganismos y partículas en la superficie (Neale et al., 2003). En general, el principal factor que modula la radiación solar que llega a la superficie del mar a escalas regionales y estacionales es la nubosidad, la cual presenta una variabilidad estacional asociada al desplazamiento del ASPS. Esto quiere decir que una mayor cobertura de nubes típica de la estación de invierno, corresponde a una menor intensidad en la radiación solar que llega a la superficie del mar (Hernández et al., 2012), y por consiguiente, el traspaso de calor hacia el océano es menor. Además, con estas mismas condiciones de mayor nubosidad, existe una mayor posibilidad de aporte de agua dulce producto de la precipitación. Otro importante aporte de agua dulce a la zona de estudio (Chile central) es el aporte del Río

Itata, el cual fluctúa con una descarga de $300 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ en la temporada de primavera-verano y $2600 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ en la temporada de invierno (Sobrazo et al., 2007)

Durante los últimos años, la zona de estudio ha estado en constante observación, presentándose diferentes trabajos enfocados en la variabilidad climática de largo período, donde se ha tratado de demostrar un posible desplazamiento e intensificación en los vientos del ASPS como respuesta al cambio climático (Falvey & Garreaud, 2009, Goubanova et al., 2011, Belmadani et al., 2014, Sydeman et al., 2014, Rykaczewski et al., 2015, Wang et al., 2015; Schneider et al., 2017; Aguirre et al., in prep). En este mismo contexto, Bakun (1990) menciona que el aumento de la temperatura global debido a la mayor concentración de gases de efecto invernadero podría generar un aumento en el gradiente de temperatura y presión entre los océanos y los continentes, con mayor notoriedad sobre los SSBO, causando una intensificación en los vientos favorables a la surgencia costera. Este aumento en los vientos ocurriría principalmente durante las estaciones cálidas o en épocas de surgencia (mayo-agosto en el HN y noviembre-febrero en el HS). Además, en ese mismo trabajo se menciona que podría haber una variación latitudinal en las tendencias de los vientos, es decir, podrían ocurrir variaciones mayormente significativas en las latitudes altas en comparación a las latitudes bajas. Pero particularmente, la mayor variación en los vientos ocurriría en las zonas centrales de los principales sistemas de surgencia a nivel mundial. La falta de observaciones, como series de tiempo de larga duración, no han permitido evaluar adecuadamente los mecanismos forzantes de estas variaciones de baja frecuencia, por ende, se ha mantenido la investigación enfocándose en las distintas escalas espaciales y temporales, utilizando principalmente datos obtenidos de modelos numéricos para forzar escenarios de cambio climático.

1.1.2. Observaciones asociadas a Chile central

Durante la última década, frente a las costas de Chile central y por medio de los registros de la Est18, se han podido constatar algunas variaciones significativas en los principales parámetros físicos del océano superficial, tal como un aumento en la salinidad y una disminución de la temperatura (Ancapichún & Garcés-Vargas, 2015; Farías et al., 2015; Medellín-Mora et al., 2016; Schneider et al., 2017), como también en los parámetros biogeoquímicos como una disminución en la concentración de oxígeno disuelto, un aumento en la concentración de nutrientes y óxido nitroso en temporada de surgencia (Farías et al.,

2015). Solo por mencionar algunos valores, García-Loyola (2014) trabajó con la variabilidad del viento local y la totalidad de la Est18 hasta esa fecha (2002-2014), para explorar algunas posibles tendencias de la serie de tiempo durante esos 12 años de observación. En ese trabajo, se encontraron variaciones temporales en la magnitud meridional del viento (v), con una intensificación de $0.44 \text{ m s}^{-1} \text{ dec}^{-1}$, para todo el período de estudio; también se exploraron disminuciones en la temperatura superficial del mar de $-0.42 \text{ }^\circ\text{C dec}^{-1}$, un aumento de la salinidad de $0.28 \text{ psu dec}^{-1}$, además de una posible tendencia a la profundización de la PCM durante el mismo período. Esta información actualmente se puede mejorar y validar considerando que hoy en día existen mayores fuentes de información, tal como series de tiempo satelitales o de reanálisis de datos con longitudes de tiempo mayores.

Es por ello que, mediante un estudio de observación y modelación unidimensional, se pretende, en primer lugar, actualizar y completar las caracterizaciones atmosféricas y oceanográficas asociadas a la zona de la Est18, además de identificar y explicar los mecanismos forzantes que son más relevantes en la profundización o somerización de la PCM y las subsecuentes variaciones en las propiedades físicas y biogeoquímicas de la capa superficial del océano. La configuración de un modelo unidimensional (ROMS1D) se usará para reproducir la variabilidad temporal y características físicas y biogeoquímicas predominantes de la columna de agua.

2. HIPÓTESIS Y OBJETIVOS

Se sabe que los forzantes atmosféricos responden en conjunto para generar variabilidad temporal y espacial en las variables físicas y biogeoquímicas del océano superficial, pero es importante mencionar que la contribución de cada uno de los forzantes no es equitativa y difiere en el tiempo, esto debido a que la incidencia de cada uno depende de diferentes factores como la época del año, horas de luz del día, zona geográfica de interés y/o características típicas que configuran la dinámica de cada lugar, por ejemplo: en las zonas costeras, donde existe la posibilidad de contar además con aportes de agua dulce por medio de la descarga de ríos, eventos de surgencia o hundimiento costero y/o fenómenos climáticos asociados, etc.

2.1. Hipótesis

H1: La variabilidad estacional de las propiedades físicas (temperatura y salinidad) y biogeoquímicas (oxígeno disuelto, nitrato, clorofila) del océano superficial, como también la profundidad de la capa de mezcla en una zona costera asociada a Chile central, responden en mayor medida a la mezcla generada por el viento.

H2: La variabilidad estacional de las propiedades físicas (temperatura y salinidad) y biogeoquímicas (oxígeno disuelto, nitrato, clorofila) del océano superficial, como también la profundidad de la capa de mezcla en una zona costera asociada a Chile central, responden en mayor medida a la estratificación generada por los flujos de calor y agua dulce.

2.2. Objetivo principal

El objetivo principal de este trabajo es estudiar el comportamiento de los parámetros físicos (temperatura y salinidad) y biogeoquímicos (oxígeno disuelto, nitrato, clorofila) de la columna de agua y la profundidad de la capa de mezcla en una zona costera asociada a Chile central, y su variación asociada a la variabilidad temporal de los forzantes atmosféricos como el viento, flujos de calor y agua dulce.

2.3. Objetivos Específicos

i) Caracterizar el ciclo anual y explorar la tendencia de la serie de tiempo de diferentes parámetros atmosféricos en una zona costera asociada a Chile central, tales como el viento, radiación, flujos de calor, temperatura del aire, precipitación y evaporación.

ii) Caracterizar el ciclo anual, la variabilidad interanual y explorar la tendencia de la serie de tiempo de diferentes parámetros oceanográficos en una zona costera asociada a Chile central (Estación 18), tales como: temperatura, salinidad, oxígeno disuelto, nitrato, clorofila-a, transporte de Ekman y profundidad de la capa de mezcla.

iii) Configurar un modelo climatológico (ROMS1D) que reproduzca el ciclo anual de los parámetros oceanográficos y la profundidad de la capa de mezcla en una zona costera asociada a Chile central. Además, realizar experimentos de sensibilidad para evaluar y cuantificar la respuesta de la columna de agua a las distintas variaciones en los forzantes atmosféricos.

3. METODOLOGÍA

3.1. Zona de Estudio

La zona de estudio (Figura 1) se ubica en el PSO, frente a la zona costera de Chile central, lugar donde se ha desarrollado una serie de tiempo (ST) oceanográfica de muestreo mensual, denominada Estación 18 (Est18). Esta zona en particular se localiza a 10 mn (~18 Km) de la bahía de Coliumo (Concepción, Región del Biobío) y se encuentra confinada en medio de dos cañones submarinos que corresponden a los cañones del Río Itata por el norte y el Río Biobío por el sur. En este lugar, la plataforma continental es particularmente ancha y topográficamente más compleja respecto al promedio encontrado en Chile (Blanco-García, 1984), donde el fondo marino se profundiza levemente hasta aproximadamente 200 m, antes de toparse con el talud continental. Cabe destacar que el área de estudio es considerada como una de las zonas más importantes a nivel regional, ya que se posiciona dentro de un sistema de surgencia costera de frecuencia estacional, que se activa principalmente durante la temporada de primavera-verano, y que la convierte en una zona con un ecosistema altamente productivo y de gran importancia pesquera (Cáceres & Arcos 1991; Cáceres 1992; Strub et al., 1998; Gajardo, 2013).

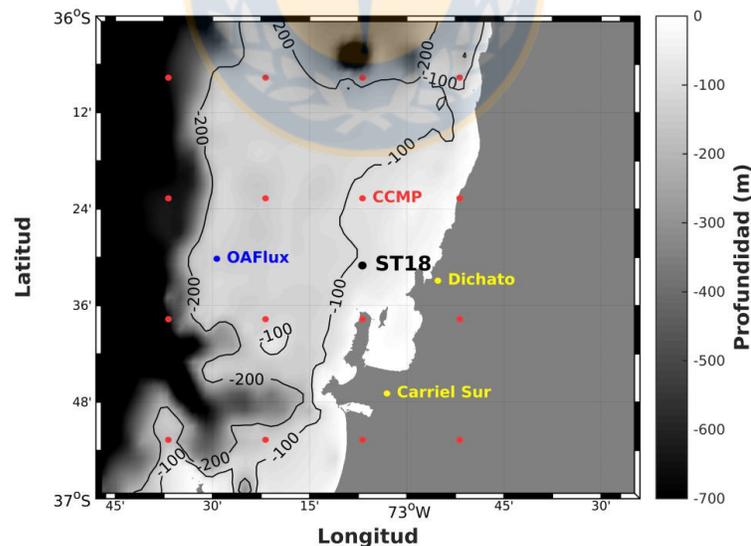


Figura 1 – Zona de estudio asociada a la plataforma continental frente a Concepción, las líneas en negro corresponden a las isolíneas de batimetría y los distintos puntos marcados en colores corresponden al posicionamiento de algunas de las bases de datos utilizadas. (Fuente: Elaboración propia).

3.2. Caracterización temporal de parámetros atmosféricos asociados a Chile central

Para evaluar el ciclo anual de los forzantes atmosféricos se procedió como se indica en la sección 3.7, es decir, se analizaron bases de datos provenientes de observaciones, reanálisis, resultados de modelos y altimetría satelital, donde se realizaron promedios climatológicos mensuales, para cada variable de interés, obteniéndose el ciclo anual de cada variable. En la Tabla A2.1, se encuentra todo el detalle de las fuentes de información, los distintos períodos y las grillas utilizadas.

Para explorar las tendencias de las series de tiempo, se analizaron distintas bases de datos de frecuencia mensual y se trabajó con la totalidad de la información disponible para la zona de estudio, siendo todos períodos superiores a los 20 años. Para el cálculo de tendencia, en primer lugar se calculó la anomalía de cada ST y luego se aplicó un análisis de regresión lineal simple (RLS), habiendo realizado previamente los test estadísticos de normalidad y homocedasticidad. Del resultado de la RLS, se obtuvo una pendiente y un intercepto, donde el valor de la pendiente se multiplicó por 120 meses (10 años) para ser entregado como la tendencia de la ST por década. Cabe destacar, que se trabajó con la tendencia en base a dos períodos: i) total de la serie de tiempo y ii) desde el 2000 a la fecha; este último período para lograr comparar las tendencias atmosféricas con las oceanográficas por medio de la Est18. Además, para corroborar la significancia estadística, se realizó una prueba de estadística no paramétrica: Prueba de Mann-Kendall (Hamed and Rao, 1998), la cual determina la significancia estadística de una tendencia si el valor-p es igual o menor de 0.05. Cabe destacar que todas las tendencias entregadas se trabajaron de la misma forma.

Para el viento se trabajó con dos bases de datos, la primera fue CCMP (del inglés Cross-Calibrated Multi-Platform), que es una recopilación de distintas fuentes de datos satelitales, observacionales y resultados de modelos creada por NASA/GSFC/NOAA y cuenta con una resolución espacial de 0.25° (Wentz et al., 2015) [mayor información en <http://www.remss.com/measurements/ccmp>], en este trabajo se analizaron datos mensuales para un período de 27 años de 1990 a 2016 y la grilla utilizada fue de $36.13-36.88^\circ\text{S}$ y $72.89-73.63^\circ\text{W}$, que corresponde a los 8 pixeles más cercanos a la Est18 (Figura 1). La segunda base de datos de vientos y además fuente de datos para evaluar la variación de los flujos de calor, fue OAFflux v3 (del inglés Objectively Analyzed air-sea Fluxes), creado y mantenido por WHOI/NOAA/NASA, donde se obtuvieron datos de flujos de calor (i.e.,

radiación de onda corta y onda larga descendente, desde 1983 a 2009, calor latente y sensible, desde 1980 a 2015), flujo de agua dulce (i.e., evaporación, desde 1990 a 2015) y magnitud del viento, desde 1957 a 2015, para el punto más cercano a la ST8 (Figura 1) [mayor información en <http://oaflux.who.edu/description.html>].

Para evaluar la variación de la temperatura del aire se utilizaron tres bases de datos de frecuencia mensual obtenidas desde el explorador climático del Centro de Ciencia del Clima y la Resiliencia (CR²) [mayor información en <http://explorador.cr2.cl/>], que corresponden a la temperatura del aire a 10 msnm de la estación Carriel Sur, con un período desde 1967 a 2015 (i.e., interior costero) (Figura 1), temperatura del aire a 151 msnm de la estación Chillan, con un período desde 1966 a 2016 (i.e., asociada al valle central; 36.89°S 72.04°W); ambas pertenecientes a la Dirección Meteorológica de Chile (DMC) y temperatura del aire a 840 msnm de la estación La Punilla, con un período desde 1965 a 1986 (i.e., asociada a la zona cordillerana; 36.66°S 71.33°W), perteneciente a la DGA (Dirección General de Aguas de Chile). También se trabajó con la temperatura del aire a 2 msnm (i.e., sobre el océano), con un período desde 1990 a 2015, perteneciente a la base de datos OAFLux v3. Además, desde el mismo explorador climático del CR² se obtuvo la precipitación acumulada mensual mediante dos bases de datos distintas, i) desde 1980 a 2015, perteneciente a la estación Carriel Sur (DMC) y ii) desde 1981 a 2015, perteneciente a la estación Dichato de la DGA.

3.3. Caracterización temporal de parámetros oceanográficos físicos/biogeoquímicos asociados a Chile central

Para evaluar la variación temporal en el océano, se utilizó la Est18 [mayor información en <http://www.copas.cl/esp/investigacion/serie/>], la cual cuenta con 15 años de muestreo mensual (una vez al mes), desde octubre de 2002 hasta el presente. La Est18 cuenta con datos continuos de CTD-O SeaBird 19 y 25, de 0 a 80 m de profundidad (cada un metro), con variables como temperatura, salinidad y oxígeno disuelto. Además, datos discretos (botella Niskin y montadas en una Roseta oceanográfica a profundidades no lineales de 0, 5, 10, 15, 20, 30, 40, 50, 65 y 80 m), con variables como oxígeno disuelto, nitrato, clorofila-a y óxido nítrico. Además, se realizó un análisis temporal con la temperatura superficial del mar proveniente de la base de datos OAFLux v3, desde 1980 a 2015.

3.4. Transporte de Ekman

Para el análisis temporal de la surgencia costera se analizó como referencia el transporte de Ekman, el cual fue parametrizado a partir de la componente meridional del viento (v), obtenida desde a la base de datos CCMP (ver sección 3.1). Este componente del viento, cuando se desplaza a lo largo de la costa, tiene particular relevancia en generar surgencia costera en sistemas de borde oriental mediante la dinámica de Ekman. El estrés meridional del viento (T_y) que actúa sobre la superficie del mar, puede ser estimado siguiendo a Kraus (1972) y Nelson (1997).

$$T_y = C_d \cdot \rho_{air} \cdot |V| \cdot v$$

Donde, C_d es el coeficiente de arrastre del viento referido a 10 metros sobre el nivel del mar, el cual se consideró constante con un valor de 1.3×10^{-3} (Kraus, 1972), lo anterior siguiendo a Large & Pond (1981), donde se menciona que este coeficiente no genera mayores variaciones cuando la velocidades del viento oscilan entre 4 m s^{-2} y 11 m s^{-2} , entonces por lo cual se puede considerar constante, ρ_{air} es la densidad del aire que corresponde a $0.00122 \text{ g cm}^{-3}$ o 1.22 Kg m^{-3} , $|V|$ es la magnitud del viento en m s^{-1} y v es la componente meridional del viento en m s^{-1} . Luego, el transporte de Ekman fue calculado como una referencia del transporte de agua costa afuera que es forzado por medio del estrés a lo largo de la costa. Para ello, se calcula el transporte de volumen de Ekman (Q_x) por un ancho unitario y perpendicular a la costa.

$$Q_x = \frac{T_y}{\rho_w \cdot f}$$

Donde, T_y es el estrés meridional del viento, ρ_w es la densidad del agua de mar que en este caso se usó un valor constate que corresponde a 1027 Kg m^{-3} , f es Coriolis. Una vez calculado el transporte de Ekman para todo el período de datos CCMP existentes, se procedió a calcular el acumulado mensual de cada variable, primero desde el mes de junio a mayo para identificar el inicio y finalización de la temporada de surgencia, y luego de septiembre a febrero para determinar la tendencia de la surgencia.

3.5. Capa de Mezcla

La PCM se puede obtener por medio de variados métodos matemáticos (umbrales, gradientes, mínimos cuadrados, etc) y/o visuales (observación), donde generalmente se utilizan los perfiles continuos de temperatura, salinidad y/o densidad de la columna de agua para estudiar su distribución vertical y con ello el comportamiento de la PCM (de Boyer Montégut et al., 2004). La elección del método y variable a utilizar va depender de la finalidad del estudio, pero principalmente de la dinámica asociada a cada lugar. En este trabajo se calculó la PCM mediante el método del umbral (Brainerd & Gregg, 1995; Thompson & Fine, 2006), el cual se basa en buscar un cambio brusco en la distribución vertical del parámetro en evaluación (*Var*), mediante el cálculo de su diferencia entre dos profundidades, una profundidad de referencia y las profundidades que se encuentren sucesivamente por debajo esta. Cuando la diferencia entre ambos valores sea igual a un criterio predefinido, entonces esa profundidad se delimita como PCM. De acuerdo a la siguiente ecuación:

$$\Delta_{CRT} = Var(z_{REF}) - Var(z_{PCM})$$

Donde, z_{REF} corresponde a la profundidad de referencia, Δ_{CRT} criterio predefinido, z_{PCM} profundidad de la capa de mezcla.

Después de una inspección de varios criterios teóricos descritos en literatura (Kara et al., 2000; De-boyer Montégut et al., 2004), se determinó que para esta zona de estudio y objetivos del trabajo, se utilizarán dos criterios distintos para el cálculo de la PCM, uno mediante un criterio de temperatura de 0.5°C (de acá en adelante, PCM_T) y una profundidad de referencia de 10 m, donde se obtendrá una capa de mezcla dominada principalmente por las variaciones en la temperatura, y otro con un criterio de densidad de 0.15 Kg m⁻³ (de acá en adelante, PCM_D) y una profundidad de referencia de 0 m, donde además de considerar el efecto de la temperatura, también se considera el efecto de los flujos de agua dulce superficial mediante la salinidad.

3.6. Descripción general del modelo ROMS1D

El modelo *Regional Ocean Modelling System* (ROMS) es un modelo numérico tridimensional, desarrollado inicialmente por la Universidad de California Los Ángeles (UCLA), donde fue desarrollado para realizar simulaciones y estudiar la dinámica de los de los sistemas oceánicos regionales. El modelo utiliza coordenadas que se adaptan al fondo marino (terrain-following coordinates) llamadas coordenadas S, las cuales son una forma modificada de las coordenadas sigma. Resuelve las ecuaciones primitivas de Navier-Stokes con promediado de Reynolds (RANS, Reynolds-averaged Navier-Stokes equations) y además utiliza las aproximaciones hidrostáticas y de Boussinesq en un marco de referencia rotado (Marchesiello et al., 2001, Shchepetkin & McWilliams, 2003, Shchepetkin & McWilliams, 2005). Todos los detalles respecto a la formulación, y una completa descripción del modelo 3D se puede encontrar en Shchepetkin & McWilliams (2003) y Shchepetkin & McWilliams (2005). Existe la versión unidimensional del modelo, llamado ROMS1D, donde las variaciones horizontales no se toman en cuenta y solo se considera la variabilidad de la componente vertical asociada a procesos de mezcla, como la advección y difusión vertical (Penven, v1.0). En este trabajo se utilizará la versión unidimensional del modelo, ya que es más simple y genera simulaciones más rápidas, lo que resulta ser más adecuado para el tipo de trabajo que se quiere realizar, es decir, mediante un gran número de simulaciones, se probará el efecto de la variación arbitraria de diferentes forzantes atmosféricos en la capa superficial del océano. El detalle matemático y mayor descripción del modelo ROMS1D se puede encontrar en Anexos.

3.7. Forzantes del modelo ROMS1D

Los forzantes del modelo ROMS1D incluyeron específicamente 14 variables (Figura 2, Tabla 1) que gobiernan el sistema oceánico superficial y que modulan principalmente la transferencia de energía, calor y materia entre el océano y la atmósfera. Se trabajaron con climatologías mensuales por un período similar o igual al tiempo total de mediciones que en la Est18, esto es, desde 2002 hasta 2016. El detalle de cada base de datos utilizada, el período, grilla y referencia se puede encontrar en la Tabla A2.1 y Tabla A2.2 (Anexos).

Tabla 1 – Descripción de los forzantes utilizados para la simulación de ROMS1D.

Forzantes	Descripción
<i>SUSTR</i>	Componente zonal del estrés del viento (N m^{-2})
<i>SVSTR</i>	Componente meridional del estrés del viento (N m^{-2})
<i>SHFLUX</i>	Flujo superficial de calor neto (W m^{-2})
<i>SWFLUX</i>	Flujo superficial de agua dulce (Evaporación – Precipitación) (cm día^{-1})
<i>SST</i>	Temperatura superficial del mar (Celsius)
<i>DQSST</i>	Flujo superficial de calor neto sensible a la SST ($\text{W m}^{-2} \text{ Celsius}^{-1}$)
<i>UPWI</i>	Índice de surgencia ($\text{m}^3 \text{ s}^{-1}$)
<i>RADSW</i>	Radiación de onda corta (W m^{-2})
<i>RADLW</i>	Radiación de onda larga descendente (W m^{-2})
<i>PRATE</i>	Tasa de precipitación (cm día^{-1})
<i>TAIR</i>	Temperatura del aire al nivel del mar (Celsius)
<i>RHUM</i>	Humedad relativa (fracción)
<i>UWND</i>	Viento zonal (m s^{-1})
<i>VWND</i>	Viento meridional (m s^{-1})



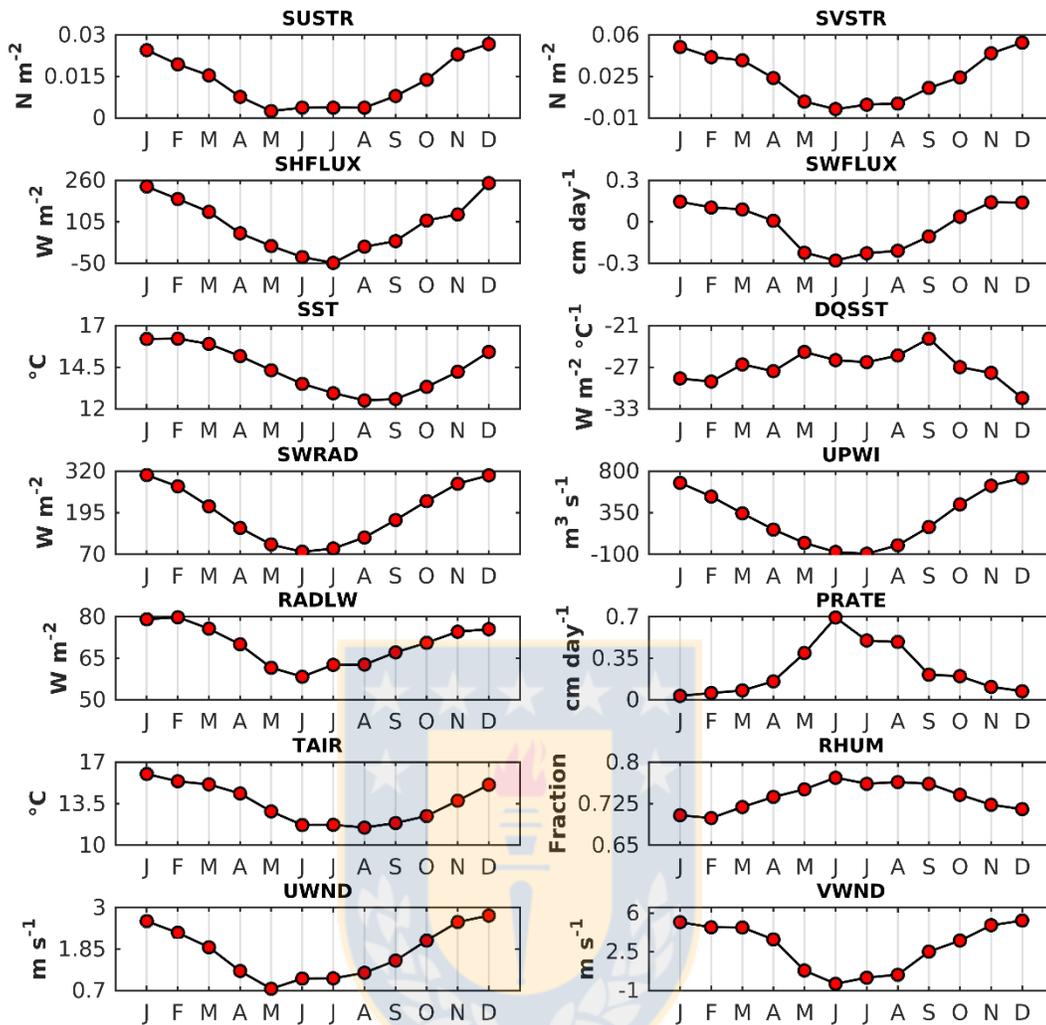


Figura 2 – Climatologías de los forzantes utilizados para la simulación de ROMS1D. (Fuente: Elaboración propia).

3.8. Condiciones iniciales del modelo ROMS1D

Para las condiciones iniciales del modelo ROMS1D (Figura 3 y Tabla A2.3) se trabajó con la base de datos de *World Ocean Atlas 2013 versión 2* (WOA2013), la cual cuenta, entre otras, con variables como temperatura, salinidad y nutrientes. Se utilizó la versión del WOA2013 que contiene una grilla de 0.25° de resolución, desde la superficie hasta ~ 100 m de profundidad. La información se obtuvo desde la posición -36.5° S y -73.5° W (el punto más cercano a la Est18). Para mayor detalle revisar <https://www.nodc.noaa.gov/OC5/woa13/>.

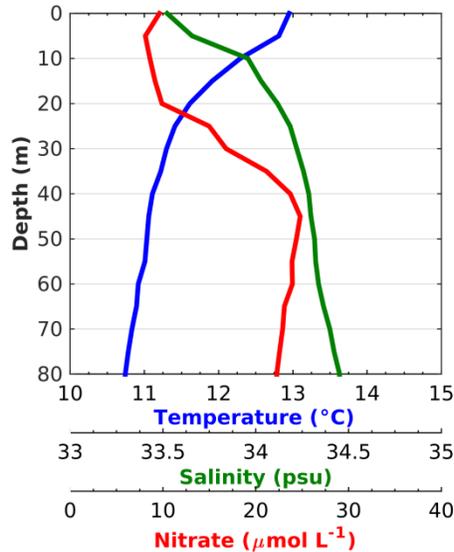


Figura 3 – Condiciones iniciales de la columna de agua utilizadas para la simulación de ROMS1D. (Fuente: Elaboración propia).

3.9. Factores de corrección

Debido a que se utilizaron distintas bases de datos, períodos y grillas (según su disponibilidad en la red), fue necesario aplicar una serie de factores de corrección a algunas de climatologías finales. Lo anterior para simular con mayor exactitud el comportamiento y distribución de las variables físicas y biogeoquímicas de la columna de agua en la Est18.

Sólo se aplica a las variables mencionadas a continuación; donde u corresponde a unidades:

- i) Al forzante UPWI se le multiplicó cada valor asociado a los meses del año por 1.5 u, salvo los meses de junio, julio y agosto, los cuales se multiplicaron por 3 u. Lo anterior para forzar las velocidades verticales y cuantificar la influencia de la surgencia y hundimiento costero.
- ii) Al forzante RADSW se le suma 20 u en primavera-verano (octubre-febrero) y se le resta -10 u en invierno (junio-agosto).
- iv) A cada valor de PRATE se le suma 1 u, a modo de generar un mayor aporte de agua dulce en la zona de estudio, cabe destacar que el modelo unidimensional no está desarrollado para simular los aportes de ríos como forzante de entrada, por lo cual, asumiremos mayor precipitación que contrarreste el déficit de agua dulce.
- v) A cada valor de RHUM se le suma 0.1 u.

3.10. Experimentos de sensibilidad

Para lograr obtener una aproximación de cómo respondería la PCM respecto a la variación en algunos parámetros atmosféricos (FA), se realizarán experimentos de sensibilidad con el modelo ROMS1D, el cual desde ahora pasará a llamarse “simulación control”. Estos experimentos se configurarán de acuerdo a las posibles variaciones que se deberían observar como respuesta al cambio climático.

De acuerdo a lo siguiente: i) para representar un aumento en la magnitud del viento, se sumó un valor porcentual a los forzantes SVSTR (estrés del viento meridional) y VWND (magnitud del viento meridional), ii) para representar un aumento en el calor, se sumó un valor porcentual al parámetro RADLW (radiación de onda larga descendente) y la temperatura del aire (TAIR), y iii) para representar una disminución en el agua dulce, se restó un valor porcentual al parámetro PRATE (precipitación). Lo anterior se realizará de acuerdo al siguiente cálculo:

$$Var_{(forzada)} = Var_{(Original R1D)} \pm Var_{(Original R1D)} * \left(\frac{x}{100} \right)$$

Donde $Var_{(Original R1D)}$ representa el 100% del valor climatológico mensual de la variable control que se va modificar, x es el porcentaje que se va a sumar o restar (i.e., 5%, 10%, 15%, 20%, 25%, 30%), y $Var_{(forzada)}$ es el resultante de la adición o sustracción del valor porcentual.

Para entregar un valor de comparación entre la PCM forzada y la PCM control, se utilizó la Raíz del Error Cuadrático Medio (RMSE) (Sección 3.10) por medio de la comparación de todo el ciclo anual, además de la estación de primavera-verano y de la estación de invierno, con esto se logró tener una idea de la contribución que tiene cada forzante en el comportamiento de la PCM.

3.11. Estadística de comparación

i) RMSE (del inglés *Root Mean Squared Error*) corresponde a la raíz del error cuadrático medio. Es un estimador que mide el promedio de los errores al cuadrado, es decir, el promedio de las diferencias al cuadrado entre las observaciones y los valores estimados por el modelo. Se utiliza en modelación para obtener el grado de variación que existe entre el modelo y los datos reales, mientras menor sea el resultado, menor es la variación. El RMSE se define como:

$$RMSE = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (P_i - O_i)^2}{n}}$$

Donde P_i son los datos del modelo y O_i son los datos observados.

ii) Ttest2 o Prueba-t de dos muestras, calcula la prueba t de student para una hipótesis nula, donde los datos en los vectores x e y vienen de muestras aleatorias independientes, tienen distribuciones normales y las medias y varianzas son iguales o muy similares. La hipótesis alternativa es que los datos en los vectores x e y provienen de poblaciones con medias y varianzas distintas. Cuando el resultado de H es 1, entonces la prueba rechaza la hipótesis nula con un nivel de significación del 95% y si H es 0, ocurre lo contrario. El valor-p de la prueba, devuelto como valor escalar en el rango $[0,1]$, indica la significancia estadística, donde los valores muy pequeños de p ponen en duda la validez de la hipótesis nula.



4. RESULTADOS

CAPÍTULO 1

En este capítulo se presenta una caracterización de la variabilidad temporal de los forzantes atmosféricos, en primer lugar centrándose en el ciclo anual para obtener los datos de entrada del modelo ROMS1D y posteriormente se explora las tendencias de diferentes parámetros atmosféricos en una zona costera asociada a Chile central, tales como intensidad del viento, radiación solar, flujos de calor, temperatura atmosférica, precipitación y evaporación.

4.1. Ciclo anual y tendencias observadas en los parámetros atmosféricos.

4.1.1. Viento

En la Figura 2 (Sección 3.7) se pueden observar los ciclos anuales de la magnitud de la componente zonal (UWND) y meridional (VWND) del viento, así como el estrés de la componente zonal (SUSTR) y meridional (SVSTR) del viento. Todas las variables mencionadas presentaron una variabilidad anual bien definida, con una mayor intensidad durante los meses de verano (i.e., diciembre-febrero) y una menor intensidad durante los meses de invierno (i.e., junio-agosto).

La magnitud del viento correspondiente al punto más cercano de la Est18, obtenido de la base de datos OAFlux, presentó una tendencia positiva de $0.11 \text{ m s}^{-1} \text{ dec}^{-1}$ ($p < 0.05$) para las últimas 5 décadas, y una tendencia de $0.54 \text{ m s}^{-1} \text{ dec}^{-1}$ ($p < 0.05$), desde el 2000 al 2015 (Figura 4a). Asimismo, la componente meridional asociada a la zona de estudio (base de datos CCMP) presentó un aumento significativo durante las últimas dos décadas, con una tendencia positiva de $0.33 \text{ m s}^{-1} \text{ dec}^{-1}$ ($p < 0.05$) para el período total, y de $0.37 \text{ m s}^{-1} \text{ dec}^{-1}$ ($p = 0.53$), desde el 2000 en adelante (Figura 4b). Finalmente, el estrés del viento meridional presentó un aumento de $0.0034 \text{ N m}^{-1} \text{ dec}^{-1}$ ($p = 0.14$) (Figura 4c).

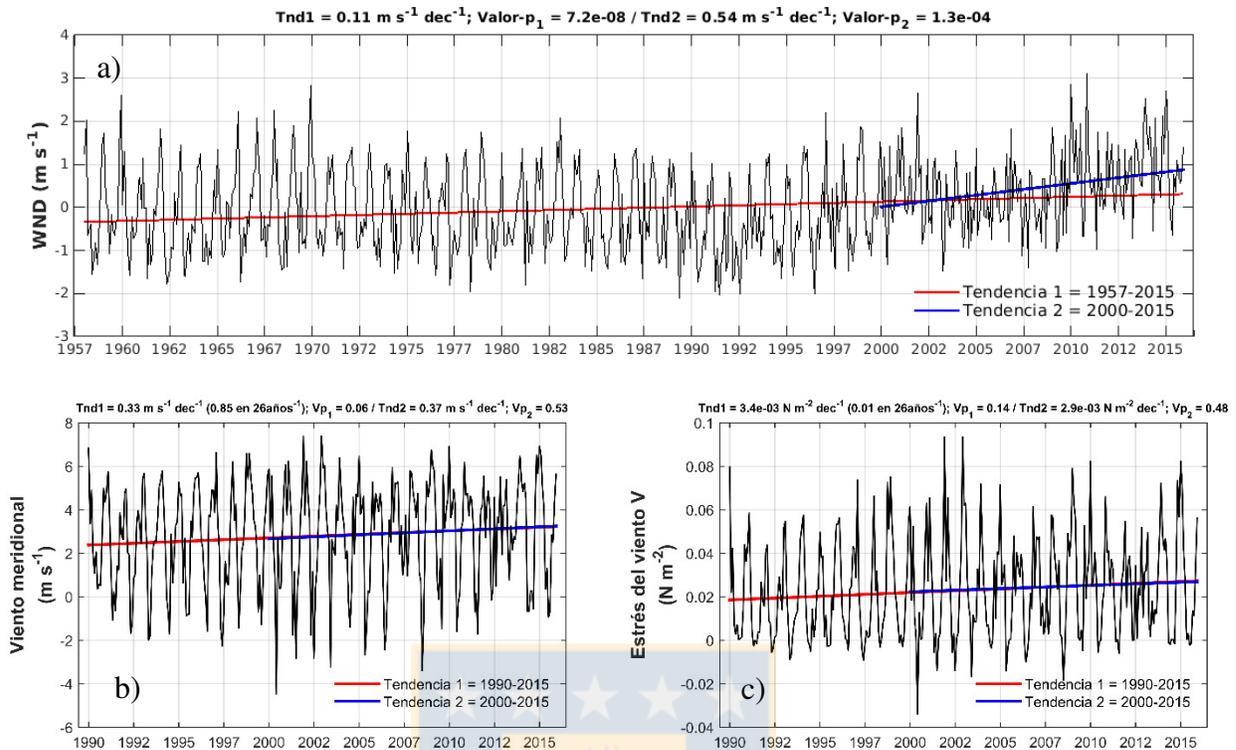


Figura 4 – a) Magnitud del viento (m s^{-1}) para la base de datos OAFflux desde 1957 a 2015; b) Magnitud meridional del viento (m s^{-1}) y c) estrés meridional del viento (N m^{-2}), correspondiente a la base de datos CCMP desde 1990 a 2015. En rojo se muestra la línea de tendencia y además se muestra el valor-p del test de tendencia de Mann-Kendall. (Fuente: Elaboración propia).

