



UNIVERSIDAD DE CONCEPCIÓN

Dirección de Postgrado

Facultad de Ciencias Naturales y Oceanográficas

Programa de Magister en Ciencias con Mención Oceanografía

**RESPUESTA DEL OXÍGENO DISUELTO Y LA
TEMPERATURA EN AGUAS DE LA PLATAFORMA
INTERIOR AL FORZAMIENTO LOCAL DEL VIENTO**

RICHARD ANTONIO MUÑOZ HERRERA

**TESIS PARA OPTAR AL GRADO DE MAGISTER EN CIENCIAS CON MENCIÓN EN
OCEANOGRAFÍA**

PROFESOR GUÍA:

DR. MARCUS SOBARZO BUSTAMANTE

ENERO, 2024

CONCEPCIÓN, CHILE



©Richard A. Muñoz Herrera

Se autoriza la reproducción total o parcial, con fines académicos, por cualquier medio o procedimiento, incluyendo la cita bibliográfica del documento.

Universidad de Concepción
Dirección de Postgrado

La tesis de Magister en Ciencias con mención en Oceanografía titulada “Respuesta del oxígeno disuelto y la temperatura en aguas de la plataforma interior al forzamiento local del viento”, del Sr. Richard A. Muñoz Herrera y realizada bajo la Facultad de Ciencias Naturales y Oceanográficas, Universidad de Concepción, ha sido aprobada por la siguiente Comisión de Evaluación:

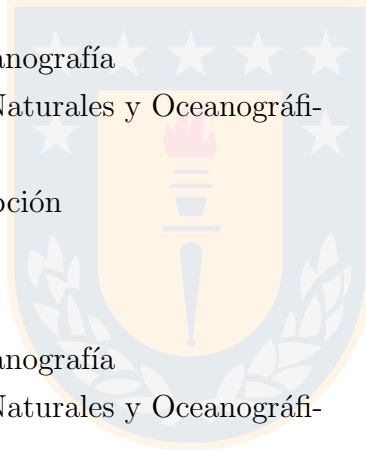
Profesor(a)

Firma

Dr. Marcus Sobarzo

Profesor Guía

Departamento de Oceanografía
Facultad de Ciencias Naturales y Oceanográficas
Universidad de Concepción



Dr. Fabián Tapia

Departamento de Oceanografía
Facultad de Ciencias Naturales y Oceanográficas
Universidad de Concepción

Dra. Odette Vergara

Miembro Comité de Tesis
Departamento De Física
Facultad De Ciencias
Universidad de Bío-Bío

Dr. Gonzalo Saldías

Miembro Comité de Tesis
Departamento De Física
Facultad De Ciencias
Universidad de Bío-Bío

Dr. Iván Pérez-Santos

Evaluador Externo

Centro i-Mar

Universidad de Los Lagos

Dr. Diego Narváez

Director de Programa de Magíster

Departamento de Oceanografía

Facultad de Ciencias Naturales y Oceanográficas

Universidad de Concepción



AGRADECIMIENTOS

A mi profesor guía Dr. Marcus Sobarzo Bustamante por el apoyo académico y personal durante mi permanencia en el programa con quién he forjado una amistad más allá de la relación profesor-estudiante. Gracias por su paciencia y todo el conocimiento brindado a través de los años. Agradecer también a mi comisión Dr. Fabián Tapia Jorquera, Dra. Odette Vergara Soto y Dr. Gonzalo Saldías Yau con quienes he compartido en lo personal y/o profesional, aportando con ideas y criticando constructivamente para la continua mejora de este trabajo.

Agradezco al Proyecto Prega (Programa de Estudios Ecosistémicos del Golfo de Arauco) por el financiamiento económico y por los datos proporcionados para la realización de esta tesis. Al proyecto FONDECYT regular n°1161512 del Dr Fabián Tapia Jorquera por el apoyo económico y los datos complementarios de oxígeno disuelto y temperatura en el área de estudio. Los datos observacionales de viento costero fueron facilitados por la Dirección General del Territorio Marítimo DGTM de la Armada de Chile, Centro de Datos Oceanográficos y Meteorológicos CDOM y la estación Punta Hualpén del Centro EULA. Datos hidrográficos de la plataforma intermedia fueron proporcionados por el Centro COPAS.

Agradecer a mis amigos, compañeros de laboratorio y colegas.

A mis padres y hermana, quienes siempre me han brindado su apoyo y esa palabra de aliento.

A mis hijos Francisco y Agustín quienes me han enseñado la simpleza y perfección de la vida.

A mi compañera de vida Claudia Arellano quien me entregada esa energía que día a día me permite vivir.

En general a todas esas personas que se cruzaron en mi camino y me entregaron su valioso conocimiento personal y profesional.

Curriculum Vitae

Richard Antonio Muñoz Herrera

Nacido el 09 de Septiembre, 1988, en Concepción, Chile

2009-2016: Biólogo marino, Licenciado en Biología marina, Universidad de Concepción, Chile

2018: Magister (c) en Ciencias con mención en Oceanografía, Universidad de Concepción, Chile.

PUBLICACIONES

- Alexander Galán, Gonzalo S. Saldías, Andrea Corredor-Acosta, **Richard Muñoz**, Carlos Lara, José Luis Iriarte. (2021). Argo float reveals biogeochemical characteristics along the freshwater gradient off western Patagonia. *Frontiers in Marine Science*, 8:613265.
- Gonzalo S. Saldías, Wilber Hernández, Carlos Lara, **Richard Muñoz**, Cristian Rojas, Sebastián Vásquez, Iván Pérez-Santos, Luis Soto-Mardones. (2021). Seasonal variability of SST fronts in the Inner Sea of Chiloé and its adjacent coastal ocean, Northern Patagonia. *Remote Sensing*, 13(2): 181.
- Carlos Lara, Gonzalo S. Saldías, Bernard Cazelles, Marcelo M. Rivadeneira, **Richard Muñoz**, Alexander Galán, Álvaro L. Paredes, Pablo Fierro, Bernardo R. Broitman. (2021). Climatic regulation of vegetation phenology in protected areas along western South America. *Remote Sensing*, 13(13): 2590.
- Piero Mardones, Zeneida Wong, Josse-Contreras Rojas, **Richard Muñoz**, Eduardo Hernández-Miranda, Marcus Sobarzo. (2022). Upwelling shadows driven by the level jet along the subtropical west coast of South America: Gulf of Arauco, Chile. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 127(8): e2021JC017979.
- Andrea Cisterna-Concha, Camila Calderón-Quirgas, Fernanda Silva-Andrades, **Richard Muñoz**, Herald V. Norambuena. (2023). Reencounter with the past: occurrence of sei whale (*Balaenoptera borealis*) in an old hunting area in the south-eastern Pacific Ocean. *Nature Conservation*, 3: e95906.
- **Richard Muñoz**, Carlos Lara, Johny Arteaga, Sebastián I. Vásquez, Gonzalo S. Saldías, Raúl Flores, Junyu He, Bernardo Broitman, Bernard Cazelles. (2023). Temporal synchrony in satellite-derived ocean parameters in the Inner Sea of Chiloé, Northern Patagonia, Chile. *Remote Sensing*, 15(8): 2182.
- **Richard Muñoz**, Odette A. Vergara, Pedro Figueroa, Piero Mardones, Marcus Sobarzo, Gonzalo S. Saldías. On the phenology of coastal upwelling off central-southern Chile. Sometime a *Dynamics of Atmosphere and Oceans*.

- **Richard Muñoz**, Fabián Tapia, Marcus Sobarzo. Local-scale patterns of coastal hypoxia in an upwelling region. Sometido a *Estuarine, Coastal and Shelf Science*.

ÁREAS DE INVESTIGACIÓN

Principal: Oceanografía física costera
Secundaria: Acoplamiento océano-atmósfera
Hipoxia costera

EXPERIENCIA DOCENTE

- Profesor de pregrado: Procesos Costeros, carrera Biología marina, Universidad Católica de la Santísima Concepción, Chile. 2° semestre 2021-2023.
- Ayudante cursos de pregrado: Introducción a la Oceanografía Física Costera, carrera Biología marina, Universidad de Concepción, Chile. 1° semestre 2017-2023.
- Ayudante curso de Pregrado: Oceanografía General II, carrera Biología marina, Universidad de Concepción, Chile. 2° semestre 2021-2023.

CRUCEROS OCEANOGRÁFICOS

- MYTILEX-Chiloé, Investigador científico Oceanografía Física, Centro Interdisciplinario para la Investigación Acuícola INCAR, Universidad de Concepción, Chile. 2020.
- BahCON-Bahía Concepción, Jefe de Crucero, Centro COPAS-Coastal, Universidad de Concepción, Chile. 2023
- Campaña Cañón del Biobío, Mediciones Oceanografía Física, Universidad del Bío-Bío, Chile. 2023.

ESTADÍAS DE INVESTIGACIÓN O ENTRENAMIENTO

- Centro i-Mar, Universidad de Los Lagos, Dr. Iván Pérez-Santos, Chile, 2016. Curso: Uso de microperfiladores para estudios de micro-capas y turbulencia.
- Departamento de Oceanografía, Universidad de Concepción, Dr. Mati Kahru, Chile, 2019. Curso: Satellite detection of HABs: A practical course.
- Universidad Católica de la Santísima Concepción, Dr. Carlos Lara, Chile, 2022. Curso: Introducción a la teledetección y aplicaciones medioambientales del Programa Europeo COPERNICUS.

Índice general

1	Introducción	1
1.1	Oxígeno disuelto y la condición de hipoxia	1
1.2	Hipoxia y su variabilidad temporal forzada por viento favorable a surgencia costera	4
1.3	Relación de la hipoxia con la temperatura	5
2	Hipótesis y objetivos	7
2.1	Hipótesis	7
2.2	Objetivo general	7
2.3	Objetivos específicos	7
3	Materiales y Métodos	8
3.1	Área de estudio	8
3.2	Fuentes de información	9
3.2.1	Oxígeno disuelto y temperatura de fondo	9
3.2.2	Viento costero	10
3.2.3	Hidrografía	11
3.3	Procesamiento de datos	13
3.3.1	Series de tiempo atmosféricas	13
3.3.2	Series de tiempo de oxígeno disuelto y temperatura de fondo	14
3.3.3	Respuesta del oxígeno disuelto y la temperatura de fondo al forzamiento del viento costero meridional	14
3.3.4	Identificación de las isolíneas de temperatura, salinidad y densidad asociadas a la hipoxia de fondo en el golfo de Arauco y la Estación 18	16
4	Resultados	17
4.1	Variabilidad del viento costero	17
4.2	Variabilidad del oxígeno disuelto y la temperatura de fondo	20
4.2.1	Series temporales	20

4.3	Escalas de variabilidad y coherencia temporal del oxígeno y la temperatura de fondo	22
4.3.1	Relación del oxígeno disuelto y la temperatura de fondo con la profundidad	27
4.4	Condiciones de viento y temperatura de fondo previas a la hipoxia (Etapa 1)	28
4.5	Respuesta del oxígeno disuelto y la temperatura de fondo al forzamiento del viento costero (Etapa 2)	30
4.5.1	Eventos y duración de la hipoxia	30
4.5.2	Temperatura de fondo asociada a aguas hipóxicas	33
4.6	Distribución de la temperatura, salinidad y densidad asociadas a la hipoxia en la plataforma intermedia e interior	33
5	Discusión	36
5.1	Surgencia costera y su impacto en la plataforma interior	36
5.1.1	Eventos extremos de bajo oxígeno en Arauco	38
5.1.2	Eventos regionales de hipoxia	40
5.1.3	Hipoxia fría y cálida en la plataforma intermedia	42
5.1.4	Cañones submarinos y su rol en la advección de aguas de surgencia en plataforma interior	42
6	Conclusión	44
A	Viento costero	89
	Bibliografía	94

Índice de figuras

3.1	Correlación de a) temperatura (°C) y b) oxígeno disuelto (mg/L) de fondo. El coeficiente de correlación R y el ajuste (línea roja continua) se muestra en cada panel.	10
3.2	Área de estudio. En puntos azules y rojos la distribución de las estaciones meteorológicas y anclajes oceanográficos, respectivamente. Los puntos negros dentro del golfo de Arauco (GA) muestran las 35 estaciones de CTD. El detalle de la simbología se muestra en las Tablas. 3.1 y 3.2. St18: Estación 18, GA: golfo de Arauco, CBB: Cañón del Biobío, CTA: Cañón del Itata, BCN: Bahía Concepción, BCO: Bahía Coliumo, PLP: Punta Lavapié, Ism: Isla Santa María.	12
3.3	Diagrama esquemático de la detección de un evento hipóxico. ih: inicio del evento hipóxico, th: término del evento hipóxico, nCTY: días de viento acumulado, PTy: intensidad del viento acumulado previo al evento hipóxico, DTy: viento acumulado durante el evento hipóxico.	15
4.1	Diagramas de dispersión del viento y ejes de máxima varianza. El eje vertical rojo indica la dirección norte-sur. La línea azul y el símbolo ϕ señalan la dirección del eje de máxima varianza. El flujo y dirección promedio del viento se muestra en la flecha verde. 28 de febrero 2017 al 28 febrero 2019.	18
4.2	Análisis espectral del viento costero. A) componente zonal y B) componente meridional. El período de tiempo comprende desde el 28 de febrero 2017 al 28 de febrero 2019.	19
4.3	Series de tiempo de oxígeno disuelto (línea azul) y temperatura (línea naranja). El límite superior de la hipoxia (concentración de oxígeno disuelto <2,0 mg/L) es señalado con una línea negra segmentada en cada panel. Marzo 2017 a febrero 2019.	21
4.4	Co-variabilidad media mensual entre el oxígeno disuelto y la temperatura de fondo. J* corresponde al mes de Julio. La línea roja horizontal indica el límite superior de la hipoxia.	23

4.5	Promedio mensual del oxígeno disuelto (izquierda) y de la temperatura (derecha) de fondo para los anclajes distribuidos en el área de estudio. Las barras verticales indican una desviación estándar. Aquellas desviaciones <0 mg/L fueron omitidas ya que el límite inferior del oxígeno disuelto no muestra concentraciones negativas.	24
4.6	Análisis de wavelet para la variabilidad sinóptica del oxígeno disuelto de fondo en las 6 estaciones de estudio. La línea blanca define el cono de influencia dentro del cual los datos no están influenciados por los efectos de borde. La escala de colores indica la potencia espectral desde azul (baja potencia) hasta amarillo (alta potencia). Las líneas negras indican significancia estadística (90 %). Marzo 2017 a febrero 2019.	25
4.7	Análisis de wavelet para la variabilidad sinóptica de la temperatura en las 6 estaciones de estudio. La línea blanca define el cono de influencia dentro del cual los datos no están influenciados por los efectos de borde. La escala de colores indica la potencia espectral desde azul (baja potencia) hasta amarillo (alta potencia). Las líneas negras indican significancia estadística (90 %). Marzo 2017 a febrero 2019.	26
4.8	Ciclo diario del oxígeno disuelto (izquierda) y de la temperatura de fondo (derecha). La línea negra horizontal en los paneles de oxígeno disuelto indican el límite superior de la condición de hipoxia (<2,0 mg/L).	27
4.9	Anclajes agrupados latitudinalmente (a-b) y por profundidad (c-d) para el oxígeno disuelto y la temperatura de fondo. Los números sobre las barras de error (desviación estándar) indican el máximo y mínimo para cada variable.	28
4.10	Número de eventos hipóxicos generados por el estrés del viento acumulado previo al inicio de la hipoxia.	30
4.11	a) Temperatura de fondo promedio asociada con los eventos hipóxicos a lo largo del año y b) desviación estándar de la temperatura.	33
4.12	Distribución horizontal de oxígeno disuelto en el fondo del golfo de Arauco para las campañas a) marzo 2019 y b) junio 2018. La línea blanca indica la isoterma asociada a la hipoxia en cada campaña. La paleta de colores muestra la concentración de oxígeno disuelto en mg/L. La letra A en el margen derecho inferior muestra el área que cubrió el agua hipóxica de fondo.	34
4.13	Variación anual de a) la profundidad en la columna de agua, b) temperatura, c) salinidad y d) densidad con que se asocia el límite superior de la hipoxia en la plataforma intermedia. Análisis basado en el registro mensual para la estación 18 de la Universidad de Concepción entre 2022 y 2012.	35

5.1	Correlaciones mensuales de la co-variabilidad del oxígeno disuelto y la temperatura para las 6 localidades en estudio, utilizando diagramas TO. Los paneles de la fila superior corresponden al estrés de viento acumulado mensual en Pa. La línea negra horizontal marca el límite superior de la hipoxia.	39
5.2	Serie temporal del estrés del viento meridional, el oxígeno disuelto y la temperatura para las 6 localidades analizadas en esta tesis. Los datos fueron filtrados con un filtro pasa-baja de 40 horas.	41
A.1	Promedio mensual (izquierda) y desviación estándar (derecha) del viento. a-b) componente zonal, c-d) componente meridional. OBS: El ciclo estacional del promedio mensual del viento se observó con mayor claridad en la componente meridional del viento en prácticamente todas las estaciones, con la excepción de Tomé. El viento favorable a surgencia se observó desde septiembre hasta abril y fue mucho más marcado en punta Hualpén, San Vicente y Lebu (Figura A.1,c). Por otra parte, la mayor variabilidad en ambas componentes se observó en el período invernal, especialmente en las estaciones de punta Hualpén y San Vicente (Figura A.1,b-d)	89
A.2	Análisis de wavelet realizado al eje de máxima varianza del viento sinóptico en las 6 estaciones de estudio (utilizando un pasa-banda entre 2 y 16 días). La línea sólida blanca define el cono de influencia donde los datos no están influenciados por los efectos de borde. La paleta de colores indica la potencia espectral desde azul (baja potencia) hasta amarillo (alta potencia). Las líneas negras discontinuas indican las áreas significativas (95 % y 90 %). OBS: Todas las estaciones mostraron una concentración importante de energía entre dos y ocho días, especialmente San Vicente y punta Hualpén. La excepción fue la estación de Tomé donde, la señal sinóptica claramente presentó menor intensidad (Figura A.2,b). La señal sinóptica tendió a repartirse a lo largo de todo el año con un poco más de relevancia en el período de invierno-primavera, donde la presencia de ciclones es más frecuente.	90

A.3	Ciclo diario del viento costero. La paleta de colores indica las horas del día. El período de tiempo corresponde a primavera–verano de la serie temporal. OBS: Para los dos años en estudio, el ciclo diario del viento mostró una alta variación entre las 6 estaciones costeras (Figura A.3,a-f). Debido a que este ciclo es forzado radiativamente por el fenómeno de brisa marina, los cálculos se hicieron sólo con los meses de primavera-verano. Las 6 estaciones mostraron un máximo de viento entre las 14:00 y 18:00 h con dirección hacia el noreste, sólo la estación Lebu mostró viento predominante hacia el noroeste durante el ciclo diario (Figura A.3,f). Las menores velocidades del viento fueron registradas durante la noche y primeras horas de la mañana (entre las 00:00 y 10:00 h, aproximadamente)	91
A.4	Ajuste armónico de 24 horas realizado a las series temporales de viento costero. OBS: Mediante el ajuste armónico de 24 horas realizado a las series temporales, se extrajo la variabilidad diurna del viento costero. El sentido de rotación anti-horario se observó en las 6 estaciones meteorológicas analizadas (Figura A.4). Las elipses mostraron una orientaciónn zonal en las estaciones de Dichato, Tomé y Coronel (Figura A.4,a, b, e). Por otra parte, las estaciones San Vicente, punta Hualpén y Lebu mostraron una orientación meridional noreste–suroeste (Figura A.4,c, d, f).	92
A.5	Análisis de funciones ortogonales empíricas (EOF, por sus siglas en inglés) realizado al viento costero (períodos >40 h). OBS: El Modo 1 explicó el 38.09 % de la variabilidad del viento, con una amplitud máxima en las estaciones Dichato, San Vicente y punta Hualpén las cuales tendieron a orientarse con la costa (Figura A.5,a). Por otra parte, el Modo 2 sólo explicó el 5.63 % de la varianza (Figura A.5,b). El Modo 1 mostró la ciclicidad estacional típica del área de estudio mientras que el Modo 2 mostró fluctuaciones de alta frecuencia sin un patrón claro del comportamiento del viento (Figura A.5,c-d). El espectro del modo 1 mostró una señal sinóptica de alto poder espectral en 4.5 y 6 díaas, mientras que la señal intra-estacional se identificó con un máximo de 42 días. El modo 2 no mostró picos que permitieran identificar una escala de variabilidad clara (Figura A.5,e-f). Se concluye que el viento sinóptico y estacional fluctúa preferentemente a lo largo de la costa.	93

Índice de tablas

3.1	Anclajes oceanográficos instalados en la plataforma interior. Se muestra la salinidad y presión utilizados en el cálculo de la concentración de oxígeno disuelto por sensores MiniDOT y la profundidad nominal de cada anclaje.	10
3.2	Estaciones meteorológicas distribuidas en el área de estudio.	11
4.1	Ejes de máxima varianza y estadística descriptiva del viento. PVE: porcentaje de varianza explicado. Tetha: ángulo del EMV orientado con respecto al norte y con sentido de rotación horario. Med U y Med V: promedios de la componente zonal y meridional. DirP: dirección promedio y MagP: magnitud promedio.	19
4.2	Estadística descriptiva del oxígeno disuelto (mg/L, OD) y la temperatura de fondo (°C, T) de las series originales. La profundidad nominal de cada anclaje (m) se muestra entre paréntesis, Prom: promedio. Std: desviación estándar. Rango: mínimo - máximo y Med: mediana.	21
4.3	Tabla comparativa de la amplitud promedio para el oxígeno disuelto (OD, mg/L) y la temperatura (T, °C) en las escalas diaria (d), sinóptica (s) y estacional (e). En cada celda se muestra la amplitud para verano (negro) e invierno (azul) en la escala diaria, evento de surgencia (negro) y hundimiento (azul) en la escala sinóptica, y el promedio estacional.	22
4.4	Porcentaje de eventos hipóxicos ocurridos en cada localidad según el número de días de viento de surgencia sostenido. La primera fila indica los días consecutivos de viento de surgencia previo al evento. La columna N corresponde al total de eventos hipóxicos identificados en cada localidad. Se destaca en negrita el número de días de viento sostenido con mayor ocurrencia de hipoxia. La profundidad nominal de cada anclaje se encuentra entre paréntesis.	29
4.5	Estrés de viento acumulado promedio en los días previos a un evento de hipoxia. El estrés de viento se muestra en N/m ² . La primera fila indica los días de viento acumulado previo al evento.	30

4.6	Número de eventos hipóxicos identificados en cada localidad. Nd1 corresponde al total de eventos hipóxicos en cada anclaje y Nd2 al total de eventos hipóxicos en cada mes.	31
4.7	Número de días totales de duración de la hipoxia en cada localidad. Entre paréntesis se muestra la profundidad nominal de cada anclaje.	31
4.8	Promedio mensual de la duración de la hipoxia (en días) en cada localidad, calculado como: número total de días de hipoxia en cada localidad / número de eventos hipóxicos identificados.	32
4.9	Porcentaje mensual de la duración de la hipoxia en cada anclaje calculado como: el número de días totales de la hipoxia en cada mes / número de días en el mes. Se consideraron para el cálculo 2 meses en total para cada mes. M* indica que sólo se consideró 1 mes de marzo para el análisis porcentual.	32



RESUMEN

La variabilidad espacial y temporal del oxígeno disuelto es uno de los aspectos determinantes para la productividad del ecosistema marino costero y para las poblaciones humanas que dependen económicamente de los recursos. La condición de hipoxia en estos sistemas ocurre cuando el oxígeno disuelto se encuentra bajo el nivel necesario para sustentar la vida en un umbral de concentración $<2,0$ mg/L, equivalente a $62,5 \mu\text{M}$ y, aproximadamente, a un 30 % de saturación de oxígeno. La literatura referente al oxígeno disuelto y a la condición de hipoxia se centra generalmente en procesos y efectos biológicos. Son menos los estudios que han intentado comprender los forzantes físicos que inducen la variabilidad del oxígeno disuelto en aguas de la plataforma interior. Aunque en Chile centro-sur (35° – 39°S) es frecuente asociar bajos niveles de oxígeno disuelto con aguas frías de surgencia, la respuesta de ambas variables en el tiempo y el espacio a fluctuaciones del viento sinóptico aún no ha sido bien descrita.

