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

Efectos del meteotsunami de agosto de 2015 sobre las condiciones biogeoquímicas de la columna de agua frente a Valparaíso, Chile

Tesis para optar al Título de Oceanógrafo

Andrea Soto Mondaca

Valparaíso, 2019

Comisión de Titulación:

Profesor Guía: Dra. Marcela Cornejo D'Ottone _____

Profesor Co- Guía: Dr. Samuel Hormazábal Fritz _____

Profesor: Dr. Eulogio Soto Oyarzún _____

Profesor: Dra. Verónica Molina Trincado _____

AUTORIZACIÓN DE USO

Autorizo a la biblioteca de la Escuela de Ciencias del Mar de la Pontificia Universidad Católica de Valparaíso, para que disponga libremente del Trabajo de Titulación. Además, autorizo la reproducción parcial o total de este documento sólo con fines académicos.

_____

Andrea Soto Mondaca

DEDICATORIA

Al amor de mi vida, mis hijos y
a mi querida familia ♥

AGRADECIMIENTOS

En primer lugar quiero agradecer a la Dra. Marcela Cornejo, profesora guía de este Trabajo de Titulación, por brindarme su apoyo, orientación y experiencia, siempre con dedicación y paciencia. Su calidad profesional ha sido un ejemplo a seguir, motivándome a crecer y avanzar en mi desarrollo tanto profesional como personal.

A los profesores de mi comisión de Tesis, Dr. Samuel Hormazábal, Dra. Verónica Molina y Dr. Eulogio Soto, por su orientación e importantes aportes en el desarrollo de este trabajo. Gracias por su buena disposición y tiempo.

Al Dr. Pierre Auger, por entregarme tantas veces su tiempo, conocimientos y apoyo, haciéndose siempre un tiempo para recibirme y guiarme con sus valiosos aportes.

Al Dr. Antonio Ramos, quien pese a tener una apretada agenda en sus vistas a Chile, tuvo siempre una muy buena disposición a recibir mis consultas e inquietudes, con palabras de motivación y aliento para el desarrollo de esta Tesis.

A mis profesores Dr. Eduardo Quiroga y Dr. Guido Plaza por estar siempre dispuestos a resolver mis dudas.

A mis compañeras del LABGEI, Javiera, Valerie, Gabriela y a ambas Constanzas. En especial a Hernández, quien fue una gran motivadora y compañera de Tesis. También quiero agradecer a mis compañeros del Laboratorio de Oceanografía Física, Tomás y Victoria, por estar siempre dispuestos a ayudarme. Y a todas las personas que contribuyeron de una u otra forma en este proceso, ya sea de manera directa o indirecta, gracias a todos ustedes.

Por último quiero agradecer a mi familia, especialmente a mi madre y a mi abuela, quienes siempre me han brindado su apoyo incondicional durante toda mi carrera.

A Andrés Vengas, el amor de mi vida, compañero y amigo incondicional, gracias por todo el apoyo, el cariño y la paciencia y especialmente por creer en mi…siempre.

TABLA DE CONTENIDO

INTRODUCCIÓN 1
HIPOTESIS 7
OBJETIVO GENERAL 7
OBJETIVOS ESPECÍFICOS 7
METODOLOGÍA 8
Área de estudio y recolección de muestras 8
Análisis de muestras 10
Análisis de la información 11
Caracterización de condiciones oceanográficas 11
Caracterización de condiciones meteorológicas 11
Variabilidad temporal de caudales del río Aconcagua 12
Imágenes satelitales 13
Análisis Estadísticos 13
RESULTADOS 14
Serie de Tiempo Oceanográfica Valparaíso (STOV) 14
Capa de mezcla 14
Oxiclina 17
Capa subsuperficial 20
Capa profunda 22
Serie Oceanográfica Costera Agua Sedimento (SOCAS) 31
Capa de mezcla 31
Capa subsuperficial 33
Velocidad del viento y presión atmosférica 39
Caudal y precipitación del río Aconcagua 41
Concentración de sedimentos en el río Aconcagua 43
Imágenes Satelitales 45
Análisis estadístico 54
Análisis de componentes principales (PCA) 54
Análisis de correlación 58

ANOVA 60
DISCUSIÓN 63
Señales biogeoquímicas 67
CONCLUSIÓN 76
ANEX OS 87

LISTA DE FIGURAS

Figura 1. Área de estudio con la posición de las estaciones oceanográficas asociadas a STOV (Serie de Tiempo Oceanográfica Valparaíso), estación 5, frente a Punta Ángeles y SOCAS (Serie Oceanográfica Costera Agua Sedimento), estación 5, frente a Concón, Valparaíso. 9

Figura 2. Área de estudio donde se indica la posición de las estaciones del río Aconcagua, Valparaíso. Estación 1: Río Aconcagua en Romeral, E2: Río Aconcagua en Chacabuquito y E3: Río Aconcagua en Río Blanco. 12

Figura 3. Diagrama de profundidad v/s tiempo para a) Temperatura (°C), b) Salinidad, c) y d) Oxígeno disuelto (mL/L), correspondiente a los resultados de la estación 5 de STOV, durante el periodo comprendido entre enero de 2015 y noviembre de 2016.....26

Figura 4. Diagrama de profundidad v/s tiempo para a) Nitrato (µM), b) Nitrito (µM), c) Fosfato (µM), y d) Silicato (µM), correspondiente a los resultados de la estación 5 de STOV, durante el periodo comprendido entre enero de 2015 y noviembre de 2016. 27

Figura 5. Diagrama de profundidad v/s tiempo para a) Amonio (µM), b) N* (µM), c) N_2O (nM), y d) CO_2 (µM), correspondiente a los resultados de la estación 5 de STOV, durante el periodo comprendido entre enero de 2015 y noviembre de 2016.....28

Figura 6. Diagrama de profundidad v/s tiempo para a) δ13C, b) δ15N, c) Carbono orgánico total (µg/L), d) Nitrógeno orgánico total (µg/L), y e) Relación carbono nitrógeno (C/N), correspondiente a las observaciones realizadas en la estación 5 de STOV, durante el periodo comprendido entre enero de 2015 y noviembre de 2016.....30

Figura 7. Diagrama de temperatura v/s salinidad para STOV, con concentraciones de oxígeno disuelto (mL/L) e isopicnas (kg/m^3), con triángulos de mezcla de masas de agua según Silva y Konow (1975) (AST= Agua Subtropical; ASAA= Agua Subantártica; AESS= Agua Ecuatorial Subsuperficial; AIA= Agua Intermedia Antártica; APP= Agua Profunda del Pacífico). 30

Figura 8. Diagrama de profundidad v/s tiempo para a) Temperatura (°C), b) Salinidad y c) Oxígeno disuelto (mL/L), correspondiente a las observaciones realizadas en la estación 5 de SOCAS, durante el periodo comprendido entre marzo de 2014 y diciembre de 2015.....36

Figura 9. Diagrama de profundidad v/s tiempo para a) Nitrato (µM), b) Nitrito (µM), c) Fosfato (µM), y d) Silicato (µM), correspondiente a las observaciones realizadas en la estación 5 de SOCAS, durante el periodo comprendido entre marzo de 2014 y diciembre de 2015. 37

Figura 10. Diagrama de profundidad v/s tiempo para a) Amonio (µM), b) N* (µM), c) N_2O (nM), y d) CO_2 (µM), correspondiente a las observaciones realizadas en la estación 5 de SOCAS, durante el periodo comprendido entre marzo de 2014 y diciembre de 2015.....38

Figura 11. Promedios diarios de: a) velocidad del viento (km/h) y, b) presión atmosférica (hPa), correspondientes al periodo comprendido entre enero y diciembre de los años 2014,

2015 y 2016 en la estación meteorológica Punta Ángeles (33°01'14" S, 71°38'33" W), a 41 m de altura sobre el nivel del mar. 40

Figura 12. Datos cada 3 horas correspondientes a agosto de 2015 de a) velocidad del viento (km/h) y b) presión atmosférica (hPa), en la estación meteorológica Punta Ángeles (33°01'14" S, 71°38'33" W), a 41 m de altura sobre el nivel del mar. 40

Figura 13. a) Caudal (m^3/s) y b) precipitación (mm), correspondientes a la estación 1 "río Aconcagua en Romeral", c) Caudal (m^3/s) y d) precipitación (mm), correspondientes a la estación "río Aconcagua en Chacabuquito" y e) Caudal (m^3/s) y f) precipitación (mm), correspondientes a la estación "río Aconcagua en Río Blanco", para los años 2014 (negro), 2015 (rojo) y 2016 (azul). 42

Figura 14. Concentración de sedimentos (mg/L), obtenidos de reportes de sedimentos en la estación Río Aconcagua en Chacabuquito (E2) para los años 2014 (negro), 2015 (rojo) y 2016 (azul). a) Concentración de sedimentos con un máximo 22000 mg/L y b) Concentración de sedimentos con un máximo de 6000 mg/L, incluyendo la media de los tres años analizados. 44

Figura 15. Imágenes satelitales provenientes de un producto combinado de datos de los sensores AQUA/MODIS, TERRA/MODIS y SUOMI NPP/VIIRS, con una resolución de ~1 km. Campo superficial de Kd_{490} (m^{-1}) (a y b), clorofila satelital (mg/m^3) (c y d) y PIC (mol/m^3) (e y f) correspondiente a los meses de verano de 2015 (enero y marzo). 48

Figura 16. Imágenes satelitales provenientes de un producto combinado de conjuntos de datos de los sensores AQUA/MODIS, TERRA/MODIS y SUOMI NPP/VIIRS, con una resolución de ~1 km. Campo superficial de Kd_{490} (m^{-1}) (a y b), clorofila satelital (mg/m^3) (c y d) y PIC (mol/m^3) (e y f) correspondiente a los meses de otoño de 2015 (abril y mayo). 49

Figura 17. Imágenes satelitales provenientes de un producto combinado de datos de los sensores AQUA/MODIS, TERRA/MODIS y SUOMI NPP/VIIRS, con una resolución de ~1 km. Campo superficial de Kd_{490} (m^{-1}) (a y b), clorofila satelital (mg/m^3) (c y d) y PIC (mol/m^3) (e y f) correspondiente a los meses de invierno de 2015 (junio y julio). 50

Figura 18. Imágenes satelitales provenientes de un producto combinado de conjuntos de datos de los sensores AQUA/MODIS, TERRA/MODIS y SUOMI NPP/VIIRS, con una resolución de ~1 km. Campo superficial de Kd_{490} (m^{-1}) (a, b, c y d), clorofila satelital (mg/m^3) (e, f, g y h) y PIC (mol/m^3) (i, j, k y l) correspondiente a los meses de invierno de 2015 (11, 14, 16 de agosto y septiembre). 52

Figura 19. Imágenes satelitales provenientes de un producto combinado de datos de los sensores AQUA/MODIS, TERRA/MODIS y SUOMI NPP/VIIRS, con una resolución de ~1 km. Campo superficial de Kd_{490} (m^{-1}) (a, b y c), clorofila satelital (mg/m^3) (d, e y f) y PIC (mol/m^3) (g, h, i) correspondiente a los meses de primavera de 2015 (22 de septiembre, noviembre y diciembre). 52

Figura 20. Coeficiente de atenuación Kd_{490} proveniente de un producto combinado de datos de los sensores AQUA/MODIS, TERRA/MODIS y SUOMI NPP/VIIRS, con una resolución de ~1 km, correspondientes a observaciones de 21 fechas entre 2015 y 2016, para la disponibilidad de datos del punto más cercano a la estación 5 de STOV. 53

Figura 21. PCA de variables físicas y biogeoquímicas de la estación 5 de STOV, correspondiente a la capa de mezcla. Los símbolos representan periodos (estaciones) del año: primavera (verde), verano (azul), otoño (fucsia), invierno (negro) y agosto de 2015 (rojo). 55

Figura 22. PCA de variables físicas y biogeoquímicas de la estación 5 de STOV, correspondiente a la oxiclina. Los símbolos representan periodos (estaciones) del año: primavera (verde), verano (azul), otoño (fucsia), invierno (negro) y agosto de 2015 (rojo). 56

Figura 23. PCA de variables físicas y biogeoquímicas de la estación 5 de STOV, correspondiente a la capa subsuperficial. Los símbolos representan periodos (estaciones) del año: primavera (verde), verano (azul), otoño (fucsia), invierno (negro) y agosto de 2015 (rojo). 56

Figura 24. PCA de variables físicas y biogeoquímicas de la estación 5 de STOV, correspondiente a la capa profunda. Los símbolos representan periodos (estaciones) del año: primavera (verde), verano (azul), otoño (fucsia), invierno (negro) y agosto de 2015 (rojo). 57

Figura 25. Esquema que muestra la aproximación que se realizó para estimar la magnitud de las tasas de pérdida de nitrógeno considerando la utilización de nitrato, donde: A: Corresponde al valor de N* de agosto de 2015. B: Corresponde al valor de N* promedio de toda la serie de tiempo, exceptuando el mes de agosto de 2015. C: Corresponde a la diferencia entre A y B, dividido por 5 (días transcurridos, entre la ocurrencia del meteotsunami (8 de agosto de 2015) y la fecha de muestreo (13 de agosto de 2015)). 69

Figura 26. Distribución vertical de temperatura (°C) y densidad (kg/m^3) a lo largo de la transecta de STOV, agosto de 2015 (la capa 0 – 500 m se encuentra ampliada con respecto a la columna de agua). En revisión, Villegas (2019). 74

Figura 27. Imágenes satelitales provenientes de un producto combinado de conjuntos de datos de los sensores Sea-viewing Wide Field-of-view Sensor (SeaWiFS), Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS Aqua) y Medium Resolution Imaging Spectrometer (MERIS), con una resolución de ~1 km, de Kd_{490} (m^{-1}), de clorofila satelital (mg/m^3) y PIC (mol/m^3) correspondiente a los meses de verano de 2016 (enero y febrero). 90

Figura 28. Imágenes satelitales provenientes de un producto combinado de conjuntos de datos de los sensores Sea-viewing Wide Field-of-view Sensor (SeaWiFS), Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS Aqua) y Medium Resolution Imaging Spectrometer (MERIS), con una resolución de ~1 km, de Kd_{490} (m^{-1}), clorofila satelital (mg/m^3) y PIC (mol/m^3) correspondiente a otoño e invierno de 2016 (abril, julio y septiembre).....92

Figura 29. Imágenes satelitales provenientes de un producto combinado de conjuntos de datos de los sensores Sea-viewing Wide Field-of-view Sensor (SeaWiFS), Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS Aqua) y Medium Resolution Imaging Spectrometer (MERIS), con una resolución de ~1 km, de Kd_{490} (m^{-1}), clorofila satelital

(mg/m^3) y PIC (mol/m^3) correspondiente a los meses de primavera de 2016 (octubre y noviembre). 92

LISTA DE TABLAS

Tabla 1. Coordenadas geográficas y profundidad de las estaciones oceanográficas asociadas a STOV y SOCAS (estación 5 en ambas series corresponde a área de estudio). ...9

Tabla 2. Coordenadas de las estaciones del Río Aconcagua, con su altura respectiva (msnm) y distancia a la desembocadura del río. 12

Tabla 3. Aportes de sedimentos (kg/d) correspondientes a las fechas que presentan mayor concentración de sedimentos (mg/L) (junio de 2014, agosto de 2015 y abril de 2016) en estación Chacabuquito. 45

Tabla 4. Varianza total acumulada, para las componentes PC1 y PC2 de las cuatro capas de agua para la estación 5 de STOV. 57

Tabla 5. Análisis de correlación entre las variables biogeoquímicas y la concentración de sedimentos del río Aconcagua para las cuatro capas de agua, en la estación 5 de STOV. El cual compara los resultados obtenidos para todo el periodo estudiado (2015- 2016) y todo el periodo pero sin incluir agosto de 2015. 59

Tabla 6. Análisis de varianza (Test Kruskal – Wallis) para las variables (Nitrato y nitrito) que presentaron diferencias significativas entre los meses de invierno de 2015 (junio, julio, agosto y 9 de septiembre) y 2016 (julio y 22 septiembre) de STOV, paca cada capa de agua (CM: capa de mezcla, OX: oxiclina, CSS: capa subsuperficial y CP: capa profunda). 62

Tabla 7. Análisis de varianza (Test Kruskal – Wallis) para las variables (N_2O, CO_2 y amonio) que presentaron diferencias significativas entre los meses de invierno de 2015 y 2016 de STOV, paca cada capa de agua (CM: capa de mezcla, OX: oxiclina, CSS: capa subsuperficial y CP: capa profunda). 62

Tabla 8. Valores promedio y su respectiva desviación estándar para las variables registradas en STOV en la serie 2015 – 2016 vs agosto de 2015, para cada capa de agua. .87

Tabla 9. Tabla comparativa de valores promedio y su respectiva desviación estándar para las variables registradas en STOV entre invierno de 2015 e invierno 2016, para cada capa de agua. 88

Tabla 10. Valores promedio y su respectiva desviación estándar para las variables registradas en SOCAS en la serie 2014 – 2015 vs agosto de 2015, para cada capa de agua. 89

RESUMEN

En Chile central (30-36°S) ingresan esporádicamente frentes fríos que provocan episodios de lluvia y marejadas de consideración. Estos eventos generan oleaje de alta energía, con un marcado poder erosivo y capaz de generar importantes daños en la zona costera de Valparaíso (33°S).

En agosto de 2015, un meteotsunami generado por el paso de dos ondas frontales afectó la zona central de Chile. Este dejó un record de precipitaciones en Valparaíso (131,9 mm), rachas de viento noroeste de hasta 110 km/h y fuerte oleaje de hasta 7,2 m de altura, generando graves daños a la infraestructura costera, portuaria y turística en todo el litoral. Este trabajo analiza el efecto de este meteotsunami sobre la estructura biogeoquímica de la columna de agua de la zona costera de Valparaíso. Para ello, se analizó la información biogeoquímica (temperatura, salinidad, oxígeno disuelto, nutrientes, gases de efecto de invernadero e isotopos estables en la materia orgánica) de dos series de tiempo oceanográficas en la zona, STOV y SOCAS, junto a información de sensores remotos (carbono inorgánico particulado (PIC), coeficiente de atenuación difusa (Kd_{490}) y clorofila satelital (Chl-a)).

Los resultados mostraron que, posterior al meteotsunami existió una perturbación física y biogeoquímica en la columna de agua. Entre estos, se observó una profundización de la capa de mezcla (- 36 m), la cual presentó una oxigenación (0,62 $mL \cdot L^{-1}$) y una disminución de temperatura (0,8°C) y salinidad (0,1) respecto de lo observado en la serie de tiempo promedio. Adicionalmente, toda la columna de agua presentó un aumento de la concentración de amonio (hasta 0,65 μM) y una disminución de la concentración de nitrato (hasta 12,2 μM). Esta disminución de nitrato, generó un importante déficit de nitrógeno.

Una de las posibles causas del déficit de nitrógeno observado, es su utilización por desnitrificación y/o anammox que, debido a las condiciones óxicas de la columna de agua, ocurrirían en microzonas anóxicas de las partículas. Estas partículas incrementaron considerablemente su contenido en la columna de agua producto del aumento del caudal y concentración de sedimentos del río Aconcagua. El aporte de material terrígeno luego del meteotsunami fue corroborado por la señal de $\delta^{13}C$ (-26,7 ‰). Sin embargo, el PIC determinado mediante imágenes satelitales, presentó un leve aumento en la zona de la desembocadura del río Aconcagua.

Estos resultados muestran que aunque existe un efecto del meteotsunami sobre la estructura biogeoquímicas en la zona de estudio, no es posible establecer claramente que estas anomalías se deban a un incremento de materia inorgánica particulada en la columna de agua.

ABSTRACT

In the central zone of Chile (30-36°S) cold fronts eventually produce intense rainfall and extreme waves. These events generate high energy waves, with strong erosive action and severe damage in the coastal area of Valparaíso (33° S).

In August 2015, a meteotsunami generated by two frontal waves affected central Chile results in a record of rainfall (131.9 mm), strong northwest wind gusts (up to 110 km/h) and significant wave heigths (up to 7.2 m height), causing severe damage to the coastal, port and tourist infrastructure throughout the coast of Valparaíso. This work analyzes the effect of this meteotsunami on the biogeochemical structure of the water column off Valparaíso. Physical and biogeochemical variables (temperature, salinity, dissolved oxygen, nutrients, greenhouse gases and stable isotopes in organic matter) from two oceanographic time series off Valparaíso, STOV and SOCAS, and remote sensors data were analyzed (particulate inorganic carbon (PIC), diffuse attenuation coefficient (Kd_{490}) and satellite chlorophyll (Chl-a)).

The results showed a physical and biogeochemical disturbance in the water column after the meteotsunami. A mixed layer deeper (-36 m), cooler (0.8 °C), fresher (0.1) and more oxygenated (0.62 $mL \cdot L^{-1}$) was observed respect to the average time series. Additionally, the entire water column showed an increase in ammonium concentration (up to 0.65 μM) and a decrease in nitrate concentration (up to 12.2 μM). This decrease in nitrate concentration resulted in a significant nitrogen deficit.

The role of denitrification and/or anammox in this nitrogen deficit was analyzed, which, due to the oxic conditions, should occurring in anoxic microzones in particles. The content of particles increased considerably as a result of the rise in sediment flow and concentration in the Aconcagua River. The contribution of terrigenous material after meteotsunami was corroborated by the signal of $\delta^{13}C$ (-26.7 ‰). However, there was a slight increase of surface PIC, determined by satellite images, in the adjacent area of the mouth of the Aconcagua River.

These results showed that although there is an effect of the meteotsunami on the biogeochemical structure of the study area, the anomalies are not clearly related with an increase in particulate inorganic matter in the water column.

INTRODUCCIÓN

El Sistema de Corriente de Humboldt (HCS) corresponde a uno de los cuatro principales sistemas de corrientes de borde oriental de los océanos del mundo (Strub *et al*, 1998) y corresponde a una de las características principales de la circulación oceánica general en el Pacífico Sur oriental (Silva *et al.*, 2009).

En los ecosistemas de surgencia costera localizados en los bordes orientales de los océanos, se combina la acción del viento y la rotación de la tierra para generar la advección hacia la superficie de aguas subsuperficiales ricas en nutrientes (Smith 1994; 2014; Bakun *et al.*, 2010). Este afloramiento de aguas o surgencia, genera una disminución de temperatura superficial del mar y un aumento de nutrientes, favoreciendo el incremento de la productividad primaria (Ulloa *et al.*, 2001), siendo esto último una característica dominante, que genera impactos directos en los niveles tróficos más altos y en las pesquerías comerciales (Yuras *et al.*, 2005).

Sumado al incremento de la productividad, el HCS se caracteriza por presentar una de las Zonas de Mínimo de Oxígeno (ZMO) más grandes del mundo (Gilly *et al.*, 2013). Las ZMO son zonas del océano persistentes que se distribuyen a profundidades intermedias y se caracterizan por presentar bajas concentraciones de oxígeno disuelto (< 0,5 mL/L) (Anderson *et al.*, 1982) y una alta concentración de nutrientes inorgánicos en la capa subsuperficial, tales como nitrato (NO_3^-), fosfato (PO_4^{3-}) y silicato (SiO_2^{4-}) (Graco *et al.*, 2007). La concentración disponible de estos nutrientes es uno de los factores que afecta el crecimiento de las comunidades marinas, así como también su distribución y variabilidad. Además, la proporción entre nutrientes es un indicador de los procesos físicos y biogeoquímicos que están ocurriendo en el ambiente afectando las comunidades fitoplanctónicas que se desarrollan, así como también la productividad del sistema (Graco *et al.*, 2007). El fitoplancton, considerado el más abundante de los productores marinos, constituye una fuente dominante de materia orgánica, con una proporción de Nitrógeno/Fósforo de 16/1. Las desviaciones de estas proporciones pueden tener diferentes orígenes, como por ejemplo procesos de remineralización anaeróbicos, o la presencia de nutrientes preformados que caracterizan una masa de agua, los cuales pueden ir acumulándose durante su transporte (Libes, 1992).

A lo largo de la costa chilena, la surgencia costera ocurre entre los 18º S y 38º S debido a la orientación de la costa y al régimen de vientos con predominancia del S y SW (Bakun & Nelson, 1991). Esto se debe, al Anticiclón Subtropical del Pacífico Sudeste (ASPS), uno de los principales forzantes en el HCS (Ancapichun & Garcés-Vargas, 2015).

Cuando el ASPS se fortalece, incrementa la magnitud de los vientos provenientes del sur y, por lo tanto, hay un mayor transporte de aguas del polo y un aumento de eventos de surgencia. Por el contrario, al debilitarse el ASPS, los vientos provenientes del sur decrecen en magnitud y los eventos de surgencia disminuyen (Ancapichun & Garcés-Vargas, 2015). Estos vientos paralelos a la costa advectan agua hacia el norte y ocasionan un transporte de Ekman costa afuera, generando como consecuencia un afloramiento o surgencia de estratos más profundos (Croquette *et al*, 2007).

En la zona central de Chile (entre 30° y 36°S), debido a la transición geográfica entre dos regímenes característicos de la circulación general de la atmósfera (ASPS y cinturón de los vientos del oeste), se presenta una marcada estacionalidad en el clima, con una influencia anticiclónica creciente de sur a norte y de invierno a verano (Rutllant, 2004).

A escala estacional, en primavera- verano austral, el ASPS se presenta más intenso frente a la costa de Chile central (~35°S), con eventos de surgencia en escalas de tiempo de 7 a 10 días. La surgencia es más intensa en los centros de afloramiento cerca de pequeños cabos y bahías, donde los filamentos de agua fría se extienden hacia alta mar y luego se retiran asociados a los pulsos de viento (Halpin *et al*, 2004).

La zona costera de Valparaíso (33°S) se encuentra en uno de los centros de mayor productividad biológica en el océano. En general, esta zona costera posee características geográficas e hidrográficas particulares (Palma & Rosales, 1995), y una estrecha plataforma continental (~ 12 km), junto a la existencia de amplias terrazas de erosión y planicies de probable origen marino (Paskoff, 2010). Dicha zona pertenece a un tramo de costa (33°- 37°30’ S) que presenta una orientación general NNE-SSO (Paskoff, 2010) y está situada en una zona de transición de un régimen subtropical a uno subantártico, asociado al ecosistema de corrientes de Humboldt (Avaria *et al*, 1989). Dentro de esta zona, Punta Curaumilla (33°S), ha sido identificada como un importante centro de surgencia costera, la cual ha sido caracterizada por presentar eventos de surgencia en forma temporal y aperiódica. Estos eventos de surgencia están estrechamente relacionados con la presencia de vientos S y SW (Silva, 1973; Fonseca & Farías, 1987; Silva & Valdenegro, 2003), ocurriendo la mayor intensificación de los vientos SW en el periodo primavera-verano, generando como resultado una mayor frecuencia de surgencia en este periodo (Silva, 1973).

La región se encuentra caracterizada por la presencia de cuatro masas de agua: Agua Subantártica (ASAA), Agua Ecuatorial Subsuperficial (AESS), Agua Antártica Intermedia (AIAA) y Agua Profunda del Pacífico (APP) (Avaria *et al*, 1989; Silva *et al*, 2009). El ASAA se extiende desde la superficie hasta ~ 100 m de profundidad (Avaria *et al*, 1989) y se caracteriza por presentar salinidades relativamente bajas (33,8 a 34,5) y un contenido de oxígeno disuelto entre 3 y 7 mL/L (Silva & Konow, 1975). El AESS se encuentra entre

~100 y ~400 m de profundidad (Silva & Neshyba, 1979) y se caracteriza por presentar salinidad relativamente alta (34,5 a 34,9), altas concentraciones de nutrientes (Strub *et al*, 1998; Sievers & Vega, 2000) y muy bajo contenido de oxígeno disuelto (0,25 a 3 mL/L) (Sievers & Vega, 2000), asociado a las Zonas de Mínimo Oxígeno (ZMO) (Silva, 1983).

El AIAA se ubica entre 400 y 1200 m de profundidad (Silva y Sievers 1974), se caracteriza por su mínima salinidad (Talley, 1996), y un máximo relativo de contenido de oxígeno disuelto, con valores de 3 a 4 mL/L (Silva y Sievers, 1974). Finalmente, el APP se encuentra a profundidades mayores a 1000 m (Neuman & Pierson, 1966) y se caracteriza por una salinidad de 34,68 y un contenido de oxígeno entre 1 a 2 mL/L (Silva & Konow, 1975).

Por otra parte, la zona costera está sometida a procesos meteorológicos y de aporte continental que se manifiestan como una variabilidad en la columna de agua y sedimentos de las aguas costeras (Avaria *et al.*, 1989). Uno de estos procesos son las precipitaciones, las cuales son casi exclusivamente invernales, producto del desplazamiento hacia el Ecuador del Anticiclón subtropical y del cinturón de bajas presiones del oeste. Las variaciones de estos, de un año para otro, generan en esta zona una alta variabilidad interanual en las precipitaciones invernales y primaverales, con sequías intensas (fase fría) y frecuentes inundaciones durante los años lluviosos (fase cálida), principalmente asociada con el ciclo de El Niño/ Oscilación del Sur (ENOS) (Rutllant, 2004), presentándose en Valparaíso un valor anual de agua caída de 372,5 mm, alcanzando su mayor valor acumulado en julio con 111,2 mm (DMC, 2008). Junto a esto, el régimen de precipitación en Chile central (entre 30 y 43°) presenta una conexión con anomalías decadales en la temperatura de la superficie del mar en la región Pacífico (20° hacia el Polo Norte), la cual es denominada Oscilación Decadal del Pacífico (PDO) (Quintana & Aceituno, 2012).

Las precipitaciones generan impactos en las zonas costeras mediante el escurrimiento costero provocado por el aumento del caudal de ríos, como es el río Aconcagua. Como consecuencia de estas lluvias, así como también de los deshielos cordilleranos que aumentan considerablemente el caudal del río en época estival, se diluye la salinidad superficial tanto en la bahía como en zonas adyacentes y se genera un aumento importante en las concentraciones de nitrato y silicato en las cercanías de la desembocadura (Avaria *et al*, 1989). Junto a esto, el aporte hacia el mar de sólidos suspendidos de los ríos afecta directamente la productividad del fitoplancton, el transporte de contaminantes en el océano costero y la dinámica de los nutrientes (Doxaran *et al*, 2009).

Temporales y marejadas en la Zona costera de Chile central

Desde la década de 1960, las tormentas extremas han aumentado en frecuencia en la zona costera central de Chile, incrementándose desde un promedio de 5 eventos por año hasta a un número de 20 por año (Martínez *et al*, 2018).

Esporádicamente ingresan a la zona (30°S a 36°S) algunos frentes fríos que pueden provocar episodios de lluvia de consideración, asociadas a los temporales típicos de estaciones lluviosas (Garreud, 2013). Estos frentes de mal tiempo pueden generar marejadas, las cuales se definen como eventos de olas de gran altura forzadas por fuertes vientos que se propagan fuera de la zona de generación llegando a los sectores costeros (Paskoff, 2010).

Por lo general, la costa de Chile continental se caracteriza por estar afectada por una alta energía de oleaje. En su parte más meridional, está directamente alcanzada por las olas generadas por fuertes tempestades originadas en la zona de las latitudes 40°S (Paskoff, 2010). Las grandes olas oceánicas suelen propagarse fuera de su área de formación y llegar desde el SW y NW (y con menor porcentaje desde el W) hasta las costas de Chile central (Monárdez *et al*, 2008) e incluso septentrional, formando, en ocasiones, incluso las marejadas que tienen un marcado poder erosivo (Paskoff, 2010). En particular, la zona costera de Valparaíso, eventualmente, presenta fenómenos de marejadas fuertes, como lo ocurrido entre el 2 y 4 de junio de 1924, el 9 de agosto de 1929 y el 25 de julio de 1968 (Araya, 1979), los cuales han sido eventos relevantes en cuanto al daño registrado en las zonas costeras.

En agosto del año 2015, ocurrió un temporal en el cual el patrón de circulación atmosférica se caracterizó por el debilitamiento del anticiclón subtropical. El paso de dos ondas frontales entre el 7 y 10 de agosto, dejaron un récord de precipitaciones, principalmente en Valparaíso y Curicó, con un acumulado de agua caída de 131,9 mm y 134,9 mm, respectivamente. La condición sinóptica que prevaleció correspondió a un frente frío que se manifestó con anomalías negativas en toda la zona centro sur de Chile (DMC, 2015).

El temporal de agosto del año 2015, se caracterizó por: fuertes vientos provenientes del noroeste, rachas de hasta 110 km/h; una disminución de la presión atmosférica asociada al sistema frontal; oleaje proveniente del cuarto cuadrante, cuya altura significativa registrada fue de 7,2 m, sumado a una marea de origen astronómico, que aunque no fue extrema, contribuyó a elevar el nivel del mar. La combinación de estas variables sumada a la exposición de la bahía de Valparaíso al cuarto cuadrante, generó que el oleaje rompiera con violencia sobre el borde costero, causando graves daños a la infraestructura costera,

portuaria y turística en todo el borde costero de la región central de Chile (Winckler *et al*, 2015).

El evento de agosto de 2015 que afectó tanto las costas chilenas como peruanas, fue definido como un meteotsunami, en el cual se confirmó el origen atmosférico de intensas oscilaciones del nivel del mar, mediante análisis de registros meteorológicos (Carvajal *et al*, 2017). Los meteotsunamis han sido descritos desde 1935 (Nomitsu, 1935), sin embargo, en el último tiempo han cobrado notoriedad, ya que varios meteotsunamis destructivos se han reportado en varias localidades de los océanos del mundo. Los tsunamis meteorológicos o meteotsunamis, se definen como oscilaciones del nivel del mar similares a las ondas de tsunami, pero cuyo origen es meteorológico (Pattiaratchi & Wijeratne, 2015). Estos fenómenos ocurren en regiones limitadas, inducidos por perturbaciones atmosféricas, como pasos de sistemas frontales, chubascos, saltos de presión u ondas de gravedad atmosféricas, los cuales eventualmente puedan llegar a la costa con considerables alturas de olas. Una de las principales diferencias que presentan los meteotsunamis con los tsunamis sísmicos, es que los meteotsunamis son siempre locales, ya que las oscilaciones altamente destructivas normalmente se observan solo en bahías específicas o bahías vecinas (Monserrat *et al*., 2006).

Los efectos que este tipo de eventos tiene sobre la biogeoquímica y ecología de la columna de agua de las zonas costeras no han sido investigadas en profundidad, principalmente debido a que las condiciones ambientales adversas para navegar dificultan las campañas oceanográficas y el despliegue de equipamiento. Por esta razón, la información disponible respecto a las implicancias de eventos de tormenta y/o meteotsunamis sobre la estructura biogeoquímica de la columna de agua es escasa.

Mayor información, aunque también escasa, existe respecto a eventos atmosféricos tales como huracanes, así como su influencia en procesos tanto dinámicos como biológicos a través de la mezcla vertical y bombeo de Ekman (Wang & Zhao, 2008). La respuesta de la superficie del océano a un huracán o una tormenta particular, depende de varios parámetros los cuales implican variables atmosféricas y oceánicas. Algunas de las variables atmosféricas importantes, en el caso de los huracanes, incluyen el tamaño del huracán, la fuerza (velocidad del viento) y la velocidad de tránsito. Las condiciones hidrodinámicas locales, es decir, la estratificación preexistente y las corrientes casi inerciales, también desempeñan un papel importante en la respuesta oceánica a un huracán, mientras que la distribución vertical de los nutrientes y el fitoplancton, son factores primarios en la definición de la respuesta biogeoquímica resultante (Babin *et al*, 2004).

Por otra parte, si consideramos que las tormentas/huracanes generan una gran perturbación en la columna de agua producto del efecto del viento (mezcla vertical), agua

dulce proveniente de lluvias, ríos, escurrimientos y aporte de sedimentos (Walker, 2001; D'sa *et al*., 2010; Bianucci *et al*., 2018), seria esperable que las condiciones biogeoquímicas en la zona costera se vean alteradas.