Para tener una visión regional de la variación del viento en el PSO, en la Figura 5 se presenta la tendencia componente meridional del viento (base de datos CCMP), para una región comprendida entre los 12-60°S y 60-100°W, donde se presentó una tendencia positiva en una amplia región del PSO cercana a la zona de estudio. Se destaca la costa de Perú, donde se ha generado un debilitamiento de los vientos meridionales.

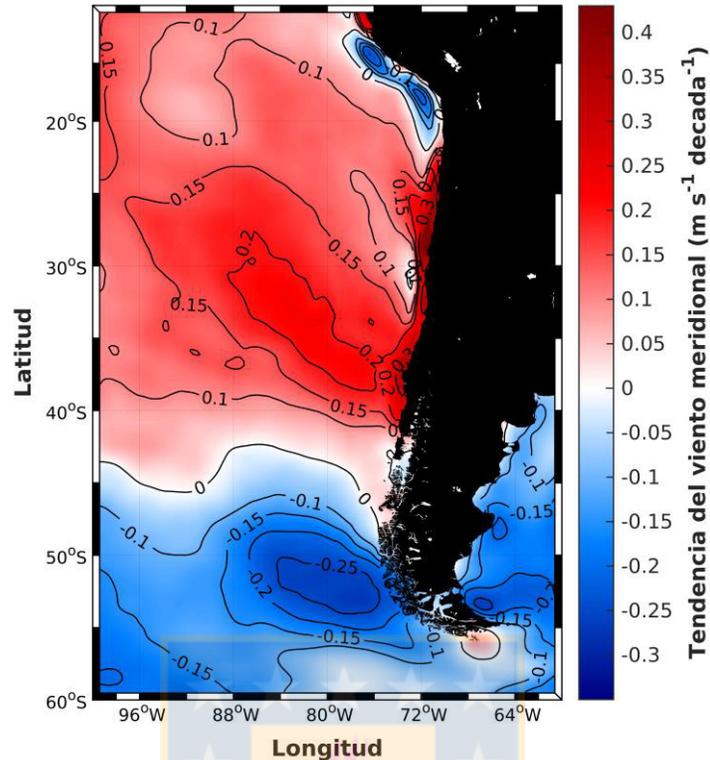


Figura 5 – Tendencia del viento meridional ($\text{m s}^{-1} \text{dec}^{-1}$) para los años 1990-2016, obtenida desde la base de datos CCMP, con una grilla de 12-60°S y 60-100°W. (Fuente: Elaboración propia).

4.1.2. Radiación y flujos de calor

La radiación de onda larga, desde 1980 al 2015, presentó una tendencia positiva de $0.88 \text{ W m}^{-2} \text{dec}^{-1}$ ($p = 0.96$) (Figura 6a), pero al evaluar esta última desde el 2000 en adelante, la tendencia aumentó significativamente con $5.79 \text{ W m}^{-2} \text{dec}^{-1}$ ($p = 0.06$). La radiación de onda corta mostró una leve tendencia positiva de $0.26 \text{ W m}^{-2} \text{dec}^{-1}$ ($p = 0.96$) para todo el período de registro, y $4.55 \text{ W m}^{-2} \text{dec}^{-1}$ ($p = 0.90$) durante el período de estudio (Figura 6b). Ambos tipos de radiación presentaron un claro componente estacional, con los mayores valores durante la temporada estival y los menores durante la temporada invernal (Figura 2, Sección 3.7).

Por otra parte, el flujo de calor latente en la zona cercana a la Est18 mostró una tendencia negativa (estadísticamente significativa), de $-4.22 \text{ W m}^{-2} \text{dec}^{-1}$ ($p < 0.05$) durante los últimos 36 años, la que se acentúa desde el 2000 en adelante, con una tendencia de -5.17 W m^{-2} ($p < 0.05$) (Figura 6c); por otra parte, el flujo de calor sensible mostró una leve tendencia positiva de $0.77 \text{ W m}^{-2} \text{dec}^{-1}$ ($p = 0.50$) (Figura 6d).

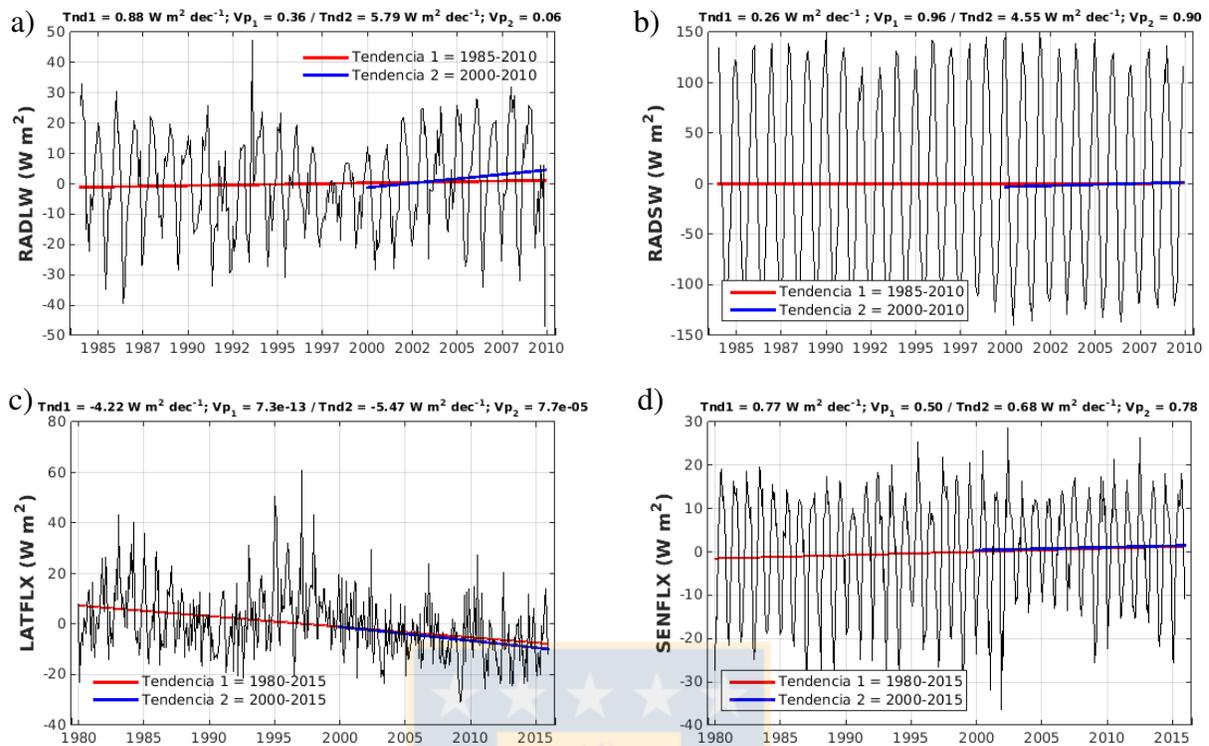


Figura 6 – a) Radiación de onda larga (W m²) y b) onda corta (W m²) para los años 1980 a 2010; c) Flujo de calor latente (W m²) y d) flujo de calor sensible (W m²) para los años 1980 a 2015. Todos los datos provenientes de la base de datos OAFIux. En rojo se muestra la línea de tendencia y además se muestra el valor-p del test de tendencia de Mann-Kendall. (Fuente: Elaboración propia).

4.1.3. Temperatura del aire

La temperatura del aire correspondiente a la estación meteorológica de Carriel Sur (Figura 7a), presentó un aumento significativo durante las últimas 4 décadas, con una tendencia positiva de 0.13 °C dec⁻¹ (p < 0.05). Desde el 2000 hasta el 2016, esta presentó un aumento de 0.30 °C dec⁻¹ (p = 0.31). La estación Chillán (asociada al valle central; 36.89°S 72.04°W) presentó una tendencia positiva de 0.24 °C dec⁻¹ (p = 0.39) (Figura 7b) y la estación Puntilla (asociada a la zona cordillerana; 36.66°S 71.33°W) mostró una tendencia positiva de 0.67 °C dec⁻¹ (p = 0.12) (Figura 7c).

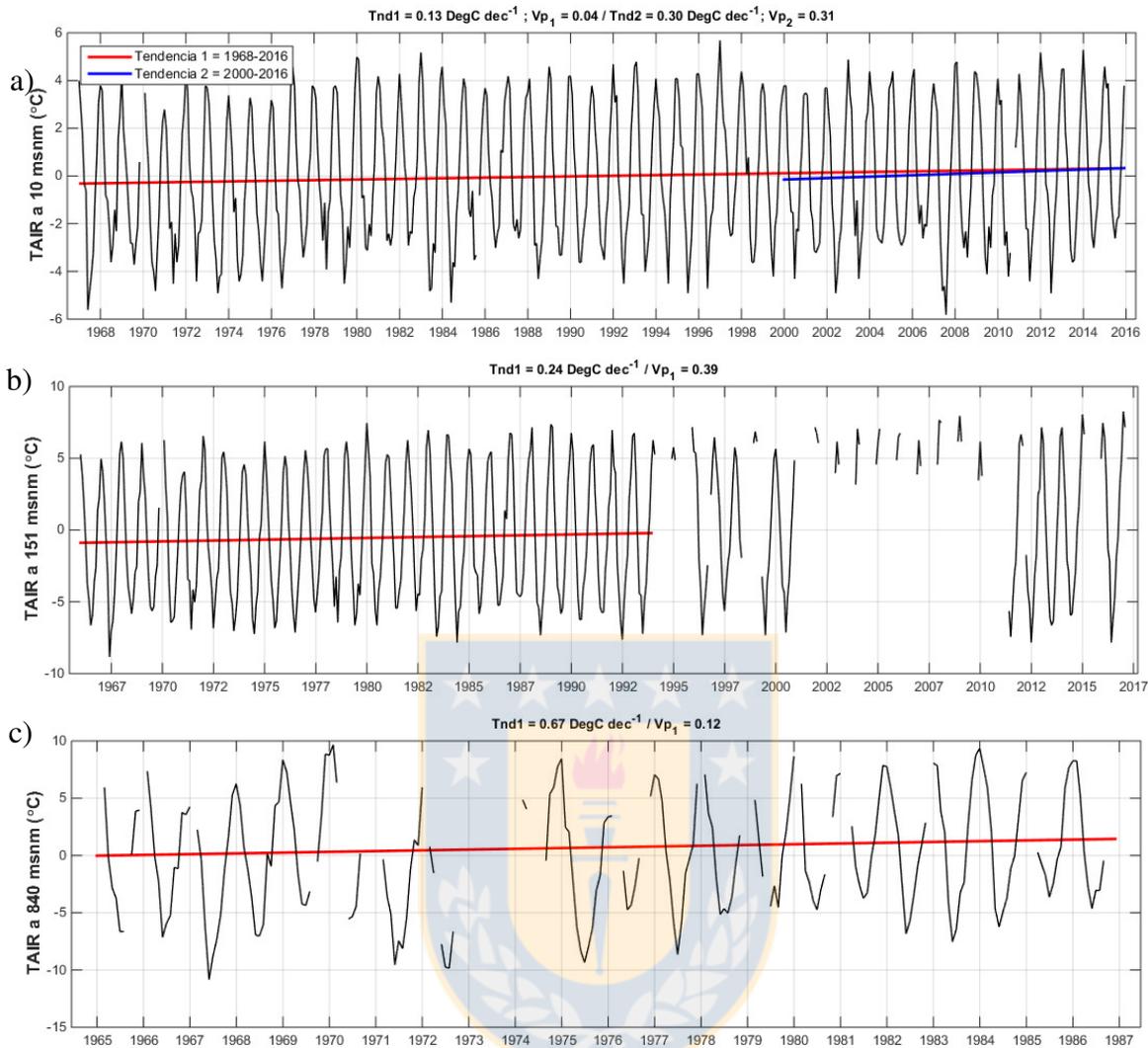


Figura 7 – a) Temperatura del aire (°C) a 10 msnm estación Carriel Sur (1968-2015), b) temperatura del aire a 151 msnm estación Chillan (1966-2016) de la DMC y c) temperatura del aire a 840 msnm estación La Puntilla (1965-1986) de la DGA. En rojo se muestra la línea de tendencia y además se muestra el valor-p del test de tendencia de Mann-Kendall. (Fuente: Elaboración propia).

4.1.4. Flujos de agua dulce

La precipitación medida en la estación Carriel Sur presentó una tendencia negativa de $-7.48 \text{ mm mes}^{-1} \text{ dec}^{-1}$ ($p = 0.45$) (Figura 8a), y la estación Dichato una tendencia negativa de $-6.60 \text{ mm mes}^{-1} \text{ dec}^{-1}$ ($p = 0.23$) (Figura 8b). Por su parte, la evaporación mostró una tendencia negativa de $-62.77 \text{ cm año}^{-1}$ con una significancia de $p < 0.05$ (Figura 8c).

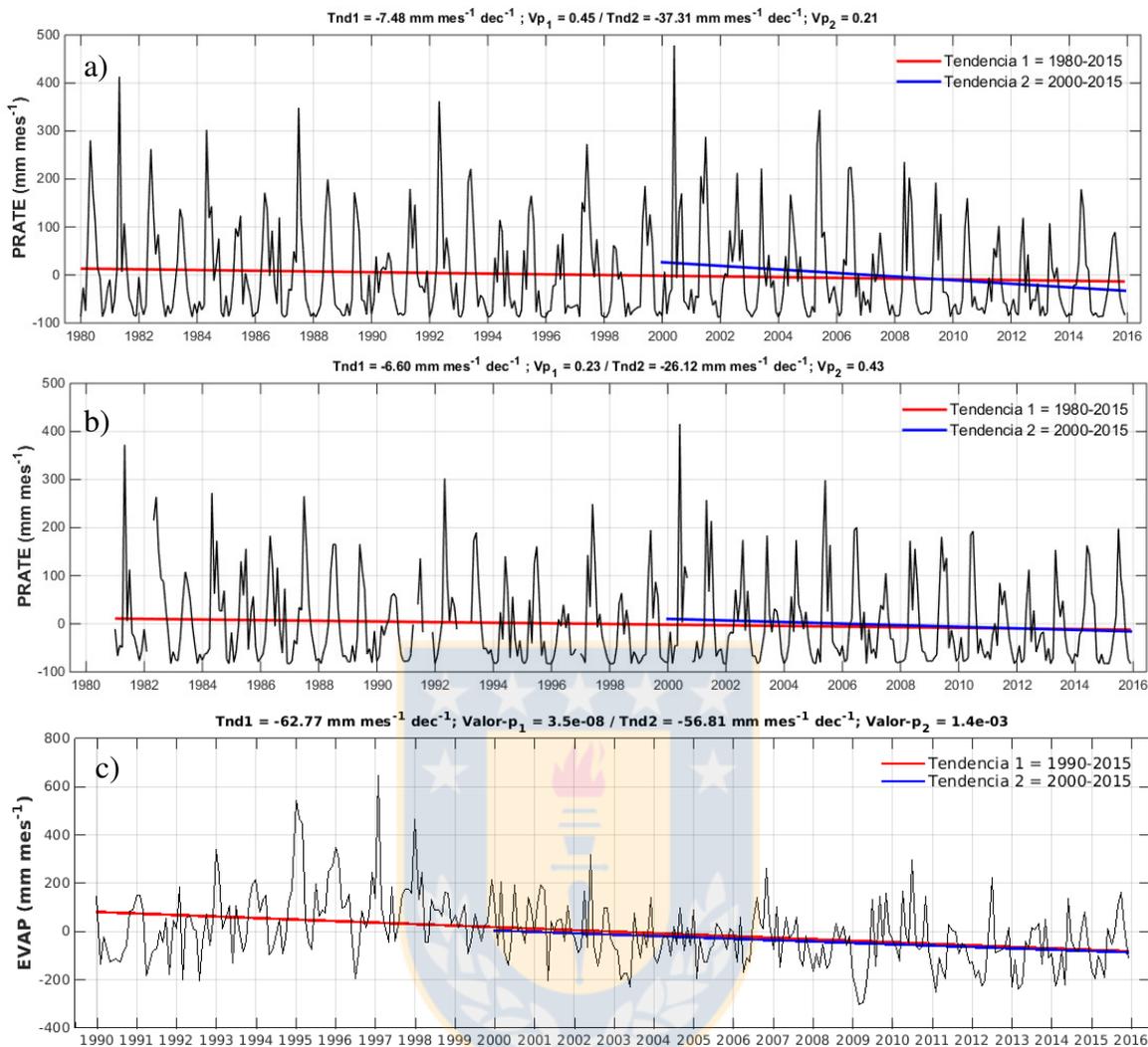


Figura 8 – a) Precipitación (mm mes^{-1}) registrada en la estación meteorológica Carriel Sur (DMC) desde 1980 a 2015, y b) para la estación Dichato (DGA) desde 1981 a 2015. En el panel c) evaporación (mm mes^{-1}) correspondiente a la base de datos OAFIux para los años 1990 a 2015. En rojo se muestra la línea de tendencia y además se muestra el valor-p del test de tendencia de Mann-Kendall. (Fuente: Elaboración propia).

Tabla 2 – Resumen de tendencias de los distintos parámetros atmosféricos y oceanográficos analizados. (Fuente: Elaboración propia).

	Base de datos	Período total (años)	Tendencia decadal Período total	valor-p	Tendencia decadal 2000-2015	valor-p
Magnitud del viento ($m s^{-1}$)	OAFflux	59	0.11	7.2E-08	0.54	1.3E-04
Magnitud del viento meridional ($m s^{-1}$)	CCMP	26	0.33	0.06	0.37	0.53
Estrés del viento meridional ($N m^{-2}$)	CCMP	26	3.4E-04	0.14	2.9E-03	0.48
Radiación de onda larga ($W m^{-2}$)	OAFflux	26	0.88	0.36	5.79	0.06
Radiación de onda corta ($W m^{-2}$)	OAFflux	26	0.26	0.96	4.55	0.90
Flujo de calor latente ($W m^{-2}$)	OAFflux	36	-4.22	7.3E-13	-5.47	7.7E-05
Flujo de calor sensible ($W m^{-2}$)	OAFflux	36	0.77	0.50	0.68	0.78
Temperatura aire 10 msnm ($^{\circ}C$)	DMC-Carriel Sur	49	0.13	0.04	0.30	0.31
Precipitación ($mm mes^{-1}$)	DMC-Carriel Sur	36	-7.48	0.45	-37.31	0.21
Precipitación ($mm mes^{-1}$)	DGA-Dichato	36	-6.60	0.23	-26.12	0.43
Evaporación ($mm mes^{-1}$)	OAFflux	26	-62.77	3.5E-08	-56.81	1.4E-03
Temperatura aire 2 msnm ($^{\circ}C$)	OAFflux	26	-0.36	0.16	-0.32	0.42
Temperatura superficial del mar ($^{\circ}C$)	OAFflux	36	-0.20	1.9E-05	-0.28	0.26
Transporte de Ekman ($m^2 s^{-1}$)	CCMP	26	0.04	0.14	0.03	0.48
Índice de surgencia ($m^3 s^{-1}$)	CCMP	26	38.18	0.14	32.48	0.48
PCM _T (m)	Estación 18	15	-3.91	0.06	-	-
PCM _T - Verano (m)	Estación 18	15	1.84	0.25	-	-
PCM _T - Invierno (m)	Estación 18	15	-3.85	0.58	-	-
PCM _D (m)	Estación 18	15	-2.43	0.07	-	-
PCM _D - Verano (m)	Estación 18	15	-1.44	0.41	-	-
PCM _D - Invierno (m)	Estación 18	15	-5.06	0.44	-	-

CAPÍTULO 2

En el capítulo 2 de este trabajo se procederá a la actualización de la caracterización del ciclo anual, variabilidad interanual y se explorará la tendencia de diferentes parámetros oceanográficos en una zona costera asociada a Chile central (Estación 18), tales como: temperatura, salinidad, oxígeno disuelto, nitrato, clorofila-a, surgencia y profundidad de la capa de mezcla.

4.2. Ciclo anual, variabilidad interanual y tendencias observadas en los parámetros oceanográficos.

4.2.1. Variación estacional e interanual

La variabilidad estacional e interanual de las variables biogeoquímicas de la Estación 18 fueron analizadas en el manuscrito “*Presence of nitrous oxide hotspots in the coastal Upwelling area off central Chile: an analysis of temporal variability based on ten years of a biochemical time series*” (Fariás et al., 2015), con un análisis temporal entre el período 2002-2012. Actualmente se agregaron cuatro años de datos y no ha existido mayor variación estacional en relación a la distribución vertical de las variables. Los resultados actualizados se pueden corroborar de forma general en la sección 4.3, donde se comparan los resultados del modelo con las climatologías de las variables de la Est18.

Presence of nitrous oxide hotspots in the coastal Upwelling area off central Chile: an analysis of temporal variability based on ten years of a biochemical time series

L. Farías^{1,2}, V. Besoain³ and S. García-Loyola^{2,4}

¹ Laboratory of Oceanographic Process and Climate (PROFC), Department of Oceanography, University of Concepción, Concepción, Chile

² Center for Climate and Resilience Research (CR)², Santiago, Chile

³ Environmental Department, Fishing Development Institute (IFOP), Chiloé, Chile

⁴ Marine Science School, P. Catholic University of Valparaíso, Valparaíso, Chile

E-mail: laura.farias@imo-chile.cl

Keywords: nitrous oxide hotspot, seasonal and inter-annual N₂O variability, coastal upwelling, central Chile

Resumen

La variabilidad estacional e interanual de las variables biogeoquímicas, incluyendo un importante gas de efecto invernadero como el óxido nitroso (N₂O), fueron analizadas mediante observaciones mensuales de una serie de tiempo, entre el 2002 y 2012, en un área de surgencia costera frente a Chile central (36°30.8'; 73°15'). El oxígeno, el N₂O, los nutrientes y la clorofila-a (Chl-a) mostraron una clara variabilidad estacional asociada a los vientos favorables a la surgencia (primavera-verano), como también variabilidad interanual, la cual fue claramente observada en el caso del N₂O durante la ocurrencia de hotspots, con niveles de saturación cerca de 4849% por sobre lo observado. Estos hotspots se presentan principalmente durante los períodos favorables a la surgencia, específicamente durante el 2004, 2006, 2008, 2010 y 2011, bajo la capa de mezcla (15-50 m) y en aguas hipóxicas con gran acumulación de NO₂⁻. Los hotspots de N₂O mostraron un exceso de N₂O (ΔN_2O) tres veces más altas que el promedio de las anomalías mensuales (2002-2012). Las relaciones estimadas entre el ΔN_2O versus la utilización aparente de oxígeno (AOU), y ΔN_2O versus NO₃⁻, sugieren que la oxidación aeróbica del amonio (AAO) y la desnitrificación parcial son los procesos responsables de las altas acumulaciones de N₂O en las aguas subsuperficiales. Existió una correlación parcial entre los niveles de Chl-a y la presencia de hotspots de N₂O, sugiriendo que la actividad microbológica, alimentada por la alta disponibilidad de materia orgánica, lo que provoca una alta producción de N₂O. Como resultado, se provocan flujos de N₂O hacia la atmósfera por sobre 260 $\mu\text{mol m}^{-2} \text{d}^{-1}$. Los hotspots de N₂O son eventos trascientes o “hots moments”, los que podrían ocurrir más frecuentemente de lo ya observado. Si es así, esta zona de surgencia estaría produciendo y emitiendo N₂O mayor a lo esperado y por lo tanto sería una importante fuente que se debería considerar en el balance atmosférico global de N₂O.

Environmental Research Letters



LETTER

OPEN ACCESS

RECEIVED
4 December 2014

REVISED
27 February 2015

ACCEPTED FOR PUBLICATION
2 April 2015

PUBLISHED
24 April 2015

Content from this work
may be used under the
terms of the [Creative
Commons Attribution 3.0
licence](#).

Any further distribution of
this work must maintain
attribution to the
author(s) and the title of
the work, journal citation
and DOI.



Presence of nitrous oxide hotspots in the coastal upwelling area off central Chile: an analysis of temporal variability based on ten years of a biogeochemical time series

L Farias^{1,2}, V Besoain³ and S García-Loyola^{2,4}

¹ Laboratory of Oceanographic Process and Climate (PROFC), Department of Oceanography, University of Concepción, Concepción, Chile

² Center for Climate and Resilience Research (CR)², Santiago, Chile

³ Environmental Department, Fishing Development Institute (IFOP), Chiloé, Chile

⁴ Marine Science School, P. Catholic University of Valparaíso, Valparaíso, Chile

E-mail: laura.farias@imo-chile.cl

Keywords: nitrous oxide hotspot, seasonal and inter-annual N₂O variability, coastal upwelling, central Chile

Abstract

Seasonal and inter-annual variabilities of biogeochemical variables, including nitrous oxide (N₂O), an important climate active gas, were analyzed during monthly observations between 2002 and 2012 at an ocean Time-Series station in the coastal upwelling area off central Chile (36° 30.8'; 73° 15'). Oxygen, N₂O, nutrients and chlorophyll-a (Chl-a) showed clear seasonal variability associated with upwelling favorable winds (spring–summer) and also inter-annual variability, which in the case of N₂O was clearly observed during the occurrence of N₂O hotspots with saturation levels of up to 4849%. These hotspots consistently took place during the upwelling-favorable periods in 2004, 2006, 2008, 2010 and 2011, below the mixed layer (15–50 m depth) in waters with hypoxia and some NO₂⁻ accumulation. The N₂O hotspots displayed excesses of N₂O (Δ N₂O) three times higher than the average monthly anomalies (2002–2012). Estimated relationships of Δ N₂O versus apparent oxygen utilization (AOU), and Δ N₂O versus NO₃⁻, suggest that aerobic ammonium oxidation (AAO) and partial denitrification are the processes responsible for high N₂O accumulation in subsurface water. Chl-a levels were reasonably correlated with the presence of the N₂O hotspots, suggesting that microbial activities fuelled by high availability of organic matters lead to high N₂O production. As a result, this causes a substantial N₂O efflux into the atmosphere of up to 260 μ mol m⁻² d⁻¹. The N₂O hotspots are transient events or hot moments, which may occur more frequently than they are observed. If so, this upwelling area is producing and emitting greater than expected amounts of N₂O and is therefore an important N₂O source that should be considered in the global atmospheric N₂O balance.

1. Introduction

Nitrous oxide is a major climate modifying gas (Crutzen 1970) whose production depends on the concentration of O₂, organic matter (OM) and bioavailable N compounds such as NH₄⁺ and NO₃⁻ (Codispoti *et al* 2001). Globally, oceans are thought to add around 4 million tons of N₂O to the atmosphere each year, but like other greenhouse gases, much of the N₂O exchanged with the atmosphere comes from coastal regions such as upwelling systems (Nevison *et al* 1995, 2004). There, highly supersaturated N₂O

conditions in the surface waters mainly arise from the upwelled subsurface waters, where N₂O production is accelerated by microbial activities occurring in sinking particles hosted in hypoxic waters (Codispoti *et al* 2001, Bange 2008).

The properties (variables) of the ocean are changing taking into account acidification, increasing temperatures and deoxygenation, among other factors (Sarmiento *et al* 2004, Doney *et al* 2009, Keeling *et al* 2010), which may influence oceanic N₂O inventories (Bange *et al* 2010). Some studies have showed that O₂ minimum zones (OMZ) in the oceans are

expected to expand as the world warms (Stramma *et al* 2008, Keeling *et al* 2010) affecting N_2O production. N_2O , on the other hand, is mainly formed as a byproduct during nitrification, including the aerobic oxidation of NH_4^+ to NO_2^- (AAO) and nitrifier denitrification (i.e. NH_4^+ to N_2O) (Poeth and Focht 1985), nitrate-ammonification, the fermentative conversion of NO_3^- to NH_4^+ and partial denitrification, the anaerobic and dissimilatory reduction of $\text{NO}_3^-/\text{NO}_2^-$ to N_2O (Codispoti and Christensen 1985, Bange 2008). As O_2 decreases to less than $20 \mu\text{mol L}^{-1}$, N_2O production by AAO, associated with both archaea and bacteria (Santoro *et al* 2011, Löscher *et al* 2012), is intensely increased (Goreau *et al* 1980). However, if O_2 becomes exhausted and falls below suboxia, total denitrification takes place, a process by which N_2O can be dissimilatively reduced to N_2 (Codispoti and Christensen 1985). However, it is very difficult to determine whether these pathways operate individually or interact as coupled mechanisms.

Wind stress is the main physical factor regulating surface gas distribution and its outgassing (Wanninkhof 1992). This is particularly relevant in the coastal upwelling region; thus intensification/reduction of upwelling-favorable winds, a phenomenon that may be associated with global warming (Bakun 1990), could potentially affect microbial activities involved in N_2O cycling, and therefore, its temporal dynamics (Capone and Hutchins 2013). This effect is due to the role of wind in ocean ventilation and also in supplying nutrients to surface waters, which have a concomitant effect on primary production (Chl-*a* and nutrients) and O_2 consumption (Gruber 2011).

Shipboard time-series provide new insights into spatial-temporal variability underlying ecosystem change and act as a key tool in forming our knowledge about connectivity between changes in ocean climate and biogeochemistry (Church *et al* 2013, Taylor *et al* 2012). Regarding coastal observations, a small number of examples exist, such as the western Indian Ocean continental shelf and some estuarine systems (Naqvi *et al* 2010). In this study, we have examined the seasonal cycle and the inter-annual variability of N_2O along with other biogeochemical variables from the Center for Oceanographic Research in the South Pacific (COPAS) time series obtained from August 2002 to August 2012 to gain a better insight into N_2O variability in coastal waters and its associated exchange with the atmosphere.

2. Material and methods

2.1. Sample locations

A fixed station, known as Station 18 (St. 18) at the COPAS center, was sampled regularly at approximately 30 day intervals from July 2002 to August 2012 (figure 1). St. 18 is located over the continental shelf off central Chile at 10 nm (~18 km) from the shoreline

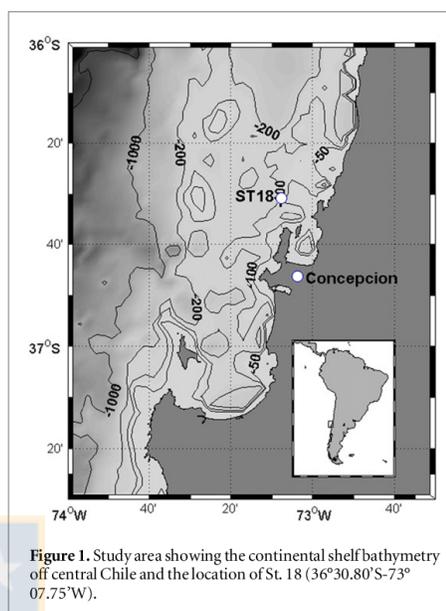


Figure 1. Study area showing the continental shelf bathymetry off central Chile and the location of St. 18 ($36^{\circ}30.80'S$ - $73^{\circ}07.75'W$).

($36^{\circ}30.80'S$; $73^{\circ}07.75'W$) and 92 m depth (<http://copas.udec.cl/>). Continuous profiles of temperature, salinity, O_2 , fluorescence, and photosynthetically active radiation (PAR) were obtained using a CTD to measure conductivity, temperature and depth (CTD model SBE-25). Seawater was sampled using a 10 L Niskin bottle mounted on a 10 bottle rosette. Samples for gases (O_2 , N_2O), nutrients and pigments (in this correlative temporal order) were obtained at nine depths distributed between the surface and 92 m depth (2/5, 10, 15, 20, 30, 40, 50, 65 and 80 m depth). Triplicate samples were taken for O_2 (in iodimetric bottles immediately fixed) and for N_2O (in 20 mL gas chromatography (GC) vials). Preservation was carried out through the addition of 50 μL of saturated mercuric chloride (Tilbrook and Karl 1995) and the GC vials were immediately sealed with a butyl-rubber septum and aluminum cap avoiding air bubbles and, then stored in darkness until analysis. From each sample depth syringes were connected directly to the spigot of the Niskin bottles to obtain triplicate nutrient samples (NO_3^- , NO_2^- , PO_4^{3-} and $\text{Si}(\text{OH})_4$), filtered through a 0.45 μm Uptidisc adapted to the syringe, and then stored at -20°C , whereas for Chl-*a*, 100 mL of seawater was filtered (triplicate) onto a glass-fiber filter (GF/F) and the filter was immediately frozen.

2.2. Chemical analysis

O_2 was analyzed by the Winkler method using an automatic measurement system. For N_2O analysis, within each GC vial, a headspace was created adding 5 mL of ultrapure helium (He) using a 5 mL gas-tight syringe and N_2O dissolved in the seawater was measured through gas-liquid equilibration in the vial

at 40 °C for 15 min under agitation (using a headspace autosampler device, HP Agilent), followed by quantification via GC. N₂O was analyzed in a Varian 3380 GC with an electron capture detector (ECD) at 350 °C, and using a capillary column and injector operated at 60 °C and 250 °C, respectively, and connected to the mentioned autosampler (Fariás *et al* 2009). Five-point calibration curves were constructed using He and 0.1, 0.5, 1 and 100 ppm N₂O standards (Mathison gas mixture). Additionally, for the calibration curve, prepared compressed dry air was used with a 0.320 mole dry fraction of N₂O from NOAA (<http://www.esrl.noaa.gov/gmd/ccl/>). The ECD detector lineally responded to this concentration range, which was equivalent to a range of dissolved N₂O in seawater of about 7–1500 nmol L⁻¹ (T ~ 18 °C and S ~ 35). The analytical error for the N₂O measurements was about 3%. The uncertainty of the measurements was calculated from the standard deviation of the triplicate measurements by depth. Samples with a variation coefficient higher than 10% were not taken into account for the N₂O database. Nutrients were analyzed by standard manual (from 2002 to 2009) or automated (from 2009 to 2012, autoanalyzer SEAL Analytical) colorimetric methods (Grasshoff *et al* 1983). Chl-a was analyzed by fluorometry (Turner Design AU-10) according to standard procedures (Parsons *et al* 1984).

2.3. Data analysis

In order to interpret the vertical and temporal variation of N₂O, the water column was divided as follows into two layers according to density and O₂ gradient (more details in Fariás *et al* 2009): 1) the mixed and illuminated layer delimited by the base of the mixed layer (ML); 2) the subsurface waters from the base of the ML to the water overlying the sediments (90 m depth). This layer included the oxycline (a layer where O₂ levels widely fluctuated but always remained higher than 4.4 μmol L⁻¹) and bottom water (a layer where levels of O₂ were as low as 4.4 μmol L⁻¹, generally from 65 to 90 m depth).

N₂O solubility was estimated according to Weiss and Price (1980) based on *in situ* temperature and salinity. Delta or excess of N₂O, a measure to diagnose the apparent production of N₂O in different water masses (Nevison *et al* 1995, 2003) was calculated as $\Delta N_2O = [N_2O]_{in\ situ} - [N_2O]_{eq}$, where $[N_2O]_{in\ situ}$ is the measured concentration of N₂O, and $[N_2O]_{eq}$ is the concentration of N₂O in equilibrium with the atmosphere at the time of the last atmospheric contact. Atmospheric values, at the time in which samples were taken, came from the NOAA/ESRL program register of N₂O hemispheric and global monthly means (<http://www.esrl.noaa.gov/gmd/hats/combined/N2O.html>).

Monthly anomalies of environmental variables, for example N₂O, were estimated as

$$\text{Anomaly} = \frac{xN_2O - \bar{X}_{N_2O}}{\sigma N_2O}$$

where, xN_2O is the discrete value at a certain depth and time, and \bar{X}_{N_2O} is the average value for the whole 2002–2012 period, and σN_2O is the respective standard deviation of the dataset.

N₂O hotspots were defined as exhibiting a ΔN_2O three times higher than the average monthly ΔN_2O anomaly at each depth range, i.e.

$$\frac{\Delta N_2O}{\bar{X}_{\Delta N_2O}} > 3$$

where, ΔN_2O is the monthly estimated N₂O anomaly, and $\bar{X}_{\Delta N_2O}$ is the average N₂O anomaly for the entire water column.

N₂O flux through the air–sea interface was determined using the following equation, modified by Wanninkhof (1992):

$$F = kw (T^\circ, \text{salinity}) \cdot (C_w - C_{eq})$$

where, kw is the transfer velocity from the surface water to the atmosphere, as a function of wind speed, temperature and salinity from the ML, C_w is the mean N₂O concentration in the ML and C_{eq} is the gas concentration in the ML expected to be in equilibrium with the atmosphere, according to Weiss and Price (1980). The ML depth was calculated using a potential density-based criterion of Kara *et al* (2003).

Gas transfer velocity was calculated according to Wanninkhof (1992) or W92, estimated to be the best parametrization for the study area. Wind speed and direction based on a six hourly register were obtained from a permanent meteorological station located at Carriel Sur (<http://www.meteochile.gob.cl/>) that is considered to be a coastal station and meets with international standards. These data were compared with those obtained from satellite observations of ocean winds based on QuikSCAT (2002–2009) and ASCAT (2010–2012).