Considerando la eventual respuesta de la variabilidad del oxígeno disuelto y la temperatura al forzamiento del viento costero local, este estudio plantea la siguiente hipótesis: *El arribo de aguas hipóxicas a la plataforma interior ocurre sólo cuando el viento favorable a la surgencia ha soplado por al menos dos días.* Para responder a esta hipótesis se utilizaron series temporales de oxígeno disuelto y temperatura obtenidas desde seis anclajes instalados a baja profundidad en la plataforma interior de la costa de Chile central, frente a las localidades costeras de Mela, Dichato, Chome, Arauco, Llico y Yani. Como referente de la variabilidad estacional se utilizó la serie mensual hidrográfica Estación 18 ($36^{\circ}29,94'\text{S}$; $73^{\circ}8,57'\text{W}$) ubicada en la plataforma intermedia ($36^{\circ}20'\text{S}$; $73^{\circ}44'\text{W}$) en una profundidad cercana a -90 m. Registros de la dirección y velocidad del viento se obtuvieron de estaciones meteorológicas costeras en Dichato, Tomé, San Vicente, Punta Hualpén, Coronel y Lebu. El análisis fue complementado con datos hidrográficos provenientes de dos cruceros realizados en el Golfo de Arauco a fines de verano tardío (marzo 2019) y en invierno (junio 2018). Se analizó el viento costero, el oxígeno disuelto y la temperatura en las escalas diaria, sinóptica y estacional. Además, se determinó la respuesta del oxígeno disuelto y la temperatura al forzamiento del estrés del viento sinóptico, para determinar las características (duración y magnitud) del viento generador de eventos hipóxicos.

El viento registrado en las seis estaciones costeras en estudio mostró un eje de máxima varianza (EMV) orientado entre 3 y 344° , con respecto al norte geográfico. El EMV en las estaciones meteorológicas de Hualpén y Dichato representó sobre el 78 % de la variabilidad total. En el dominio de la frecuencia el ciclo diurno fue significativo en la componente zonal

y meridional, con esta última mostrando un mayor porcentaje de energía. Los espectros rotatorios del viento revelaron un máximo diurno relativo de mayor energía anti-horaria que horaria. El análisis de Funciones Ortogonales Empíricas (EOF) realizado a las seis estaciones meteorológicas mostró que el viento sinóptico (períodos >40 h) en el Modo 1 (PVE=38,1 %) se ajusta preferentemente a la línea de costa. Los análisis del viento costero permitieron seleccionar a la estación Punta Hualpén como la más representativa de la variabilidad del viento a lo largo de costa. Esta estación meteorológica fue utilizada para evaluar la respuesta del oxígeno y la temperatura de fondo al viento costero.

Las series temporales de oxígeno disuelto de fondo mostraron que los anclajes desplegados en Mela, Coliumo, Chome y Arauco registraron concentraciones hipóxicas en el período primavera-verano, siendo este último (Arauco) el que exhibió hipoxia más persistente. Llico mostró un patrón similar a las estaciones anteriores pero con eventos de hipoxia más esporádicos y menos persistentes. Yani mostró concentraciones >5 mg/L durante la mayor parte del período analizado con temperaturas de fondo entre 12 y 15°C en invierno y <12°C en verano. En los 6 sitios analizados, el viento acumulado de 2 días generó la mayoría de los eventos hipóxicos, sólo Chome mostró un mayor porcentaje de eventos ocurridos con viento acumulado en 1 día (26 %). El estrés del viento acumulado promedio (N/m²) mostró que la mayor ocurrencia de eventos hipóxicos con viento soplando por dos días fue entre 1,0 y 1,1 N/m². En relación a la duración de los eventos hipóxicos, Arauco mostró permanencia de agua con bajo oxígeno durante la gran mayoría del verano (diciembre, enero y febrero). Los cruceros hidrográficos en el golfo de Arauco (plataforma interior) mostraron que a fines de verano tardío el agua hipóxica se asoció a temperaturas de 11,8°C, salinidad de 34,6 y densidad de 26,33 Kg/m³. El área cubierta por la hipoxia de fondo fue de 1030 km² (81 % de la superficie total del Golfo de Arauco). En el invierno la hipoxia se relacionó con temperaturas de 12°C, salinidad entre 34,35 y 34,40 y densidad entre 26,0 y 26,2 Kg/m³. El área cubierta por la hipoxia de fondo fue de 879 km² (69 % de la superficie total del Golfo de Arauco). La plataforma intermedia mostró dos tipos de hipoxia: una fría durante la primavera bajo los 20 m y otra cálida durante el verano sobre los 15 m. Además, se observó la estacionalidad del agua hipóxica, ascendiendo en primavera-verano y descendiendo en otoño-invierno.

Los patrones de variabilidad del oxígeno disuelto de fondo descritos en esta tesis contribuyen a comprender los regímenes de hipoxia en la zona costera de Chile centro-sur forzada por una surgencia estacional donde la intromisión de aguas con bajo contenido de oxígeno disuelto hacia la plataforma interior puede verse incrementando producto del aumento en la intensidad de los vientos generado por el cambio climático.

ABSTRACT

The spatial and temporal variability of dissolved oxygen is one of the determining aspects for the productivity of the coastal marine ecosystem and for the human populations that depend economically on the resources. The hypoxia condition in these systems occurs when dissolved oxygen is below the level necessary to support life at a threshold concentration $<2,0$ mg/L, equivalent to $62,5\mu\text{M}$ and approximately 30 percent oxygen saturation. The literature concerning dissolved oxygen and the hypoxic condition generally focuses on biological processes and effects. Fewer studies have attempted to understand the physical forcings that induce dissolved oxygen variability in inner shelf waters. Although in south-central Chile (35° – 39°S) it is common to associate low dissolved oxygen waters with low temperature waters, the response of both variables in time and space to the effect of synoptic wind fluctuations has not yet been well described.

Considering the eventual response of dissolved oxygen and temperature variability to local coastal wind forcing, this study hypothesizes that the arrival of hypoxic waters to the inner shelf occurs only when the upwind has been blowing for at least two days. To answer this hypothesis, time series of dissolved oxygen and temperature obtained from 6 shallow mooring systems installed on the inner shelf corresponding to the coastal localities of Mela, Dichato, Chome, Arauco, Llico and Yani were used. For seasonal variability, the monthly hydrographic series Station 18 ($36^{\circ}29,94'\text{S}$; $73^{\circ}8,57'\text{W}$) located in the intermediate platform ($36^{\circ}20'\text{S}$; $73^{\circ}44'\text{W}$) with a depth of approximately 90 m was used as a reference. Wind direction and speed records come from coastal weather stations located along the study area in Dichato, Tomé, San Vicente, Punta Hualpén, Coronel and Lebu. The analysis was complemented with hydrographic data from 2 cruises conducted in the Gulf of Arauco during late summer (March 2019) and winter (June 2018). Coastal wind, dissolved oxygen and temperature were analyzed at daily, synoptic and seasonal scales. In addition, the response of dissolved oxygen and temperature to cumulative synoptic wind stress forcing was determined to determine the characteristics (duration and magnitude) of the wind generating hypoxic events.

The wind recorded at the six coastal stations under study showed an axis of maximum variance (MVA) oriented between $3,0$ and $344,3^{\circ}$, with respect to the geographic north. The meteorological stations of Hualpén and Dichato showed a MSE that represented over 78 % of the total dispersion. On the other hand, at the Tomé, San Vicente, Coronel and Lebu stations, the MSE represented percentages lower than 70 %, with an isotropic distribution of the data. In the frequency domain, the diurnal cycle was significant in the

zonal and meridional component, the latter showed higher energy than the east-west wind (zonal component). The rotational spectra of the wind revealed a relative diurnal maximum of higher anti-clockwise energy than the hourly one. The Empirical Orthogonal Function (EOF) analysis performed on the 6 weather stations showed that the synoptic wind (periods >40 h) in Mode1 (PVE=38,09 %) is preferentially adjusted to the coastline. The coastal wind analysis allowed selecting the Punta Hualpén station as the most representative of the wind variability along the coast. This meteorological station was used to evaluate the response of oxygen and bottom temperature to the coastal wind.

The background dissolved oxygen time series showed that the anchorages deployed in Mela, Coliumo, Chome and Arauco registered hypoxic concentrations in the spring-summer period, the latter (Arauco) being the one that exhibited hypoxia with the longest duration over time. The Llico locality showed a similar pattern to the stations described above, but with less permanent and less frequent hypoxia, which were observed as pulses in the time series. Yani showed a particular behavior with concentrations >5 mg/L during most of the period analyzed. The background temperature time series showed values between 12 and 15°C in the winter period and <12°C during the summer period. Considering the 6 sites analyzed, the accumulated wind of 2 days generated most of the hypoxic events, only Chome showed a higher percentage of events that occurred with accumulated wind in 1 day (26 %). The average cumulative wind stress (N/m²) showed that the highest occurrence of hypoxic events with wind blowing for 2 days was between 1,0 and 1,1 N/m². Regarding the duration of the hypoxic events, Arauco showed permanence of water with low oxygen during most of the summer (December, January and February). Hydrographic surveys in the Gulf of Arauco (inner platform) showed that in late summer hypoxic water compared to temperatures of 11,8°C, salinity of 34,6 and density of 26,33³. The area covered by the background hypoxia was 1030 m². In winter, hypoxia was related to temperatures of 12°C, salinity between 34,35 and 34,40 and density between 26,0 and 26,2³. The area covered by the background hypoxia was 879 km². The intermediate platform showed 2 types of hypoxia: a cold one during spring below -20 m and another warm one during summer above-15 m. In addition, the seasonality of hypoxic water will be observed, upwelling in spring-summer and downwelling in autumn-winter.

The variability patterns of background dissolved oxygen described in this thesis contribute to understanding the hypoxia regimes in the coastal zone of central-southern Chile forced by a seasonal upwelling where the intrusion of waters with low dissolved oxygen content towards the inner shelf can be seen increasing as a result of the increase in the intensity of the winds generated by climate change.

Capítulo 1

INTRODUCCIÓN

1.1. Oxígeno disuelto y la condición de hipoxia

La disponibilidad de oxígeno disuelto en la columna de agua tiene un impacto directo en las tramas tróficas y en la biodiversidad marina (Gray et al., 2002). La hipoxia marina ha sido definida con niveles de oxígeno disuelto (OD) por debajo de 2,0 mg/L (equivalente a 1,4 ml/L y, aproximadamente, a un 30 % de saturación de oxígeno (Vaquer-Sunyer y Duarte, 2008). Esta carencia de OD genera distintos impactos en la fauna demersal, bentónica y nectónica (Cisterna et al., 2008). Diaz et al. 1995 sugieren que, en áreas con una fuerte estacionalidad, la mortalidad de organismos se inicia cuando las concentraciones de OD caen por debajo de 1,0 ml/L, ocurriendo mortalidad masiva en concentraciones inferiores a 0,5 ml/L. Por ejemplo, varazones de organismos marinos (Hernández-Miranda et al., 2017, 2012).

La condición de hipoxia y su variabilidad se ha estudiado *in situ* (De La Maza y Farías, 2023; Friedrich et al., 2014; Kamykowski y Zentara, 1990; Lotliker et al., 2018) y a través de modelos numéricos que incorporan distintas escalas temporales y espaciales (Bever et al., 2018; Du et al., 2018; Fennel et al., 2016; Pizarro-Koch et al., 2019; Rose et al., 2017; Zhou et al., 2017). La mayoría de la literatura indica que los factores biológicos son determinantes para el desarrollo de la hipoxia costera, asociando la condición de hipoxia a zonas de alta productividad y estratificación. Roman et al., 2019 caracterizan la condición de hipoxia en zonas de alta productividad y estratificación señalando que la desoxigenación es controlada por los nutrientes y su efecto sobre la productividad del fitoplancton, el cual es ingerido y procesado por el zooplancton y, posteriormente, descompuesto por la actividad microbiana que consume gran parte del OD en los sedimentos de la plataforma. Breitburg et al., 2018 mencionan que la eutrofización de las zonas costeras producto de las actividades humanas que incorporan nitrógeno y fosfato al sistema natural, estimulan el incremento de la biomasa algal, repercutiendo directamente en la desoxigenación de los sistemas costeros. En este escenario, es menos conocida la influencia del viento, la radiación solar, las condiciones batimétricas, topográficas y la hidrografía (Fujiwara y Yamada, 2002; Grantham et al., 2004).

Rivas et al., 2005 mencionaron que la circulación de fondo en el canal de Yucatán era un factor importante en la ventilación y oxigenación de aguas profundas, dejando en evidencia, además, que las aguas hipóxicas en algunos sistemas no están estrictamente limitadas al fondo. Walter et al., 2014 estudiaron como la surgencia costera a escala regional y las variaciones en la pendiente de la plataforma influyen en el ingreso de ondas internas hacia la costa. Concluyeron que las ondas internas que se propagan hacia la costa pueden generar rápidas caídas de OD, mientras que períodos prolongados de viento favorable a surgencia costera, acompañado de una menor ocurrencia de ondas internas, generaban eventos de bajo OD menos intensos pero de mayor duración. Ellos propusieron que ambos procesos (vientos y ondas internas) aportaban de manera conjunta a la variabilidad del oxígeno. Zhang et al., 2018 indicaron que si bien los nutrientes antropogénicos son contribuyentes claves para la generación de hipoxia, las mareas, vientos y entrada de ríos también afectan significativamente los eventos hipóxicos costeros en escalas de tiempo diurna, estacional e interanual. Los eventos de surgencia costera en sistemas de borde oriental generan un aumento en la biomasa fitoplanctónica al introducir nutrientes en la capa fótica gracias a la advección superficial y aguas con bajo contenido de oxígeno hacia la plataforma desde la Zona de Mínimo Oxígeno (ZMO) (Grantham et al., 2004; Pierce et al., 2012). Por otra parte, la exportación de la materia orgánica desde la superficie hacia los sedimentos producto de las floraciones algales y su posterior oxidación disminuye las concentraciones de OD en el fondo (Barth et al., 2009; Connolly et al., 2010; Farías y Cornejo, 2007; Galán et al., 2020). Otros factores tales como el ancho de la plataforma (Estrade et al., 2008; Li y Weisberg, 1999), la surgencia generada por cañones submarinos (Allen et al., 2001; Mirshak y Allen, 2005; Pisareva et al., 2019; Sobarzo et al., 2001; Sobarzo y Djurfeldt, 2004) y las ondas atrapadas a la costa (Hormazabal et al., 2001; Pietri et al., 2014) pueden desempeñar un papel significativo en la variabilidad del OD. En relación con la hidrografía, el aumento de la temperatura es clave al generar una mayor estratificación de la columna de agua disminuyendo la solubilidad del oxígeno e incrementando la demanda aeróbica de los organismos ectotermos (Roman et al., 2019).

Si bien la hipoxia costera se encuentra relacionada parcialmente con la eutrofización local (Geeraert et al., 2021), la ocurrencia de ésta puede estar sujeta a procesos de mayor escala (Wiseman et al., 1997). Algunos estudios en el Pacífico Sur-Oriental han asociado las bajas concentraciones de OD con el Agua Ecuatorial Subsuperficial (AESS), la cual asciende en períodos de surgencia costera inducida por viento (De La Maza y Farías, 2023; Sobarzo et al., 2007). Por otra parte, Schneider et al., 2006 utilizando datos obtenidos en el Pacífico Sur-Oriental (PSO, 1976-2000) y datos de alta resolución de World Ocean Circulation Experiment (WOCE) mostraron que la ZMO en el PSO está relacionada con

aguas antiguas de bajo contenido de OD que provienen de las profundidades intermedias del Pacífico norte, que agotan su oxígeno fuera de las costas de México y Perú–Chile y que son advectadas hacia la costa del PSO (Feng et al., 2014; Levin et al., 2002; Morales et al., 1999; Tarazona y Arntz, 2001; Vergara et al., 2016). Las condiciones de hipoxia en zonas costeras no sólo afectan al ambiente marino sino también, a las poblaciones humanas que dependen de los recursos costeros (Vaquer-Sunyer y Duarte, 2008).

En Chile Hernández-Miranda et al., 2010, 2012 estudiaron el efecto sobre la comunidad bentónica y pelágica en bahía Coliumo (36°30'S–72°56'W) tras un evento natural de hipoxia intensa en enero 2008 encontrando un efecto negativo sobre el tamaño poblacional y la estructura poblacional del pez bentónico *Aphos porosus*. Estudios de las migraciones verticales de zooplancton en la ZMO (Escribano et al., 2012, 2007; Hidalgo et al., 2016) han encontrado efectos significativos de la deficiencia de oxígeno sobre eufáusidos en términos de la dinámica poblacional, abundancia, distribución y el aporte al flujo de carbono exportado. Junto a esto, investigadores han analizado los mecanismos de procesamiento de la materia orgánica y la contribución de las comunidades microbianas al déficit de oxígeno en el océano (Ulloa et al., 2012). Por otra parte, Silva y Vargas, 2014 analizaron las condiciones oceanográficas en los fiordos de la Patagonia chilena, encontrando que las bajas concentraciones de oxígeno son producto de la entrada de materia orgánica desde estuarios y aportes de agua dulce, los que se depositan en la capa profunda. El desarrollo y permanencia de la hipoxia sobre plataformas continentales y sectores costeros semicerrados se ha asociado a condiciones de viento, estratificación de la columna de agua y factores topográficos (Scully, 2016). Estas condiciones físicas pueden conducir a un aumento de los tiempos de residencia de aguas de bajo contenido de OD debido a la falta de advección y/o a un aislamiento de las capas de fondo de la superficie provocados por una estratificación térmica intensa. Por ejemplo, la surgencia costera topográfica y aquella inducida por el viento en los bordes orientales de los océanos permiten el afloramiento de aguas frías y pobres en oxígeno a la capa fótica (Sobarzo et al., 2007, 2016). Sin embargo, el destino y permanencia de estas aguas dentro de los sectores costeros semicerrados no están bien descritos. La naturaleza no conservativa del OD complica aún más la comprensión de sus escalas de variabilidad temporal y espacial y su relación con forzantes físicos.

1.2. Hipoxia y su variabilidad temporal forzada por viento favorable a surgencia costera

La surgencia costera corresponde al afloramiento de aguas subsuperficiales hacia capas superiores del océano, ocasionando un descenso del nivel del mar junto a la costa en respuesta del transporte superficial costa afuera originado por el viento (Brink et al., 1983; Huyer, 1983; Jacox et al., 2018). Estas aguas fertilizan el ambiente costero aumentando la productividad biológica, lo que a su vez conduce a altas tasas de consumo de oxígeno en la capa fótica (Zhang et al., 2010). En los Sistemas de Borde Oriental este proceso se produce cuando el estrés del viento tiene una componente hacia el Ecuador (generando transporte de Ekman superficial costa afuera) o por un rotor negativo del viento (bombeo positivo de Ekman) (Montecinos y Gomez, 2010; Rahn et al., 2015). Aguirre et al., 2018 presentaron evidencia de una intensificación de los vientos favorables a surgencia en el sector sur del Sistema de Corrientes de Humboldt (35–42°S), lo que generaría una intensificación en los eventos de hipoxia y cambios sensibles en la ventilación de los sistemas costeros. Tradicionalmente se ha indicado que la surgencia costera inducida por viento es la principal responsable de las bajas concentraciones de OD en la zona costera de Chile central (Hormazabal et al., 2001; Letelier et al., 2009; Peterson et al., 1988). Además, debido a que estas aguas son frías se ha establecido una relación cualitativa entre aguas frías y aguas con bajas concentraciones de OD (e.g. Letelier et al., 2009; Sobarzo et al., 2007; Thiede y Suess, 1983).

La variabilidad temporal e intensidad del viento favorable a surgencia costera y su relación con eventos hipóxicos se ha estudiado cuantitativamente mediante datos observacionales y modelos numéricos (e.g. Herrera-Becerril et al., 2022; Merma-Mora et al., 2024; Monteiro et al., 2008). Feng et al., 2014 utilizaron un modelo hidrológico-biogeoquímico para investigar el efecto del forzamiento del viento en la cobertura de la hipoxia en la plataforma norte del Golfo de México. Si bien, la zona hipóxica máxima simulada es de aproximadamente 15000 km² en ambos casos, la evolución en el tiempo de la cobertura de la zona hipóxica y las fechas en la que alcanza su máximo son diferentes. Durante el verano de 2002 con vientos favorables a surgencia soplando aproximadamente por 1 mes, el área hipóxica fue pequeña y alcanzó su cobertura máxima a finales del verano. Durante el verano de 2009 cuando las condiciones favorables a la surgencia comenzaron temprano y persistieron durante aproximadamente 2 meses el área hipóxica alcanzó su máximo a principios de verano y disminuyó posteriormente. Estos resultados muestran que el viento favorable a la surgencia facilita el desarrollo de condiciones hipóxicas y puede modificar el área que cubre el agua con bajo oxígeno. Por otra parte, eventos frecuentes de viento

también puede desempeñar un mecanismo de interrupción en la formación de la hipoxia, Wang et al., 2022 utilizando datos de series temporales de 29 años de OD en las aguas costeras de Hong Kong y vientos desde Hong Kong Observatory (HKO) observaron que el oxígeno disuelto cae por debajo del nivel hipóxico ocasionalmente y no es una condición permanente como se esperaba producto de la estratificación además, identificaron que los eventos de bajo oxígeno duran menos de un mes en verano. La velocidad del viento de 6 m/s parece ser un umbral por sobre el cual un evento de viento podría destruir la estratificación de la columna de agua e interrumpir la formación de agua con bajo contenido de oxígeno ($DO < 3 \text{ mg/L}$) en áreas estuarinas.

Aún cuando la duración e intensidad de los vientos favorables a surgencia costera difieren entre localidades, la literatura surge que eventos de surgencia ocurren cuando el viento persiste por al menos 2 días consecutivos (Chen et al., 2013; Jacob et al., 2018; Ramp et al., 2005; Samelson et al., 2002). Por otra parte, Halpern, 1974 y Johnson, 1977 calcularon la velocidad vertical para el período de surgencia costera en $2 \times 10^{-2} \text{ cm/s}$ lo cual permite estimar el tiempo de ascenso hacia la plataforma interior de la isolínea de OD de 2 mg/L desde una profundidad de -80 m , en 1 a 2 días, aproximadamente.

A pesar de estos estudios, aún falta entender con mayor detalle la relación entre la dinámica del viento costero y la intensidad, duración y periodicidad de los eventos de hipoxia en la plataforma interior.

1.3. Relación de la hipoxia con la temperatura

Se prevé que el calentamiento global conduzca a un aumento de la temperatura media global de $1,8$ a 4°C a finales del siglo XXI con importantes consecuencias ambientales (Meehl et al., 2007). Estudios recientes mencionan que las deficiencias de OD han incrementado en frecuencia, duración e intensidad en zonas costeras alrededor del mundo durante las últimas décadas, (Altieri y Gedan, 2015; Breitburg et al., 2018; Diaz y Rosenberg, 2008; Rabalais y Turner, 2019). El aumento de la temperatura es un factor importante en la reducción del OD, pues juega un rol clave controlando la solubilidad (Conley et al., 2007; Matear et al., 2000; Najjar et al., 2010).

El incremento de la temperatura del aire producto del cambio climático genera un calentamiento de las aguas superficiales intensificando la estratificación, lo que promueve la hipoxia al evitar que las aguas superficiales oxigenadas se mezclen con el fondo donde generalmente se establece la hipoxia (Murphy et al., 2011), además de una disminución acelerada de la solubilidad, provocando una reducción del oxígeno disponible, el cual representa aproximadamente el 15 % de la pérdida total del oxígeno a nivel global (Garcia y

Gordon, 1992). La relación entre la solubilidad del oxígeno y la temperatura muestra mayor sensibilidad a temperaturas más bajas, como consecuencia, el efecto de la disminución en la solubilidad será especialmente pronunciado en latitudes altas, donde las temperaturas del agua son más bajas y las tasas de calentamiento previstas más altas. En sistemas estuarinos, los efectos del calentamiento atmosférico sobre la solubilidad del oxígeno serán mayores en las aguas superficiales, sin embargo, la reposición de oxígeno hacia aguas profundas también se reducirá mediante el transporte de aguas superficiales más cálidas y menos ricas en oxígeno (Meehl et al., 2007).