El aumento de partículas produce una perturbación en la columna de agua, no solo al reducir la penetración de la luz y limitar la fotosíntesis, sino que también al constituir un sustrato para albergar microorganismos, generando microzonas anóxicas que favorecen la ocurrencia de procesos anaeróbicos. Se ha observado que en ambientes con alto contenido de partículas en la columna de agua, estos presentan un marcado agotamiento de nitrato en comparación con los niveles ambientales. La razón de este consumo se debería a la desnitrificación que estaría ocurriendo en microzonas en momentos de alto flujo de partículas, causando pérdida de nitrógeno fijado (Wolgast *et al.,* 1998; Bianchi *et al*., 2018).

Frente a la costa de Valparaíso, se han realizado esfuerzos importantes en la implementación de un sistema de monitoreo oceanográfico que nos permita comprender la variabilidad de los procesos que ocurren en la columna de agua. Al respecto, la serie de tiempo SOCAS (Serie Oceanográfica Costera Agua Sedimento), fue realizada trimestralmente, entre marzo de 2014 y diciembre de 2015. Adicionalmente, el año 2015 se implementó la serie de tiempo STOV (Serie de Tiempo Oceanográfica de Valparaíso) la cual fue realizada mensualmente, entre enero de 2015 y noviembre de 2016. En ambas series de tiempo fueron realizados monitoreos días después del meteotsunami de agosto de 2015, los cuales permitieron caracterizar los impactos de este sobre la biogeoquímica de la columna de agua en la zona costera.

Considerando la ocurrencia de este meteotsunami en las costas de Valparaíso y dado que se dispone de los datos obtenidos de ambas series de tiempo previamente indicadas, el objetivo del presente trabajo, es describir dicho evento sobre las características oceanográficas, la distribución de la concentración de nutrientes y las condiciones biogeoquímicas asociadas a la materia inorgánica particulada de la columna de agua en la zona de surgencia de Valparaíso.

HIPOTESIS

Los meteotsunamis frente a Valparaíso, provocan un aumento de materia inorgánica particulada en la columna de agua, el cual es responsable de la pérdida de nitrógeno reactivo a través de procesos anaeróbicos.

OBJETIVO GENERAL

Describir el efecto del meteotsunami de agosto de 2015, sobre las características oceanográficas, la distribución de la concentración de nutrientes y las condiciones biogeoquímicas asociadas a la materia inorgánica particulada de la columna de agua en la zona de surgencia de Valparaíso.

OBJETIVOS ESPECÍFICOS

1. Caracterizar la distribución espacial y temporal de las condiciones oceanográficas y biogeoquímicas, frente a Valparaíso en STOV y SOCAS.
2. Determinar las características de las anomalías biogeoquímicas frente a Valparaíso (nutrientes, gases de efecto invernadero, oxígeno disuelto) de STOV y SOCAS.
3. Caracterizar la variabilidad de la materia inorgánica particulada en las series de tiempo STOV y SOCAS.
4. Asociar la variabilidad de la materia inorgánica particulada con las anomalías biogeoquímicas observadas durante el meteotsunami de agosto de 2015.

METODOLOGÍA

Área de estudio y recolección de muestras

El presente trabajo considera el análisis de dos series de tiempo oceanográficas, STOV y SOCAS. La serie de Tiempo Oceanográfica Valparaíso (STOV), fue financiada por los proyectos FONDECYT # 1171895, 11130418 y 1171324 llevada a cabo por la Escuela de Ciencias del Mar (PUCV), en conjunto con IMO (Instituto Milenio de Oceanografía) e IFOP (Instituto de Fomento Pesquero), y los laboratorios de Oceanografía Física (PUCV), Biogeoquímica Marina (PUCV), Biogeoquímica de Gases de Efecto Invernadero (PUCV) y Observatorio de Ecología Microbiana (UPLA).

STOV consistió en muestreos mensuales realizados en una sección de seis estaciones oceanográficas, ubicada perpendicular a la costa, frente a Punta Ángeles (Tabla 1 y Figura 1), durante el periodo comprendido entre enero de 2015 y noviembre de 2016. En este trabajo se analizó la estación 5 (32°55.00'S; 71°52.00'W) de dicha serie, la cual tiene una profundidad de 1300 m, pero fue muestreada hasta una profundidad máxima de 900 m.

La Serie Oceanográfica Costera Agua Sedimento (SOCAS), consistió en muestreos trimestrales durante el periodo comprendido entre Marzo 2014 y Diciembre 2015, frente a la bahía de Concón. Esta serie fue llevada a cabo por la Universidad de Valparaíso y financiada por el proyecto FONDECYT # 11121487 (PI: Eulogio Soto), por el PIA 037474 (PI: Marcela Cornejo) y el Observatorio de Ecología Microbiana, FONDECYT # 1171324 (PI: Verónica Molina) (UPLA). Los muestreos contemplaron 5 estaciones perpendiculares a la costa, de las cuales la estación 5 (32°54.53'S; 71°39.96'W) fue analizada en el presente estudio. La estación 5 tiene una profundidad de 140 m de profundidad, y fue muestreada hasta 130 m de profundidad (Figura 1).

Los monitoreos realizados en ambas series de tiempo (STOV E5 y SOCAS E5) consideraron el despliegue de equipos CTD- OF (Seabird Model SBE25), para el registro continuo de temperatura, salinidad y oxígeno disuelto. Así también, ambas series consideraron la obtención de muestras de agua de mar mediante botellas Niskin de 5 L a profundidades oceanográficas estándar (0 m, 5 m, 10 m, 15 m, 20 m, 25 m, 50 m, 75 m, 100 m, 150 m, 200 m, 300 m, 400 m, 500 m, 600 m, 750 m, 900 m) para determinar oxígeno disuelto, gases de efecto invernadero (CO_2, CH_4 y N_2O), nutrientes (nitrato, nitrito, amonio, fosfato y silicato) e isotopos estables en la materia orgánica.

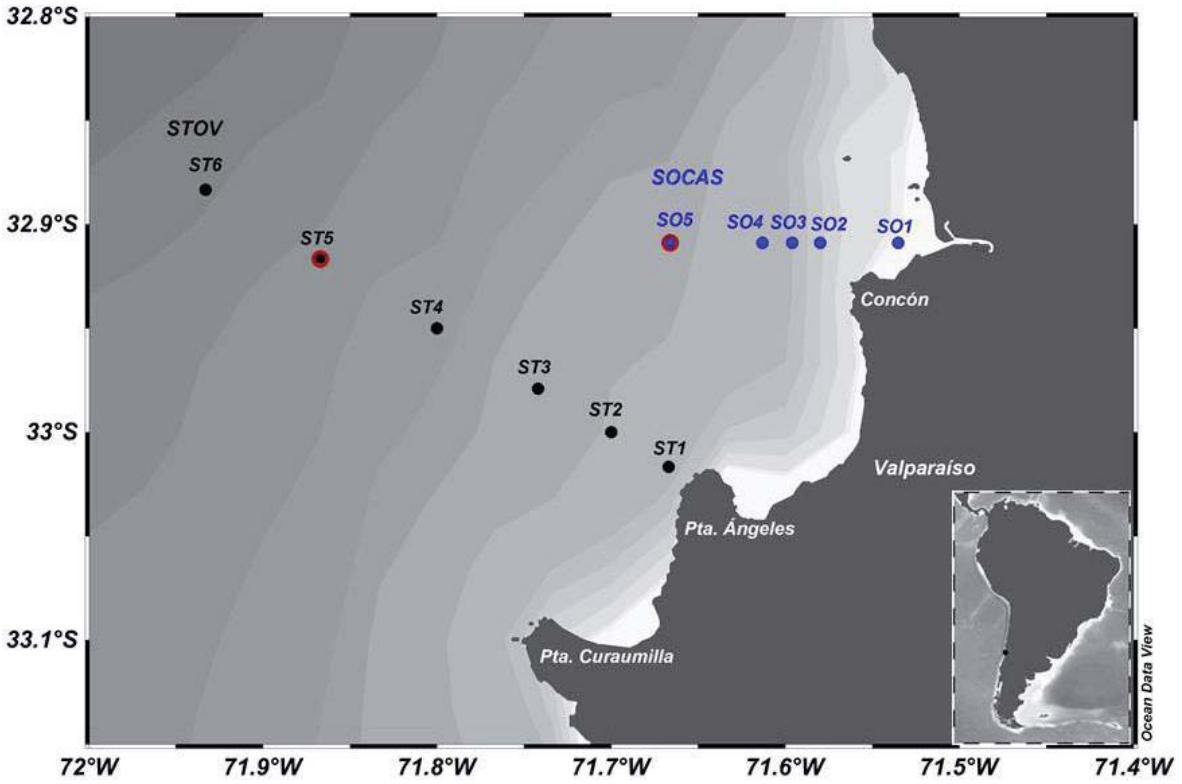

Figura 1. Área de estudio con la posición de las estaciones oceanográficas asociadas a STOV (Serie de Tiempo Oceanográfica Valparaíso), estación 5, frente a Punta Ángeles y SOCAS (Serie Oceanográfica Costera Agua Sedimento), estación 5, frente a Concón, Valparaíso.

Tabla 1. Coordenadas geográficas y profundidad de las estaciones oceanográficas asociadas a STOV y SOCAS (estación 5 en ambas series corresponde a área de estudio).

STOV				SOCAS			
Estación	**Latitud (°S)**	**Longitud (°W)**	**Profundidad (m)**	**Estación**	**Latitud (°S)**	**Longitud (°W)**	**Profundidad (m)**
E1	33°01,00'	71°40,00'	110	E1	32°54,531'	71°32,079'	22
E2	33°00,00'	71°42,00'	135	E2	32°54,532'	71°34,819'	50
E3	32°58,75'	71°44,50'	160	E3	32°54,532	71°35,749'	75
E4	32°57,00'	71°48,00'	630	E4	32°54,532'	71°36,801'	100
E5	32°55,00'	71°52,00'	1300	**E5**	32°54,533'	71°39,962'	140
E6	32°53,00'	71°56,00'	2000				

Análisis de muestras

Las muestras de agua de mar obtenidas con botellas Niskin a profundidades discretas, fueron utilizadas para determinar las concentraciones de oxígeno disuelto, mediante el método de Winkler (1988). Para esto se tomaron muestras en triplicado, en matraces Erlenmeyer de 125 mL con una manguera Tygon, evitando la formación de burbujas. Luego fueron fijadas a bordo (1 mL de $MnCl_2$ y 1 mL de KI-NaOH) y guardadas en oscuridad hasta su posterior análisis en laboratorio.

Posteriormente, se procedió a la obtención de muestras para la determinación de gases de efecto invernadero dióxido de carbono (CO_2) metano (CH_4) y óxido nitroso (N_2O). Para esto, se colectaron muestras en triplicado de agua de mar a profundidades discretas, en viales de vidrio de 20 mL, evitando la formación de burbujas. Inmediatamente, las muestras fueron fijadas con 50 µL de $HgCl_2$ para evitar la producción o consumo biológico de óxido nitroso y finalmente, las muestras fueron selladas herméticamente y guardadas en oscuridad hasta su posterior análisis en laboratorio. Las concentraciones de estos gases fueron determinados mediante cromatografía gaseosa utilizando la técnica de Headspace (McAuliffe, 1971), en un cromatógrafo de gases (Greenhouse GC-2014, Shimadzu). El cromatógrafo estaba equipado con un Detector de Captura de Electrones (ECD) para la determinación de óxido nitroso (N_2O) y de un detector de Ionización en Llama (FID) para la determinación de metano (CH_4), unido a un metanizador, para la conversión de dióxido de carbono (CO_2) en metano.

A continuación, se colectó agua para la determinación de nutrientes (nitrato, nitrito, fosfato y silicato) en triplicado, filtrando 60 mL de agua de mar (GF/F 0,45 µm porosidad). Las muestras fueron guardadas en botellas asépticas de polietileno (50 mL), y congeladas a -20°C para evitar el crecimiento de organismos. El análisis para la determinación de nutrientes se realizó por colorimetría, basado en la metodología de Strickland & Pearson (1972).

Para la determinación de amonio, se tomaron muestras en triplicado de 20 mL de agua de mar y se añadió 5 mL del reactivo orto-ftalaldehído (OPA). Posteriormente, las muestras fueron analizadas mediante la metodología fluorométrica (Holmes *et al*. 1999), en el Observatorio de Ecología Microbiana de la Universidad de Playa Ancha.

Las muestras para el análisis de carbono orgánico, nitrógeno orgánico e isótopos estables en la materia orgánica particulada en la columna de agua, fueron filtradas (~750 mL de agua de mar) mediante filtros de fibra de vidrio (Whatman GF/F 0,45 µm porosidad) pre-combustionados. Luego, los filtros fueron congelados a -20 °C en sobres de papel aluminio muflados y almacenados para su posterior análisis. Posteriormente, las muestras

se enviaron al Laboratorio de Biogeoquímica e Isótopos Estables (LABASI) de la Pontificia Universidad Católica de Chile, donde fueron analizadas de acuerdo a la metodología propuesta por Harris *et al.* (2001), en un espectrómetro de masa isotópica de flujo continuo (IRMS, Finnigan Delta Plus).

Análisis de la información

Caracterización de condiciones oceanográficas

Con los registros obtenidos mediante el CTD-OF (temperatura, salinidad, densidad, y oxígeno disuelto), junto con los datos de gases de efecto invernadero (CO_2, CH_4 y N_2O), nutrientes (nitrato, nitrito, amonio, fosfato y silicato) e isotopos estables en la materia orgánica particulada, se realizaron diagramas de profundidad versus tiempo y perfiles de distribución vertical de cada variable oceanográfica tanto para la serie STOV como para la serie SOCAS.

Para el análisis de esta información, fueron delimitadas capas de agua por rangos de profundidad (capa de mezcla, oxiclina, capa subsuperficial y capa profunda). La capa de mezcla fue determinada con el criterio de Monterrey & Levitus (1997). La oxiclina se delimitó utilizando como límite superior el fin de la capa de mezcla y como límite inferior, se consideró la profundidad hasta la cual se presentó un gradiente de oxígeno de 0,03 mL/L por metro. La capa subsuperficial fue considerada desde la profundidad del fin de la oxiclina y 600 m, profundidad a la cual en promedio se observó la oxiclina inferior. Finalmente, para la capa profunda se consideró el límite inferior de la capa subsuperficial (oxiclina inferior) y la máxima profundidad de muestreo; delimitada entre 600 m y 900 m de profundidad.

Caracterización de condiciones meteorológicas

Para la caracterización de las condiciones meteorológicas en la zona de estudio en el periodo de tiempo analizado, se utilizó información obtenida de la página web de Ogimet (www.ogimet.com), la cual es un servicio de información meteorológica que utiliza datos disponibles en la red de forma pública, fundamentalmente de la National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA), entregando información profesional de las condiciones meteorológicas en todo el mundo. Además se consideraron los datos de viento y presión atmosférica obtenidos de la estación Punta Ángeles, Región de Valparaíso (33°01’14”S, 71°38’33”W), ubicada a 41 m de altura sobre el nivel del mar.

Variabilidad temporal de caudales del río Aconcagua

Para el análisis de caudales del río Aconcagua del periodo comprendido entre el año 2014 y 2016, se utilizaron datos medios diarios de caudales (m^3/s), precipitación y concentración de sedimentos (mg/L), los cuales fueron obtenidos de la Dirección General de Aguas (www.dga.cl). Estos datos provienen de tres estaciones distribuidas a lo largo del río: "Río Aconcagua en Romeral", "Río Aconcagua en Chacabuquito" y "Río Aconcagua en Río Blanco" (Tabla 2, Figura 2). De las estaciones disponibles para el análisis del río Aconcagua, solo la estación 2 "Río Aconcagua en Chacabuquito" contaba con registros de sedimentos.

Tabla 2. Coordenadas de las estaciones del Río Aconcagua, con su altura respectiva (msnm) y distancia a la desembocadura del río.

Estación	Est	Latitud	Longitud	Altura (msnm)	Dist. a la desembocadura (km)
Río Aconcagua en Romeral	E1	32°50'25"	71°01'32"	365	46,25
Río Aconcagua en Chacabuquito	E2	32°51'01"	70°30'34"	950	93,9
Río Aconcagua en Río Blanco	E3	32°54'24"	70°18'13"	1420	112,93

Figura 2. Área de estudio donde se indica la posición de las estaciones del río Aconcagua, Valparaíso. Estación 1: Río Aconcagua en Romeral, E2: Río Aconcagua en Chacabuquito y E3: Río Aconcagua en Río Blanco.

Imágenes satelitales

Para el análisis de las fluctuaciones espaciales y temporales del aporte de sedimentos del río Aconcagua y su relación con el meteotsunami de 2015 se analizaron imágenes satelitales del Coeficiente de Atenuación Difusa (Kd_{490}), Clorofila-*a* (Chla-*a*) y Carbón Inorgánico Particulado (PIC) para el periodo comprendido entre enero de 2015 y diciembre de 2016 (utilizando imágenes diarias de las fechas más cercanas a las fechas de muestreos de STOV). Estas imágenes fueron obtenidas del programa GlobColour (http://globcolour.info), correspondientes a un producto combinado de conjuntos de datos de los sensores Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS Aqua) y Medium Resolution Imaging Spectrometer (MERIS), con una resolución de ~1 km. No se realizó ningún tipo de tratamiento a los datos obtenidos mediante esta plataforma, solo se descargaron las imágenes para el periodo de tiempo y área deseada.

Análisis Estadísticos

Con el objetivo de determinar diferencias entre las variables físicas y biogeoquímicas en las capas de agua (capa de mezcla, oxiclina, capa subsuperficial y capa profunda) en las estaciones del año monitoreadas, se realizó un análisis estadístico utilizando herramientas multivariables, con un análisis de componentes principales (PCA). El análisis de componentes principales es una técnica estadística multivariada que permite examinar la relación existente entre diversas variables cuantitativas. Este método explica el máximo porcentaje de varianza observada a partir de un número menor de componentes que resuma esa información (Lloret-Segura *et al*., 2014). Para mostrar la representación espacial de las variables analizadas, se realizó un PCA con las variables biogeoquímicas y las distintas capas de agua (capa de mezcla, oxiclina, capa subsuperficial y capa profunda) observadas en la estación 5 de STOV.

Con la finalidad de encontrar relaciones entre variables biogeoquímicas y la concentración de sedimentos del río Aconcagua, se realizó un Análisis de Correlación de Spearman, para todo el periodo de estudio, incluyendo el mes de agosto, y se contrastó con la misma serie, pero sin este mes.

Finalmente se realizó un ANOVA (test de Kruskal Wallis), para determinar si las concentraciones de las variables que presentan anomalías en STOV, son significativamente diferentes entre agosto de 2015 y los meses de invierno de la serie de tiempo (2015 y 2016).

RESULTADOS

Serie de Tiempo Oceanográfica Valparaíso (STOV)

Las figuras 3, 4, 5 y 6 muestran la variabilidad en el tiempo y la profundidad de las propiedades físicas y químicas de la columna de agua en la estación 5 de STOV. A continuación se describe la variabilidad temporal de esta serie para cuatro capas de agua (capa de mezcla, oxiclina, capa subsuperficial y capa profunda) y la observada en particular en agosto de 2015.

Capa de mezcla

La capa de mezcla presentó una profundidad media de 31,4 ± 21,9 m en el periodo estudiado, con un espesor variable a lo largo de toda la serie. Los mayores espesores de esta capa se presentaron en invierno (julio, agosto y septiembre) y los menores en primavera y verano (noviembre, diciembre y enero). En agosto de 2015 la capa de mezcla aumentó a una profundidad de 67 m, siendo una de las más profundas de toda la serie de tiempo, junto a julio de 2015 (con una profundidad de 102 m).

La temperatura en la capa de mezcla varió entre 11,7 y 19,3 °C, con un valor medio de 14,3 ± 1,9 °C. Las mayores temperaturas se presentaron principalmente en verano (enero, marzo y diciembre), mientras que las menores en los periodos de invierno en el año 2015 y en invierno y primavera en el año 2016. En agosto de 2015 se observó un valor medio de 13,5 ± 0,1 °C, sin embargo este valor se encuentra dentro del rango observado en el periodo de tiempo monitoreado (Figura 3a), siendo además similar a los valores presentes en junio (13,5 ± 0,13) y noviembre (13,4 ± 0,15) de 2016.

La distribución de salinidad presentó valores que fluctuaron entre 34,0 y 34,6, con una media de 34,3 ± 0,1 en todo el periodo monitoreado. Junto a esto, se observó un descenso de la isohalina 34,3, la cual en mayo de 2015 se encontraba en superficie y a partir de julio del mismo año se comienza a profundizar hasta ~30 m, ascendiendo nuevamente a superficie en diciembre. Por otra parte, en agosto de 2015 se observó un valor medio de 34,2 ± 0,01, lo cual es levemente inferior a la media estimada en la serie (como es posible observar en el perfil de distribución vertical), pero se encuentra dentro de los rangos observados (Figura 3b).

Respecto al oxígeno disuelto, los valores fluctuaron entre 1,4 y 6,7 mL/L, con un valor medio de 5,4 ± 1,1 mL/L en todo el periodo monitoreado. En agosto de 2015, se

observó un aumento en la concentración de oxígeno disuelto respecto al valor promedio de la serie, presentando un promedio de 6,02 ± 0,1 mL/L (Figura 3c y 3d), siendo además los valores presentes en agosto de 2015, similares a los observados en julio de 2016 (con un promedio de 5,99 ± 0,08).

Respecto a los resultados de nutrientes en la capa de mezcla, el nitrato presentó valores que fluctuaron entre 0 y 36,9 μM, con un valor medio de 7,6 ± 7,1 μM. A partir de agosto de 2015 (con un valor promedio para agosto de 2015 de 3,5 ± 0,2 μM) fue posible observar una disminución en la concentración de nitrato, siendo esta diferencia en promedio de 19,7 μM respecto al mes anterior (julio de 2015). Esta disminución en la capa de mezcla, permaneció incluso en los meses posteriores a agosto de 2015 y se mantuvo hasta febrero de 2016. Luego en marzo de 2016, la concentración de nitrato volvió a aumentar hasta junio del mismo año (Figura 4a).

Por otra parte, el nitrito presentó valores que fluctuaron entre 0 y 0,6 μM, con una media de 0,2 ± 0,2 μM, mientras que en agosto de 2015 se observó un incremento respecto a la media en la concentración de nitrito, presentando un valor promedio de 0,46 ± 0,1 μM (Figura 4b). Sin embargo, si comparamos las concentraciones de agosto de 2015 con el mes anterior (julio de 2015), no se observó un marcado incremento de nitrito, sino que concentraciones muy similares a las presentes en el mes de julio.

El fosfato, presentó valores que fluctuaron entre 0,6 y 3,0 μM, con un valor medio de 1,1 ± 0,5 μM. Para el caso de agosto de 2015, el valor medio presenta un valor similar al observado (1,1 ± 0,06) en la serie en esta capa de agua, sin embargo, se observó una leve disminución respecto a los meses previos (junio y julio de 2015). En el perfil de distribución vertical se pudo observar que en este mes, la concentración se mantuvo más constante que la concentración media de la serie a medida que aumentaba la profundidad (Figura 4c).

En cuanto al silicato, los valores fluctuaron entre 0 y 45,1 μM, con una media de 3,5 ± 6,6 μM. En agosto de 2015 los valores aumentaron, observándose una media de 6,0 ± 3,1 μM (Figura 4d). Sin embargo, este aumento en la concentración de silicato inició en julio del mismo año, presentando incluso en este mes los valores más altos registrados en la capa de mezcla.

El amonio, en la capa de mezcla presentó valores que fluctuaron entre 0,01 y 1,19 μM, con un valor medio de 0,3 ± 0,3 μM, en todo el periodo monitoreado. En agosto de 2015 esta capa presentó valores muy superiores a los observados en las capas más profundas, con concentraciones que fluctuaron entre 0,91 y 1,03 μM, con un valor promedio de 0,95 ± 0,05 μM. Sin embargo, valores similares se presentaron en abril del mismo año, con una concentración promedio de amonio de 0,89 ± 0,06 (Figura 5a).

Respecto al N* (déficit de nitrógeno reactivo) en la capa de mezcla, este presentó valores que fluctuaron entre -23,2 y 13,1 μM, observándose en general un déficit de nitrógeno, con un valor medio de -7,4 ± 4,0 μM. En agosto de 2015 se observó uno de los mayores déficit de nitrógeno en esta capa de agua, con un valor medio de -10,5 ± 1,1 μM, este déficit de nitrógeno, pudo observarse de igual forma en los dos muestreos siguientes, con valores incluso inferiores el 24 de septiembre de 2015 (9 de septiembre, un valor medio de -9,1 ± 0,5 μM y 24 de septiembre de 2016, con un valor medio de -11,9 ± 0,6) (Figura 5b).

Por otra parte, el N_2O presentó valores que fluctuaron entre 0,1 y 16,6 nM, con un valor medio de 10,4 ± 2,6 nM en todo el periodo monitoreado. Las menores concentraciones se presentaron en los meses de enero y marzo en ambos años (2015 y 2016), mientras que las mayores en los meses de septiembre de 2015 y 2016. En agosto de 2015 la concentración de N_2O presentó un valor promedio de 10,7 ± 0,7 nM (Figura 5c), observándose un leve aumento respecto al mes anterior de muestreo (marzo de 2015) y al promedio de la serie (con un aumento de 3,4 y 0,3 nM respectivamente). Este aumento en la concentración de N_2O se observó incluso en los meses posteriores, hasta noviembre del mismo año.

El CO_2, en la capa de mezcla, presentó valores que fluctuaron entre 2,1 y 52,5 μM, con un valor medio de 16,1 ± 11,0 μM. Las mayores concentraciones se presentaron en julio de 2016, mientras que las menores en septiembre del mismo año. En agosto de 2015 se presentó un aumento de CO_2 respecto a la media de la serie, con un valor promedio de 18,6 ± 3,4 μM, observándose un rango de valores más acotado de CO_2 (15,4 a 23,2 μM), lo cual se puede apreciar en el perfil de distribución vertical, con una menor variación con la profundidad (Figura 5d).

Respecto a los isotopos estables en la materia orgánica particulada en la capa de mezcla, el $\delta^{13}C$ presentó valores que fluctuaron entre -28,47 y -18,46 ‰, con un valor medio de -24,4 ± 1,99 ‰, observándose los mayores valores principalmente en enero, marzo y noviembre de 2015, junto a febrero de 2016. En agosto de 2015, se observó una disminución de $\delta^{13}C$, los valores fluctuaron entre -28,47 y -21,84 ‰, con un valor medio de -26,42 ± 2,34 ‰) (Figura 6a).

El $\delta^{15}N$, presentó valores que fluctuaron entre -22,65 y 28,40 ‰, con un valor medio de 5,52 ± 1,99 ‰, observándose los menores valores el 24 de septiembre de 2015 y en julio de 2016, mientras que los mayores valores se observaron en julio de 2015 y enero de 2016. En agosto de 2015, se observó una disminución de $\delta^{15}N$ respecto a la media de la serie, así como al mes anterior (julio de 2015), presentando valores que fluctuaron entre -0,40 y 10,50 ‰, con un valor promedio de 3,62 ± 4,0 ‰ (Figura 5b).

La concentración de carbono orgánico particulado (COP) presentó valores que fluctuaron entre 55,7 y 706,2 µg/L, con un valor medio de 181,2 ± 117,2 µg/L. En agosto de 2015, la concentración de C-orgánico fue en general menor que lo observado en la serie, con concentraciones que fluctuaron entre 55,7 y 322,4 µg/L, con un valor medio de 160,2 ± 105 µg/L (Figura 5c).

El nitrógeno orgánico particulado (NOP) presentó valores que fluctuaron entre 5,94 y 106,99 µg/L, con un valor medio de 26,27 ± 17,34 µg/L. El diagrama de profundidad vs tiempo muestra que las mayores concentraciones se presentaron en enero, marzo y septiembre de 2015, junto a octubre de 2016. Y las menores concentraciones de NOP se presentaron en enero y julio de 2016. En agosto de 2015, se observó una disminución en la concentración de nitrógeno orgánico, con concentraciones que fluctuaron entre 11,6 y 72,0 µg/L, con un valor medio de 25,8 ± 23,4 µg/L (Figura 6d).

Por otra parte, la relación C/N, presentó valores que fluctuaron entre 3,86 y 17,78, con un valor medio de 7,44 ± 2,40. Los mayores valores se presentaron en el año 2016, en los meses de enero y junio, mientras que los menores en ambos muestreos realizados en septiembre de 2015. Por otro lado, en agosto de 2015 la relación C/N presentó una disminución respecto a la media de la serie y al mes anterior de muestreo (julio de 2015), con valores que fluctuaron entre 4,47 y 11,49, con un valor medio de 6,86 ± 2,65, disminución que se mantuvo en los meses posteriores, como se mencionó anteriormente, registrando en septiembre los menores valores de todo el periodo monitoreado (Figura 6e).

Oxiclina

La oxiclina presentó un espesor medio de 98,4 ± 30,8 m, presentando los mayores espesores en marzo (165 m) y junio de 2015 (137 m), mientras que los menores se presentaron en julio de 2015 y noviembre de 2016 (32 y 49 m respectivamente). En agosto de 2015 el espesor de la oxiclina disminuyó levemente a 92 m, presentando además una profundización, llegando a 163 m de profundidad.

En la oxiclina, la temperatura presentó valores que fluctuaron entre 10,4 y 18,8 °C, con un valor medio de 12,1 ± 1,2 °C en todo el periodo monitoreado. Las mayores temperaturas se presentaron en verano (diciembre de 2015 y enero y marzo de 2016), mientras que las menores se presentaron en otoño e invierno en el año 2015 (abril, junio y agosto) y en primavera de 2016 (septiembre). En agosto de 2015 se observó un valor medio de 11,2 ± 0,7 °C, con un aumento respecto al promedio de la serie al inicio de la oxiclina y una posterior disminución a partir de los 80 m de profundidad (Figura 3a).

La distribución de salinidad presentó valores que fluctuaron entre 34,1 y 34,7, con un valor medio de 34,4 ± 0,14. Las mayores salinidades se presentaron en julio de 2015 (con un valor promedio de 34,6) y las menores en mayo del mismo año (con un valor

promedio de 34,2). En agosto de 2015, la salinidad fluctuó entre 34,3 y 34,5, con un valor medio de 34,4 ± 0,1, observándose al inicio de la oxiclina salinidades levemente inferiores respecto a la media de la serie y a partir de aproximadamente 60 m de profundidad valores muy similares (Figura 3b).

Respecto al oxígeno disuelto, los valores fluctuaron entre 0,4 y 6,5 mL/L, con un valor medio de 3,0 ± 1,5 mL/L en todo el periodo de estudio. En agosto de 2015 los valores fluctuaron entre 1,0 y 5,2 mL/L, con un valor medio de 2,5 ± 1,0 mL/L (Figura 3d).

Respecto a los resultados de nutrientes, el nitrato presentó valores que fluctuaron entre 1,2 y 26,8 µM, con un valor medio de 16,6 ± 7,4 µM. En agosto de 2015, los valores fluctuaron entre 3,4 y 13,2 µM, con un valor medio de 8,8 ± 5,0 µM, observándose una disminución de nitrato en toda la oxiclina respecto del resto del período de estudio (Figura 4a). El nitrito, presentó valores que fluctuaron entre 0 y 0,9 µM, con un valor medio de 0,2 ± 0,19 µM. En agosto de 2015, los valores fluctuaron entre 0,2 y 0,5 µM, con un valor medio de 0,3 ± 0,2 µM, observándose un leve aumento de nitrito respecto a la media de la serie, pero una disminución respecto a la capa de mezcla (Figura 4b).

El fosfato, presentó valores que fluctuaron entre 0,6 y 3,2 µM, con un valor medio 2,0 ± 0,7 µM en todo el periodo de estudio. En agosto de 2015 los valores fluctuaron entre 1,1 y 2,7 µM, con un valor medio 2,0 ± 0,8 µM, observándose valores similares en la distribución de fosfato respecto a la serie (Figura 4c).

La concentración de silicato, en la oxiclina, fluctuó entre 0 y 23,9 µM, con un valor medio de 8,9 ± 6,9 µM. En agosto de 2015 los valores fluctuaron entre 0 y 19,1 µM, con un valor medio de 11,1 ± 9,9 µM, observándose una disminución de silicato respecto a los meses previos del mismo año (junio, julio 2015) (Figura 4d).

El amonio, presentó valores que fluctuaron entre 0,02 y 1,4 µM, con un valor medio de 0,20 ± 0,25 µM, en todo el periodo monitoreado. En agosto de 2015, se observó un incremento de amonio respecto a la media de la serie, con valores que fluctuaron entre 0,4 y 1,0 µM con un valor promedio de 0,6 ± 0,4 µM (Figura 5a).

En cuanto a los valores de N* en la oxiclina, los valores fluctuaron entre -29,2 y -3,1 nM, con un valor medio de -12,8 ± 6,5 nM, observándose un mayor déficit de nitrógeno a medida que aumenta la profundidad. En agosto de 2015, los valores de N* fluctuaron entre -26,5 y -10,8 nM, con un valor medio de -19,6 ± 8,0 nM, presentando en este mes uno de los mayores déficit de nitrógeno, el cual disminuyó en el muestreo siguiente de septiembre de 2015 (valor medio -29,2 ± 7,6 µM) (Figura 5b).

El N_2O, presentó valores que fluctuaron entre 0,67 y 33,9 nM, con un valor medio de 18,9 ± 8,0 nM en todo el periodo monitoreado. En agosto y los dos muestreos siguientes de septiembre de 2015, se observó un leve aumento de N_2O respecto a los meses previos, presentando en agosto de 2015 valores que fluctuaron entre 9,7 y 20,7 nM, con un valor promedio de 15,3 ± 5,5 nM (Figura 5c). El CO_2, en la oxiclina, presentó valores que fluctuaron entre 11,1 y 93,7 µM, con un valor medio de 39,6 ± 24,1 µM. En agosto de 2015, se observa una clara disminución de CO_2 respecto al promedio de la serie, con valores que fluctuaron entre 15,3 y 28,6, con un valor medio de 22,9 ± 6,9 nM (Figura 5d).

Respecto a los isotopos estables, en la materia orgánica particulada, en la oxiclina, el $\delta^{13}C$, presentó valores que fluctuaron entre -28,4 y -15,9 ‰, con un valor medio de -24,6 ± 2,8 ‰, observándose una disminución a partir de agosto de 2015 hasta julio de 2016. En agosto de 2015 los valores fluctuaron entre -27,4 y -26,5 ‰, con un valor medio de -24,6 ± 2,8 ‰, presentando una disminución de $\delta^{13}C$ respecto a la media de la serie (Figura 6a).

El $\delta^{15}N$, presentó valores que fluctuaron entre -24,5 y 18,08 ‰, con un valor medio de 4,56 ± 6,14 ‰, observándose los menores valores el 24 de septiembre de 2015 y en julio de 2016, mientras que los mayores valores se observaron en junio de 2015 y septiembre de 2016. En agosto de 2015, el $\delta^{15}N$ presentó valores que fluctuaron entre 0,95 y 5,45 ‰, con un valor medio 3,21 ± 2,25 ‰ (Figura 6b).

La concentración de COP presentó valores que fluctuaron entre 20,7 y 483,4 µg/L, con un valor medio de 114,2 ± 78,6 µg/L, presentando los menores valores en agosto y ambos monitoreos de septiembre de 2015, mientras que los mayores valores se presentaron en mayo y noviembre de 2015. En agosto de 2015, los valores fluctuaron entre 20,7 y 69,9 µg/L, con un valor medio de 45,3 ± 34,8 µg/L. En el perfil de distribución vertical es posible observar valores medios inferiores en el mes de agosto, respecto a los registrados en la serie (Figura 6c).