Cumulative alongshore (south–north) wind stress was obtained using a running mean (10-day) wind stress calculated to eliminate the intra- and inter-daily variability (Barth *et al* 2007). Wind stress was calculated according to Nelson (1977):

$$\tau_y = C_d \cdot \rho_{air} \cdot |V| \cdot \nu$$

where C_d is the drag coefficient of wind at 10 m above sea level and corresponds to the value of 0.0013 (Kraus 1972), ρ_{air} is the air density and corresponds to the value 1.22 kg m⁻³. $|V|$ is the wind speed in m s⁻¹ and ν is the meridional component of the wind speed in m s⁻¹.

N₂O, O₂, NO₃⁻, NO₂⁻ and Chl-a inventories were calculated through numerical integration of data at 1 m increments (linear interpolation) based on at least 4–6 sampled depths per layer. Spearman correlations (*Rho*) were determined for N₂O, Chl-a, and nutrient inventories estimated in the surface and subsurface layers. The threshold value for statistical significance

was set at $p < 0.05$. Multiple comparison procedures for all pairwise comparisons among seasonal means were made with a t-student test, with a previous application of the Shapiro–Wilk test to check a normally distributed population. The threshold value for statistical significance was set at $p < 0.05$.

3. Results

3.1. N₂O content in the water column

Time series vertical distributions of O₂, Chl-a, NO₂⁻ and N₂O are shown in figure 2. Chl-a in surface waters fluctuated between 0.1 and 53.15 $\mu\text{g L}^{-1}$ (mean \pm SD = 3.63 \pm 5.65) and revealed a marked seasonal cycle with maximum values in spring–summer (upwelling period) and minimum values (<1.00 $\mu\text{g L}^{-1}$) in wintertime (non-upwelling period) (figure 2(a)). Temporal variability of O₂ stands out as the predominant seasonal signal of all oceanographic variables (figure 2(b)). Each year, a winter oxygenation throughout the water column is followed by a gradual deoxygenation (undersaturated levels) in the oxycline and the bottom layers, commencing in September/October and lasting until April. Each spring–summer, the oxycline and the bottom waters showed a decrease in the O₂ content reaching values as low as 1 $\mu\text{mol L}^{-1}$, creating a suboxic/anoxic environment in the bottom waters (close to the sediments), and also a marked oxycline in depths as shallow as 20 m (figure 2(b)).

NO₂⁻, which is a nutrient with a specific sensitivity to O₂ levels, showed highly variable concentrations, ranging from 0 to 11.7 $\mu\text{mol L}^{-1}$ (mean \pm SD = 0.56 \pm 0.99) (figure 2(c)). Extremely low values were detected in the surface layer, and some middle values up to 2.5 $\mu\text{mol L}^{-1}$ at the oxycline (figure 2(c)); whereas during the summer higher values (up to 11.7 $\mu\text{mol L}^{-1}$) were observed in the bottom layer (associated with suboxic waters). N₂O varied from 2.92 nmol L⁻¹ or 28.3% saturation (bottom water, 90 m depth) to 492 nmol L⁻¹ or 4849% saturation, having a mean \pm SD of 39.4 \pm 29.2 nmol L⁻¹ in the oxyclines (20–64 m depth) and a mean \pm SD of 37.6 \pm 23.3 nmol L⁻¹ in the bottom waters (65–90 m depth) (figure 2(d)). During mid-autumn and winter, N₂O levels were relatively low with occasional undersaturation in the surface layer. Conversely, in spring–summer a large accumulation of N₂O was observed as O₂ decreased at the oxyclines and the bottom layers (figure 2(d)); however in late summer and early autumn N₂O levels as low as 30% saturation were observed in the bottom waters close to the sediments, coinciding with an extremely low O₂ concentration (anoxia), and indicating that N₂O is being consumed in this layer.

Besides the seasonal cycles described for these variables, an inter-annual variability is also evident, particularly for N₂O. Monthly anomalies for Chl-a, O₂, NO₂⁻, and N₂O are illustrated in figure 3. Inter-

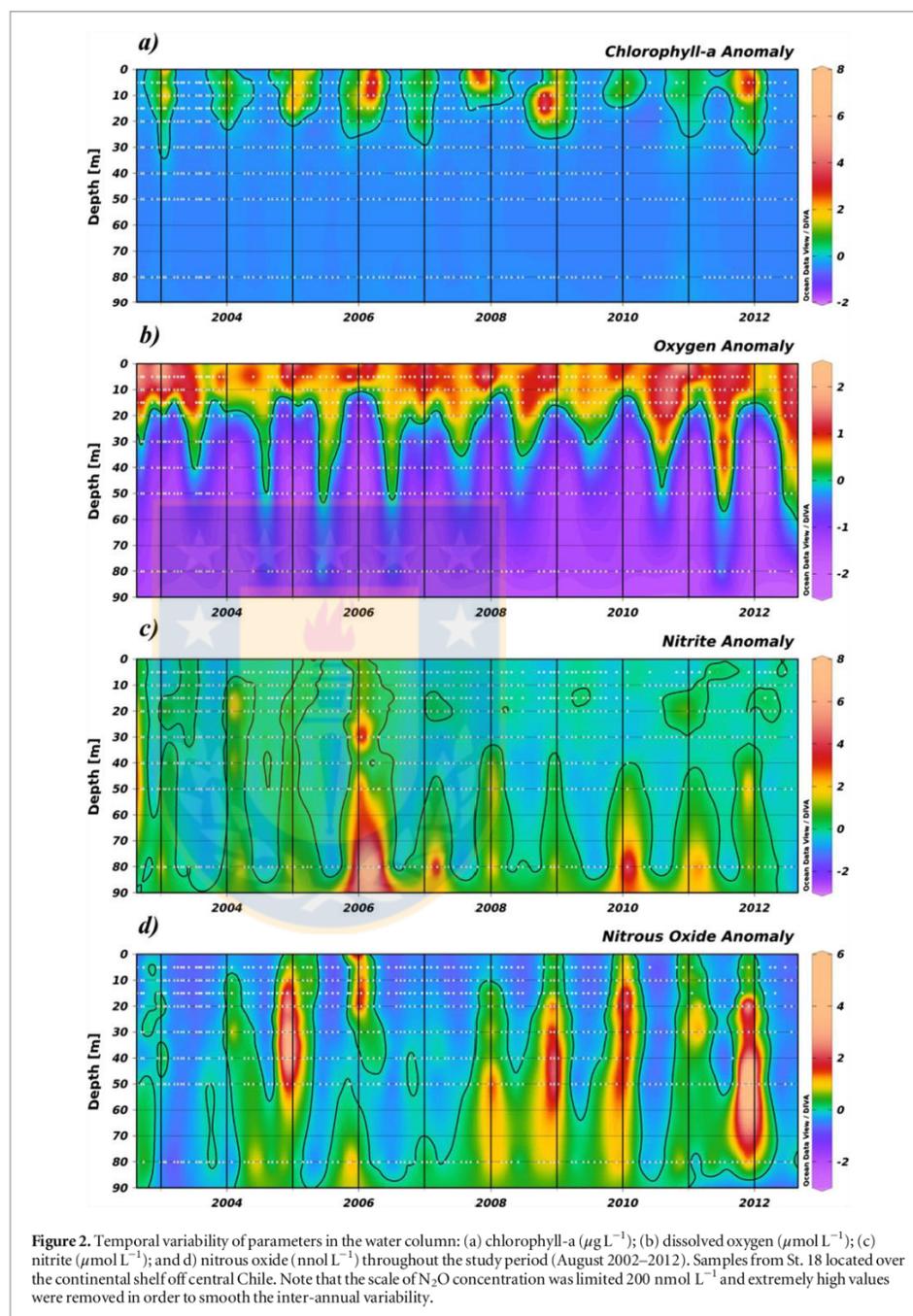
annual variability was clearly visible during the occurrence of N₂O hotspots (figure 2(d)), with very high saturation during December 2004 (up to 2442%), January 2006 (up to 1583%), January 2008 (up to 2097%), December 2008 (up to 2066%), January 2010 (up to 1574%) and November 2011 (up to 4849%). In addition, N₂O excess ($\Delta\text{N}_2\text{O}$), the difference between observed N₂O and the expected N₂O concentration at equilibrium with the atmosphere, was analyzed to eliminate the majority of N₂O variability caused by changes in seawater temperature and salinity (figure 4(a)). The monthly anomalies of $\Delta\text{N}_2\text{O}$ highlighted the presence of N₂O hotspots which contained at least $\Delta\text{N}_2\text{O}$ three times higher than the average monthly $\Delta\text{N}_2\text{O}$ (figure 4(b)).

Oceanographic/biogeochemical profiles obtained during the presence of hotspots are shown in figure 5. In general, the N₂O hotspots developed at the oxycline layer, below the ML until 50 m depth and under variable O₂ conditions but always in a range of hypoxic conditions (higher than 4.4 $\mu\text{mol L}^{-1}$, except in November 2011) and with some NO₂⁻ accumulation (from 0.53 to 2.53 $\mu\text{mol L}^{-1}$). Furthermore, the N₂O hotspots were always immersed in a layer with high NO₃⁻ and HPO₃²⁻ content, ranging from 7.94 to 35.2 and from 1.03 to 2.32 $\mu\text{mol L}^{-1}$, respectively.

Table 1 presents the annual mean inventories of N₂O, O₂, Chl-a, and NO₂⁻ estimated in the surface and subsurface layer from September to March during the sample period. Cumulated surface wind stress for the whole upwelling period is also included. Significant differences were found among mean inventories for all environmental variables estimated for the yearly spring–summer period ($p < 0.05$) and indicated differences between upwelling seasons. Additionally, table 1 shows that the majority of N₂O was accumulated in the oxyclines, which on average accounts for 72% of the total N₂O inventory in the water column over the study period, contrasting with 21% of the total inventory that accumulates in the bottom layer.

3.2. Air–sea N₂O exchange and relationships among environmental variables

The wind speed and alongshore wind speed ranged from 0.51 to 26.46 m s⁻¹ (figure 6(a)) and -15.47 to 9.36 m s⁻¹, respectively. The meridian component of the wind, which provoked favorable upwelling events, was observed more frequently in spring–summer and it occurred in total for approximately 61.26% of the whole year. The cumulated wind stress (10-day running mean) varied from -1.43 to 0.68 N m⁻² 10 days and clearly showed that the cumulative upwelling-favorable wind stress occurred during the spring–summer time (figure 6(b)). Sea surface temperature (SST in °C), measured at 10 m depth to avoid the effect of solar radiation, presented a similar pattern to the cumulated wind stress, indicating that cold subsurface water is being upwelled to the surface layer



(figure 6(c)). N_2O fluxes varied between -10.47 and $260.2 \mu\text{mol m}^{-2} \text{d}^{-1}$ (mean \pm SD = 27.88 ± 44.5) (figure 6(d)). Temporal trends in N_2O fluxes also showed a marked seasonal pattern, being lower (influx) during the non-favorable upwelling periods and higher (efflux) during the favorable upwelling periods; this coincided with supersaturated N_2O

conditions in the ML, with levels ranging from 71.85 to 1428% saturation over the whole study period. The highest N_2O fluxes coincided with the presence of the N_2O hotspots (figure 6(d)).

Table 2 shows Spearman correlations carried out among several environmental variables as cumulative wind stress, SST, Chl-a and inventories of N_2O , NO_2^-

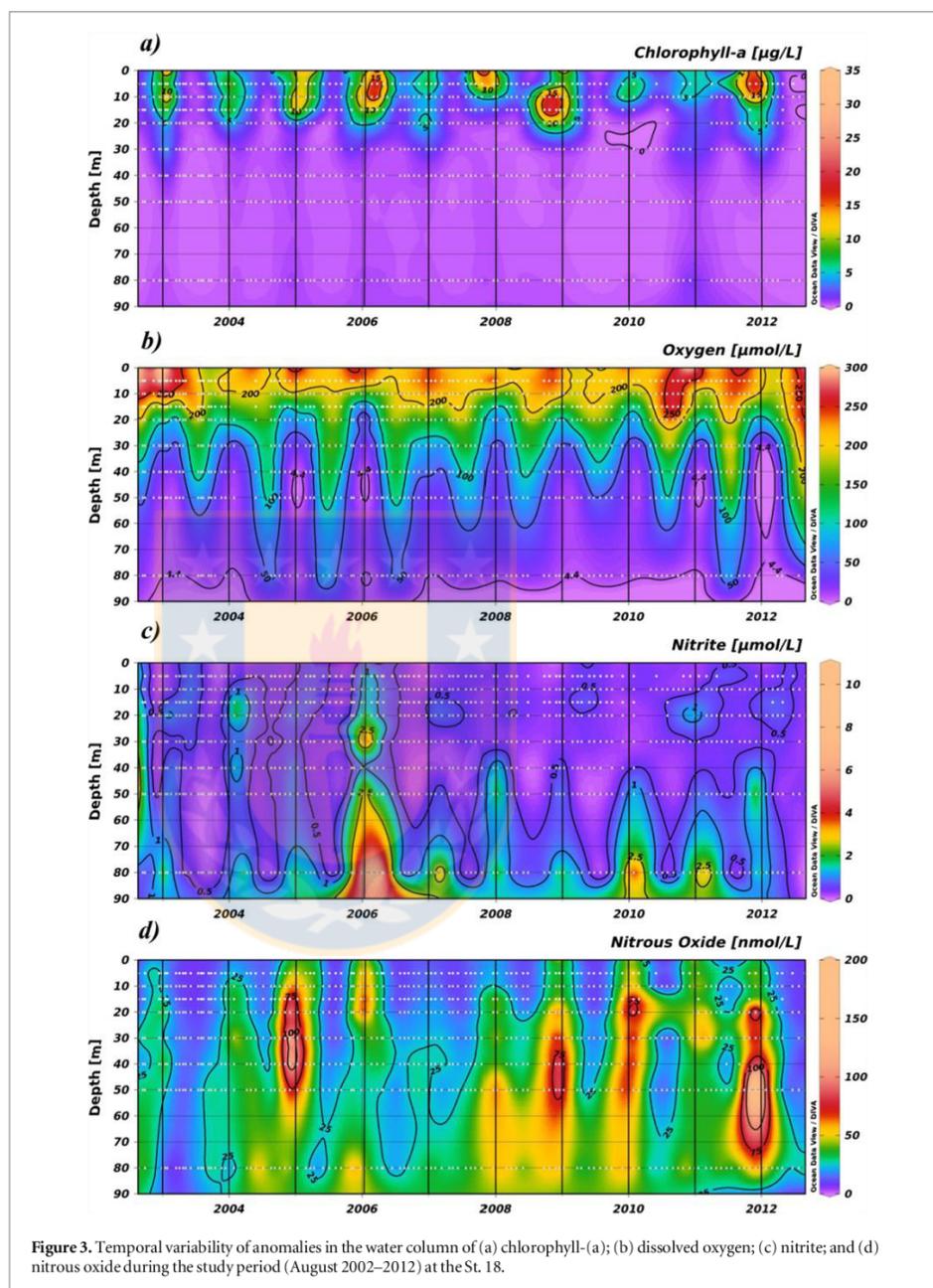


Figure 3. Temporal variability of anomalies in the water column of (a) chlorophyll-a; (b) dissolved oxygen; (c) nitrite; and (d) nitrous oxide during the study period (August 2002–2012) at the St. 18.

and NO_3^- in the surface and subsurface layer. Cumulative wind stress correlated negatively with SST, whereas it correlated positively with Chl-a and N_2O inventories, but no correlations were found between wind stress and nutrient inventories (table 2). These correlations imply that more intensive upwelling favorable winds provoke a rise of cold and nutrient- and gas-rich subsurface water to the surface, fertilizing and allowing the accumulation of phytoplankton

biomass in the surface water and accelerating the gas exchange across the air–sea interface (figure 6(d)). However, these nutrients were more rapidly consumed and assimilated by phytoplankton than the rates at which they were supplied at the surface by upwelling events. In addition, N_2O inventories in surface and subsurface layers correlated reasonably well with Chl-a inventories in the surface layer (table 2). Since the N_2O hotspots were only present during

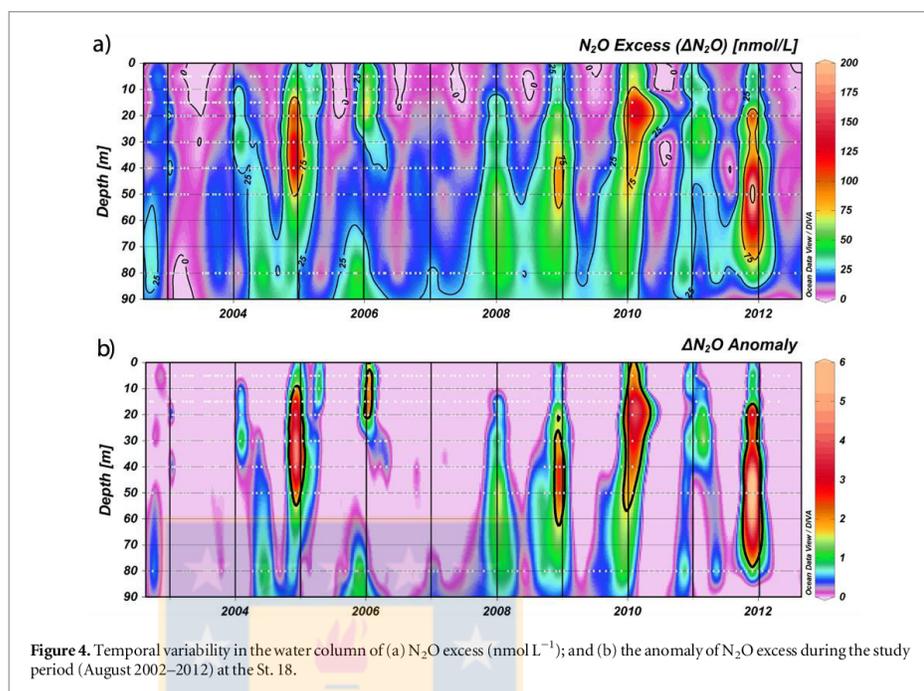


Figure 4. Temporal variability in the water column of (a) N_2O excess (nmol L^{-1}); and (b) the anomaly of N_2O excess during the study period (August 2002–2012) at the St. 18.

upwelling-favorable winds, this pattern would suggest that these structures were controlled by the wind. However, no significant correlation was found between the N_2O inventory at surface layer and SST, suggesting that the dynamics of N_2O was not just controlled by physical processes (table 2). By contrast, the content of N_2O in surface and subsurface layer was related positively to Chl-a level and the NO_2^- inventory at surface waters.

4. Discussion

The continental shelf off central Chile is subject to SW wind stress (figure 6(b)) that produces upwelling events during the austral spring–summer and affects most of the physical variables, such as temperature and salinity (Sobarzo *et al* 2007). The fertilization of the photic zone is the most notable consequence of this process, which can sustain high phytoplanktonic development, primary production, and the subsequent intense respiration of produced OM (figure 2) (Daneri *et al* 2012, Fariás *et al* 2009). Thus, the phytoplankton standing stock increased throughout the upwelling season, as illustrated by the progressive accumulation of Chl-a in the surface water (figure 2(a)), with a subsequent buildup in the particulate OM occurring at the oxycline and the bottom layers (Fariás *et al* 2009). This leads to an intense aerobic respiration of sinking organic particles, which along with the presence of the eastern Southern Pacific's OMZ causes a decrease in O_2 to anoxic levels

(Ulloa *et al* 2012). This stimulates dissimilative processes involved in N cycling, particularly those associated with N_2O production, such as nitrification and denitrification (Codispoti and Christensen 1985).

Some coastal upwelling areas show a rapid seasonal transition from oxic to anoxic conditions. In the study area, this phenomenon was observed throughout the vertical O_2 distribution (figure 2(b)), where conditions transitioned from relatively homogenous and oxygenated to a very shallow and sharp oxycline; as a result this influences the N_2O distribution (Cornejo *et al* 2007). This transition is accompanied by N_2O accumulation at the oxyclines (December–January) and consumption within the bottom layers (March–April) (figure 2(d)). Marked N_2O accumulation has previously been observed in only a few coastal time-series sites associated with the continental shelf and coastal upwelling, such as those off central Chile and West India, (Naqvi *et al* 2010). Such N_2O accumulations (up to several hundred nM) were related with low O_2 levels, where significant amounts of N_2O can temporarily accumulate during the short transition time, while the system is changing its oxygen regime (Bange *et al* 2010, Bakker *et al* 2014).

N_2O hotspots are defined as patches that show disproportionately high reaction rates relative to the surrounding water according to McClain *et al* (2003). In our study area (off central Chile), they have $\Delta\text{N}_2\text{O}$ three times higher than the average monthly $\Delta\text{N}_2\text{O}$ (figure 4). These hotspots were present between November and January at the oxyclines (15–50 m

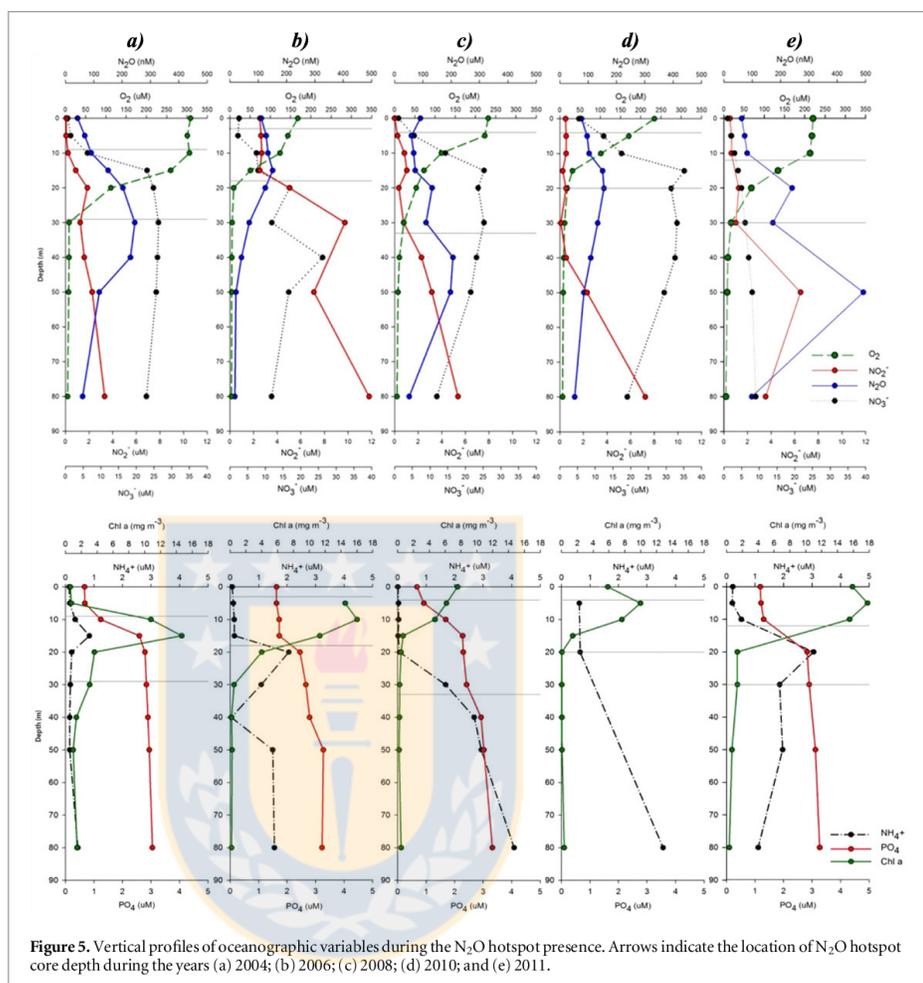


Figure 5. Vertical profiles of oceanographic variables during the N_2O hotspot presence. Arrows indicate the location of N_2O hotspot core depth during the years (a) 2004; (b) 2006; (c) 2008; (d) 2010; and (e) 2011.

range depth) with hypoxic rather than suboxic levels (higher than $4.4 \mu\text{mol L}^{-1}$) and with some NO_2^- accumulation, which seems to form the primary NO_2^- maxima (figure 5). This contrasts with NO_2^- accumulation observed in the bottom water under suboxic/anoxic conditions (figure 2(b)) whose origin seems to be related to dissimilative NO_3^- reduction (Lomas and Lipschultz 2006). This situation was dissimilar to that reported by Naqvi *et al* (2000) in the western Indian continental shelf; they found strong N_2O accumulation and the occurrence of sulphide in open coastal waters. However, in this case, the increased N_2O production seemed to be caused by the addition of anthropogenic NO_3^- associated with strong river runoff and a subsequent reduction to N_2O (i.e., partial denitrification).

According to the observed correlations, upwelling-favorable wind stress modulated the seasonal N_2O content in surface and subsurface waters (table 1). However the N_2O hotspots were not

necessary associated with the strongest wind stress (figure 6(b)), nor with the colder waters (SST) upwelling/rising from the subsurface (figure 6(c)). The presence of the N_2O hotspots was well correlated with Chl-a (table 2), revealing the significance of the phytoplanktonic biomass in providing OM and the concomitant mineralization products (NH_4^+ and N_2O).

4.1. Origin of N_2O accumulated in the hotspot

Based on the $\text{O}_2/\text{N}_2\text{O}$ emission ratio observed in atmospheric records (Lueker *et al* 2003), marine N_2O is predominately being sourced from nitrification. Considering correlations between ΔN_2O versus AOU and ΔN_2O versus NO_3^- , it is possible to determine if N_2O production is related to O_2 consumption and NO_3^- production, due to OM remineralization coupled with nitrification (Yoshinari 1976, Nevison *et al* 2003). Figure 7 illustrates the relationship among these parameters and variables with all data (figures 7(a), (b)) a significant correlation of ΔN_2O

Table 1. Monthly averages of from nitrous oxide inventories. Chlorophyll-a, nitrate and nitrite estimated during the upwelling season (spring–summer) in both the mixed and subsurface layers, and the cumulated wind stress over the same period from the COPAS time-series station.

Sept–March		Nitrous Oxide nmol m^{-2}	Chlorophyll-a mg $\text{m}^{-2(c)}$	Nitrate $\mu\text{mol m}^{-2}$	Nitrite $\mu\text{mol m}^{-2}$	Wind Stress N m^{-2} 210 days
2002–2003	ML	1036 ± 81	455 ± 55	205 ± 33	25 ± 4	1459 ± 15
	SSL	7293 ± 471		5881 ± 101	233 ± 23	
2003–2004	ML	1068 ± 117	280 ± 66	706 ± 112	13 ± 2	2253 ± 9
	SSL	10440 ± 546		8280 ± 152	212 ± 52	
2004–2005 ^a	ML	2877 ± 417	454 ± 89	1060 ± 135	41 ± 5	2376 ± 11
	SSL	23 414 ± 2738		10 492 ± 349	287 ± 30	
2005–2006 ^a	ML	1203 ± 131	245 ± 38	160 ± 37	21 ± 5	3576 ± 9
	SSL	13 171 ± 1089		7726 ± 194	596 ± 121	
2006–2007	ML	671 ± 44	152 ± 18	504 ± 62	15 ± 1	2446 ± 9
	SSL	9642 ± 252		10 824 ± 324	195 ± 24	
2007–2008	ML	866 ± 67	236 ± 36	680 ± 62	15 ± 2	2457 ± 9
	SSL	10 084 ± 528		8176 ± 349	78 ± 6	
2008–2009 ^a	ML	2317 ± 135	561 ± 81	1306 ± 147	30 ± 4	4096 ± 17
	SSL	20 502 ± 2599		8778 ± 129	171 ± 41	
2009–2010 ^a	ML	1076 ± 159	44 ± 3	598 ± 308	14 ± 5	4013 ± 15
	SSL	10 928 ± 3026		3834 ± 417	102 ± 42	
2010–2011	ML	1950 ± 242	293 ± 66	849 ± 139	30 ± 6	3802 ± 11
	SSL	15 365 ± 1323		7378 ± 282	253 ± 33	
2011–2012 ^a	ML	2137 ± 229	384 ± 40	1182 ± 148	30 ± 4	1164 ± 3
	SSL	29 795 ± 4912		12 589 ± 306	328 ± 56	

^a Denotes upwelling periods during N_2O hotspot presence;

^b Mixed layer (ML) and subsurface layer (SSL);

^c Inventories estimated in surface (the mixed layer) and subsurface waters (the latter included the oxycline and the bottom layer).

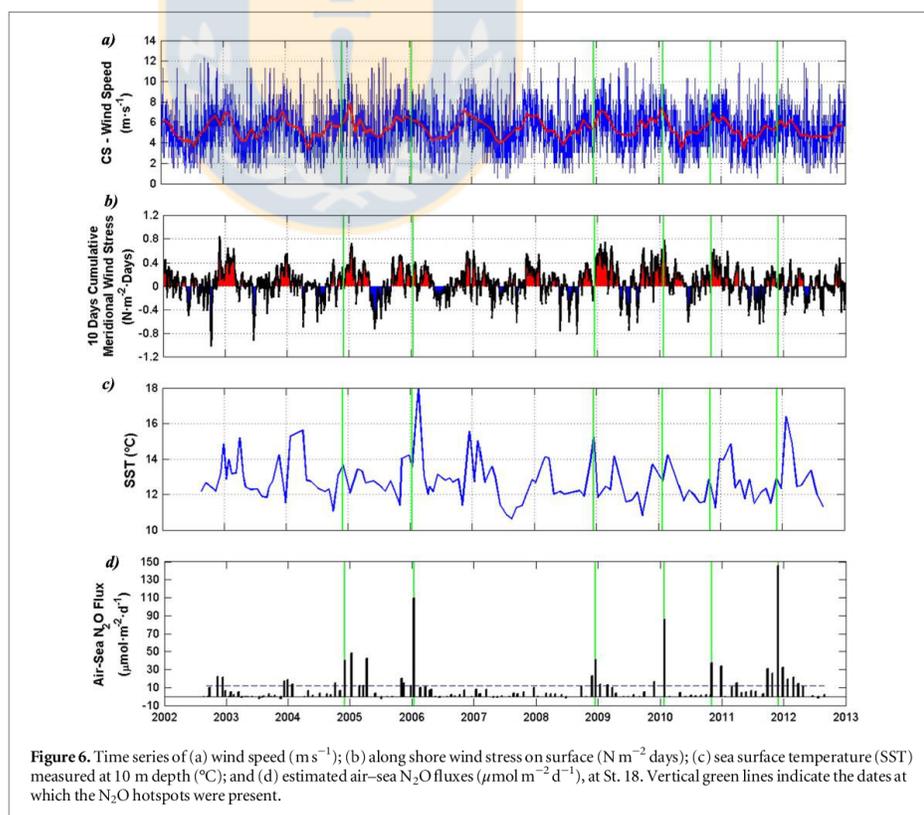


Table 2. Spearman correlation coefficients among cumulative wind stress, N₂O inventories and several biogeochemical variables in the COPAS time series station.

	Cumulative Wind Stress (Nm ⁻² 10 days)		sur N ₂ O (μmol m ⁻²)		sub N ₂ O (μmol m ⁻²)	
	Rho	p	Rho	p	Rho	p
SST ^a	-0.40	0.00	-0.07	0.45	-0.20	0.04
Chl-a ^b	0.51	0.00	0.47	0.00	0.24	0.01
sur N ₂ O ^b	0.43	0.00	—	—	—	—
sub N ₂ O ^b	0.24	0.01	—	—	—	—
sur NO ₂ ^{-b}	0.00	0.97	0.32	0.00	-0.33	0.00
sub NO ₂ ^{-b}	-0.03	0.76	-0.03	0.77	0.12	0.20
sur NO ₃ ^{-b}	0.00	0.92	0.39	0.00	-0.43	0.00
sub NO ₃ ^{-b}	0.17	0.06	-0.17	0.06	0.23	0.10

^a SST in °C.

^b Biogeochemical variables are estimated as inventories in surface (sur) and subsurface (sub) layer.

versus AOU and ΔN₂O versus NO₃⁻ (respectively Rho = 0.40, p < 0.05 and Rho = 0.34 p < 0.05) is observed; similar results were obtained with data from the upper oxycline (i.e., 20 m depth, respectively, Rho = 0.53 p < 0.05 and Rho = 0.43 p < 0.05; figures 7(c), (d)), indicating that N₂O and NO₃⁻ are being produced in parallel to O₂ consumption by nitrification. However, correlations between these parameters lose statistical significance as the estimates are carried out with data from the deepest layers (i.e., 50 and 80 m depth). In fact, a NO₃⁻ consumption was observed at O₂ levels as low as ~5 μmol L⁻¹, which implies that an advected/diffused denitrification signal from the bottom layer or sediment, and/or an *in situ* denitrification at the oxyclines is/are occurring simultaneously with the nitrification. Indeed, when these relationships (ΔN₂O versus AOU and ΔN₂O versus NO₃⁻) were estimated from 50 m (respectively Rho = 0.20 p < 0.05 and 0.30 p < 0.05; figures 7(e), (f) and 80 m depth (respectively, Rho = 0.10 p = 0.36 and Rho = 0.23 p < 0.05; figures 7(g), (h)), they revealed a strong denitrification observable by an intense NO₃⁻ and N₂O consumption.

Regarding the processes responsible for the observed N₂O distribution in the study area, high AAO rates at the oxyclines were observed in association with high NH₄⁺ regeneration rates (Fernandez and Fariás 2012), however at the oxyclines and possibly also at the bottom waters, AAO appeared to be coupled to NO₃⁻ and NO₂⁻ reduction to N₂O (partial denitrification), which has been previously reported in the study area (Fernandez and Fariás 2012, Galán *et al* 2014). With respect to the microbes involved in these processes, beside AAO bacteria, AAO archaea also play an important role as ammonia oxidizers at oxyclines in the central Chilean upwelling (Molina *et al* 2010). Some archaea have a high affinity for NH₄⁺ (Martens-Habbena *et al* 2009), efficiently producing N₂O as a by-product (Santoro *et al* 2011);

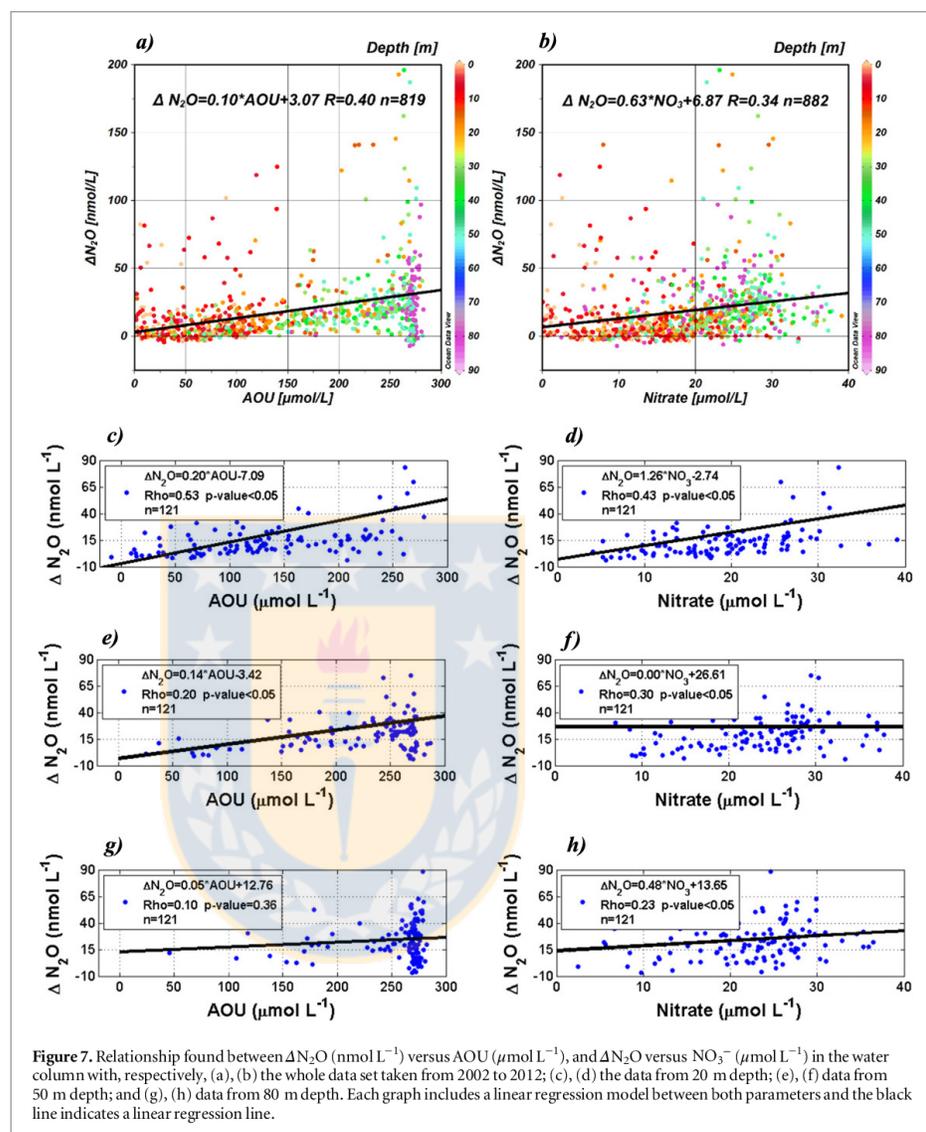
sulfur-oxidizing γ-proteobacteria are abundant and dominant at the oxyclines in our study area, and additionally, they have the ability to reduce dissimilative NO₃⁻ and NO₂⁻ and carry out a process known as chemolithoautotrophic denitrification (Murillo *et al* 2014), which could be producing N₂O throughout partial denitrification (Galán *et al* 2014).