En sistemas de surgencia costera, la ocurrencia de hipoxia natural suele ser común producto del afloramiento de aguas subsuperficiales (Helly y Levin, 2004; Hernández-Miranda et al., 2012; Kamykowski y Zentara, 1990) las cuales se relacionan con masas de agua permanentemente hipóxicas en el océano abierto (Pizarro-Koch et al., 2019). La entrada de estas aguas deficientes en OD a las zonas costeras debido a procesos de afloramiento, puede generar condiciones de hipoxia independiente del consumo de OD por oxidación de la materia orgánica (Rabalais et al., 2010). En el Sistema de Corrientes de Humboldt, esta masa de agua local corresponde a Agua Ecuatorial Subsuperficial (AESS), la cual se ha encontrado en procesos de surgencia costera estacional, asociadas con bajas temperaturas y altas salinidades (Atkinson et al., 2002). Se ha establecido que AESS, presente en la surgencia frente a Concepción ($36^{\circ}20'S$, $73^{\circ}44'W$), muestra temperaturas bajo los $11,5^{\circ}C$ y concentraciones de oxígeno disuelto inferiores a $1,4$ mg/L (Sobarzo et al., 2007). Si bien se han realizado estudios variados del OD en condiciones de hipoxia y de la temperatura en períodos de surgencia (enfriamiento) y de hundimiento (calentamiento) (Diaz et al., 1995; Monteiro et al., 2006; Narváez et al., 2006) la relación de estas dos variables ha sido estudiada, principalmente, a nivel cualitativo, con menos avances en aspectos cuantitativos.

La presente investigación cuantificará la relación del OD con la temperatura y, contribuirá con una mejor comprensión de la distribución espacial y temporal de estas variables y su respuesta al forzamiento del viento costero en la plataforma interior de la zona centro-sur de Chile.

Capítulo 2

HIPÓTESIS Y OBJETIVOS

2.1. Hipótesis

Sobre la base de los antecedentes expuestos en la sección anterior se considera la siguiente hipótesis:

- El arribo de aguas hipóxicas a la plataforma interior ocurre cuando el viento favorable a la surgencia costera ha forzado la capa superficial por al menos, dos días seguidos.

2.2. Objetivo general

- Cuantificar los días previos de viento acumulado favorable a la surgencia que promueven eventos de hipoxia en la plataforma interior.

2.3. Objetivos específicos

- Determinar la coherencia espacial y temporal del viento a lo largo de la costa.
- Establecer los tiempos de respuesta del oxígeno disuelto y la temperatura de fondo a los vientos favorables a la surgencia costera.
- Determinar el rango de temperatura asociado a las aguas hipóxicas en la plataforma interior e intermedia.

Capítulo 3

MATERIALES Y MÉTODOS

3.1. Área de estudio

La región de surgencia de Chile central presenta particularidades sobresalientes que afectan la dinámica oceanográfica. La primera tiene relación con la batimetría donde se desarrolla el proceso de surgencia. Entre 33°S y 43°S, la plataforma continental es relativamente estrecha con un ancho promedio de 30–40km en comparación a otros lugares del sur de Chile, por ejemplo fuera de la Isla de Chiloé donde, alcanza valores cercanos a 60 km (Völker et al., 2014). La plataforma continental frente a Concepción, denominada también terraza Itata, se encuentra limitada por dos cañones submarinos de gran tamaño ubicados en sus límites norte (cañón del Itata, 36°05'S) y sur (cañón del Biobío, 36°52'S) (Sobarzo y Djurfeldt, 2004). Un estudio del cañón submarino del Biobío (Sobarzo et al., 2016) ha puesto en evidencia que el ascenso de aguas subsuperficiales hacia la costa también puede ser forzado por el paso sobre este cañón de ondas atrapadas a la costa. Este mecanismo de ascenso de aguas es independiente del forzamiento local del viento.

Por otra parte, la plataforma continental puede ser dividida teóricamente en plataforma interior e intermedia. En áreas costeras influenciadas por surgencia y hundimiento, el frente de surgencia separa la plataforma en dos regiones dinámicas y biológicamente distintas. Costa afuera (plataforma intermedia) del frente las capas de Ekman están aisladas una de otra siendo, típicamente, delgadas en relación con la profundidad de la columna de agua. Por otra parte, en la plataforma interior la rotación de la tierra es menos importante frente a la fricción, en este caso, el esfuerzo del viento se transfiere a toda la columna de agua y las capas límites de fondo y de superficie interactúan entre ellas, la estratificación es relativamente débil y el transporte de Ekman disminuye (Huyer, 1983; Lentz, 1992). Las escalas de variabilidad dominantes dentro de la plataforma intermedia comprenden desde ondas internas, pasando por las bandas mareales, diarias, sinópticas y estacionales, hasta la variabilidad interanual e involucrando forzantes tales como mareas, viento, aporte de ríos, radiación solar, topografía y estratificación (Sobarzo et al., 2007).

Un segundo rasgo distintivo es la irregularidad de la línea costa, la cual contiene de norte a sur las bahías de Coliumo, Concepción, San Vicente, el golfo de Arauco, islas

asociadas (Quiriquina, Santa María y Mocha) y puntas geográficas como punta Lavapié y punta Tumbes, entre otras. Esta compleja topografía puede influir fuertemente en la intensidad y patrón espacial de la surgencia costera (Figueroa y Moffat, 2000). En entornos marinos semicerrados la hipoxia es fuertemente influenciada por el intercambio restringido de aguas costeras con el océano y mayores tiempos de residencia (Zhang et al., 2010).

Una tercera particularidad es la presencia de varias desembocaduras de ríos los cuales contribuyen con una importante carga de boyantes, sedimentos, materia orgánica e inorgánica, nutrientes y metales traza los que poseen un rol altamente relevante en la biogeoquímica del océano costero (Saldías et al., 2016; Vargas et al., 2013, 2016). El desarrollo de la hipoxia en áreas costeras frente a desembocaduras de ríos se ha relacionado con actividades antrópicas, en particular, a cambios en el uso de la tierra y la agricultura, uso de combustibles fósiles y descarga de desechos domésticos e industriales, generando un aumento de nutrientes (principalmente nitrógeno y fósforo) conducidos por los ríos hacia la zona costera (Zhang et al., 2010). Por otra parte, la estratificación salina generada por la cobertura espacial de la pluma de río en el océano costero impide la ventilación de las capas subsuperficiales y disminuye la oxigenación de las capas profundas, manteniendo y, en algunos casos, intensificando la formación y/o permanencia de la hipoxia la cual puede actuar en conjunto con los eventos de surgencia, jugando un papel importante en la regulación de la distribución espacial de la hipoxia costera y estuarina (Merma-Mora et al., 2024; Zhang et al., 2018). Wei et al., 2021 estudiaron los efectos combinados de la surgencia costera y la pluma de río en el estuario de Changjiand (río Yangtze) y la plataforma adyacente del Mar de China Oriental en la regulación de la hipoxia y el régimen de producción primaria.

3.2. Fuentes de información

3.2.1. Oxígeno disuelto y temperatura de fondo

Datos de oxígeno disuelto, conductividad y temperatura del agua fueron adquiridos con sensores MiniDOT (PME, California), HOBO U24 (Onset Computer, USA) y HOBO U20 (Onset Computer, USA) respectivamente, los cuales fueron incorporados en los anclajes oceanográficos instalados en el fondo marino por el Programa de Estudios Ecosistémicos del Golfo de Arauco (PREGA) y el Proyecto Fondecyt regular no.1161512 (Tabla. 3.1). Los instrumentos fueron programados a una tasa de medición de 10 minutos. El período de estas mediciones abarca desde el 01-03-2017 00:00 hasta el 29-02-2019 23:00h. La distribución espacial de los anclajes se muestra en la Fig. 3.2.

Los datos faltantes del anclaje Mela (A1) fueron sustituidos por datos del anclaje Coliumo (A2) desde el 11-05-2018 18:00h hasta el 26-06-2018 15:00h (equivalente a un 6.6% de la serie total) con el propósito de generar continuidad en la serie temporal. Ambas estaciones muestran una alta correlación positiva entre las variables temperatura y oxígeno disuelto (Fig. 3.1).

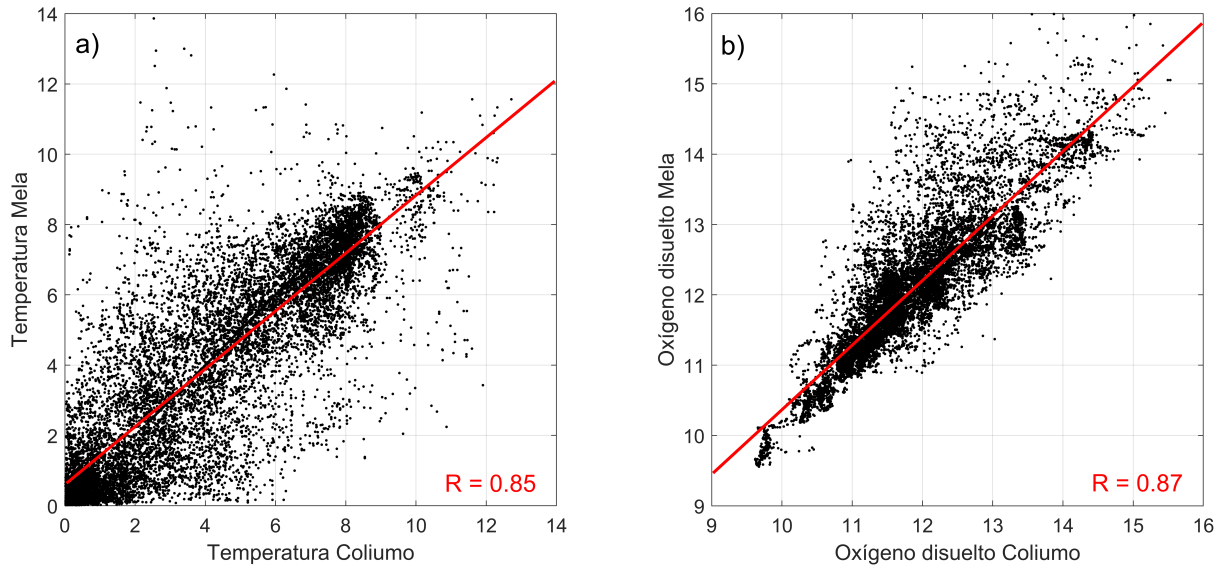


Figura 3.1: Correlación de a) temperatura ($^{\circ}\text{C}$) y b) oxígeno disuelto (mg/L) de fondo. El coeficiente de correlación R y el ajuste (línea roja continua) se muestra en cada panel.

Tabla 3.1: Anclajes oceanográficos instalados en la plataforma interior. Se muestra la salinidad y presión utilizados en el cálculo de la concentración de oxígeno disuelto por sensores MiniDOT y la profundidad nominal de cada anclaje.

Estación	Localidad	Latitud (S)	Longitud (W)	Presión (bar)	Salinidad	Profundidad nominal (m)
A1	Mela	36°21'8,5"	72°51'41,7"	2420	30,2	14
A2	Coliumo	36°30'53,0"	72°56'23,2"	1992	31,2	10
A3	Chome	36°46'16,9"	73°12'59,1"	3724	34,6	27
A4	Arauco	37°11'26,6"	73°15'1,5"	2200	33,5	12
A5	Llico	37°11'1,8"	73°32'12,6"	1784	33,1	8
A6	Yani	37°23'3,0"	73°39'5,3"	2900	30,4	19

3.2.2. Viento costero

La coherencia espacial y temporal del viento costero se cuantificó utilizando estaciones meteorológicas distribuidas en la zona de estudio (Fig. 3.2). Estos datos fueron proporcionados por el Centro de Datos Oceanográficos y Climatológicos CDOM (Centro COPAS Sur-Austral y Centro de Estudios Avanzados en Zonas Áridas, CEAZA) (<http://www.cdom.cl/>), Capitanías de Puerto administradas por la Dirección General

del Territorio Marítimo (<https://www.directemar.cl/>) y el Centro EULA–Chile (Facultad de Ciencias Ambientales, Universidad de Concepción). Las series temporales de vientos abarcaron desde el 28 de febrero de 2017 al 28 de febrero de 2019. El detalle de las estaciones meteorológicas se muestra en la Tabla. 3.2. El sistema horario utilizado durante los análisis oceanográficos y meteorológicos corresponde a UTC -04:00.

Tabla 3.2: Estaciones meteorológicas distribuidas en el área de estudio.

Estación	Localidad	Latitud (S)	Longitud (W)	Elevación (m)
MT1	Dichato	36°32'26,8"	72°56'1,0"	10
MT2	Tome	36°37'7,6"	72°57'33,8"	10
MT3	San Vicente	36°43'26,2"	73°07'52,0"	10
MT4	Punta Hualpén	36°46'24,0"	73°12'54,0"	30
MT5	Coronel	37°01'37,8"	73°08'56,8"	10
MT6	Lebu	37°36'19,1"	73°39'12,6"	8

3.2.3. Hidrografía

Datos hidrográficos de la columna de agua en la plataforma interior provienen de 2 campañas realizadas en el golfo de Arauco en mayo de 2018 y marzo de 2019 en 35 estaciones. Estas mediciones fueron obtenidas con el perfilador SBE CTD-O 19 plus v2 y procesadas mediante los módulos del programa del fabricante. Los datos fueron promediados cada 1 m. La variabilidad hidrográfica en la plataforma intermedia fue analizada utilizando la serie temporal Estación 18 (36°29,94'S; 73°8,57'W) ubicada en alrededor de 90 m de profundidad y una distancia de la costa de 29.5 km, correspondiente a mediciones mensuales realizadas con un perfilador hidrográfico SBE. La resolución vertical de las mediciones es de 1 m y el período de tiempo comprende desde 2002 hasta 2012. La posición de la Estación 18 y las 35 estaciones hidrográficas dentro del golfo de Arauco se muestran en la Figura 3.2.

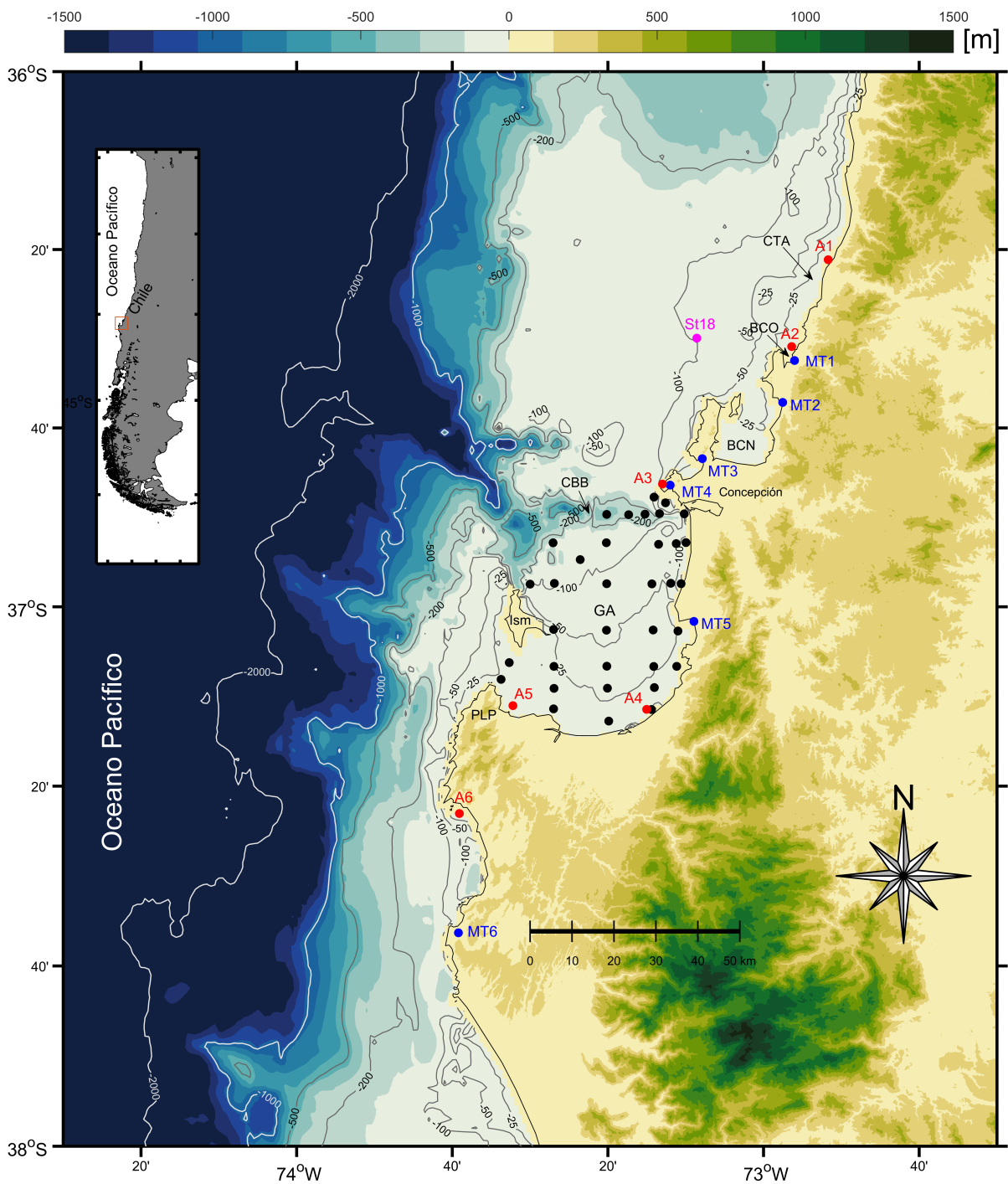


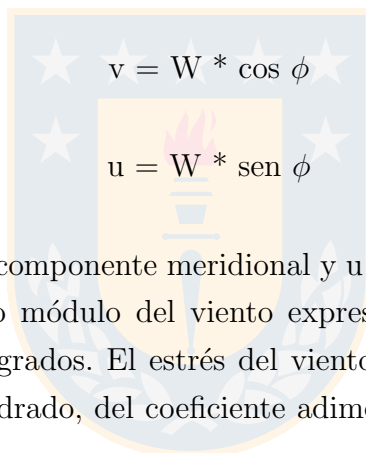
Figura 3.2: Área de estudio. En puntos azules y rojos la distribución de las estaciones meteorológicas y anclajes oceanográficos, respectivamente. Los puntos negros dentro del golfo de Arauco (GA) muestran las 35 estaciones de CTD. El detalle de la simbología se muestra en las Tablas. 3.1 y 3.2. St18: Estación 18, GA: golfo de Arauco, CBB: Cañón del Biobío, CTA: Cañón del Itata, BCN: Bahía Concepción, BCO: Bahía Coliumo, PLP: Punta Lavapié, Ism: Isla Santa María.

3.3. Procesamiento de datos

3.3.1. Series de tiempo atmosféricas

Preliminarmente los datos fueron sometidos a un control de calidad con énfasis en la detección de valores anómalos y discontinuidades en el registro (Pizarro et al., 1994). La dirección del viento fue corregida considerando la declinación magnética durante el año 2019 (<https://www.ngdc.noaa.gov/geomag/calculators/magcalc.shtml>) en la zona estudio (+5°37' positiva al Este). Posteriormente, la dirección del viento fue invertida en 180° para orientarla hacia donde se dirige el viento. La magnitud del viento fue convertida de nudos a m/s utilizando el factor 0,514.

Sobre la base de las ecuaciones descritas por Pond y Pickard, 1983 se calcularon los siguientes términos:


$$v = W * \cos \phi$$
$$u = W * \text{sen } \phi$$

donde v corresponde a la componente meridional y u a la componente zonal del viento costero, W es la magnitud o módulo del viento expresada en m/s y ϕ es la dirección hacia donde va el viento en grados. El estrés del viento (ty) se estimó en función de la componente norte-sur al cuadrado, del coeficiente adimensional de arrastre (C_D) y de la densidad del aire (ρ):

$$ty = \rho * C_D * v^2$$

Se utilizó el coeficiente de arrastre (C_D) del viento propuesto por Trenberth, 1990, definido según intervalos de velocidades del viento.

Para estudiar la intensidad acumulada del viento se calculó el área bajo la curva del estrés del viento meridional, el que se definió como una suma acumulada en el tiempo de las mediciones horarias en las seis estaciones meteorológicas.

La variabilidad espacio-temporal del viento costero fue estudiada por medio de Funciones Ortogonales Empíricas (EOFs, por sus siglas en inglés), las cuales permitieron definir los principales modos de circulación del viento. El objetivo de este método es agrupar la varianza en modos estadísticos, visibles a través de patrones espaciales vectoriales, cuya evolución temporal se expresa a través de nuevas series temporales.

3.3.2. Series de tiempo de oxígeno disuelto y temperatura de fondo

Las mediciones de oxígeno disuelto registradas por el sensor MiniDOT fueron procesadas con el programa MiniDOTconcatenate.jar el cual emplea variables de entrada de conductividad y presión para corregir las mediciones de oxígeno. La Tabla 3.1 muestra los valores de salinidad y presión utilizados para el cálculo del oxígeno disuelto en cada anclaje.

Mediante análisis espectral de las series temporales de oxígeno disuelto y temperatura del mar se identificaron las frecuencias dominantes de cada variable. El estudio de la variabilidad diaria fue realizado mediante promedios horarios para los meses de enero de 2018 y julio de 2018, los cuales muestran la variabilidad característica de los períodos estival e invernal, respectivamente. La variabilidad sinóptica fue analizada en conjunto con el viento costero, la cual se aisló de las series originales mediante un filtro pasa-banda entre 40h (0,6 cpd) y 16 días (0,002 cpd). El análisis estacional fue realizado calculando los promedios mensuales de las variables oxígeno disuelto y temperatura.

3.3.3. Respuesta del oxígeno disuelto y la temperatura de fondo al forzamiento del viento costero meridional

Se consideró evento hipóxico al decaimiento del oxígeno disuelto por debajo de 2,0 mg/L independiente del período de duración, el cual puede variar desde horas hasta días. Se analizaron las condiciones de viento y temperatura previas a la hipoxia (Etapa 1) y durante la hipoxia (Etapa 2). En este análisis se utilizó la estación meteorológica Punta Hualpén ya que es la más representativa del viento costero local por su emplazamiento y altura acorde a los estándares recomendados por la Organización Mundial de Meteorología (<https://public.wmo.int/es>)

Se identificaron las fechas de inicio (ih) y término (th) de los eventos hipóxicos registrados en las seis localidades y se contrastaron con el estrés de viento meridional acumulado registrado en la estación punta Hualpén antes y durante la ocurrencia del evento hipóxico. Se calculó el número de días (nCTy) y la intensidad del viento acumulado previo (PTy) y durante (DTy) un evento. El criterio para realizar la suma acumulada del viento favorable a surgencia previo a la hipoxia se estableció a partir del cambio de signo (+ para viento favorable a surgencia) hasta el inicio del evento hipóxico (concentraciones <2,0 mg/L). Para cada evento se calculó su duración (en horas), el promedio y desviación estándar del oxígeno disuelto y la temperatura.

Las series temporales de oxígeno disuelto, temperatura y estrés de viento meridional fueron filtradas (períodos >40 h) mediante un filtro pasa baja de 40 horas con el propósito de aislar la baja frecuencia. Un diagrama explicativo de esta metodología se muestra en la Fig. 3.3.