La concentración de NOP presentó valores que fluctuaron entre 3,5 y 133,4 µg/L, con un valor medio de 16,1 ± 18,5 µg/L, observándose los menores valores en junio y julio de 2016, mientras que los mayores valores se presentaron en noviembre de 2015. En agosto de 2015, se observó una disminución de NOP con respecto a la media de la serie y a la capa de mezcla, con valores que fluctuaron entre 5,2 y 12,1 µg/L, con un valor medio de 8,0 ± 3,6 µg/L (Figura 6d).

La relación C/N presentó valores que fluctuaron entre 2,36 y 26,26, con un valor medio 9,01 ± 5,04. En agosto de 2015, los valores fluctuaron entre 3,97 y 5,77, con un valor medio de 4,87 ± 1,27, observándose una disminución en los meses posteriores (ambos muestreos de septiembre de 2015) respecto al promedio de la serie (Figura 6d).

Capa subsuperficial

La capa subsuperficial fue delimitada desde el fin de la oxiclina hasta 600 m de profundidad para todo el periodo de muestreo. En la capa subsuperficial, la temperatura presentó valores que fluctuaron entre 5,4 y 12,5 °C, con un valor medio de 9,0 ± 1,8 °C. En agosto de 2015, los valores fluctuaron entre 5,6 y 10,5 °C, con un valor medio de 7,9 ± 1,6 °C. En el perfil vertical, es posible observar que en agosto de 2015, los valores de temperatura estuvieron en el rango inferior de los valores promedio de la serie (Figura 3a). La salinidad, presentó valores que fluctuaron entre 34,3 y 34,8, con una media de 34,5 ± 0,12 en todo el periodo monitoreado. En agosto de 2015, los valores fluctuaron entre 34,3 y 34,6, con un valor medio de 34,5 ± 0,1, observándose al igual que en la temperatura una tendencia similar a los valores promedio de la serie, siguiendo la tendencia del límite inferior de los valores promedio en toda la capa subsuperficial (Figura 3b).

Respecto al oxígeno disuelto, los valores fluctuaron entre 0,2 y 4,2 mL/L, con un valor medio de 1,4 ± 1,1 mL/L en todo el periodo monitoreado, observándose una ZMO (valores <1 mL/L) aproximadamente a 425 m de profundidad. En agosto de 2015, los valores fluctuaron entre 0,4 y 4,2 mL/L, con un valor medio de 1,9 ± 1,4 mL/L. La distribución vertical de oxígeno disuelto, muestra que agosto de 2015 se presentó una ZMO desde 165 m a 360 m de profundidad, observándose un estrechamiento de la ZMO, respecto a los valores promedio de la serie (Figura 3c).

En la capa subsuperficial, el nitrato presentó concentraciones que fluctuaron entre 11 y 38,1 µM, con un valor medio de 27,4 ± 7,1 µM. Al igual que en las capas anteriores (capa de mezcla y oxiclina), se observó una disminución en la concentración de nitrato en agosto de 2015 y durante los muestreos siguientes de septiembre del mismo año. En el mes de agosto, las concentraciones fluctuaron entre 12,8 y 17,0 µM, con un valor promedio de 15,8 ± 1,8 µM, observándose esta disminución de nitrato respecto a la media de la serie a lo largo de todo el perfil de distribución vertical (Figura 4a).

El nitrito, presentó valores que fluctuaron entre 0 y 0,3 µM, con una media de 0,05 ± 0,07 µM. En agosto de 2015 los valores fluctuaron entre 0,03 y 0,23 µM, con un valor medio de 0,08 ± 0,08 µM (Figura 4b).

El fosfato, en la capa subsuperficial, presentó valores que fluctuaron entre 2,0 y 3,5 µM, con un valor medio de 2,8 ± 0,3 µM. En agosto de 2015, los valores fluctuaron entre 2,3 y 2,8, con un valor medio de 2,6 ± 0,2 µM, observándose en el perfil de distribución vertical, una profundización y leve disminución de los valores presentes en agosto respecto al promedio de la serie (Figura 4c). En cuanto al silicato, los valores fluctuaron entre 1,8 y 28,0 µM, con una media de 20,8 ± 5,2 µM. En marzo de 2015 se presentaron las menores

concentraciones de silicato en esta capa de agua. A partir de agosto de 2015 y hasta los dos muestreos siguientes, se observa una disminución de la concentración de silicato, presentando en agosto de 2015 valores que fluctuaron entre 19,8 y 26,0 μM, con un valor medio de 22,4 ± 2,4 μM (Figura 4d).

El amonio, presentó valores que fluctuaron entre 0,02 y 0,98 μM, con un valor medio de 0,14 ± 0,18 μM, en todo el periodo monitoreado. En agosto de 2015, los valores fluctuaron entre 0,37 y 0,48 μM, con un valor medio de 0,4 ± 0,05 μM, observándose en el perfil de distribución vertical un aumento respecto a la media de la serie, a lo largo de toda la capa subsuperficial (Figura 5a).

Respecto al N* en la capa subsuperficial, este presentó valores que fluctuaron entre -33,3 y 4,7 μM, con un valor medio de -14,8 ± 8,9 μM. Al igual que en las capas anteriores, en agosto de 2015 se observó en general un notorio déficit de nitrógeno en esta capa de agua, con valores fluctuaron entre -27,4 y -17,9, con un valor medio de -22,5 ± 4,1 μM (Figura 5b).

El N_2O, presentó valores que fluctuaron entre 14,2 y 46,5 nM, con un valor medio de 27,4 ± 7,2 nM en todo el periodo monitoreado. En agosto de 2015, los valores fluctuaron entre 14,7 y 26,9 nM, con un valor promedio de 21,2 ± 4,5 nM, observándose una disminución en la concentración de N_2O respecto al promedio de todo el periodo monitoreado, a lo largo de toda la capa subsuperficial (Figura 5c). Sin embargo, en los muestreos de septiembre de 2015 y hasta noviembre del mismo año, se observó un aumento de N_2O respecto a los meses previos.

La concentración de CO_2 en la capa subsuperficial, presentó valores que fluctuaron entre 16,7 y 126,2 μM, con un valor medio de 60,8 ± 30,9 μM. Las menores concentraciones se presentaron en marzo y agosto de 2015, mientras que las mayores se presentaron en febrero de 2016. En agosto de 2015 se presentaron las menores concentraciones de CO_2 las que fluctuaron entre 25,2 y 34,9 μM, con un valor medio de 29,9 ± 3,5 μM, (perfil de distribución vertical) (Figura 5d).

Respecto a los isotopos estables en la materia orgánica particulada, en la capa subsuperficial, el $\delta^{13}C$, presentó valores que fluctuaron entre -29,9 y 15,5 ‰, con un valor medio de -26,8 ± 5,3 ‰, observándose una disminución a partir de agosto de 2015 y hasta septiembre de 2016. En agosto de 2015 los valores fluctuaron entre -27,7 y -26,1 ‰, con un valor medio de -24,8 ± 2,8 ‰, presentando una disminución de $\delta^{13}C$ respecto a la media de la serie (Figura 6a).

El $\delta^{15}N$, presentó valores que fluctuaron entre -24,8 y 22,5 ‰, con un valor medio de 4,4 ± 6,5 ‰, observándose una disminución en la señal de $\delta^{15}N$ en la materia orgánica desde agosto de 2015 hasta julio de 2016. En agosto de 2015, el $\delta^{15}N$ fluctuó entre -0,62 y

5,37 ‰, con un valor medio 1,40 ± 6,5 ‰, observándose una disminución a partir de 300 m de profundidad, respecto a los valores promedio de la serie (Figura 6b).

La concentración de COP presentó valores que fluctuaron entre 13,8 y 483,4 µg/L, con un valor medio de 212,2 ± 40,6 µg/L, presentando una disminución a partir de agosto hasta noviembre de 2015. Las menores concentraciones en esta capa se presentaron en el segundo muestreo de septiembre de 2015, con un valor promedio de 27,7 ± 21,6 µg/L. En agosto de 2015, los valores fluctuaron entre 56,1 y 148,7 µg/L, con un valor medio de 85,7 ± 42,8 µg/L. En el perfil de distribución vertical es posible observar valores inferiores respecto a los valores promedio de la serie en el mes de agosto hasta 300 m de profundidad, bajo los 300 m se observaron valores mayores (Figura 6c).

La concentración de NOP presentó valores que fluctuaron entre 3,1 y 32,9 µg/L, con un valor medio de 9,7 ± 6,1 µg/L, observándose en esta capa, los mayores valores en marzo de 2015 y los menores en julio de 2016. En agosto de 2015, la concentración de NOP fluctuó entre 7,1 y 12,5 µg/L, con un valor medio de 9,5 ± 2,4 µg/L. En el perfil de distribución vertical es posible observar una leve disminución de NOP con respecto a la media de la serie hasta aproximadamente 300 m de profundidad, bajo esta profundidad se observan valores similares a los observados en promedio en la serie (Figura 6d).

La relación C/N presentó valores que fluctuaron entre 2,2 y 28,8, con un valor medio 9,9 ± 4,9. En agosto de 2015, los valores fluctuaron entre 7,4 y 11,9, con un valor medio de 8,7 ± 4,9, observándose en general una disminución en los meses posteriores (ambos muestreos de septiembre de 2015) respecto al promedio de la serie (Figura 6e).

Capa profunda

La capa profunda fue delimitada desde el fin de la capa subsuperficial hasta 1000 m de profundidad para todo el periodo de muestreo. Considerando esta delimitación para efectos de análisis, en esta capa de agua solo se contó con datos desde junio de 2015 hasta octubre de 2016.

En la capa profunda, la temperatura presentó valores que fluctuaron entre 3,9 y 6,6 °C, con un valor medio de 4,9 ± 0,5 °C. En agosto de 2015, los valores fluctuaron entre 4,0 y 5,6 °C, con un valor medio de 4,7 ± 0,8 °C. En el perfil vertical, es posible observar que en esta capa, en agosto de 2015, los valores de temperatura presentaron valores similares a los valores medio de la serie (Figura 3a). La salinidad, presentó valores que fluctuaron entre 34,3 y 34,5, con una media de 34,4 ± 0,04 en todo el periodo monitoreado. En agosto de 2015, los valores fluctuaron entre 34,3 y 34,4, con un valor medio de 34,4 ± 0,03,

observándose, al igual que en la temperatura valores similares a los valores promedio de la serie (Figura 3b).

Respecto al oxígeno disuelto, los valores fluctuaron entre 2,5 y 4,8 mL/L, con un valor medio de 3,4 ± 0,4 mL/L en todo el periodo monitoreado. En agosto de 2015, los valores fluctuaron entre 2,7 y 4,1 mL/L, con un valor medio de 3,3 ± 0,4 mL/L. La distribución vertical de oxígeno disuelto muestra valores similares en agosto de 2015 respecto a los valores promedio de la serie (Figura 3c).

En la capa profunda, el nitrato presentó concentraciones que fluctuaron entre 17,2 y 45,1 µM, con un valor medio de 32,1 ± 8,6 µM. Al igual que en las capas anteriores, se observó una disminución en la concentración de nitrato en agosto de 2015 y durante los muestreos siguientes de septiembre del mismo año. En el mes de agosto, las concentraciones fluctuaron entre 19,2 y 20,6 µM, con un valor promedio de 19,9 ± 1,0 µM, observándose esta disminución de nitrato respecto a la media de la serie a lo largo de todo el perfil de distribución vertical (Figura 4a).

El nitrito en la capa profunda, al igual que en la capa subsuperficial, presentó valores que fluctuaron entre 0 y 0,3 µM, con un valor medio de 0,06 ± 0,08 µM. En agosto de 2015 los valores fluctuaron entre 0,03 y 0,22 µM, con un valor medio de 0,13 ± 0,14 µM (Figura 4b).

El fosfato, en la capa profunda, presentó valores que fluctuaron entre 2,3 y 3,1 µM, con un valor medio de 2,7 ± 0,23 µM. En agosto de 2015, los valores fluctuaron entre 2,6 y 2,8, con un valor medio de 2,7 ± 0,1 µM, observándose en el perfil de distribución vertical, valores similares respecto al promedio de la serie (Figura 4c). En cuanto al silicato, los valores fluctuaron entre 12,0 y 59,9 µM, con una media de 36,9 ± 13,7 µM. En agosto de 2015 los valores fluctuaron entre 39,6 y 59,7 µM, con un valor promedio de 49,7 µM, observándose en este mes un aumento paulatino de silicato con la profundidad respecto al promedio de la serie (Figura 4d).

El amonio, presentó valores que fluctuaron entre 0,01 y 0,44 µM, con un valor medio de 0,12 ± 0,11 µM, en todo el periodo monitoreado. En agosto de 2015, los valores fluctuaron entre 0,4 y 0,44 µM, con un valor medio de 0,4 ± 0,03 µM, observándose en el perfil de distribución vertical un aumento respecto a la media de la serie, a lo largo de toda la capa profunda (Figura 5a).

Respecto al N* en la capa profunda, este presentó valores que fluctuaron entre -23,0 y 2,5 µM, con un valor medio de -8,1 ± 8,07 µM. Al igual que en las capas anteriores, en agosto de 2015 se observó un fuerte déficit de nitrógeno en esta capa de agua, con valores fluctuaron entre -21,1 y -20,2, con un valor medio de -20,7 ± 0,6 µM (Figura 5b).

El N_2O, presentó valores que fluctuaron entre 17,7 y 33,7 nM, con un valor promedio de 24,2 ± 3,4 nM en todo el periodo monitoreado. En agosto de 2015, los valores fluctuaron entre 17,7 y 24,7 nM, con un valor promedio de 21,2 ± 4,9 nM. En el perfil de distribución vertical, se puede observar que a partir del inicio de la capa profunda, se observa un incremento de N_2O al aumentar la profundidad, pero manteniendo valores inferiores a la media de la serie (Figura 5c).

La concentración de CO_2 en la capa subsuperficial, presentó valores que fluctuaron entre 12,7 y 86,7 µM, con un valor medio de 53,7 ± 23,2 µM, observándose las menores concentraciones de CO_2 en diciembre de 2015. En agosto de 2015 la concentración de CO_2 fluctuó entre 27,8 y 43,3 µM, con un valor medio de 35,3 ± 10,9 µM (Figura 5d).

Respecto a los isotopos estables, la señal del $\delta^{13}C$ en la materia orgánica particulada, presentó valores que fluctuaron entre -29,5 y -16,9 ‰, con un valor medio de -24,6 ± 2,8 ‰ (Figura 6a). El δ15N, presentó valores que fluctuaron entre -4,5 y 15,1 ‰, con un valor medio de 4,3 ± 5,5 ‰ (Figura 6b).

La concentración de COP en la capa profunda fluctuó entre 10,8 y 180,3 µg/L, con un valor medio de 71,4 ± 42,4 µg/L, presentando los menores valores en septiembre y noviembre de 2015, mientras que los mayores valores se presentaron en julio de 2015. En cuanto a la distribución vertical de COP, en la capa profunda se observa una baja variabilidad (Figura 6c). Respecto a la concentración de NOP presentó valores que fluctuaron entre 3,7 y 14,3 µg/L, con un valor medio de 7,0 ± 3,0 µg/L, observándose igualmente en la distribución vertical una baja variabilidad de NOP (Figura 6d).

La relación C/N presentó valores que fluctuaron entre 2,6 y 18,8, con un valor medio 10,7 ± 5,1, observándose una disminución en ambos muestreos de septiembre y noviembre de 2015, respecto al promedio de la serie (Figura 6e).

En el monitoreo de agosto de 2015 no se obtuvieron muestras para isotopos estables en la materia orgánica particulada en la capa profunda.

Diagrama T-S

El diagrama de temperatura versus salinidad (T-S) muestra la presencia de tres masas de agua en la estación 5 de STOV (Figura 7), las cuales según la clasificación de Silva & Konow (1975) corresponden al Agua Subantártica (ASAA), Agua Ecuatorial Subsuperficial (AESS) y Agua Intermedia Antártica (AIAA).

Se puede observar que en la capa superficial (0 – 100 m) predominan las aguas modificadas (en los primeros metros) y el ASAA, presentándose isopicnas entre 24,5 y 26,0 kg/m^3 con concentraciones de O_2 entre 5 y 6 mL/L. Entre 100 y 400 m predominó el AESS, con isopicnas entre 26,0 y 27,0 kg/m^3 y concentraciones de O_2 entre 0 y 4 mL/L. Finalmente, el AIAA predominó entre 400 y 1000 m, presentando isopicnas entre 27,0 y 27,5 kg/m^3, y concentraciones de oxígeno entre 2,5 y 4,0 mL/L. Considerando que el rango de distribución del APP es superior a 1000 m y la profundidad de muestreo no superó dicha profundidad, no se observó presencia de esta masa de agua.

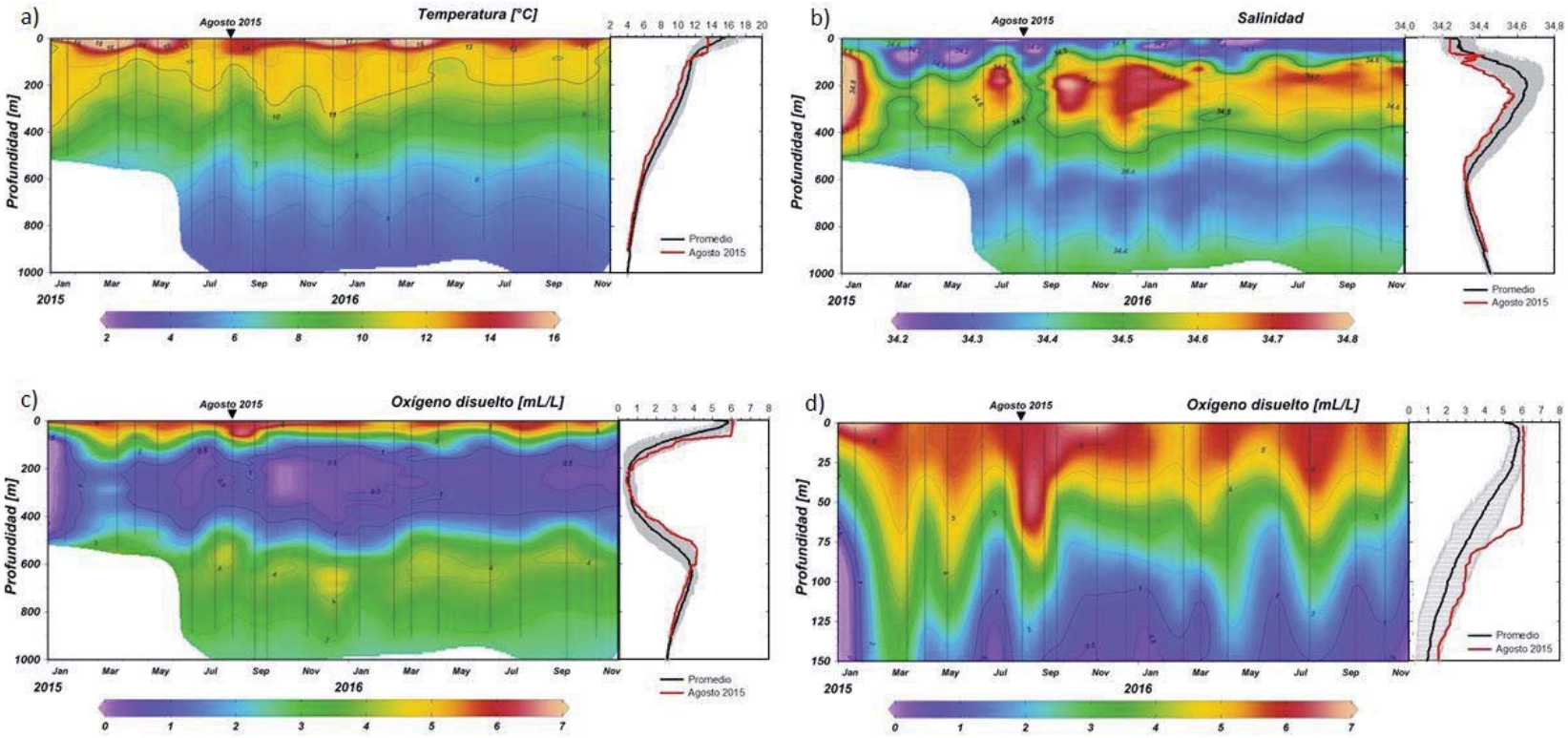

Figura 3. Diagrama de profundidad v/s tiempo para a) Temperatura (°C), b) Salinidad, c) y d) Oxígeno disuelto (mL/L), correspondiente a los resultados de la estación 5 de STOV, durante el periodo comprendido entre enero de 2015 y noviembre de 2016.

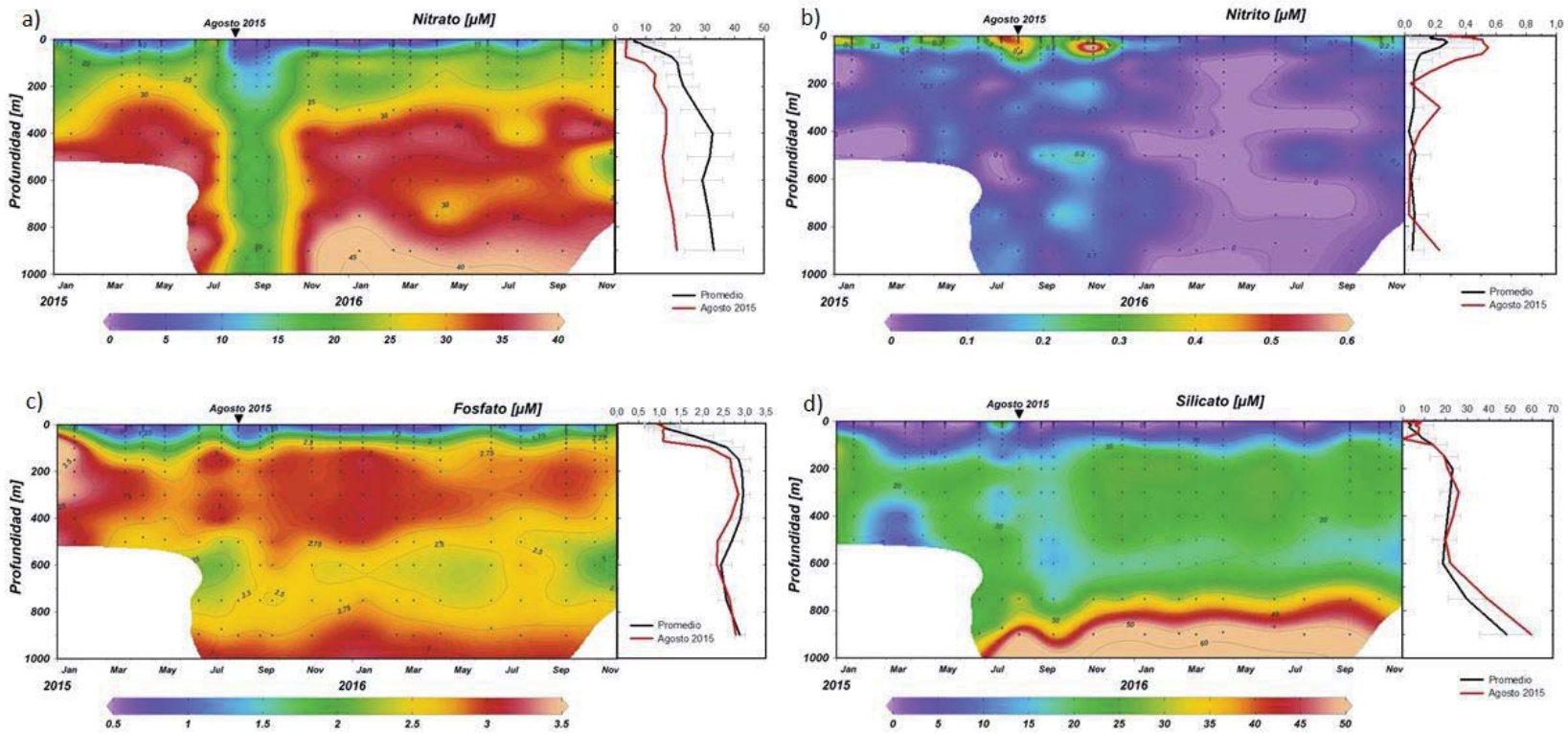

Figura 4. Diagrama de profundidad v/s tiempo para a) Nitrato (µM), b) Nitrito (µM), c) Fosfato (µM), y d) Silicato (µM), correspondiente a los resultados de la estación 5 de STOV, durante el periodo comprendido entre enero de 2015 y noviembre de 2016.

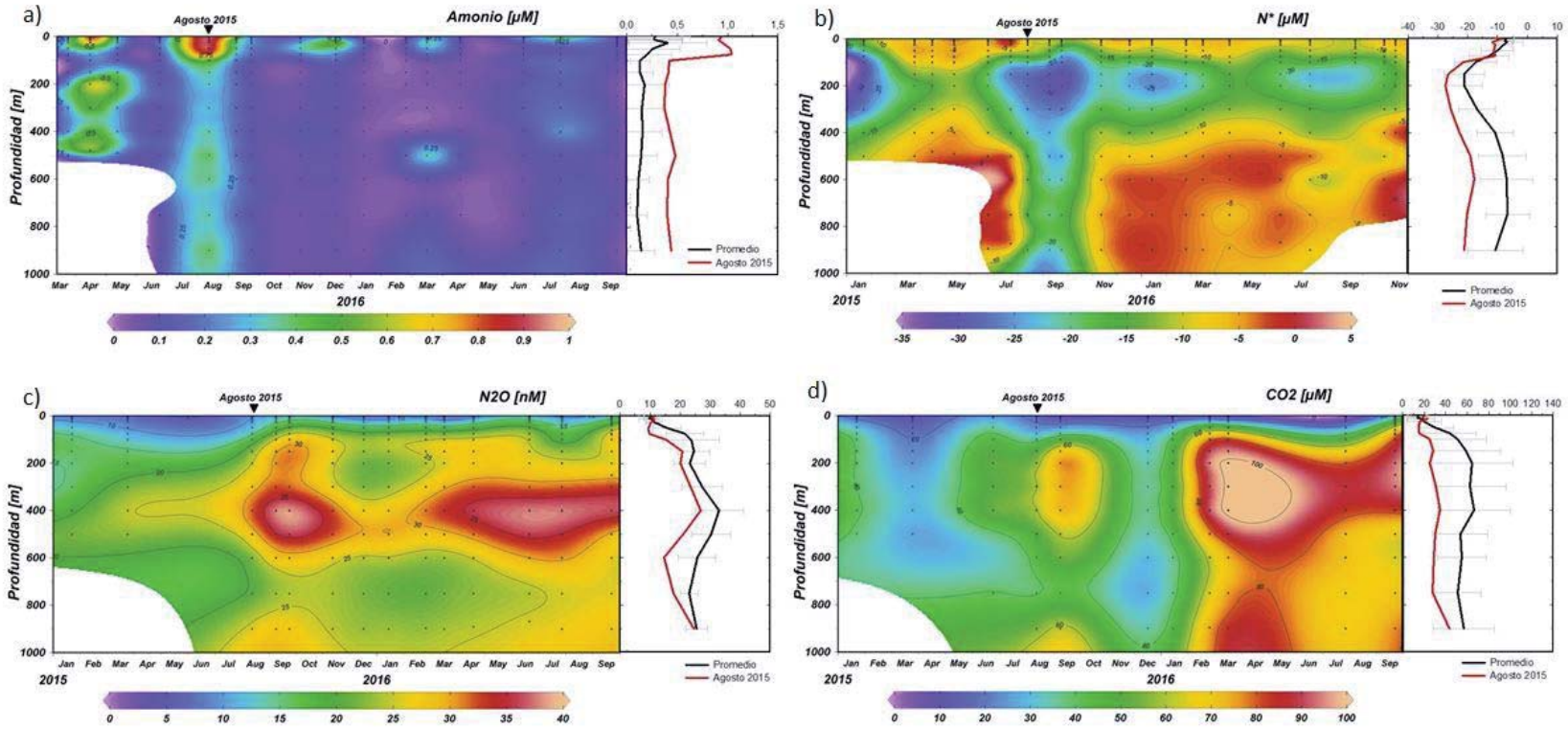

Figura 5. Diagrama de profundidad v/s tiempo para a) Amonio (µM), b) N* (µM), c) N_2O (nM), y d) CO_2 (µM), correspondiente a los resultados de la estación 5 de STOV, durante el periodo comprendido entre enero de 2015 y noviembre de 2016.

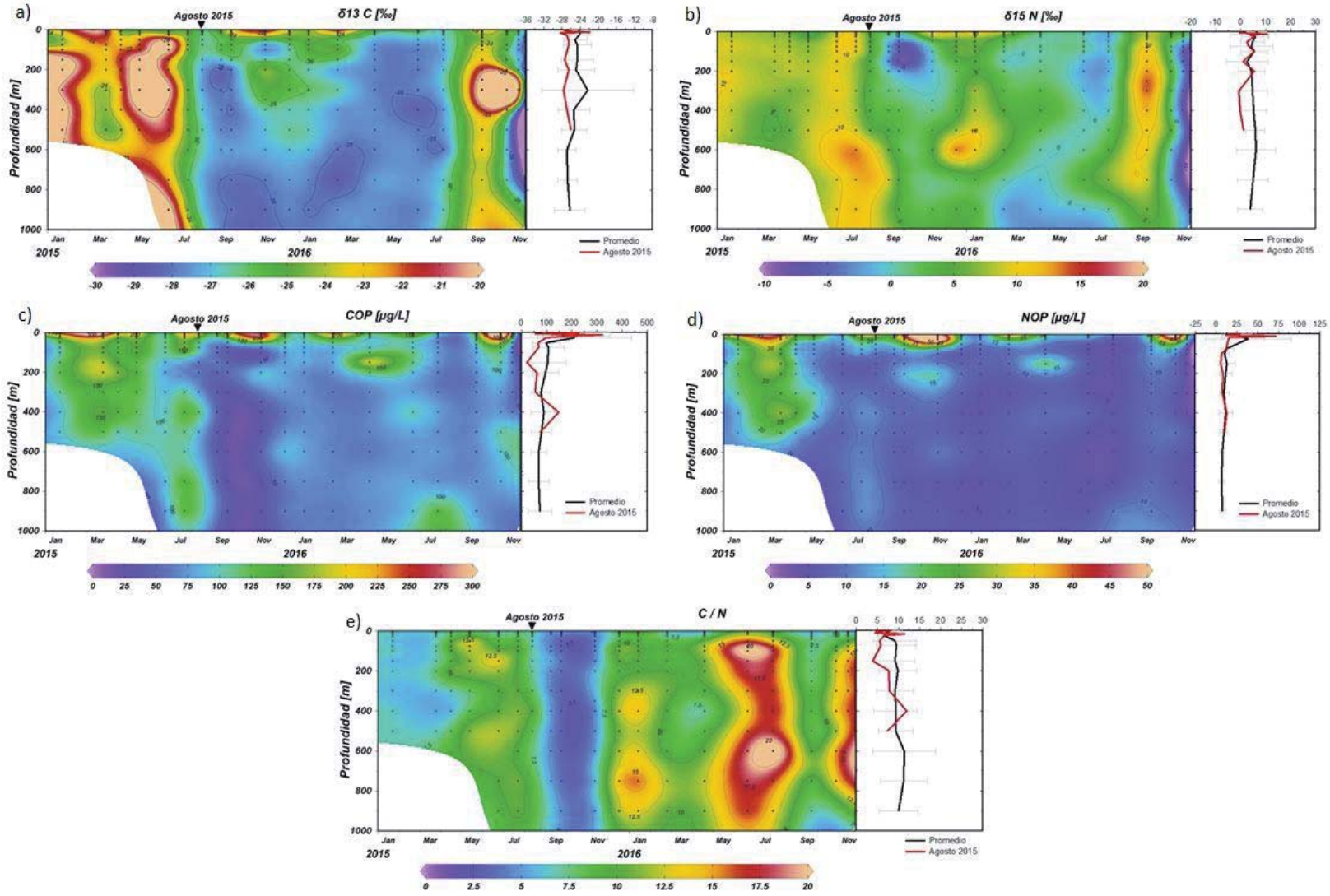
a)
Agosto 2015
δ13 C [‰]
Profundidad [m]
Promedio
Agosto 2015
b)
δ15 N [‰]
c)
COP [µg/L]
d)
NOP [µg/L]
e)
C / N

Figura 6. Diagrama de profundidad v/s tiempo para a) δ13C, b) δ15N, c) Carbono orgánico total (µg/L), d) Nitrógeno orgánico total (µg/L), y e) Relación carbono nitrógeno (C/N), correspondiente a las observaciones realizadas en la estación 5 de STOV, durante el periodo comprendido entre enero de 2015 y noviembre de 2016.

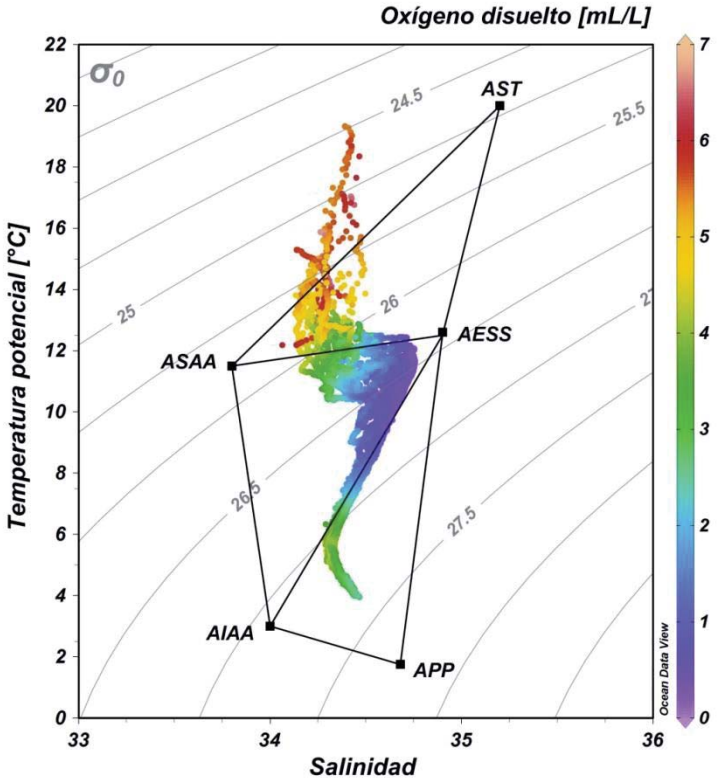

Figura 7. Diagrama de temperatura v/s salinidad para STOV, con concentraciones de oxígeno disuelto (mL/L) e isopicnas (kg/m^3), con triángulos de mezcla de masas de agua según Silva y Konow (1975) (AST= Agua Subtropical; ASAA= Agua Subantártica; AESS= Agua Ecuatorial Subsuperficial; AIA= Agua Intermedia Antártica; APP= Agua Profunda del Pacífico).

Serie Oceanográfica Costera Agua Sedimento (SOCAS)

Capa de mezcla

Las figuras 8, 9, y 10 muestran la variabilidad en el tiempo y la profundidad de las propiedades físicas y químicas de la columna de agua en la estación 5 de SOCAS. A continuación se describen los resultados obtenidos en esta serie para tres capas de agua (capa de mezcla, oxiclina y capa subsuperficial) y la observada en particular en agosto de 2015.

La capa de mezcla tiene una profundidad media de 18,6 ± 13,2 m en el periodo estudiado. En agosto de 2015 se observa una profundización de esta capa, llegando hasta 38 m de profundidad.

La temperatura en la capa de mezcla varió entre 12,7 y 16,4 °C, con un valor medio de 14,0 ± 1,2 °C. En agosto de 2015 la temperatura fluctuó entre 12,8 y 13,3, con un valor medio de 13,3 ± 1,0 °C, presentando una disminución de temperatura respecto al promedio de la serie de tiempo (Figura 8a). La salinidad presentó valores que fluctuaron entre 34,1 y 34,3, con un valor promedio de 34,2 ± 0,04 en todo el periodo monitoreado. En agosto de 2015 se observó un valor medio de 34,2 ± 0,01, lo cual es levemente inferior a la media estimada en la serie, pero se encuentra dentro de los rangos observados (Figura 8b). Respecto al oxígeno disuelto, los valores fluctuaron entre 4,5 y 6,9 mL/L, con un valor medio de 5,9 ± 0,4 mL/L en todo el periodo monitoreado. En agosto de 2015 la concentración de oxígeno fluctuó entre 5,4 y 6,1 mL/L, con un valor promedio de 5,99 ± 0,1 mL/L, y una distribución vertical con valores similares a la media de la serie en esta capa de agua (Figura 8c).