4.2. N₂O exchange across air–sea interface

Another observed consequence of the upwelling processes was a strong outgassing. In fact, the contribution from coastal upwelling has been estimated as 0.2 ± 0.14 Tg N₂O-N yr⁻¹, which represents ~5% of the total ocean source (Nevison *et al* 2004), despite representing less than 1% of the total surface of the ocean. Most of these coastal upwellings, which encompass eastern boundary systems, have been recognized as significant N₂O emission areas, such as those associated with the Arabian Sea (De Wilde and Helder 1997, Naqvi *et al* 2005), the eastern South Pacific (Cornejo *et al* 2007, Charpentier *et al* 2010) and west Africa, including the Benguela current and Mauritanian upwelling (Wittke *et al* 2010, Kock *et al* 2012).

Given the proximity of the N₂O hotspots to surface water (figure 5), they could be shifted closer to the surface by the piston effect of the SW wind. Indeed, air–sea N₂O fluxes vary in magnitude throughout the year, changing from negative to positive values (figure 6(d)); however, for the majority of the year there is a strong efflux of N₂O, indicating that the area behaves as a strong gas source towards the atmosphere. It is important to note that fluxes were estimated with wind data that came from a continental location (close to the coast); this may indicate the occurrence of a retarding or frictional force on the wind that could reduce the wind strength magnitude. In fact, comparison of these data with those obtained from satellites indicates that these data underestimate the N₂O air–sea exchange by about 20%. Taking into consideration that wind is highly variable with bursts of intensity (up to 26 m s⁻¹), the parametrization of W-92 should be the most appropriate for the study area.

During the presence of hotspot structures, N₂O effluxes were up to one order of magnitude higher than the average flux estimated during the entire decade (figure 6(d)), and almost two orders of magnitude higher than the global ocean estimate of about 3 μmol m⁻² d⁻¹ (Nevison *et al* 1995). Breaking down the variation of N₂O flux across the air–sea interface into decadal, seasonal, and inter-annual variation facilitates a more precise temporal scaling to assess the impact of the gas exchange on the atmosphere. If we consider that the observed dynamic is occurring on Chile's continental shelf (41 105 km²), this coastal area contributes, based on a weighted average (upwelling and non-upwelling representative of 60% and



40% of the year, respectively), 20.7 Gg N₂O-N per year, which is a significant N₂O contribution/source that should be considered in the global balance of atmospheric N₂O. Furthermore, if we take into consideration that the N₂O hotspots may occur more frequently than observed during this study's sampling cycle (at intervals of 30 days or more), this contribution appears to be further underestimated. In fact, when the N₂O efflux data was removed for periods during the N₂O hotspots' presence, the annually weighted average was reduced to 13.5 Gg N₂O-N; therefore, the importance of the area as a source of N₂O could be scaled up. As a result transient events rather than long-term steady-state conditions have been proposed to govern N₂O production in coastal

areas subjected to eutrophication and hypoxia (Naqvi *et al* 2000).

There exists the possibility that N₂O dynamics act as hot moments, which are defined as short periods of time exhibiting disproportionately high reaction rates relative to longer intervening time periods (McClain *et al* 2003). In this sense, high frequency events (at the weekly and intra-seasonal scales) could be affecting the presence of hot moments. In general, upwelling-favorable winds work with quasi-weekly upwelling pulses, consisting of an alternation in the winds and/or change in wind intensity; with respect to the southern hemisphere, this may vary from southerly and intense (active upwelling) to northern and decreased winds (upwelling relaxation) (Send *et al* 1987, Rutllant and

Montecino 2002). Over a 5- to 10-day time scale this active-relaxing cycle affects both microbial communities and the accumulation of biomass, and primary production rates and microbial community composition (Rutllant and Montecino 2002, Wilkerson *et al* 2006, Du and Peterson 2009). For example, for effective Chl-a accumulation an optimal window of 3–7 days of relaxed winds was required following an upwelling pulse. Thus, N₂O hot moments may occur during the relaxing phase of the upwelling process, and therefore would require a weekly and intra-seasonal study scale in order to resolve the frequency of these events.

Within the study region there are no clear decadal trends of an increase in phytoplanktonic biomass or an intensification of hypoxic conditions in subsurface waters regarding the analysis of the COPAS time series; however, phenomena such as the cooling of surface waters and intensification of coastal wind patterns have been reported by Falvey and Garreaud (2009) in the study area. Therefore, we recommend further study on the physical forcing (i.e. ENSO and even global warming) mechanisms that may be affecting biogeochemical processes involved on N₂O production and exchange across the air–sea interface.

Acknowledgments

Both the crew of R/V *Kay Kay (II)* and the Dichato Marine Station of the University of Concepción provided valuable help during fieldwork, as well as all participating colleagues in the COPAS time series (COPAS program), who provided the core measurements, particularly Carmen Morales and Valeria Anabalon who carefully checked the Chl-a data. We also appreciate the work done since the beginning of COPAS TS by Mauricio Gallegos and Juan Faundez. This research was funded by the Fondo Nacional de Desarrollo Científico y Tecnológico (FONDECYT) grant no. 1120719. Also we appreciate the support of Aldo Montencinos who gave us the wind data. This is a contribution to the Fondo de Financiamiento de Centros de Investigación en Areas Prioritarias (FONDAP) program no. 1511009 and ICM 120019 project (IMO).

References

- Bakker D C *et al* 2014 Air–sea interactions of natural long-lived greenhouse gases (CO₂, N₂O, CH₄) in a changing climate *Ocean-Atmosphere Interactions of Gases and Particles* ed P S Liss and M T Johnson (Norwich: Springer) pp 113–69
- Bakun A 1990 Global climate change and intensification of coastal ocean upwelling *Science* **12** 198–201
- Bange H 2008 Gaseous nitrogen compounds (NO, N₂O, N₂, NH₃) in the ocean *Nitrogen in the Marine Environment* ed D Capone *et al* (Amsterdam: Elsevier) pp 51–93
- Bange H W, Freig A, Kock A and Löscher C R 2010 Marine pathways to nitrous oxide *Nitrous Oxide and Climate Change* ed K Smith (New York: Earthscan) 36–62
- Barth J A, Menge B A, Lubchenco J, Chan F, Bane J M, Kirincich A R, McManus M A, Nielsen K J, Pierce S D and Washburn L 2007 Delayed upwelling alters nearshore coastal ocean ecosystems in the Northern California current *Proc. Natl Acad. Sci. USA* **104** 3719–24
- Capone D G and Hutchins D A 2013 Microbial biogeochemistry of coastal upwelling regimes in a changing ocean *Nat. Geosci.* **6** 711–7
- Charpentier J, Farias L and Pizarro O 2010 Nitrous oxide fluxes across eastern South Pacific gyre *Global Biogeochem. Cycles* **24** GB3011
- Church M J, Lomas M W and Muller-Karger F 2013 Sea change: charting the course for biogeochemical ocean time-series research in a new millennium *Deep Sea Res. Part II* **93** 2–15
- Codispoti L, Brandes A, Christensen J P, Devol A H, Naqvi S W, Paerl H and Yoshinari T 2001 The oceanic fixed nitrogen and nitrous oxide budgets: moving targets as we enter the anthropocene? *Sci. Mar.* **65** 85–105
- Codispoti L A 2010 Interesting times for marine N₂O *Science* **237** 1339–40
- Codispoti L A and Christensen J P 1985 Nitrification, denitrification and nitrous oxide cycling in the eastern Tropical South Pacific *Ocean Mar. Chem.* **16** 277–300
- Cornejo M, Farias L and Gallegos M 2007 Seasonal cycle of N₂O vertical distribution and air–sea fluxes over the continental shelf waters off central Chile (~36°S) *Prog. Oceanogr.* **75** 383–95
- Crutzen P J 1970 The influence of nitrogen oxides on the atmospheric ozone content *Q. J. R. Meteorolog. Soc.* **96** 320–5
- Daneri G, Lizárraga L, Montero P, González H E and Tapia F J 2012 Wind forcing and short-term variability of phytoplankton and heterotrophic bacterioplankton in the coastal zone of the concepción upwelling system (central Chile) *Prog. Oceanogr.* **92** 92–6
- De Wilde H P J and Helder W 1997 Nitrous oxide in the somali basin: the role of upwelling *Deep Sea Res. Part II* **44** 1319–40
- Doney S C, Fabry V J, Feely R A and Kleypas J A 2009 Ocean acidification: the other CO₂ problem *Annu. Rev. Mar. Sci.* **1** 169–92
- Du X and Peterson W 2009 Seasonal cycle of phytoplankton community composition in the coastal upwelling system off central oregon in 2009 *Estuaries and Coasts* **37** 299–311
- Falvey M and Garreaud R D 2009 Regional cooling in a warming world: recent temperature trends in the southeast Pacific and along the west coast of subtropical South America (1979–2006) *J. Geophys. Res.* **114** 1–16
- Farias L, Fernández C, Faundez J, Cornejo M and Alcaman M E 2009 Chemolithoautotrophic production mediating the cycling of the greenhouse gases N₂O and CH₄ in an upwelling ecosystem *Biogeosciences* **6** 3053–69
- Fernandez C and Farias L 2012 Assimilation and regeneration of inorganic nitrogen in a coastal upwelling system: Ammonium and nitrate utilization *Mar. Ecol. Prog. Ser.* **451** 1–14
- Galán A, Faundez J, Thamdru B and Farias L 2014 Temporal dynamics of nitrogen loss in the coastal upwelling ecosystem off central Chile: evidences of autotrophic denitrification through sulfur-oxidation *Limnol. Oceanogr.* **59** 1865–78
- Goreau T J, Kaplan J, Wofsy W A, McElroy S C, Valois M C and Watson S W 1980 Production of NO₂⁻ and N₂O by nitrifying bacteria at reduced concentration of oxygen *Appl. Environ. Microbiol.* **40** 526–32
- Grasshoff K, Ehrhardt M and Kremling K 1983 *Methods of Seawater Analysis* 2nd edn (Switzerland: Springer) p 419
- Gruber 2011 Warming up, turning sour, losing breath: ocean biogeochemistry under global change *Phil. Trans. R. Soc. A* **369** 1980–96
- Kara A B, Rochford P A and Hurlburt H E 2003 Mixed layer depth variability over the global ocean *J. Geophys. Res.* **108** 3079
- Keeling R F, Körtzinger A and Gruber N 2010 Ocean deoxygenation in a warming world *Annu. Rev. Mar. Sci.* **2** 199–229
- Kock A, Schafstall J, Dengler M, Brandt P and Bange H W 2012 Sea-to-air and diapycnal nitrous oxide fluxes in the eastern tropical North Atlantic Ocean *Biogeosciences* **9** 957–64

- Kraus E B 1972 *Atmosphere-Ocean Interaction* (London: Oxford University Press) p 275
- Lomas M W and Lipschultz F 2006 Forming the primary nitrite maximum: nitrifiers or phytoplankton? *Limnol. Oceanogr.* **51** 2453–67
- Lueker T J, Walker S J, Vollmer M K, Keeling R F, Nevison C D, Weiss R F and Garcia H E 2003 Coastal upwelling air-sea fluxes revealed in atmospheric observations of O₂/N₂, CO₂ and N₂O *Geophys. Res. Lett.* **30** 1292
- Löscher C R, Kock A, Könneke M, LaRoche J, Bange H W and Schmitz R A 2012 Production of oceanic nitrous oxide by ammonia-oxidizing archaea and bacteria *Biogeosciences* **9** 2419–29
- Martens-Habbena W, Berube P M, Urakawa H, de la Torre J R and Stahl D A 2009 Ammonia oxidation kinetics determine niche separation of nitrifying archaea and bacteria *Nature* **461** 976–9
- McClain M E, Boyer E W, Dent C L, Gergel S E, Grimm N B, Groffman P M and Hart S C 2003 Biogeochemical hot spots and hot moments at the interface of terrestrial and aquatic ecosystems *Ecosystems* **6** 301–12
- Molina V, Belmar L and Ulloa O 2010 High diversity of ammonia-oxidizing archaea in permanent and seasonal oxygen-deficient waters of the eastern South Pacific *Environ. Microbiol.* **12** 2450–65
- Murillo A, Ramirez-Flandes S, DeLong E and Ulloa O 2014 Enhanced metabolic versatility of planktonic sulfur-oxidizing γ -proteobacteria in an oxygen-deficient coastal ecosystem *Front. Mar. Sci.* (doi:10.3389/fmars.2014.00018)
- Naqvi S W A, Bange H W, Farias L, Monteiro P M S, Scranton M I and Zhang J 2010 Coastal hypoxia/anoxia as a source of CH₄ and N₂O *Biogeosci. Discuss.* **6** 9455–523
- Naqvi S W A, Bange H W, Gibb S W, Goyet C, Hatton A D and Goddard R 2005 Biogeochemical ocean-atmosphere transfers in the Arabian sea *Prog. Oceanogr.* **65** 116–44
- Naqvi S W A, Jayakumar D A, Narvekar P V, Naik H, Sarma V V S S, D'Souza W, Joseph S and George M D 2000 Increased marine production of N₂O due to intensifying anoxia on the Indian continental shelf *Nature* **408** 346–9
- Nelson C S 1977 Wind stress and wind-stress curl over the California current *NOAA Tech. Report NMFS SSRF-714* (<https://swfsc.noaa.gov/publications/CR/1977/7737.PDF>)
- Nevison C, Butler J H and Elkins J W 2003 Global distribution of N₂O and the DN₂O AOU yield in the subsurface ocean *Global Biogeochem. Cycles* **17** 1119
- Nevison C, Weiss R and Erickson D J III 1995 Global oceanic emissions of nitrous oxide *J. Geophys. Res.* **100** 15809–20
- Nevison C D, Lueker T J and Weiss R F 2004 Quantifying the nitrous oxide source from coastal upwelling *Global Biogeochem. Cycles* **18** GB1018
- Parsons T, Maita Y and Lalli C 1984 *A Manual of Chemical and Biological Methods for Seawater Analysis* (Oxford: Pergamon) p 173
- Poth M and Focht D 1985 ¹⁵N kinetic analysis of N₂O production by *Nitrosomonas europaea*: An examination of nitrifier denitrification *Appl. Environ. Microbiol.* **49** 1134–41
- Rutllant J and Montecino V 2002 Multiscale upwelling forcing cycles and biological response off north-central Chile *Rev. Chil. Hist. Nat.* **75** 217–31
- Santoro A E, Buchwald C, McIlvin M R and Casciotti K L 2011 Isotopic signature of N₂O produced by marine ammonia-oxidizing archaea *Science* **333** 1282–5
- Sarmiento J L et al 2004 Response of ocean ecosystems to climate warming *Global Biogeochem. Cycles* **18** GB3003
- Send U, Beardsley R C and Winant C D 1987 Relaxation from upwelling in the coastal ocean dynamics experiment *J. Geophys. Res.* **92** 1683–98
- Sobarzo M, Bravo L, Donoso D, Garcés-Vargas J and Schneider W 2007 Coastal upwelling and seasonal cycles that influence the water column over the continental shelf off central Chile *Prog. Oceanogr.* **75** 363–82
- Stramma L, Johnson G C, Sprintall J and Mohrholz V 2008 Expanding oxygen-minimum zones in the tropical oceans *Science* **320** 655–8
- Taylor G T et al 2012 Ecosystem responses in the southern Caribbean sea to global climate change *PNAS* **109** 19315–20
- Tilbrook B D and Karl D M 1995 Methane sources, distributions and sinks from California coastal waters to the oligotrophic North Pacific gyre *Mar. Chem.* **49** 51–64
- Ulloa O, Canfield D E, Edward F D, Letelier R M and Stewart F J 2012 Microbial oceanography of anoxic oxygen minimum zones *PNAS* **109** 15996
- Voss M, Bange H W, Dippner J W, Middelburg J J, Montoya J P and Ward B 2013 The marine nitrogen cycle: Recent discoveries, uncertainties and the potential relevance of climate change *Phil. Trans. R. Soc. B* **368** 27
- Wanninkhof R 1992 Relationship between wind-speed and gas-exchange over the ocean *J. Geophys. Res.* **97** 7373–82
- Weiss R F and Prince B A 1980 Nitrous oxide solubility in water and seawater *Mar. Chem.* **8** 347–59
- Wilkerson F, Lassiter A, Dugdale R, Marchi A and Hogue V 2006 The phytoplankton bloom response to wind events and upwelled nutrients during the CoOP-WEST study *Deep Sea Res. Part II* **53** 023–48
- Wittke F, Kock A and Bange H W 2010 Nitrous oxide emissions from the upwelling area off mauritania (NW Africa) *Geophys. Res. Lett.* **37** L12601
- Yoshinari T 1976 Nitrous oxide in the sea *Mar. Chem.* **4** 189–202

4.2.2. Tendencias observadas en los parámetros oceanográficos

La Tabla 3 muestra las tendencias de diferentes variables observadas en la Est18 para el período de 2002-2016. Estas se presentan como tendencia general, tendencia de la anomalía estandarizada, tendencia climatológica de los meses del año y tendencias separadas por estaciones del año (verano e invierno); cabe destacar que en la tabla sólo se presenta la tendencia de la capa superficial integrada, con el promedio de valores desde los 0 m hasta 15 m de profundidad (desde ahora, capa superficial), pero se realizó el análisis exploratorio para cada profundidad (no se muestran en tabla).

En general, la temperatura presentó un enfriamiento prácticamente en toda la columna de agua, mostrando una tendencia negativa en la capa superficial integrada de $-0.32\text{ }^{\circ}\text{C dec}^{-1}$ ($p = 0.21$), se destaca la tendencia en la profundidad de 5 m con una mayor significancia estadística, donde se observó una disminución de $-0.24\text{ }^{\circ}\text{C dec}^{-1}$ ($p = 0.07$). Lo anterior se puede corroborar con la tendencia negativa obtenida por medio de la temperatura superficial del mar correspondiente a la base de datos OAFlux (Figura 9), que durante los años entre 1980 y 2015, presentó una disminución estadísticamente significativa de $-0.20\text{ }^{\circ}\text{C dec}^{-1}$ ($p < 0.05$), y desde el 2000, una tendencia negativa de $-0.28\text{ }^{\circ}\text{C dec}^{-1}$ ($p = 0.26$). Por otra parte, la tendencia por estación climática en la Est18 demostró un enfriamiento en la capa integrada de $-0.13\text{ }^{\circ}\text{C dec}^{-1}$ ($p = 0.54$) en la temporada de verano y $-0.68\text{ }^{\circ}\text{C dec}^{-1}$ ($p = 0.16$) en la temporada de invierno (Tabla 2).

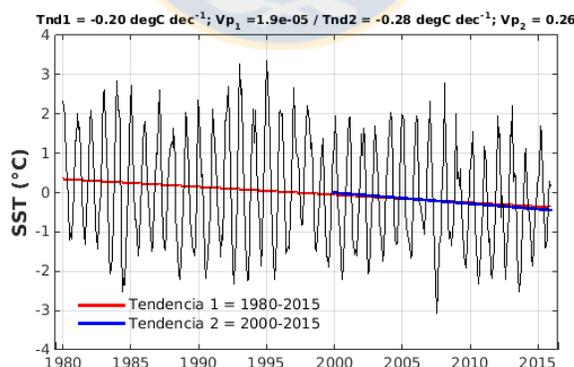


Figura 9 – Temperatura superficial del mar (°C) desde 1980 a 2015, correspondiente a la base de datos OAFlux. En rojo se muestra la línea de tendencia y además se muestra el valor-p del test de tendencia de Mann-Kendall. (Fuente: Elaboración propia).

Por su parte, la salinidad mostró un aumento principalmente en la capa superficial e intermedia, con una tendencia positiva en la capa integrada de $0.15 \text{ psu dec}^{-1}$ ($p = 0.32$) durante el período total de la Est18 (Tabla 3). La salinidad en la profundidad de 20 m y 30 m presentaron tendencias positivas de $0.14 \text{ psu dec}^{-1}$ y $0.10 \text{ psu dec}^{-1}$, respectivamente, ambas con significancia estadística con un valor-p menor a 0.05. El análisis por estaciones del año mostró una tendencia positiva en la capa superficial de $0.10 \text{ psu dec}^{-1}$ ($p < 0.05$) en verano y $0.34 \text{ psu dec}^{-1}$ ($p = 0.83$) en invierno.

El oxígeno disuelto presentó una tendencia positiva en la capa superficial integrada, con una variación de $0.60 \text{ mL L}^{-1} \text{ dec}^{-1}$ ($p < 0.05$) para todo el período de estudio, al separar por estaciones la tendencia en verano se vuelve negativa, con un valor de $-0.17 \text{ mL L}^{-1} \text{ dec}^{-1}$, $p = 1.00$) y positiva en invierno ($0.69 \text{ mL L}^{-1} \text{ dec}^{-1}$, $p = 0.21$). La tendencia a la disminución se presenta principalmente durante los meses de diciembre ($-0.60 \text{ mL L}^{-1} \text{ dec}^{-1}$, $p = 0.35$), Enero ($-1.71 \text{ mL L}^{-1} \text{ dec}^{-1}$, $p = 0.35$) y Febrero ($-0.88 \text{ mL L}^{-1} \text{ dec}^{-1}$, $p = 0.55$). Cabe destacar que en las capas subsuperficiales se presentan tendencias negativas significativas ($p < 0.05$), con una disminución del oxígeno disuelto de $-0.78 \text{ mL L}^{-1} \text{ dec}^{-1}$ para la capa de 20 m y -0.68 para la capa de 30 m.

Como referencia a los nutrientes, se trabajó con el nitrato, el cual presentó una tendencia general positiva de $1.58 \text{ } \mu\text{mol L}^{-1} \text{ dec}^{-1}$ ($p = 0.28$) para la capa superficial; se destaca el mes de febrero, donde se presentó una tendencia positiva de $21.59 \text{ } \mu\text{mol L}^{-1} \text{ dec}^{-1}$ ($p = 0.23$) y los meses de mayo y junio, con una tendencia negativa de $-7.68 \text{ } \mu\text{mol L}^{-1} \text{ dec}^{-1}$ ($p = 0.15$) y $-4.28 \text{ } \mu\text{mol L}^{-1} \text{ dec}^{-1}$ ($p = 0.32$), respectivamente. La clorofila-a presentó una tendencia positiva de $0.37 \text{ } \mu\text{g L}^{-1}$ ($p = 0.38$), que se genera principalmente por los meses de surgencia activa, donde se presentó una tendencia positiva en noviembre y diciembre, con $6.94 \text{ } \mu\text{g L}^{-1}$ ($p = 0.44$) y $12.75 \text{ } \mu\text{g L}^{-1}$ ($p = 0.11$).

Finalmente, para cuantificar la concentración de gases de efecto invernadero en la zona de estudio, se trabajó con el gas óxido nitroso, el cual presentó una tendencia positiva de $13.97 \text{ nmol L}^{-1} \text{ dec}^{-1}$ ($p = 0.11$) para todo el período de estudio; con una mayor valor en la temporada de primavera-verano ($22.12 \text{ nmol L}^{-1} \text{ dec}^{-1}$, $p = 0.64$). Los meses de febrero, marzo, mayo y junio son los únicos en presentar tendencias negativas (Tabla 3).

Tabla 3 – Tendencias de la capa integrada superficial de la Estación 18. (Fuente: Elaboración propia).

	Temperatura		Salinidad		Oxígeno		Nitroa		Clorofila-a		Óxido Nitroso	
	tend	valo-p	tend	valo-p	tend	valo-p	tend	valo-p	tend	valo-p	tend	valo-p
Ene	-0,6	0,2	-0,03	0,39	-1,71	0,35	3,52	0,39	-7,18	0,24	41,12	0,47
Feb	0,43	0,71	-0,1	0,71	-0,88	0,55	21,59	0,23	-5,48	0,13	-2,52	0,71
Mar	0,65	0,25	0,6	0,23	1,99	0,08	-4,2	0,44	-5,15	0,19	-5,35	1
Abr	-0,11	0,55	0,03	1	1,13	0,16	8,61	0,05	-2,09	0,58	4,82	0,37
May	-0,3	0,92	1,44	0,35	0,58	0,47	-7,68	0,15	-0,41	0,25	-12,32	0,71
Jun	-0,44	0,92	0,36	0,44	0,27	0,90	-4,28	0,32	-0,64	0,01	-3,4	1
Jul	-1,41	0,15	0,99	0,21	0,93	0,11	-0,56	1	-1,1	0,13	12,96	0,13
Ago	-0,86	0,35	-0,32	0,68	0,51	0,70	9,41	0,04	-1,34	0,09	2,26	0,37
Sep	-0,77	0,03	0,28	0,32	-0,98	0,58	-1,45	0,48	-0,12	0,5	3,45	0,86
Oct	1,2	0,76	0,63	0,24	6,02	0,13	2,05	1	-7,96	0,21	0,69	1
Nov	-0,16	0,88	0,2	0,85	0,86	0,35	-4,33	0,88	6,94	0,44	20,85	0,37
Dic	-0,64	0,76	0,34	0,02	-0,60	0,35	5,91	0,44	12,75	0,11	25,81	0,54
Verano (DJF)	-0,13	0,54	0,1	0,02	-0,17	1,00	2,38	0,02	2,83	0,32	22,12	0,64
Invierno (JJA)	-0,68	0,16	0,34	0,83	0,69	0,21	-0,31	0,82	-0,74	0,01	-2,1	0,76
General	-0,32	0,21	0,15	0,32	0,60	0,00	1,58	0,28	0,37	0,38	13,97	0,11
Anomalía STD	-0,4	0,21	0,13	0,32	0,44	0,00	0,22	0,28	0,05	0,38	0,51	0,11

4.2.3. Transporte de Ekman

En la Figura 10 se observa un aumento en el transporte de Ekman, con una tendencia de $0.04 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1} \text{ dec}^{-1}$ ($p = 0.14$) que indicaría un aumento en la surgencia costera.

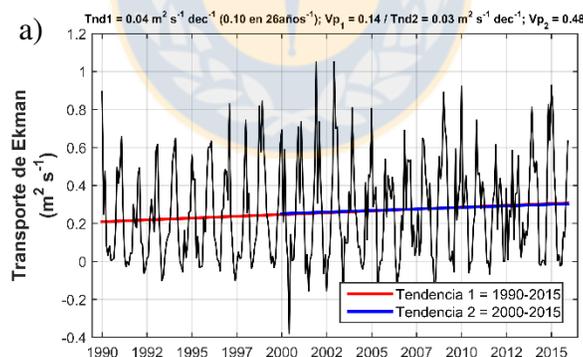


Figura 10 – a) Transporte de Ekman ($\text{m}^2 \text{ s}^{-1}$) calculado desde la base de datos CCMP para los años de 1990 a 2015. En rojo se muestra la línea de tendencia y además se muestra el valor-p del test de tendencia de Mann-Kendall. (Fuente: Elaboración propia).

Por otra parte, en la Figura 11 se pudo observar que los eventos de surgencia se originan generalmente a partir de los meses de septiembre y octubre, disminuyendo entre los meses de marzo y abril. Durante algunos años se observan eventos de hundimiento

principalmente durante junio, julio y agosto. Otro punto destacable es el aumento en la intensidad de los eventos de surgencia desde el año 1990 al 2015, situación que se puede corroborar con la Figura 12, donde se muestra la sumatoria del transporte acumulado de Ekman durante los meses de mayor actividad de surgencia, es decir desde septiembre a febrero. En ella se observó una tendencia positiva estadísticamente significativa de $15.63 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1} \text{ mes}^{-1} \text{ dec}^{-1}$ ($p < 0.05$).

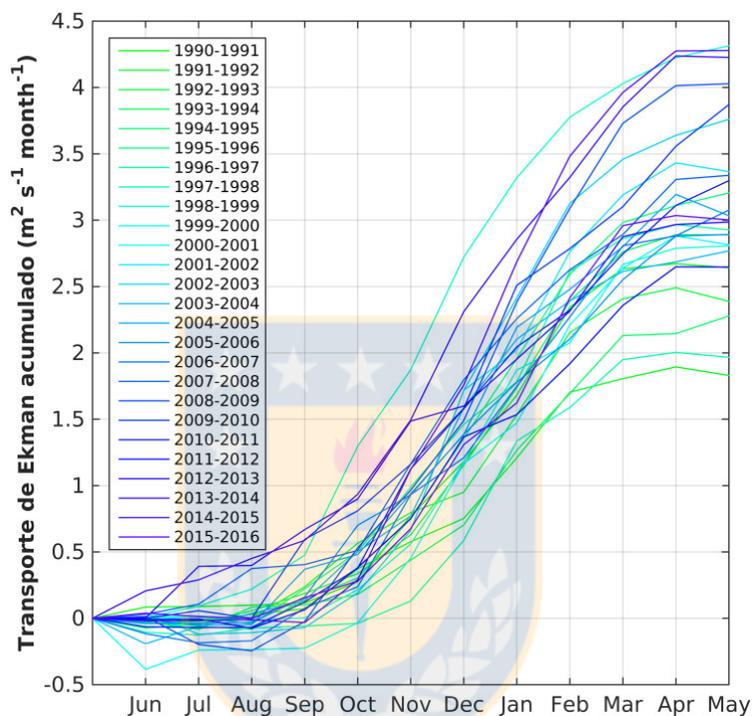


Figura 11 - Transporte de Ekman acumulado mensual ($\text{m}^2 \text{ s}^{-1} \text{ mes}^{-1}$), desde junio a mayo. (Fuente: Elaboración propia).

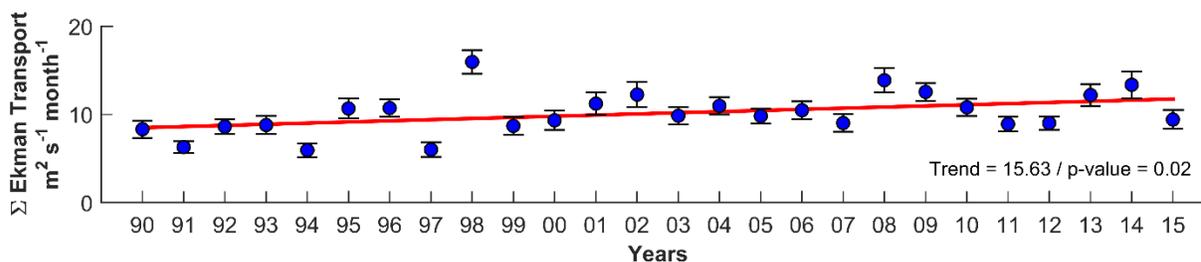


Figura 12 - Sumatoria del transporte acumulado de Ekman ($\text{m}^2 \text{ s}^{-1} \text{ mes}^{-1}$), desde septiembre a febrero y para todo el período de estudio (base de datos: CCMP 1990-2015). (Fuente: Elaboración propia).

4.2.4. Capa de Mezcla

En la Figura 13 se observa que la profundidad de la capa de mezcla en la Est18, calculada mediante el criterio de temperatura de 0.5 °C (PCM_T) y criterio de densidad de 0.15 kg m⁻³ (PCM_D), presentaron una componente estacional bien definida. Ambas PCM se somerizan durante los períodos estivales y se profundiza durante los períodos invernales. Lo anterior se corrobora parcialmente con las bases de datos MIMOC, IFREMER (i.e., deBoyer) y ARGO, para la misma zona de estudio, las cuales presentaron una similar variabilidad estacional.

La PCM en la Est18 presentó una profundización significativa durante el período 2002-2016, con una tendencia negativa de -3.91 m dec⁻¹ ($p = 0.06$) para PCM_T (Figura 14a) y una tendencia de -2.43 m dec⁻¹ ($p = 0.07$) para PCM_D (Figura 14b). Si se separa el análisis por estaciones, se observó que durante verano la PCM_T se somerizó levemente con una tendencia de 1.84 m dec⁻¹ ($p = 0.25$) (Figura 14e) y por el contrario durante invierno se profundizó con una tendencia de -3.85 m dec⁻¹ ($p = 0.58$) (Figura 14f). Mientras que la PCM_D se profundizó levemente con una tendencia negativa de -1.44 m dec⁻¹ ($p = 0.4$) durante verano (Figura 14c), pero también lo hizo durante invierno (Figura 14d), con una tendencia de -3.85 m dec⁻¹ ($p = 0.58$).

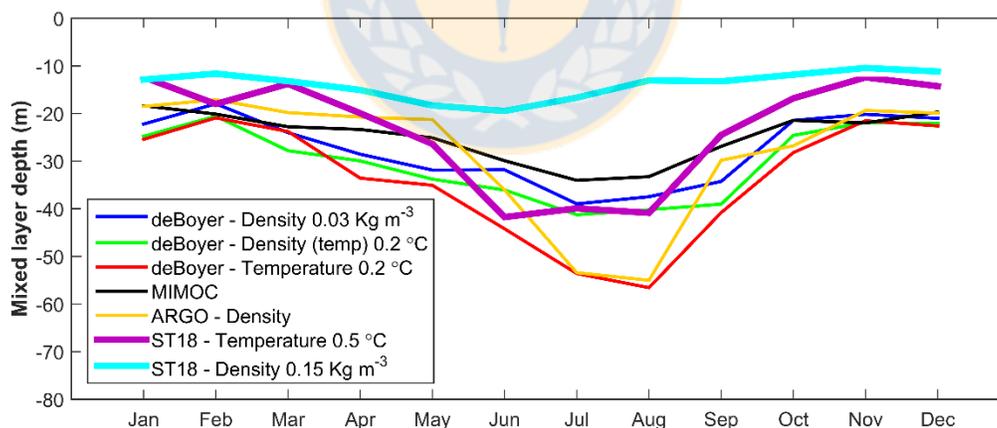


Figura 13 – Climatología de la PCM para la Est18 y diferentes bases de datos. (Fuente: Elaboración propia).

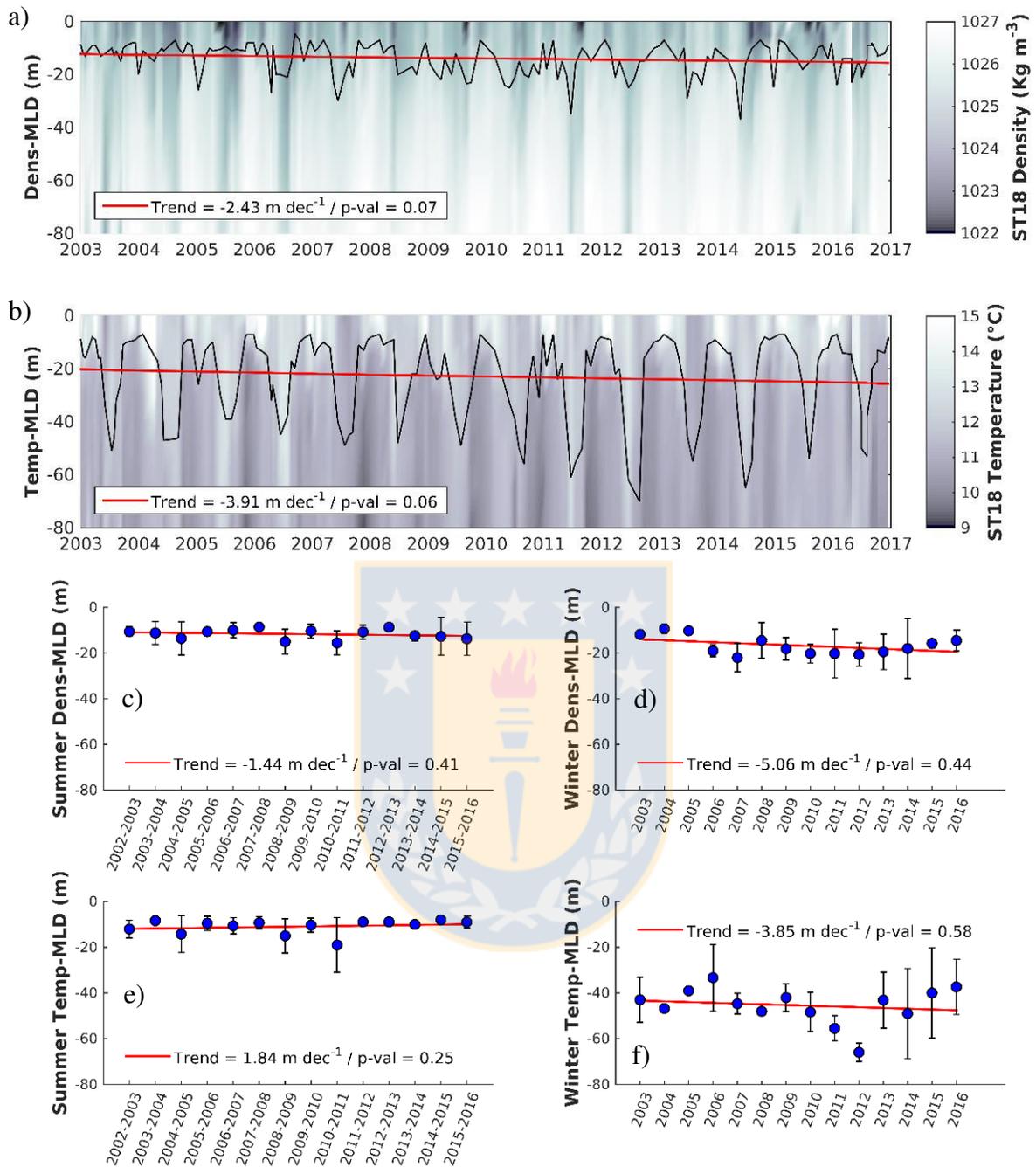


Figura 14 – Tendencia de la profundidad de la capa de mezcla (Est18), entre 2002-2016, utilizando criterios de a) densidad PCM_D y b) temperatura PCM_T ; además, para c) y e) primavera-verano y d) y f) invierno, respectivamente (Fuente: Elaboración propia).