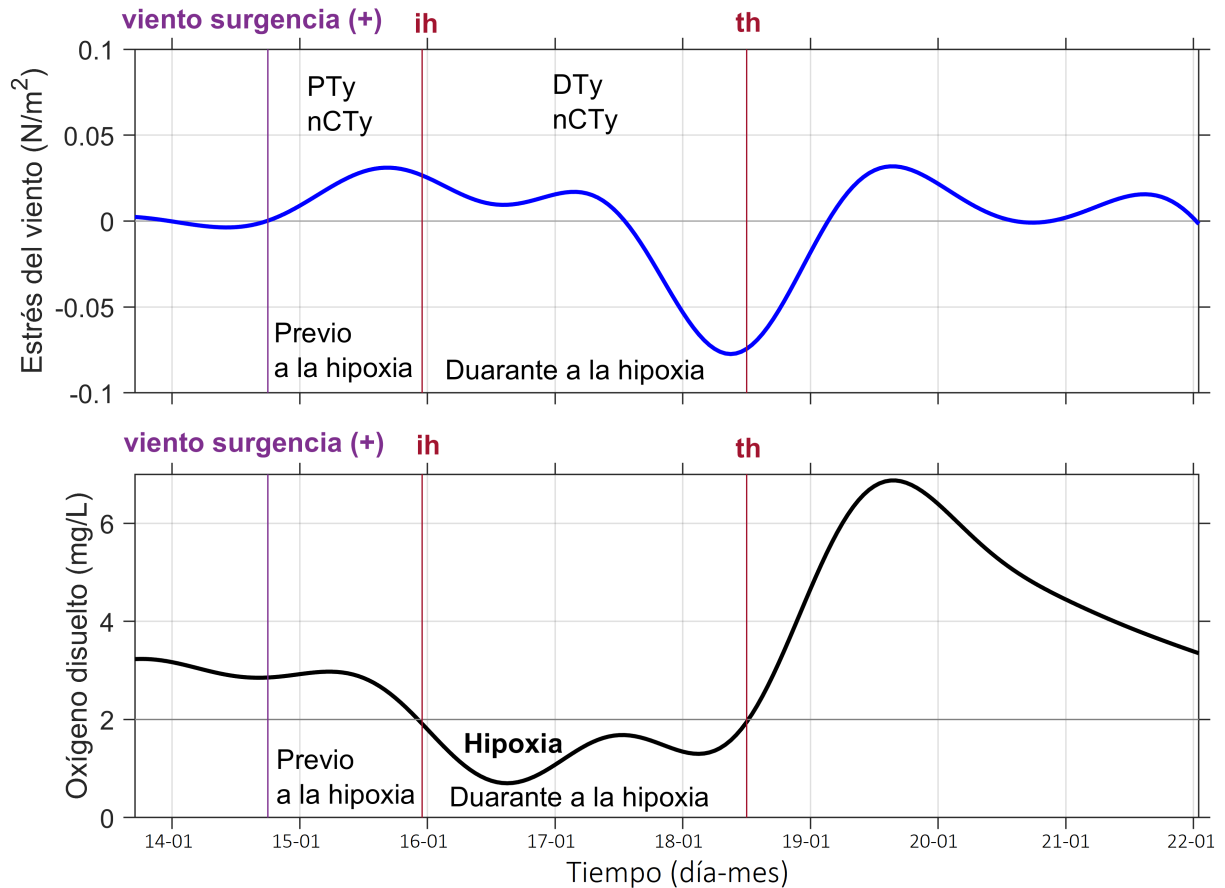


Figura 3.3: Diagrama esquemático de la detección de un evento hipóxico. ih: inicio del evento hipóxico, th: término del evento hipóxico, nCTy: días de viento acumulado, PTy: intensidad del viento acumulado previo al evento hipóxico, DTy: viento acumulado durante el evento hipóxico.

Mediante diagramas de dispersión mensuales entre el oxígeno disuelto y la temperatura, se determinó la amplitud asociada a cada variable para las seis localidades estudiadas y se contrastó con el viento acumulado de la estación Punta Hualpén. Se determinó el coeficiente de correlación y la ecuación de la recta para cada mes del año.

3.3.4. Identificación de las isolíneas de temperatura, salinidad y densidad asociadas a la hipoxia de fondo en el golfo de Arauco y la Estación 18

Utilizando los datos hidrográficos de las 35 estaciones realizadas en mayo 2018 y marzo 2019 se construyó la distribución horizontal del oxígeno disuelto de fondo en el Golfo de Arauco. La isolínea de 2,0 mg/L se asoció con la temperatura, salinidad y densidad y se cuantificó el valor de cada una de estas variables con la hipoxia. La variabilidad asociada al agua hipóxica en la plataforma intermedia fue calculada utilizando la Estación 18. Se determinó la profundidad mensual del límite superior de la hipoxia, así como la temperatura, salinidad y densidad asociadas.



Capítulo 4

RESULTADOS

4.1. Variabilidad del viento costero



El viento registrado en las seis estaciones costeras en estudio mostró un eje de máxima varianza (EMV) orientado entre $3,0$ y $344,3^\circ$, con respecto al norte geográfico. Estos ejes representan la orientación dominante en que osciló el viento en la costa. El porcentaje de varianza explicada (PVE) por los EMV de las estaciones punta Hualpén y Dichato mostró valores sobre el 78 % (Fig. 4.1,a-d). En el resto de las estaciones, la distribución del viento fue isotrópica con porcentajes menores al 70 %. La estadística descriptiva de estos datos mostró viento promedio hacia el oeste (-) en las estaciones de Tomé y Lebu y una componente promedio hacia el este, en el resto de las estaciones (Tabla. 4.1). Por otra parte, la componente meridional promedio mostró una dirección preferente hacia el norte en todas las estaciones. En relación a esta componente las estaciones San Vicente, punta Hualpén y Lebu registraron los mayores vientos promedios favorables a surgencia costera. La dirección del viento promedio fue hacia el noreste en Dichato, San Vicente, punta Hualpén y Coronel, hacia el oeste en Tomé y hacia el noroeste en Lebu. Esta variabilidad es coherente con una línea de costa irregular, bahías, golfos y elevaciones costeras importantes.

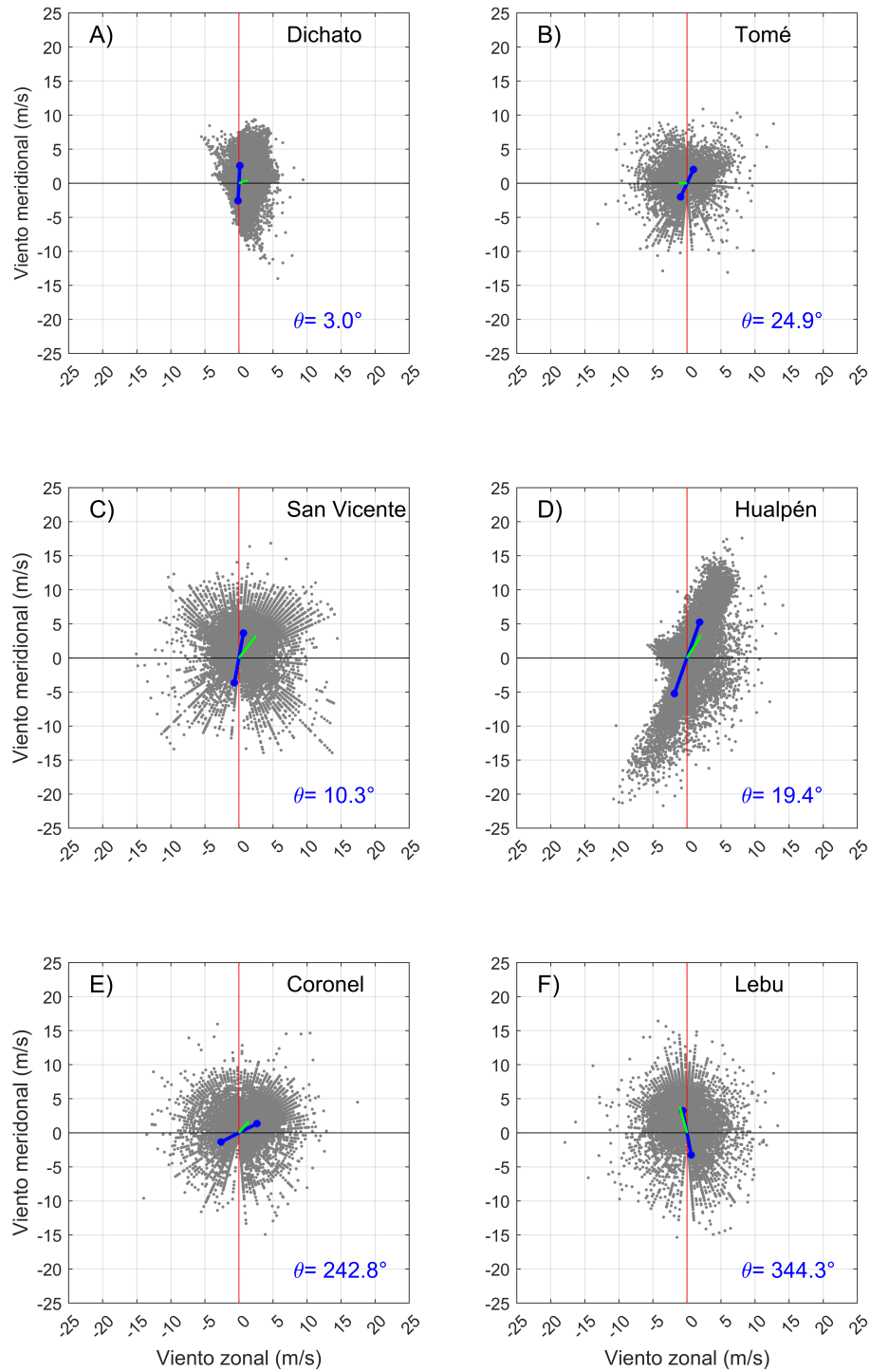


Figura 4.1: Diagramas de dispersión del viento y ejes de máxima varianza. El eje vertical rojo indica la dirección norte-sur. La línea azul y el símbolo ϕ señalan la dirección del eje de máxima varianza. El flujo y dirección promedio del viento se muestra en la flecha verde. 28 de febrero 2017 al 28 febrero 2019.

Tabla 4.1: Ejes de máxima varianza y estadística descriptiva del viento. PVE: porcentaje de varianza explicado. Theta: ángulo del EMV orientado con respecto al norte y con sentido de rotación horario. Med U y Med V: promedios de la componente zonal y meridional. DirP: dirección promedio y MagP: magnitud promedio.

Estación	PVE (%)	Theta (°)	Med U (m/s)	Med V (m/s)	DirP (°)	MagP (m/s)
Dichato	78,37	3,00	0,59	0,21	70,53	0,62
Tomé	60,42	24,96	-0,51	0,01	271,66	0,51
San Vicente	57,07	10,34	1,21	1,57	37,80	1,98
Punta Hualpén	91,28	19,49	0,99	1,57	32,26	1,86
Coronel	58,85	242,85	0,66	0,78	40,36	1,02
Lebu	69,86	349,31	-0,51	1,85	344,38	1,92

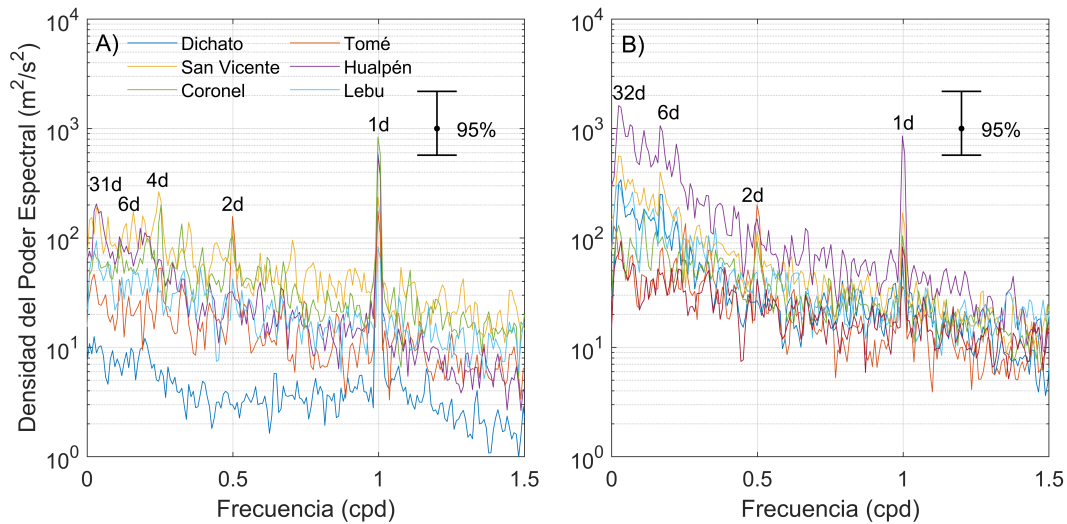


Figura 4.2: Análisis espectral del viento costero. A) componente zonal y B) componente meridional. El período de tiempo comprende desde el 28 de febrero 2017 al 28 de febrero 2019.

En el dominio de la frecuencia se observó un ciclo diurno significativo en la componente zonal y meridional del viento costero, cuya intensidad dependió del lugar de la medición. En las estaciones Dichato, Tomé y Coronel este ciclo diurno presentó energía significativa en el viento zonal mientras que, en la componente meridional este ciclo fue significativamente energético en las estaciones San Vicente y Hualpén. Por su parte, la estación Lebu no mostró energía significativa en la frecuencia diurna del viento meridional. En general, la componente meridional mostró mayor energía que la componente zonal, con excepción de la variabilidad diurna. Respecto a la variabilidad intra-estacional las estaciones mostraron un máximo energético de 31 y 32 días en la componente zonal y meridional, respectivamente. Las estaciones punta Hualpén, San Vicente y Coronel presentaron los máximos energéticos en el poder espectral. La escala sinóptica fue observada en la componente zonal y meridional con máximos energéticos desde 2 hasta 6 días (Fig. 4.2,a-b).

4.2. Variabilidad del oxígeno disuelto y la temperatura de fondo

4.2.1. Series temporales

Los anclajes Mela, Coliumo, Chome y Arauco mostraron concentraciones de bajo oxígeno disuelto en el período primavera y verano, siendo Arauco la localidad que exhibió hipoxia mas persistente. Durante el período invernal, el oxígeno disuelto en estas localidades alcanzó concentraciones cercanas a 10 mg/L con menor ocurrencia de hipoxia que en verano (Figura 4.3,a-d). La localidad de Llico mostró un patrón similar que las estaciones anteriormente descritas, con bajas concentraciones de oxígeno disuelto en el período estival, pero con menor permanencia y ocurrencia en el tiempo mostrando pulsos hipóxicos (Fig. 4.3.e). Por su parte, la localidad de Yani mostró un comportamiento particular, con concentraciones mayores que 5 mg/L durante la mayor parte del período analizado. Se observaron cortos eventos hipóxicos preferentemente en el período estival (Figura 4.3.f). En general, las localidades de Chome y Arauco mostraron las menores concentraciones de oxígeno disuelto con valores promedio de 3,1 y 3,7 mg/L, respectivamente, mientras que concentraciones $>5,5$ mg/L se observaron en Llico y Yani. La variabilidad del oxígeno disuelto fue mayor en la localidad de Arauco con una desviación estándar de 3,0 mg/L (Tabla. 4.2).

La temperatura mostró un patrón de variabilidad similar en las 6 localidades de estudio con valores entre 12 y 15°C en invierno y temperaturas $<12^{\circ}\text{C}$ durante el verano. Las variaciones de la temperatura mostraron un patrón temporal y espacial similar con fluctuaciones en fase en el área de estudio (Fig. 4.3). Las localidades de Mela, Chome y Yani mostraron temperaturas $<11,5^{\circ}\text{C}$ las que variaron alrededor de 1°C. La estadística descriptiva del oxígeno disuelto y la temperatura se muestra en la Tabla. 4.2.

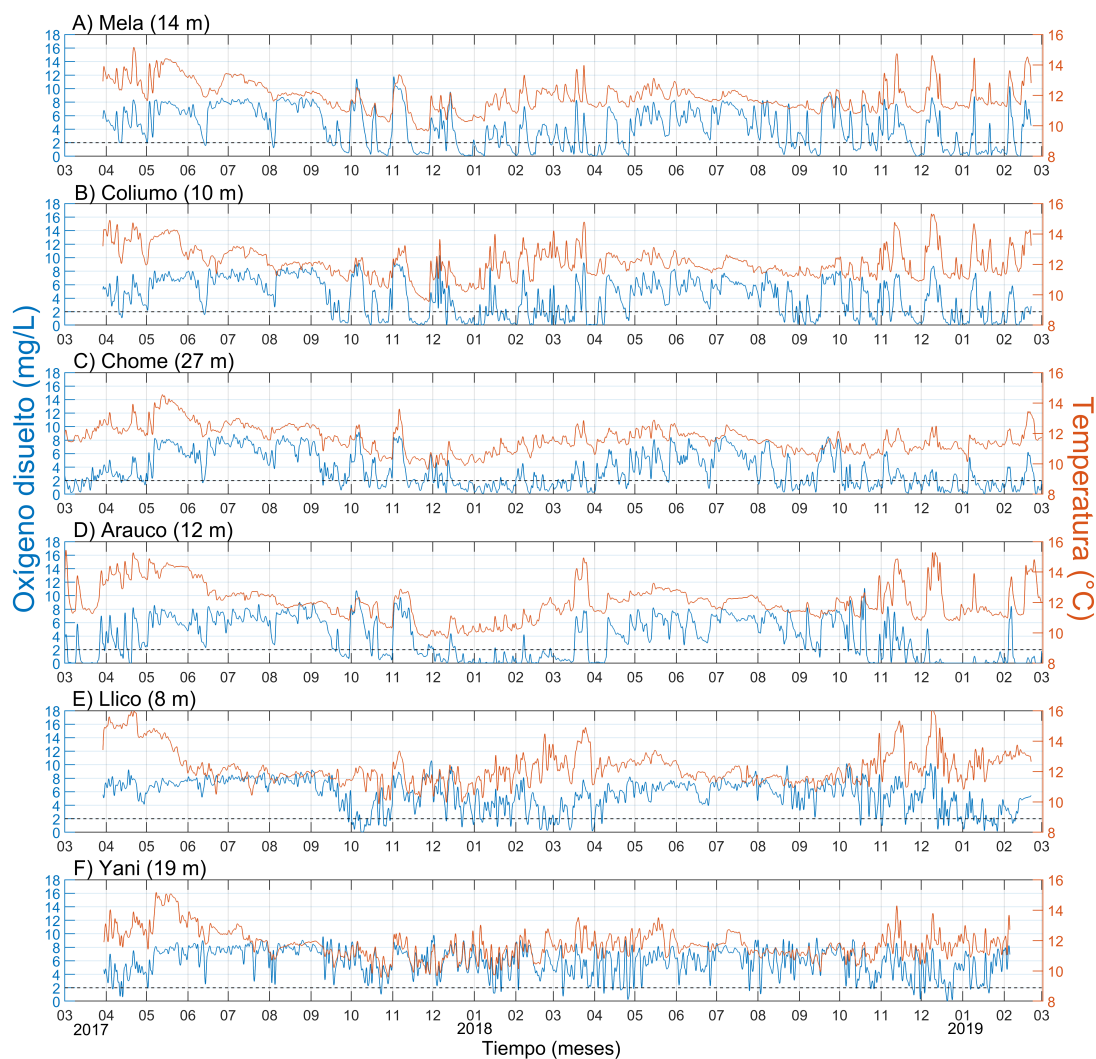


Figura 4.3: Series de tiempo de oxígeno disuelto (línea azul) y temperatura (línea naranja). El límite superior de la hipoxia (concentración de oxígeno disuelto <2,0 mg/L) es señalado con una línea negra segmentada en cada panel. Marzo 2017 a febrero 2019.

Tabla 4.2: Estadística descriptiva del oxígeno disuelto (mg/L, OD) y la temperatura de fondo (°C, T) de las series originales. La profundidad nominal de cada anclaje (m) se muestra entre paréntesis, Prom: promedio. Std: desviación estándar. Rango: mínimo - máximo y Med: mediana.

Anclaje	Prom OD	Prom T	Std OD	Std T	Rango OD	Rango T	Med OD	Med T
Mela (14 m)	4,30	11,93	2,91	0,96	0,02 - 12,71	9,62 - 15,53	4,29	11,79
Coliumo (10 m)	4,14	12,14	2,82	1,00	0,02 - 13,86	9,55 - 15,99	4,41	12,04
Chome (27 m)	3,06	11,50	2,73	0,89	0,00 - 9,77	9,55 - 14,91	2,90	11,56
Arauco (12 m)	3,74	12,05	3,04	1,20	0,00 - 12,33	9,60 - 16,82	3,67	11,94
Llico (8 m)	5,64	12,29	2,35	1,16	0,03 - 13,50	9,70 - 17,29	6,18	12,02
Yani (19 m)	5,90	11,74	2,19	0,98	0,08 - 11,75	9,19 - 15,78	6,38	11,62

4.3. Escalas de variabilidad y coherencia temporal del oxígeno y la temperatura de fondo

La amplitud de las principales fluctuaciones (diaria, sinóptica y estacional) del oxígeno disuelto y la temperatura se muestra en la Tabla. 4.3. En la escala diaria la amplitud del oxígeno disuelto y la temperatura fue mayor en verano que en invierno, por otra parte, en la escala sinóptica las mayores amplitudes se observaron en períodos de hundimiento costero para el oxígeno disuelto y en eventos de surgencia costera para la temperatura. La escala estacional, mostró una mayor amplitud relacionada al oxígeno disuelto, mientras que las amplitudes de la temperatura fueron menores que las amplitudes del oxígeno disuelto.

Tabla 4.3: Tabla comparativa de la amplitud promedio para el oxígeno disuelto (OD, mg/L) y la temperatura (T, °C) en las escalas diaria (d), sinóptica (s) y estacional (e). En cada celda se muestra la amplitud para verano (negro) e invierno (azul) en la escala diaria, evento de surgencia (negro) y hundimiento (azul) en la escala sinóptica, y el promedio estacional.

Anclaje	OD (d)	T (d)	OD (s)	T (s)	OD (e)	T (e)
Mela	0,43-0,42	0,14-0,05	2,41-3,83	0,80-0,20	5,10	1,80
Coliumo	0,76-0,22	0,09-0,04	3,17-3,38	1,40-0,20	4,60	1,50
Chome	0,88-0,62	0,23-0,04	1,48-3,82	0,37-0,28	5,50	2,10
Arauco	0,38-0,19	0,21-0,03	1,55-3,58	0,50-0,50	6,60	2,60
Llico	0,76-0,32	0,34-0,08	0,60-2,50	0,10-0,10	4,40	2,20
Yani	1,53-0,59	0,58-0,06	2,70-5,20	1,00-0,90	2,70	2,20

Variabilidad estacional

La co-variabilidad del oxígeno disuelto y la temperatura promedio mostró una rotación anti-horaria a lo largo del año con dos tendencias opuestas. Mientras que desde enero hasta mayo la concentración de oxígeno disuelto tiende a aumentar a medida que la temperatura aumenta, desde julio hasta enero, el oxígeno disuelto disminuye a medida que la temperatura disminuye (Fig. 4.4). Claramente las hipoxias medias mensuales más severas se observaron en Arauco con temperaturas promedio bajo los 12°C (Fig. 4.4.d). Por otra parte, Llico y Yani mostraron una rotación más circular con fluctuaciones del oxígeno disuelto entre 3,0 y 8,0 mg/L asociado a temperaturas desde 11,0 hasta 13,8°C (Fig. 4.4,e-f). Esta rotación muestra que la amplitud promedio y las variabilidad mensual del oxígeno disuelto en Llico y Yani es menor que el resto de las estaciones analizadas (Fig. 4.4,a-d).

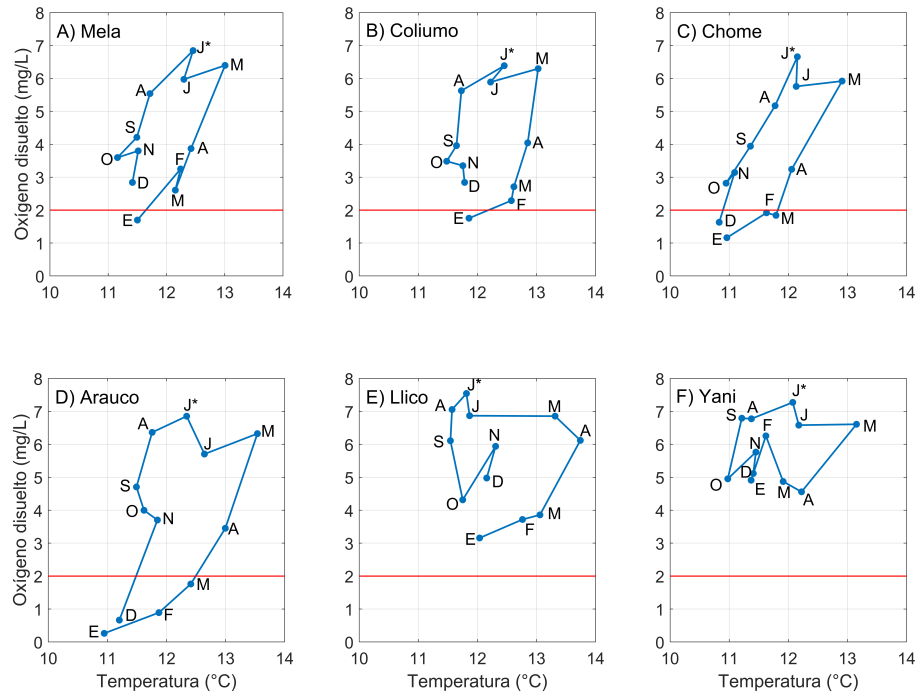


Figura 4.4: Co-variabilidad media mensual entre el oxígeno disuelto y la temperatura de fondo. J* corresponde al mes de Julio. La línea roja horizontal indica el límite superior de la hipoxia.