Respecto a los resultados de nutrientes en la capa de mezcla, el nitrato presentó valores que fluctuaron entre 2,5 y 11,9 µM, con un valor medio de 6,4 ± 3,8 µM. En agosto de 2015, se observó una disminución de nitrato respecto a los valores medios de la serie, con un valor promedio de 4,3 ± 0 µM (Figura 9a). El nitrito, presentó valores que fluctuaron entre 0 y 0,42 µM, con una media de 0,2 ± 0,2 µM. En agosto de 2015 se observó un leve incremento respecto a la media en la concentración de nitrito, presentando un valor de 0,3 ± 0,4 µM (Figura 9b).

El fosfato, presentó valores que fluctuaron entre 0,57 y 1,53 µM, con un valor medio de 1,02 ± 0,4 µM. En agosto de 2015, el fosfato presentó una concentración similar la media de la serie, con un valor promedio de 1,1 ± 0,0 (Figura 9c). El silicato, presentó valores que fluctuaron entre 0,31 y 12,00 µM, con un valor medio de 3,6 ± 3,9 µM. En agosto de 2015, el silicato presentó una concentración promedio de 2,3 ± 0,1 (Figura 9d).

El amonio en la capa de mezcla presentó valores que fluctuaron entre 0,17 y 0,48 µM, con un valor medio de 0,3 ± 0,2 µM, en todo el periodo monitoreado. En agosto de 2015 esta

capa presentó valores inferiores respecto a los valores promedio observados en la serie, presentando concentraciones de amonio de 0,17 µM (Figura 10a).

Respecto al N* en la capa de mezcla, este presentó valores que fluctuaron entre -10,1 y -2,96 µM, observándose en general un déficit de nitrógeno, con un valor medio de -6,8 ± 3,1 µM. En agosto de 2015 se observó uno de los mayores déficit de nitrógeno en esta capa de agua, con un valor medio de -10,1 ± 0 µM, presentando además valores inferiores respecto a la media de todo el periodo de muestreo (Figura 10b).

El N_2O, presentó valores que fluctuaron entre 8,1 y 14,9 nM, con un valor medio de 12,3 ± 2,4 nM en todo el periodo monitoreado. En agosto de 2015 la concentración de N_2O presento un valor promedio de 13,8 ± 0,2 nM con valores levemente mayores respecto a los observados en todo el periodo de monitoreo (Figura 10c). El CO_2, en esta capa de agua, presentó valores que fluctuaron entre 5,5 y 22,3 µM, con un valor medio de 14,5 ± 6,8 µM. Agosto de 2015 presentó una disminución de CO_2, con un valor de 5,5 µM (Figura 10d).

Oxiclina

La oxiclina presentó un espesor medio de 62,4 ± 17,6 m, presentando los mayores espesores en enero (83 m) y abril de 2015 (82 m), mientras que el menor se presentó en junio de 2015 (33 m). En agosto de 2015 el espesor de la oxiclina fue de 62 m, presentando una profundización, llegando a 101 m de profundidad.

En la oxiclina, la temperatura presentó valores que fluctuaron entre 11,3 y 15,9 °C, con un valor medio de 12,3 ± 1,0 °C en todo el periodo monitoreado. En agosto de 2015 se observó un valor medio de 11,4 ± 0,5 °C, presentando un leve aumento respecto al promedio de la serie al inicio de la oxiclina (Figura 8a). La salinidad presentó valores que fluctuaron entre 34,1 y 34,7, con un valor medio de 34,4 ± 0,14. En agosto de 2015, los valores fluctuaron entre 34,3 y 34,6, con un valor medio de 34,5 ± 0,1, observándose al inicio de la oxiclina valores levemente inferiores respecto a la media de la serie y a partir de aproximadamente 50 m de profundidad valores superiores (Figura 8b). Respecto al oxígeno disuelto, los valores fluctuaron entre 0,5 y 7,5 mL/L, con un valor medio de 3,8 ± 1,7 mL/L en todo el periodo de estudio. En agosto de 2015 los valores fluctuaron entre 1,7 y 5,2 mL/L, con un valor medio de 3,3 ± 1,2 mL/L (Figura 8c).

Respecto a los resultados de nutrientes, el nitrato presentó valores que fluctuaron entre 7,7 y 22,3 µM, con un valor medio de 14,3 ± 3,8 µM. En Agosto de 2015, se presentó una concentración promedio de 8,4 ± 0,8 µM, observándose una disminución de nitrato en toda la oxiclina (Figura 9a). El nitrito, presentó valores que fluctuaron entre 0 y 0,4 µM, con un valor medio de 0,17 ± 0,19 µM. En agosto de 2015, los valores fluctuaron entre 0 y 0,4

μM, con un valor medio de 0,28 ± 0,19 μM, observándose un leve aumento de nitrito en esta capa respecto a la serie (Figura 9b).

El fosfato presentó valores que fluctuaron entre 1,0 y 2,5 μM, con un valor medio de 1,85 ± 0,47 μM. En agosto de 2015, el fosfato presentó una concentración similar la media de la serie, con un valor promedio de 2,0 ± 0,1, observándose un leve aumento respecto a la media de la serie (Figura 9c). El silicato presentó valores que fluctuaron entre 3,0 y 12,9 μM, con un valor medio de 9,3 ± 3,3 μM. En agosto de 2015, el silicato presentó una concentración promedio de 10,5 ± 0,3, observándose un leve aumento respecto a la media de la serie (Figura 9d).

El amonio, en la oxiclina presentó valores que fluctuaron entre 0,14 y 0,68 μM, con un valor medio de 0,4 ± 0,2 μM, en todo el periodo monitoreado. En agosto de 2015 esta capa presentó valores inferiores respecto a los valores promedio observados en la serie, presentando concentraciones de amonio de 0,16 ± 0,02 μM (Figura 10a).

Respecto al N*, este presentó concentraciones que fluctuaron entre -22,5 y -4,98 μM, observándose en general un déficit de nitrógeno, con un valor medio de -12,3 ± 6,3 μM. En agosto de 2015, al igual que en la capa de mezcla, se observó un mayor déficit de nitrógeno respecto a la serie, con un valor medio de -20,3 ± 3,1 μM (Figura 10b).

El N_2O, presentó valores que fluctuaron entre 17,4 y 43,9 nM, con un valor medio de 33,4 ± 11,3 nM en todo el periodo monitoreado. En agosto de 2015 la concentración de N_2O presento un valor promedio de 43,5 ± 0,7 nM, presentando en general valores similares a los observados durante todo el periodo, exceptuando a 75 m de profundidad, donde se observan valores inferiores de N_2O (Figura 10c). El CO_2, en esta capa de agua, presentó valores que fluctuaron entre 15,4 y 42,9 μM, con un valor medio de 30,0 ± 12,6 μM. En agosto de 2015 se observó en general una disminución de CO_2, con un valor promedio de 16,6 ± 1,7 μM (Figura 10d).

Capa subsuperficial

La capa subsuperficial estuvo delimitada desde el fin de la oxiclina hasta ~135 m de profundidad para todo el periodo de muestreo.

En la capa subsuperficial, la temperatura presentó valores que fluctuaron entre 10,9 y 12,1 °C, con un valor medio de 11,6 ± 0,3 °C. En agosto de 2015, los valores fluctuaron entre 11,3 y 11,4 °C, con un valor medio de 11,3 ± 0,04 °C. En el perfil vertical, es posible observar que en agosto de 2015, los valores de temperatura estuvieron en el rango superior de los valores promedio de la serie (Figura 8a). La salinidad, presentó valores que fluctuaron

entre 34,4 y 34,7, con una media de 34,6 ± 0,08 en todo el periodo monitoreado. En agosto de 2015, los valores fluctuaron entre 34,6 y 34,7, con un valor medio de 34,6 ± 0,004, observándose mayor variabilidad respecto a la media de la serie, pero manteniéndose dentro de los rangos tanto superiores como inferiores de la serie (Figura 8b).

Respecto al oxígeno disuelto, la concentración fluctuó entre 0,03 y 2,89 mL/L, con un valor medio de 0,87 ± 0,6 mL/L en todo el periodo monitoreado, observándose una ZMO (<1mL/L) en todo el periodo muestreado exceptuando en abril y agosto de 2015. En agosto de 2015, los valores fluctuaron entre 1,50 y 1,56 mL/L, con un valor medio de 1,51 ± 0,02 mL/L. La distribución vertical de oxígeno disuelto, muestra un aumento en la concentración, pero manteniéndose dentro del rango de los límites superiores del promedio de la serie (Figura 8c).

En la capa subsuperficial, la concentración de nitrato fluctuó entre 10,9 y 25,5 µM, con un valor medio de 19,2 ± 4,7 µM. En el mes de agosto, las concentraciones fluctuaron entre 10,9 y 12,2 µM, con un valor promedio de 11,6 ± 0,9 µM, observándose esta disminución de nitrato respecto a la media de la serie a lo largo de todo el perfil de distribución vertical (Figura 9a). El nitrito, presentó valores que fluctuaron entre 0 y 0,23 µM, con una media de 0,05 ± 0,07 µM. En agosto de 2015 solo se obtuvo una muestra en esta capa de agua, presentando un valor de 0 µM a 127 m de profundidad (Figura 9b).

La concentración de fosfato, fluctuó entre 2,3 y 3,2 µM, con un valor medio 2,8 ± 0,2 µM en todo el periodo de estudio. En agosto de 2015, se observaron concentraciones similares, con valores que fluctuaron entre 2,7 y 2,8 µM, con un valor medio 2,8 ± 0,8 µM (Figura 9c). La concentración de silicato, en la oxiclina, fluctuó entre 15,7 y 28,0 µM, con un valor medio de 23,0 ± 3,8 µM. En agosto de 2015 los valores fluctuaron entre 20,8 y 21,4 µM, con un valor medio de 21,1 ± 0,4 µM, observándose una disminución de silicato respecto al mes previo (abril de 2015), pero en general presentó una disminución respecto al valor promedio de la serie (Figura 9d).

El amonio en la capa subsuperficial fluctuó entre 0,1 y 0,56 µM, con un valor medio de 0,22 ± 0,16 µM, en todo el periodo monitoreado (4 meses de muestreo). En agosto de 2015, se observan valores similares respecto a la media de la serie, con un valor promedio de 0,19 ± 0,07 µM (Figura 10a).

En cuanto a los valores de N*, en la capa subsuperficial los valores fluctuaron entre -29,7 y -8,93 nM, con un valor medio de -20,3 ± 7,1 nM. En agosto de 2015 los valores de N* fluctuaron entre -29,7 y -29,4 nM, con un valor medio de -29,6 ± 0,2 nM, observándose en esta capa el mayor déficit de nitrógeno presente en agosto de 2015 (Figura 10b).

El N_2O, presentó valores que fluctuaron entre 17,8 y 68,5 nM, con un valor medio de 39,3 ± 20,2 nM en todo el periodo monitoreado. En agosto se observó un aumento de N_2O respecto a los meses previos, presentando en agosto de 2015 valores que fluctuaron entre 67,3 y 68,5 nM, con un valor promedio de 67,9 ± 0,8 nM (Figura 10c). El CO_2, en la capa subsuperficial presentó valores que fluctuaron entre 29,2 y 65,6 µM, con un valor medio de 45,3 ± 13,0 µM. En agosto de 2015, se observa una disminución de CO_2 respecto al promedio de la serie, con valores que fluctuaron entre 29,2 y 39,1, con un valor medio de 34,1 ± 7,0 nM (Figura 10d).

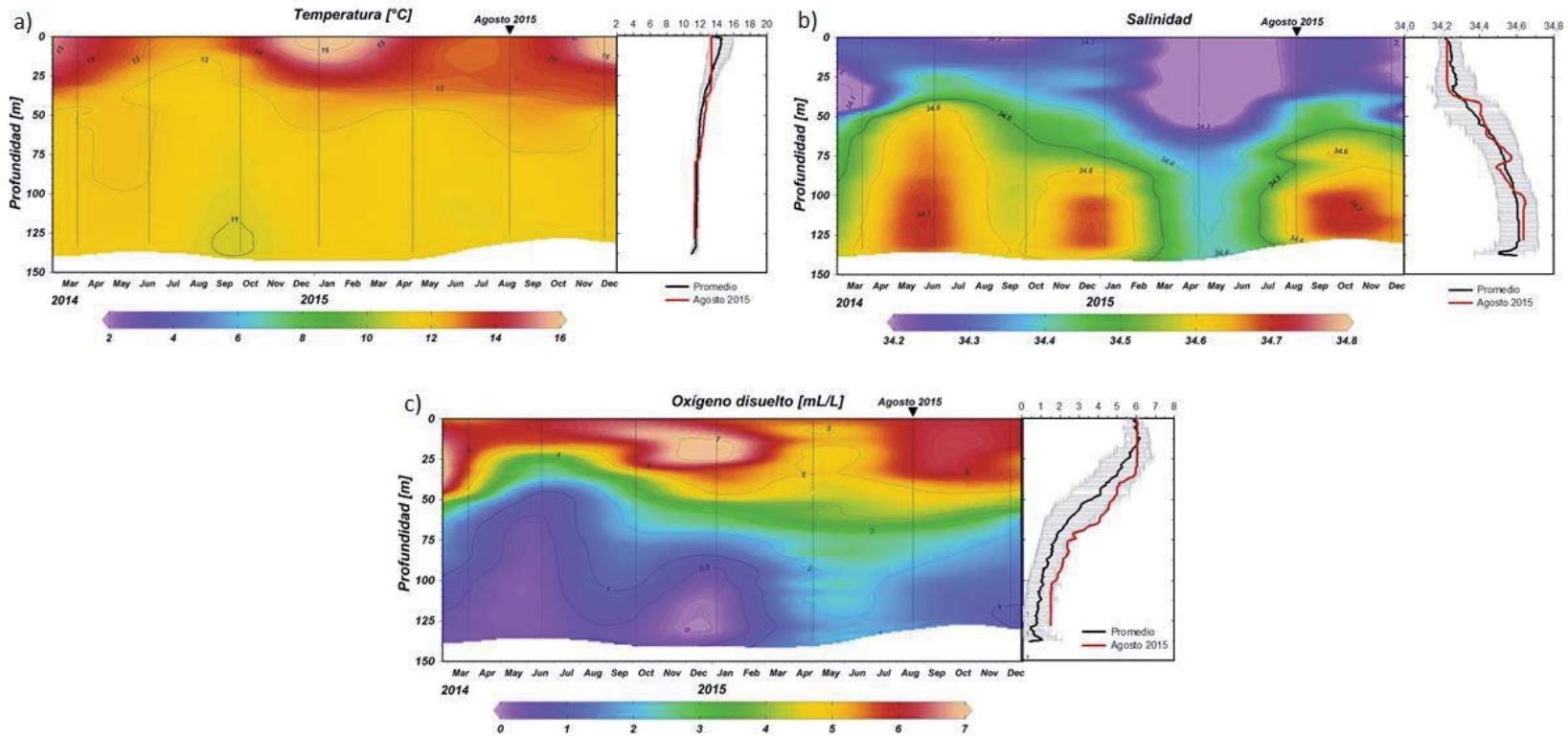

Figura 8. Diagrama de profundidad v/s tiempo para a) Temperatura (°C), b) Salinidad y c) Oxígeno disuelto (mL/L), correspondiente a las observaciones realizadas en la estación 5 de SOCAS, durante el periodo comprendido entre marzo de 2014 y diciembre de 2015.

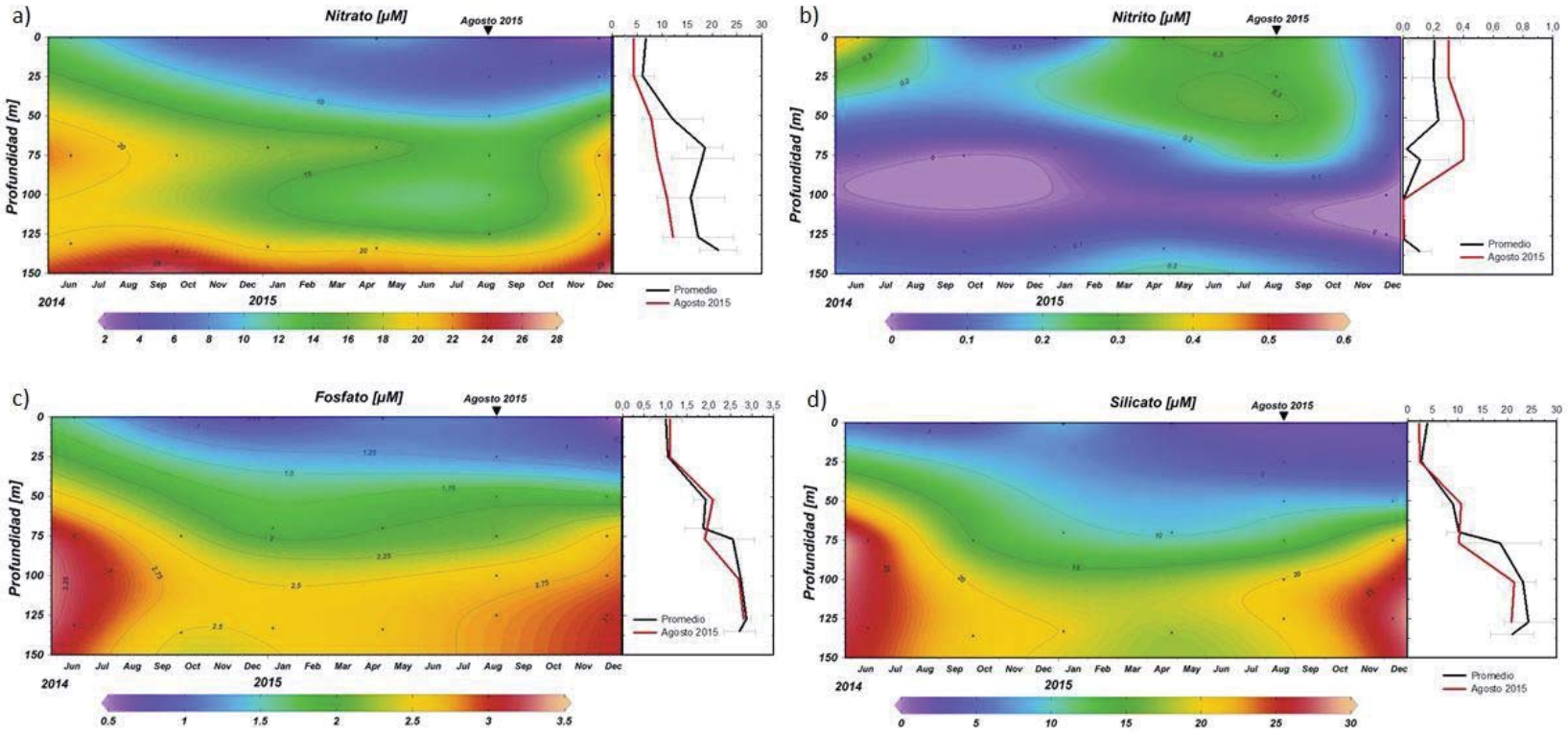

Figura 9. Diagrama de profundidad v/s tiempo para a) Nitrato (µM), b) Nitrito (µM), c) Fosfato (µM), y d) Silicato (µM), correspondiente a las observaciones realizadas en la estación 5 de SOCAS, durante el periodo comprendido entre marzo de 2014 y diciembre de 2015.

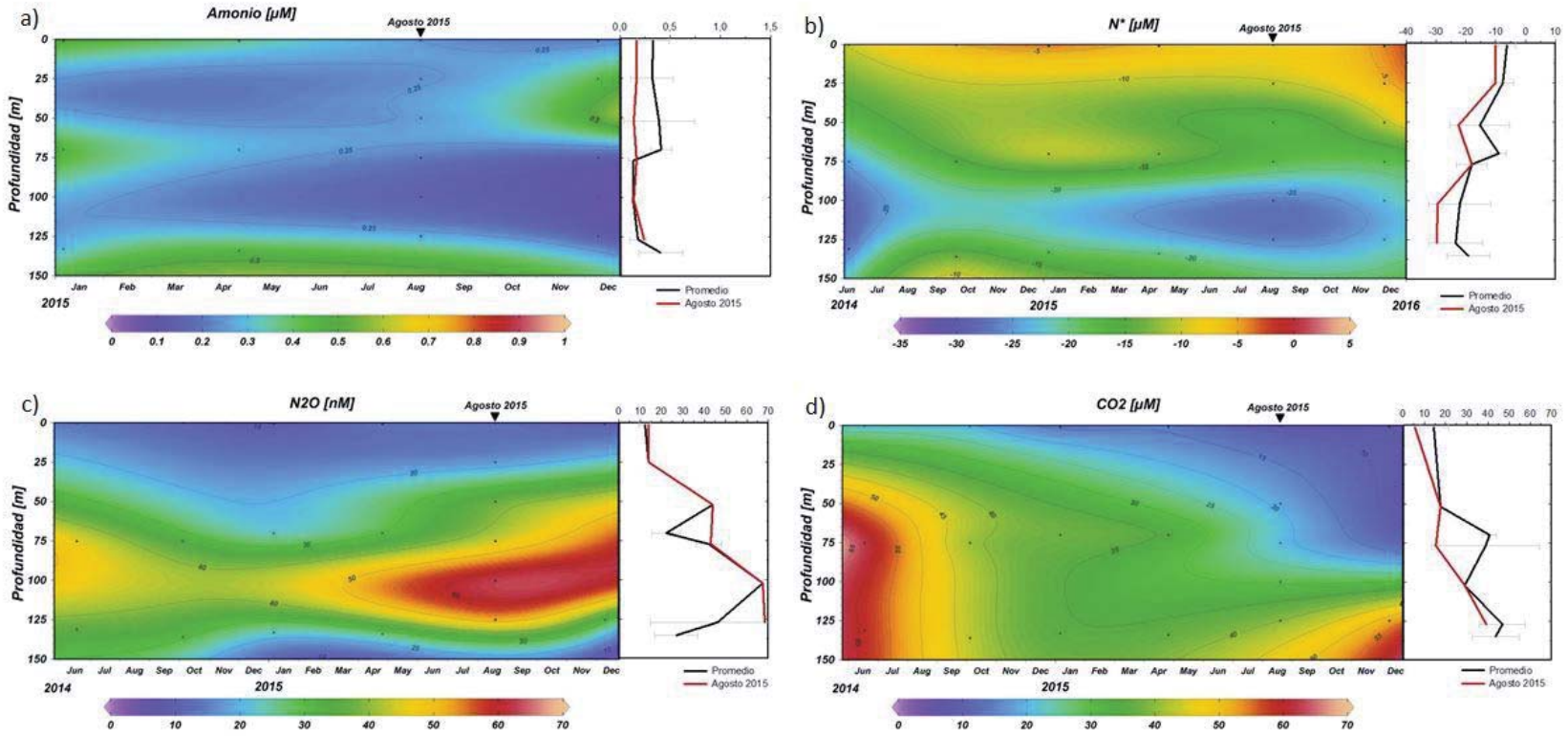

Figura 10. Diagrama de profundidad v/s tiempo para a) Amonio (µM), b) N* (µM), c) N_2O (nM), y d) CO_2 (µM), correspondiente a las observaciones realizadas en la estación 5 de SOCAS, durante el periodo comprendido entre marzo de 2014 y diciembre de 2015.

Velocidad del viento y presión atmosférica

La velocidad del viento (km/h) y presión atmosférica (hPa) se muestran en las figuras 11 y 12. La figura 11 corresponde a los promedios diarios registrados en los años 2014, 2015 y 2016, mientras que la figura 12 corresponde a registros cada tres horas en agosto de 2015, en la estación Punta Ángeles (33°01’14” S, 71°38’33” W).

La figura 11a, muestra la velocidad del viento en los tres años analizados, los cuales presentan un valor medio de 10,77 ± 5,56 km/h. Se observan similitudes en la tendencia del ciclo anual, principalmente entre el año 2015 y 2016, con promedios de 10,71 ± 5,61 km/h y 9,74 ± 6,15 km/h, respectivamente. Sin embargo, en la serie del año 2014, se observa en los meses invernales (junio a septiembre) valores de velocidad del viento más altos que la tendencia media, llegando a un valor máximo de 33 km/h en el mes de septiembre. La presión atmosférica (Figura 11b), presenta en general un aumento en los meses invernales y una disminución en los meses estivales, con valor medio anual de 1017 ± 2,90 Hp para los tres años analizados. En el año 2015, se observa un máximo en el mes de agosto, con una velocidad máxima registrada en todo el periodo de estudio, de 58,8 km/h, coincidiendo además con la más baja presión promedio diaria registrada de 1006 hPa.

La figura 12a y 12b, muestran la velocidad del viento y la presión atmosférica obtenida cada 3 horas, correspondientes a agosto de 2015. En ellas, se observa un aumento en la velocidad del viento a partir del día 5 hasta el 9 de agosto, presentando un máximo en la velocidad del viento para este periodo de 74,1 km/h, proveniente del NW y una presión atmosférica de 1002,1 hPa. Además, se puede apreciar que entre el 5 y el 8 de agosto no existió un periodo de calma y la velocidad mínima de viento fue de 9,3 km/h (7 de agosto). Respecto a la presión atmosférica, durante agosto de 2015 los valores fluctuaron entre 1001,9 (9 de agosto) y 1025,8 (14 de agosto) hPa, con un valor medio de 1017,1 ± 4,7, presentando entre el 4 y el 8 de agosto las presiones más bajas, con valores que fluctuaron entre 1001,9 y 1014,1 hPa.

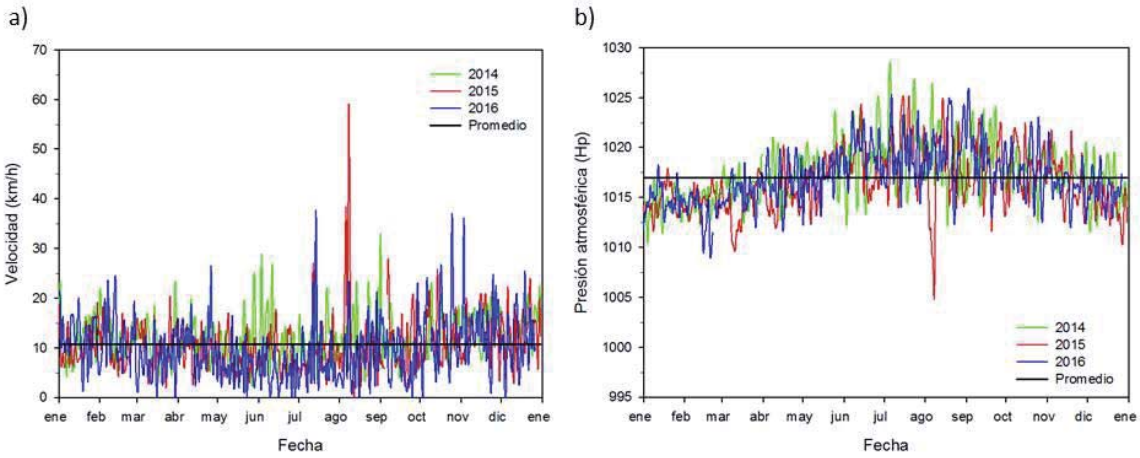

Figura 11. Promedios diarios de: a) velocidad del viento (km/h) y, b) presión atmosférica (hPa), correspondientes al periodo comprendido entre enero y diciembre de los años 2014, 2015 y 2016 en la estación meteorológica Punta Ángeles (33°01'14" S, 71°38'33" W), a 41 m de altura sobre el nivel del mar.

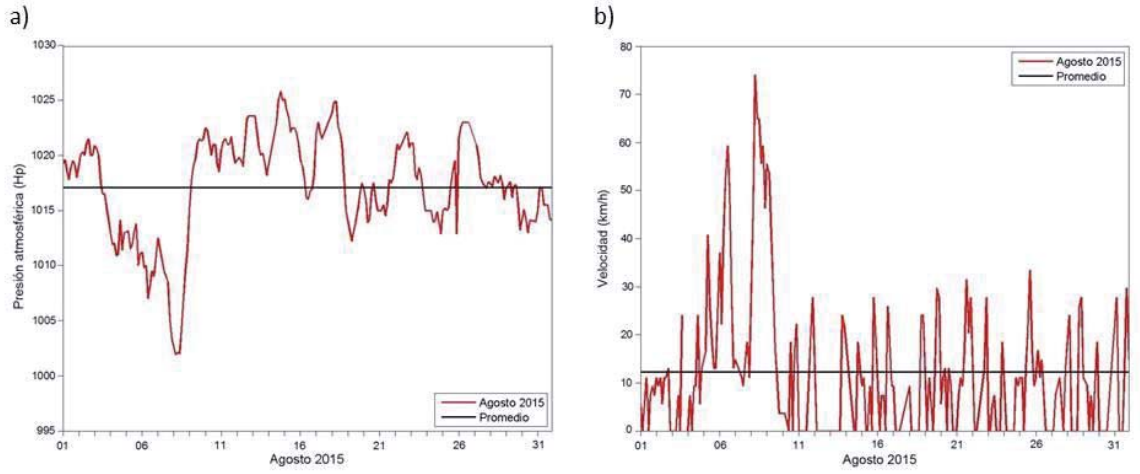

Figura 12. Datos cada 3 horas correspondientes a agosto de 2015 de a) velocidad del viento (km/h) y b) presión atmosférica (hPa), en la estación meteorológica Punta Ángeles (33°01'14" S, 71°38'33" W), a 41 m de altura sobre el nivel del mar.

Caudal y precipitación del río Aconcagua

La figura 13, muestra el caudal (m^3/s) y la precipitación (mm) en tres estaciones del río Aconcagua para los años 2014, 2015 y 2016. En la estación Romeral (E1) se observaron los mayores caudales registrados en las tres estaciones, especialmente en el año 2016, presentando el año 2014 un caudal promedio de 4,9 m^3/s, el año 2015 un caudal promedio de 5,3 m^3/s y el 2016 un caudal promedio de 22,7 m^3/s. En esta estación se observaron varios máximos estacionales en los años 2014 y 2015, coincidiendo en ellos los valores más altos principalmente en los meses estivales. Mientras que en el año 2016 se presentaron varios máximos durante todo el año, observándose los mayores valores en abril, junio, noviembre y diciembre. En agosto de 2015, se observa un peak con un caudal de 100 m^3/s, y una precipitación de 80,40 mm (Figura 13 a y b).

En la estación Chacabuquito (E2) se observó un aumento anual del caudal, presentando el año 2014 un caudal promedio de 14,5 m^3/s, el año 2015 un caudal promedio de 20,4 m^3/s y el 2016 un caudal promedio de 33,3 m^3/s. Se observan varios máximos estacionales en cada año analizado, coincidiendo en ellos los valores más altos principalmente en los meses estivales. En el año 2015, el 6 de agosto se presentó un máximo con un caudal de 37,4 m^3/s, junto con un peak en la precipitación, con un valor de 51,1 mm, no observándose valores similares en agosto de 2014 o agosto de 2016 (Figura 13 c y d).

Finalmente en la estación Río Blanco (E3) se observaron los menores caudales de las tres estaciones, presentando el año 2014 un caudal promedio de 5,8 m^3/s, el año 2015 un caudal promedio de 3,5 m^3/s y el 2016 un caudal promedio de 10,7 m^3/s. En esta estación igualmente coinciden los mayores caudales en los meses estivales. En el año 2015, el 6 de agosto se presentó un peak con un caudal de 13,20 m^3/s, y una precipitación de 53,80 mm (Figura 13 e y f).

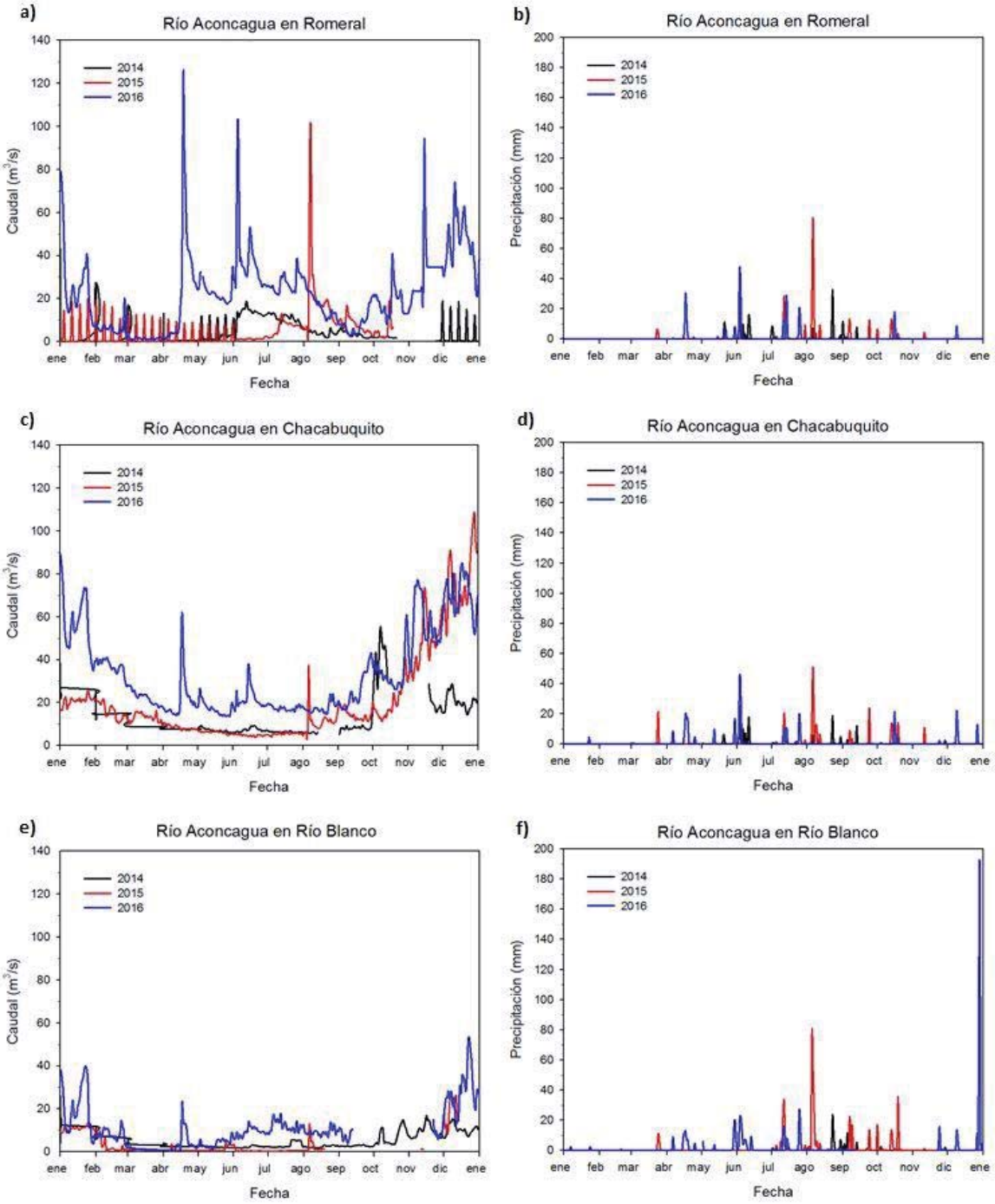

Figura 13. a) Caudal (m^3/s) y b) precipitación (mm), correspondientes a la estación 1 "río Aconcagua en Romeral", c) Caudal (m^3/s) y d) precipitación (mm), correspondientes a la estación "río Aconcagua en Chacabuquito" y e) Caudal (m^3/s) y f) precipitación (mm), correspondientes a la estación "río Aconcagua en Río Blanco", para los años 2014 (negro), 2015 (rojo) y 2016 (azul).