Insight into anthropogenic forcing on coastal upwelling off south-central Chile

Catalina Aguirre^{1,2}, Sebastián García-Loyola^{1,3}, Giovanni Testa^{1,3}, Diego Silva^{1,2}, and Laura Farías^{1,3}

¹Center for Climate and Resilience Research (CR)2, Chile.

²University of Valparaíso, Valparaíso, Chile.

³Department of Oceanography, University of Concepción, Chile.

Correspondence should be addressed to: Laura Farías : laura.farias@udec.cl

Resumen

El sistema de surgencia de Perú-Chile (PCUS) es considerado como uno de los ecosistemas marinos más productivos del mundo, manteniendo la mayor producción primaria y rendimientos pesqueros a nivel mundial. Esta alta productividad se atribuye principalmente a la surgencia costera provocada por el viento meridional. La variabilidad temporal del PCUS ha sido relativamente bien documentada con respecto a la dinámica anual e interanual, sin embargo, la comprensión de las tendencias decadales es limitada, así como la influencia del cambio climático en los procesos marinos como la productividad y el enfriamiento superficial, entre otros. Este estudio presenta evidencia de que, durante las últimas décadas, los vientos favorables de surgencia han aumentado en el límite sur del Sistema de Corriente de Humboldt (HCS) (35° - 42°S), consistente con un movimiento hacia el polo del Anticiclón del Pacífico Sudeste (SPA). Esto conduce a una intensificación del viento en la costa (que es favorable a la surgencia costera) y se asemeja al patrón espacial observado en las simulaciones climáticas bajo escenarios de calentamiento climático. La tendencia a la clorofila (desde 2002 hasta el presente) de las series de tiempo de satélites y observaciones muestra una tendencia positiva principalmente en primavera-verano, posiblemente explicada por incrementos tanto del flujo de nutrientes hacia la superficie como de la radiación fotosintéticamente activa (PAR); Ambos parámetros parecen ser una respuesta al movimiento hacia el sur de la SPA, modificando el estrés del viento en la costa y la cubierta de nubosidad. Además, se observó una profundización neta de la capa de mezcla (PCM), que es ligeramente superficial en el verano austral como consecuencia del transporte de Ekman y el aumento del bombeo, y más profundo en invierno debido a la reducción de la estratificación. Los cambios en el PCM pueden explicar en parte la razón de que el agua superficial sea más fría y salina, y también el aumento de la productividad, lo que a su vez puede causar fluctuaciones en las concentraciones de O₂ disuelto y otros gases sensibles a la oxigenación.

CAPÍTULO 3

En el siguiente capítulo se procederá a describir los resultados de la configuración y simulación del modelo numérico ROMS1D, el cual reproducirá el ciclo anual de la profundidad de la capa de mezcla y los principales parámetros oceanográficos en una zona costera asociada a Chile central, y además, se entregarán los resultados de los experimentos de sensibilidad para evaluar y cuantificar la respuesta de la columna de agua a las variaciones en los forzantes atmosféricos.

4.3. Modelo Climatológico ROMS1D

En esta sección se describen y comparan los resultados del modelo (ROMS1D) con las observaciones realizadas en la Est18. Para ello, se llamará como “capa superficial” a la capa comprendida entre 0 m y 20 m, como capa intermedia a la capa comprendida entre 20 m y 50 m, y como “capa profunda” a la capa comprendida entre 50 m y 80 m. Además, se nombrará como “variable simulada” a los resultados climatológicos entregados por la configuración del modelo y como “variable observada” a las observaciones climatológicas realizadas por la Est18. Cabe destacar que la palabra “variable” se cambiará respecto a cada nombre correspondiente (e.g., temperatura simulada, salinidad observada, oxígeno simulado, etc.). Además, en la Figura 15c, Figura 17c, Figura 18c, Figura 21c y Figura 23c, se presenta una visión climatológica de las diferencias entre los resultados de ROMS1D menos las observaciones de la Est18, donde el color rojo representa la sobreestimación del modelo, es decir, los resultados de ROMS1D fueron mayores a lo observado en la Est18 y las zonas de color azul representan la subestimación del modelo, es decir, los resultados de ROMS1D son menores a lo observado en la Est18.

4.3.1. Temperatura

En la Figura 15 se puede observar una clara similitud entre la temperatura simulada (Figura 15a) y la temperatura observada (Figura 15b). Esta variable cuenta con un porcentaje de aceptación de un 96.67% de valores dentro del rango ± 1 °C (Figura 15d), además presentó

un bajo valor RMSE de 0.46 °C (Tabla A2.4) y en su mayoría no se presentaron diferencias significativas sometidas a la prueba t de dos grupos, salvo para el mes de Junio (Tabla A2.5).

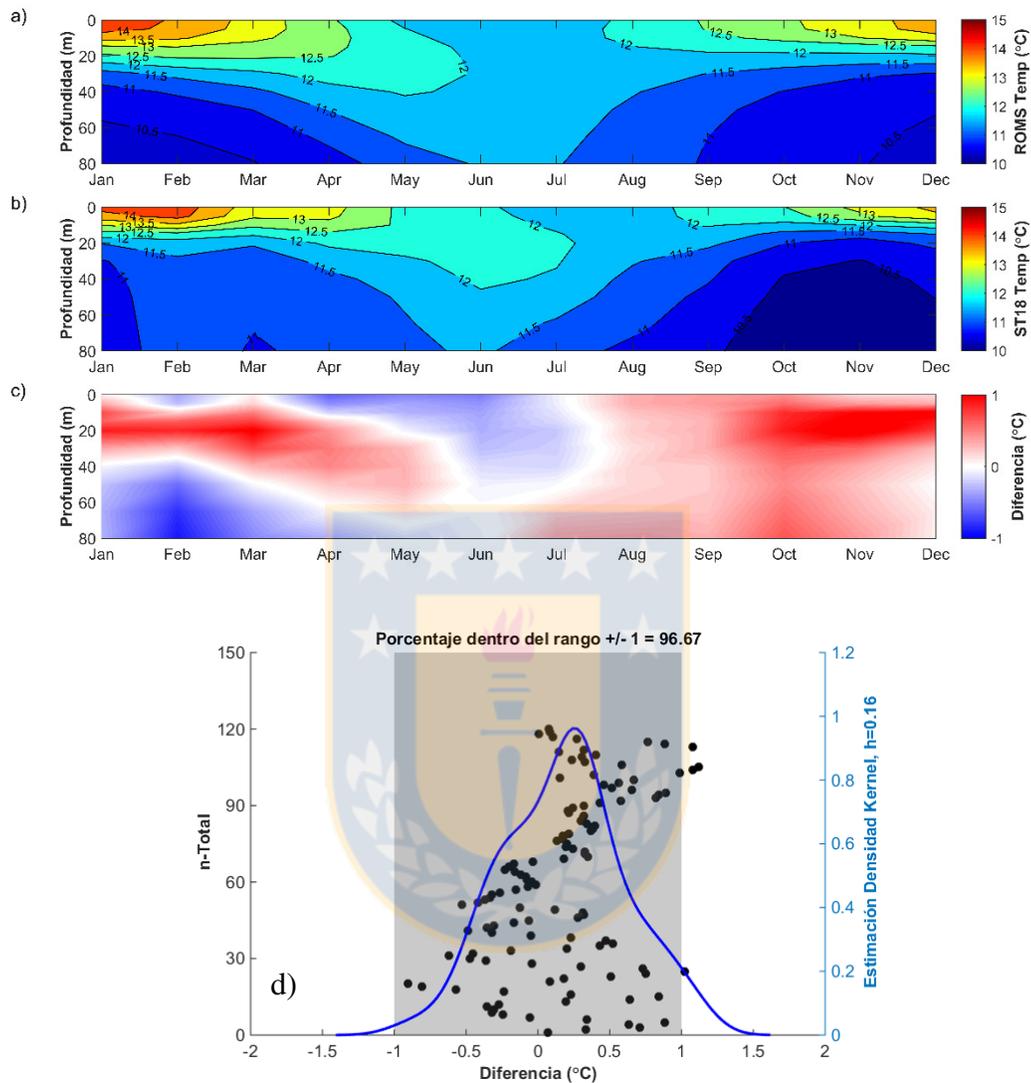


Figura 15 – Climatología de la temperatura simulada (a), observada (b) y la diferencia entre ambas (ROMS1D–Est18) (c); (d) distribución de frecuencia de las diferencias, donde la línea azul indica la estimación de densidad de Kernel, los puntos negros indican las diferencias y el sombreado gris corresponde al rango de aceptación dado. (Fuente: Elaboración propia).

En relación a las diferencias (Figura 15c), la temperatura simulada presentó zonas de sobreestimación en la capa entre 10 y 30 m, principalmente durante los meses de octubre a marzo; la mayor subestimación se observó durante el mes de febrero en la capa intermedia y profunda. La diferencia de los perfiles por estación (Figura 16) muestran que en la temporada

de primavera-verano, la principal sobreestimación se encuentra en la capa superficial, con una diferencia de 0.53 °C por encima del valor observado, mientras que en la capa profunda se observó una diferencia de -0.17 °C (Figura 16a y Figura 16b); el análisis estadístico entregó un RMSE de 0.48 °C y una correlación significativa del 0.95 ($p < 0.05$) entre los perfiles de verano (Tabla A2.4). Por el contrario, los perfiles de invierno presentaron una menor diferencia en la capa superficial, con una subestimación de -0.09 °C, y en la capa profunda una sobreestimación de 0.13 °C (Figura 16c y Figura 16d), además se obtuvo un RMSE de 0.11 °C y una correlación de 0.99 ($p < 0.05$) (Tabla A2.4). En ambas temporadas no se observan diferencias significativas (ttest2) (Tabla A2.5).

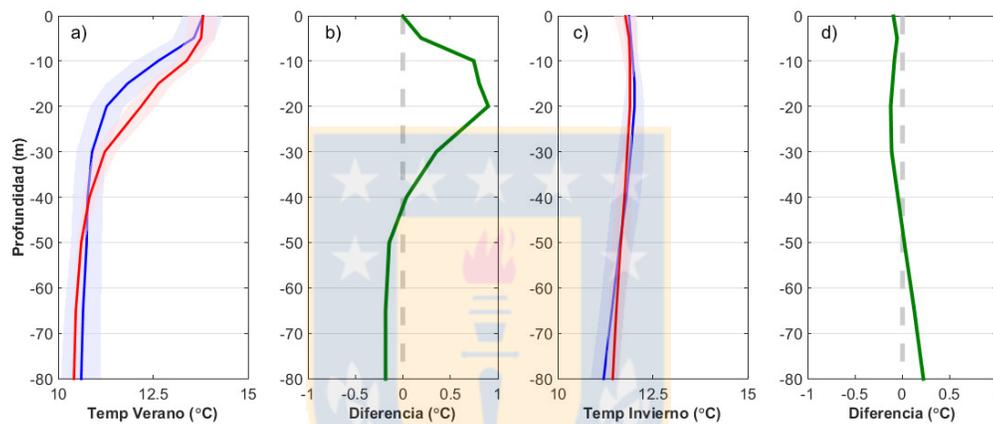


Figura 16 - Perfiles promedio de la temperatura de a) verano y c) invierno, el color rojo para ROMS1D y color azul para Est18. En verde, la diferencia entre perfiles (ROMS1D–Est18) para b) verano y d) invierno. (Fuente: Elaboración propia).

4.3.2. Salinidad

En la Figura 17 se puede observar que la salinidad simulada (Figura 17a) captura el comportamiento estacional que presentó la salinidad observada (Figura 17b), con un porcentaje de aceptación y con una distribución de frecuencia que comprende el 90.83% de valores dentro del rango ± 0.5 psu (Figura 17d), además presentó un valor RMSE de 0.27 psu (Tabla A2.4) y desde julio hasta febrero no existen diferencias significativas sometidas a la prueba t de dos grupos, pero sí se presentan para los meses de marzo a junio (Tabla A2.5).

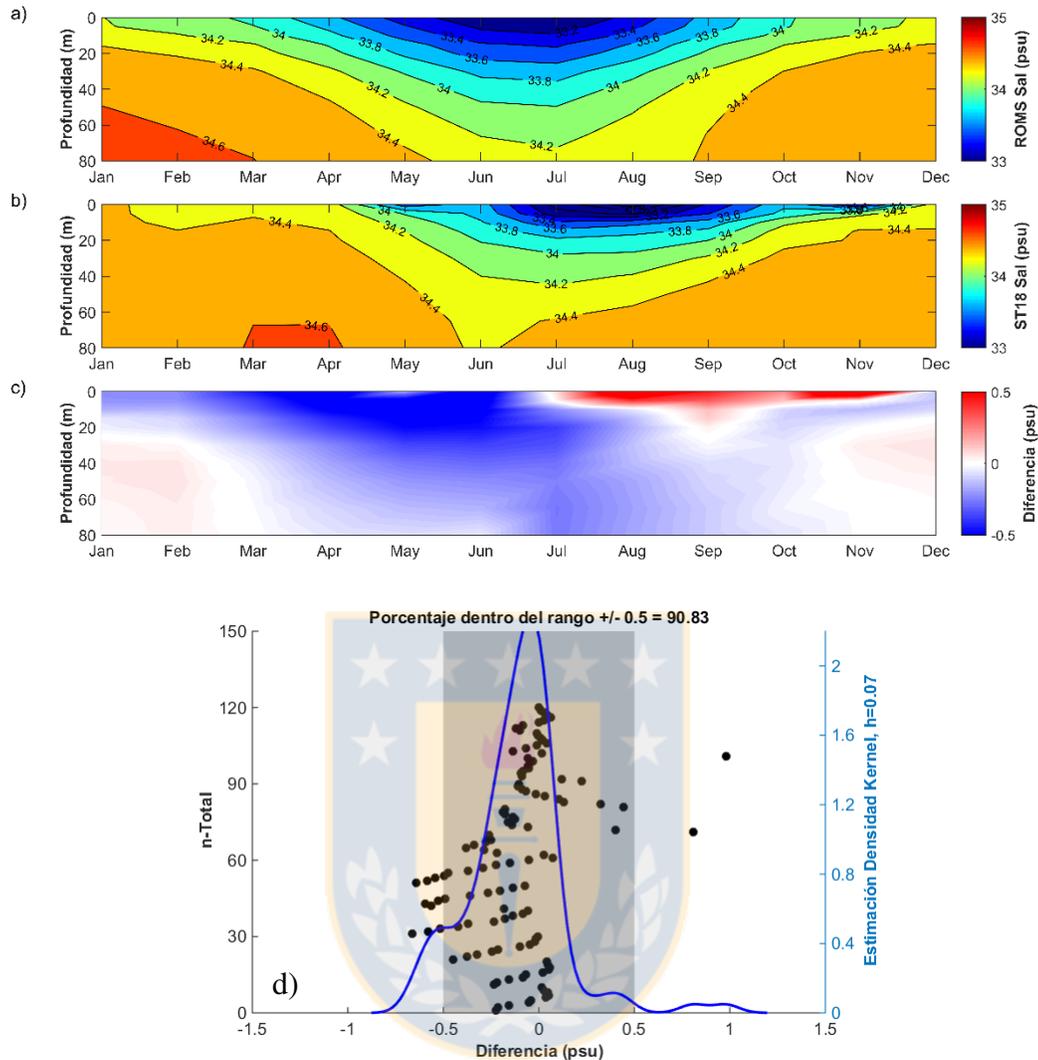


Figura 17 - Climatología de la salinidad simulada (a), observada (b) y la diferencia entre ambas (simulada–observada) (c); (d) distribución de frecuencia de las diferencias, donde la línea azul indica la estimación de densidad de Kernel, los puntos negros indican las diferencias y el sombreado gris corresponde al rango de aceptación dado. (Fuente: Elaboración propia).

En la Figura 17c se observa que la sobrestimación se intensifica principalmente en la capa superficial desde julio a noviembre y la subestimación se observa con una menor diferencia en la capa superficial e intermedia durante los meses de marzo a junio. En los perfiles de la estación de verano (Figura 18a y Figura 18b) se observó un RMSE de 0.07 psu y una correlación significativa del 0.89 ($p < 0.05$) (Tabla A2.4). Los perfiles de la estación de invierno presentaron una subestimación de -0.18 psu en la capa superficial y de -0.19 en la

capa profunda (Figura 18c y Figura 18d); se obtuvo un RMSE de 0.23 psu y una correlación de 0.9 ($p < 0.05$) (Tabla A2.5).

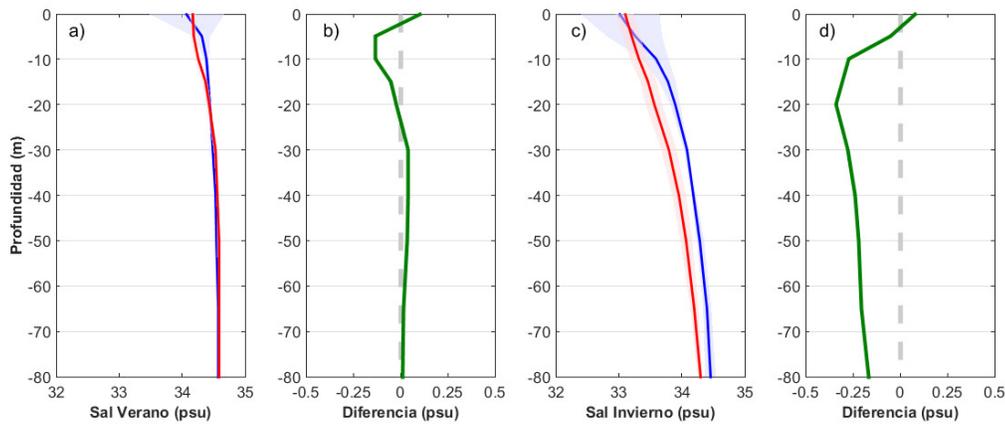


Figura 18 - Perfiles promedio de la salinidad de a) verano y c) invierno, el color rojo para ROMS1D y color azul para Est18. En verde, la diferencia entre perfiles (ROMS1D–Est18) para b) verano y d) invierno. (Fuente: Elaboración propia).

4.3.3. Oxígeno

La Figura 19 muestra que la climatología del oxígeno simulado (Figura 19a) logra capturar parcialmente el comportamiento que se presenta en el oxígeno observado (Figura 19b); presentando un porcentaje de aceptación, con una distribución de frecuencia que comprende el 87.50% de valores dentro del rango $\pm 1 \text{ mL L}^{-1}$ (Figura 19d), un valor RMSE de 0.68 mL L^{-1} (Tabla A2.4) y no se presentan diferencias significativas sometidas a la prueba t de dos grupos (Tabla A2.5).

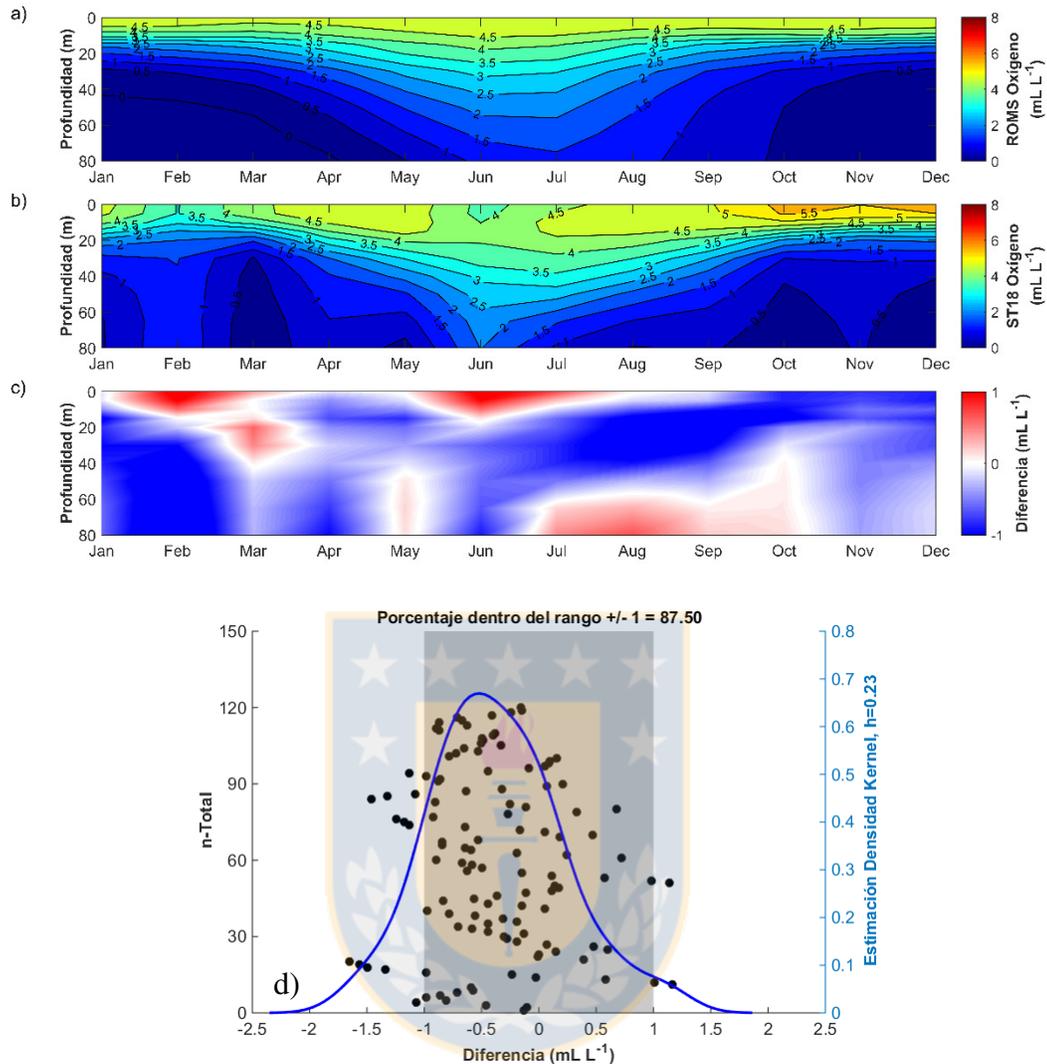


Figura 19 - Climatología del oxígeno disuelto simulado (a), observado (b) y la diferencia entre ambas (simulado–observado) (c); (d) distribución de frecuencia de las diferencias, donde la línea azul indica la estimación de densidad de Kernel, los puntos negros indican las diferencias y el sombreado gris corresponde al rango de aceptación dado. (Fuente: Elaboración propia).

En la Figura 19c se observa que la sobrestimación del modelo se intensifica principalmente sobre los 10 m, durante febrero y junio. Por el contrario, la subestimación se observa con una mayor frecuencia en la capa subsuperficial (~35 m) principalmente entre los meses entre julio y octubre, como también en la capa profunda durante el mes de febrero. Los perfiles de la estación de verano (Figura 20a y Figura 20b) entregaron un RMSE de

0.59 mL L⁻¹ y una correlación significativa del 1 ($p < 0.05$) (Tabla A2.4), además se corroboró que la principal subestimación se encuentra en la capa profunda con una diferencia de -0.70 mL L⁻¹. La estación de invierno presentó una subestimación principalmente en la capa intermedia, con una diferencia de -0.69 mL L⁻¹ (Figura 20c y Figura 20d), un RMSE de 0.53 mL L⁻¹ y una correlación de 0.93 ($p < 0.05$) (Tabla A2.4).

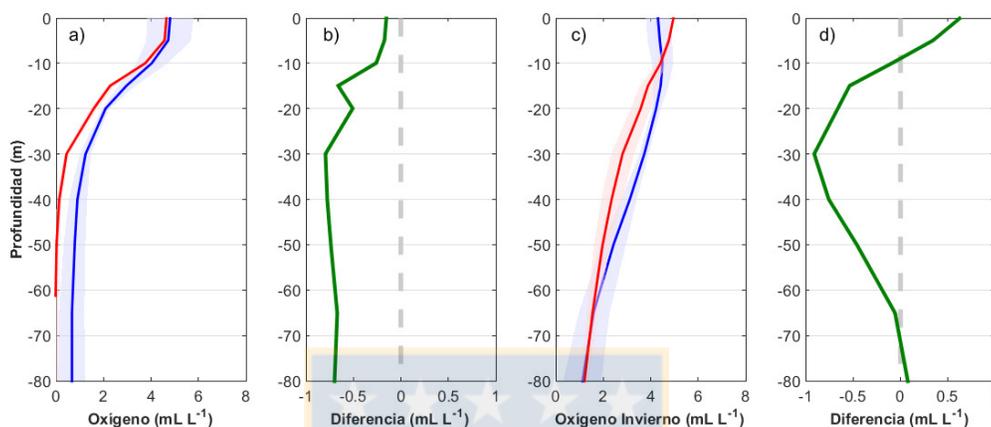


Figura 20 - Perfiles promedio del oxígeno disuelto de a) verano y c) invierno, el color rojo para ROMS1D y color azul para EST18. En verde, la diferencia entre perfiles (ROMS1D–EST18) para b) verano y d) invierno. (Fuente: Elaboración propia).

4.3.4. Nitrato

La Figura 21 muestra que el nitrato simulado (Figura 21a) capta parcialmente el comportamiento que se presenta en el nitrato observado (Figura 21b); presentando un porcentaje de aceptación, con una distribución de frecuencia que comprende el 86.67% de valores dentro del rango $\pm 5 \mu\text{mol L}^{-1}$ (Figura 21d), un valor RMSE de $2.99 \mu\text{mol L}^{-1}$ (Tabla A2.8) y no se presentan diferencias significativas sometidas a la prueba t de dos grupos, salvo para el mes de junio (Tabla A2.5).

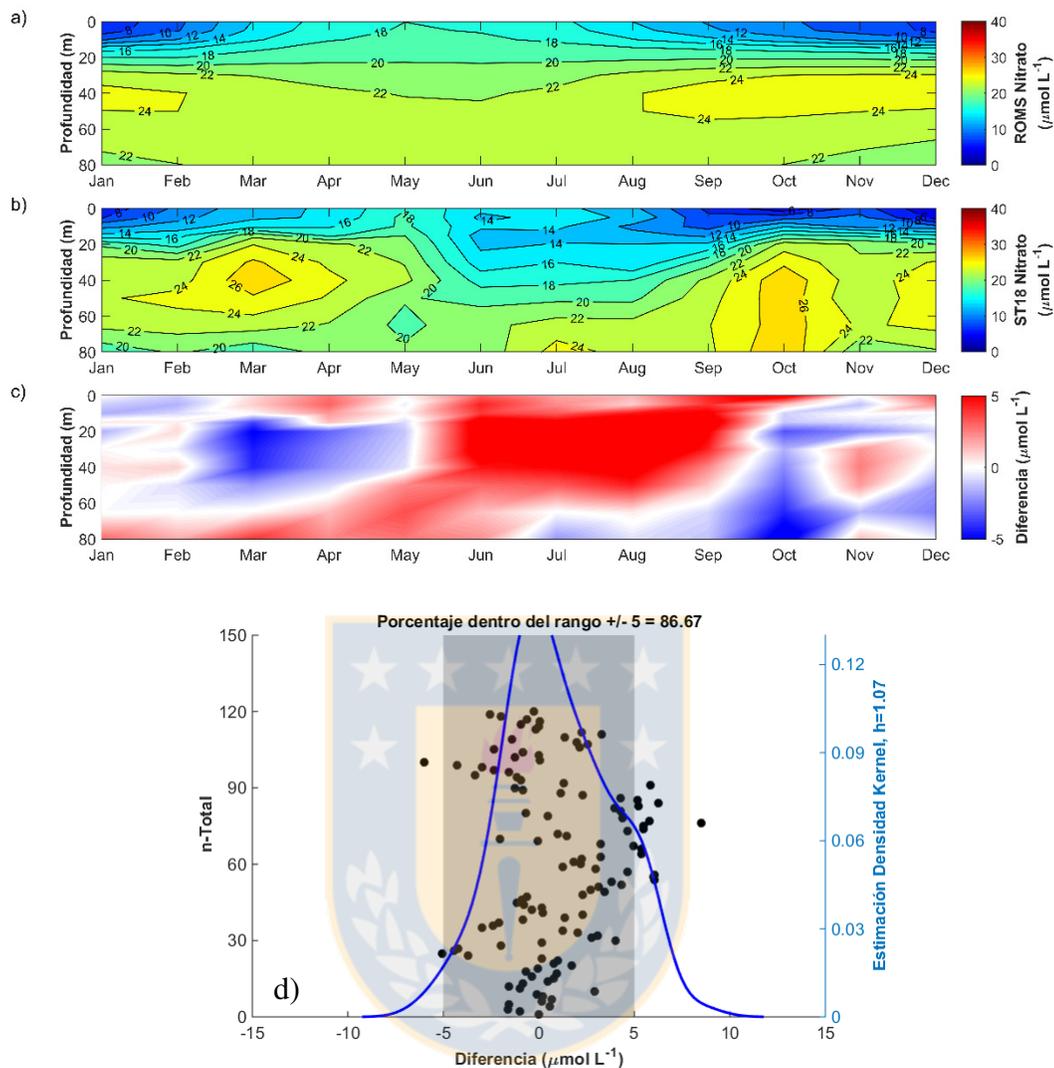


Figura 21 - Climatología del nitrato simulado (a), observado (b) y la diferencia entre ambas (simulado–observado) (c); (d) distribución de frecuencia de las diferencias, donde la línea azul indica la estimación de densidad de Kernel, los puntos negros indican las diferencias y el sombreado gris corresponde al rango de aceptación dado. (Fuente: Elaboración propia).

En la Figura 21c se observa una sobrestimación del modelo principalmente en la capa intermedia, entre los meses de junio y septiembre. La subestimación se observa en marzo y octubre, justamente sobre los máximos subsuperficiales de la Est18. Los perfiles de la estación de verano (Figura 22a y Figura 22b) entregaron un RMSE de $0.78 \mu\text{mol L}^{-1}$ y una correlación significativa de 0.99 ($p < 0.05$) (Tabla A2.4). La estación de invierno presentó una sobrestimación en gran parte del perfil (entre 10 y 60 m), con la mayor diferencia a 30 m de

6.65 $\mu\text{mol L}^{-1}$ (Figura 22c y Figura 22d), un RMSE de 4.16 $\mu\text{mol L}^{-1}$ y aparece una diferencia estadística respecto al test t de dos muestras (Tabla A2.4).

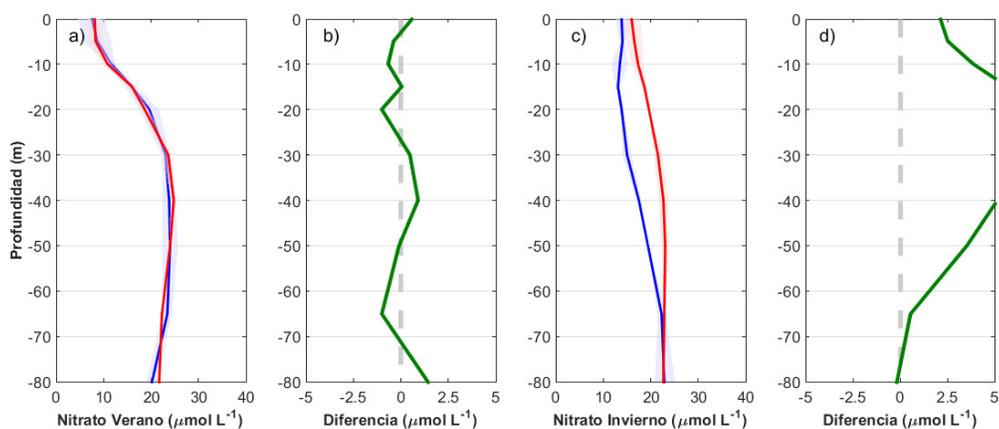


Figura 22 - Perfiles promedio del nitrato de a) verano y c) invierno, el color rojo para ROMS1D y color azul para EST18. En verde, la diferencia entre perfiles (ROMS1D–EST18) para b) verano y d) invierno. (Fuente: Elaboración propia).

4.3.5. Clorofila-a

La clorofila-a simulada (Figura 23a) logra captar levemente la estacionalidad de la clorofila-a observada (Figura 23b), no alcanza la profundidad real y tampoco desaparece completamente en invierno, tal como ocurre en las observaciones de la Est18. Esta variable presentó un porcentaje de aceptación de 85% respecto al rango de $\pm 2 \mu\text{g L}^{-1}$, un RMSE de 1.84 $\mu\text{g L}^{-1}$ (Figura 23d) y una diferencia significativa durante marzo (Tabla A2.5).

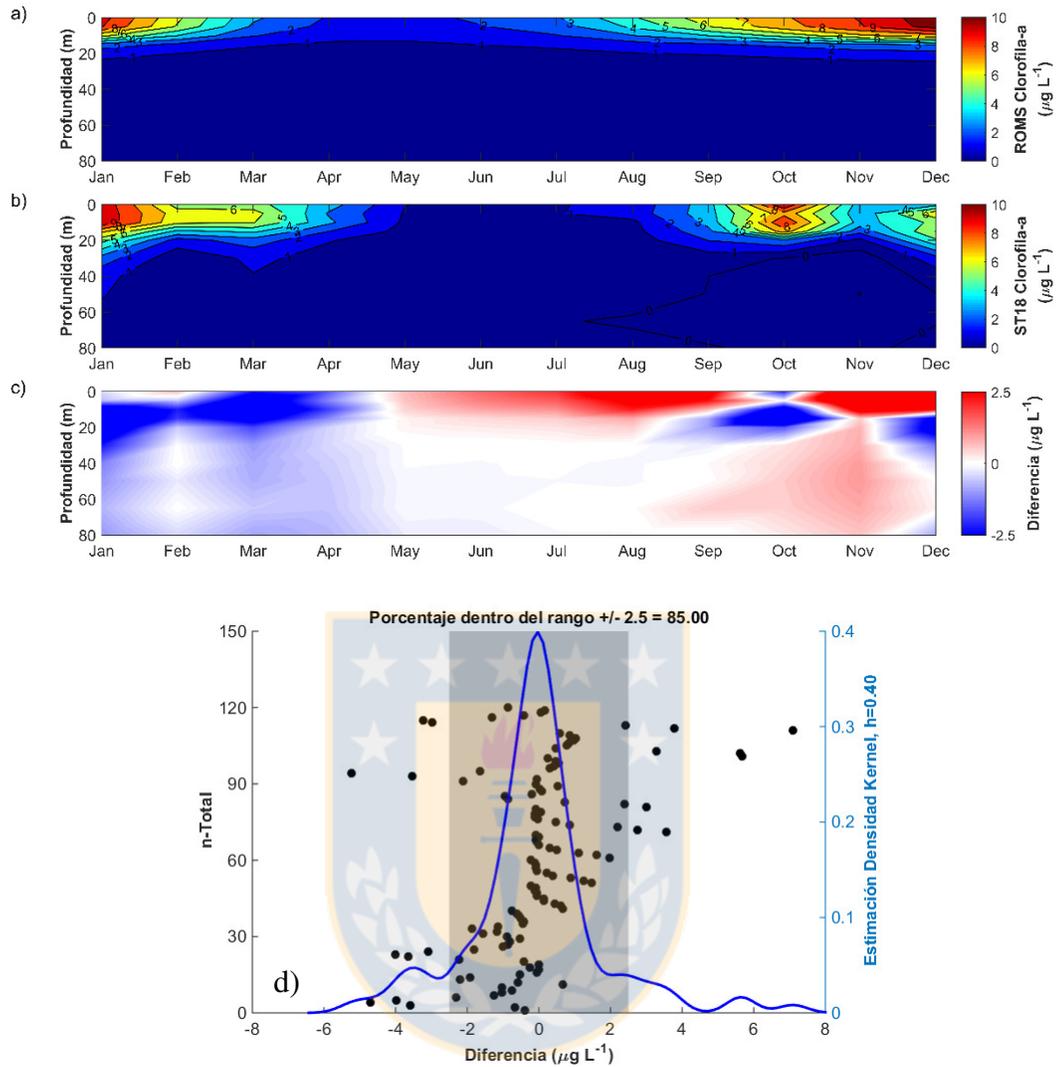


Figura 23 - Climatología de la clorofila-a simulada (a), observada (b) y la diferencia entre ambas (simulada–observada) (c); (d) distribución de frecuencia de las diferencias, donde la línea azul indica la estimación de densidad de Kernel, los puntos negros indican las diferencias y el sombreado gris corresponde al rango de aceptación dado. (Fuente: Elaboración propia).