En el promedio mensual, concentraciones hipóxicas de oxígeno disuelto se observaron durante el período estival en las estaciones de Mela, Coliumo, Chome y Arauco (Fig. 4.5,a-d). Sólo Llico y Yani no mostraron niveles de hipoxia en la media mensual a lo largo del año (Fig. 4.5,e-f). A pesar de la baja profundidad, las condiciones de hipoxia más severas se observaron en Arauco (diciembre a febrero), seguidas por Chome (diciembre a marzo). Con la excepción de Yani, enero correspondió al mes de menor concentración de oxígeno disuelto en el promedio mensual. Los meses de mayo, junio, julio y agosto correspondieron a los períodos con mayores concentraciones de oxígeno disuelto, especialmente en Llico y Yani (Fig. 4.5,e-f). Julio, en las 6 estaciones, mostró las mayores concentraciones promedio de oxígeno disuelto y la menor variación (Fig. 4.5). En general, la mayor variabilidad temporal en la concentración de oxígeno ocurrió desde septiembre hasta diciembre. Por su parte, la temperatura media mensual mostró un ascenso persistente desde enero hasta mayo (alcanzando su máximo anual en abril en Llico). Desde mayo en adelante la temperatura media mensual descendió para elevarse nuevamente en noviembre. Desde julio hasta octubre las temperaturas mostraron menor variabilidad (Fig. 4.5).

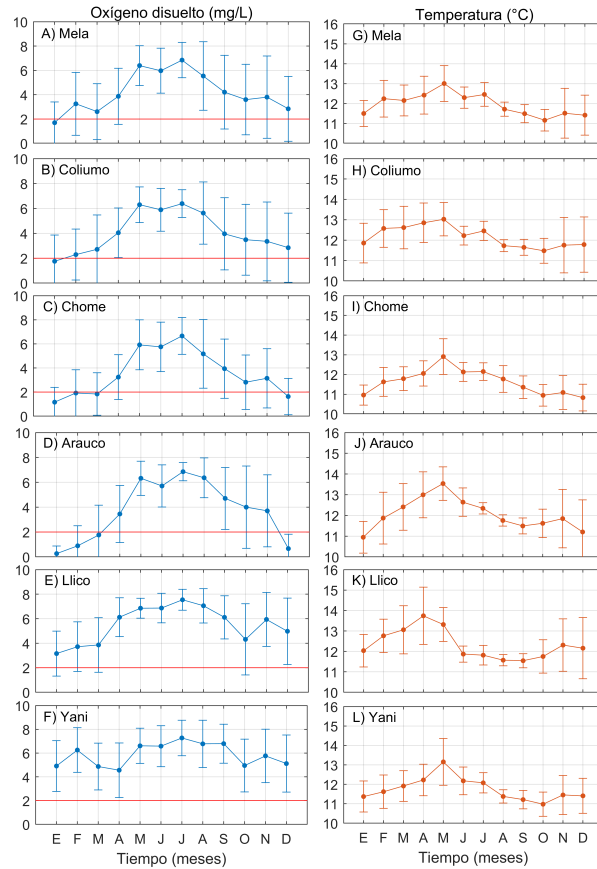


Figura 4.5: Promedio mensual del oxígeno disuelto (izquierda) y de la temperatura (derecha) de fondo para los anclajes distribuidos en el área de estudio. Las barras verticales indican una desviación estándar. Aquellas desviaciones <0 mg/L fueron omitidas ya que el límite inferior del oxígeno disuelto no muestra concentraciones negativas.

Variabilidad sinóptica

La variabilidad sinóptica entre 2 y 8 días del oxígeno disuelto fluctuó a lo largo del año y en los distintos lugares de muestreo. En Arauco y Llico esta variabilidad se concentró principalmente en octubre, noviembre y diciembre (Fig. 4.6,d-c). Por otra parte, Yani mostró una señal sinóptica durante gran parte del año (Fig. 4.6.f). En relación a la temperatura la banda sinóptica mostró energía exclusivamente en primavera-verano, mientras que en el período invernal la variabilidad sinóptica no fue significativa (Fig. 4.7).

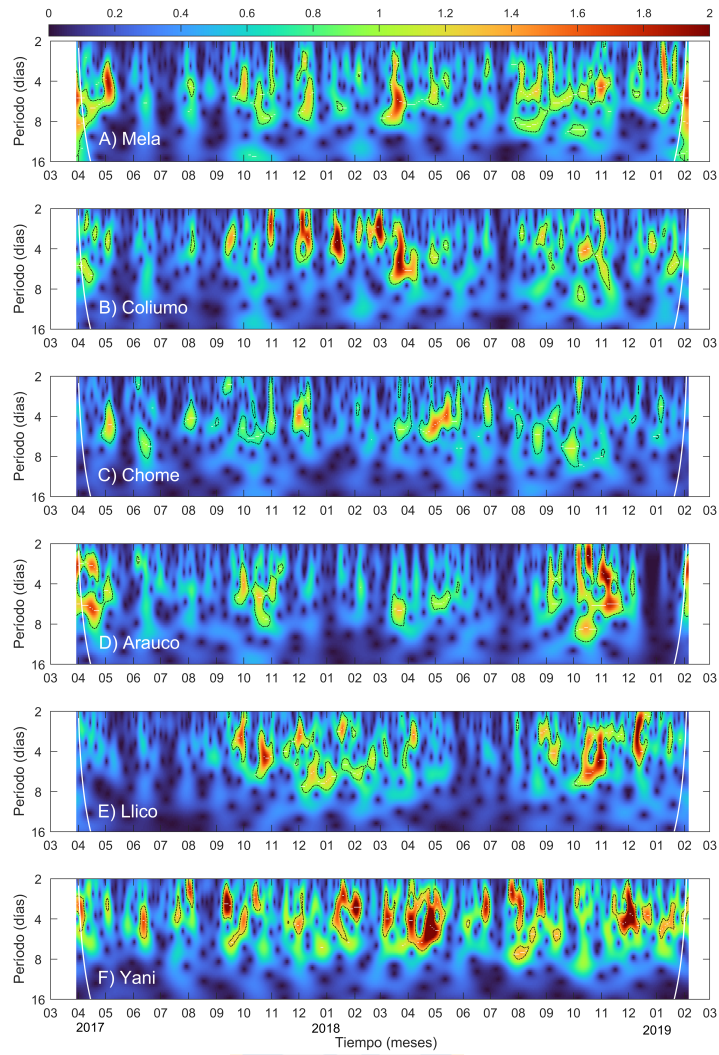


Figura 4.6: Análisis de wavelet para la variabilidad sinóptica del oxígeno disuelto de fondo en las 6 estaciones de estudio. La línea blanca define el cono de influencia dentro del cual los datos no están influenciados por los efectos de borde. La escala de colores indica la potencia espectral desde azul (baja potencia) hasta amarillo (alta potencia). Las líneas negras indican significancia estadística (90%). Marzo 2017 a febrero 2019.

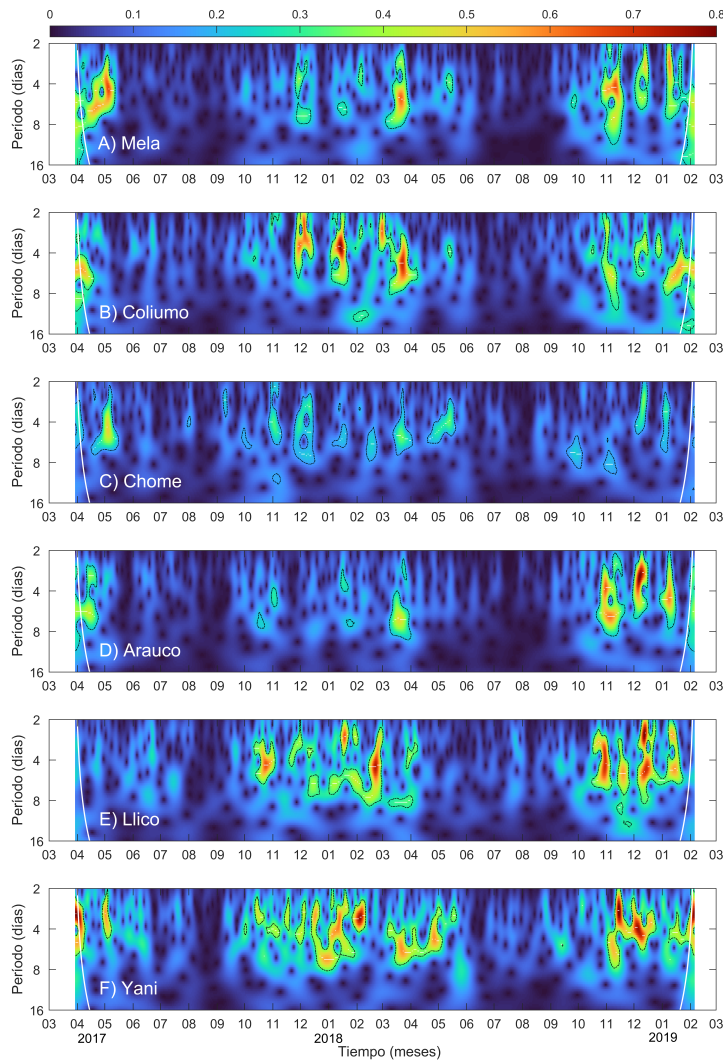


Figura 4.7: Análisis de wavelet para la variabilidad sinóptica de la temperatura en las 6 estaciones de estudio. La línea blanca define el cono de influencia dentro del cual los datos no están influenciados por los efectos de borde. La escala de colores indica la potencia espectral desde azul (baja potencia) hasta amarillo (alta potencia). Las líneas negras indican significancia estadística (90 %). Marzo 2017 a febrero 2019.

Variabilidad diaria

Una comparación de la variabilidad diaria del oxígeno disuelto mostró la ausencia de un ciclo diario definido en los meses de enero y julio de 2018. En enero, el oxígeno disuelto mostró hipoxia en Coliumo, Chome y Arauco (Fig. 4.8,b-d) mientras que Llico y Yani presentaron concentraciones sobre 3,5 mg/L (Fig. 4.8,e-f). Mela mostró valores de oxígeno disuelto cercanos a 2,0 mg/L entre las 14:00 y 18:00 (Fig. 4.8.a). En julio el oxígeno disuelto fluctuó entre 5,8 y 7,4 mg/L. Las localidades de Mela, Chome y Coliumo mostraron las menores concentraciones con un rango entre 5,8 y 6,6 mg/L. Arauco y Yani mostraron una variabilidad entre 6,6 y 7,2 mg/L. Por otra parte, tampoco se observó un ciclo diario

evidente en el caso de la temperatura. La temperatura de fondo fue más alta en julio que en enero, especialmente en Arauco (Fig. 4.8.j). Es destacable que Llico, también situado en la cabecera del golfo de Arauco, no mostró esta diferencia, sino, temperaturas similares (Fig. 4.8.k). Arauco y Chome mostraron las temperaturas más bajas en comparación al resto de la estaciones analizadas. Temperaturas mayores que $11,4^{\circ}\text{C}$ fueron observadas en las estaciones Coliumo y Llico.

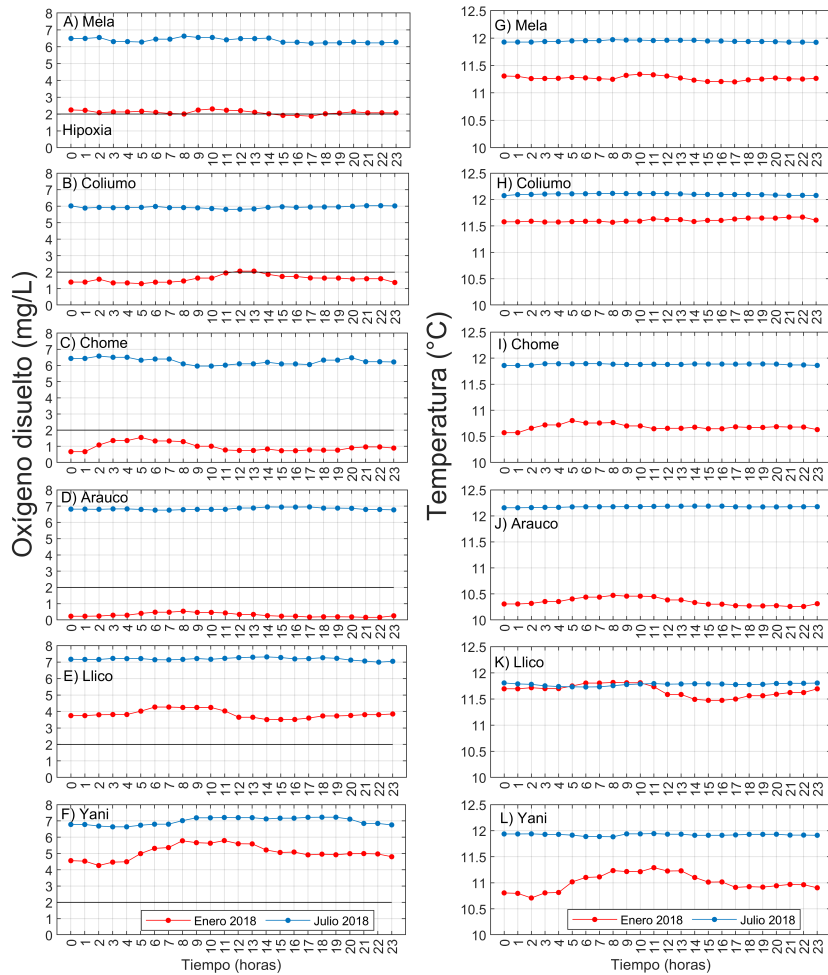


Figura 4.8: Ciclo diario del oxígeno disuelto (izquierda) y de la temperatura de fondo (derecha). La línea negra horizontal en los paneles de oxígeno disuelto indican el límite superior de la condición de hipoxia ($<2,0$ mg/L).

4.3.1. Relación del oxígeno disuelto y la temperatura de fondo con la profundidad

La temperatura promedio mostró una disminución con el aumento de la profundidad de instalación de los sensores y los anclajes más someros mostraron mayor variabilidad térmica que los de mayor profundidad. El oxígeno disuelto promedio no mostró una tendencia

clara con la profundidad (Fig. 4.9). Arauco presentó valores promedio anómalamente bajos de oxígeno disuelto y Yani valores anómalamente altos, considerando la profundidad de muestreo (Fig. 4.9.c). Por otra parte, las concentraciones promedio del oxígeno disuelto no siempre se encontraron relacionadas con las temperaturas promedio más bajas o las profundidades más altas. De hecho, Arauco y Chome presentan una diferencia de profundidad de 15 m y muestran las concentraciones promedio de oxígeno disuelto más bajas (cercasas a los 3,8 mg/L), asociadas con temperaturas de 12,05 y 11,50°C, respectivamente (Fig. 4.9.d).

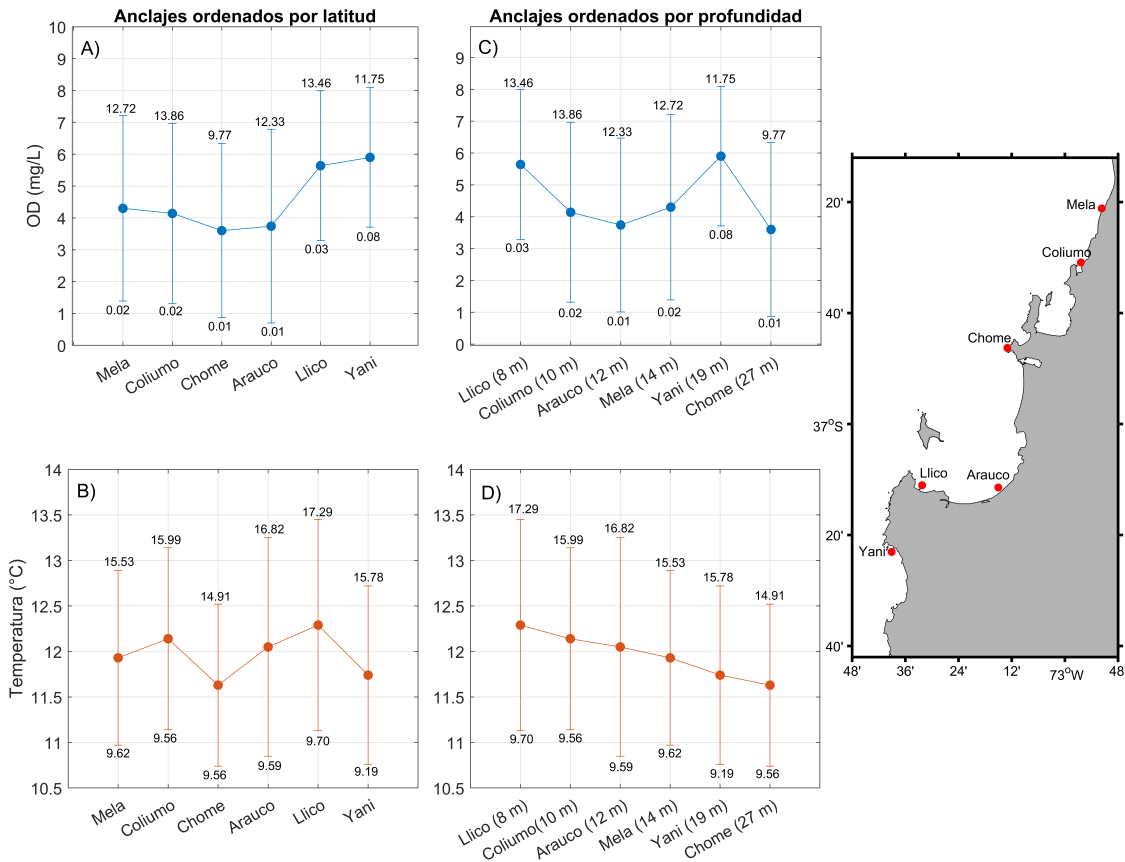


Figura 4.9: Anclajes agrupados latitudinalmente (a-b) y por profundidad (c-d) para el oxígeno disuelto y la temperatura de fondo. Los números sobre las barras de error (desviación estándar) indican el máximo y mínimo para cada variable.

4.4. Condiciones de viento y temperatura de fondo previas a la hipoxia (Etapa 1)

Independientemente de la duración e intensidad del evento hipóxico, en esta sección se analiza el estrés del viento acumulado en la estación punta Hualpén previo a cada evento

y en los 6 lugares de estudio por separado. Para esto, se determinó el número de eventos hipóxicos y su relación con el número de días de viento favorable a surgencia entre <1 y 10 días previos a cada evento. Considerando los 6 lugares, la mayoría de eventos hipóxicos ocurrió luego de 2 días de viento de surgencia persistente. Sólo Chome mostró un mayor porcentaje de eventos luego de 1 día de viento persistente. Cabe destacar, que en Chome ocurrió luego de 2 días de viento favorable a la surgencia. Este viento generó un 21 % de eventos hipóxicos porcentaje similar al generado por viento de 1 día (Tabla. 4.4).

Tabla 4.4: Porcentaje de eventos hipóxicos ocurridos en cada localidad según el número de días de viento de surgencia sostenido. La primera fila indica los días consecutivos de viento de surgencia previo al evento. La columna N corresponde al total de eventos hipóxicos identificados en cada localidad. Se destaca en negrita el número de días de viento sostenido con mayor ocurrencia de hipoxia. La profundidad nominal de cada anclaje se encuentra entre paréntesis.

Anclaje	<1d	1d	2d	3d	4d	5d	6d	7d	8d	9d	10d	>10d	N
Mela (14 m)	-	17	25	19	11	8	6	6	3	3	-	3	36
Coliumo (10 m)	4	20	32	22	12	2	-	6	-	2	-	-	50
Chome (27 m)	11	26	21	14	4	11	2	4	4	4	-	2	57
Arauco (12 m)	7	21	21	18	7	4	4	4	-	-	-	11	28
Llico (8 m)	5	24	26	12	7	7	7	5	2	5	-	-	42
Yani (19 m)	24	3	24	15	12	12	3	6	-	-	-	-	33

El estrés del viento acumulado promedio (N/m^2) en la estación punta Hualpén mostró que la mayor ocurrencia de eventos hipóxicos con viento soplando por 2 días en las localidades de Mela, Coliumo, Arauco y Llico se originó con un viento promedio entre 1,0 y 1,1 N/m^2 . Por otra parte en Chome, si bien, la mayor ocurrencia de eventos hipóxicos fue cuando el viento sopló por 1 día, la magnitud promedio para generar hipoxia fue similar (1,1 N/m^2) al viento de 2 días anteriormente descrito para las localidades de Mela, Coliumo, Arauco y Llico. Yani mostró mayor ocurrencia de hipoxia con viento promedio de 0,1 y 0,6 N/m^2 soplando en períodos <1 y 2 días, respectivamente (Tabla. 4.5). La relación entre los días de viento acumulado y el número de eventos hipóxicos se muestra en la Figura 4.10.

Tabla 4.5: Estrés de viento acumulado promedio en los días previos a un evento de hipoxia. El estrés de viento se muestra en N/m^2 . La primera fila indica los días de viento acumulado previo al evento.

Anclaje	<1d	1d	2d	3d	4d	5d	6d	7d	8d	9d	10d	>10d
Mela (14 m)	-	1,3	1,1	0,7	1,2	1,0	0,4	0,7	0,3	1,0	-	15,1
Coliumo (10 m)	0,1	1,0	1,1	0,8	0,9	0,9	-	1,0	-	1,3	-	-
Chome (27 m)	1,0	1,1	0,9	0,8	0,4	0,9	1,4	0,3	0,3	1,2	-	1,2
Arauco (12 m)	0,5	0,9	1,0	0,9	0,8	0,4	0,8	1,1	-	-	-	0,9
Llico (8 m)	0,6	1,1	1,0	1,2	1,5	0,6	1,0	0,9	1,0	0,9	-	-
Yani (19 m)	0,1	0,2	0,6	0,8	1,1	1,1	0,7	0,6	-	-	-	-

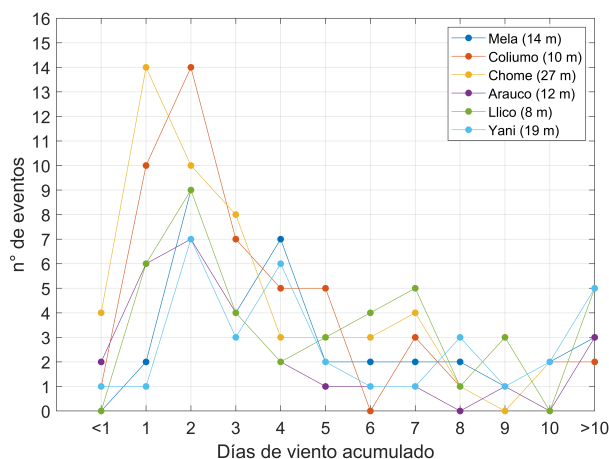


Figura 4.10: Número de eventos hipóxicos generados por el estrés del viento acumulado previo al inicio de la hipoxia.

4.5. Respuesta del oxígeno disuelto y la temperatura de fondo al forzamiento del viento costero (Etapa 2)

4.5.1. Eventos y duración de la hipoxia

En esta sección se define como evento hipóxico al decaimiento del oxígeno disuelto por debajo de 2,0 mg/L independiente de su duración que puede variar entre horas y días.