Concentración de sedimentos en el río Aconcagua

La figura 14 muestra la concentración de sedimentos (mg/L), obtenidos en la estación Río Aconcagua en Chacabuquito para los años 2014, 2015 y 2016. La concentración de sedimentos de esta estación presentó en promedio, los mayores valores en primavera y verano, exceptuando algunos máximos puntuales en cada año.

En el año 2014, se registraron en promedio las menores concentraciones de sedimentos (365,9 ± 1283,3 mg/L). Sin embargo, en este año, específicamente en el mes de junio, se observó un máximo con un valor de 21038 mg/L. En el año 2015, se registraron en promedio las mayores concentraciones de sedimentos (394,4 ± 888,2 mg/L), observándose un máximo el 6 de agosto, con un valor de 11917 mg/L. Finalmente, el año 2016, presentó un valor medio de 272,9 ± 730,6 mg/L. A diferencia de los años anteriores, este no presenta un máximo en los meses invernales, sino que en el mes de abril, con una concentración de 10002 mg/L.

La tabla 3 muestra los aportes de sedimentos (kg/d) correspondientes a las fechas que presentan mayor concentración de sedimentos en el análisis de estos tres años (30 de junio de 2014, 6 de agosto de 2015 y 16 de abril de 2016). El 30 de junio de 2014 presentó el menor aporte de sedimentos, con un valor de 1,31 x 10^7 kg/d, presentando el más bajo caudal (7,25 m^3/s) y la mayor concentración de sedimentos (21038 mg/L) respecto a las tres fechas analizadas. El 6 de agosto de 2015 presentó un mayor aporte de sedimentos respecto al año anterior, con un valor de 3,85 x 10^7 kg/d, presentado un caudal de 37,40 m^3/s y una concentración de sedimentos de 11917 mg/L. Sin embargo, el 16 de abril de 2016, presentó el mayor aporte de sedimentos de las tres fechas analizadas con un valor de 5,12 x 10^7 kg/d, presentando el mayor caudal (59,2 m^3/s) y la menor concentración de sedimentos (10002 mg/L).

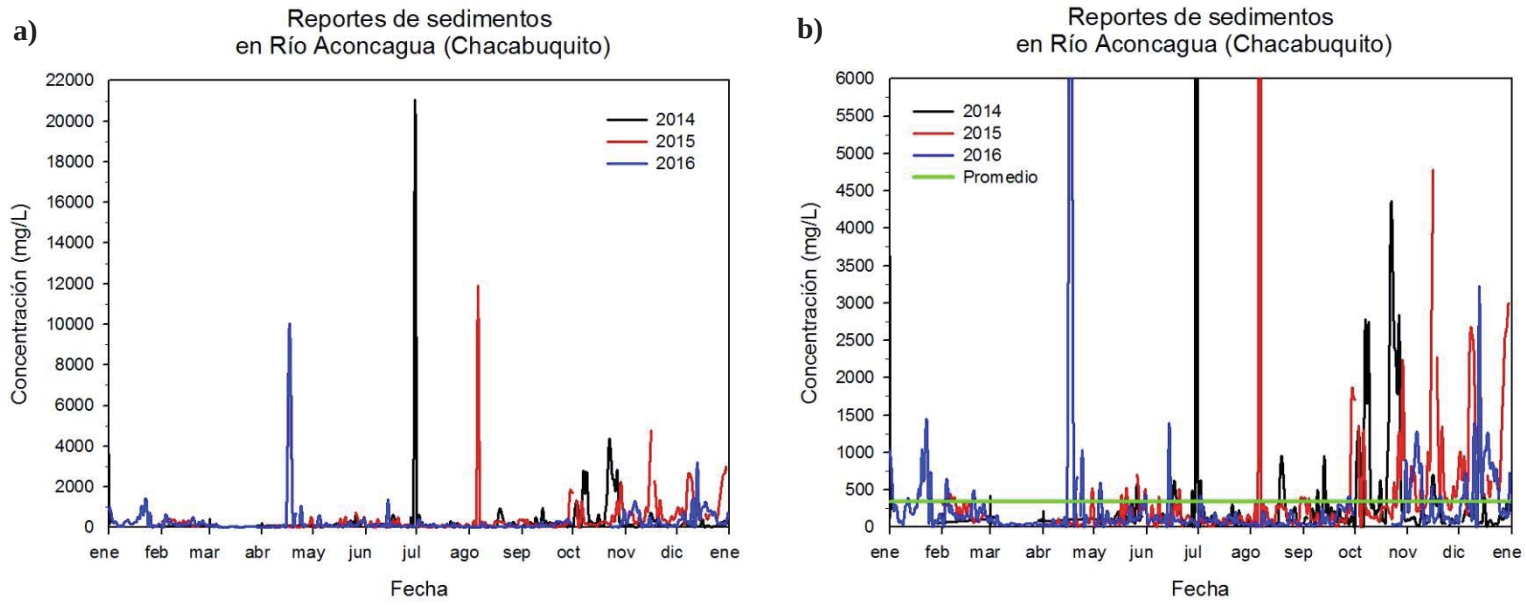

Figura 14. Concentración de sedimentos (mg/L), obtenidos de reportes de sedimentos en la estación Río Aconcagua en Chacabuquito (E2) para los años 2014 (negro), 2015 (rojo) y 2016 (azul). a) Concentración de sedimentos con un máximo 22000 mg/L y b) Concentración de sedimentos con un máximo de 6000 mg/L, incluyendo la media de los tres años analizados.

Tabla 3. Aportes de sedimentos (kg/d) correspondientes a las fechas que presentan mayor concentración de sedimentos (mg/L) (junio de 2014, agosto de 2015 y abril de 2016) en estación Chacabuquito.

Fecha	Caudal (m^3/s)	Concentración sedimentos (mg/L)	Aporte Sedimentos (kg/d)
30 junio 2014	7,25	21038	$1{,}31x10^7$
06 agosto 2015	**37,4**	**11917**	$\mathbf{3{,}85x10^7}$
16 abril 2016	59,2	10002	$5{,}12x10^7$

Imágenes Satelitales

Las figuras 15 a la 19 muestran las imágenes satelitales del coeficiente de atenuación difusa (Kd_{490}), clorofila-*a* y PIC para el periodo comprendido entre enero de 2015 y noviembre de 2016.

La Figura 15 muestra las imágenes satelitales correspondientes a los meses de verano de 2015. En enero se observó un máximo de Kd_{490} en la zona costera frente a la desembocadura del río Aconcagua con valores cercanos a 0,4 m^{-1}, observándose igualmente un máximo de clorofila-a con valores de 5 mg/m^3. Sin embargo, esto no ocurre en el caso del PIC, el cual presentó en dicha zona valores cercanos 0,0001 mol/m^3. En las estaciones ST5 y SO5 se presentaron valores alrededor de 0,15 m^{-1} de Kd_{490}, 1,5 mg/m^3 de clorofila-a y un mínimo de PIC (1,19e-05 mol/m^3).

En marzo, se observaron cambios en los valores registrados de Kd_{490}, disminuyendo en la desembocadura del río y en SOCAS a valores cercanos a 0,2 m^{-1}, mientras que en STOV los valores fueron inferiores a 0,04 m^{-1}. La clorofila-a presentó una disminución respecto a enero tanto en la desembocadura como en las estaciones, con valores cercanos a 1 mg/m^3 en SOCAS y 0,4 mg/m^3 en STOV, sin embargo se mantienen valores altos en la zona sur de la desembocadura del río. Por otra parte el PIC, presentó una disminución tanto en las estaciones como en la desembocadura, observándose valores inferiores a 0,0001 mol/m^3.

La Figura 16 muestra las imágenes satelitales correspondientes a los meses de otoño de 2015. En abril, se observó un leve aumento de Kd_{490} en ST5 y una disminución tanto en la zona costera frente a la desembocadura del río Aconcagua como en SO5, presentando en general valores cercanos a 0,1 m^{-1}. La clorofila-*a* presentó un aumento tanto en las estaciones como en la desembocadura, con valores entre 1 y 1,5 mg/m^3. Sin embargo, el PIC no presentó cambio en su concentración en dicha zona. En mayo se observó una

disminución tanto en Kd_{490} como en la clorofila- *a*, con valores inferiores a 0,1 m^{-1} de Kd_{490} y valores cercanos 0,7 mg/m^3 de clorofila-*a*. Sin embargo, el PIC no presentó variación alguna en las estaciones ni en la desembocadura.

La Figura 17 muestra las imágenes satelitales correspondientes a los meses de invierno de 2015. En junio y julio se observaron valores similares de Kd_{490} en la zona en estudio, cercanos a 0,1 m^{-1}. La clorofila-*a* presentó valores similares en las estaciones, respecto al mes anterior (mayo) (siendo levemente mayores en junio), no así en la desembocadura del río, donde se observaron valores de 0,7 mg/m^3. Por otra parte el PIC no presentó variación en las estaciones respecto a los meses previos, sin embargo en la desembocadura del río se observó un aumento, con valores cercanos a 0,0005 y 0,0002 mol/m^3 en junio y julio respectivamente.

Los resultados obtenidos para agosto (11, 14 y 16), junto al 10 de septiembre de 2015 se muestran en la Figura 18. El 11 de agosto de 2015, los valores registrados de Kd_{490} en ST5 y SO5 se mantuvieron similares a los observados en los meses previos. Sin embargo, en la zona costera frente a la desembocadura del río, se presentó un aumento de Kd_{490} con un valor cercano a 0,16 m^{-1}, lo cual no se observó en los días 14 y 16 del mismo mes (< 0,1 m^{-1}). El 11 de agosto la clorofila-*a* presentó una disminución en las estaciones y un aumento en la desembocadura del río, con valores entre 0,5 a 0,7 mg/m^3 en ST5 y SO5 y 1,5 mg/m^3 en la desembocadura. Respecto a los valores de PIC, esos presentaron un aumento considerable respecto a todos los meses previos en la desembocadura del río y en la estación SO5, con valores de 0,0005 y 0,002 mol/m^3 respectivamente.

El 14 y 16 de agosto se observan valores similares de Kd_{490}, de ~0,1 m^{-1} en ambas estaciones, sin embargo el 14 de agosto se observaron mayores valores en la desembocadura del río (entre 0,1 y 0,2 m^{-1}). El 14 de agosto la clorofila-*a* presentó un leve aumento en las estaciones y una disminución en la desembocadura con valores de 0,7 y 1,0 mg/m^3 respectivamente, mientras que el 16 de agosto se observaron valores cercanos a 0,7 mg/m^3 en toda la zona de estudio. Las concentraciones de PIC el 14 y 16 de agosto presentaron una disminución en ambas estaciones, observándose valores mínimos de $1{,}19 \times 10^{-5}$ mol/m^3. Sin embargo, el día 14 de agosto, cercano a la desembocadura se mantienen valores mayores (0,002 mol/m^3), los cuales no se presentan el día 16 de agosto.

El 10 de septiembre se observó un leve aumento de Kd_{490} en toda la zona de estudio, incluyendo el sector costero, mientras que la clorofila-*a* presentó valores similares a los observados durante agosto (11,14 y 16) de ~1,0 mg/m^3. Respecto a las concentraciones de PIC, los valores en la zona de estudio se mantuvieron similares a los observados el 16 de agosto, sin embargo se observó una disminución de PIC al sur de dicha zona.

La Figura 19 muestra las imágenes satelitales correspondientes a los meses de primavera de 2015 (22 de septiembre, noviembre y diciembre). El 22 de septiembre a diferencia de los meses previos, se observaron fuertes incrementos de Kd_{490} en la desembocadura del río, lo cual además también se observó en la zona costera al norte y sur de Valparaíso, llegando a los valores máximos observados de 0,8 m^{-1}. Igualmente, la clorofila-*a* presentó un fuerte incremento en la zona costera, observándose en las estaciones valores entre 1,0 a 2,0 mg/m^3 y en la desembocadura un máximo de 5,0 mg/m^3. Por otro lado el PIC mantuvo valores mínimos (1,19e-05 mol/m^3) en la zona de estudio.

En noviembre, se observó un incremento de Kd_{490} alrededor de las estaciones ST5 y SO5, con valores cercanos a 0,12 m^{-1} en SO5 y 0,2 m^{-1} en ST5, mientras que en la zona costera el Kd_{490} disminuyo a ~0,1 m^{-1} frente a la zona de estudio y aumentó fuertemente al sur de Valparaíso (hasta ~33°40'S). Las concentraciones de clorofila-*a* presentaron un incremento en la estación ST5, con valores cercanos a 4 mg/m^3. Sin embargo, en la estación SO5 y en la desembocadura la clorofila-*a* disminuyó a 0,7 mg/m^3. Respecto al PIC, se observó un aumento en gran parte del sector oceánico, principalmente al norte de las estaciones (con valores cercanos a 0,0005 mol/m^3), mientras que en las estaciones ST5 y SO5, se presentaron valores de ~ 0,0001 mol/m^3.

Finalmente, en diciembre se presentó un incremento de Kd_{490} tanto en SO5 (~ 0,15 m^{-1}) como en la desembocadura de río (0,8 m^{-1}), y una disminución de dichos valores en ST5 (0,1 m^{-1}) respecto al mes anterior. La clorofila-*a* presentó un aumento en SO5 y la desembocadura, con valores entre 2,0 y 5,0 mg/m^3, mientras que en ST5 se observó una disminución, con un valor de 0,7 mg/m^3. La concentración de PIC presentó en la desembocadura y SO5 valores mínimos de 1,19e-05 mol/m^3, mientras que cercano a ST5 se observaron valores levemente mayores, de 0,0001 mol/m^3.

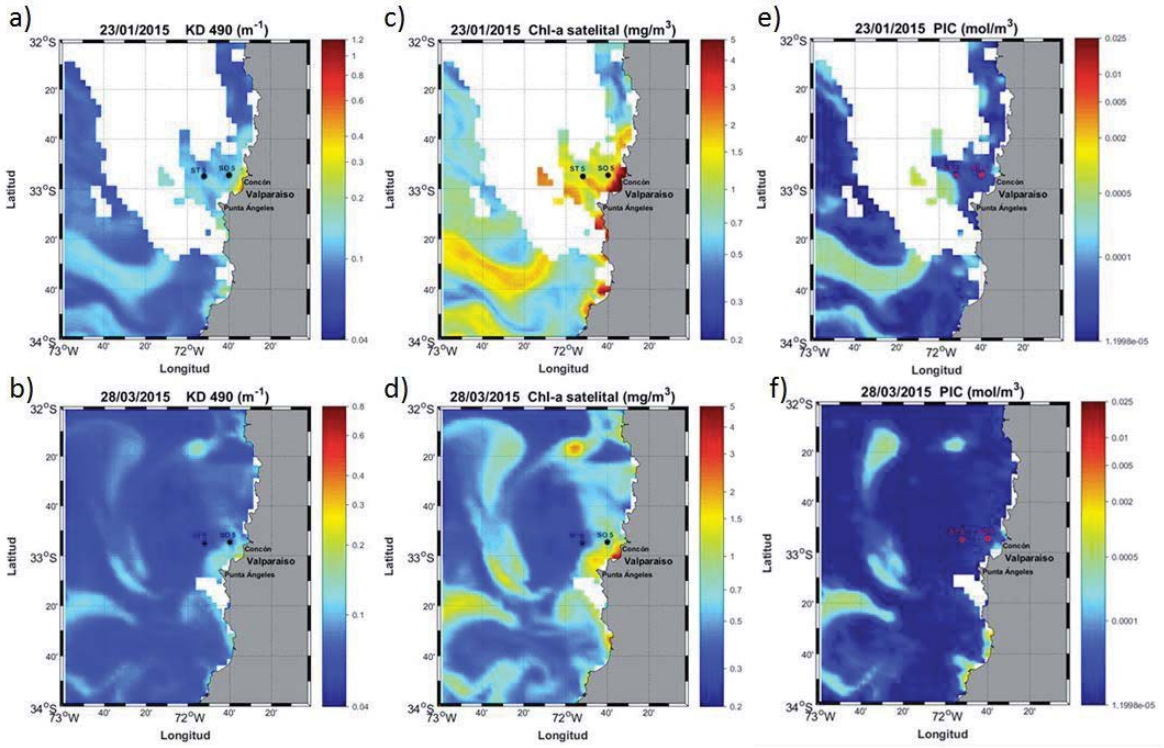

Figura 15. Imágenes satelitales provenientes de un producto combinado de datos de los sensores AQUA/MODIS, TERRA/MODIS y SUOMI NPP/VIIRS, con una resolución de ~1 km. Campo superficial de Kd_{490} (m^{-1}) (a y b), clorofila satelital (mg/m^3) (c y d) y PIC (mol/m^3) (e y f) correspondiente a los meses de verano de 2015 (enero y marzo).

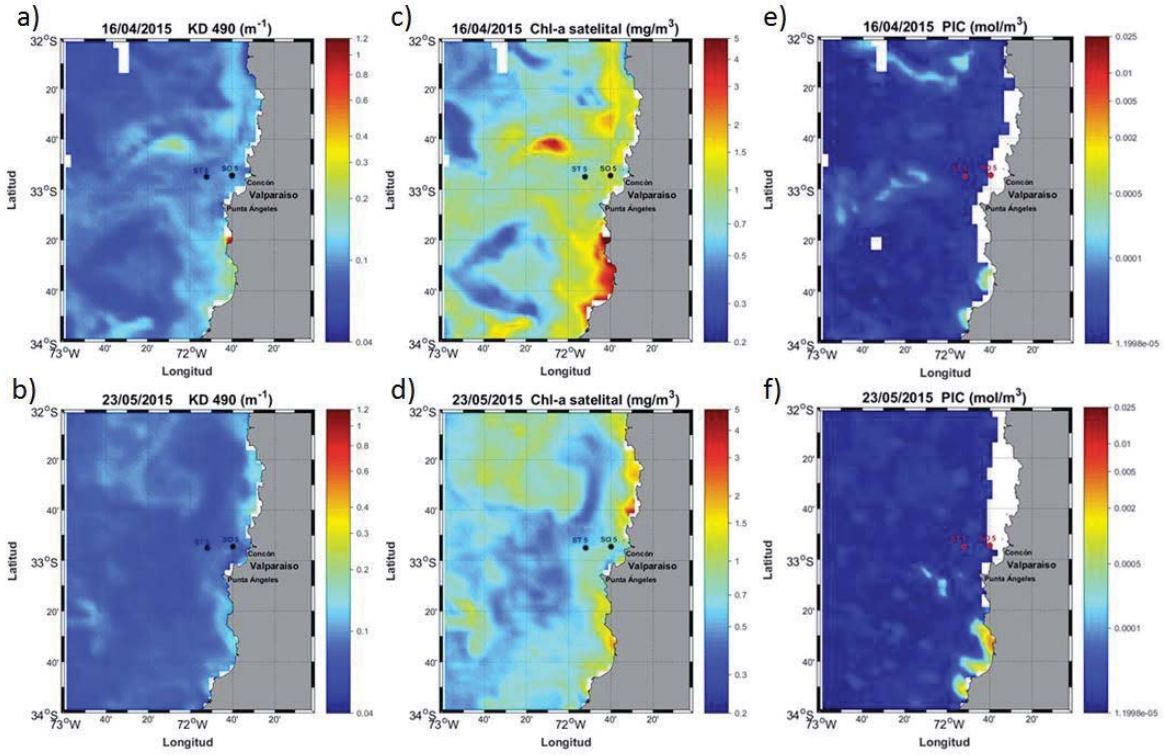

Figura 16. Imágenes satelitales provenientes de un producto combinado de conjuntos de datos de los sensores AQUA/MODIS, TERRA/MODIS y SUOMI NPP/VIIRS, con una resolución de ~1 km. Campo superficial de Kd_{490} (m^{-1}) (a y b), clorofila satelital (mg/m^3) (c y d) y PIC (mol/m^3) (e y f) correspondiente a los meses de otoño de 2015 (abril y mayo).

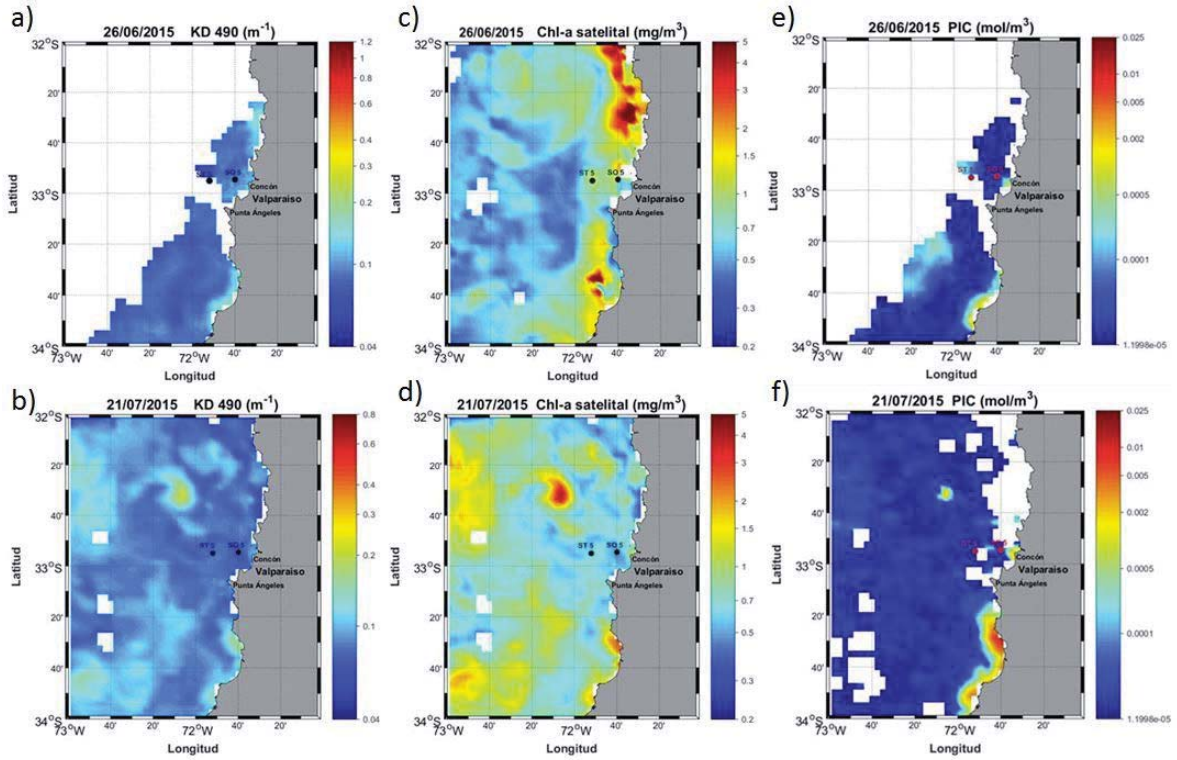

Figura 17. Imágenes satelitales provenientes de un producto combinado de datos de los sensores AQUA/MODIS, TERRA/MODIS y SUOMI NPP/VIIRS, con una resolución de ~1 km. Campo superficial de Kd_{490} (m^{-1}) (a y b), clorofila satelital (mg/m^3) (c y d) y PIC (mol/m^3) (e y f) correspondiente a los meses de invierno de 2015 (junio y julio).

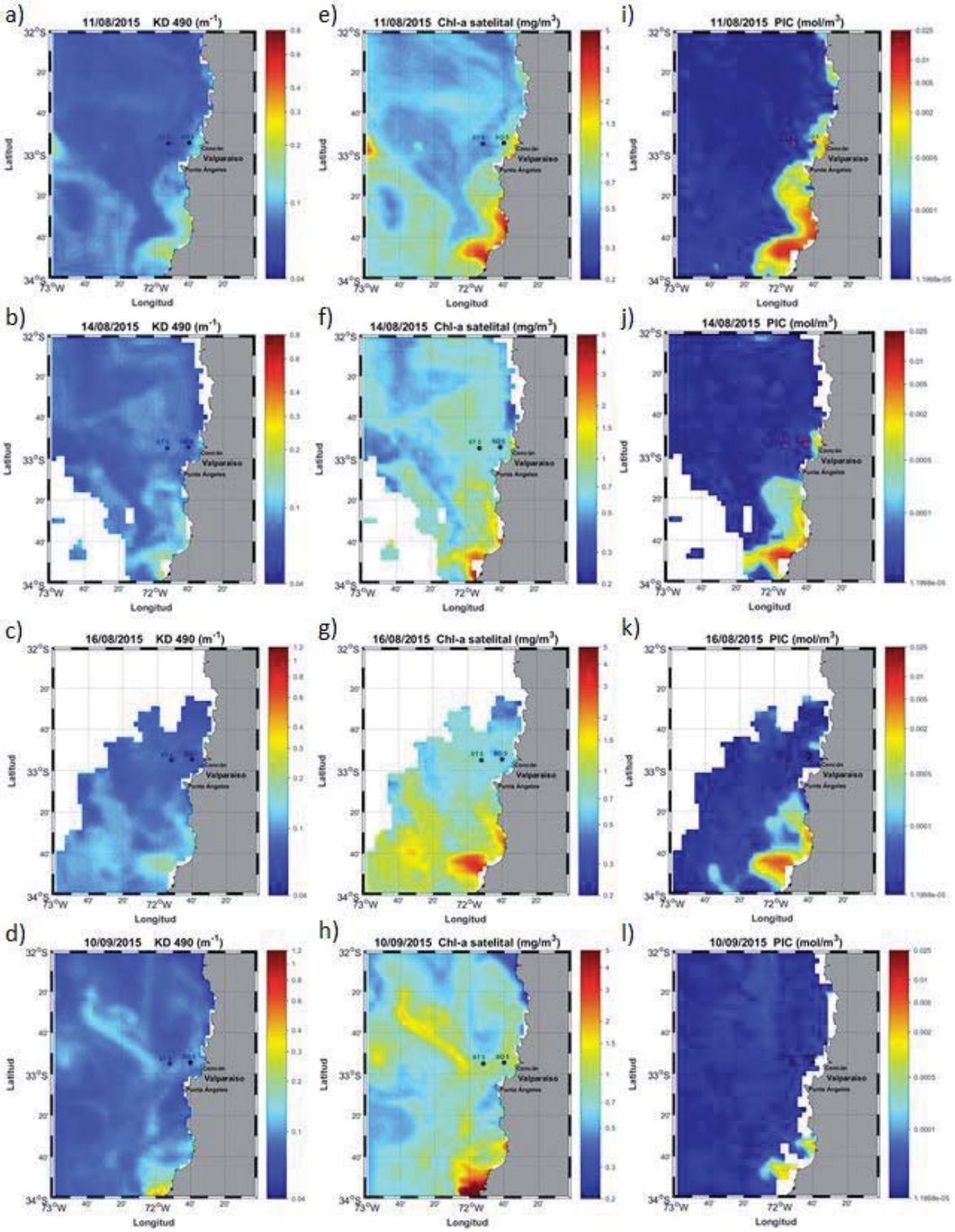
a)
11/08/2015 KD 490 (m-1)
e)
11/08/2015 Chl-a satelital (mg/m3)
i)
11/08/2015 PIC (mol/m3)
b)
14/08/2015 KD 490 (m-1)
f)
14/08/2015 Chl-a satelital (mg/m3)
j)
14/08/2015 PIC (mol/m3)
c)
16/08/2015 KD 490 (m-1)
g)
16/08/2015 Chl-a satelital (mg/m3)
k)
16/08/2015 PIC (mol/m3)
d)
10/09/2015 KD 490 (m-1)
h)
10/09/2015 Chl-a satelital (mg/m3)
l)
10/09/2015 PIC (mol/m3)
Latitud
Longitud
32°S
33°S
34°S
73°W
72°W
Concón
Valparaíso
Punta Angeles

Figura 18. Imágenes satelitales provenientes de un producto combinado de conjuntos de datos de los sensores AQUA/MODIS, TERRA/MODIS y SUOMI NPP/VIIRS, con una resolución de ~1 km. Campo superficial de Kd_{490} (m^{-1}) (a, b, c y d), clorofila satelital (mg/m^3) (e, f, g y h) y PIC (mol/m^3) (i, j, k y l) correspondiente a los meses de invierno de 2015 (11, 14, 16 de agosto y septiembre).

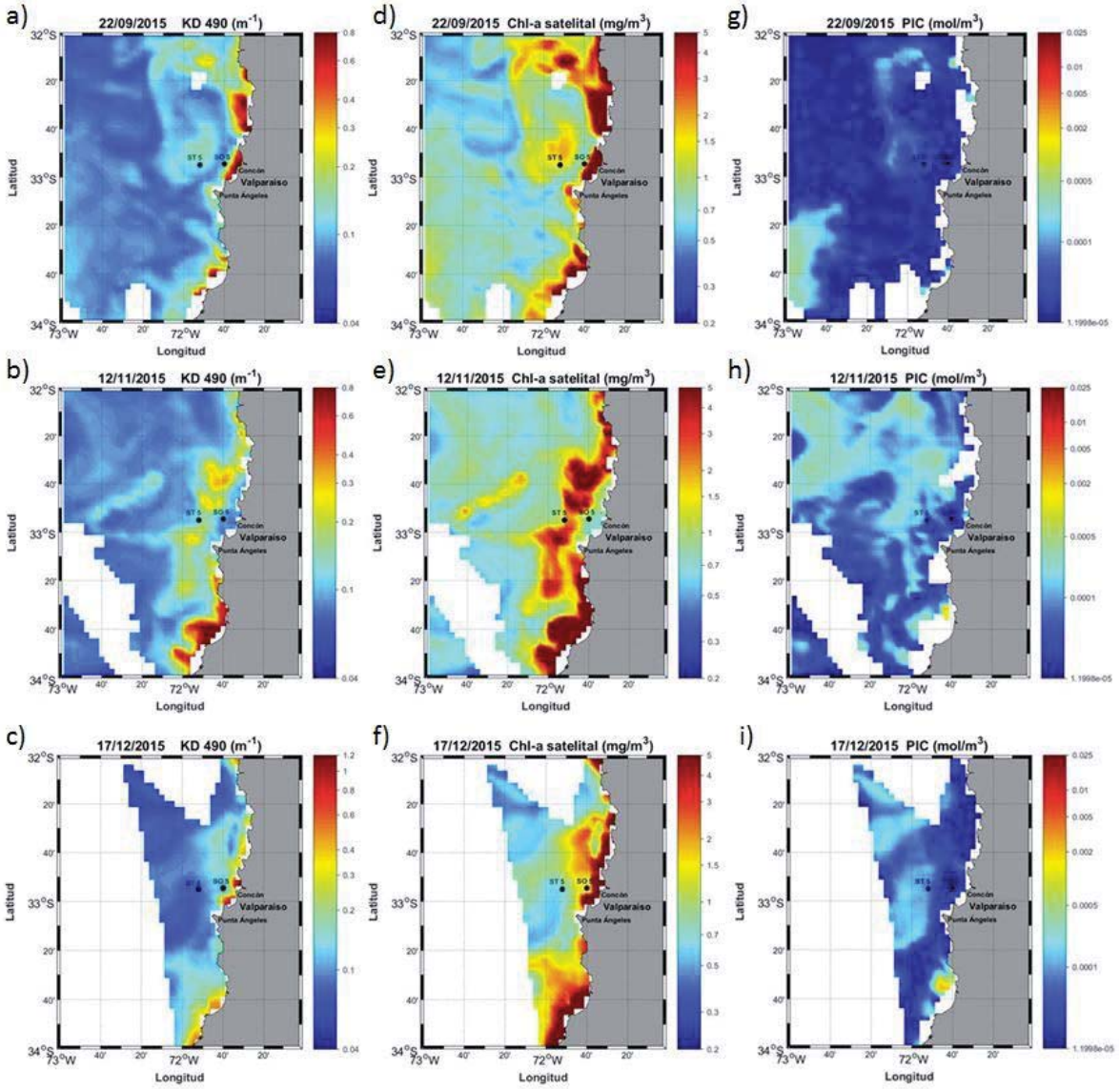

Figura 19. Imágenes satelitales provenientes de un producto combinado de datos de los sensores AQUA/MODIS, TERRA/MODIS y SUOMI NPP/VIIRS, con una resolución de ~1 km. Campo superficial de Kd_{490} (m^{-1}) (a, b y c), clorofila satelital (mg/m^3) (d, e y f) y PIC (mol/m^3) (g, h, i) correspondiente a los meses de primavera de 2015 (22 de septiembre, noviembre y diciembre).

La Figura 20 muestra los resultados obtenidos del coeficiente de atenuación Kd_{490}, correspondientes a observaciones satelitales de 21 fechas entre 2015 y 2016, para la disponibilidad de datos del punto más cercano a la estación 5 de STOV. Para agosto de 2015, se obtuvieron tres imágenes satelitales, correspondientes al 11, 14 y 16 de agosto.

En estas fechas analizadas, se observa en el año 2015, en verano (enero y marzo) que se presentó el máximo y el mínimo valor de Kd_{490} con valores de 0,132 m^{-1} y 0,054 m^{-1} respectivamente. En otoño (abril y mayo), en general se presentó un aumento de Kd_{490}, llegando a 0,084 m^{-1}, mientras que en invierno, en junio y julio, se observaron valores de Kd_{490} cercanos a 0,075 m^{-1}. En agosto de 2015 se observó una disminución respecto al mes anterior, presentando un mínimo de 0,069 m^{-1} el 11 de agosto y un posterior aumento paulatino el 14 y 16 de agosto, presentando valores en ambas fechas cercanos a 0,087 m^{-1}.

Posterior a agosto de 2015 se presentó un aumento en los valores de Kd_{490}, en ambos muestreos de septiembre, presentando un máximo el 24 de septiembre con un valor de 0,126 m^{-1}. Este valor máximo comenzó a disminuir hasta un mínimo de 0,064 m^{-1}, el cual se presentó en enero de 2016. En febrero y abril del mismo año, se observó un aumento de Kd_{490} llegando a un máximo de 0,098 m^{-1}. Finalmente, a partir de julio se presentó un aumento hasta octubre, con un valor máximo de 0,110 m^{-1}.

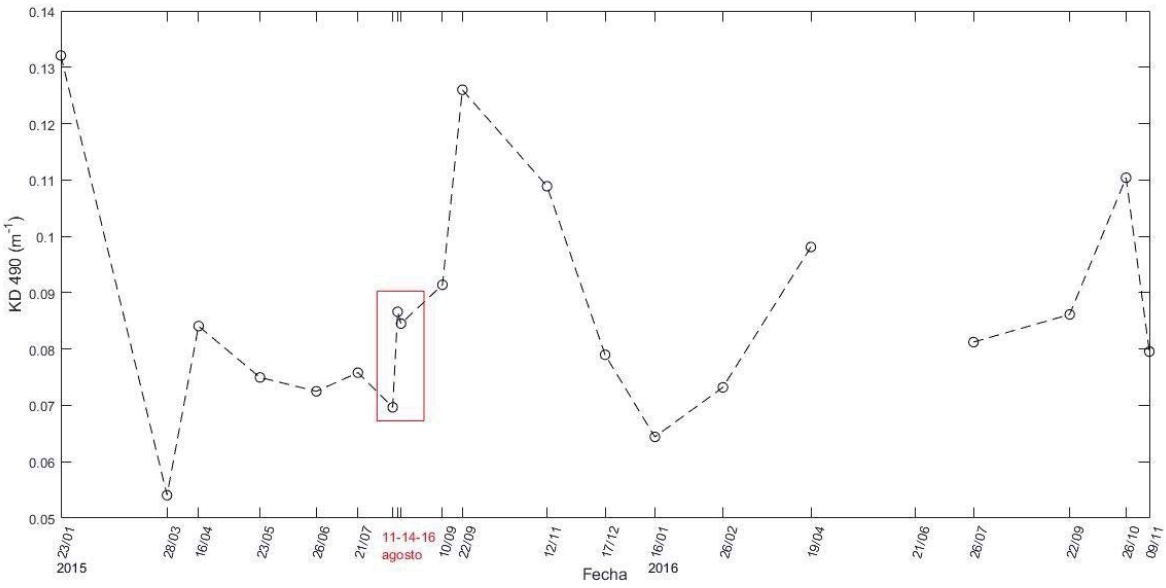

Figura 20. Coeficiente de atenuación Kd_{490} proveniente de un producto combinado de datos de los sensores AQUA/MODIS, TERRA/MODIS y SUOMI NPP/VIIRS, con una resolución de ~1 km, correspondientes a observaciones de 21 fechas entre 2015 y 2016, para la disponibilidad de datos del punto más cercano a la estación 5 de STOV.