Los perfiles de primavera-verano (Figura 24a y Figura 24b) presentan una sobrestimación sobre los 10 m de $2.64 \mu\text{g L}^{-1}$ y una subestimación en la capa de $-0.98 \mu\text{g L}^{-1}$, en general presentó un RMSE de $1.54 \mu\text{g L}^{-1}$ y una correlación de 0.91 ($p < 0.05$) (Tabla A2.4). Los perfiles de invierno (Figura 24c y Figura 24d) presentaron una sobreestimación de $1.31 \mu\text{g L}^{-1}$, entre la capa de 0 m a 20 m; un RMSE de $1.07 \mu\text{g L}^{-1}$ y una correlación significativa de 0.97 ($p < 0.05$) (Tabla A2.4).

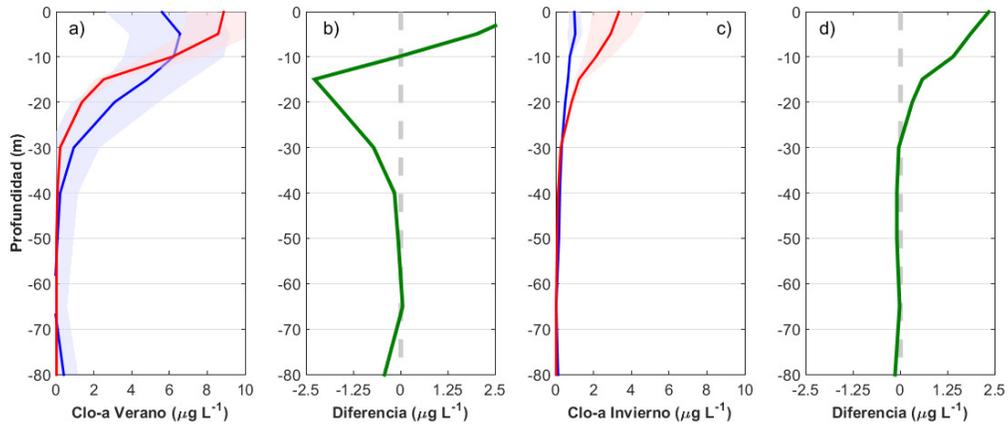


Figura 24 – Perfiles promedio de la clorofila-a de: a) verano y c) invierno, el color rojo para ROMS1D y color azul para EST18. En verde, la diferencia entre perfiles (ROMS1D–EST18) para: b) verano y d) invierno. (Fuente: Elaboración propia).

4.4. Capa de mezcla ROMS1D

El modelo reproduce bastante bien la profundidad de la capa de mezcla de la Est18, entregando una alta correlación positiva para ambos criterios (Figura 25). Para la PCM_T se obtuvo una correlación de Spearman de 0.89 ($p < 0.05$) y para la PCM_D , una correlación de Spearman de 0.86 ($p < 0.05$).



Figura 25 – Comparación entre la PCM_T y la PCM_D entre los resultados del modelo ROMS1D y los resultados de las observaciones en la Est18 (Fuente: Elaboración propia).

4.5. Experimentos de sensibilidad

Para poder evaluar la contribución de cada forzante atmosférico en la profundización o somerización de la capa de mezcla, se realizaron experimentos de sensibilidad con el modelo ROMS1D configurado en este trabajo (desde ahora: simulación control). Los distintos experimentos entregaron como resultados una variación de la capa de mezcla que se puede apreciar en la Tabla 4, donde se observan las profundidades de la capa de mezcla (*pcm*) y las diferencias (*diff*), entre la PCM forzada respecto a la PCM control.

Si se presenta un valor positivo de *diff* (Tabla 4) quiere decir que la PCM ascendió tal valor respecto a la profundidad control, y por el contrario, si se presenta un valor negativo indica lo contrario, la PCM se profundizó tal valor respecto a la profundidad control. Además, el resumen con la variación de la PCM respecto al promedio entre 5% y 10%, y la comparación mediante el RMSE, se puede encontrar en la Tabla 5.

4.5.1. Variación en el viento

En primer lugar, se trabajó sólo con la sensibilidad al aumento del viento meridional (VWND) y el estrés del viento meridional (SVSTR). Cuando se aumentó el viento en un 5%, la PCM se somerizó en primavera-verano y se profundizó en invierno, con valores de 1.3 m y -3.9 m (para PCM_T) y 0.4 m y -2.7m (para PCM_D), respectivamente. Pero cuando se sobrepasó un umbral con un aumento del 15%, entonces la capa de mezcla se profundizó para todo el ciclo anual (Tabla 4 y Tabla A2.6). La comparación entre la PCM control y la PCM forzada por el aumento del 5% y 10% en el viento meridional (Tabla 5), entregó un valor de RMSE de 2.82 m (PCM_T) y 1.70 m (PCM_D) para todo el ciclo anual, pero cuando se separó por estaciones, entregó un RMSE de 1.61 m (PCM_T) y 0.51 m (PCM_D) para primavera-verano y un RMSE de 4.55 m (PCM_T) y 2.73 m (PCM_D) para invierno.

4.5.2. Variación en el calor

En general el comportamiento de la PCM respecto al aumento de la radiación de onda larga (RADLW) y temperatura del aire (TAIR), entregó una somerización durante todo el ciclo anual, principalmente en la temporada de invierno (Tabla 4 y Tabla A2.6). La comparación del ciclo anual entre la PCM del modelo control y la PCM forzada por el aumento en el calor, entregó un valor de RMSE de 5.68 m (PCM_T) y 2.69 m (PCM_D).

Respecto a la comparación por estaciones, resultó un RMSE de 2.28 m (PCM_T) y 1.48 m (PCM_D), para primavera-verano y un RMSE de 9.12 m (PCM_T) y 4.03 m (PCM_D), para invierno (Tabla 5).

4.5.3. Variación en los flujos de agua dulce

El agua dulce no afecta mayormente el comportamiento de la PCM en verano, por el contrario, sí lo afecta en invierno (Tabla 4 y Tabla A2.6). A medida se aplica una disminución en la precipitación (PRATE), la PCM se someriza casi linealmente en invierno. La comparación entre el ciclo anual de la PCM del modelo control y la PCM forzada por la disminución en los flujos de agua dulce, entregó un valor de RMSE de 3.53 m (PCM_T) y 1.80 m (PCM_D). En relación a la comparación por estaciones, resultó un RMSE de 0.84 m (PCM_T) y 0.51 m (PCM_D), para primavera-verano y un RMSE de 5.81 m (PCM_T) y 3.02 m (PCM_D), para invierno (Tabla 5).

Tabla 4 – Resumen de la Tabla A2.6 (Anexos). Se entrega la PCM_T y PCM_D (pcm), correspondiente al promedio de verano e invierno de acuerdo a cada experimento y las diferencias (diff) estimadas entre la PCM de la simulación control menos la PCM forzada (Fuente: Elaboración propia).

		> Viento				> Calor				< Agua dulce			
		PCM _T		PCM _D		PCM _T		PCM _D		PCM _T		PCM _D	
		Ver	Inv	Ver	Inv	Ver	Inv	Ver	Inv	Ver	Inv	Ver	Inv
5%	pcm	9.2	44.9	7.1	18.7	8.8	33.9	6.1	12.5	9.9	37.3	7.2	13.4
	diff	1.3	-3.9	0.4	-2.7	1.8	7.1	1.5	3.5	0.6	3.7	0.3	2.6
10%	pcm	8.7	47.3	8.4	19.3	7.8	29.8	6.1	11.4	9.5	32.5	7.2	12.7
	diff	1.8	-6.3	-0.9	-3.3	2.8	11.2	1.5	4.6	1.0	8.5	0.3	3.3
15%	pcm	12.7	50.8	8.8	19.6	8.7	23.6	6.7	8.9	9.3	30.2	7.2	11.9
	diff	-2.2	-9.8	-1.3	-3.6	1.8	17.4	0.8	7.1	1.3	10.8	0.3	4.1
20%	pcm	14.0	52.0	9.8	20.6	10.4	20.3	8.3	9.6	9.3	27.5	7.2	10.6
	diff	-3.5	-11.0	-2.3	-4.6	0.2	20.7	-0.8	6.4	1.3	13.5	0.3	5.4
25%	pcm	15.1	52.6	10.9	21.6	12.7	19.7	9.3	10.9	9.3	21.2	7.2	9.6
	diff	-4.6	-11.6	-3.4	-5.6	-2.2	21.3	-1.8	5.1	1.3	19.8	0.3	6.4
30%	pcm	17.6	55.2	12.2	22.5	13.5	21.1	10.8	11.1	9.3	15.8	7.2	8.1
	diff	-7.1	-14.2	-4.7	-6.5	-3.0	19.9	-3.3	4.9	1.3	25.2	0.3	7.9

* pcm = Profundidad de la capa de mezcla como resultado de los experimentos de sensibilidad.

* diff = Diferencia entre la simulación control y la PCM como resultado de los experimentos de sensibilidad.

Tabla 5 – Profundidad de la capa de mezcla para los diferentes experimentos de sensibilidad y su comparación (RMSE) con la simulación control. (Fuente: Elaboración propia).

	Control ROMSID		> Viento Variación en: SVSTR-VWND				> Calor Variación en: RADLW-TAIR				< Agua dulce Variación en: PRATE			
	PCM _T	PCM _D	PCM _T	T _{std}	PCM _D	D _{std}	PCM _T	T _{std}	PCM _D	D _{std}	PCM _T	T _{std}	PCM _D	D _{std}
Enero	10	7	7.9	0.3	7.0	0.7	7.7	0.5	5.8	0.0	9.3	0.4	6.9	0.1
Febrero	11	7	10.0	0.7	7.2	0.5	8.5	0.8	5.9	0.0	10.0	0.0	6.9	0.0
Marzo	16	9	16.0	0.0	9.3	0.4	12.8	1.7	7.8	1.4	15.0	0.0	8.9	0.0
Abril	21	15	22.0	0.0	16.6	0.1	17.3	1.1	11.9	3.5	18.1	1.6	13.9	0.8
Mayo	37	18	42.5	1.6	19.6	0.1	28.5	2.1	14.1	1.3	31.7	3.0	15.4	0.7
Junio	43.8	17	49.7	2.0	19.9	0.4	34.1	2.9	12.5	0.8	37.2	3.7	13.1	0.1
Julio	42.2	16	46.2	1.5	19.6	0.8	33.0	3.5	11.9	0.9	35.8	3.5	12.5	0.7
Agosto	33	15	34.5	0.7	17.5	0.0	24.0	2.8	11.5	0.7	28.3	2.5	13.5	0.7
Septiembre	17	9	17.0	0.0	10.0	0.7	14.5	0.7	7.6	0.7	15.5	0.7	9.0	0.0
Octubre	12	8	13.0	0.0	8.5	0.7	10.5	0.8	8.0	0.0	12.0	0.0	8.0	0.0
Noviembre	11	8	9.4	0.1	9.0	1.6	9.4	0.9	6.4	0.0	10.5	0.7	8.0	0.0
Diciembre	10	8	8.5	0.4	7.9	0.7	7.6	0.6	6.1	0.0	9.0	0.0	7.0	0.0
RMSE total			2.82		1.70		5.68		2.69		3.53		1.80	
RMSE primavera-verano			1.61		0.51		2.28		1.48		0.84		0.51	
RMSE invierno			4.55		2.73		9.12		4.03		5.81		3.02	

PCM_T= Profundidad de la capa de mezcla con criterio de temperatura (0,5 °C)

PCM_D= Profundidad de la capa de mezcla con criterio de densidad (0,15 kg m⁻³)

T_{std} y D_{std}= desviación estandar respectiva



5. DISCUSIONES

El planeta Tierra presenta gran variabilidad climática a diferentes escalas de tiempo, parte de esta variabilidad puede deberse a procesos internos o externos del sistema climático, conocidos como forzantes naturales, o procesos influenciados por la actividad humana, también llamados forzantes antropogénicos (Myhre, 2013). El componente antropogénico ha contribuido mayormente durante las últimas décadas; e.g., se sabe que el promedio global de la temperatura atmosférica ha aumentado $0.24 \text{ }^\circ\text{C dec}^{-1}$, según los datos de UAH [<http://www.nsstc.uah.edu/climate/>], lo que se ha relacionado con un aumento en la concentración de gases de efecto invernadero de origen antropogénico, además de otros forzantes como la emisión de aerosoles y cambios de uso de suelo (IPCC, 2014). Sumado a lo anterior, en el quinto reporte del IPCC (AR5), se ha concluido que los cambios en el sistema climático, han sido causados en mayor medida por el forzante humano, y principalmente debido al incremento en las concentraciones de gases de efecto invernadero en la atmósfera. Es más, en la última sesión (número 44 del IPCC realizada en Tailandia en octubre de 2016) se comenzaron a discutir los lineamientos del próximo informe especial que se centrará en el calentamiento atmosférico global de $1.5 \text{ }^\circ\text{C}$ por encima de los valores pre-industriales.

El efecto del forzamiento antropogénico en el clima global es heterogéneo, afectando de distinta manera a las regiones del planeta. Este es el caso de Sudamérica, donde los impactos han sido variados y se han presentado en gran parte del territorio con diferentes consecuencias. Por ejemplo, durante la última década se ha observado un importante aumento en las precipitaciones en el nordeste de Brasil, Paraguay y Uruguay, con consecuencias positivas en el ámbito económico y agrícola (IPCC, 2013, Pérez et al., 2011, Rao et al., 2016). Pero el escenario es distinto para Chile, donde la precipitación se ha reducido drásticamente con un persistente déficit pluviométrico que ha prevalecido en el norte y centro de Chile, lo que ha llevado a una escasez hídrica y a un aumento en la extensión y ocurrencia de los incendios forestales (Boisier et al., 2016). Cabe destacar que hasta ahora no es posible evaluar de manera confiable qué fracción de estos cambios se deberían a la variabilidad natural del sistema climático y qué fracción a efectos antropogénicos.

5.1. Variación temporal de parámetros atmosféricos asociados a Chile central

El análisis de la tendencia del viento en la zona costera frente a Chile central indica que se ha presentado un aumento significativo en su magnitud, con una tendencia positiva de $0.11 \text{ m s}^{-1} \text{ dec}^{-1}$ durante los últimos 60 años, y con una mayor intensidad durante el período de estudio (i.e., posterior al 2000), presentando una tendencia de $0.54 \text{ m s}^{-1} \text{ dec}^{-1}$ (Figura 4a). Sumado a esto, si sólo se considera la componente meridional del viento, la cual está asociada a generación de eventos de surgencia y hundimiento en sistemas de borde oriental (SBO), también se presenta una tendencia positiva de $0.33 \text{ m s}^{-1} \text{ dec}^{-1}$ (Figura 4b). Este aumento en los vientos no sólo se ha observado en la zona de estudio, sino que, en gran parte del territorio nacional, específicamente entre los 25° a 40° de latitud sur (Figura 5). Por el contrario, en la zona del Perú hasta el extremo norte de Chile, la componente meridional del viento ha disminuido su magnitud con tendencias negativas que se pueden observar en la Figura 5. Estos resultados concuerdan con otros estudios donde se ha probado una posible intensificación de los vientos asociados a los sistemas de surgencia de borde oriental (SSBO), debido principalmente a la variabilidad en los centros de alta presión asociados (Wills et al., 2004; Schneider et al., 2007; Roemmich et al., 2007; Falvey & Garreaud, 2009; Ancapichún & Garcés-Vargas, 2015; entre otros). En estos trabajos se ha estudiado el comportamiento del ASPS en un escenario de cambio climático.

Las tendencias del aumento del viento también se observan en otros EBUS. Por ejemplo, Sydeman et al. (2014) muestran una intensificación de los vientos principalmente hacia las altas latitudes, tal como en los sistemas de surgencia de California y Benguela, pero una disminución en latitudes bajas, como en el sistema de surgencia de Canarias e Iberia. Los mismos autores mencionan que la intensificación del viento en los sistemas de California, Benguela y Humboldt podría beneficiar a las comunidades marinas debido al incremento en el input de nutrientes por medio la surgencia costera.

Para comprender las posibles causas de la variabilidad climática en el PSO, han surgido una serie de hipótesis, donde algunas se han centrado en una variabilidad interdecadal asociada a fenómenos de baja frecuencia, como es la influencia de la ODP. En efecto, durante las últimas décadas, el índice de la ODP (Tokio Climate Center, <http://ds.data.jma.go.jp/>), se encuentra como promedio en una fase fría (i.e., desde el año 1998 aproximadamente), por consecuencia, el ASPS estaría en un proceso de intensificación. Ancapichún & Garcés-Vargas

(2015) evaluaron la influencia de algunos índices climáticos de baja frecuencia en la variabilidad decadal del ASPS, donde se concluyó que la fase fría de la ODP, es la principal causa del reforzamiento del esfuerzo del viento en el ASPS, que representó una varianza del 49%, lo que indica una estrecha relación entre estos dos fenómenos de gran escala; esto en comparación con otros índices climáticos como el Modo Anular del Sur (SAM) que representó una varianza del 40%. Además, Shakun & Shaman (2009) y Deser et al. (2010) han mostrado que la ODP tiene influencia tanto en el hemisferio norte como en el hemisferio sur, por lo tanto, es una oscilación que abarca toda la cuenca del Pacífico. Nuestros resultados indican que, durante el período de estudio (i.e., 2000-2016), se ha generado un reforzamiento del viento aún más pronunciado respecto a las tendencias de largo período (Tabla 1), lo que indicaría que la ODP podría estar contribuyendo significativamente en este proceso de intensificación, pero no sería la única causa de esta variabilidad, ya que la variación positiva en la tendencia del viento, se presenta desde el inicio del registro (i.e., desde el año 1957) (Figura 4a).

Otra de las posibles causas de esta intensificación tendría relación con lo descrito por Bakun (1990), quién plantea que esta variabilidad de baja frecuencia se podría deber al aumento en el gradiente de temperatura entre el océano y la zona continental, como respuesta al aumento en las concentraciones de gases de efecto invernadero de origen antropogénico. Nuestros resultados concuerdan con lo anterior, ya que estarían indicando la existencia de una diferencia cada vez mayor entre las tendencias de la temperatura en la zona costera y la temperatura atmosférica sobre el territorio continental. En la zona costera (i.e., sobre la Est18), la temperatura del aire presentó una tendencia negativa de $-0.36 \text{ }^{\circ}\text{C dec}^{-1}$ (Figura 2a), por el contrario, sobre el territorio continental, la temperatura del aire mostró un aumento de $0.13 \text{ }^{\circ}\text{C dec}^{-1}$ en la estación interior costera de Carriel Sur (Figura 7a), un aumento de $0.24 \text{ }^{\circ}\text{C dec}^{-1}$ en la estación asociada al valle central de Chillán (Figura 7b) y un aumento de $0.67 \text{ }^{\circ}\text{C dec}^{-1}$ en la estación cordillerana de La Puntilla (Figura 7c). Resultados que concuerdan con lo descrito por Falvey & Garreaud (2009), donde se trabajó con series de tiempo oceánicas/costeras y continentales (i.e., valle central y Los Andes), sumado a simulaciones con los modelos GCM-CMIP3; Los autores indican que la temperatura atmosférica asociadas a las estaciones oceánicas y costeras presentaron una tendencia negativa de $-0.18 \text{ }^{\circ}\text{C dec}^{-1}$

y $-0.12\text{ }^{\circ}\text{C dec}^{-1}$, respectivamente, y por el contrario, las estaciones ubicadas sobre el territorio continental, presentaron tendencias positivas por sobre los $0.25\text{ }^{\circ}\text{C dec}^{-1}$.

En la misma línea y a partir de simulaciones regionales del modelo ENVI-met v4, Tumini & Rubio-Bellido (2016) forzaron escenarios futuros (IPCC, AR5) proyectados para la ciudad de Concepción, sus resultados indican que para el 2020 la temperatura del aire podría aumentar en $0.7\text{ }^{\circ}\text{C}$ y la radiación solar en 2 W m^2 , respecto a su promedio actual. Situación que concuerda con lo encontrado respecto a la radiación de onda corta, la cual ha aumentado en la zona de estudio con una tendencia de $0.26\text{ W m}^{-2}\text{ dec}^{-1}$ durante los últimos 26 años, siendo más significativo el aumento en la radiación de onda larga descendente de la atmósfera (RADLW), con una tendencia positiva de $0.88\text{ W m}^2\text{ dec}^{-1}$ para la zona de estudio, y mayor aún si se considera desde el 2000 a la fecha, presentando una tendencia de $5.79\text{ W m}^2\text{ dec}^{-1}$. Cabe destacar que la RADLW corresponde a la radiación que es reflejada o re-emitida desde la atmósfera al océano, su presencia e intensidad depende de factores como la cobertura de nubes, contenido de vapor de agua y concentración de gases y/o partículas en suspensión (e.g., polvo o aerosoles) que se encuentre en la atmósfera (Stewart, 2008). Si suponemos una menor cobertura de nubes por el aumento en la intensidad del viento, además de una disminución en la evaporación con una tendencia de $-62.77\text{ mm mes}^{-1}\text{ dec}^{-1}$ (Figura 8c), entonces, una posible explicación para el aumento de la RADLW podría tener relación a la presencia de una mayor concentración de gases de efecto invernadero, polvo y/o aerosoles en la atmósfera.

Respecto a la precipitación, los resultados encontrados concuerdan con este déficit nacional, ya que muestran que durante los últimos 36 años se ha presentado una disminución de las precipitaciones en las dos estaciones revisadas, con una tendencia de $-7.48\text{ mm mes}^{-1}\text{ dec}^{-1}$ para la estación de Carriel Sur y $-6.60\text{ mm mes}^{-1}\text{ dec}^{-1}$ para la estación Dichato (Figura 8), tendencias que aumentan considerablemente si consideramos solamente el período de estudio (Tabla 2). Dicho fenómeno se enmarca en la denominada “mega-sequía”, que afecta a Chile desde la región de Coquimbo hasta la Araucanía, la cual se ha mantenido aproximadamente desde el 2010 a la fecha (Garreaud et al., 2015) [mayor información en <http://www.cr2.cl/megasequia/>]. Según Boisier et al. (2016), el cambio climático forzado antropogénicamente ha sido el responsable de por lo menos un 25% del déficit hídrico nacional actual.

5.2. Variación temporal de parámetros oceanográficos físicos y biogeoquímicos asociados a Chile central.

Si bien hoy en día la hipótesis de Bakun (1990) no es muy aceptada por la comunidad científica, esta explica que un aumento en el gradiente de temperatura océano-continente provocaría un aumento en la intensidad de los vientos a lo largo de la costa y con ello un aumento en la surgencia costera. Los resultados encontrados muestran que el transporte de Ekman presentó una tendencia positiva de $0.04 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1} \text{ dec}^{-1}$ (Figura 10). Lo que concuerda con lo reportado por Ancapichún & Garcés-Vargas (2015), quienes mencionan que el transporte de Ekman ha estado aumentando hacia el sur de los 33° S , con una tendencia de $0.006 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ entre el 2000 y 2012, siendo más marcado entre los 37° S y 38° S , con una tendencia de $0.15 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$. Además, Belmadani et al. (2014), basados en un modelo (LMDz-GCM) forzado por diferentes escenarios de concentración de CO_2 y temperatura superficial del mar, mostraron un posible incremento en la surgencia en Chile central y en los vientos favorables a la surgencia, como respuesta quasi-lineal al aumento en la concentración atmosférica de los gases de efecto invernadero.

Por otro lado, Wang et al. (2015) usaron los modelos numéricos CMIP5 para explorar cómo la surgencia costera podría cambiar bajo el forzamiento de escenarios dentro del siglo XXI (1950-2090). Los autores concluyeron que se estaría generando una intensificación de la surgencia costera principalmente en las altas latitudes y en todos los SSBO, excepto en el sistema de California, el cual no presentaría importantes variaciones. Por el contrario, los mismos autores indican que se podría estar presentando un debilitamiento de la surgencia en las latitudes bajas, tal como en el sistema de Canarias. También se concluyó, que podría existir una correlación positiva (0.96 ; $p < 0.05$) entre el aumento del transporte de Ekman en los SSBO y el aumento en el gradiente de temperatura entre la tierra y el océano, como consecuencia del calentamiento por gases de efecto invernadero de origen antropogénico (Figura 26). Rykaczewsk et al. (2015) también encontraron un incremento en los vientos favorables a la surgencia costera, pero estos no estarían directamente relacionados con el aumento del gradiente de temperatura, sino que se debería en mayor medida a la posición geográfica de los cuatro mayores sistemas atmosféricos de alta presión.

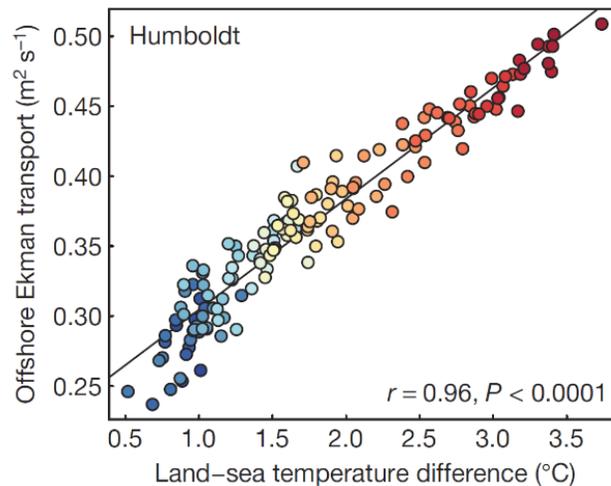


Figura 26 – Regresión lineal entre la intensidad de la surgencia costera en verano (transporte de Ekman costa afuera) y el gradiente de temperatura entre la tierra y el océano (1950–2009) (Fuente: modificado de Wang et al., 2015).

Siguiendo la dinámica del proceso de surgencia costera como consecuencia del aumento del viento meridional y del transporte de Ekman, se esperaría una disminución de la temperatura superficial del mar (TSM) y un aumento de la salinidad superficial. Situación que se observa en la Estación 18, ya que nuestros resultados indican una disminución en la TSM con una tendencia de $-0.32 \text{ } ^\circ\text{C dec}^{-1}$ para todo el período de estudio; si separamos por estación, se presenta una tendencia de $-0.13 \text{ } ^\circ\text{C dec}^{-1}$ en primavera-verano y $-0.68 \text{ } ^\circ\text{C dec}^{-1}$ en invierno (Tabla 3). Esta disminución de la temperatura superficial se observa también en la base de datos OAFflux, que presentó una tendencia negativa para la TSM de $-0.28 \text{ } ^\circ\text{C dec}^{-1}$ (Figura 9b), siendo consistente con el comportamiento de los flujos de calor superficial para el mismo período de estudio, donde se observó una tendencia negativa para el flujo de calor latente ($-5.47 \text{ W m}^{-2} \text{ dec}^{-1}$) (Figura 6c), representando una disminución en el calor necesario para la evaporación, y una tendencia positiva para el flujo de calor sensible ($0.68 \text{ W m}^{-2} \text{ dec}^{-1}$) (Figura 6d), representando una pérdida de calor por parte del océano superficial, ya sea durante verano e invierno. Por otra parte, la salinidad superficial estaría aumentando con un valor de $0.10 \text{ psu dec}^{-1}$ en primavera-verano y $0.34 \text{ psu dec}^{-1}$ en invierno (Tabla 3). Estos resultados concuerdan con lo reportado por Schneider et al. (2017) para la misma zona de estudio, donde presenta una disminución de la TSM en verano con una tendencia negativa de $-0.26 \text{ } ^\circ\text{C dec}^{-1}$ y $-0.64 \text{ } ^\circ\text{C dec}^{-1}$ en invierno, además de un incremento en la salinidad en

general, con una tendencia de 0.5 psu dec^{-1} . En el mismo contexto y para la misma zona de estudio, Ancapichún & Garcés-Vargas (2015) demostraron una disminución de la TSM de $-0.19 \text{ }^{\circ}\text{C dec}^{-1}$ entre el 2000 y 2012, como también en el trabajo de Medellín-Mora et al. (2016), donde se presenta una disminución de la TSM y un aumento de la salinidad. Cabe destacar que según Schneider et al. (2016), el enfriamiento superficial del mar no respondería solamente al ascenso de aguas más frías por la intensificación de la surgencia, sino que también al desplazamiento hacia el sur del ASPS, el cual podría contribuir a la intensificación de la advección de la Masa de Agua Subantártica (ASSA, por sus siglas en inglés) la cual se caracteriza por tener bajas temperaturas.

En relación a las variables biogeoquímicas, la concentración del oxígeno disuelto en la capa superficial estaría disminuyendo en verano, con una tendencia de $-0.17 \text{ mL L}^{-1} \text{ dec}^{-1}$, pero aumentando en invierno, con una tendencia de $0.69 \text{ mL L}^{-1} \text{ dec}^{-1}$ (Tabla 3). Lo anterior no se debe solamente a la influencia de los procesos biológicos, como la fotosíntesis o la respiración aeróbica, sino que también a la tendencia del viento meridional y sus consecuencias en la surgencia y hundimiento. Por una parte, la situación de verano puede ser explicada en parte por la tendencia al aumento en los procesos de surgencia costera, donde ascienden masas de agua subsuperficiales pobres en oxígeno, características de la Masa de Agua Ecuatorial Subsuperficial (ESSW, por sus siglas en inglés), que interactúan con la capa de mezcla; por otro lado, la situación de invierno puede ser explicada por el aumento en los procesos de hundimiento costero y ventilación que provoca un aumento en la concentración de oxígeno disuelto en la Est18, esto sumado a la presencia ASSA (Grob et al., 2003). Cabe destacar que en las capas subsuperficiales por sobre los 20 metros también se han encontrado tendencias significativas que indican una disminución en la concentración de oxígeno disuelto.

Otra particularidad de los episodios de surgencia, es la fertilización debido al ascenso de nutrientes desde capas profundas hacia las capas superficiales, situación que está ocurriendo en la Est18 como respuesta a las tendencias previamente descritas. El nitrato estaría aumentando en la capa superficial con una tendencia de $2.38 \text{ } \mu\text{mol L}^{-1} \text{ dec}^{-1}$ para primavera-verano, lo que podría tener un claro efecto positivo en el aumento de la productividad primaria, que responde principalmente a la disponibilidad de nutrientes en el ambiente (Gruber, 2011), situación que se puede corroborar mediante la clorofila-a, la cual ha presentado un aumento de $2.83 \text{ } \mu\text{g L}^{-1} \text{ dec}^{-1}$ durante la temporada de surgencia activa. La

fertilización en la zona fótica es la consecuencia más notable de los procesos de surgencia, ya que puede sostener un alto desarrollo fitoplanctónico, un aumento en la producción primaria, y con ello, una subsecuente respiración de la materia orgánica (Daneri et al., 2012; Farías et al., 2009).

Finalmente, otra de las consecuencias de las zonas de surgencia, es que estas se convierten en fuentes importantes de gases de efecto invernadero, debido al ascenso de aguas subsuperficiales con altas concentraciones de gases como óxido nitroso, el cual es generado principalmente por procesos biológicos, y que por medio de la mezcla y difusión vertical, tienden a fluir hacia la atmósfera, contribuyendo con las concentraciones actualmente elevadas. Tal es el caso de la Est18, donde se presentó una tendencia del óxido nitroso de $22.12 \text{ nmol L}^{-1} \text{ dec}^{-1}$ para la temporada de primavera-verano.

5.3. Variabilidad temporal de la Capa de Mezcla

La capa de mezcla mostró un patrón estacional bien definido (Figura 13), donde las menores profundidades se observaron durante la temporada de verano, debido a la congruencia entre los eventos de surgencia y fuerte estratificación superficial por radiación solar. Contrariamente, las mayores profundidades de la capa de mezcla se presentan durante la temporada de invierno, debido al hundimiento y a la mezcla generada por las fuertes ráfagas de viento norte y eventos de enfriamiento superficial, característicos de la temporada. Respecto a la tendencia, se observó una profundización mediante los dos criterios utilizados, con un valor de -3.91 m dec^{-1} (PCM_T) y de -2.43 m dec^{-1} (PCM_D), considerando todo el período de estudio. Durante verano la PCM no presentó mayor variación, excepto de una leve tendencia positiva en la PCM_T y una leve tendencia negativa para la PCM_D ; esta situación se revierte durante la temporada de invierno, donde se presentó una tendencia negativa para ambos criterios y con un valor mayor respecto a verano (Figura 14). Estos resultados concuerdan parcialmente con el trabajo de Medellín-Mora et al. (2016), donde se encontró un patrón estacional con las mayores profundidades de la PCM en otoño-invierno y más somera en primavera-verano, si bien los autores utilizaron otra metodología para el cálculo de PCM, captan una tendencia a la profundización durante el mismo período de estudio.

Esta profundización, en general, podría estar siendo forzada por el aumento en los vientos locales asociados a la intensificación del ASPS, aún más notable en los vientos

meridionales frente a Chile central (Figura 5). Una posible explicación de la somerización de la PCM_T en verano, podría estar relacionada al aumento de la surgencia costera durante las últimas décadas, la cual estaría levantando la pycnoclina debido al aumento de la advección vertical, y con ello, se estaría reduciendo el efecto neto del viento en la profundización de la capa de mezcla. A su vez, si sumamos una mayor estratificación superficial durante el período estival, producto del calentamiento por radiación solar, se estaría inhibiendo la homogenización que se esperaría por el mismo aumento del viento. La contribución de una PCM_T cada vez más somera en verano, es fundamental para explicar la disminución de la TSM, ya que como se ha mencionado anteriormente, durante la temporada estival se generan los mayores eventos de surgencia que traen aguas más frías hacia la superficie.

Por el contrario, durante la temporada de invierno, la pronunciada termoclina estacional provocada en la estación de verano, es mucho más débil, esto debido a la disminución de la radiación solar y sus efectos en los flujos de calor turbulentos, que se pueden corroborar mediante el flujo de calor neto, el cual presentó valores negativos durante la temporada de invierno, indicando una pérdida de calor en superficie (Figura 2), esto ha provocado un enfriamiento superficial del agua que ha desencadenado una pérdida en la boyantés, y que sumado a los episodios de hundimiento típicos de la estación, hacen que la capa de mezcla se profundice aún más. Además, esta tendencia de profundización se explicaría por el enfriamiento superficial del mar, el cual es mayormente significativo en invierno (Tabla 3), pero también por la tendencia negativa de la estratificación y la frecuencia de Brunt-Väisälä en la capa superficial (Medellín-Mora et al., 2016), producto del menor aporte de agua dulce que se ha presentado, el cual ha generado una capa de agua más homogénea y más factible a ser controlada por la mezcla vertical.

5.4. Experimentos de sensibilidad con ROMS1D: flujos de energía, calor y agua dulce.

Respecto a los experimentos de sensibilidad, se puede inferir que con un aumento del viento entre un 5% y 10% por sobre el valor climatológico del modelo ROMS1D, la PCM se someriza en primavera-verano (Tabla 4) como respuesta a las mayores velocidades de ascenso de la columna de agua por surgencia, logrando adveectar aguas subsuperficiales hacia la superficie, sobrepasando el efecto de mezcla turbulenta generado por el estrés del viento. Estos resultados concuerdan con lo observado en la Est18, donde existe una tendencia a la

somerización de la PCM_T en verano (Figura 14). Sin embargo, cuando se sobrepasa cierto límite de intensidad de viento, por sobre un 15% mayor al valor climatológico, la acción del viento logra profundizar la PCM en verano independientemente del incremento en la advección vertical. En invierno, ocurre una profundización proporcional al aumento arbitrario de la intensidad del viento, situación que debería ser analizada además mediante otra metodología respecto a la aplicada en estos experimentos, ya que el aumento de acuerdo a los distintos porcentajes, se aplicó de manera proporcional a los valores mensuales, por ende la variación forzada durante invierno debería estar sobreestimando un aumento en el viento norte, situación que parece no estar ocurriendo en la zona de estudio.

Contrario a lo esperado, la capa superficial en invierno se enfría por la acción del viento a una tasa mayor que lo observado en verano (Tabla 3), esto debido la menor temperatura del aire en la Est18 (Tabla 2), donde se genera una pérdida de boyantes en la superficie del mar, y con ello, un descenso del agua por densidad, que provoca una profundización de la PCM, logrando interactuar con aguas subsuperficiales aún más frías. Cronin and Sprintall (2001) mencionan que, en latitudes medias y altas, las bajas temperaturas atmosféricas y los aportes de agua dulce por tormentas, pueden dominar la boyantes superficial, ya que, durante la estación de invierno, se produce un enfriamiento atmosférico que provoca un aporte de agua dulce de menor temperatura en comparación con el agua del océano superficial, y que, sumado a los fuertes vientos, llevan a la columna isotérmica a mayores profundidades.

Cabe destacar que la comparación entre la PCM control y la PCM forzada por el aumento del viento, obtuvo un RMSE de 2.82 m (PCM_T) y 1.70 m (PCM_D) para todo el ciclo anual, un RMSE de 1.61 m (PCM_T) y 0.51 m (PCM_D) para primavera-verano y un RMSE de 4.55 m (PCM_T) y 2.73 m (PCM_D) para invierno. Lo que indicaría que el forzante del viento tendría una influencia más marcada durante la temporada de invierno, período donde no existe una capa de agua tan estratificada en comparación a la estación de primavera-verano.