Durante los 22 meses de registro, las 6 localidades estudiadas mostraron un total de 246 eventos hipóxicos de distinta intensidad y duración. Sin embargo, para fines de esta investigación los eventos se cuentan como sucesos independientes para cada localidad. A lo largo de los casi dos años de registros las mayores ocurrencias se observaron en Chome

(57) y Coliumo (50) y la menor en Arauco (28). En todos los lugares los eventos de hipoxia fueron más recurrentes en los meses estivales que invernales. Mela, Coliumo, Chome, Llico y Yani, mostraron la mayor ocurrencia de eventos hipóxicos preferentemente en los meses de octubre, diciembre y enero. Por otra parte, Arauco mostró mayor ocurrencia de eventos en octubre y noviembre. En el período invernal sólo Arauco y Llico no registraron eventos hipóxicos (Tabla. 4.6).

Tabla 4.6: Número de eventos hipóxicos identificados en cada localidad. Nd1 corresponde al total de eventos hipóxicos en cada anclaje y Nd2 al total de eventos hipóxicos en cada mes.

Anclaje	E	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	Nd1
Mela (14 m)	5	2	4	3	1	1	-	4	4	5	3	4	36
Coliumo (10 m)	10	5	4	3	-	1	-	3	5	6	6	7	50
Chome (27 m)	5	3	5	6	2	2	1	3	7	8	7	8	57
Arauco (12 m)	1	2	2	3	-	-	-	-	5	6	6	3	28
Llico (8 m)	11	4	4	1	-	-	-	-	1	10	1	10	42
Yani (19 m)	6	1	2	9	2	-	1	1	-	5	2	4	33
Nd2	38	17	21	25	5	4	2	10	22	40	25	36	

En relación a la duración total (en días) de la hipoxia en cada localidad, enero corresponde al mes donde el agua hipóxica se mantuvo por más días en comparación al resto de los meses. En este contexto, las localidades de Arauco (61,8 días), Chome (38,2 días) y Mela (44,8 días) corresponden a los lugares con mayor duración de la hipoxia (Tabla. 4.7).

Tabla 4.7: Número de días totales de duración de la hipoxia en cada localidad. Entre paréntesis se muestra la profundidad nominal de cada anclaje.

Anclaje	E	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D
Mela (14 m)	44,8	15,1	16,6	16,2	0,4	1,6	-	10,9	19,4	24,4	22,6	27,6
Coliumo (10 m)	43,6	18,6	17,6	11,8	-	1,4	-	8,4	22,5	26,3	30,4	17,7
Chome (27 m)	38,2	13,8	16,4	8,0	1,5	2,8	0,9	13,8	14,9	30,3	27,2	27,6
Arauco (12 m)	61,8	23,8	21,3	15,8	-	-	-	-	11,0	26,5	19,9	50,9
Llico (8 m)	16,8	8,3	9,4	0,8	-	-	-	-	0,7	17,9	0,9	8,1
Yani (19 m)	10,2	1,7	3,1	13,4	3,8	-	1,5	1,4	-	3,0	2,4	5,1

Aunque Arauco mostró el menor número de eventos, la duración promedio mensual de la hipoxia en este lugar fue la mayor de las 6 localidades, siendo enero y febrero aquellos meses donde aguas con bajo contenido de oxígeno (<2,0 mg/L) permanecieron, en promedio, 61,8 y 17,0 días, respectivamente. Por otra parte, Mela, Coliumo y Chome mostraron períodos de condiciones hipóxicas bajo los 9 días, asociado al período estival. Finalmente, Llico y Yani presentaron los eventos de hipoxia más cortos a lo largo del año con menos de 1,7 días de duración promedio (Tabla. 4.8). De este modo, aunque Llico y

Arauco se encuentran en la cabecera del golfo de Arauco y a una distancia de sólo 20 km, la duración de los eventos fue ampliamente mayor en Arauco. Tomando en cuenta sólo los meses de diciembre, enero y febrero de los dos años de estudio (180 días en total) y la duración en días de los eventos hipóxicos (Tabla. 4.8), el porcentaje de días con hipoxia de ese total fue encabezado por Arauco (41,4%), seguido por Mela (13,0%), Chome (8,7%), Coliumo (5,9%), Yani (2,6%) y Llico (2,4%).

Tabla 4.8: Promedio mensual de la duración de la hipoxia (en días) en cada localidad, calculado como: número total de días de hipoxia en cada localidad / número de eventos hipóxicos identificados.

Anclaje	E	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D
Mela (14 m)	9,0	7,5	4,1	5,4	0,4	1,6	-	2,7	4,8	4,9	7,5	6,9
Coliumo (10 m)	4,4	3,7	4,4	3,9	-	1,4	-	2,8	4,5	4,4	5,1	2,5
Chome (27 m)	7,6	4,6	3,3	1,3	0,8	1,4	0,9	4,6	2,1	3,8	3,9	3,4
Arauco (12 m)	61,8	11,9	10,6	5,3	-	-	-	-	2,2	4,4	3,3	17,0
Llico (8 m)	1,5	2,1	2,4	0,8	-	-	-	-	0,7	1,8	0,9	0,8
Yani (19 m)	1,7	1,7	1,5	1,5	1,9	-	1,5	1,4	-	0,6	1,2	1,3

La Tabla. 4.9 muestra el porcentaje mensual de la duración de la hipoxia para cada localidad, calculado a partir de los días de duración de la hipoxia dentro de cada mes del año. El análisis mostró un dominio el agua hipóxica en el mes de enero. Se observó además que durante diciembre la ocurrencia de eventos hipóxicos fue mayor en Mela (44,5%), Chome (44,5%) y Coliumo (28,6%), mientras que en enero el mayor porcentaje de ocurrencia fue en Arauco (99,6%) y Mela (72,2%). Cabe destacar que Yani mostró un 22,3% de ocurrencia en abril seguido por Mela (26,9%) y Arauco (26,3%). En general, la mayor ocurrencia de eventos hipóxicos se concentró entre los meses de octubre-enero.

Tabla 4.9: Porcentaje mensual de la duración de la hipoxia en cada anclaje calculado como: el número de días totales de la hipoxia en cada mes / número de días en el mes. Se consideraron para el cálculo 2 meses en total para cada mes. M* indica que sólo se consideró 1 mes de marzo para el análisis porcentual.

Anclaje	E	F	M*	A	M	J	J	A	S	O	N	D
Mela (14 m)	72,2	26,9	53,5	26,9	0,6	2,7	-	17,5	32,36	39,4	37,6	44,5
Coliumo (10 m)	70,3	33,2	56,8	19,7	-	2,3	-	13,5	37,6	42,4	50,7	28,6
Chome (27 m)	61,6	24,7	52,8	13,3	2,4	4,6	1,5	22,2	24,9	48,9	45,3	44,5
Arauco (12 m)	99,6	42,4	68,5	26,3	-	-	-	-	1,1	28,8	1,5	13,1
Llico (8 m)	27,0	14,8	30,4	1,3	-	-	-	-	1,1	28,8	1,5	13,1
Yani (19 m)	16,4	3,1	4,9	22,3	6,1	-	2,4	2,2	-	4,9	4,0	8,2

4.5.2. Temperatura de fondo asociada a aguas hipóxicas

Los eventos hipóxicos detectados mostraron un rango de temperatura promedio que fluctuó entre 10,0 y 13,6°C, siendo Arauco y Llico las localidades con mayor variabilidad de la temperatura en el período estival (Fig. 4.11.b). Las hipoxias ocurridas en Yani desde octubre hasta febrero estuvieron asociadas a temperaturas promedio entre 10,0 y 11,0°C. Una tendencia similar se observó en Chome, consistente con el hecho que estos anclajes se encontraban a mayor profundidad. Se destaca que en el mes de enero, los eventos hipóxicos registrados en Arauco presentaron la temperatura promedio más baja (10,4°C) de los 6 anclajes y que los eventos ocurridos en marzo y abril presentaron las temperaturas promedio más altas (Fig. 4.11.a).

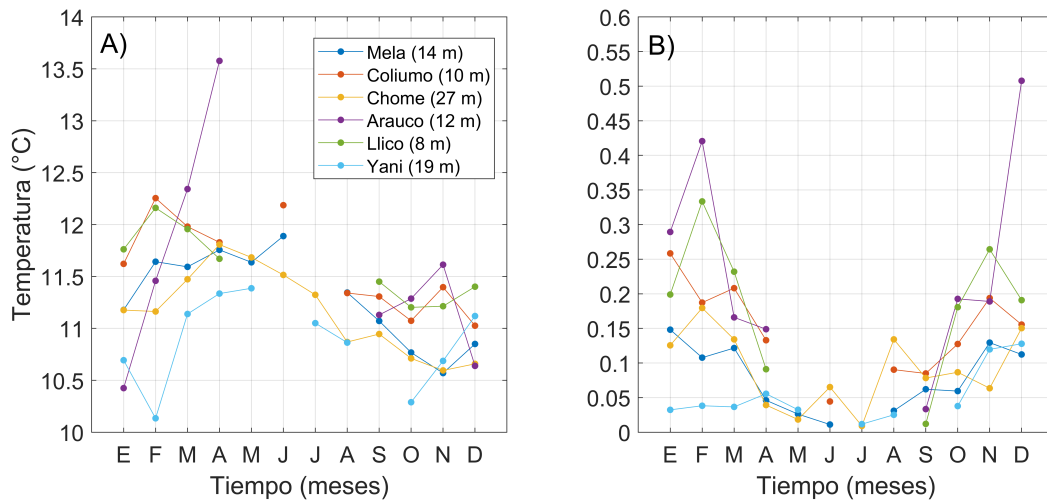


Figura 4.11: a) Temperatura de fondo promedio asociada con los eventos hipóxicos a lo largo del año y b) desviación estándar de la temperatura.

4.6. Distribución de la temperatura, salinidad y densidad asociadas a la hipoxia en la plataforma intermedia e interior

Utilizando dos cruceros hidrográficos de alta resolución espacial se determinó que el oxígeno disuelto en el fondo del Golfo de Arauco mostró variaciones principalmente en las estaciones costeras de menor profundidad, mientras que aquellas de mayor profundidad mantuvieron generalmente bajas concentraciones de oxígeno disuelto (<3 mg/L) en marzo y junio (Fig. 4.12). A fines de verano (marzo 2019) se identificaron 2 zonas con concentraciones >4 mg/L ubicadas al norte del Golfo de Arauco en Escuadrón y en la cabecera del golfo en las localidades cercanas a Arauco. Tubul y Llico mostraron concentraciones de

fondo >5 mg/L (Fig. 4.12.a). Por otra parte, en invierno (junio 2018) estas zonas de altas concentraciones de oxígeno disuelto (>5 mg/L) mostraron una mayor cobertura espacial, abarcando gran parte de la cabecera del golfo de Arauco y la costa. Se observó una particular variabilidad del oxígeno disuelto en la costa noreste del golfo de Arauco con una mayor oxigenación en verano que en invierno (Fig. 4.12.b).

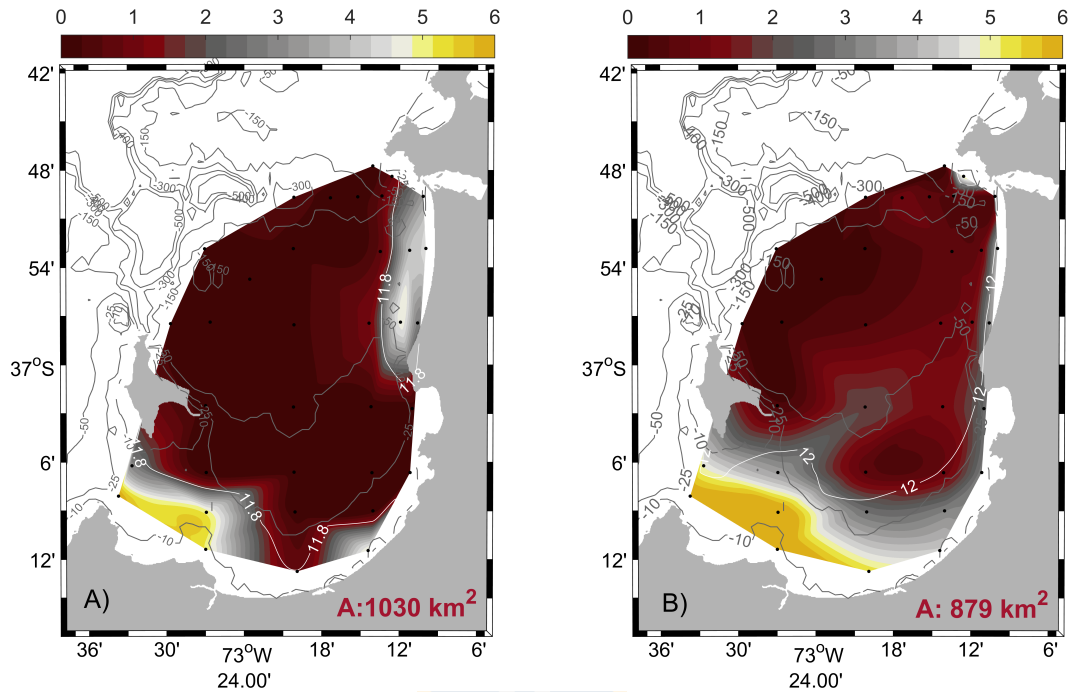


Figura 4.12: Distribución horizontal de oxígeno disuelto en el fondo del golfo de Arauco para las campañas a) marzo 2019 y b) junio 2018. La línea blanca indica la isoterma asociada a la hipoxia en cada campaña. La paleta de colores muestra la concentración de oxígeno disuelto en mg/L. La letra A en el margen derecho inferior muestra el área que cubrió el agua hipóxica de fondo.

En general, en verano la hipoxia en el fondo se encuentra relacionada con aguas más densas que en invierno. A fines de verano la hipoxia se asoció con la isopícna de $26,33$ Kg/m^3 y con temperatura y salinidad de $11,8^\circ\text{C}$ y $34,6$. El área que cubrió el agua hipóxica en el fondo del golfo de Arauco fue de 1030 km^2 (Fig. 4.12.a). En invierno, el agua hipóxica se asoció con aguas menos densas ($26,0$ y $26,2$ Kg/m^3), mientras que la temperatura para estas aguas fue de $12,0^\circ\text{C}$ y la salinidad de $34,35$ – $34,40$. El área cubierta por agua hipóxica en invierno fue de 879 km^2 (Fig. 4.12.b).

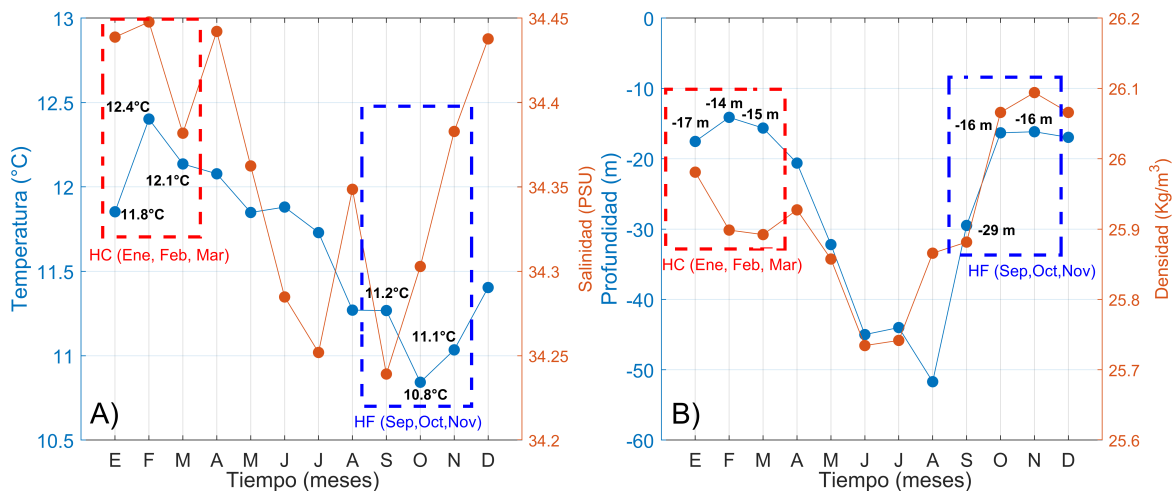


Figura 4.13: Variación anual de a) la profundidad en la columna de agua, b) temperatura, c) salinidad y d) densidad con que se asocia el límite superior de la hipoxia en la plataforma intermedia. Análisis basado en el registro mensual para la estación 18 de la Universidad de Concepción entre 2022 y 2012.

La variabilidad estacional de la densidad, la temperatura y la salinidad asociadas al límite superior del agua hipóxica para cada mes del año en la plataforma intermedia se muestra en la Fig. 4.13. El límite superior de agua hipóxica (<2 mg/L) fluctuó entre 44 y 52 m de profundidad en los meses de invierno (junio–agosto) y entre 17 y 14 m de octubre a marzo (primavera–verano). De febrero a octubre, la temperatura asociada con el límite superior de la hipoxia disminuyó constantemente de 12,4°C a 10,8°C (Fig. 4.13.a). Los meses de septiembre, octubre y noviembre mostraron las menores temperaturas asociadas a la hipoxia.

Aún cuando el límite superior de la hipoxia permanece cerca de la superficie de octubre a abril (Fig. 4.13.b), la temperatura asociada varía durante la temporada primavera–verano. Mientras que la hipoxia primaveral esta fuertemente asociada con las bajas temperaturas típicas de las surgencias costeras (hipoxia fría, HF), la hipoxia estival es más cálida debido al aumento de la radiación solar (hipoxia cálida, HC).

Capítulo 5

DISCUSIÓN

5.1. Surgencia costera y su impacto en la plataforma interior

De acuerdo a los resultados generados en este estudio, el viento costero mostró la estacionalidad característica de la zona centro-sur (30–42°S) de Chile dominada por la migración meridional del anticiclón del Pacífico Sur Oriental (APSO), el cual controla el régimen de viento hacia el Ecuador (Montecinos y Gomez, 2010). La señal estacional mostró viento hacia el noreste favorable a surgencia costera en primavera-verano, y viento hacia el suroeste en otoño-invierno, el cual exhibe mayor variabilidad que el viento del período estival (Muñoz et al., 2023). El primer modo empírico de los datos de vientos costeros mostró una señal estacional que representó un 38,1 % de la varianza, con dirección de oscilación alineada a la costa (N-S). Por su parte, la escala sinóptica con un máximo energético significativo entre 2 y 6 días se observó tanto en invierno como verano, siendo más intenso en invierno.

En la región centro-sur de Chile los vientos favorables a surgencia durante la temporada estival advectan aguas frías, ricas en nutrientes y bajas en oxígeno disuelto hacia la costa (Sobarzo et al., 2007). La intensidad de la surgencia depende de la magnitud de los vientos, los cuales se fortalecen en el período estival, levantando la pycnoclina y permitiendo la incursión de aguas con bajas concentraciones de oxígeno disuelto (Adams et al., 2016; De La Maza y Farías, 2023). Este mecanismo fue identificado en las localidades analizadas en este estudio, las cuales mostraron concentraciones hipóxicas cuando el viento fue favorable a surgencia costera. Sin embargo, según Wong et al., 2021, la intensidad de la surgencia depende también de la historia reciente de la columna de agua, del viento a lo largo de la costa integrado y del ciclo intensificación-relajación del viento. Además, los resultados se interpretaron teniendo en cuenta que los sensores de oxígeno se desplegaron en profundidades variables.

La hipoxia en la plataforma interior fue mayormente permanente durante los meses de enero analizados. Esto es consistente con los estudios realizados en la costas de Chile centro-sur los que muestran un máximo de viento favorables a la surgencia costera

en el mes de enero promoviendo la incursión de agua hipóxica hacia la costa (Letelier et al., 2009; Muñoz et al., 2023; Pinochet et al., 2019). No obstante, la literatura cita otros forzantes físicos (tiempo de residencia de las aguas, estratificación por agua dulce) y biogeoquímicos (respiración de la materia orgánica, aporte de nutrientes antropogénicos) que juegan un rol importante en la permanencia de las aguas hipóxicas en la costa influyendo en la duración en el tiempo y la intensidad de la hipoxia (Fennel y Testa, 2019). En este contexto, Arauco mantuvo aguas con bajo oxígeno durante 61,8 días, seguido por Mela (44,8 días), Coliumo (43,6 días) y Chome (38,2 días). Por otra parte, y en estos mismos meses, Llico y Yani no superaron los 16,8 días de permanencia de agua con bajo oxígeno. En el período invernal, la permanencia de la hipoxia fue menor e incluso no se registró agua con bajo oxígeno disuelto (<2 mg/L). Las localidades de Arauco y Llico no mostraron hipoxia en el período invernal. La hipoxia no mostró una relación consistente con la profundidad, es decir, bajas concentraciones de oxígeno disuelto no siempre se relacionaron con los anclajes más profundos. Por ejemplo, Arauco con una profundidad de 12 m mostró concentraciones promedio de oxígeno disuelto de fondo similares a las registradas en Chome, donde el sensor se instaló a una profundidad de 27 m. Se observó que la variabilidad del oxígeno disuelto se relacionó con la distribución de los anclajes en la zona costera, donde Mela–Coliumo, Chome–Arauco y Llico–Yani, mostraron variaciones similares en las concentraciones promedio del oxígeno disuelto.

La relación entre el estrés del viento integrado y el oxígeno disuelto mostró que la mayor cantidad de eventos hipóxicos se originaron preferentemente con viento a lo largo de la costa acumulado entre 1 y 2 días, lo que ocasionó entre un 21 y 32 % de la hipoxia en el área de estudio. Sólo Yani mostró mayor número de eventos hipóxicos con viento acumulado menor a 1 y 2 días lo que generó un 24 % de eventos hipóxicos. Respecto a la intensidad del viento, el promedio diario previo a un evento de hipoxia mostró fuertes vientos entre 1 y 2 días, con magnitudes promedios de 0,9 y 1,0 N/m², respectivamente. Por otra parte, el estrés del viento promedio acumulado menor a 1 día y mayor a 2 días rara vez superó 1,0 N/m². Estos resultados sugieren que la generación de la mayor parte de los eventos hipóxicos se relacionó directamente con períodos cortos de acumulación de viento, típicamente menor a 2 días. Por otra parte, aún cuando el viento sopló por períodos mayores a 2 días, la magnitud promedio diaria no fue lo suficientemente fuerte, para generar un mayor número de eventos hipóxicos en el área de estudio. Esto evidencia que los eventos hipóxicos se generaron con vientos particulares de intensidad y duración.

Por otra parte, los diagramas mensuales de la Fig. 5.1 muestran que la respuesta del oxígeno disuelto y la temperatura al estrés del viento acumulado varía dentro del propio mes, entre meses y entre años. Esto se puede apreciar en el mes de abril, donde el estrés del

viento acumulado fue similar en magnitud y dirección entre los dos años en estudio (2017 y 2018) pero las aguas de la plataforma interior fueron claramente más cálidas durante el año 2017 (1 a 5 grados de diferencia entre cada año). El oxígeno disuelto y la temperatura mostraron alta correlación ($>0,8$) en el período estival en las localidades de Mela, Coliumo, Chome y Arauco. Por otra parte, Llico y Yani mostraron una correlación menor que las localidades mencionadas anteriormente para el mismo período ($<0,8$). Cabe destacar, que Arauco y Llico mostraron correlaciones bajas y negativas entre los meses de mayo y agosto.

5.1.1. Eventos extremos de bajo oxígeno en Arauco

En forma excepcional el sensor ubicado en Arauco, a sólo 12 m de profundidad, mostró las mínimas de oxígeno más largas y severas de todos los otros anclajes instalados. Durante los veranos estudiados, la hipoxia se detectó en este lugar por períodos >25 días por mes, sin el aumento típico del oxígeno durante los eventos de relajación del viento, como en los otros anclajes. En este trabajo se sugiere que la permanencia de los eventos hipóxicos de fondo en este lugar responde tanto a la batimetría y retención de aguas en este sector, como también a la descomposición de la materia orgánica proveniente de floraciones algales (Sánchez et al., 2008) o de aquella de origen antropogénica (González-Saldía et al., 2019) que se ubica en la capa inferior de la columna de agua asociada a eventos de estratificación intensa que impiden la mezcla vertical. Un promotor de estos procesos de estratificación termal intensa podrían ser las sombras de surgencia descritas para el golfo de Arauco por Mardones et al., 2021; Wong et al., 2021. De este modo, en el golfo de Arauco convergen aguas hipóxicas de origen natural ubicadas en las capas de fondo producto de la surgencia costera, con estratificación termal intensa durante sombras de surgencia y una entrada superlativa de nutrientes de origen natural y antropogénico.