Análisis estadístico

Análisis de componentes principales (PCA)

En la tabla 4 se presenta un resumen del porcentaje de varianza de los componentes PC1 y PC2 de las cuatro capas de agua, correspondientes al análisis de componentes principales (PCA) para la estación 5 de STOV.

En la capa de mezcla, el componente principal 1 explica un 31,07 % de varianza y el componente 2 un 18,14 %. Las variables más importantes para el componente principal 1, fueron el nitrato, fosfato, silicato y temperatura. En la Figura 21 se puede observar que las concentraciones de nutrientes en la capa de mezcla están fuertemente asociadas entre ellas a lo largo del primer componente principal (PC1). La temperatura presentó una fuerte relación inversa con estos nutrientes principalmente en verano. En agosto de 2015 se presentaron concentraciones de nutrientes similares a las obtenidas en invierno y otoño. El componente principal 2 (PC2) muestra que las variables más importantes fueron el NOP y el COP, estando éstas fuertemente asociadas a lo largo del PC2 en primavera.

Respecto a la oxiclina, el componente principal 1 explica un 46,5% de varianza y el componente 2 un 16,2 %. Las variables más importantes para el PC 1, fueron el fosfato y el silicato, asociadas fuertemente entre ellas a lo largo del PC1, con concentraciones similares en tres periodos (verano, otoño y primavera). Además, estas variables presentaron una relación inversa con el oxígeno y la temperatura. Las variables más importantes para el PC2 fueron el COP y NOP, junto al $\delta^{15}N$ y $\delta^{13}C$, quienes presentaron una fuerte asociación entre ellas. En general en la oxiclina se observa una alta variabilidad, con asociaciones no claras para agosto de 2015 (Figura 22).

En el PCA para la capa subsuperficial, el componente principal 1 explica un 33,07 % de varianza y el componente 2 un 22,11 %. Las variables más importantes para el PC 1, fueron, salinidad, temperatura y fosfato, observándose una fuerte asociación entre ellas para prácticamente todos los periodos, incluyendo agosto de 2015. Otra variable importante fue el oxígeno, quien presentó una relación inversa con la salinidad, con valores similares en invierno y verano.

En el PC2, las variables más importantes fueron el NOP, COP y el $\delta^{15}N$, presentando una fuerte asociación entre NOP y COP a los largo del PC2. Esto principalmente en otoño y verano. El CO_2 presentó una relación inversa con el COP en invierno y primavera. En general en el caso de la capa subsuperficial los patrones no son muy claros, observándose una alta variabilidad del ambiente (Figura 23).

En el PCA para la capa profunda, el componente principal 1 explica un 39,11 % de varianza y el componente 2 un 14,93 %. Las variables de mayor importancia fueron la

salinidad, el fosfato y silicato presentando concentraciones similares en primavera e invierno, presentando con ellas, el oxígeno y la temperatura una relación inversa y una fuerte relación entre ellas, con valores similares en otoño, invierno y primavera. Para el PC2, las variables más importantes fueron el NOP y el COP. En agosto de 2015 no se obtuvieron resultados en la capa profunda para este análisis (Figura 24).

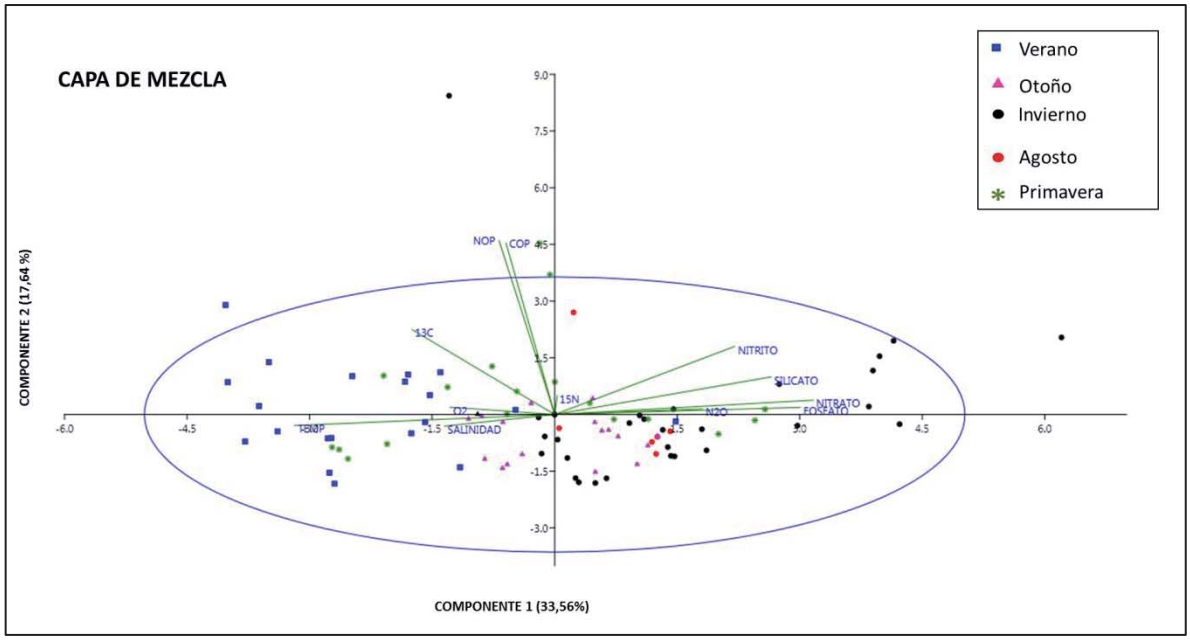

Figura 21. PCA de variables físicas y biogeoquímicas de la estación 5 de STOV, correspondiente a la capa de mezcla. Los símbolos representan periodos (estaciones) del año: primavera (verde), verano (azul), otoño (fucsia), invierno (negro) y agosto de 2015 (rojo).

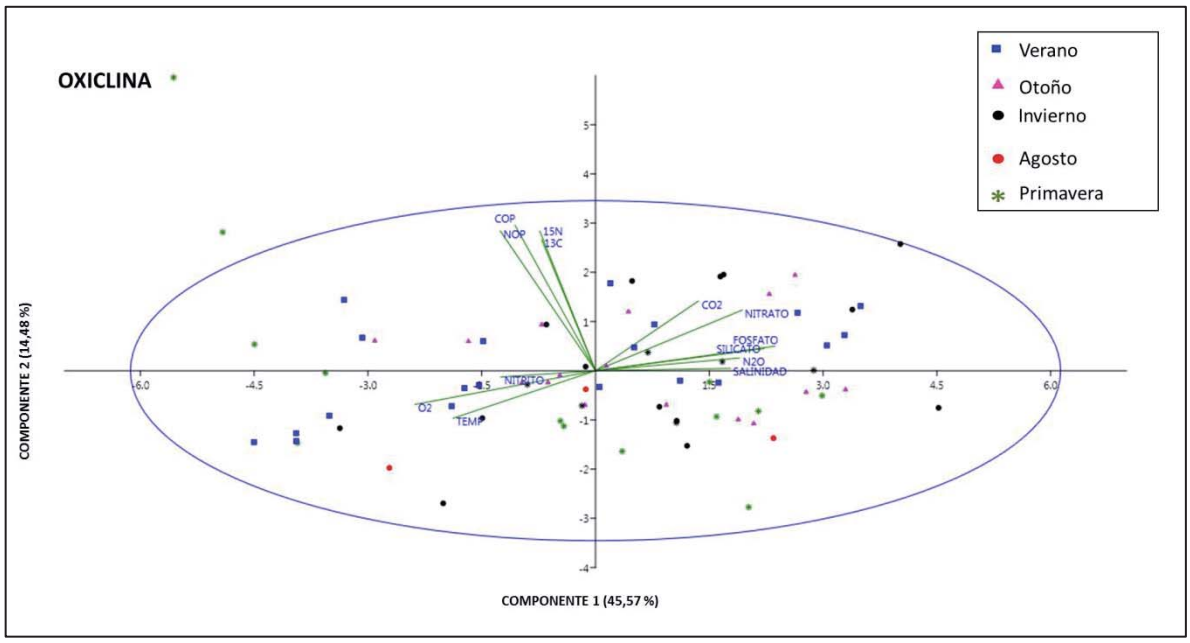

Figura 22. PCA de variables físicas y biogeoquímicas de la estación 5 de STOV, correspondiente a la oxiclina. Los símbolos representan periodos (estaciones) del año: primavera (verde), verano (azul), otoño (fucsia), invierno (negro) y agosto de 2015 (rojo).

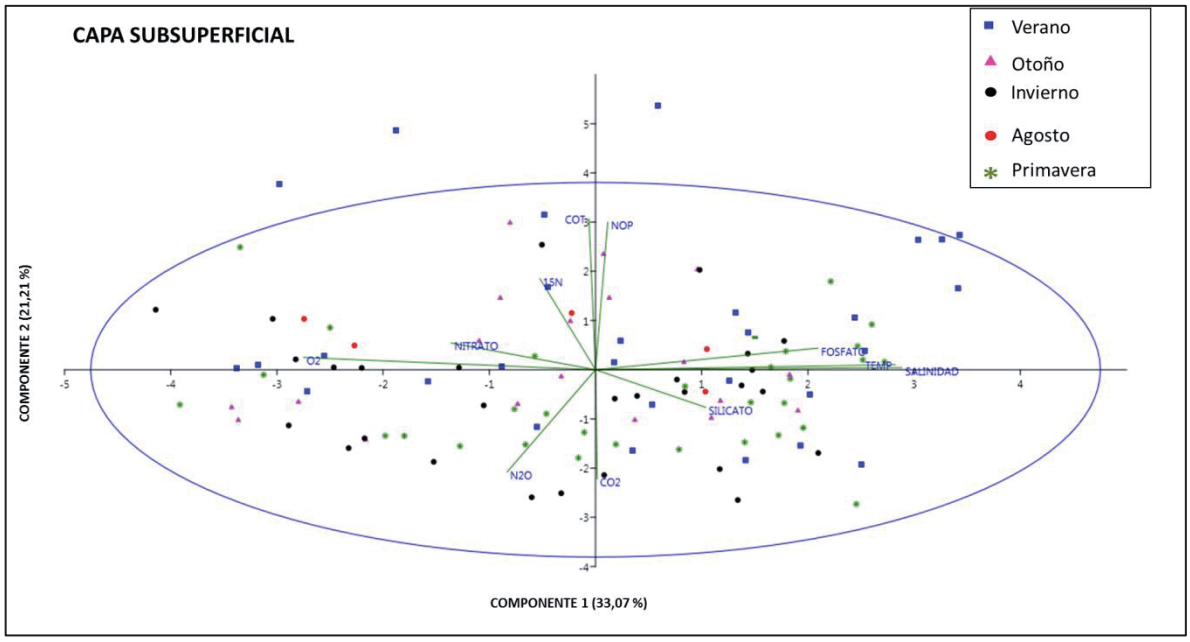

Figura 23. PCA de variables físicas y biogeoquímicas de la estación 5 de STOV, correspondiente a la capa subsuperficial. Los símbolos representan periodos (estaciones) del año: primavera (verde), verano (azul), otoño (fucsia), invierno (negro) y agosto de 2015 (rojo).

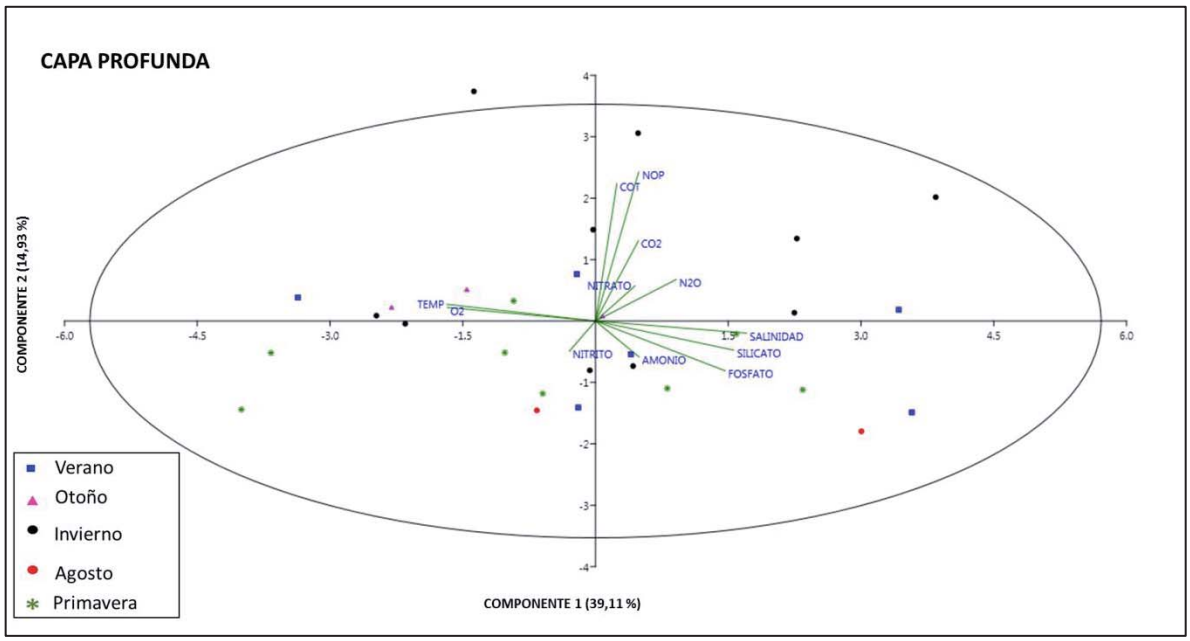

Figura 24. PCA de variables físicas y biogeoquímicas de la estación 5 de STOV, correspondiente a la capa profunda. Los símbolos representan periodos (estaciones) del año: primavera (verde), verano (azul), otoño (fucsia), invierno (negro) y agosto de 2015 (rojo).

Tabla 4. Varianza total acumulada, para las componentes PC1 y PC2 de las cuatro capas de agua para la estación 5 de STOV.

Capa	PC	Eigenvalue	% variance
Capa de mezcla	1	4,03	33,56
	2	2,12	17,64
Oxiclina	1	5,92	45,57
	2	1,88	14,48
Capa subsuperficial	1	3,64	33,07
	2	2,33	21,21
Capa profunda	1	4,69	39,11
	2	1,79	14,93

Análisis de correlación

La Tabla 5 muestra el análisis de correlación entre la concentración de sedimentos del río Aconcagua y las variables biogeoquímicas de las cuatro capas de agua, en la estación 5 de STOV. Se realizó una comparación entre un análisis de correlación para todo el periodo de estudio, incluyendo agosto de 2015, y un análisis de correlación que consideró todo el periodo pero sin incluir agosto de 2015.

El análisis de correlación sin incluir agosto de 2015 indicó que para la capa de mezcla la concentración de sedimentos presentó una correlación negativa con el nitrato (-0,50) y el amonio (-0,60). Sin embargo, al incluir agosto de 2015 en el análisis se presentó una correlación solo con el nitrato, siendo esta negativa (-0,49) y menor que la observada sin incluir agosto.

En la oxiclina, sin incluir agosto, la concentración de sedimentos presentó una correlación positiva con el NOP (0,65), el cual igualmente se presentó en el análisis incluyendo agosto, pero con una correlación levemente menor (0,53). Por otra parte, el CO_2 presentó una correlación negativa (-0,73) con la concentración de sedimentos, en el análisis incluyendo agosto de 2015, pero no fue significativa en el análisis sin dicho mes ($p > 0,05$).

La capa subsuperficial presentó una correlación negativa en ambos análisis de correlación entre la concentración de sedimentos y el COP, siendo levemente menor en el análisis incluyendo agosto de 2015 (-0,56 vs -0,51).

Finalmente, en la capa profunda la concentración de sedimentos presentó una correlación negativa (-0,73) con el CO_2, en el análisis de correlación incluyendo agosto de 2015, no siendo significativa en el análisis sin ese mes ($p > 0,05$).

Tabla 5. Análisis de correlación entre las variables biogeoquímicas y la concentración de sedimentos del río Aconcagua para las cuatro capas de agua, en la estación 5 de STOV. El cual compara los resultados obtenidos para todo el periodo estudiado (2015- 2016) y todo el periodo pero sin incluir agosto de 2015.

Análisis de correlación		Sin agosto de 2015		Incluyendo agosto de 2015	
		[sedimentos]		[sedimentos]	
Capa de agua	**Variable**	**P**	**Correlación**	**P**	**Correlación**
Capa de mezcla	Nitrato	0,05	-0,50	0,03	-0,49
	Amonio	0,03	-0,60	0,37	-0,30
Oxiclina	CO2	0,11	-0,62	0,03	-0,73
	NOP	0,01	0,65	0,04	0,53
Capa subsuperficial	COP	0,03	-0,56	0,04	-0,51
Capa profunda	CO2	0,08	-0,64	0,03	-0,73

ANOVA

Las tablas 6 y 7 muestran el análisis de varianza (Test Kruskal – Wallis) para las variables que presentaron diferencias significativas entre los meses de invierno de 2015 (junio, julio, agosto y 9 de septiembre) y 2016 (julio y 22 septiembre) en STOV.

La tabla 6 presenta los resultados para oxígeno disuelto, nitrato y nitrito, en los cuales solo se observaron diferencias significativas en algunas capas de agua (exceptuando en oxígeno disuelto, el cual presentó diferencias significativas ($p < 0,05$) en todas las capas de agua).

En la capa de mezcla el oxígeno disuelto presentó diferencias significativas entre agosto de 2015 y junio y julio del mismo año, así como también entre agosto de 2015 y septiembre de 2016. En la oxiclina, se presentaron diferencias significativas entre agosto de 2015 y todos los meses de invierno, tanto de 2015 como de 2016, exceptuando con junio de 2015. En la capa subsuperficial, se presentaron diferencias significativas entre agosto de 2015 y todos los meses de invierno, exceptuando con julio de 2015 y julio de 2016. Finalmente, en la capa de mezcla, el oxígeno disuelto presentó diferencias significativas entre agosto de 2015 y todos los meses de invierno en estudio (tanto de 2015 como de 2016).

El nitrato presentó diferencias significativas en la capa de mezcla y la oxiclina. En la capa de mezcla, se observaron diferencias significativas entre agosto de 2015 y junio y julio del mismo año. Sin embargo, no se observaron diferencias significativas entre agosto de 2015 y los meses de invierno de 2016. En cuanto a la oxiclina, solo se observaron diferencias significativas entre agosto y junio de 2015.

Respecto al nitrito, este presentó diferencias significativas solo en la capa de mezcla, siendo observadas tanto entre agosto y junio de 2015, como entre agosto de 2015 y julio y septiembre de 2016.

La tabla 7 muestra los resultados para el N_2O, CO_2 y amonio, los cuales presentaron diferencias significativas en algunas capas de agua. El N_2O presentó diferencias en la capa de mezcla y la capa subsuperficial. En la capa de mezcla, agosto de 2015 presentó diferencias significativas con septiembre de 2016, mientras que en la capa subsuperficial estas se observaron con septiembre de 2015. El CO_2 presentó diferencias significativas solo en la capa subsuperficial. En esta capa, agosto de 2015 presentó diferencias significativas con septiembre de 2015 y septiembre de 2016.

Respecto al amonio, las diferencias significativas se presentaron solo en la capa de mezcla, observándose estas tanto entre agosto y junio de 2015, como entre agosto de 2015 y septiembre de 2016.

Tabla 6. Análisis de varianza (Test Kruskal – Wallis) para las variables (Nitrato y nitrito) que presentaron diferencias significativas entre los meses de invierno de 2015 (junio, julio, agosto y 9 de septiembre) y 2016 (julio y 22 septiembre) de STOV, paca cada capa de agua (CM: capa de mezcla, OX: oxiclina, CSS: capa subsuperficial y CP: capa profunda).

Test Kruskal - Wallis	VARIABLES											
	Oxígeno disuelo				Nitrato				Nitrito			
Capa de agua	CM	OX	CSS	CP	CM	OX	CSS	CP	CM	OX	CSS	CP
H (chi2)	193,70	88,73	194,30	294,80	24,73	8,44	2,15	3,71	19,96	2,42	-0,53	-
Hc	193,80	89,08	194,50	294,80	24,77	8,44	2,16	3,71	19,97	2,46	-0,55	-
p	< 0,001	< 0,001	< 0,001	< 0,001	< 0,01	< 0,05	> 0,05	> 0,05	< 0,01	> 0,05	> 0,05	-

Tabla 7. Análisis de varianza (Test Kruskal – Wallis) para las variables (N_2O, CO_2 y amonio) que presentaron diferencias significativas entre los meses de invierno de 2015 y 2016 de STOV, paca cada capa de agua (CM: capa de mezcla, OX: oxiclina, CSS: capa subsuperficial y CP: capa profunda).

Test Kruskal - Wallis	VARIABLES											
	N2O				CO2				Amonio			
Capa de agua	CM	OX	CSS	CP	CM	OX	CSS	CP	CM	OX	CSS	CP
H (chi2)	11,14	0,11	11,63	6,17	8,71	-1,90	13,10	4,67	9,71	4,11	8,76	4,57
Hc	11,15	0,11	11,64	6,17	8,73	-1,91	13,12	4,67	9,73	4,11	8,78	4,57
p	< 0,05	> 0,05	< 0,01	> 0,05	> 0,05	> 0,05	< 0,05	> 0,05	< 0,05	> 0,05	> 0,05	> 0,05

DISCUSIÓN

La costa chilena ha registrado permanentemente eventos de marejadas a lo largo de su historia, presentando diferentes condiciones de oleaje y provocando diversos tipos de daños (Araya, 1979; Campos, 2016). En la costa de Valparaíso se han registrado por ejemplo los siguientes fenómenos de marejadas fuertes relevantes en cuanto al daño ocasionado: el 2 y 4 de junio de 1924 el cual abarcó la costa norte y central del país en una extensión de 1000 millas náuticas (1852 km de costa); el 9 de agosto de 1929, el cual generó fuertes daños estructurales en la costa norte del país (II y III región); y el 25 de julio de 1968, siendo esta última, la marejada más importante a la mitad del siglo XX (Santibáñez, 1928; Rodríguez, 1937; Araya, 1979). Campos (2016) en su análisis de marejadas históricas y recientes en las costas de Chile, añade otros eventos de marejadas fuertes para la zona de estudio, como las ocurridas en julio de 1987 y agosto de 2011. Este autor además, en base a la cantidad anual de eventos y las categorías máximas anuales en la Escala de Campos, concluye que los eventos de marejadas en Chile van en aumento en cuanto a cantidad e intensidad.

Emanuel (2005) en su análisis de la destructividad de los ciclones tropicales en los últimos 30 años, señala que a medida que las poblaciones en las regiones costeras aumentan y la tierra adopta un clima más cálido debido al calentamiento global antropogénico, junto a temperaturas más altas en los océanos, la próxima década puede experimentar tormentas cada vez más intensas que representen riesgos nunca antes vistos. Junto a esto, se considera probable un aumento en la velocidad máxima media del viento de los ciclones tropicales y de la intensidad de las lluvias asociadas. Esto sumado al aumento de temperatura de la atmósfera y el océano, alza del nivel medio del mar, cambios en el régimen de precipitaciones y cambios en las corrientes oceánicas, generará impactos en la naturaleza y ecosistemas, paisajes, agricultura, recursos hídricos, acuicultura e infraestructura (Winckler *et al.*, 2015). Del mismo modo, respecto a los ciclones extratropicales, diversos estudios y modelos climáticos coinciden en que es improbable que disminuya la ocurrencia global de estos, debido al cambio climático (V reporte del IPCC; Stocker *et al.*, 2013).

El 8 de agosto de 2015, una intensa tormenta afectó la zona central de Chile. Winckler *et al.* (2015) indicaron que esta tormenta corresponde a uno de los eventos más grandes reportados históricamente en la zona y se caracterizó por presentar fuertes vientos, con ráfagas de hasta 110 km/h provenientes del noroeste, junto a una mínima presión atmosférica en la superficie sin precedentes de 991 Hpa, asociada al sistema frontal. El oleaje, con una altura significativa de H_s = 7,2 m, junto a la marea de origen astronómico, la que contribuyó a elevar el nivel del mar, generaron que el oleaje rompiera con violencia sobre el borde costero. Estas intensas oscilaciones del nivel del mar, junto con intensas

precipitaciones y fuertes vientos, causaron seis víctimas fatales, la destrucción de infraestructura costera a lo largo de 500 km de la costa de Chile central y la erosión masiva de playas. Las pérdidas materiales en caletas pesqueras y en infraestructura del borde costero, solo en Valparaíso y Quintero, superaron los US$7,2 millones (sin incluir los daños en infraestructura privada ni recintos portuarios). Carvajal *et al.* (2017) reportan este evento como un meteotsunami, en el cual se presentaron intensas oscilaciones del nivel del mar con origen atmosférico, afectando Chile central y llegando incluso hasta Perú (Callao).

El principal mecanismo de forzamiento de un meteotsunami es la propagación de un cambio abrupto en la presión atmosférica de la superficie del mar y/o de ráfagas de viento asociadas (Pattiaratchi & Wijeratne, 2015). Los meteotsunamis, se consideran como ondas no sísmicas, peligrosas, que ocurren en escalas de tiempo de tsunamis, sobre regiones limitadas (Vilibić & Šepić, 2017), las cuales eventualmente pueden llegar a la costa repentinamente y sin previo aviso con un efecto destructivo considerable (Vilibić *et al*., 2014).

Las perturbaciones atmosféricas, pueden producir una respuesta significativa en el nivel del mar solo cuando se produce alguna forma de resonancia entre el océano y el forzamiento atmosférico. Durante la resonancia, la perturbación atmosférica que se propaga sobre la superficie del océano puede generar olas oceánicas largas y significativas mediante el bombeo continuo de energía a estas ondas (Monserrat *et al.*, 2006). Pattiaratchi & Wijeratne (2015) indican que hay procesos adicionales que influyen en la altura máxima de las olas de meteotsunamis incidentes en la costa. Estos procesos incluyen condiciones de resonancia, plataforma continental, topografía del talud y geometría costera.

Desde 1935 (Nomitsu, 1935), a nivel mundial y últimamente en Chile, diversos autores han estudiado el fenómeno "meteotsunami". Monserrat *et al.* (2006) describen este fenómeno y lo comparan con los tsunamis sísmicos, indicando, además, que una de las principales diferencias que presentan es que un tsunami sísmico es un evento transoceánico (a veces incluso global) que puede tener un efecto destructivo en costas ubicadas a miles de kilómetros del área de origen, mientras que por el contrario, los meteotsunamis, son siempre locales; las oscilaciones altamente destructivas normalmente se observan solo en bahías específicas o bahías vecinas. Sin embargo, indican que algunas características específicas de los meteotsunamis los hacen muy similares a los tsunamis generados por deslizamientos de tierra. Del mismo modo, Vilibić *et al.* (2014) comparan meteotsunamis con tsunamis generados sísmicamente e indican que ambos pueden llegar sin previo aviso, generando un efecto destructivo comparable. Asimismo, Carvajal *et al.* (2017) indica que los niveles de daños generados por el meteotsunami analizado en el presente trabajo, son comparables con el tsunami causado por el terremoto de Illapel (IV Región de Coquimbo)

de 2015, de una magnitud de 8,3 Mw, el cual afectó a Chile central solo 39 días después de dicho evento.

La información disponible en cuanto a las implicancias que estos eventos de tormenta y/o meteotsunamis generan sobre la estructura biogeoquímica de la columna de es escasa. Mayor información, aunque aún escasa, existe respecto a eventos atmosféricos tales como huracanes. Los efectos físicos de los huracanes incluyen la profundización de la capa de mezcla, surgencia en respuesta a la tensión del viento superficial sobre la capa de mezcla oceánica y disminución de la temperatura de la superficie del mar en respuesta tanto a la mezcla vertical como a la surgencia. Por otro lado, la distribución vertical de nutrientes y el fitoplancton son factores primarios en la definición de la respuesta biogeoquímica resultante en el océano (Babin *et al*., 2004). Se estima que los posibles impactos de los huracanes incluyen cambios en la biogeoquímica del océano superior, como por ejemplo, un aumento en el flujo de salida de dióxido de carbono del océano a la atmósfera (Bates *et al.*, 1998) y variaciones en la dinámica del oxígeno disuelto (Bianucci *et al*., 2018).

Durante el meteotsunami del 8 de agosto de 2015, las dos series de tiempo oceanográficas analizadas (STOV y SOCAS) permitieron ver el efecto de este fenómeno sobre las condiciones oceanográficas y biogeoquímicas de la columna de agua frente a Valparaíso.

Tanto en STOV como en SOCAS, luego del meteotsunami, se observó una profundización de la capa de mezcla (de hasta 36 m), una oxigenación (0,62 mL/L) y una disminución de la salinidad. Estas alteraciones pueden ser explicadas principalmente por el efecto de los intensos vientos, que provocan una fuerte mezcla en la capa superficial del océano, junto al aporte de agua dulce producto de las intensas lluvias generadas por la tormenta y al aumento de caudal del río Aconcagua. Los efectos de mezcla inducidos por cizallamiento profundizan y enfrían la capa de mezcla a medida que el agua más fría es arrastrada desde la termoclina. Este proceso causa posteriormente que la temperatura disminuya (Mainelli *et al.*, 2008). Luego del meteotsunami, toda la columna de agua presentó una disminución de temperatura respecto a la media (entre 0,2 y 1,1 °C), observándose este efecto mayormente en STOV y en las primeras tres capas de agua. Sin embargo, esta disminución se encuentra dentro de los rangos observados de temperatura media anual (13,5°C) en la zona (Sievers, 1986). La disminución en la temperatura superficial del mar, es esperable producto de este tipo de eventos atmosféricos. Por ejemplo, en el caso de los huracanes, estos reducen significativamente la temperatura, donde la respuesta del océano superior muestra un amplio rango de enfriamiento que fluctúa desde 1°C a 6°C (e.g. Golfo de México; Leipper, 1967; Brooks, 1983) dependiendo de varios factores, tales como la velocidad de movimiento del huracán (Price, 1981). Por otra parte, bajo 500 m de profundidad, y principalmente en la capa subsuperficial, se

presentó la mayor variabilidad de temperatura. Sin embargo, los valores observados se encuentran dentro del rango esperado del AIAA (entre 4 y 8 °C) (Silva & Sievers, 1974).

Por otro lado, la disminución de salinidad en la capa de mezcla (de hasta 0,1) observada en ambas series, podría ser explicada por un mayor aporte de agua dulce, ya sea proveniente del río Aconcagua, donde se registró un incremento de caudal en las tres estaciones monitoreadas (un incremento de 63,93 m^3/s en la estación Romeral) (Figura 11a, 11c y 11d), o bien causada por escurrimientos de agua dulce, o directamente de las precipitaciones generadas por el paso de la tormenta (entre el 7 y 10 de agosto), la que dejó un total acumulado de agua caída de 131,9 mm (DMC, 2015) en la Región de Valparaíso. Se debe considerar que la precipitación acumulada en 4 días de tormenta, fue más del doble del promedio histórico del mes de agosto (~ 60 mm; DMC, 2008). Este efecto de disminución de la salinidad superficial generado por las precipitaciones, concuerda con lo reportado anteriormente por Silva (1973) para aguas cercanas a la costa (1 a 2 millas), en la zona de punta Curaumilla – punta Ángeles.

Del mismo modo, como se observó un cambio en la temperatura y salinidad luego del paso de la tormenta, se esperaría que otras variables, tales como las biogeoquímicas, igualmente se vieran afectadas, lo cual se discute en la siguiente sección.

Señales biogeoquímicas

Entre los nutrientes, el nitrato fue el que presentó la variación más importante respecto a la media de la serie de tiempo. Posterior al meteotsunami (agosto de 2015), se observó una disminución de este nutriente en toda la columna de agua muestreada (0 – 900 m). Dicha disminución se incrementó con la profundidad, registrándose diferencias de entre 4,1 a 12,2 μM. Asociado a esta disminución, el N* presentó valores negativos en todas las capas de agua, en ambas series de tiempo, observándose los menores valores en la capa subsuperficial y capa profunda. Este déficit de nitrógeno observado podría explicarse mediante procesos que generan pérdida de nitrógeno. En el océano, los procesos que generan pérdida de nitrógeno, y cierran el ciclo del nitrógeno produciendo gas N_2, son la desnitrificación y anammox (Canfield *et al.*, 2010). La desnitrificación es la transformación biológica del nitrato en gas nitrógeno, óxido nítrico y óxido nitroso bajo condiciones subóxicas y anóxicas. Mientras que anammox, es la oxidación anaeróbica del ión amonio, en la cual este es oxidado por nitrito para producir gas nitrógeno mediante bacterias anammox (Van de Graaf *et al.,* 1995). Debido a los requerimientos de oxígeno, tanto la desnitrificación como anammox ocurren principalmente en la ZMO y en sedimentos. Ambos ambientes se comportan como sumideros de nitrógeno en las que las formas de nitrógeno biológicamente activas son removidas a la biosfera (Anderson *et al.*, 1982).

Otro proceso de pérdida de nitrógeno, es la producción de óxido nitroso vía nitrificación. La nitrificación es un proceso aeróbico (Dore *et al.*, 1998) en el cual el ión amonio es oxidado a nitrito y posteriormente a nitrato (Kowalchuk & Stephen, 2001) produciendo pequeñas cantidades de óxido nitroso como subproducto (Palma-Fleming *et al*., 2008). En condiciones óxicas la nitrificación produce 0,1% de óxido nitroso respecto del nitrito, mientras que esta proporción aumenta a 1% en condiciones subóxicas (Goreau *et al*., 1980). Por este motivo, si existe nitrificación, entonces una parte del amonio pasa a una forma gaseosa (N_2O), pero la mayor parte es transformada a nitrito. En agosto de 2015, en la capa de mezcla se observó un aumento de óxido nitroso respecto del promedio de la serie de tiempo de 0,26 nM, mientras que existió una disminución en la oxiclina, capa subsuperficial y capa profunda (con una disminución promedio de 4,25 nM). En el caso de la capa de mezcla, para generar 0,26 nM de óxido nitroso por nitrificación bajo condiciones óxicas (N_2O/NO_2^- = 0,1%), se esperaría un aumento de nitrito de 260 nM (0,26 μM). Este aumento en la concentración de nitrito corresponde al observado en la capa de mezcla (0,26 μM) en el muestreo de agosto de 2015. Por esta razón, en la capa de mezcla tanto el aumento de nitrito como el de óxido nitroso sería generado por la nitrificación.

Del mismo modo, si todo el amonio que se observó en la capa de mezcla fuera nitrificado (0,65 μM) bajo condiciones óxicas a nitrito, entonces se esperaría que produciría 0,65 nM de óxido nitroso.

Por lo tanto, los valores registrados mostrarían un acoplamiento del proceso de producción de óxido nitroso por nitrificación y la acumulación de nitrito en la capa de mezcla. Si bien los cálculos muestran que la nitrificación estaría actuando, este no sería el proceso responsable del déficit de nitrógeno registrado en agosto de 2015.

Considerando que los procesos mencionados anteriormente son los responsables de un déficit de nitrógeno en el océano, entonces a qué se debería que posterior al meteotsunami se observe esta alta disminución de nitrógeno reactivo en un ambiente oxigenado.