Estos resultados concuerdan con el trabajo de Fan et al. (2010), donde se configuró un modelo ROMS de alta resolución en el mar del sur de China para evaluar el efecto de los forzantes atmosféricos en la PCM, cuando se aplicó un mayor forzamiento por parte del estrés del viento, la capa de mezcla se profundizó a lo largo de todo el año, pero con una mayor diferencia durante la temporada de invierno. Misma situación encontró Troupin (2010), quien

utilizó una configuración del modelo ROMS1D aplicada a un punto en el Archipiélago de Canarias, y concluyó que la PCM se profundizó en invierno a medida se aplicó mayor intensidad de viento. Respecto a los experimentos con un aumento del 5% y 10% en los flujos de calor (RADLW y TAIR) y una disminución del 5% y 10% en el agua dulce (PRATE), la PCM se somerizó en ambos casos, presentando un RMSE de 5.68 m (PCM_T) y 2.69 m (PCM_D) para la variación del calor, y un RMSE de 3.53 m (PCM_T) y 1.80 m (PCM_D) para la variación del agua dulce, ambos durante todo el ciclo anual. Cabe destacar, que las mayores variaciones se produjeron principalmente durante la temporada de invierno.

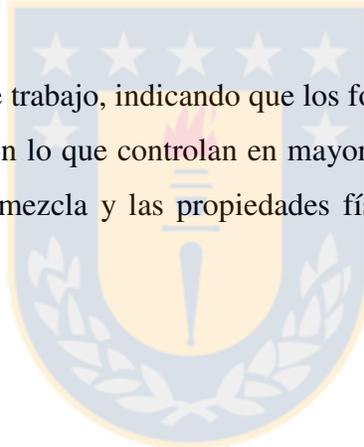
Al aplicar un mayor contenido de calor, la PCM tiende a somerizarse debido al calentamiento de la TSM, lo que provoca una ganancia en la boyantés y en la estratificación superficial, impidiendo la mezcla vertical por flujos turbulentos. A su vez, al aplicar un menor aporte de agua dulce, el grosor o la profundidad de la capa superficial más boyante (capa de agua dulce) se reduce, lo que provoca una disminución en la capacidad de ésta para enfriar el océano subsuperficial, generando un aumento en la TSM y en la salinidad superficial. Estos comportamientos de somerización de la PCM son equivalentes al trabajo realizado por Dourado & Caniaux (2004) quienes aplicaron un modelo unidimensional para reproducir una zona del Océano Atlántico Ecuatorial, en ese caso, cuando la temperatura superficial del mar aumentó como respuesta al aumento en la radiación solar, se somerizó la PCM por el aumento de la estratificación. Asimismo, Fan et al. (2010) aplicaron un menor flujo de agua dulce y la capa de mezcla se somerizó durante la temporada de invierno.

Finalmente, si se considera todo el ciclo anual, las PCM forzadas por los experimentos de sensibilidad, mostraron una mayor respuesta a las variaciones en los flujos de calor y agua dulce, en comparación con la variación del viento (Tabla 4). Por el contrario, si consideramos las variaciones de la PCM en las diferentes temporadas, estas son mucho mayores durante la temporada de invierno (Tabla 4), siendo el viento y el calor los responsables en modificar en mayor medida la PCM. Esto responde principalmente a que durante primavera-verano, la presencia de la surgencia y estratificación superficial por radiación, genera una estructura de dos capas en la superficie del mar, con una termoclina muy marcada que actúa como un frente o límite natural que impide advección vertical; por el contrario, durante la temporada de invierno, esta estratificación es menor, y sumado a los eventos de hundimiento, se homogeniza en mayor medida la capa superficial.

6. CONCLUSIONES

- En relación a los forzantes atmosféricos estudiados para el período desde el año 2000 a la fecha, se observó un aumento en la magnitud del viento ($0.54 \text{ m s}^{-1}\text{dec}^{-1}$) y componente meridional del viento ($0.37 \text{ m s}^{-1}\text{dec}^{-1}$), radiación de onda larga ($5.79 \text{ W m}^2 \text{dec}^{-1}$) y en la temperatura atmosférica sobre el continente ($0.3 \text{ }^\circ\text{C dec}^{-1}$), pero una disminución de la temperatura atmosférica sobre el océano ($-0.32 \text{ }^\circ\text{C dec}^{-1}$), en la precipitación ($-37.31 \text{ mm mes}^{-1} \text{dec}^{-1}$) y en la evaporación ($-56.81 \text{ mm mes}^{-1} \text{dec}^{-1}$).
- Durante la temporada de primavera-verano, la surgencia costera presentó una tendencia positiva significativa ($32.48 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1} \text{dec}^{-1}$), contribuyendo en parte al enfriamiento superficial ($-0.13 \text{ }^\circ\text{C dec}^{-1}$), aumento de salinidad ($0.10 \text{ psu dec}^{-1}$), nitrato ($2.38 \text{ } \mu\text{mol L}^{-1} \text{dec}^{-1}$), clorofila ($2.83 \text{ } \mu\text{g L}^{-1} \text{dec}^{-1}$) y óxido nítrico ($22.12 \text{ nmol L}^{-1} \text{dec}^{-1}$), pero una disminución en el oxígeno disuelto ($-0.17 \text{ mL L}^{-1} \text{dec}^{-1}$) en la capa superficial del océano.
- Las mayores tendencias de enfriamiento ($-0.68 \text{ }^\circ\text{C dec}^{-1}$) y aumento de salinidad ($0.34 \text{ psu dec}^{-1}$) del océano superficial se observaron en invierno, tendencia que parece estar explicada por el mayor enfriamiento atmosférico y a la homogenización de la capa superficial provocada por la disminución de la estratificación por menor aporte de agua dulce.
- La capa de mezcla, calculada por temperatura (-3.91 m dec^{-1}) y densidad (-2.43 m dec^{-1}), se profundizó durante todo el período de estudio, principalmente durante la temporada de invierno. Lo anterior responde a la pérdida de boyantes por aumento de densidad y al enfriamiento de la capa superficial.
- La fase fría de la ODP no parece desencadenar las tendencias observadas durante el período de estudio, ya que ciertas tendencias se vienen presentando desde períodos anteriores, considerando la fluctuación entre ambas fases de la ODP.

- El modelo climatológico ROMS1D reproduce correctamente la variabilidad espacio-temporal de las variables físicas y biogeoquímicas en la columna de agua, como también la profundidad de la capa de mezcla asociada a la Estación 18.
- Las variaciones de la profundidad de la capa de mezcla, mediante los experimentos de sensibilidad, captan una mayor variabilidad durante la temporada de invierno, validando lo observado en la Estación 18.
- Los forzantes atmosféricos asociados a los flujos de calor y agua dulce son los principales responsables en modificar la PCM cuando consideramos el ciclo anual y el período de invierno. Por el contrario, durante primavera-verano, la PCM responde principalmente a los forzantes del viento y flujos de calor.
- Se acepta la Hipótesis 2 de este trabajo, indicando que los forzantes atmosféricos asociados los flujos de calor y agua dulce son lo que controlan en mayor medida la variabilidad vertical de la profundidad de la capa de mezcla y las propiedades físicas y biogeoquímicas de océano superficial.



7. REFERENCIAS

Ahumada, R. B., R. G. Anny, and M. M. Victorino. 1983. Circulation and fertility of waters in Concepcion Bay. *Estuar. Coast. Shelf Sci.* 16: 95–105. doi:10.1016/0272-7714(83)90096-3

Ancapichún, S., and J. Garcés-Vargas. 2015. Variability of the Southeast Pacific Subtropical Anticyclone and its impact on sea surface temperature off north-central Chile. *Ciencias Mar.* 41: 1–20. doi:10.7773/cm.v41i1.2338

Ancapichún, S. E. 2012. Variabilidad del anticiclón del pacifico sur y su relación con la oscilación decadal del pacífico: implicaciones oceanográficas a lo largo de la costa centro-norte de Chile. *Testis de Biología Marina. Escuela de Biología Marina. Universidad Austral de Chile*, 63 pp.

Babu, K. N., R. Sharma, N. Agarwal, V. K. Agarwal, and R. A. Weller. 2004. Study of the mixed layer depth variations within the north Indian Ocean using a 1 - D model. *J . Geophys . Res* 109: 1–9. doi:10.1029/2003JC002024

Bakun, A. 1978. Daily and weekly upwelling indices west coast of North America, 1967-73. *U.S. Commer. NOAA Tech. Rep. NMFS-SSRS-693*, 113 pp.

Bakun, A. 1990. Global climate change and intensification of coastal ocean upwelling. *Science* (80-.). 247: 198–201. doi:10.1126/science.247.4939.198

Belmadani, A., Echevin, V., Codron, F., Takahashi, K., Junquas, C., 2014. What dynamics drive future wind scenarios for coastal upwelling off Peru and Chile?. *Clim. Dyn.* 43, 1893–1914.

Bigg, G. R. 1996. *The Oceans and Climate*. Cambridge University Press, Cambridge, 266 pp.

Bindoff et al., 2007. Observations: Oceanic climate change and sea level. In: S Solomon, D Qin, M Manning, Z Chen, M Marquis, KB Averyt, M Tignor and HL Miller (eds) *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom, and New York, United States of America, pp. 385–428.

Brainerd, K. E., and M. C. Gregg. 1995. Surface mixed and mixing layer depths. *Deep. Res. Part I* 42: 1521–1543. doi:10.1016/0967-0637(95)00068-H

Bravo, L. 2003. Variabilidad anual e interanual de la profundidad de la capa de mezcla y de la termoclina en la zona norte de Chile (18°20"S-24°S). Tesis de Oceanografía, Escuela de Ciencias del Mar, Pontificia Universidad Católica de Valparaíso, 84 pp.

Boisier, J. P., R. Rondanelli, R. D. Garreaud, and F. Muñoz. 2016. Anthropogenic and natural contributions to the Southeast Pacific precipitation decline and recent megadrought in central Chile. *Geophys. Res. Lett.* 43: 413–421. doi:10.1002/2015GL067265.

Cáceres, M. 1992. Vórtices y filamentos observados en imágenes de satélite frente al área de surgencia de Talcahuano, Chile Central (33-38.5°S). *Investigación Pesquera* 37:55-66.

Carniel, S., J. C. Warner, J. Chiggiato, and M. Sclavo. 2009. Investigating the impact of surface wave breaking on modeling the trajectories of drifters in the northern Adriatic Sea during a wind-storm event. *Ocean Model.* 30: 225–239. doi:10.1016/j.ocemod.2009.07.001

Cronin, M.F. and Sprintall, J. 2001. Wind and Buoyancy-Forced Upper Ocean. *Encyclopedia of Ocean Science*. J. Steele, S. Thorpe and K. Turkian, Eds., 3219–3227.

Daneri, G., Lizárraga, L., Montero, P., González, H., Tapia, F., 2012. Wind forcing and short-term variability of phytoplankton and heterotrophic bacterioplankton in the coastal zone of Concepcion upwelling system (Central Chile). *Progress in Oceanography*. Volumes 92–95, January–March 2012, Pages 92-96

De-Boyer Montégut, C., G. Madec, A. S. Fischer, A. Lazar, and D. Iudicone. 2004. Mixed layer depth over the global ocean: An examination of profile data and a profile-based climatology. *J. Geophys. Res. C Ocean*. 109: 1–20. doi:10.1029/2004JC002378

Delcroix, T., S. Cravatte, and M. J. McPhaden. 2007. Decadal variations and trends in tropical Pacific sea surface salinity since 1970. *J. Geophys. Res. Ocean*. 112: 1–15. doi:10.1029/2006JC003801

Deser, C., M. A. Alexander, S.P. Xie, and A. S. Phillips. 2010. Sea Surface Temperature Variability: Patterns and Mechanisms. *Annu. Rev. Mar. Sci.* 2: 115-143.

Djurfeldt, L. 1989. Circulation and mixing in a coastal upwelling embayment; Gulf of Arauco, Chile. *Cont. Shelf Res.* 9: 1003–1016. doi:10.1016/0278-4343(89)90004-6

Dourado, M., and G. Caniaux, 2003: Surface salinity budget in oceanic simulation using data from TOGA COARE. *J. Geo-phys. Res.*, 108, 3135, doi:10.1029/2001JC001013.

Eifler, W. 1993. A hypothesis on momentum and heat transfer near the sea-atmosphere interface and a related simple model. *J. Mar. Syst.* 4: 133–153. doi:10.1016/0924-7963(93)90004-6

Fairall, C. W., E. F. Bradley, J. E. Hare, A. A. Grachev, and J. B. Edson. 2003. Bulk parameterization of air-sea fluxes: Updates and verification for the COARE algorithm. *J. Clim.* 16: 571–591. doi: 10.1175/1520-0442(2003)016<0571:BPOASF>2.0.CO;2

Falvey, M., and R. D. Garreaud. 2009. Regional cooling in a warming world: Recent temperature trends in the southeast Pacific and along the west coast of subtropical South America (1979–2006). *J. Geophys. Res.* 114: D04102. doi:10.1029/2008JD010519

Fan, C., J. Wang, and J. Song. 2010. Factors influencing the climatological mixed layer depth in the South China Sea: Numerical simulations. *Chinese J. Oceanol. Limnol.* 28: 1112–1118. doi:10.1007/s00343-010-0002-6

Fasham, M. J. R., H. W. Ducklow, and S. M. McKelvie. 1990. a Nitrogen-Based Model of Plankton Dynamics in the Oceanic Mixed Layer. *J. Mar. Res.* 48: 591–639.

Fennel, K., J. Wilkin, J. Levin, J. Moisan, J. O'Reilly, and D. Haidvogel. 2006. Nitrogen cycling in the Middle Atlantic Bight: Results from a three-dimensional model and implications for the North Atlantic nitrogen budget. *Global Biogeochem. Cycles* 20: 1–14. doi:10.1029/2005GB002456

Fuenzalida, R., Schneider, W., Garces-Vargas, J., y Bravos, L. (2008). Satellite altimetry data reveal jet-like dynamics of the Humboldt Current, *Journal of Geophysical Research*, vol. 113, C07043.

Farías, L., M. Castro-González, M. Cornejo, J. Charpentier, J. Faúndez, N. Boontanon, and N. Yoshida. 2009. Denitrification and nitrous oxide cycling within the upper oxycline of the eastern tropical South Pacific oxygen minimum zone. *Limnol. Oceanogr.* 54: 132–144. doi:10.4319/lo.2009.54.1.0132

Farías, L., V. Besoain, and S. García-Loyola. 2015. Presence of nitrous oxide hotspots in the coastal upwelling area off central Chile: an analysis of temporal variability based on ten years of a biogeochemical time series. *Environ. Res. Lett.* 10: 44017. doi:10.1088/1748-9326/10/4/044017

Garces-Vargas, J., and R. Abarca-del-Rio. 2012. The surface heat fluxes along the eastern Pacific coast from 10 degrees N to 40 degrees S. *Aust. Meteorol. Oceanogr. J.* 62: 71–82. doi:10.22499/2.6202.002

García-Loyola, S. 2014. Respuestas del océano superficial al forzante local del viento: Un estudio de variabilidad temporal en Chile centro-sur (36°30.8'S). Tesis para optar al grado de Oceanógrafo. P. Universidad Católica de Valparaíso. doi:10.13140/RG.2.1.2493.2962

García, H. E., R. A. Locarnini, T. P. Boyer, J. I. Antonov, O.K. Baranova, M.M. Zweng, J.R. Reagan, D.R. Johnson, 2014. World Ocean Atlas 2013, Volume 4: Dissolved Inorganic Nutrients (phosphate, nitrate, silicate). S. Levitus, Ed., A. Mishonov Technical Ed.; NOAA Atlas NESDIS 76, 25 pp.

Garreaud, R. D., and J. A. Rutllant. 2006. High frequency atmospheric variability in The Eastern Rim of the Southern Pacific anticyclone. *Cienc. Tecnol.* Mar 29: 5–13.

Garreaud, R.; Aldunce, P.; Araya, G.; Blanco, G.; Boisier, J.; Bozkurt, D.; Carmona, A.; Christie, D.; Farías, L.; Gallardo, L.; et al. La Mega-Sequia 2010–2015: Una Lección Para el Futuro; Center for Climate and Resilience Research- CR2: Santiago, Chile, 2015; p. 26. (In Spanish)

Gill, A. E., and P. P. Niller. 1973. The theory of the seasonal variability in the ocean. *Deep. Res. Oceanogr. Abstr.* 20: 141–177. doi:10.1016/0011-7471(73)90049-1

Goubanova, K., V. Echevin, B. Dewitte, F. Codron, K. Takahashi, P. Terray, and M. Vrac. 2011. Statistical downscaling of sea-surface wind over the Peru-Chile upwelling region: Diagnosing the impact of climate change from the IPSL-CM4 model. *Clim. Dyn.* 36: 1365–1378. doi:10.1007/s00382-010-0824-0

Grob, C., R. a. Quiñones, and D. Figueroa. 2003. Cuantificación del transporte de agua costero-océano a través de filamentos y remolinos ricos en clorofila-a, en una zona centro-sur de Chile (35.5-37.5°S). *Gayana (Concepción)* 67: 55–67. doi:10.4067/S0717-65382003000100008

Gruber, N., Z. Lachkar, H. Frenzel, P. Marchesiello, M. Münnich, J. C. McWilliams, T. Nagai, and G.-K. Plattner. 2011. Eddy-induced reduction of biological production in eastern boundary upwelling systems. *Nat. Geosci.* 4: 787–792. doi:10.1038/ngeo1273

Hamed, K. H., and A. Ramachandra Rao. 1998. A modified Mann-Kendall trend test for autocorrelated data. *J. Hydrol.* 204: 182–196. doi:10.1016/S0022-1694(97)00125-X

IPCC, 2013: *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, doi:10.1017/CBO9781107415324.

IPCC, 2014: *Climate Change 2014: Synthesis Report. Contribution of Working Groups I, II and III to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Core Writing Team, R.K. Pachauri and L.A. Meyer (eds.)]. IPCC, Geneva, Switzerland, 151 pp.

Jerlov, N. G. 1968. *Optical Oceanography*. Elsevier Oceanogr. Ser. 5 199. doi:10.1016/0031-8663(69)90017-9

Jerlov, N. G. 1976. *Marine optics*, 2nd ed. Elsevier.

Kara, B., P. Rochford and E. Hurlbut. 2003. Mixed layer depth variability over the global ocean. *J. Geophys. Res.* 108: 1–15. doi:10.1029/2000JC000736

Kraus, E. B. 1972. *Atmosphere-ocean interaction*. Oxford Univ. Press, London. 275 pp.

LIBES, S. 1992. *An introduction to marine biogeochemistry*. Ed. J. Wiley and Sons Inc. New Cork, 734 pp.

Large, W. G., and S. Pond, 1981: Open ocean momentum flux measurements in moderate to strong winds. *J. Phys. Oceanogr.*, 11, 324–336.

Large, W. G., J. C. McWilliams, and S. C. Doney. 1994. Oceanic vertical mixing _ a review and a model with a nonlocal boundary layer parameterization.pdf. *Rev. Geophys.* 363–403. doi:10.1029/94RG01872

Leth, O., and J. F. Middleton. 2006. A numerical study of the upwelling circulation off central Chile: Effects of remote oceanic forcing. *J. Geophys. Res.* 111: C12003. doi:10.1029/2005JC003070

Lin, Z., D. Zhao, and J. Song. 2012. Reconstructing the upper ocean thermal profiles using one-dimensional numerical model. *Acta Oceanol. Sin.* 31: 9–15. doi:10.1007/s13131-012-0187-y

Locarnini, R. A., A. V. Mishonov, J. I. Antonov, T. P. Boyer, H. E. Garcia, O. K. Baranova, M. M. Zweng, C. R. Paver, J. R. Reagan, D. R. Johnson, M. Hamilton, and D. Seidov, 2013. World Ocean Atlas 2013, Volume 1: Temperature. S. Levitus, Ed., A. Mishonov Technical Ed.; NOAA Atlas NESDIS 73, 40 pp.

Mantua, N. J., S. R. Hare, Y. Zhang, J. M. Wallace, and R. C. Francis. 1997. A Pacific Interdecadal Climate Oscillation with Impacts on Salmon Production. *Bull. Am. Meteorol. Soc.* 78: 1069–1079. doi:10.1175/1520-0477(1997)078<1069:APICOW>2.0.CO;2

Mantua, N.J., Hare, S.R., 2002. The Pacific decadal oscillation. *Journal of Oceanography* 58, 35–44.

Marchesiello, P., J. C. McWilliams, and A. Shchepetkin. 2001. Open boundary conditions for long-term integration of regional oceanic models. *Ocean Model.* 3: 1–20. doi:10.1016/S1463-5003(00)00013-5

Marchesiello, P., J. C. McWilliams, A. Shchepetkin, P. Physics, and L. Angeles. 2003. Equilibrium Structure and Dynamics of the California Current System. *J. Phys. Oceanogr.* 33: 753–783. doi:10.1175/1520-0485(2003)33<753:ESADOT>2.0.CO;2

McKenzie, R. L., Aucamp, P. J., Bais, A. F., Bjorn, L. O., and Ilyas, M. 2007. Changes in biologically-active ultraviolet radiation reaching the Earth's surface, *Photochem. Photobiol.*, 6, 218–231,

Medellín-Mora, J., R. Escribano, and W. Schneider. 2016. Community response of zooplankton to oceanographic changes (2002-2012) in the central/southern upwelling system of Chile. *Prog. Oceanogr.* 142: 17–29. doi:10.1016/j.pocean.2016.01.005

Méndez González. 2010. Teleconexiones de la Oscilacion Decadal del Pacifico (ODP) a la precipitacion y temperatura en Mexico. *Investig. Geogr.* 73: 57–70.

Misra, V. 2016. Ocean–Atmosphere Interactions. *Encycl. Nat. Resour. Water* 798–801. doi:10.1081/E-ENRW-120048428

Montecinos, A., O. Leth, and O. Pizarro. 2007. Wind-driven interdecadal variability in the eastern tropical and South Pacific. *J. Geophys. Res.* 112: 1–8. doi:10.1029/2006JC003571

Monterey, G. I., and S. Levitus. 1997. Climatological cycle of mixed layer depth in the world ocean. NOAA Atlas NESDIS 14. U.S. Gov. Print. Off. 5pp.

Myhre, G., D. Shindell, F.-M. Bréon, W. Collins, J. Fuglestedt, J. Huang, D. Koch, J.-F. Lamarque, D. Lee, B. Mendoza, T. Nakajima, A. Robock, G. Stephens, T. Takemura and H. Zhang, 2013: Anthropogenic and Natural Radiative Forcing. In: *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.

Neale, P., Helbling, E.W., Zagarese, H., 2003. Modulation of UVR exposure and effects by vertical mixing and advection. In: Helbling, E.W., Zagarese, H.E. (Eds.), *UV M.: Changes in biologically-active ultraviolet radiation reaching*

Nelson, C. S. 1977. Wind stress and wind-stress curl over the California Current. NOAA Tech. Rep. NMFS SSRF-714, US. Dept. of Commerce, 87 pp.

Paulson E. A. and J. J. Simpson, 1977. Irradiance measurements in the upper ocean. *J. Phys. Oceanogr.* 7: 952–956.

Pizarro a, O., S. Hormazabal F, A. Gonzalez C, and E. Yañez R. 1994. Variabilidad del viento, nivel del mar y temperatura en la costa norte de Chile. *Investig. Mar.* 22: 85–101. doi:10.4067/S0717-71781994002200007

Perez S, Sierra E, Lopez E, Nizzero G, Momo F, Massobrio M (2011) Abrupt changes in rainfall in eastern area of La Pampa Province. *Argentina Theor Appl Climatol* 103:159–165

Pollard, R. T., P. B. Rhines, and R. O. R. Y. Thompson. 1973. The deepening of the wind-Mixed layer. *Geophys. Fluid Dyn.* 4: 381–404. doi:10.1080/03091927208236105

Rasmusson, E. and M. Wallace. 1983. Meteorological aspect of the El Niño/Southern Oscillation. *Science, New Series, Volume 222, Issue 4629, 1195-1202.*

Rao, V. B., Franchito, S. H., Santo, C. M. E. and Gan, M. A. (2016), An update on the rainfall characteristics of Brazil: seasonal variations and trends in 1979–2011. *Int. J. Climatol.*, 36: 291–302. doi:10.1002/joc.4345

Renault, L., B. Dewitte, P. Marchesiello, and others. 2012. Upwelling response to atmospheric coastal jets off central Chile: A modeling study of the October 2000 event. *J. Geophys. Res. Ocean.* 117. doi:10.1029/2011JC007446.

Rykaczewski, R. R., J. P. Dunne, W. J. Sydeman, M. García-Reyes, B. A. Black, and S. J. Bograd (2015), Poleward displacement of coastal upwelling-favorable winds in the ocean's eastern boundary currents through the 21st century, *Geophys. Res. Lett.*, 42, 6424–6431, doi:10.1002/2015GL064694.

Roemmich, D., J. Gilson, R. Davis, P. Sutton, S. Wijffels, and S. Riser. 2007. Decadal Spinup of the South Pacific Subtropical Gyre. *J. Phys. Oceanogr.* 37: 162–173. doi:10.1175/JPO3004.1

Saavedra, N. 1980. La presión y la dirección del viento en Concepción. *Tralka* 1: 153–162.

Saavedra, N., and A. J. Foppiano. 1992. Monthly mean pressure model for Chile. *Int. J. Climatol.* 12: 469–480. doi:10.1002/joc.3370120505

Saldías, G. S., M. Sobarzo, J. Largier, C. Moffat, and R. Letelier. 2012. Seasonal variability of turbid river plumes off central Chile based on high-resolution MODIS imagery. *Remote Sens. Environ.* 123: 220–233. doi:10.1016/j.rse.2012.03.010

Schneider, W., D. Donoso, J. Garcés-Vargas, and R. Escribano. 2017. Water-column cooling and sea surface salinity increase in the upwelling region off central-south Chile driven by a poleward displacement of the South Pacific High. *Prog. Oceanogr.* 151: 38–48. doi:10.1016/j.pocean.2016.11.004

Shakun, J. D., and J. Shaman. 2009. Tropical origins of North and South Pacific decadal variability. *Geophys. Res. Lett.* 36: 1–5. doi:10.1029/2009GL040313.

Shchepetkin A. F. and J.C. McWilliams. 2003. A method for computing horizontal pressure-gradient force in an ocean model with a non-aligned vertical coordinate. *Journal of Geophysical Research* 108: article: 3090.

Shchepetkin, A. F., and J. C. McWilliams. 2005. The regional oceanic modeling system (ROMS): A split-explicit, free-surface, topography-following-coordinate oceanic model. *Ocean Model.* 9: 347–404. doi:10.1016/j.ocemod.2004.08.002

Sobarzo, M., D. Figueroa, and D. Arcos. 1997. The influence of winds and tides in the formation of circulation layers in a bay, a case study: Concepcion Bay, Chile. *Estuar. Coast. Shelf Sci.* 729–736. doi:10.1006/ecss.1997.0233

Sobarzo, M., L. Bravo, D. Donoso, J. Garcés-Vargas, and W. Schneider. 2007. Coastal upwelling and seasonal cycles that influence the water column over the continental shelf off central Chile. *Prog. Oceanogr.* 75: 363–382. doi:10.1016/j.pocean.2007.08.022

Somavilla, R., González-Pola, C., Rodriguez, C., Josey, S.A., Sánchez, R.F., Lavín, A., 2009. Large changes in the hydrographic structure of the Bay of Biscay after the extreme mixing of winter 2005. *Journal of Geophysical Research – Oceans* 114, C01001. doi:10.1029/2008JC004974.

Spinrad, R. W., and H. Pak. 1979. an output signal between +4 V dc. The spectral response of the. 84: 355–358.

Sprintall, J., and M. F. Cronin. 2009. Upper Ocean Vertical Structure. *Encycl. Ocean Sci.* 217–224. doi:10.1016/B978-012374473-9.00627-5

Stewart, R. H. 2008. Introduction To Physical Oceanography. *Am. J. Phys.* 65: 1028. doi:10.1119/1.18716

Strub PD, Mesías J, Montecino V, Rutllant J, Salinas. S. 1998. Coastal ocean circulation off western South America, En: *The Sea* A. R. Robinson & K.H. Brink (eds) Vol 11, Chapter 10: 273-313. John Wiley & Sons , Inc.

Sydeman, W. J., M. García-Reyes, D. S. Schoeman, R. R. Rykaczewski, S. A. Thompson, B. . A. Black, and S. J. Bograd. 2014. Climate change and wind intensification in coastal upwelling ecosystems. *Science* (80-.). 345: 77–80. doi:10.1126/science.1251635

Tumini, I., and C. Rubio-bellido. 2016. Measuring Climate Change Impact on Urban Microclimate: A Case Study of Concepción. *Procedia Eng.* 161: 2290–2296. doi:http://dx.doi.org/10.1016/j.proeng.2016.08.830

Thomson R E, Fine I V. 2003. Estimating mixed layer depth for oceanic profile data. *J. Atmos. Oceanic. Technol.*, 20(2): 319-329.

Trenberth, K. E. 1997. The Definition of El Niño. *Bulletin of the American Meteorological Society.* 2771-2777.

Troupin, C., P. Sangrà, and J. Arístegui. 2010. Seasonal variability of the oceanic upper layer and its modulation of biological cycles in the Canary Island region. *J. Mar. Syst.* 80: 172–183. doi:10.1016/j.jmarsys.2009.10.007

Uddin, M. M., Z. R. Chowdhury, S. Ahammed, and S. C. Basak. 2014. Seasonal variability of mixed layer depth (PCM) in the Bay of Bengal. 43: 400–407.

Vergara, O. A., V. Echevín, H. H. Sepúlveda, F. Colas, and R. A. Quiñones. 2016. Modelling the seasonal dynamics of the Peru-Chile Undercurrent off Central Chile (30-40??S). *Cont. Shelf Res.* 123: 61–79. doi:10.1016/j.csr.2016.04.001

Wang, D., T. C. Gouhier, B. A. Menge, and A. R. Ganguly. 2015. Intensification and spatial homogenization of coastal upwelling under climate change. *Nature* 518: 390. doi:10.1017/CBO9781107415324.004

Wentz, F.J., J. Scott, R. Hoffman, M. Leidner, R. Atlas, J. Ardizzone, 2015: Remote Sensing Systems Cross-Calibrated Multi-Platform (CCMP) 6-hourly ocean vector wind analysis

product on 0.25 deg grid, Version 2.0, [36.13-36.88°S, 72.89 -73.63°W]. Remote Sensing Systems, Santa Rosa, CA. Available online at www.remss.com/measurements/ccmp. [Accessed 30 sep 2015].

Willis, J. K., D. Roemmich, and B. Cornuelle. 2004. Interannual variability in upper ocean heat content, temperature, and thermosteric expansion on global scales. *J. Geophys. Res.* 109: C12036. doi:10.1029/2003jc002260

Wijesekera, H., and T. J. Boyd. 2001. Upper ocean heat and fresh water. 3079–3083. doi:10.1006/rwos.2001.0153

Zweng, M.M, J.R. Reagan, J.I. Antonov, R.A. Locarnini, A.V. Mishonov, T.P. Boyer, H.E. Garcia, O.K. Baranova, D.R. Johnson, D.Seidov, M.M. Biddle, 2013. World Ocean Atlas 2013, Volume 2: Salinity. S. Levitus, Ed., A. Mishonov Technical Ed.; NOAA Atlas NESDIS 74, 39 pp.



ANEXO – ROMS1D

A1.1 Descripción general ROMS1D

En el modelo ROMS1D las variaciones horizontales no se consideran, es decir, las derivadas parciales con respecto a las coordenadas horizontales se describen de la siguiente forma:

$$\frac{\partial}{\partial x} = 0 \quad \frac{\partial}{\partial y} = 0$$

Las ecuaciones están escritas en un marco de referencia cartesiano, asumiendo una aproximación hidrostática y plano-f. La aproximación hidrostática consiste en suponer que, en la ecuación vertical de *momentum*, la aceleración vertical es mucho menor que el gradiente de presión, es decir, la fuerza del gradiente vertical de presión está en balance con la gravedad. La aproximación de plano-f consiste en asumir un valor constante del parámetro de Coriolis, ya que esta variación es importante exclusivamente para fenómenos que poseen escalas de tiempo y/o espaciales muy grandes.

La ecuación de continuidad puede ser escrita de la siguiente forma.

$$\frac{\partial \rho}{\partial t} + \frac{\partial \rho u}{\partial x} + \frac{\partial \rho v}{\partial y} + \frac{\partial \rho w}{\partial z} = 0$$

Donde ρ es densidad del agua, u , v y w son los componentes de la velocidad en las direcciones (x, y, z) , respectivamente. Entonces la ecuación de continuidad, sin variaciones horizontales y para un fluido incompresible, se puede expresar de la siguiente forma.

$$\frac{\partial w}{\partial z} = 0$$

Como esta velocidad es nula en el fondo, por lo tanto, es nula en toda la columna de agua.

$$w = 0$$

Una consecuencia importante de asumir unidimensionalidad es que los términos advectivos desaparecen y la ecuación de momento es reducida al balance entre la fuerza de Coriolis y la difusión (Troupin, 2006), en ROMS1D se expresa de la siguiente forma:

$$\frac{\partial u}{\partial t} = fv + \frac{\partial}{\partial z} \left(K_M \cdot \frac{\partial u}{\partial z} \right)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} = -fu + \frac{\partial}{\partial z} \left(K_M \cdot \frac{\partial v}{\partial z} \right)$$

$$\frac{\partial p}{\partial z} = -\rho g$$

Donde u y v son los componentes de velocidad horizontal, $f=2\Omega\sin(\varphi)$ es el parámetro de Coriolis ($\Omega=7.292 \times 10^{-5}$), K_M es el coeficiente de mezcla vertical turbulenta, g es la aceleración de gravedad.

Sumado a lo anterior, las ecuaciones para calcular la temperatura potencial (T) y la salinidad (S) en el océano están descritas como sigue:

$$\frac{\partial T}{\partial t} = \frac{w^* \cdot \partial T}{\partial z} + \frac{\partial}{\partial z} \left(K_T \cdot \frac{\partial T}{\partial z} - \gamma \right) + \frac{T_{ref} - T}{\tau}$$

$$\frac{\partial S}{\partial t} = \frac{w^* \cdot \partial S}{\partial z} + \frac{\partial}{\partial z} \left(K_S \cdot \frac{\partial S}{\partial z} - \gamma \right) + \frac{S_{ref} - S}{\tau}$$

Donde K_T y K_S son los coeficientes de mezcla vertical turbulenta correspondientes a T y S , respectivamente, T_{ref} y S_{ref} corresponden a la temperatura potencial y la salinidad donde la temperatura y salinidad no se ve afectada por la turbulencia, τ corresponde al tiempo y w^* es la velocidad vertical donde se toman en cuenta los efectos de una posible surgencia (Troupin, 2006), la cual se ingresa al modelo mediante los forzantes. Como condiciones iniciales del agua de mar, la temperatura ($^{\circ}\text{C}$) y salinidad (psu) están dadas por medio de las siguientes formulas:

$$T_0 = 5 + 1.475e^{-3} \cdot z + 5.65e^{\frac{z}{100}} + 5e^{\frac{z}{500}}$$

$$S_0 = 34.28 - 1.75e^{-4} \cdot z + 0.8e^{\frac{z}{200}} + 0.2e^{\frac{z}{400}}$$

Además, la densidad es expresada en función de P , T y S a través de la ecuación de estado internacional del agua de mar de 1980 (UNESCO, 1984).

$$\rho = F(P, T, S)$$

ROMS1D nos permite elegir entre una formulación lineal (ρ_1) o no-lineal (ρ_2) para calcular la densidad (Jackett and McDougall, 1955), donde:

$$\rho_1 = \rho_0 [1 - \alpha(T - T_0) + \beta(S - S_0)]$$

$$\begin{aligned}
\rho_2 = & 999.842594 + 6.793952e^{(-2)}T - 9.095290e^{(-3)}T^2 + 1.001685e^{(-4)}T^3 \\
& - 1.120083e^{(-6)}T^4 + 6.536332e^{(-9)}T^5 \\
& + S(0.824493 - 4.08990e^{(-3)}T - 7.64380e^{(-5)}T^2 - 8.24670e^{(-7)}T^3 \\
& + 5.38750e^{(-9)}T^4) \\
& + \sqrt{S}(-5.72466e^{(-3)} + 1.02270e^{(-4)}T - 1.65460e^{(-6)}T^2 + 4.8314e^{(-4)}S)
\end{aligned}$$

Las condiciones del borde del modelo unidimensional son necesarias para resolver las ecuaciones primitivas y expresan la continuidad de los flujos de estrés, calor o salinidad en la superficie o interface océano-atmósfera y en el fondo. Para la superficie de la columna de agua ($z=0$) se expresa de la siguiente forma:

$$K_M \cdot \frac{\partial u}{\partial z} = \tau_{surf}^x$$

$$K_M \cdot \frac{\partial v}{\partial z} = \tau_{surf}^y$$

$$K_T \cdot \frac{\partial T}{\partial z} = \frac{Q_T}{\rho_0 \cdot C_p}$$

$$K_S \cdot \frac{\partial S}{\partial z} = \frac{(E - P) \cdot S}{\rho_0}$$

Donde $(E - P)$ corresponde a la diferencia entre evaporación menos la precipitación. τ_{surf}^x y τ_{surf}^y son los componentes superficiales del estrés del viento. Q_T es el flujo de calor superficial neto y C_p es la capacidad de calor a presión constante.