Hipoxias con estas características han sido observadas en la bahía de San Luis Obispo, costa central de California por Huie, 2021 donde la fuerte estratificación genera una barrera en la mezcla vertical entre las aguas superficiales y de fondo. Por lo tanto, durante los períodos de fuerte estratificación, las aguas superficiales tienen un contenido más alto de oxígeno debido al intercambio con la atmósfera mientras que las aguas de fondo son limitadas a bajas concentraciones de oxígeno disuelto por el limitado intercambio gaseoso con la sub-superficie. Esta barrera en la mezcla vertical se amplifica particularmente cuando se combina con altas tasas de respiración cercanas al fondo y cuando la materia orgánica en la columna de agua y en los sedimentos es degradada, particularmente después de grandes floraciones algales. Este mecanismo fue observado dentro de la bahía de San Luis Obispo y no fuera de esta, lo que destaca el papel de una línea de costa semicerrada y la ocurrencia de sombras de surgencia en el desarrollo de la hipoxia local. Estos argumentos sustentan la

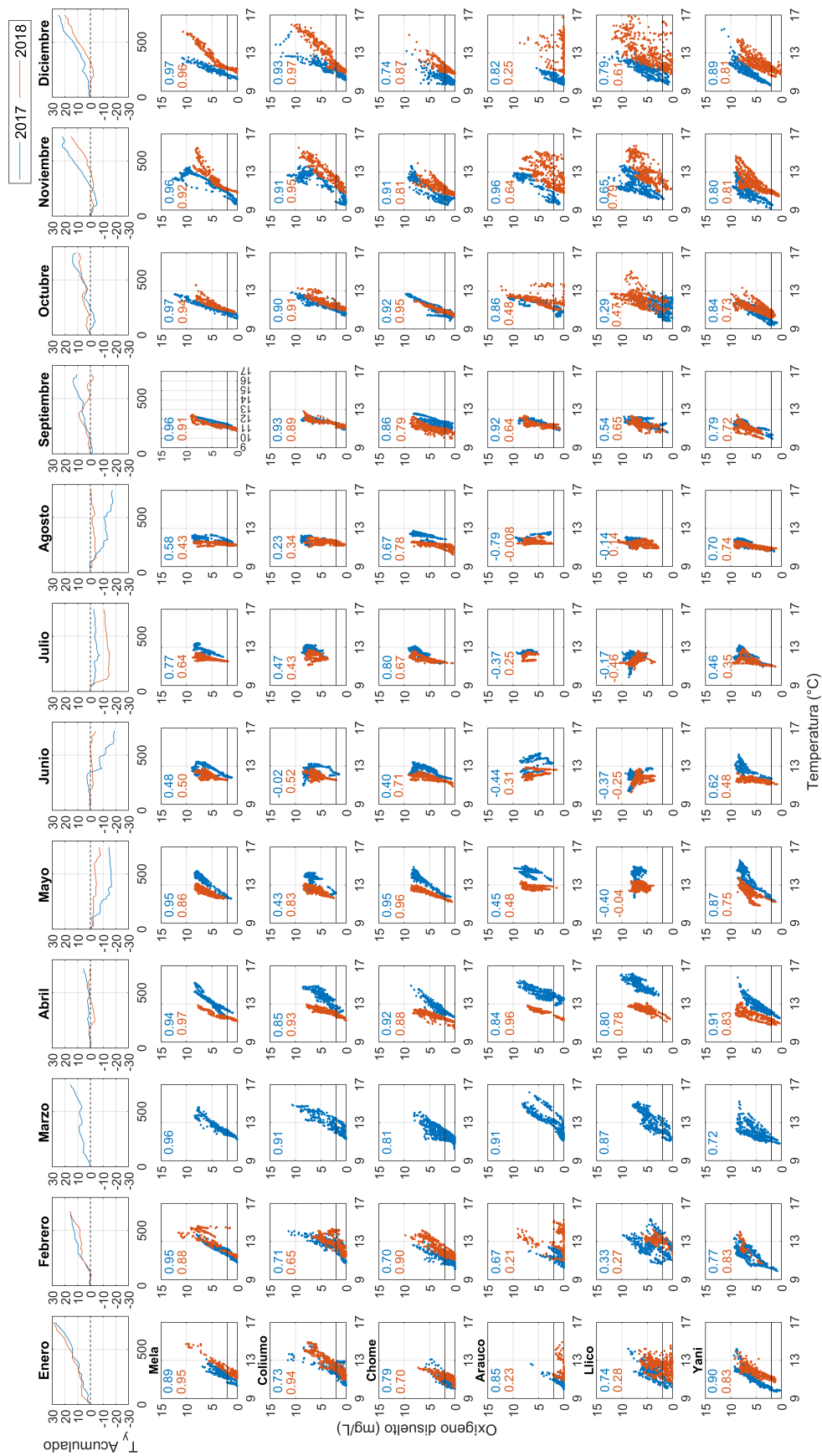


Figura 5.1: Correlaciones mensuales de la co-variabilidad del oxígeno disuelto y la temperatura para las 6 localidades en estudio, utilizando diagramas TO. Los paneles de la fila superior corresponden al estrés de viento acumulado mensual en Pa. La línea negra horizontal marca el límite superior de la hipoxia.

hipótesis que la permanente hipoxia en el sensor de Arauco se encuentra ligada a procesos físicos (viento y estratificación) y efectos biológicos que han sido descritos como causantes de la pérdida o disminución del oxígeno disuelto a niveles hipóxicos en otras localidades (Galán et al., 2020; Zhang et al., 2019).

5.1.2. Eventos regionales de hipoxia

Los eventos hipóxicos en el período de verano mostraron un comportamiento cuasi-regional en las localidades de Mela, Coliumo, Dichato, Chome y Arauco (Fig. 5.2,b-e). Si bien, estos eventos ocurrieron con un desfase de días en las diferentes localidades, la tendencia a la disminución en el oxígeno disuelto frente a un viento favorable a surgencia fue un comportamiento que se observó en las localidades anteriormente mencionadas. La permanente condición de hipoxia mostrada por Arauco y su posible causa fue discutida en la sección anterior.

La variabilidad del oxígeno disuelto y la temperatura en la localidad de Yani (Fig. 5.2.g), es un caso particular de estudio ya que aunque se encuentra expuesta a una zona de fuerte surgencia como es Punta Lavapié (Paolini-Cuadra et al., 2004), los niveles de oxígeno disuelto y temperatura no se relacionan con lo registrado en la literatura para el Agua Ecuatorial Subsuperficial (AESS) que asciende en el afloramiento costero. Las concentraciones promedio de oxígeno disuelto y temperatura en esta localidad fueron de $5,90 \pm 2,19$ mg/L y $11,74 \pm 2,19$ °C, respectivamente mientras que el índice termohalino de AESS indica valores de oxígeno disuelto $<2,0$ mg/L y temperaturas $<11,5$ °C (Sobarzo et al., 2007). Aquí se proponen dos posibles causas para explicar esta particularidad en Yani. La primera, se relaciona con la orientación de la línea de costa la cual conforma un pequeño sistema semicerrado abierto hacia el sur (4,2 km de ancho), lo que la deja expuesta a vientos favorables de surgencia y protegida de vientos de hundimiento costero (desde el norte). Esta particularidad en la línea de costa ha sido observada en el hemisferio norte (Chávez, 2014) y en las costas de Chile (Piñones et al., 2007), generando un aumento en la retención del agua dentro del área producto de la re-circulación, un aumento de la temperatura y la formación de un frente térmico con el océano costero adyacente. La morfología costera y su efecto sobre la dinámica costera define a estos lugares como trampas de surgencia (Largier, 2020). La variabilidad observada en la temperatura a lo largo del período de verano en Yani se relaciona con la movilidad del agua retenida en estos lugares, donde una relajación del viento puede mover el agua cálida a lo largo de la costa con dirección hacia el sur, ocasionando un gradiente térmico negativo, con eventos de enfriamiento dentro del área. Una segunda causa podría ser la separación hacia el noroeste del jet de surgencia de la costa en Punta Lavapié (37°S) ocasionado por la batimetría y

la topografía costera en la zona. El fluido tiende a desplazarse meridionalmente a lo largo de las isobatas lo que restringiría el ingreso de agua fría y baja en oxígeno hacia Yani. (Mesias et al., 2003) mencionan que la batimetría controla fuertemente la dirección del jet de surgencia en esta zona.

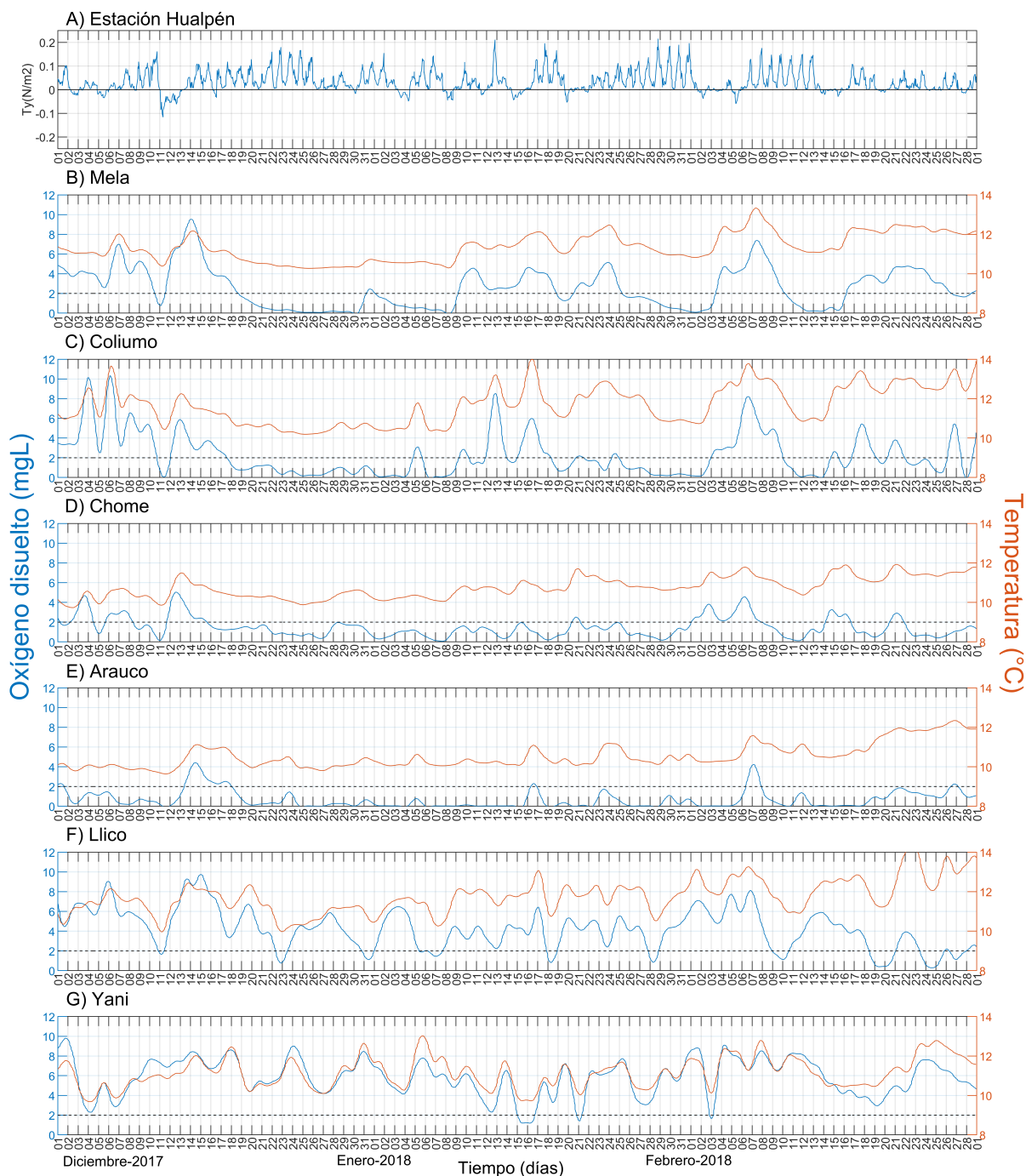


Figura 5.2: Serie temporal del estrés del viento meridional, el oxígeno disuelto y la temperatura para las 6 localidades analizadas en esta tesis. Los datos fueron filtrados con un filtro pasa-baja de 40 horas.

5.1.3. Hipoxia fría y cálida en la plataforma intermedia

El sistema de surgencias costeras frente a la zona central de Chile está inmerso en una Zona de Mínimo Oxígeno (ZMO, por sus siglas en inglés) entre ca. 100 y 400 m de profundidad (Pizarro-Koch et al., 2019). Si bien, el límite superior de la OMZ fluctúa estacionalmente en respuesta del estrés del viento controlado principalmente por el Anticiclón del Pacífico Sur (Schneider et al., 2006), los datos mensuales de la plataforma continental frente a Concepción (Estación 18) muestran que las aguas de fondo de la plataforma continental están permanentemente hipóxicas, excepto por algunos meses de invierno cuando el agua del fondo experimenta una mayor oxigenación y el límite superior de la hipoxia se profundiza (De La Maza y Farías, 2023).

La señal hipóxica fría y cálida analizadas en este estudio fue descrita previamente por Walter et al., 2022 para la bahía de San Luis Obispo (California) donde se identificaron dos regímenes de hipoxia costera. En primavera, las relaciones T-OD en la costa y la plataforma fueron similares, los vientos de surgencia fueron mas fuertes, la estratificación vertical débil y las fluctuaciones de OD mostraron amplitudes pequeñas. Durante el verano, las temperaturas cerca de la costa fueron mas altas, los vientos favorables a la surgencia fueron débiles a moderados, hubo una estratificación mas fuerte y una mayor amplitud de las fluctuaciones de OD. En general, los regímenes descritos por Walter et al., 2022 en la plataforma intermedia fueron similares a los descritos en este estudio para la costa central de Chile. Cabe señalar que los registros de OD y temperatura analizados por Walter et al., 2022 corresponden a un único período primavera-verano de surgencia costera para el hemisferio norte (marzo a agosto de 2017). En nuestro caso, el lapso de observaciones mensuales en la plataforma intermedia (2002–2012) nos permitió identificar un límite superior hipóxico casi permanente en invierno.

5.1.4. Cañones submarinos y su rol en la advección de aguas de surgencia en plataforma interior

Adicionalmente, es probable que el cañón submarino del Biobío, ejerza un rol importante en la advección de aguas de surgencia hacia la plataforma interior (Sobarzo et al., 2016). Esto podría explicar hipoxias independientes del forzamiento del viento en las localidades de Chome y Mela las cuales se encuentran próximas a los cañones del Biobío e Itata, respectivamente.

La presencia de cañones submarinos como generadores de eventos de surgencia, independientes del viento, y bajo el efecto de otros forzantes, ha sido estudiado para las costas de Chile (Sobarzo et al., 2016) como también en otros sistemas de borde oriental (Saldías

et al., 2021), evidenciando el rol que juegan en el ascenso de aguas desde el fondo hacia la superficie costera generado por el paso de ondas atrapadas a la costa que viajan hacia el sur (en el hemisferio sur).

Saldías y Allen, 2020 mediante modelación numérica idealizada en una línea de costa recta, demostraron que la presencia de un cañón en la plataforma con viento favorable a surgencia, genera advección de aguas desde el fondo hacia el interior del cañón, lo cual no se observó en la modelación sin cañón. Por otra parte, Sobarzo et al., 2016 mediante observaciones de corrientes y temperaturas en el cabecera del cañón del Biobío registraron eventos de ascenso de aguas frías hacia el interior de la plataforma en Concepción durante el paso de ondas atrapadas a la costa. El ascenso de aguas desde el fondo mediante un cañón submarino, deja en evidencia, que la incursión de aguas con bajo contenido de oxígeno disuelto asociadas al fondo, no se encuentra totalmente ligada a procesos de surgencia por viento, aún así, ambos forzantes pueden actuar conjuntamente como se demostró en la investigación de Saldías y Allen, 2020. Estos pulsos de agua fría podrían estar ingresando agua con bajo oxígeno hacia la plataforma interior, señal presente en las series temporales de Mela y Chome.

Finalmente, el presente estudio constituye la primera investigación en esta zona costera ($36^{\circ}32' - 37^{\circ}36'S$) que analiza la persistencia de aguas hipóxicas dentro de la plataforma interior (típicamente a menos de 30 m de profundidad), incluidas varias bahías a lo largo de 260 km de costa mediante datos observacionales registrados en 6 localidades por 2 años. Estas observaciones fueron realizadas con sensores autónomos instalados en el borde costero a distintas profundidades lo que permitió obtener una visión espacial de la variabilidad del oxígeno disuelto. Por otro lado, el despliegue de estos sensores en lugares costeros como el golfo de Arauco, Bahía Coliumo, Rumena (localidad cercana a Punta Lavapié) y las desembocadura de los ríos Itata y Biobío permitió contrastar la variabilidad del oxígeno disuelto entre localidades y estudiar patrones locales de oxígeno disuelto. En este contexto, la instalación de sistemas de monitorio de oxígeno en la costa es crucial para comprender la variabilidad de la hipoxia en un escenario de cambio climático, donde zonas como el Golfo de Arauco mantienen concentraciones de oxígeno disuelto anóxicas y puede ser estudiado como un laboratorio natural de las condiciones ambientales en un escenario de cambio climático.

Capítulo 6

CONCLUSIÓN

1. La variabilidad del viento en la zona costera mostró una fuerte influencia de la topografía evidenciando el efecto de la línea de costa irregular que muestra el área de estudio sobre el módulo del viento. Se propone que la estación Hualpén, ubicada en punta Hualpén y desprotegida de elevaciones topográficas cercanas, es representativa de la variabilidad costera. El eje de máxima variabilidad orientado en sentido suroeste–noreste es consistente con la señal del viento a lo largo de costa generada por la migración del Anticiclón del Pacífico Sur Oriental.

2. El viento costero mostró un fuerte ciclo diurno identificado en la señal espectral que se encuentra asociado a la briza marina del período estival (Sobarzo et al., 2010). La estación Hualpén mostró un ciclo significativamente energético en la componente meridional. La amplitud promedio del oxígeno disuelto y la temperatura de fondo mostró una mayor amplitud durante el verano (OD= 0,79 mg/L; T= 0,27°C) que en invierno (OD= 0,39 mg/L; T= 0,05°C). La banda sinóptica estudiada mediante el análisis de wavelet indicó una concentración importante de energía entre dos y ocho días generadora de vientos favorables (desfavorables) a la surgencia (hundimiento costero). En esta banda la amplitud promedio del oxígeno disuelto de fondo fue mayor en invierno (OD= 3,72 mg/L) que en verano (OD= 1,98 mg/L), mientras que, la temperatura de fondo mostró una amplitud de 0.36°C en invierno y de 0.70°C en verano. Finalmente la amplitud promedio en la escala estacional fue mayor en el oxígeno disuelto (OD= 4,82 mg/L) que en la temperatura (T= 2,10°C).

3. El efecto del estrés del viento acumulado sobre el oxígeno disuelto como generador de eventos hipóxicos dejó en evidencia que la generación de un evento depende de las características de la magnitud y la duración del viento. El viento acumulado en 1 y 2 días, el cual mostró la mayor magnitud promedio, generó la mayor cantidad de eventos hipóxicos en las 6 localidades analizadas.

3. Respecto a la relación entre el oxígeno disuelto y la temperatura, la hipoxia de fondo se asoció con aguas entre 10,0 y 13,6°C, siendo Arauco y Llico las localidades con mayor variabilidad de la temperatura de fondo. Por otra parte, la permanencia de aguas con bajo contenido de oxígeno disuelto fue mayor en el período estival que invernal.

4. Arauco ubicado en la plataforma interior mostró la mayor permanencia de la hipoxia

en las 6 localidades analizadas en este estudio. La intensa y casi permanente hipoxia en Arauco durante el verano debe tener un componente biológico (consumo) porque los niveles de oxígeno disuelto en este sitio son menores que en la ST18 (plataforma intermedia). Se propone evaluar a esta región del golfo de Arauco como "zona muerta" durante el período estival.

5. La aparición de sombras de surgencia en el golfo de Arauco, típicas de primavera y verano, aumentan el tiempo de residencia de las aguas superficiales y la estratificación térmica (Wong et al., 2021). Esta condición puede aumentar localmente la gravedad de la hipoxia costera, lo que induce un estrés fisiológico adicional para los organismos marinos. Por lo tanto, es probable que las bahías del centro de Chile sean microclimas marino-costero que pueden servir como sistemas centinelas de los impactos costeros del cambio climático (Walter et al., 2022).

4. La distribución de fondo del oxígeno disuelto en el golfo de Arauco mostró una permanente área cubierta por bajo oxígeno situada en el centro del golfo. Por otra parte, la variabilidad estacional de la hipoxia de fondo abarcó 1030 km² en el verano tardío y 879 km² en invierno. Cabe destacar que estos resultados corresponden a 2 cruceros realizados en marzo 2019 y junio 2018 en el golfo de Arauco, pero representan una primera aproximación de la distribución de la hipoxia en este golfo.

5. El límite superior de las aguas hipóxicas (concentraciones <2,0 mg/L) en la plataforma intermedia fluctuó, en promedio, desde -52 m, en invierno, a -14 m en verano. Se observó además, que el límite superior de la hipoxia es permanente en la plataforma intermedia durante todo el año variando estacionalmente en profundidad. Dos regímenes de hipoxia en el período estival fueron descritos: i) hipoxia fría: ocurre entre los meses de septiembre a noviembre. El límite superior se sitúa a una profundidad promedio de -20 m y la temperatura promedio asociada a la hipoxia es de 11,0°C y ii) hipoxia cálida: ocurre entre los meses de enero a marzo. El límite superior se sitúa a una profundidad promedio de -15 m y la temperatura asociada a la hipoxia es de 12,1°C.

Sobre las conclusiones descritas en este capítulo se aprueba la hipótesis propuesta en esta tesis: *El arribo de aguas hipóxicas a la plataforma interior ocurre cuando el viento favorable a la surgencia costera ha forzado la capa superficial por al menos, dos días seguidos.*

Marine Environmental Research

Local-scale patterns of coastal hypoxia in an upwelling region

--Manuscript Draft--

Manuscript Number:	MERE-D-24-00018
Article Type:	Full Length Article
Keywords:	dissolved oxygen, hypoxia, dead zone, coastal upwelling, inner shelf
Corresponding Author:	Richard Muñoz Herrera, Ph.D. Student University of Concepción Concepción, Región del Bío-bío, Concepción CHILE
First Author:	Richard Muñoz Herrera, Ph.D. Student
Order of Authors:	Richard Muñoz Herrera, Ph.D. Student Fabián Tapia, PhD Marcus Sobarzo Bustamante
Abstract:	<p>Hypoxia events driven by the onshore advection of oxygen-poor upwelling waters have become an increasingly common occurrence along Eastern Boundary Upwelling Ecosystems. More frequent or intense drops in nearshore oxygen concentrations can be a source of physiological stress for many coastal species, thus influencing their behavior, population dynamics, and geographic distribution. To better understand these effects, it is necessary to determine the periodicity of hypoxia in the inner shelf, its response to upwelling-favorable winds, and the local factors that may modify its intensity and duration. Here, we used a two-year record of near-bottom dissolved oxygen (DO) and water temperature from seven sites spanning 260 km of the upwelling coast of Central Chile, to characterize the local variability in oxygen concentration and its coherence with coastal winds. The temporal patterns observed in the inner shelf were compared with 10 years of monthly hydrographic profiles from a mid-shelf station in the region, located ca. 30 km offshore. The spatial structure of hypoxia events was inferred from hydrographic data gathered during two surveys conducted in winter and late summer in the Gulf of Arauco. Hypoxia events ($DO < 2.0$ mg/L) occurred predominantly in the austral summer and exhibited substantial among-site differences in both their duration and intensity. Hypoxic waters appeared at the inner shelf sites 2 ± 1 days after the onset of upwelling-favorable winds. The longer-term hydrographic dataset from the middle shelf revealed two distinct types of hypoxia in this coastal region: a cold hypoxia from September to November (spring), and a warm hypoxia from January to March (summer). Among the inner-shelf sites, Arauco showed the most prolonged (70% of the time spanned by our records) and severe hypoxia of the seven inner-shelf sites, with DO levels below those observed at the mid-shelf during active upwelling. We hypothesize that the intense and quasi-permanent hypoxia in Arauco in spring-summer must have a biological component (consumption) that amplifies the severity of hypoxia. Physical processes such as upwelling shadows can increase residence times, surface temperatures, and thermal stratification in the Gulf of Arauco during spring-summer. This condition may enhance the hypoxia-induced physiological stress for marine organisms. Our results highlight the strong influence that climate change is already having on the bays of central Chile, and suggest that nearshore habitats along this and other upwelling regions are experiencing similar stress. Finally, the possibility of considering the Gulf of Arauco as a “dead zone” during the summer should be evaluated.</p>
Suggested Reviewers:	<p>Ryan Walter, PhD Professor Associate, California Polytechnic State University rkwalter@calpoly.edu Dr. Ryan Walter has conducted hypoxia studies associated with upwelling wind forcing and other physical forcing.</p> <p>Zouhair Lachkar, PhD Senior Research, New York University Abu Dhabi zouhair.lachkar@nyu.edu His research interests are in the areas of oceanography, climate, and marine</p>

biogeochemistry, with an emphasis on the use of numerical models to study the coupling between ocean circulation and global biogeochemical cycles. The focus of his current research is on the dynamics of oxygen-minimum zones in the north Indian Ocean and in Eastern Boundary Upwelling Systems and their vulnerability to climate change and rising atmospheric carbon concentrations.