En el océano existen otros entornos donde puede ocurrir desnitrificación, las cuales pueden ser incluso biofilms (microbial mats) de áreas costeras (Joye & Paerl, 1994), así como también aguas ricas en partículas (por ejemplo nieve marina) (Alldredge & Cohen, 1987) y sedimentos pobremente oxigenados (Codispoti & Christensen, 1985).

Un aumento del caudal del río Aconcagua durante la tormenta de agosto de 2015, generaría una mayor contribución de partículas que permitan generar el déficit de nitrato observado. Esto, debido a que los ríos son la principal fuente de material sólido y disuelto transportado a los océanos (Milliman & Meade, 1983). Además, los ríos aportan al mar sólidos suspendidos que afectan directamente la productividad del fitoplancton, el transporte de contaminantes hacia el océano costero y la dinámica de los nutrientes (Doxaran *et al.*, 2009).

Estudios recientes (Bianchi *et al.,* 2018) indican que los metabolismos anaeróbicos prosperan en microambientes que se desarrollan dentro de agregados orgánicos que se hunden, donde la respiración concentrada produce un agotamiento local de oxígeno (formando un microambiente anóxico), en el cual la respiración procede utilizando NO_3^-. A través de su modelo (limitado por el espectro de tamaño de las partículas que se hunden), sugieren que la desnitrificación y la reducción de sulfato se pueden mantener en vastas extensiones hipóxicas del océano. Además señalan que la tasa de desnitrificación en estos microambientes duplica la tasa de desnitrificación de la columna de agua en comparación con las estimaciones basadas únicamente en zonas anóxicas.

Complementando lo anterior, Kamp *et al.* (2016) sostienen que los agregados de diatomeas y bacterias almacenan NO_3^- intracelularmente en altas cantidades y sugieren que estos agregados también pueden estar involucrados en el transporte vertical de NO_3^- a capas de aguas profundas o incluso al fondo marino. La acumulación de nitrato por diatomeas

solo ocurre en presencia de oxígeno y, por lo tanto, los agregados de diatomeas y bacterias pueden absorber nitrato en la zona eufótica y en las capas subsuperficiales oxigenadas y exportarlas a las profundidades del océano. La capacidad de concentración de nitrato de las diatomeas asociadas a agregados tiene el potencial de afectar el ciclo del nitrógeno, incluida la pérdida fija de nitrógeno, no solo en la zona fótica, sino también en los compartimentos mesopelágicos y bentónicos.

Wolgast *et al.* (1998), en su estudio en aguas óxicas profundas del Pacífico Norte oriental, observaron que en ambientes con alto contenido de partículas en la columna de agua, las aguas mostraron un marcado agotamiento de nitrato en comparación con los niveles ambientales. Estos autores determinaron una tasa de utilización de nitrato *in situ* y en laboratorio de 3,1 y 2,7 µM d^{-1}, respectivamente. En el presente estudio, para estimar la tasa de utilización de nitrógeno por capa de agua (oxiclina, capa de mezcla, capa subsuperficial y capa profunda), se determinó la cantidad de nitrógeno reactivo consumido en los 5 días transcurridos desde el fin del meteotsunami hasta nuestro muestreo, considerando el promedio de N* como la condición antes del meteotsunami (Figura 24). De esta forma, se estimó una tasa de utilización de nitrógeno de 0,7 µM d^{-1} en la capa de mezcla, 0,9 µM d^{-1} en la oxiclina, 2,1 µM d^{-1} en la capa subsuperficial y 2,6 µM d^{-1} en la capa profunda, valores que estarían dentro del mismo orden de magnitud que los registrados por Wolgast *et al.* (1998). Según Wolgast *et al.* (1998), la razón de este consumo se debería a la desnitrificación que estaría ocurriendo en microzonas de aguas de fondo oxigenadas en momentos de alto flujo de partículas, causando pérdida de nitrógeno fijado.

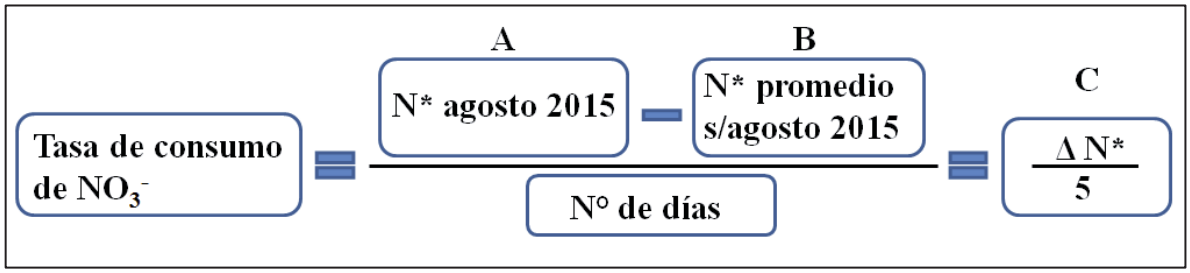

Figura 25. Esquema que muestra la aproximación que se realizó para estimar la magnitud de las tasas de pérdida de nitrógeno considerando la utilización de nitrato, donde: A: Corresponde al valor de N* de agosto de 2015. B: Corresponde al valor de N* promedio de toda la serie de tiempo, exceptuando el mes de agosto de 2015. C: Corresponde a la diferencia entre A y B, dividido por 5 (días transcurridos, entre la ocurrencia del meteotsunami (8 de agosto de 2015) y la fecha de muestreo (13 de agosto de 2015)).

Paerl (1984) define las microzonas como regiones ubicadas en la interfaz sólido-líquido o en partículas donde actividades de comunidades microbianas residentes conducen a condiciones ambientales diferentes al medio acuoso circundante, siendo estas zonas o entornos, cruciales para determinar la disponibilidad de nutrientes, así como el ciclo y los estados tróficos resultantes en los ecosistemas acuáticos. Además, estas microzonas tienden a perpetuarse y proliferar a través de la estabilidad estructural que ofrecen las excreciones microbianas, que actúan como adhesivos y mantienen los materiales agregados.

Por otra parte, el año 2015, el régimen pluviométrico se caracterizó por contrastes drásticos entre las distintas zonas del país y entre las estaciones del año (DMC, 2015; CR2, 2015). La zona centro y sur presentó escases de lluvias, sin embargo, el mes de agosto se caracterizó por presentar abundantes precipitaciones sobre lo normal, debido a la tormenta previamente descrita. Esto coincide con los resultados obtenidos de caudales y precipitaciones correspondientes al mes de agosto de 2015, los cuales arrojaron un máximo de caudal asociado a un máximo de precipitación en las tres estaciones fluviométricas dos días antes del meteotsunami (6 de agosto) (Figura 12).

El análisis de la distribución de concentración de sedimentos de la estación Chacabuquito (Tabla 3), mostró un incremento importante durante el meteotsunami de agosto de 2015. No obstante, a lo largo de la serie de tres años estudiada, existen varios episodios de máximos caudales o máximas concentraciones de sedimentos. Sin embargo, la ocurrencia simultánea de ambos se observaron el 6 de agosto ($3{,}85 \times 10^7$ kg/d).

Cabe destacar, que el mayor aporte de sedimentos en los tres años estudiados, se presentó en abril de 2016, el cual fue incluso mayor al generado durante el meteotsunami de 2015. Además, este máximo estuvo asociado a un aumento de caudal en las tres estaciones (coincidiendo parcialmente con los registros de precipitación). Sin embargo, este considerable aumento de caudal, pudo ser causado por un incremento de deshielos cordilleranos, debido a que el año 2016 se ha convertido en el año más cálido de la historia instrumental, según el Servicio de Cambio Climático del programa Copernicus. Por este motivo, el fenómeno del año 2016 no debiese ser comparado directamente con el evento de 2015, por presentarse en este periodo una condición climática diferente.

Si bien la dinámica observada en la estación Chacabuquito es una buena referencia respecto a lo que ocurre en la desembocadura del río Aconcagua (Sievers & Vega, 2000), la estimación del aporte de estos sedimentos hacia la zona costera podría ser subestimada considerando que esta estación se encuentra a 950 msnm y a 93,9 km de distancia de la desembocadura. Así, el caudal del río Aconcagua, como también la creciente concentración de sedimentos durante la trayectoria del río, resultaría en un aporte mayor de sedimentos hacia la zona costera. Esta contribución se observa en las imágenes satelitales, con un

aumento de Kd_{490} y de PIC el 11 de agosto en la desembocadura del río (Figura 17), no así en la estación 5 de STOV, debido posiblemente a que es la estación más lejana (a 33,6 km de la desembocadura del río Aconcagua).

Por otra parte, una forma de determinar el origen de la materia orgánica (sedimentos, terrígeno, o diferentes capas de agua), y que sirve como proxie en la estación 5 STOV, es la utilización de la proporción C:N del material particulado orgánico (Silva & Astorga, 2010). La proporción C:N para fitoplancton marino es de 6,6 (Redfield *et al*., 1963), en el sedimento marino fresco varía entre 7 y 10 (Rullköter, 2006), mientras que en las plantas terrestres es mayor de 20 (Deevy, 1973). En el caso de la zona de estudio (en STOV), de acuerdo con los valores promedio obtenidos a lo largo de la columna de agua (i.e., razón C:N posterior al meteotsunami: 8,7 en la capa de mezcla, 4,8 en la oxiclina y 8,7 en la capa subsuperficial), el material particulado orgánico corresponde a materia orgánica fresca y de origen marino. Estos resultados permiten inferir que de existir un aporte de sedimentos desde el río Aconcagua, este sería no significativo. Debido a que se esperaría que la razón de C:N fuera mayor, ya que a medida que la materia orgánica se degrada, la razón C:N aumenta parcialmente (Silva & Astorga, 2010). Además, si el material particulado orgánico corresponde a materia orgánica fresca y de origen marino, se podría inferir que existiría un aporte de material desde las capas superficiales hacia las capas más profundas. Sin embargo, el $\delta^{13}C$ muestra una señal característica de algas bentónicas de Lago y/o río (France, 1995), con un valor promedio de -26,7 ‰ en agosto de 2015.

Por otro lado, tanto el aumento de caudal, como el aporte de sedimentos del río Aconcagua, no se ven del todo reflejados en los resultados de Kd_{490}. Además, se debe considerar que a una distancia de 33,6 km de la desembocadura del río Aconcagua, el transporte de sedimentos proveniente del río a la estación 5 de STOV fue menor. Por lo tanto, se sugiere que existieron otros factores que actuaron en la estación y que generaron como consecuencia el aumento del déficit de nitrato. La perturbación, mezcla y transporte de sedimentos en la columna de agua, como consecuencia de un evento como un meteotsunami, debió generar una alta resuspensión de sedimentos. El aumento de la energía del oleaje, provoca una erosión en la parte visible de las playas, con un retroceso de la línea de costa (Medina *et al.*, 1995). Las olas y el viento mezclan la columna de agua, siendo las olas quienes movilizan inicialmente el sedimento. Una vez que el sedimento se suspende en la columna de agua, incluso las corrientes de baja frecuencia relativamente menores, son capaces de transportar sedimentos horizontalmente (Miles *et al.*, 2013). Araya (1979) reportó en la zona, un fenómeno de intensidad similar al meteotsunami de 2015, que presentó un oleaje de energía importante como para generar erosión de playas con incluso evacuación total de las arenas (Playa Negra) y remover bloques de más de un metro en acantilados.

Este aporte de sedimentos producto de la resuspensión, ya ha sido reportado anteriormente producto de las tormentas o intensas marejadas en las zonas costeras (Ferré *et al.*, 2005; Allison *et al.*, 2005; Guillén *et al.*, 2006; Miles *et al.*, 2013). Del mismo modo, se ha mostrado que los huracanes también pueden inducir la resuspensión de sedimentos, ya sea por arrastre y/o afloramiento (Wren & Leonard, 2005). Allison *et al.* (2005) reportaron que el paso de una tormenta tropical (Isidore) y un huracán (Lili; categoría 4) en la plataforma continental interna Atchafalaya (localizada a lo largo del centro norte del Golfo de México) tuvo un fuerte impacto en el registro regional de sedimentos. En este caso la marejada ciclónica creó un evento erosivo en el fondo marino que causó depresiones de 3 a 17 cm en varios lugares de la plataforma continental. Esto, combinado con una resuspensión que transportó $1{,}6x10^8$ toneladas de sedimentos fangosos en la plataforma interior. Además, estos autores señalan que la sedimentación ocurre inicialmente de partículas más gruesas, como limo grueso y arena fina, seguido por la consolidación de una capa de fluido-lodo.

Por otra parte, en un estudio realizado al interior de la plataforma del Golfo de León, durante una fuerte tormenta que presentó un oleaje similar (H_s=7m, T_m=10_s) al del meteotsunami del presente estudio, ocurrida en noviembre de 1999, generó un aumento en la concentración de sedimentos en suspensión a lo largo de toda la columna de agua, con un aumento de la turbidez que duró más de 8 días después de la tormenta (Ferré *et al*., 2005). Sin embargo, debido a que en el presente trabajo, los resultados de la proporción C/N fueron menores a 20 en toda la columna de agua, no es posible aseverar el supuesto de que ocurrió un aporte de sedimentos producto de la resuspensión de sedimentos durante el meteotsunami, debido a que se esperaría que la proporción C/N fuera mayor a 20 (Deevy, 1973; Silva & Astorga, 2010).

Por último, debido a que no se realizó un análisis de la turbidez en la columna de agua, no es posible relacionar un aumento en la concentración de sedimentos en suspensión con el meteotsunami. Por este motivo, solo se pueden sugerir procesos con los resultados obtenidos de imágenes satelitales (Kd_{490}), los cuales tampoco arrojaron resultados concluyentes que concuerden tanto con el supuesto de que de haber un aporte de sedimentos, estos provendrían de la desembocadura del río Aconcagua, como con la hipótesis de que dichos sedimentos provendrían de la resuspensión generada por perturbación, mezcla y transporte generados por el meteotsunami.

Por otra parte, en base a los resultados obtenidos de concentración de amonio, estos podrían entregar evidencias de que existen algunos procesos *in situ* que estén generando el déficit de nitrógeno. El aumento de amonio en agosto de 2015 en todas las capas de agua (de hasta 0,65 µM en la capa de mezcla) (Figura 5 a y Anexo Tabla 8) indica que si bien en la columna de agua estarían ocurriendo procesos como anammox, éste no sería el proceso

más importante. Esto dado que anammox es un proceso que utiliza amonio, por lo que se esperaría una disminución de amonio en la columna de agua. Por esto, el aumento de amonio registrado pudo provenir de distintas fuentes, o bien podría tratarse de una sumatoria de procesos que ocurrieron simultáneamente. Considerando que no solo se registraron máximos de amonio en superficie, sino que también en profundidad (con un aumento de hasta 0,3 μM), se podría inferir que uno de los procesos importantes que están ocurriendo sean del tipo heterotróficos, asociados a comunidades que están degradando la materia orgánica y que generan amonio.

Existe otro proceso en la columna de agua que podría estar ocurriendo, llamado DNRA (Dissimilatory nitrate reduction to ammonium). Esta reducción desasimilativa de nitrato a amonio es un destino importante, y a veces dominante del nitrato en muchos sistemas costeros. A diferencia de la desnitrificación, DNRA conserva nitrógeno en el ecosistema como amonio, siendo este una forma de nitrógeno biológicamente reactivo que puede ser absorbido por plantas o bacterias u oxidado nuevamente a nitrato (Giblin *et al*., 2013). La desaparición de nitrato y acumulación de amonio, podrían ser consideradas evidencias de la ocurrencia de este proceso en el evento de agosto de 2015.

Por otra parte, se debe considerar en lo referente al aporte de materia orgánica, la posibilidad de que el emisario submarino que se encuentra en laguna verde "Loma larga", pueda haber generado una carga orgánica importante durante la tormenta de agosto de 2015. Este emisario submarino posee un volumen medio de descarga de 130.959 m^3/d (47,84 MMm^3/d (millones de metros cúbicos por día); fuente: Comisión técnica del Consejo Hídrico en base a datos de estudio de Fundación Chile para el Gobierno Regional de Valparaíso), por lo cual para lograr cubrir una capa de agua de 1 m de profundidad con las aguas del emisario (considerando un área de 26.180.952 m^2, correspondiente a la bahía formada entre Punta Ángeles y Punta Curaumilla), se necesitan 200 días de emisiones. Este periodo de tiempo es superior al de duración de la tormenta de agosto de 2015 (4 días), por lo cual su influencia en la columna de agua, si es que existió, podría ser observada transcurrido 6 o 7 meses posteriores a la tormenta (febrero y marzo de 2016).

La disminución de nitrato observada posterior al meteotsunami (Figura 4a), es similar a las concentraciones registradas durante todo el periodo de monitoreo en el estrato entre 50 y 300 m de profundidad. Esto sugiere que el meteotsunami podría haber inducido una mezcla vertical que transportara a mayores profundidades aguas con bajo contenido de nitrato. Un proceso que podría explicar este comportamiento en la columna de agua es el denominado downwelling, el cual habría sido generado por los vientos provenientes del noroeste, los que sumados a la fuerza de coriolis y al Transporte de Ekman, provocarían un desplazamiento de aguas superficiales hacia la costa, y como consecuencia, un hundimiento de agua o convergencia. Esto queda reflejado en la Figura 26, en la que se observa una profundización tanto de las isotermas como las isopicnas en las estaciones de STOV más cercanas a la costa. Sin embargo, la información disponible es insuficiente para poder confirmar este supuesto.

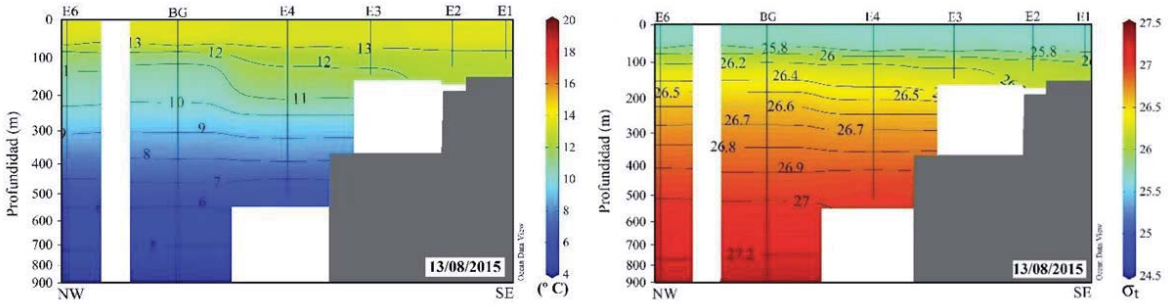

Figura 26. Distribución vertical de temperatura (°C) y densidad (kg/m^3) a lo largo de la transecta de STOV, agosto de 2015 (la capa 0 – 500 m se encuentra ampliada con respecto a la columna de agua). En revisión, Villegas (2019).

Al respecto, se debe considerar que no es común encontrar estudios e investigaciones de zonas donde ocurre downwelling, debido principalmente a que son áreas que no favorecen el enriquecimiento trófico sostenido de las poblaciones planctónicas (Hernández & Piñeiro, 2003).

Por otra parte, un punto a destacar, basado en las anomalías registradas, es que los efectos del meteotsunami, parecen durar varios días después de ocurrido el evento (en el caso del nitrato se observan hasta el muestreo del 24 de septiembre de 2015). Sin embargo, este meteotsunami coincide con otro evento que podría haber generado una perturbación similar en la columna de agua y que se acopló con el anterior. Como se mencionó previamente, el 16 de septiembre de 2015, ocurrió un terremoto en la zona centro-norte de Chile, de una magnitud de 8,3 Mw (YE *et al.*, 2017), generando un tsunami con olas de hasta 4,7 m en Coquimbo (Heidarzadeh *et al.*, 2016) y 2,2 m en Valparaíso (SHOA).

Los resultados obtenidos en el desarrollo de este trabajo, no permiten establecer de manera concluyente que las anomalías biogeoquímicas observadas en la columna de agua, posterior al meteotsunami, son el resultado de un incremento de materia inorgánica particulada en la columna de agua, debido a que existen otros forzantes que estarían afectando el ecosistema (e.g., convergencia). Por lo tanto, con la información analizada, se rechaza la hipótesis de trabajo. Sin embargo, estos resultados son de gran utilidad para futuros estudios que mejoren nuestra comprensión sobre los meteotsunamis y la influencia que puedan tener en la biogeoquímica de la columna de agua y en los ecosistemas oceánicos.

En este trabajo se da cuenta por primera vez del impacto que tiene un meteotsunami en la biogeoquímica de la columna de agua en la zona costera de Valparaíso, generando un déficit en la disponibilidad de nitrato, uno de los nutrientes esenciales utilizado por el fitoplancton. Se debe recordar que la productividad primaria en ambientes acuáticos está regulada por el fitoplancton, el cual representa el primer eslabón de la trama trófica (Abarzúa *et al.*, 1995). La productividad primaria depende principalmente de la concentración de nutrientes (Santamaria-del Ángel *et al.*, 1996; Contreras *et al.*, 1996) y la cantidad y calidad de luz disponible (Santamaria-del Ángel *et al.*, 1996). Además, es ampliamente aceptado que la disponibilidad de nitrógeno fijado influye en la productividad primaria marina (Falkowski *et al*., 1998). Es por esto que la falta de alguno de estos nutrientes puede tener una repercusión en la biomasa y producción de fitoplancton, quienes son la base principal de las cadenas tróficas que se desarrollan en el ecosistema marino.

La importancia del papel que juegan las tormentas y/o meteotsunamis en el transporte de sedimentos y el efecto de estos eventos en la biogeoquímica de la columna de agua es evidente. Si bien hoy en día las mejoras en la instrumentación y la tecnología han contribuido en un aumento en estudios e investigación en esta área, debido a la imprevisibilidad de estos eventos, las dificultades y gastos asociados a la obtención de mediciones durante estas condiciones, existe una escasez de datos *in situ*, para eventos de estas características.

Aún quedan varias interrogantes por responder en este tema, las que también aparecen incluso en eventos más estudiados como los huracanes. Algunos aspectos importantes que requieren un mayor análisis son la respuesta del océano superior y de la productividad primaria frente a estos eventos episódicos, así como también, la respuesta biogeoquímica del océano. Es necesario estudiar además, si estos eventos son capaces de generar perturbaciones que afecten significativamente la columna de agua a gran escala.

CONCLUSIÓN

Posterior al meteotsunami existió una perturbación física y biogeoquímica, que se tradujo en una profundización de la capa de mezcla (36 m), una oxigenación (0,62 mL/L por sobre la media registrada en la serie) y una leve disminución de la salinidad (0,1). Estas alteraciones pueden ser explicadas principalmente por el efecto de los intensos vientos, que provocan una fuerte mezcla en la capa superficial del océano, junto al aporte de agua dulce producto de las intensas lluvias generadas por la tormenta y al aumento de caudal del río Aconcagua.

Del mismo modo, en toda la columna de agua, se presentó una disminución de temperatura (entre 0,2 y 1,1 °C), de salinidad (entre 0,02 y 0,1) y de nitrato (entre 4,1 y 12,2 μM). Mientras que el nitrito (entre 0,03 y 0,26 μM) y el amonio (entre 0,27 y 0,65 μM) presentaron un incremento, respecto a los valores medios de la serie.

Por otra parte, el óxido nitroso y el dióxido de carbono, presentaron un aumento solo en la capa de mezcla (0,26 y 2,5 nM respectivamente), disminuyendo ambos bajo esta capa (entre 6,13 y 3,0 nM en el caso del óxido nitroso y entre 30,96 y 16,67 nM para el dióxido de carbono).

El 6 de agosto de 2015, dos días antes del meteotsunami, las estaciones fluviométricas registraron el mayor caudal asociado a un máximo de precipitaciones, donde las concentraciones de sedimentos mostraron un importante incremento.

Posterior al meteotsunami, el carbono inorgánico particulado (PIC), presentó un aumento limitado a la zona de la desembocadura del río Aconcagua, no observándose variaciones de este en la zona de estudio.

La materia orgánica presentó una razón C:N característico de materia orgánica fresca y de origen marino.

No se puede descartar el aporte de materia orgánica terrestre, de acuerdo a la señal de $\delta^{13}C$ característica de algas bentónicas de Lago y/o río.

La estimación de las tasas de consumo de nitrato durante el meteotsunami se encuentran dentro del mismo orden de magnitud que los registrados en microzonas (o microambientes) producto de la desnitrificación en estudios en aguas aeróbicas profundas del Pacífico nororiental.

El aporte de sedimentos producto del aumento de caudal del río Aconcagua durante el meteotsunami no es responsable del déficit de nitrato detectado en STOV y SOCAS. Junto a esto, los análisis realizados en el presente trabajo, indican que no es factible

establecer que las anomalías biogeoquímicas observadas posterior al meteotsunami de agosto de 2015, hayan sido el resultado de un incremento de materia inorgánica particulada en la columna de agua. Dadas estas consideraciones, la hipótesis se rechaza.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Abarzúa, M., S. Basualto & H. Urrutia. 1995. Relación entre la abundancia y biomasa de fitoplancton heterotrófico en aguas superficiales del Golfo de Arauco, Chile. Investigaciones Marinas (Chile) 23: 67-74 pp.

Allison, M. A., A. Sheremet, M. A. Goñi & G. W. Stone. 2005. Storm layer deposition on the Mississippi–Atchafalaya subaqueous delta generated by Hurricane Lili in 2002. Continental Shelf Research, 25(18), 2213-2232.

Alldredge, A. L., & Y. Cohen. 1987. Can microscale chemical patches persist in the sea? Microelectrode study of marine snow, fecal pellets. Science, 235(4789), 689-691.

Ancapichun, S., & J. Garcés-Vargas. 2015. Variability of the Southeast Pacific Subtropical Anticyclone and its impact on sea surface temperature off north-central Chile. *Ciencias Marinas*, *41*(1), 1–20 pp.

Anderson, J. J., A. Okubo, A. S. Robbins & F. A. Richards. 1982. A model for nitrite and nitrate distributions in oceanic oxygen minimum zones. Deep-Sea Res. Part A, 29, 1113-1140.

Araya, J. 1979. Las incidencias cataclismáticas de las bravezas en la evolución de la costa de Chile central. Departamento de Geografía, Universidad de Chile.

Avaria S., S. Palma, H.A. Sievers & N. Silva. 1989. Revisión sobre aspectos oceanográficos físicos, químicos y planctológicos de la bahía de Valparaíso y áreas adyacentes. Biología Pesquera 18: 67-96.

Babin, S. M., J. A. Carton, T. D. Dickey & J.D. Wiggert. 2004. Satellite evidence of hurricane-induced phytoplankton blooms in an oceanic desert. *Journal of Geophysical Research*, 109 (January), 1–21 pp.

Bakun, A. & C.S. Nelson. 1991. Wind stress curl in subtropical eastern boundary current regions. *J. Phys. Oceanogr*., 21: 1815-1834.

Bakun A., D. Field, A. Redondo-Rodríguez & S. Weeks. 2010. Greenhouse gas, upwelling-favorable winds, and the future of coastal ocean upwelling ecosystems. Glob. Change Biol. 16: 1213–28.

Bates, N. R., A. H. Knap, & A. F. Michaels. 1998. Contribution of hurricanes to local and global estimates of air–sea exchange of CO 2. Nature, 395(6697), 58.

Bianchi, D., T. S. Weber, R. Kiko & C. Deutsch, 2018. Global niche of marine anaerobic metabolisms expanded by particle microenvironments. Nature Geoscience, 11(4), 263.

Bianucci, L., K. Balaguru, R.W. Smith, L. R. Leung & J. M. Moriarty. 2018. Contribution of hurricane-induced sediment resuspensión to coastal oxygen dynamics. Scientific reports, 8(1), 15740.

Brooks, D. A.1983. The wake of hurricane allen in the western gulf of México. J. Phys. Oceanogr., 13, 117-129.

Carvajal, M., M. Contreras-López, P. Winckler & I. Sepúlveda. 2017. Meteotsunamis occurring along the southwest coast of South America during an intense storm. Pure and Applied Geophysics.

Campos, R. 2016. Análisis de marejadas históricas y recientes en las costas de Chile. Memoria del proyecto para optar al Título de Ingeniero Civil Oceánico. Facultad de Ingeniería. Universidad de Valparaíso. 189 pp.

Canfield, D. E., A. N. Glazer & P. G. Falkowski. 2010. The evolution and future of Earth's nitrogen cycle. science, 330(6001), 192-196.

Centro de Ciencia del Clima y la Resilencia (CR2). 2015. Informe a la Nación. La megasequía 2010-2015: una lección para el futuro. Santiago de Chile: CONICYT/ Universidad de Chile/Universidad Austral de Chile/Universidad de Concepción.

Codispoti, L. A., & Christensen, J. P. 1985. Nitrification, denitrification and nitrous oxide cycling in the eastern tropical South Pacific Ocean. Marine Chemistry, 16(4), 277-300.

Contreras, F., O. Castañeda, R. Torres-Alvarado & F. Gutiérrez. 1996. Nutrientes en 39 lagunas costeras mexicanas. Rev. Biol. Trop, 44(2), 417-425.

Croquette M, G. Eldin, C. Grados, M. Tamayo. 2007. On differences in satellite wind products and their effects in estimating coastal upwelling processes in the south-east Pacific. Geophys. Res. Lett. 34(11).

Deevy, E. 1973. Sulfur, nitrogen and carbon in the biosphere. In: G.M. Woodwell & E.V. Peacan (eds.). Carbon and the biosphere. USAEC, Washington D.C., pp. 182-190.

DMC. 2008. Guía Climática Práctica. Dirección Meteorológica de Chile. Subdepartamento de Climatología y Meteorología Aplicada.

DMC. 2015. Dirección Meteorológica de Chile. Boletín Climatológico Mensual, agosto de 2015. Subdepartamento de Climatología y Meteorología Aplicada. 20 pp.

Dore, J. E., B. N. Popp, D. M. Karl, & F. J. Sansone. 1998. A large source of atmospheric nitrous oxide from subtropical North Pacific surface waters. Nature, 396(6706), 63.

Doxaran, D., Froidefond, J. M., Castaing, P., & Babin, M. 2009. Dynamics of the turbidity maximum zone in a macrotidal estuary (the Gironde, France): Observations from field and MODIS satellite data. Estuarine, Coastal and Shelf Science, 81(3), 321-332.

D'sa, E. J., M. Korobkin & D. S. Ko. 2011. Effects of Hurricane Ike on the Louisiana–Texas coast from satellite and model data. Remote Sensing Letters, 2(1), 11-19.

Emanuel, K., 2005. Increasing destructiveness of tropical cyclones over the past 30 years. Nature 436, 686–688.

Falkowski, P. G., R. T. Barber, & V. Smetacek. 1998. Biogeochemical controls and feedbacks on ocean primary production, Science, 281, 200-206.

Ferré, B., K. Guizien, X. D. De Madron, A. Palanques, J. Guillén & A. Grémare. 2005. Fine-grained sediment dynamics during a strong storm event in the inner-shelf of the Gulf of Lion (NW Mediterranean). Continental Shelf Research, 25(19-20), 2410-2427.

Fonseca, T. & M. Farías. 1987. Estudio del proceso de surgencia en la costa chilena utilizando percepción remota. Investigación Pesquera (Chile) 34: 33-46.

France, R. L. 1995. Carbon-13 enrichment in benthic compared to planktonic algae: foodweb implications. Marine ecology progress series, 124, 307-312.

Garreaud, R. 2013. Warm winter storms in Central Chile. Journal of Hydrometeorology, 14(5), 1515-1534.

Giblin, A. E., C. R. Tobias, B. Song, N. Weston, G. T. Banta & V. H. Rivera-Monroy.2013. The importance of dissimilatory nitrate reduction to ammonium (DNRA) in the nitrogen cycle of coastal ecosystems. Oceanography, 26(3), 124-131.

Gilly, W., Beman, J. M., Litvin, S., & Robison, B. 2013. Oceanographic and biological effects of shoaling of the oxygen minimum zone. Annual review of marine science, 5, 393-420.

Goreau, T. J., W. A. Kaplan, S. C. Wofsy, M. B. McElroy, F. W. Valois & S. W. Watson. 1980. Production of NO_2^- and N_2O by nitrifying bacteria at reduced concentrations of oxygen. Applied and environmental microbiology, 40(3), 526-532.

Graco, M. I., J. Ledesma, G. Flores & M. Girón. 2007. Nutrientes, oxígeno y procesos biogeoquímicos en el sistema de surgencias de la corriente de Humboldt frente a Perú. Revista peruana de biología, 14(1), 117-128.

Guillén, J., F.Bourrin, A. Palanques, X. D. De Madron, P. Puig & R. Buscail. 2006. Sediment dynamics during wet and dry storm events on the Têt inner shelf (SW Gulf of Lions). Marine Geology, 234(1-4), 129-142.

Halpin, P.M., P. T. Strub, W.T. Peterson. & T.R. Baumgartner. 2004. An overview of interactions among oceanography, marine ecosystems, climatic and human disruptions along the eastern margins of the Pacific Ocean. *Revista Chilena de Historia Natural* 77, 371–409 pp.

Harris, D., W. R. Horwáth & C. Van Kessel. 2001. Acid fumigation of soils to remove carbonates prior to total organic carbon or CARBON-13 isotopic analysis. Soil Sci. Soc. Am. J. 65: 1853.

Heidarzadeh, M., S. Murotani, K. Satake, T. Ishibe & A. R. Gusman. 2016. Source model of the 16 September 2015 Illapel, Chile, Mw 8.4 earthquake based on teleseismic and tsunami data. Geophysical Research Letters, 43(2), 643-650.

Hernández, B., & R. Piñeiro. 2003. Hundimiento de las aguas al sur de Cuba. Investigaciones marinas, 31(1), 33-49.

Holmes, R. M., A. Aminot, R. Kérouel, B. A. Hooker, & B. J. Peterson. 1999. A simple and precise method for measuring ammonium in marine and freshwater ecosystems. Canadian Journal of Fisheries and Aquatic Sciences, 56(10), 1801-1808.

Joye, S. B., & Paerl, H. W. 1994. Nitrogen cycling in microbial mats: rates and patterns of denitrification and nitrogen fixation. Marine Biology, 119(2), 285-295.

Kamp, A., P. Stief, L. A. Bristow, B. Thamdrup & R. N. Glud. 2016. Intracellular nitrate of marine diatoms as a driver of anaerobic nitrogen cycling in sinking aggregates. Frontiers in microbiology, 7, 1669.

Kowalchuk, G. A. & J. R. Stephen. 2001. Ammonia-oxidizing bacteria: A model for molecular microbial ecology. Annu. Rev. Microbiol. 55: 485-529.
Leipper, D. F., 1967. Observed ocean conditions in Hurricane Hilda. J. Atmos. Sci., 24, 182–196.

Leipper, D. F. 1967. Observed ocean conditions and Hurricane Hilda, 1964. Journal of the Atmospheric Sciences, 24(2), 182-186.

Libes, S.M. 1992. An introduction to Marine Biogeochemistry. John Wiley & Sons, Inc., Nueva York, 734 pp.

Lloret-Segura, S., A. Ferreres-Traver, A. Hernández- Baeza & I. Tomás- Marco. 2014. El análisis factorial exploratorio de los ítems: una guía práctica, revisada y actualizada.

Universitat de València (España). Servicio de Publicaciones de la Universidad de Murcia. Murcia, España.

Mainelli, M., M. DeMaria, L. K. Shay & G. Goni. 2008. Application of oceanic heat content estimation to operational forecasting of recent Atlantic category 5 hurricanes. Weather and Forecasting, 23(1), 3-16.

Martínez, C., M. Contreras-López, P. Winckler, H. Hidalgo, E. Godoy, & R. Agredano. 2018. Coastal erosion in central Chile: A new hazard?. Ocean & Coastal Management, 156, 141-155.

Medina, R., I. J. Losada, M. Á. Losada & C. Vidal. 1995. Variabilidad de los perfiles de playa: forma y distribución granulométrica. Ingeniería del agua, 2(1).

McAuliffe, C. 1971. GC determination of solutes by multiple phase equilibration. Chem. Technol., 1, 46-51 pp.