A1.2. Sistema de coordenadas verticales

El modelo utiliza un sistema de coordenadas no-lineal que permite configurar una grilla escalonada o niveles verticales mediante la variación del parámetro θ_s . Para esto, la velocidad vertical es definida en diferentes localizaciones (z_w) y trazadores (z_ρ) de acuerdo a:

$$z_\rho(i) = -h \cdot \frac{\sinh\left(\theta_s \frac{N - i + 0.5}{N}\right)}{\sinh(\theta_s)}, i = \{1, 2, 3, \dots, N\}$$

$$z_w(i) = -h \cdot \frac{\sinh\left(\theta_s \frac{N - i}{N}\right)}{\sinh(\theta_s)}, i = \{0, 1, 2, \dots, N\}$$

Donde N es el número de niveles verticales, h es la profundidad total y θ_s corresponde al parámetro que controla la extensión de la grilla. La altura de la capa i está dada por:

$$H_z(i) = N(z_w(i) - z_w(i - 1)), i = (1, 2, 3, \dots, N)$$

Por una parte, si se aumenta el valor del parámetro θ_s , entonces se incrementa la resolución en la superficie y la disminuye en el fondo, por el contrario, si se disminuye el valor de θ_s , el modelo permite configurar una grilla con niveles homogéneos en profundidad. Esto permite enfocar el interés donde el usuario lo requiera, es decir, en la zona superficial o dentro de la capa de mezcla y/o, por el contrario, tener una visión general de lo que ocurre en la columna de agua. Mientras mayor es el valor otorgado a θ_s mayor es el achatamiento en superficie (Figura A1.1).

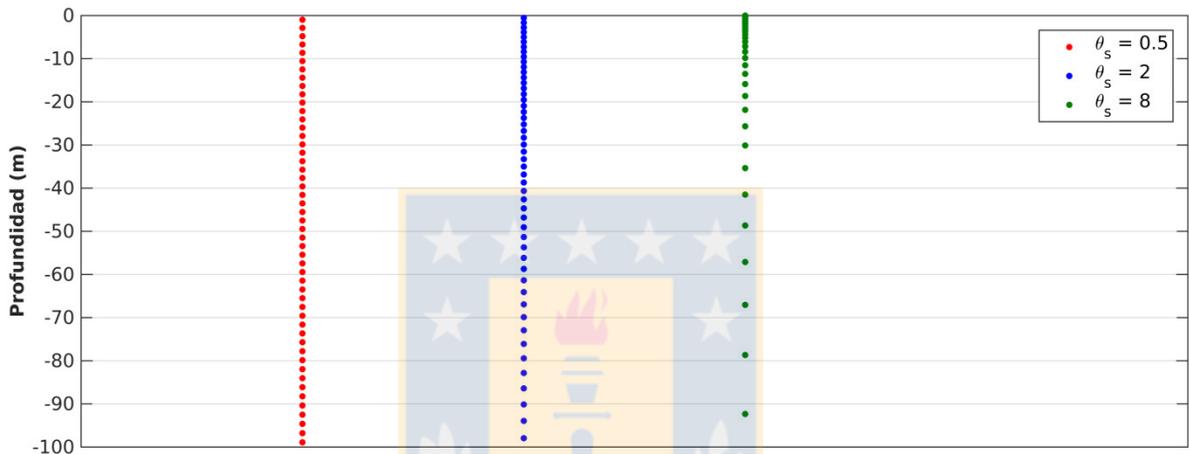


Figura A1.1 – Variación de θ_s en la grilla vertical (Fuente: Elaboración propia).

A1.3. Modelo biológico

El modelo biológico que utiliza ROMS1D está basado en el modelo de Fasham et al. (1990), el cual simula el ciclo anual de la dinámica del plancton y el ciclaje de nitrógeno en el océano superficial (Figura A1.2), de acuerdo a la relación que ocurre entre procesos físicos, biológicos y químicos del océano y esto asociado a los distintos flujos que afectan al ecosistema (e.g., flujo de nitrógeno, energía y carbono), los cuales ocurren principalmente en la capa de mezcla, que se asume biológicamente homogénea, ya que se considera que los procesos de mezcla son mucho más rápidos que la tasa de crecimiento de los organismos. Este modelo incluye los mayores grupos planctónicos (i.e., fitoplancton, zooplancton y bacterias) y las formas más importantes en que se presenta el nitrógeno (i.e., formas inorgánicas nuevas o recicladas y formas orgánicas disueltas o particuladas).

La configuración del modelo biológico está fundada en que el nitrógeno que es considerado como un nutriente limitante de la producción primaria y simular el ciclo estacional de este elemento es fundamental para entender el ciclo del carbono (Fasham et al., 1990). Para suministrar energía al sistema, el modelo utiliza la luz, por medio de la radiación fotosintéticamente activa (PAR), la cual indica la cantidad total de energía disponible para que las plantas marinas (e.g., plancton) puedan realizar fotosíntesis y por medio de este parámetro se puede estudiar el ciclo anual de las distintas variables y cómo estas responden a las variaciones naturales asociadas las estaciones climáticas. Las salidas del modelo biológico corresponden a nitrato (T03), amonio (T04), Clorofila-a (T05), fitoplancton (T06), zooplancton (T07), detritos pequeños (T08), detritos grandes (T09), y oxígeno (T10).

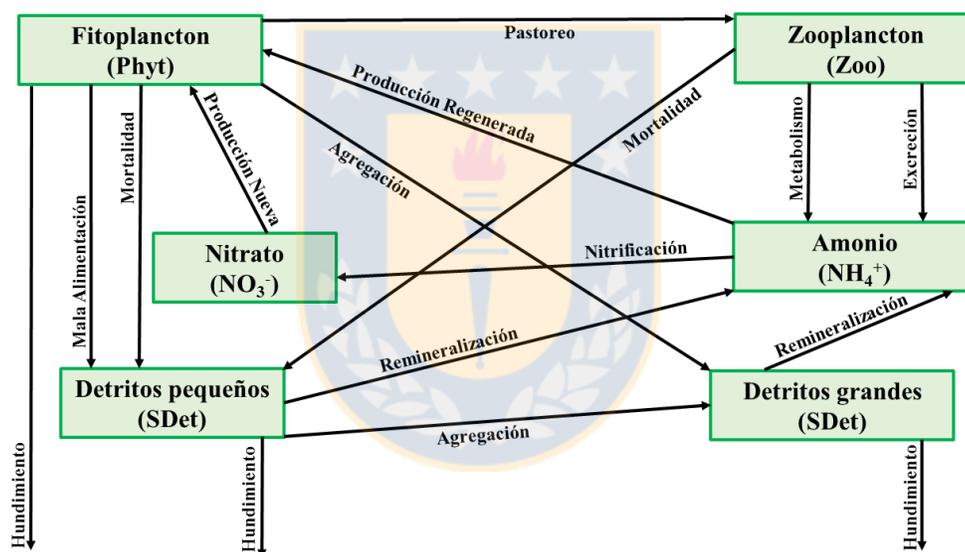


Figura A1.2 – Esquema que representa los flujos de nitrógeno y carbono considerados en el modelo de Fasham et al. (1990) y en el modelo Regional Ocean Modeling System (Fuente: modificada del modelo biogeoquímico NPZD de Frenzel (2006)).

Según Troupin (2006), la radiación PAR que utiliza el modelo ROMS1D es derivada desde la radiación de onda corta de acuerdo a los siguientes pasos: i) se calculan los valores mediante una interpolación lineal para cada paso de tiempo, esto es necesario porque el modelo trabaja con forzantes mensuales, ii) se configura un ciclo diurno de insolación el cual se superpone a la radiación de onda corta, iii) si la radiación superficial calculada es negativa,

entonces se aproxima a cero y iv) comenzando desde la superficie, se calcula la radiación PAR para cada nivel vertical de acuerdo a:

$$PAR_K = PAR_{K+1} \exp\{(-0.5(k_{water} + k_{Chla}[Chla]_k))\Delta z_k\}$$

Donde k_{water} y k_{Chla} corresponden a los coeficientes de atenuación para el agua y la clorofila, respectivamente, $[Chla]$ es la concentración de clorofila y Δz es la altura de la capa en la grilla vertical, k es el índice celular (desde 1 en el fondo hasta “n” en la superficie).

Siguiendo el trabajo de Troupin (2006), se presentarán de forma general las ecuaciones del modelo biológico que se utilizarán en este trabajo, para los detalles revisar Frenzel (2006). En general, la evolución de una variable en el tiempo, llámese V_{bio} está gobernada por la siguiente ecuación:

$$\frac{\partial V_{bio}}{\partial t} = (Fuente)_{V_{bio}} - (Hundimiento)_{V_{bio}}$$

A1.3.1. Concentración de nitrato

El nitrato (NO_3^-) es un nutriente muy importante ya que es consumido por el fitoplancton para su desarrollo, este puede ser encontrado en el medio de forma natural, pero también puede ser generado desde el amonio mediante la nitrificación. Si Δ_t corresponde a la variación respecto del tiempo, entonces la evolución de la concentración del nitrato puede ser escrita como sigue:

$$\Delta(NO_3^-) = -Absorción\ por\ el\ fitoplanctón + Nitrificación$$

A1.3.2. Concentración de oxígeno

La evolución positiva de la concentración de oxígeno es forzada por un incremento en la producción nueva y regenerada debido a que ocurre una mayor producción de O_2 por fotosíntesis; además es afectado por un decrecimiento en la nitrificación, aumento en los procesos metabólicos y de respiración del zooplancton, como también en la remineralización del detrito.

$$\begin{aligned} \Delta_t(O_2) = & Producción\ nueva + Producción\ reciclada - Nitrificación \\ & + Excreción\ y\ respiración\ del\ zooplancton - Remineralización\ del\ detrito \\ & + Intercambio\ de\ gases \end{aligned}$$

A1.4. Surgencia

ROMS1D permite introducir a la configuración del modelo una velocidad vertical arbitraria w^* para forzar al sistema a una posible surgencia que actúe sobre los trazadores (e.i., salinidad, temperatura, oxígeno) y los mueva dentro de la columna de agua. Esta velocidad vertical está en función del índice de surgencia (UPW) en unidades de $m^3 s$ por 1000 metros de costa y se puede introducir en el archivo de los forzantes (i.e., forces.data). En este trabajo se calculó el UPW utilizando la base de datos de vientos CCMP (Wentz et al., 2015), con la grilla y frecuencia temporal descrita en la Tabla A2.1.

Teniendo como dato de entrada el UPW, ROMS1D permite calcular la velocidad de ascensos w^* por medio de tres métodos: i) lineal, ii) sinusoidal y iii) parabólico. En este trabajo se utilizó el método por defecto que es el parabólico:

$$w^* = \frac{UPW}{1000 \cdot L} \begin{cases} \frac{-1}{z_{wmax}^2} \cdot z^2 + \frac{2}{z_{wmax}} \cdot z, z \geq z_{max} \\ \frac{-1}{(z_{wmax} + h)^2} \cdot z^2 + \frac{2 \cdot z_{wmax}}{(z_{wmax} + h)^2} \cdot z + 1 - \left(\frac{z_{wmax}}{z_{wmax} + h}\right)^2, z \geq z_{max} \end{cases}$$

Donde, z_{wmax} corresponde a la posición en profundidad donde ocurren las máximas velocidades verticales, L es la longitud perpendicular a la costa que se podría ver afectada por la surgencia.

A1.5. Scripts y parámetros ajustables en la configuración

Los siguientes archivos pertenecen a los scripts internos más importantes de ROMS1D, los cuales contienen las opciones de pre-procesamiento y parámetros que definen la configuración del modelo. Todos los archivos están configurados por defecto para realizar una simulación de un área geográfica al sur de África del oeste y al oeste de África central, específicamente sobre el Golfo de Guinea (lon = 220, lat = 30), por ende, es necesario la modificación de cada uno respecto a la información disponible en literatura y base de datos. A continuación, se entrega el detalle de la configuración de cada script.

i) romstools_param.m - Este archivo provee parámetros de configuración para construir los archivos de los forzantes atmosféricos (forces.data) y de las climatologías oceánicas (clim.data) que se utilizarán en el modelo. Se define la longitud (lon = -73.1231) y latitud (lat

= -36.5133) de la zona de estudio, los niveles verticales ($N = 50$), el parámetro que controla la extensión de la grilla ($\theta_s = 0.5$) y la profundidad máxima en metros ($h = 100$).

ii) main.F - En este archivo se configura el paso de tiempo en segundos ($dt = 300$), días de simulación total ($run_days = 3600$) y el redondeo de días para ser considerados un año ($nudg_days = 360$). Se realiza una simulación de 10 años, donde los primeros 5 años se descartan, ya que se utilizan para la estabilización del modelo y los siguientes 5 años se promedian para obtener una climatología que describa el comportamiento estacional de la zona de estudio.

iii) cppdefs.h - Primero se definen las condiciones iniciales de salinidad (`define SALINITY`) y densidad calculada por medio de la ecuación de estado (`define NONLIN_EOS`), luego como se ve en la Tabla A2.1, se definen los procesos asociados a la mezcla vertical del esquema KPP de Large et al. (1994). Posteriormente se activa la parametrización de Fairall et al. (2003), donde se define la retroalimentación entre el flujo de radiación de onda corta sobre la TSM (`define BULK_LW`), el flujo de agua dulce (evaporación menos precipitación) sobre la TSM (`BULK_EP`) y el estrés del viento sobre la TSM (`BULK_SMFLUX`). Además, se activa el sub-modelo biológico (`define BIOLOGY`) de Fasham et al. (1990), agregando el oxígeno disuelto (`define OXYGEN`). Finalmente se activa la parametrización de la surgencia (`define UPWELLING`), mediante los perfiles parabólicos de las velocidades verticales (`define PARAB_W`) y la parametrización de la advección horizontal (`define EXPORT`).

Tabla A1.1 – Descripción de cada parámetro asociado a la mezcla vertical del modelo (Fuente: Elaboración propia).

Parámetro	Descripción
<code>define LMD_MIXING</code>	Activa submodelo de mezcla interior de Large/McWilliams/Doney
<code>define LMD_REMIX</code>	Agrega difusividad debido a la inestabilidad de cizalla
<code>define LMD_DDMIX</code>	Agrega mezcla convectiva debido a la inestabilidad de cizalla
<code>define LMD_CONVEC</code>	Agrega la mezcla doble-difusiva
<code>define LMD_KPP</code>	Activa la capa límite superficial KPP
<code>define LMD_NONLOCAL</code>	Activa el transporte no-local

iv) lmd_swfrac.F - En este archivo se configura el parámetro asociado al tipo de agua de Jerlov ($jwtp = 3$), el cual computa la fracción de radiación solar de onda corta que penetra en el océano a una profundidad específica (Paulson & Simpson, 1977). Este parámetro puede

variar de I al V dependiendo del tipo de agua y la dinámica asociada. Para aguas costeras con influencia de ríos se asigna generalmente el tipo de agua III (Jerlov 1968, Jerlov 1976, Spinrad et al 1979).

v) **lmd_kpp.F** - En la Tabla A1.2 se muestran los parámetros modificados más importantes de la subrutina que configura el sub-modelo de mezcla de Large et al. (1994).

Tabla A1.2 – Configuración y descripción de los parámetros del sub-modelo de mezcla (Fuente: Elaboración propia).

Parámetro	Descripción
<i>nubl = 0.1</i>	Máxima viscosidad y difusividad para la capa límite ($m^2 s^{-1}$)
<i>cs = 98.96</i>	Parámetro asociado con las escalas de velocidad turbulenta
<i>Ricr = 0.15</i>	Valor crítico para el Número de Richardson
<i>epsilon = 0.1</i>	Extensión nodimensional de la capa superficial
<i>cekman = 0.7</i>	Constante para la profundidad de Ekman
<i>cmonob = 1</i>	Constante para la profundidad de Monin-Obukhov

vi) **biology.F** - En la Tabla A1.3 se pueden apreciar los parámetros modificados más importantes del sub-modelo biológico. Los valores fueron editados respecto a la configuración original que se detalla en Fasham et al. (1990).

Tabla A1.3 – Configuración y descripción de los parámetros del sub-modelo biológico (Fuente: Elaboración propia).

Parámetro	Descripción
<i>kwater = 0.06</i>	Atenuación de la luz debido al agua de mar (m^{-1})
<i>kChla = 0.02</i>	Atenuación de la luz debido a la clorofila ($m^2 mg Chla^{-1}$)
<i>CN_Phyt = 10</i>	Razón C:N para el fitoplancton
<i>theta_m = 0.015</i>	Relación máxima de clorofila celular a carbono ($mg Cgla : mg C$)
<i>chla_C = 1.3538</i>	Balance de masa para la molécula de clorofila ($mg Chla (mg C)^{-1}$)
<i>mu_46 = 0.07</i>	Mortalidad del fitoplancton debido a la agregación por detritos (d^{-1})
<i>gmax = 0.635</i>	Tasa máxima de crecimiento del zooplancton (d^{-1})
<i>beta = 0.75</i>	Eficiencia de asimilación del zooplancton (d^{-1})
<i>mu_47 = 0.005</i>	Tasa específica de agregación (detritos + fito) ($nMol N m^{-3})^{-1} d^{-1}$)
<i>mu_72 = 0.05</i>	Tasa específica de reciclaje desde detritos a NH4
<i>wChla = 0.1</i>	Velocidad de hundimiento de la clorofila ($m d^{-1}$)
<i>wPhyt = 0.1</i>	Velocidad de hundimiento del fitoplancton ($m d^{-1}$)
<i>mu_21 = 1500</i>	Oxidación de NH4 a NO3 (Nitrificación) (d^{-1})

ANEXO 2 – Tablas

Tabla A2.1 – Bases de datos para las climatologías utilizadas en los forzantes de ROMS1D
(Fuente: Elaboración propia).

Forzantes	Base de Datos	Período	Coordenadas (grados)
<i>SUSTR</i>	CCMP (Wentz et al., 2015)	2000-2015	36.13-36.88 S ; 72.89-73.63 W
<i>SVSTR</i>	CCMP (Wentz et al., 2015)	2000-2015	36.13-36.88 S ; 72.89-73.63 W
<i>SHFLUX</i>	OAFflux V3 (Yu et al., 2008)	2002-2009	36.50 S ; 72.50-73.50 W
<i>SWFLUX</i>	E = OAFflux V3 - P = DGA (Dichato)	2002-2014	36.55 S ; 72.93 W ^{*1}
<i>SST</i>	Aqua MODIS NASA (2014)	2006-2014	36.62 S ; 72.75 W
<i>DQSST</i> ^{*2}	Calculada usando Barnier et al. (1995)		
<i>UPWI</i>	Calculada usando CCMP	2000-2015	36.13-36.88 S ; 72.89-73.63 W
<i>RADSW</i>	NCEP/NCAR (Kalnay et al., 1995)	1981-2010	35.24-37.14 S ; 73.13 W
<i>RADLW</i>	NCEP/NCAR (Kalnay et al., 1995)	1981-2010	35.24-37.14 S ; 73.13 W
<i>PRATE</i>	DGA (Estacin Dichato)	2002-2014	36.55 S ; 72.93 W
<i>TAIR</i>	NCEP/NCAR (Kalnay et al., 1995)	1981-2010	35.24-37.14 S ; 73.13 W
<i>RHUM</i>	NCEP/NCAR (Kalnay et al., 1995)	1981-2010	35.24-37.14 S ; 73.13 W
<i>UWND</i>	CCMP (Wentz et al., 2015)	2000-2015	36.13-36.88 S ; 72.89-73.63 W
<i>VWND</i>	CCMP (Wentz et al., 2015)	2000-2015	36.13-36.88 S ; 72.89-73.63 W
<i>Temperatura</i>	WOA2013 (Locarnini et al., 2013)	2005-2012	36.5 S ; 73.5 W
<i>Salinidad</i>	WOA2013 (Zweng et al., 2013)	2005-2013	36.5 S ; 73.5 W
<i>Nitrato</i>	WOA2013 (Garcia et al., 2013)	2005-2014	36.5 S ; 73.5 W

^{*1} Las coordenadas corresponden a la estación meteorológica de DGA-Dichato (explorador.cr2.cl)

^{*2} DQSST=input[SST(AquaMODIS), TAIR(NCEP/NCAR), ρ-aire, velocidad del viento, humedad específica]

Tabla A2.2 – Valores climatológicos utilizados en los forzantes de ROMS1D (Fuente: Elaboración propia).

Mes	SUSTR	SVSTR	SHFLUX	SWFLUX	SST	DQSST	UPWI
Enero	0.0245	0.0500	236.7000	0.1455	16.2100	-28.618	674.6779
Febrero	0.0194	0.0414	190.6000	0.1052	16.2300	-29.054	526.9253
Marzo	0.0154	0.0386	142.8000	0.0905	15.9100	-26.567	343.7098
Abril	0.0077	0.0236	62.8000	0.0082	15.1800	-27.564	168.6508
Mayo	0.0025	0.0038	15.2000	-0.2220	14.3300	-24.782	22.7504
Junio	0.0037	-0.0026	-26.0000	-0.2788	13.5100	-25.957	-75.3302
Julio	0.0038	0.0013	-48.5000	-0.2265	12.9500	-26.257	-93.8374
Agosto	0.0037	0.0022	12.1000	-0.2092	12.5100	-25.299	-1.9072
Septiembre	0.0079	0.0153	33.4000	-0.1051	12.5900	-22.834	196.2603
Octubre	0.0138	0.0243	110.2000	0.0372	13.3200	-26.965	442.0934
Noviembre	0.0229	0.0444	133.2000	0.1422	14.2300	-27.820	643.8162
Diciembre	0.0267	0.0536	249.9000	0.1395	15.4300	-31.449	726.9449
Mes	RADSW	RADLW	PRATE	TAIR	RHUM	UWND	VWND
Enero	308.6445	79.0980	0.0324	16.0050	0.704	2.6236	5.1725
Febrero	274.1880	79.8438	0.0564	15.3782	0.699	2.3012	4.7276
Marzo	214.2752	75.6574	0.0775	15.1267	0.719	1.9021	4.7026
Abril	149.7470	70.0109	0.1556	14.3542	0.737	1.2429	3.6180
Mayo	99.3112	61.5912	0.3941	12.8445	0.751	0.7506	0.8060
Junio	77.5745	58.3238	0.6924	11.7064	0.772	1.0318	-0.3820
Julio	87.3811	62.6292	0.4988	11.7100	0.761	1.0372	0.1711
Agosto	120.7171	62.6758	0.4863	11.4864	0.764	1.1944	0.4373
Septiembre	173.1657	67.1092	0.2117	11.8630	0.761	1.5297	2.5236
Octubre	229.8844	70.5745	0.1976	12.4608	0.741	2.0881	3.5154
Noviembre	282.7955	74.5875	0.1087	13.7529	0.723	2.5972	4.8973
Diciembre	307.5091	75.4827	0.0723	15.0914	0.715	2.7800	5.3259

Tabla A2.3 – Valores climatológicos utilizados para las condiciones iniciales de ROMS1D
(Fuente: Elaboración propia).

Profundidad	Temperatura	Salinidad	Nitrato
0	12.9487	33.5225	9.6195
5	12.8118	33.6567	8.1007
10	12.2910	33.9579	8.5838
15	11.9140	34.0285	9.1434
20	11.6117	34.1173	9.8858
25	11.4112	34.1849	14.9755
30	11.2987	34.2209	16.8104
35	11.2220	34.2573	21.1432
40	11.1084	34.2859	23.7183
45	11.0588	34.2976	24.7856
50	11.0342	34.3168	24.3883
55	11.0079	34.3227	23.9024
60	10.9165	34.3388	23.9414
65	10.8950	34.3652	23.0757
70	10.8315	34.3995	22.9021
75	10.7835	34.4214	22.5768
80	10.7417	34.4518	22.2633
85	10.7148	34.4826	22.2302
90	10.6027	34.5105	22.0988
95	10.5994	34.5428	21.4049
100	10.4231	34.5804	20.6799

Tabla A2.4 – Resultados para los test estadísticos RMSE, ttest2 y correlación de Spearman
(Fuente: Elaboración propia).

	Temperatura	Salinidad	Oxígeno	Nitrato	Clorofila-a
RMSE total	0,46	0,27	0,68	2,99	1,84
RMSE verano	0,48	0,07	0,59	0,78	1,54
RMSE invierno	0,11	0,23	0,53	4,16	1,07
Hipótesis ttest2 verano	0	0	0	0	0
valor-p del ttest2 verano	0,7	0,9	0,5	1,0	1,0
Hipótesis ttest2 invierno	0	0	0	1	0
valor-p del ttest2 invierno	0,8	0,3	0,7	0,0	0,2
Cor. Spearman verano	0,95	0,89	1,00	0,99	0,91
valor-p ↑	1,7E-05	5,6E-04	7,0E-12	1,6E-08	2,5E-04
Cor. Spearman invierno	0,99	0,97	0,93	0,80	0,97
valor-p ↑	1,9E-08	3,6E-06	1,1E-04	5,5E-03	3,5E-06

Tabla A2.5 – Resultados de la prueba t de dos muestras aplicada a las variables oceanográficas físicas/biogeoquímicas (Fuente: Elaboración propia).

	Ene	Feb	Mar	Abr	May	Jun	Jul	Ago	Sep	Oct	Nov	Dic
Temperatura												
Hipótesis ttest2 total	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0
valor-p del ttest2 total	0,76	0,84	0,56	0,95	0,77	0,01	0,60	0,14	0,29	0,13	0,29	0,53
Salinidad												
Hipótesis ttest2 total	0	0	1	1	1	1	0	0	0	0	0	0
valor-p del ttest2 total	0,37	0,43	0,04	0,01	0,05	0,03	0,34	0,99	0,71	0,88	0,56	0,83
Oxígeno												
Hipótesis ttest2 total	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
valor-p del ttest2 total	0,46	0,51	0,91	0,52	0,80	0,90	0,74	0,53	0,46	0,67	0,56	0,55
Nitrato												
Hipótesis ttest2 total	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0
valor-p del ttest2 total	1,00	0,98	0,53	0,77	0,54	0,00	0,06	0,06	0,27	0,64	0,93	0,98
Clorofila-a												
Hipótesis ttest2 total	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0
valor-p del ttest2 total	0,28	0,66	0,04	0,06	0,54	0,19	0,17	0,13	0,64	0,55	0,16	0,78



Tabla A2.6 – PCM obtenida de los experimentos de sensibilidad (pcm) y las diferencias (diff) estimadas entre la PCM de la simulación control menos la PCM obtenida como resultado de la variación aplicada a los forzantes atmosféricos, mediante un porcentaje dado indicado en la 1^{era} columna (Fuente: Elaboración propia).

		PCM _T - Criterio de temperatura 0,5 °C												PCM _D - Criterio de densidad 0,15 kg m ⁻³											
> Viento		Ene	Feb	Mar	Abr	May	Jun	Jul	Ago	Sep	Oct	Nov	Dic	Ene	Feb	Mar	Abr	May	Jun	Jul	Ago	Sep	Oct	Nov	Dic
5%	pcm	8.1	10.5	16.0	22.0	41.3	48.3	45.2	34.0	17.0	13.0	9.5	8.7	6.5	6.8	9.0	16.5	19.5	19.6	19.0	17.5	9.5	8.0	7.9	7.4
	diff	1.9	0.5	0.0	-1.0	-4.3	-4.5	-3.0	-1.0	0.0	-1.0	1.5	1.3	0.5	0.2	0.0	-1.5	-1.5	-2.6	-3.0	-2.5	-0.5	0.0	0.2	0.6
10%	pcm	7.7	9.5	16.0	22.0	43.6	51.1	47.3	35.0	17.0	13.0	9.3	8.2	7.5	7.5	9.6	16.7	19.7	20.2	20.1	17.5	10.5	9.0	10.2	8.4
	diff	2.3	1.5	0.0	-1.0	-6.6	-7.3	-5.1	-2.0	0.0	-1.0	1.7	1.8	-0.5	-0.5	-0.6	-1.7	-1.7	-3.2	-4.1	-2.5	-1.5	-1.0	-2.2	-0.4
15%	pcm	12.0	12.5	16.0	22.0	46.6	55.1	50.7	36.9	17.0	13.0	13.4	13.0	8.0	8.0	9.8	17.0	20.2	21.2	20.1	17.5	10.5	9.0	10.0	9.0
	diff	-2.0	-1.5	0.0	-1.0	-9.6	-11.3	-8.5	-3.9	0.0	-1.0	-2.4	-3.0	-1.0	-1.0	-0.8	-2.0	-2.2	-4.2	-4.1	-2.5	-1.5	-1.0	-2.0	-1.0
20%	pcm	13.9	13.9	17.5	23.0	48.6	56.4	50.9	36.9	19.0	14.0	14.0	14.0	9.0	9.0	10.5	18.0	21.5	22.2	21.1	18.4	12.5	10.0	11.0	10.0
	diff	-3.9	-2.9	-1.5	-2.0	-11.6	-12.6	-8.7	-3.9	-2.0	-2.0	-3.0	-4.0	-2.0	-2.0	-1.5	-3.0	-3.5	-5.2	-5.1	-3.4	-3.5	-2.0	-3.0	-2.0
25%	pcm	14.2	15.0	19.0	25.0	49.6	56.9	51.4	37.9	21.0	16.0	16.0	15.0	10.2	10.3	11.5	19.0	22.2	23.1	22.5	19.3	13.6	11.0	11.6	11.5
	diff	-4.2	-4.0	-3.0	-4.0	-12.6	-13.1	-9.2	-4.9	-4.0	-4.0	-5.0	-5.0	-3.2	-3.3	-2.5	-4.0	-4.2	-6.1	-6.5	-4.3	-4.6	-3.0	-3.6	-3.5
30%	pcm	16.8	17.1	19.9	25.5	52.7	59.9	53.2	38.9	23.0	16.0	18.3	18.1	12.5	11.3	12.5	20.0	23.8	23.9	23.5	20.2	13.9	12.8	12.9	12.2
	diff	-6.8	-6.1	-3.9	-4.5	-15.7	-16.1	-11.0	-5.9	-6.0	-4.0	-7.3	-8.1	-5.5	-4.3	-3.5	-5.0	-5.8	-6.9	-7.5	-5.2	-4.9	-4.8	-4.9	-4.2
> Calor		Ene	Feb	Mar	Abr	May	Jun	Jul	Ago	Sep	Oct	Nov	Dic	Ene	Feb	Mar	Abr	May	Jun	Jul	Ago	Sep	Oct	Nov	Dic
5%	pcm	8.0	9.0	14.0	18.0	30.0	36.1	35.5	26.0	15.0	11.0	10.0	8.0	5.8	5.9	8.8	14.4	15.0	13.1	12.5	12.0	8.1	8.0	6.4	6.1
	diff	2.0	2.0	2.0	3.0	7.0	7.7	6.7	7.0	2.0	1.0	1.0	2.0	1.2	1.1	0.2	0.6	3.0	3.9	3.5	3.0	0.9	0.0	1.6	1.9
10%	pcm	7.3	7.9	11.6	16.5	27.0	32.0	30.5	22.0	14.0	9.9	8.7	7.1	5.8	5.9	6.8	9.4	13.2	11.9	11.2	11.0	7.1	8.0	6.4	6.1
	diff	2.7	3.1	4.4	4.5	10.0	11.8	11.7	11.0	3.0	2.1	2.3	2.9	1.2	1.1	2.2	5.6	4.8	5.1	4.8	4.0	1.9	0.0	1.6	1.9
15%	pcm	9.0	10.0	13.1	15.9	21.0	25.2	24.5	19.0	13.0	9.9	8.7	7.1	7.2	7.1	6.8	8.5	10.8	10.6	8.2	8.0	7.1	8.0	6.4	6.1
	diff	1.0	1.0	2.9	5.1	16.0	18.6	17.7	14.0	4.0	2.1	2.3	2.9	-0.2	-0.1	2.2	6.5	7.2	6.4	7.8	7.0	1.9	0.0	1.6	1.9
20%	pcm	10.0	11.0	13.3	15.1	19.0	21.5	20.5	18.4	14.8	11.9	10.9	9.5	7.8	7.6	8.0	10.0	10.8	10.6	9.2	9.0	7.1	8.9	8.9	8.9
	diff	0.0	0.0	2.7	5.9	18.0	22.3	21.7	14.6	2.2	0.1	0.1	0.5	-0.8	-0.6	1.0	5.0	7.2	6.4	6.8	6.0	1.9	-0.9	-0.9	-0.9
25%	pcm	12.9	12.5	13.3	14.1	18.0	20.5	20.5	17.4	14.8	12.9	12.9	12.5	9.8	9.6	10.0	11.5	12.8	11.6	11.2	10.0	6.1	8.9	8.9	8.9
	diff	-2.9	-1.5	2.7	6.9	19.0	23.3	21.7	15.6	2.2	-0.9	-1.9	-2.5	-2.8	-2.6	-1.0	3.5	5.2	5.4	4.8	5.0	2.9	-0.9	-0.9	-0.9
30%	pcm	13.9	13.5	14.6	14.0	20.1	22.0	21.1	16.4	13.8	13.7	13.5	13.3	11.8	10.9	10.2	10.5	13.2	13.4	10.9	9.0	6.1	9.8	9.5	10.9
	diff	-3.9	-2.5	1.4	7.0	16.9	21.8	21.1	16.6	3.2	-1.7	-2.5	-3.3	-4.8	-3.9	-1.2	4.5	4.8	3.6	5.1	6.0	2.9	-1.8	-1.5	-2.9
< Agua dulce		Ene	Feb	Mar	Abr	May	Jun	Jul	Ago	Sep	Oct	Nov	Dic	Ene	Feb	Mar	Abr	May	Jun	Jul	Ago	Sep	Oct	Nov	Dic
5%	pcm	9.5	10.0	15.0	19.2	33.8	39.8	38.3	30.0	16.0	12.0	11.0	9.0	6.9	6.9	8.9	14.5	14.9	13.2	13.0	14.0	9.0	8.0	8.0	7.0
	diff	0.5	1.0	1.0	1.8	3.2	4.0	3.9	3.0	1.0	0.0	0.0	1.0	0.1	0.1	0.2	0.5	3.1	3.9	3.0	1.0	0.0	0.0	0.0	1.0
10%	pcm	9.0	10.0	15.0	17.0	29.5	34.7	33.4	26.5	15.0	12.0	10.0	9.0	6.8	6.9	8.9	13.3	15.9	13.1	12.0	13.0	9.0	8.0	8.0	7.0
	diff	1.0	1.0	1.0	4.0	7.5	9.2	8.9	6.5	2.0	0.0	1.0	1.0	0.2	0.1	0.2	1.7	2.1	4.0	4.0	2.0	0.0	0.0	0.0	1.0
15%	pcm	9.0	9.0	14.0	16.0	27.5	32.2	30.9	24.5	14.0	11.0	10.0	9.0	6.8	6.9	8.9	12.3	14.7	12.8	11.0	12.0	8.0	8.0	8.0	7.0
	diff	1.0	2.0	2.0	5.0	9.5	11.7	11.4	8.5	3.0	1.0	1.0	1.0	0.2	0.1	0.2	2.7	3.3	4.3	5.0	3.0	1.0	0.0	0.0	1.0
20%	pcm	9.0	9.0	14.0	14.0	24.5	28.9	29.1	22.5	14.0	11.0	10.0	9.0	6.8	6.9	7.9	11.3	11.9	10.8	9.0	12.0	8.0	8.0	8.0	7.0
	diff	1.0	2.0	2.0	7.0	12.5	14.9	13.1	10.5	3.0	1.0	1.0	1.0	0.2	0.1	1.2	3.7	6.1	6.2	7.0	3.0	1.0	0.0	0.0	1.0
25%	pcm	9.0	9.0	13.0	13.0	22.5	20.9	20.1	21.5	13.0	11.0	10.0	9.0	6.8	6.9	7.9	11.3	11.1	9.8	7.9	11.0	8.0	8.0	8.0	7.0
	diff	1.0	2.0	3.0	8.0	14.5	22.9	22.1	11.5	4.0	1.0	1.0	1.0	0.2	0.1	1.2	3.7	6.9	7.2	8.1	4.0	1.0	0.0	0.0	1.0
30%	pcm	9.0	9.0	13.0	12.0	19.5	14.9	13.1	20.5	13.0	10.0	10.0	9.0	6.8	6.9	7.9	10.3	9.1	7.8	6.6	10.0	8.0	7.0	8.0	7.0
	diff	1.0	2.0	3.0	9.0	17.5	28.9	29.1	12.5	4.0	2.0	1.0	1.0	0.2	0.1	1.2	4.7	8.9	9.2	9.4	5.0	1.0	1.0	0.0	1.0

* pcm = Profundidad de la capa de mezcla como resultado de los experimentos de sensibilidad.

* diff = Diferencia entre la simulación control y la PCM como resultado de los experimentos de sensibilidad.