Miles, T., Glenn, S. M., & O. Schofield, 2013. Temporal and spatial variability in fall storm induced sediment resuspension on the Mid-Atlantic Bight. Continental Shelf Research, 63, S36-S49.

Milliman, J. D. & R. H. Meade. 1983. World-wide delivery of river sediment to the oceans. The Journal of Geology, 91(1), 1-21.

Monárdez, P., H. Acuña & D. Scott. 2008. Evaluation of the Potential of Wave Energy in Chile. Proceedings of the ASME 27th International Conference on Offshore Mechanics and Arctic Engineering, OMAE2008. Estoril, Portugal.

Monserrat, S., & A. B. Rabinovich. 2006. Meteotsunamis: atmospherically induced destructive ocean waves in the tsunami frequency band. Natural Hazards and Earth System Science, 6(6), 1035-1051.

Monterey, G. & S. Levitus. 1997. Seasonal Variability of Mixed Layer Depth for the World Ocean. NOAA Atlas NESDIS 14, U.S. Gov. Printing Office, Wash., D.C. 96 pp.

Neuman, G. & W. Pierson. 1966. Principles of physical oceanography. Englewood Cliffs De., USA: Prentice Hall, Inc. 545 pp.

Nomitsu T. 1935. Atheory of tsunamis and seiches produced by wind and barometric gradient. Mem. Coll. Sci. Imp. Univ. Kyoto A 18, 201–214 pp.

Paerl, H. W. 1984. Alteration of microbial metabolic activities in association with detritus. Bulletin of Marine Science, 35(3), 393-408.

Palma, S., & S. Rosales. 1995. Composición, distribución y abundancia estacional del macroplancton de la bahía de Valparaíso. Investigaciones Marinas, 23, 49–66 pp.

Palma-Fleming, H., P. Muñoz, E. Valenzuela, J. Castellano & A. Aguilera. 2008. Óxido nitroso en la zona de fiordos y canales de la XI Región de Chile. Ciencia y Tecnología del Mar, 31(2), 45-73.

Paskoff, R. 2010. Capítulo 9.1: Geomorfología de la costa de Chile. En. Geología Marina de Chile. Díaz- Naveas, J., Frutos, J. (2010).

Pattiaratchi, C., & E. M. S. Wijeratne. 2015. Are meteotsunamis an underrated hazard? Philosophical Transactions A, 373(2053), 20140377.

Price, J. F. 1981. Upper ocean response to a hurricane. Journal of Physical Oceanography, 11(2), 153-175.

Quintana, J.M. & P. Aceituno. 2012. Changes in the rainfall regime along the extratropical west coast of South America (Chile): 30- 43ºS. Atmósfera, 2012, Vol. 25. 1-22 pp.

Redfield, A. C. 1963. The influence of organisms on the composition of seawater. The sea, 2, 26-77.

Rodríguez, J. A. 1937. Fenómeno oceánico ocurrido en la costa Norte. Anuario Hidrográfico Marítimo de Chile n°36: 169-179.

Rullkötter, J. 2006. Organic matter: the driving force for early diagenesis. In Marine geochemistry. Springer Berlín Heidelberg. pp. 125-168.

Rutllant, J. 2004. Aspectos de la circulación atmosférica de gran escala asociada al ciclo ENOS 1997- 1999 y sus consecuencias en el régimen de precipitación en Chile central. El Niño- La Niña 1997- 2000. Sus efectos en Chile. CONA, Chile, Valparaíso. 61-76 pp.

Santamaria-del Angel, E., R. Millan-Nunez & G. De la Pena-Nettel. 1997. Efecto de la turbidez en la productividad primaria en dos estaciones en el área del Delta del Rio Colorado. Oceanographic Literature Review, 6(44), 619.

Santibáñez, J. 1928. Una braveza de mar en la costa de Chile. Anuario Hidrográfico Marítimo de Chile n°34: 615-656.

SHOA. Servicio Hidrográfico y Oceanográfico de la Armada de Chile. [http://www.shoa.cl/s3/servicios/tsunami/data/tsunamis_historico.pdf]. Revisado: 8 de septiembre de 2018.

Sievers, H.A. 1986. Temperatura superficial y pluviosidad en la Región de Valparaíso, Chile. Comisión Permanente del Pacífico Sur, Boletín ERFEN, 19: 27-28.

Sievers, H. A., & S. A. Vega. 2000. Respuesta físico-química de la bahía de Valparaíso a la surgencia generada en Punta Curaumilla y al fenómeno El Niño. Revista de biología marina y oceanografía, 35(2), 153-168.

Silva N. 1973. Variaciones estacionales de temperatura, salinidad y contenido de oxígeno en la zona costera de Valparaíso (septiembre de 1969 _ agosto de 1970). Investigaciones Marinas, Valparaíso 4 (3): 89-112.

Silva, N. 1983. Masas de agua y circulación en la región del norte de Chile, latitudes 18°S-32°S (Operación Oceanográfica MARCHILE XI-ERFEN II). Cienc. y Tec. del Mar CONA, 7,47-84 .

Silva, N. & M. I. Astorga. 2010. Textura, materia orgánica y composición química elemental (C y N) de sedimentos marinos superficiales de la zona Puerto Montt a Boca del Guafo (Norpatagonia chilena). Latin american journal of aquatic research, 38(1), 1-14.

Silva, N. & S. Neshyba. 1979. On the southernmost extension of the Perú-Chile Undercurrent. Deep-Sea Res., 26A: 1387-1393.

Silva, N., N. Rojas, A. Fedele. 2009. Water masses in the Humboldt Current System: Properties, distribution, and the nitrate deficit as a chemical water mass tracer for Equatorial Subsurface Water off Chile. Deep-Sea Res. II. 56: 1004-1020.

Silva, N. y D. Konow.1975. Contribución al conocimiento de las masas de agua en el Pacífico Sudoriental. Expedición Krill. Crucero 3-4, julio-agosto 1974. Rev. Como Perm. Pacífico Sur, 3: 63-75.

Silva, N. y H.A. Sievers.1974. Masas de agua, velocidad geostrófica y transporte de volumen entre Valparaíso e isla Robinson Crusoe (océano Pacífico Sudoriental). Rev. Como Perm. Pacífico Sur, 2: 103- 120.

Silva, N., & A. Valdenegro. 2003. Evolución de un evento de surgencia frente a Punta Curaumilla, Valparaíso [Evolution of an upwelling event off Punta Curaumilla, Valparaíso]. *Investigaciones Marinas*, 31(2), 73-89.

Smith, R. L. 1994. The physical processes of coastal ocean upwelling systems. Upwelling in the ocean: Modern processes and ancient records, 39-64.

Stocker, T.F., D. Qin, G.-K. Plattner, L.V. Alexander, S.K. Allen, N.L. Bindoff, F.-M. Bréon, J.A. Church, U. Cubasch, S. Emori, P. Forster, P. Friedlingstein, N. Gillett, J.M. Gregory, D.L. Hartmann, E. Jansen, B. Kirtman, R. Knutti,K. Krishna Kumar, P. Lemke, J. Marotzke, V. Masson-Delmotte, G.A. Meehl, I.I. Mokhov, S. Piao, V. Ramaswamy,D.

Randall, M. Rhein, M. Rojas, C. Sabine, D. Shindell, L.D. Talley, D.G. Vaughan y S.-P. Xie, 2013: Resumen técnico. En: Cambio climático 2013. Bases físicas. Contribución del Grupo de trabajo I al Quinto Informe de Evaluación del Grupo Intergubernamental de Expertos sobre el Cambio Climático [Stocker, T.F., D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S.K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex y P.M. Midgley (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, Reino Unido y Nueva York, NY, Estados Unidos de América.

Strickland J.D.H. & T.R. Parsons. 1972. A Practical Handbook of Seawater Analysis. Fisheries Research Board of Canada. Bulletin 167 (Second Edition). 310 pp.

Strub, P.T., J.M. Mesías, V. Montecino, J. Rutlant & S. Salinas. 1998. Coastal ocean circulation off western South America. Coastal Segment (6, E). En A. R. Robinson & K. H. Brink (eds), The Sea. Wiley.New York. p. 273-313.

Talley, L. 1996. Antarctic Intermediate Water in the South Atlantic. California: Scripps institution of oceanography.

Ulloa, O., R. Escribano, S. Hormazábal, R. A. Quinones, R. R. González & M. Ramos. 2001. Evolution and biological effects of the 1997–98 El Nino in the upwelling ecosystem off northern Chile. Geophysical Research Letters, 28(8), 1591-1594.

Van de Graaf, A. A., A. Mulder, P. de Bruijn, M. S. Jetten, L. A. Robertson & J. G. Kuenen. 1995. Anaerobic oxidation of ammonium is a biologically mediated process. Applied and environmental microbiology, 61(4), 1246-1251.

Vilibic´, I., S. Monserrat & A. B. Rabinovich. 2014. Editorial: Meteorological tsunamis on the US East Coast and in other regions of the World Ocean. In I. Vilibic´, S. Monserrat, & A. B. Rabinovich (Eds.), Meteorological Tsunamis: The U.S. East Coast and other Coastal Regions. 1– 9 pp.

Vilibić, I., & J. Šepić. 2017. Global mapping of nonseismic sea level oscillations at tsunami timescales. Scientific reports, 7, 40818.

Villegas, V. 2019. Variabilidad de las características biogeoquímicas y comunidades bacterianas en la zona de formación de remolinos de mesoescala frente a Valparaíso (~33°S). Tesis para optar al título de oceanógrafo. En revisión. Pontificia Universidad Católica de Valparaíso Facultad de Ciencias del Mar y Geografía Escuela de Ciencias del Mar.

Walker, N. D. 2001. Tropical storm and hurricane wind effects on water level, salinity, and sediment transport in the river-influenced Atchafalaya-Vermilion Bay system, Louisiana, USA. Estuaries, 24(4), 498-508.

Wang, D., & H. Zhao. 2008. Estimation of phytoplankton responses to Hurricane Gonu over the Arabian Sea based on ocean color data. Sensors, 8(8), 4878–4893 pp.

Winkler,L.S. 1888. The determination of Dissolved Oxygen Ber. Deutsch Chem. Gesellschaft., 21, 2843.

Winckler, P., M. Contreras, J. Beyá y M. Molina. 2015. El Temporal del 8 de Agosto de 2015 en La Bahía De Valparaíso. XXII Congreso Chileno de Ingeniería Hidráulica, SOCHID. Santiago, 22 y 23 de Octubre de 2015.

Winckler, P., M. Contreras, M. Reyes, F. Cortes & J. Beya. 2015. Evaluación de riesgos de infraestructura costera en un contexto de cambio climático. Dirección de Obras Portuarias del Ministerio de Obras Públicas.

Wolgast, D. M., A. F. Carlucci & J. E. Bauer. 1998. Nitrate respiration associated with detrital aggregates in aerobic bottom waters of the abyssal NE Pacific. Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography, 45(4-5), 881-892.

Wren, P. A. & L. A. Leonard. 2005. Sediment transport on the mid-continental shelf in Onslow Bay, North Carolina during Hurricane Isabel. Estuarine, Coastal and Shelf Science, 63(1-2), 43-56.

Ye, L., T. Lay, H. Kanamori & K. D. Koper. 2017. Rapidly estimated seismic source parameters for the 16 September 2015 Illapel, Chile M w 8.3 earthquake. Pure and Applied Geophysics, 173(2), 321-332.

Yuras, G., O. Ulloa & S. Hormázabal. 2005. On the annual cycle of coastal and open ocean satellite chlorophyll off Chile (18-40°S). Geophys. Res. Lett., 32: 4 pp.

ANEXOS

Tabla 8. Valores promedio y su respectiva desviación estándar para las variables registradas en STOV en la serie 2015 – 2016 vs agosto de 2015, para cada capa de agua.

STOV	Capa de mezcla		Oxiclina		Capa subsuperficial		Capa profunda	
	2015 - 2016	Agosto 2015	2015 - 2016	Agosto 2015	2015 - 2016	Agosto 2015	2015 - 2016	Agosto 2015
Variable	$\overline{X}$ ± DS	$\overline{X}$ ± DS	$\overline{X}$ ± DS	$\overline{X}$ ± DS	$\overline{X}$ ± DS	$\overline{X}$ ± DS	$\overline{X}$ ± DS	$\overline{X}$ ± DS
Temperatura (°C)	14,3 ± 1,9	13,5 ± 0,1	12,1 ± 1,2	11,2 ± 0,7	9,0 ± 1,8	7,9 ± 1,6	4,9 ± 0,5	4,7 ± 0,5
Salinidad	34,30 ± 0,10	34,20 ± 0,01	34,39 ± 0,14	34,37 ± 0,05	34,53 ± 0,12	34,45 ± 0,09	34,37 ± 0,04	34,38 ± 0,03
Oxígeno disuelto (mL/L)	5,40 ± 1,10	6,02 ± 0,10	3,03 ± 1,45	2,53 ± 1,03	1,40 ± 1,12	1,93 ± 1,41	3,40 ± 0,44	3,29 ± 0,37
Nitrato (µM)	7,6 ± 7,1	3,5 ± 0,2	16,6 ± 7,4	8,8 ±5,0	27,4 ± 7,1	15,8 ± 1,8	32,1 ± 8,6	19,9 ± 1,0
Nitrito (µM)	0,20 ± 0,16	0,46 ± 0,09	0,20 ± 0,19	0,34 ± 0,17	0,05 ± 0,07	0,08 ± 0,09	0,06 ± 0,08	0,13 ± 0,14
Fosfato (µM)	1,1 ± 0,50	1,1 ± 0,06	2,0 ± 0,65	2,0 ± 0,81	2,8 ± 0,30	2,6 ± 0,20	2,7 ± 0,23	2,7 ± 0,10
Silicato(µM)	3,5 ± 6,6	6,0 ± 3,08	8,9 ± 6,91	11,1 ± 9,92	20,8 ± 5,16	22,4 ± 2,38	36,9 ± 13,70	49,7 ± 14,20
N* (µM)	-7,4 ± 3,96	-10,5 ± 1,12	-12,8 ± 6,47	-19,6 ± 8,03	-14,8 ± 8,99	-22,5 ± 4,11	-8,1 ± 8,07	-20,7 ± 0,61
Amonio (µM)	0,30 ± 0,30	0,95 ± 0,05	0,20 ± 0,25	0,62 ± 0,36	0,14 ± 0,18	0,41 ± 0,05	0,12 ± 0,11	0,42 ± 0,03
N2O (nM)	10,40 ± 2,60	10,66 ± 0,74	18,90 ± 8,04	15,26 ± 5,50	27,35 ± 7,22	21,22 ± 4,50	24,17 ± 3,42	21,17 ± 4,92
CO2 (µM)	16,08 ± 11,03	18,58 ± 3,44	39,63 ± 24,12	22,96 ± 6,91	60,82 ± 30,97	29,86 ± 3,51	53,72 ± 23,18	35,57 ± 10,97
δ13 C	-24,4 ± 1,99	-26,42 ± 2,34	-24,61 ± 2,82	-26,94 ± 0,62	-24,87 ± 5,28	-26,82 ± 0,70	-26,55 ± 2,77	-
δ15 N	5,52 ± 5,66	3,62 ± 4,00	4,56 ± 6,14	3,21 ± 2,25	4,35 ± 6,46	1,40 ± 2,76	4,32 ± 5,53	-
COP (µg/L)	181,2 ± 117,2	160 ± 105	114 ± 79	45,3 ± 34,8	81,5 ± 40,6	85,7 ± 42,8	71,4 ± 42,4	-
NOP (µg/L)	26,27 ± 17,34	25,8 ± 23,4	16,1 ± 18,5	8,0 ± 3,6	9,7 ± 6,1	9,5 ± 2,4	7,0 ± 3,0	-
C/N	7,40 ± 2,40	6,86 ± 2,65	9,01 ± 5,04	4,87 ± 1,27	9,89 ± 4,84	8,69 ± 2,12	10,67 ± 5,05	-

Tabla 9. Tabla comparativa de valores promedio y su respectiva desviación estándar para las variables registradas en STOV entre invierno de 2015 e invierno 2016, para cada capa de agua.

STOV	Capa de mezcla			Oxiclina			Capa subsuperficial			Capa profunda		
	invierno 2015	invierno 2016	Agosto 2015	invierno 2015	invierno 2016	Agosto 2015	invierno 2015	invierno 2016	Agosto 2015	invierno 2015	invierno 2016	Agosto 2015
Variable	$\bar{x}$ ± DS	$\bar{x}$ ± DS	$\bar{x}$ ± DS	$\bar{x}$ ± DS	$\bar{x}$ ± DS	$\bar{x}$ ± DS	$\bar{x}$ ± DS	$\bar{x}$ ± DS	$\bar{x}$ ± DS	$\bar{x}$ ± DS	$\bar{x}$ ± DS	$\bar{x}$ ± DS
Temperatura (°C)	12,97 ± 0,78	13,18 ± 0,51	13,5 ± 0,1	11,56 ± 0,74	11,76 ± 0,61	11,2 ± 0,7	8,56 ± 1,70	8,60 ± 1,89	7,9 ± 1,6	4,93 ± 0,58	4,68 ± 0,42	4,7 ± 0,5
Salinidad	34,31 ± 0,10	34,28 ± 0,01	34,20 ± 0,01	34,43 ± 0,13	34,44 ± 0,13	34,37 ± 0,05	34,50 ± 0,11	34,52 ± 0,13	34,45 ± 0,09	34,37 ± 0,03	34,38 ± 0,04	34,38 ± 0,03
Oxígeno disuelto (mL/L)	4,94 ± 1,57	5,65 ± 0,39	6,02 ± 0,10	2,43 ± 1,50	2,92 ± 1,32	2,53 ± 1,03	2,95 ± 0,87	3,14 ± 0,80	1,93 ± 1,41	3,36 ± 0,36	3,19 ± 0,42	3,29 ± 0,37
Nitrato (µM)	12,13 ± 9,30	9,75 ± 3,91	3,5 ± 0,2	13,84 ± 7,60	19,61 ± 5,70	8,8 ±5,0	22,74 ± 8,28	30,56 ± 4,51	15,8 ± 1,8	24,33 ± 7,58	37,37 ± 0,86	19,9 ± 1,0
Nitrito (µM)	0,35 ± 0,17	0,15 ± 0,06	0,46 ± 0,09	0,20 ± 0,15	0,06 ± 0,08	0,34 ± 0,17	0,07 ± 0,09	0,02 ± 0,04	0,08 ± 0,09	0,10 ± 0,09	0,00 ± 0,01	0,13 ± 0,14
Fosfato (µM)	1,43 ± 0,53	1,41 ± 0,30	1,1 ± 0,06	2,0 ± 0,63	2,44 ± 0,70	2,0 ± 0,81	2,72 ± 0,30	2,90 ± 0,18	2,6 ± 0,20	2,65 ± 0,24	2,92 ± 0,05	2,7 ± 0,10
Silicato(µM)	8,70 ± 10,53	3,00 ± 1,32	6,0 ± 3,08	9,33 ± 7,91	14,57 ± 9,05	11,1 ± 9,92	18,02 ± 6,52	23,79 ± 3,12	22,4 ± 2,38	33,83 ± 14,53	50,45 ± 13,31	49,7 ± 14,20
N* (µM)	-7,90 ± 6,37	-9,92 ± 1,06	-10,5 ± 1,12	-16,02 ± 6,54	-15,43 ± 6,61	-19,6 ± 8,03	-18,41 ± 9,89	-12,74 ± 7,09	-22,5 ± 4,11	-14,45 ± 10,73	-6,47 ± 1,72	-20,7 ± 0,61
Amonio (µM)	0,55 ± 0,40	0,25 ± 0,15	0,95 ± 0,05	0,30 ± 0,30	0,11 ± 0,07	0,62 ± 0,36	0,21 ± 0,15	0,11 ± 0,07	0,41 ± 0,05	0,26 ± 0,19	0,11 ± 0,07	0,42 ± 0,03
N2O (nM)	11,31 ± 1,25	11,95 ± 1,98	10,66 ± 0,74	18,00 ± 6,41	19,47 ± 11,35	15,26 ± 5,50	31,71 ± 11,224	30,73 ± 5,32	21,22 ± 4,50	25,59 ± 6,57	26,72 ± 1,12	21,17 ± 4,92
CO2 (µM)	16,85 ± 7,39	18,90 ± 15,85	18,58 ± 3,44	38,14 ± 16,26	53,63 ± 26,66	22,96 ± 6,91	64,57 ± 30,63	79,46 ± 11,35	29,86 ± 3,51	49,31 ± 19,70	69,07 ± 10,17	35,57 ± 10,97
δ13 C (‰)	-25,35 ± 1,49	-24,99 ± 1,78	-26,42 ± 2,34	-22,39 ± 4,69	-25,46 ± 2,48	-26,94 ± 0,62	-25,44 ± 3,11	-24,20 ± 3,51	-26,82 ± 0,70	-24,60 ± 4,38	-24,84 ± 2,75	-
δ15 N (‰)	7,11 ± 4,47	3,93 ± 5,70	3,62 ± 4,00	6,08 ± 3,54	5,57 ± 8,52	3,21 ± 2,25	6,68 ± 4,92	7,56 ± 8,80	1,40 ± 2,76	10,76 ± 3,14	6,03 ± 5,70	-
COP (µg/L)	151,90 ± 79,81	109,00 ± 34,43	160 ± 105	64,38 ± 21,69	82,87 ± 17,82	45,3 ± 34,8	81,70 ± 44,89	66,70 ± 10,16	85,7 ± 42,8	90,29 ± 65,62	89,49 ± 48,26	-
NOP(µg/L)	22,44 ± 13,26	15,57 ± 7,17	25,8 ± 23,4	9,13 ± 2,94	8,91 ± 4,22	8,0 ± 3,6	9,17 ± 2,87	7,24 ± 3,42	9,5 ± 2,4	9,31 ± 3,90	9,13 ± 3,70	-
C/N	7,04 ± 2,38	8,00 ± 2,25	6,86 ± 2,65	7,40 ± 4,15	12,70 ± 5,95	4,87 ± 1,27	8,53 ± 2,75	12,79 ± 7,99	8,69 ± 2,12	8,85 ± 2,87	10,79 ± 5,21	-

Tabla 10. Valores promedio y su respectiva desviación estándar para las variables registradas en SOCAS en la serie 2014 – 2015 vs agosto de 2015, para cada capa de agua.

SOCAS	Capa de mezcla		Oxiclina		Capa subsuperficial	
	2014 - 2015	Agosto 2015	2014 - 2015	Agosto 2015	2014 - 2015	Agosto 2015
Variable	$\overline{x}$ ± DS	$\overline{x}$ ± DS	$\overline{x}$ ± DS	$\overline{x}$ ± DS	$\overline{x}$ ± DS	$\overline{x}$ ± DS
Temperatura (°C)	14,0 ± 1,2	13,3 ± 0,1	12,3 ± 0,9	12,0 ± 0,5	11,6 ± 0,3	11,3 ± 0,04
Salinidad	34,24 ± 0,05	34,23 ± 0,01	34,37 ± 0,14	34,50 ± 0,07	34,60 ± 0,08	34,64 ± 0,004
Oxígeno disuelto (mL/L)	5,96 ± 0,38	5,99 ± 0,12	3,81 ± 1,68	3,30 ± 1,18	0,87 ± 0,62	1,51 ± 0,02
Nitrato (µM)	6,36 ± 3,8	4,3 ± 0	14,32 ± 6,2	8,4 ± 0,8	19,18 ± 4,6	11,55 ± 0,9
Nitrito (µM)	0,19 ± 0,16	0,3 ± 0	0,17 ± 0,19	0,27 ± 0,19	0,05 ± 0,07	0 ± 0
Fosfato (µM)	1,02 ± 0,35	1,1 ± 0	1,85 ± 0,47	2,0 ± 0,14	2,80 ± 0,24	2,75 ± 0,07
Silicato(µM)	3,64 ± 3,9	2,3 ± 0,14	9,30 ± 3,33	10,5 ± 0,28	23,0 ± 3,82	21,1 ± 0,42
N* (µM)	-6,80 ± 3,11	-10,1 ± 0	-12,8 ± 6,28	-20,3 ± 3,11	-20,3 ± 7,13	-29,5 ± 0,21
(*)Amonio (µM)	0,30 ± 0,15	0,17 ± 0	0,37 ± 0,19	0,16 ± 0,02	0,22 ± 0,16	0,19 ± 0,07
N2O (nM)	12,34 ± 2,45	13,85 ± 0,20	33,38 ± 11,28	43,51 ± 0,65	39,29 ± 20,23	67,87 ± 0,82
CO2 (µM)	14,51 ± 6,82	5,52 ± -	39,04 ± 12,59	16,57 ± 1,69	45,34 ± 12,98	34,14 ± 7,04

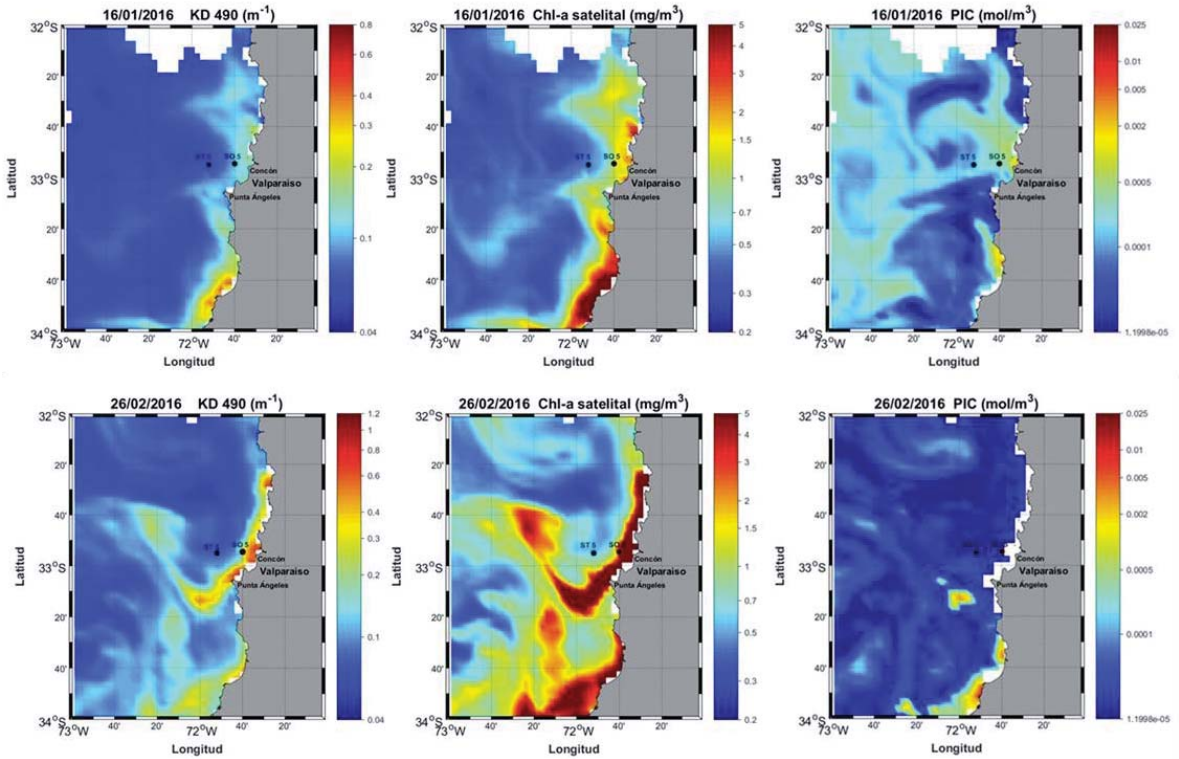

Figura 27. Imágenes satelitales provenientes de un producto combinado de conjuntos de datos de los sensores Sea-viewing Wide Field-of-view Sensor (SeaWiFS), Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS Aqua) y Medium Resolution Imaging Spectrometer (MERIS), con una resolución de ~1 km, de Kd_{490} (m^{-1}), de clorofila satelital (mg/m^3) y PIC (mol/m^3) correspondiente a los meses de verano de 2016 (enero y febrero).

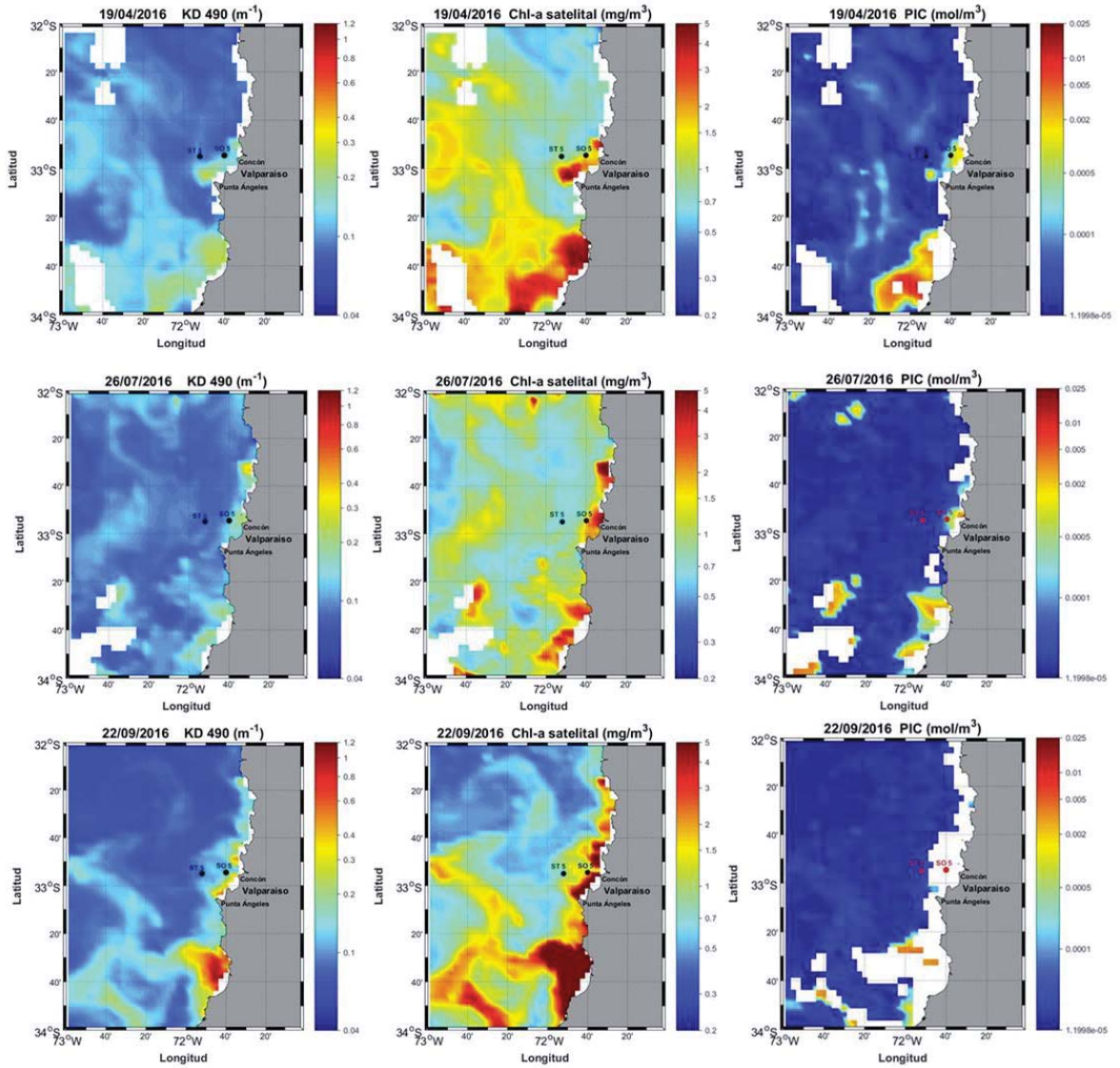
19/04/2016 KD 490 (m-1)
19/04/2016 Chl-a satelital (mg/m3)
19/04/2016 PIC (mol/m3)
26/07/2016 KD 490 (m-1)
26/07/2016 Chl-a satelital (mg/m3)
26/07/2016 PIC (mol/m3)
22/09/2016 KD 490 (m-1)
22/09/2016 Chl-a satelital (mg/m3)
22/09/2016 PIC (mol/m3)
Latitud
Longitud
ST 5
SQ 5
Concón
Valparaiso
Punta Angeles

Figura 28. Imágenes satelitales provenientes de un producto combinado de conjuntos de datos de los sensores Sea-viewing Wide Field-of-view Sensor (SeaWiFS), Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS Aqua) y Medium Resolution Imaging Spectrometer (MERIS), con una resolución de ~1 km, de Kd_{490} (m^{-1}), clorofila satelital (mg/m^3) y PIC (mol/m^3) correspondiente a otoño e invierno de 2016 (abril, julio y septiembre).

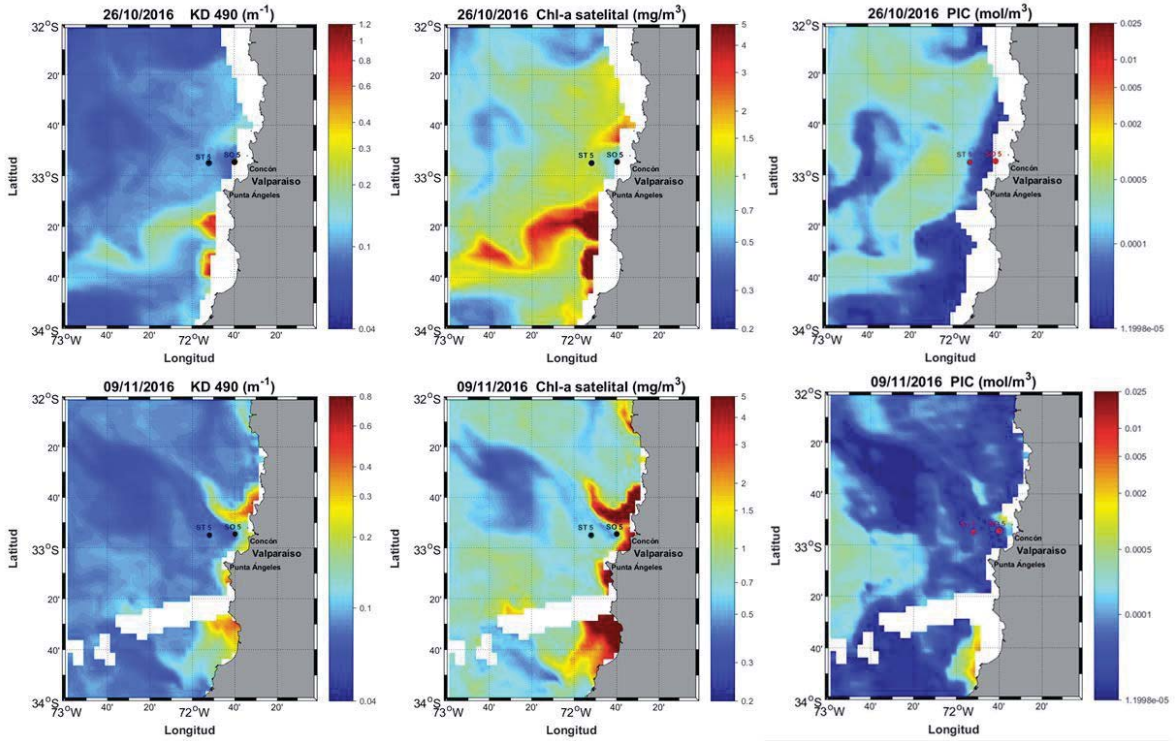

Figura 29. Imágenes satelitales provenientes de un producto combinado de conjuntos de datos de los sensores Sea-viewing Wide Field-of-view Sensor (SeaWiFS), Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS Aqua) y Medium Resolution Imaging Spectrometer (MERIS), con una resolución de ~1 km, de Kd_{490} (m^{-1}), clorofila satelital (mg/m^3) y PIC (mol/m^3) correspondiente a los meses de primavera de 2016 (octubre y noviembre).