Carlos Alberto Herrera Becerril, Bachelor of Earth Sciences
teacher assistant, National Autonomous University of Mexico
carlos.herrera.becerril@gmail.com

I consider that Professor Carlos Herrera can contribute to the revision of the article since he published the following work: Statistical identification of coastal hypoxia events controlled by wind-induced upwelling, which is well related to the writing that is being reviewed.

Alexander Galán, PhD
Reseacher, Catholic University of the Maule
agalan@ucm.cl

Dr. Alexander Galan has worked on hypoxia and upwelling wind in the paper: The role of upwelling intermittence in the development of hypoxia and nitrogen loss over the Oregon shelf.



Declaration of interests

The authors declare that they have no known competing financial interests or personal relationships that could have appeared to influence the work reported in this paper.

The authors declare the following financial interests/personal relationships which may be considered as potential competing interests:

Fabian Tapia reports financial support and equipment, drugs, or supplies were provided by ANID-Proyecto Fondecyt 1161512. Marcus Sobarzo reports a relationship with University of Concepción that includes: employment. Fabian Tapia reports a relationship with University of Concepción that includes: employment. None of the members participating in this publication declare conflicts of interest among themselves. If there are other authors, they declare that they have no known competing financial interests or personal relationships that could have appeared to influence the work reported in this paper.



Local-scale patterns of coastal hypoxia in an upwelling region

Richard Muñoz^{a,b}, Fabián Tapia^{c,d,e}, Marcus Sobarzo^{c,f,d,f}

^a*Programa de Postgrado en Oceanografía, Universidad de Concepción, Concepción, Chile*

^b*Departamento de Ecología, Facultad de Ciencias, Universidad Católica de la Santísima Concepción, Concepción, Chile.*

^c*Departamento de Oceanografía, Facultad de Ciencias Naturales y Oceanográficas, Universidad de Concepción, Concepción, Chile*

^d*Centro de Investigación Oceanográfica COPAS Coastal, Universidad de Concepción, Chile*

^e*Centro Interdisciplinario para la Investigación Acuícola INCAR, Universidad de Concepción, Concepción, Chile*

^f*Programa de Estudios Ecosistémicos del Golfo de Arauco PREGA, Universidad de Concepción, Concepción, Chile*

Abstract

Hypoxia events driven by the onshore advection of oxygen-poor upwelling waters have become an increasingly common occurrence along Eastern Boundary Upwelling Ecosystems. More frequent or intense drops in nearshore oxygen concentrations can be a source of physiological stress for many coastal species, thus influencing their behavior, population dynamics, and geographic distribution. To better understand these effects, it is necessary to determine the periodicity of hypoxia in the inner shelf, its response to upwelling-favorable winds, and the local factors that may modify its intensity and duration. Here, we used a two-year record of near-bottom dissolved oxygen (DO) and water temperature from seven sites spanning 260 km of the upwelling coast of Central Chile, to characterize the local variability in oxygen concentration and its coherence with coastal winds. The temporal patterns observed in the inner shelf were compared with 10 years of monthly hydrographic profiles from a mid-shelf station in the region, located ca. 30 km offshore. The spatial structure of hypoxia events was inferred from hydrographic data gathered during two surveys conducted in winter and late summer in the Gulf of Arauco. Hypoxia events ($DO < 2.0$ mg/L) occurred predominantly in the austral summer and exhibited substantial among-site differences in both their duration and intensity. Hypoxic waters appeared at the inner shelf sites 2 ± 1 days after the onset

1
2
3 of upwelling-favorable winds. The longer-term hydrographic dataset from the middle shelf
4 revealed two distinct types of hypoxia in this coastal region: a cold hypoxia from September
5 to November (spring), and a warm hypoxia from January to March (summer). Among the
6 inner-shelf sites, Arauco showed the most prolonged (70% of the time spanned by our records)
7 and severe hypoxia of the seven inner-shelf sites, with DO levels below those observed at the
8 mid-shelf during active upwelling. We hypothesize that the intense and quasi-permanent
9 hypoxia in Arauco in spring-summer must have a biological component (consumption) that
10 amplifies the severity of hypoxia. Physical processes such as upwelling shadows can increase
11 residence times, surface temperatures, and thermal stratification in the Gulf of Arauco dur-
12 ing spring-summer. This condition may enhance the hypoxia-induced physiological stress for
13 marine organisms. Our results highlight the strong influence that climate change is already
14 having on the bays of central Chile, and suggest that nearshore habitats along this and other
15 upwelling regions are experiencing similar stress. Finally, the possibility of considering the
16 Gulf of Arauco as a “dead zone” during the summer should be evaluated.

17
18
19
20
21
22
23
24
25
26
27
28
29
30
31
32
33
34
35
36
37
38
39
40
41
42
43
44
45
46
47
48
49
50
51
52
53
54
55
56
57
58
59
60
61
62
63
64
65

Keywords: dissolved oxygen, hypoxia, dead zone, coastal upwelling, inner shelf

1. Introduction

2 Over the past five decades, there have been substantial changes in the heat content and
3 oxygenation of the ocean’s interior (Abraham et al., 2013; Schmidtke et al., 2017; García-
4 Soto et al., 2021). In addition to a decline in oxygen solubility due to warmer temperatures,
5 a stronger thermal stratification of the surface ocean reduces wind mixing and ventilation,
6 enhancing the deoxygenation effect of global warming (Deutsch et al., 2015). Also, the mid-
7 depth ocean water masses with low to very low oxygen content, known as Oxygen Minimum
8 Zones (OMZ), have expanded across various ocean regions, especially along the Equatorial
9 Pacific and the Peru-Chile coast (Breitburg et al., 2018). Along this region, as in other East-
10 ern Boundary Currents, wind-driven upwelling on shelf circulation promotes the intrusion

Email address: msobarz@udec.cl (Marcus Sobarzo)

Preprint submitted to Marine Environmental Research

January 6, 2024

1
2
3
4 11 of cold, nutrient-rich but oxygen-deficient waters into nearshore habitats (Grantham et al.,
5 12 2004; De La Maza & Farías, 2023).
6

7 13 In upwelling regions, coastal circulation is predominantly driven by Equatorward merid-
8 14 ional winds and modified by the interaction of upwelling-driven flows with coastal bathymetry
9 15 (Kirincich et al., 2005; Sobarzo et al., 2007). An exposed and straight shoreline influenced
10 16 only by upwelling is expected to exhibit fluctuations in near-bottom dissolved oxygen (NBO)
11 17 with a periodicity similar to the cycles of intensification and relaxation of upwelling-favorable
12 18 winds. In a complex shoreline, on the other hand, sections that are protected from the direct
13 19 influence of upwelling (e.g., within bays) are likely to perceive changes in dissolved oxygen
14 20 (DO) with different periodicity and/or intensity due to the interaction of upwelling-driven
15 21 flows with local bathymetry, locally-enhanced thermal stratification and longer residence
16 22 times of low-oxygen waters (Booth et al., 2012; Walter et al., 2014; Du & Shen, 2016).
17 23 Higher-frequency wind variability, such as diurnal sea breezes, may locally modify inner
18 24 shelf circulation patterns and the cross-shelf exchange of water and its properties (Kaplan
19 25 et al., 2003; Woodson et al., 2007). Furthermore, intra-seasonal modulation of thermocline
20 26 depth by mesoscale features such as coastally trapped waves may modify the source depth
21 27 and the physical-chemical conditions of upwelled water brought to shore(Sobarzo et al.,
22 28 2016). Together, all of these factors induce a high degree of spatial heterogeneity in the
23 29 intensity and periodicity of fluctuations in water temperature, dissolved oxygen, and other
24 30 chemical properties associated with coastal upwelling (Tapia et al., 2009, 2014; Chan et al.,
25 31 2017; Hernández & Tapia, 2021).
26
27
28
29
30
31
32
33
34
35
36
37
38
39
40
41
42

43 32 The inner shelf is a dynamic and complex environment that holds particular relevance for
44 33 the life cycle of numerous species of fish and invertebrates as well as human activities such as
45 34 fishing and aquaculture. Many pelagic and benthic species rely on the high productivity of
46 35 coastal waters to harbor their early life stages, either as planktonic larvae or benthic juveniles
47 36 feeding and seeking shelter in subtidal habitats. Although coastal ecosystems in upwelling
48 37 regions have been exposed to sub-surface hypoxia for centuries or even millennia (Moffitt
49 38 et al., 2015), the geographic extent and intensity of coastal hypoxia events appear to have
50 39 increased recently (Wetzel et al., 2001). The intensification of upwelling-favorable winds
51
52
53
54
55
56
57
58
59
60
61
62
63
64
65

1
2
3
4 40 along Eastern Boundary Currents (Bakun, 1990; Sydeman et al., 2014; Rykaczewski et al.,
5 41 2015; Schneider et al., 2017), has enhanced the onshore advection of nutrient-rich hypoxic
6 42 waters (Adams et al., 2013) and promoted increased primary productivity in some coastal
7 43 regions (Vargas et al., 2007; Gutiérrez et al., 2011; Weidberg et al., 2020). Additionally,
8 44 increased coastal eutrophication associated with anthropogenic activities has enhanced the
9 45 deoxygenation of shallow waters due to excess organic matter, turning an increasing number
10 46 of bays into "dead zones" where hypoxia is a periodic or even permanent condition (Diaz &
11 47 Rosenberg, 2008).

12
13
14
15
16
17
18
19 48 In the eastern South Pacific, the oxygen-poor water associated with the OMZ is located
20 49 at intermediate depths (100-500 m) and is mainly composed of Equatorial Subsurface Wa-
21 50 ter (ESSW), which is transported southward along the coast by Peru-Chile Undercurrent
22 51 (PCUC). The distribution of OMZ waters along the coast shows a heterogeneity strongly re-
23 52 lated to the intensity of poleward transport by the PCUC, and its interaction with advective
24 53 processes such as meridional jets and mesoscale eddies (Pizarro et al., 2015; Pizarro-Koch
25 54 et al., 2019). In central Chile, the inflow of ESSW towards the continental shelf is strongly
26 55 linked to coastal upwelling, hence the correlation observed between the volume of hypoxic
27 56 seawater and upwelling favorable winds in spring-summer months (Sobarzo et al., 2007;
28 57 Farías et al., 2015; Testa et al., 2018). During the winter, the predominant conditions of
29 58 high ventilation increase dissolved oxygen levels well beyond the hypoxic threshold during
30 59 much of this season De La Maza & Farías (2023). The occurrence of hypoxic events in
31 60 coastal areas causes a strong biological impact, modifying community structure, population
32 61 sizes, species richness and, when hypoxia is severe, events of mass mortality and stranding
33 62 (Hernández-Miranda et al., 2010; Hernández-Miranda et al., 2012).

34
35
36
37
38
39
40
41
42
43
44
45
46
47 63 Given the ecosystem-level implications of coastal hypoxia, and its prevalence along vast
48 64 coastal regions influenced by coastal upwelling, it is relevant to assess its periodicity as well
49 65 as the intensity and duration of hypoxic events. Understanding the oceanographic factors
50 66 that drive the timing and intensity of these conditions may be of particular relevance in
51 67 regions where, in addition to upwelling-driven variability, drops in dissolved oxygen concen-
52 68 trations reflect the influence of local factors such as eutrophication, nearshore bathymetry,
53
54
55
56
57
58
59
60
61
62
63
64
65

1
2
3
4 69 and thermal stratification, which may modify the manifestation of hypoxia at the shoreline
5 70 (Wiseman et al., 1997; Zhang et al., 2016). In this study, two-year records of dissolved
6 71 oxygen and temperature in near-bottom waters at seven sites along the upwelling coast of
7 72 central Chile were used to assess spatial differences and commonalities in the occurrence,
8 73 intensity, and duration of hypoxia events.

14 2. Data and Methods

17 2.1. Study area

19 76 The central coast of Chile (35.5–38.0°S) encompasses one of the most productive coastal
20 77 regions within the Humboldt Current System (Daneri et al., 2000; Thiel et al., 2007). Wind
21 78 forcing is strongly seasonal, with a spring-summer intensification of equatorward winds and
22 79 synoptic-period events of intensification/relaxation of upwelling favorable winds that typ-
23 80 ically last 3-8 and 6-7 days, respectively (Sobarzo et al., 2007; Rahn & Garreaud, 2013).
24 81 The Gulf of Arauco (GA) is the main coastal feature, and Punta Lavapié (PLV), located
25 82 at its southwestern end, constitutes one of the most important upwelling centers along the
26 83 Chilean coast (Paolini-Cuadra et al., 2004). Other embayments of a progressively smaller
27 84 size (bays of Concepción, San Vicente, and Coliumo), plus two coastal islands (Quiriquina
28 85 and Santa María), two submarine canyons and coastal mountains give rise to a complex pat-
29 86 tern of coastal winds and currents (Figure 1) (Djurfeldt, 1989; Parada et al., 2001; Figueroa
30 87 & Moffat, 2000; Sobarzo et al., 2016). Superimposed on the seasonal and synoptic wind
31 88 variability, diurnal fluctuations associated with the sea breeze are a relevant source of lo-
32 89 cal forcing that modulates inner-shelf circulation, especially in summer months (Sobarzo
33 90 et al., 2010). Additionally, it has been shown that the passage of poleward-moving coastally
34 91 trapped waves over the Biobío submarine canyon promotes the rise of cold, oxygen-poor
35 92 canyon water, and its subsequent overflow into the GA, even in the absence of upwelling
36 93 favorable wind (Sobarzo et al., 2016).

1
2
3
4 94 2.2. Data sources

5
6 95 2.2.1. Mooring arrays and hydrographic surveys

7
8 96 Near bottom oxygen and temperature on the inner shelf were obtained from MiniDO₂T
9
10 97 sensors (PME, USA) deployed along with HOBO pressure and conductivity sensors (Onset
11
12 98 Computer, USA) at mean depths that ranged between 8 and 27 m, and at 2 m above the
13
14 99 bottom (Figure 1). Sampling intervals of 10 and 15 minutes were used for the O₂-T and
15
16 100 pressure-conductivity measurements, respectively. The length of each time series collected
17
18 101 with these sensors is shown in Table 1.

19 102 Two hydrographic surveys spanning a grid of 35 stations across the Gulf of Arauco were
20
21 103 conducted in June 2018 (winter) and March 2019 (late summer) (Figure 1). Hydrographic
22
23 104 profiles were gathered with an SBE-19 plus v2 CTD (Seabird Electronics, USA) equipped
24
25 105 with a dissolved oxygen sensor and configured with a sampling rate of 4 Hz. Data were
26
27 106 later processed to obtain a vertical resolution of 1 m. To contextualize the spatial and
28
29 107 temporal variability in DO and temperature derived from our inner-shelf observations, we
30
31 108 used hydrographic profiles collected monthly from a time-series station on the middle shelf
32
33 109 (Station 18, 36.5°S, 73.12°W), located ca. 30 km offshore at 90 m depth, and maintained
34
35 110 by the University of Concepción since July 2002. The continuous profiles used in this study
36
37 111 correspond to the period between 2002 and 2012, and discrete profiles from 2013 to 2015.

38
39
40 112 2.2.2. Meteorological and satellite data

41 113 An hourly record of wind magnitude and direction was gathered through a meteorolog-
42
43 114 ical station located on Pt. Hualpén (36.77°S, 73.21°W) at ca. 30 m above sea level. To
44
45 115 contextualize the *in situ* wind conditions observed during the study period, a longer-term
46
47 116 characterization of coastal wind in the region of interest was conducted using ERA5 reanal-
48
49 117 ysis data (Hersbach et al., 2020). Hourly time series of zonal and meridional wind velocities
50
51 118 spanning the period 1980-2019 were obtained for a node of the ERA5 grid that is closest
52
53 119 to Pt. Hualpén, with coordinates 36.75°S and 73.5°W. Previous analyses have shown that
54
55 120 alongshore wind velocities from this ERA5 node are well correlated with those measured *in*
56
57 121 *situ* at Pt. Hualpén (Tapia *et al.* submitted).

1
2
3
4 122 Satellite data of Sea Surface Temperature (SST) over the region of interest were ac-
5
6 123 quired from available Level-3 MODIS-Aqua imagery for the period 2016-2019 (<https://oceancolor.gsfc.nasa.gov/>). The spatial and temporal resolution of satellite data was
7
8 124 //oceancolor.gsfc.nasa.gov/). The spatial and temporal resolution of satellite data was
9
10 125 4 km and 1 day, respectively.

11 12 13 126 *2.3. Data processing and analysis*

14
15 127 Wind velocity vectors were rotated and aligned with their principal axes of variability,
16
17 128 which were 19.4° for *in situ* winds and 12.1° East for ERA5 data. The alongshore wind
18
19 129 stress was computed according to Harrison (1989), using a variable drag coefficient (CD)
20
21 130 that depends on the wind speed Trenberth (1990).

22
23 131 A climatology of alongshore wind stress in the region of interest was computed from
24
25 132 ERA5 data for the 1980-2015 period. Later, monthly conditions observed during 2017-
26
27 133 2019 were superimposed on this climatology. Additionally, cumulative alongshore wind
28
29 134 stress was computed for each spring-summer season since 1980. For the purposes of this
30
31 135 analysis, spring-summer was defined as the period between 1 September and 31 March of
32
33 136 the following year. Trajectories of cumulative alongshore stress computed in this way for
34
35 137 1980-2015 were used to establish the margins of inter-annual variability in wind forcing that
36
37 138 might be considered normal. We used the 5th and 95th percentiles of the distribution of
38
39 139 values for each point in time during the integration period.

40
41 140 Dissolved oxygen and temperature data recorded with the MiniDO₂T sensors were quality-
42
43 141 controlled and later converted into hourly time series. Concurrent conductivity and pressure
44
45 142 records acquired with HOBO U-24 and HOBO U-20 sensors were processed similarly.

46
47 143 Median oxygen and temperature conditions were computed, compared across the seven
48
49 144 sites, and grouped by sensor depth. Seasonal variability of wind stress, DO and temperature
50
51 145 was characterized through winter and summer medians and by computing monthly medians
52
53 146 to produce a median annual cycle (i.e., climatology) from each time series.

54
55 147 Hypoxic events were defined as periods when DO dropped below 2 mg/L regardless of
56
57 148 their duration, which can vary from hours to days Kamykowski & Zentara (1990). To detect
58
59 149 and quantify the duration of hypoxic events, hourly DO time series were first low-pass filtered

1
2
3
4 150 to remove variability with periods >40 h. The number of hypoxic events and their duration
5 151 (in days) were computed by month and related to the alongshore cumulative wind stress
6
7 152 before an event (Stage 1). The integration period used to compute cumulative wind stress
8
9 153 before a hypoxic event was defined on the basis of the sign changes in the alongshore wind
10
11 154 component. Positive values for meridional wind stress (upwelling favorable) were integrated
12
13 155 from the onset of a hypoxic event ($DO < 2.0$ mg/L) back to the nearest zero-crossing. To
14
15 156 assess the relationship between hypoxia and the NBT during hypoxic events (Stage 2),
16
17 157 coefficient of variation (CV) were computed. The inter-annual variability of cumulative
18
19 158 wind stress, NBO and NBT was compared among three sites regarded as contrasting based
20
21 159 on their topographic and bathymetric features: Arauco, Mela, and Chome (see Figure 1).

22
23 160 The seasonal and inter-annual variability of hypoxia at the mid shelf was characterized
24
25 161 through the upper limit of hypoxic conditions observed at Station 18, and the associated
26
27 162 hydrographic features (temperature, salinity, density) were explored.

30 163 **3. Results**

32 164 *3.1. Statistical description of wind, temperature, and oxygen variability*

33
34 165 During the two years of study (March 2017 – February 2019), coastal wind stress showed
35
36 166 the seasonal pattern typically observed for this latitude, with intense and persistent southerly
37
38 167 winds in spring-summer and predominantly northerly winds in the fall-winter months (Figure
39
40 168 2a). The two seasons spanned by our study exhibited contrasting patterns of alongshore wind
41
42 169 stress during the spring and early summer months. Although for both seasons the monthly
43
44 170 medians for alongshore wind stress fell within the inter-quartile range computed for 1980-
45
46 171 2015 (Figure 2a), the cumulative wind stress trajectories computed for spring and early
47
48 172 summer months were substantially lower in 2018-2019 than in the previous season (Figure
49
50 173 2b).

51 174 The time series of alongshore wind stress measured at Pt. Hualpén showed more in-
52
53 175 tense southward winds starting in May (i.e., austral fall), in association with the passage of
54
55 176 atmospheric cyclones over the coastal region. The largest of these events was recorded dur-
56
57 177 ing the second winter, in June 2018 (Figure 3a). Southwesterly winds, favorable to coastal

1
2
3
4 178 upwelling, became dominant in late winter to early spring (September - October), being
5
6 179 stronger in the spring of 2017 (Figure 2).

7 180 The near-bottom temperatures (NBT) variability at all study sites was coherent with
8
9 181 seasonal and synoptic-scale changes in wind forcing (Figure 3b-h). A sustained drop in NBT
10 182 from April-May to September of both years, with southward predominant winds, was at-
11 183 tributable to a heat loss during austral winter rather than the upwelling of cold subsurface
12 184 waters. More intense episodic cooling occurred from September onwards, especially from
13 185 October 2017 to January 2018, when southwesterly winds were more intense than from Oc-
14 186 tober 2018-January 2019. During spring-summer, these coastal cooling periods alternated,
15 187 in some sectors more than in others, with warm events due to the onshore advection of
16 188 warmer surface waters typical of summer. The near-bottom oxygen (NBO) also showed a
17 189 seasonal signal, except for sites Piures and Yani, located south of Pt. Lavapié. The NBO
18 190 variability appeared to be strongly influenced by synoptic and inter-monthly fluctuations
19 191 associated, in most cases, with the change in winds. Minimum DO values (<2.0 mg/L)
20 192 occurred mostly during the spring-summer season (Figure 3b-h).

21 193 The sensors were not all moored at the same depth, which resulted in the NBT median
22 194 and its standard deviation showed a decrease with the increasing of depth during the spring-
23 195 summer (Figure 4). Unlike the NBT, the median NBO did not decrease with depth. Rather,
24 196 the among-site differences in median NBO appeared to depend more strongly on the season
25 197 and the site location relative to shoreline features such as Pt. Lavapie. Median NBO and the
26 198 dispersal of values around the median were rather similar among sites during the fall-winter
27 199 months (Figure 4). In the spring-summer, however, large differences in both the median
28 200 value and the distribution of values around the median were observed. Sites Arauco and
29 201 Chome exhibited the lowest median NBO and the most asymmetric distributions, with over
30 202 50% of the recorded DO values below 2 mg/L. These two sites also exhibited the greatest
31 203 contrast between seasons, with non-overlapping inter-quartile ranges (Figure 4). At all sites,
32 204 the median NBO in spring-summer was clearly lower than in fall-winter, while at the same
33 205 time the range of NBO values was wider than in fall-winter. The highest DO values of
34 206 the year were observed in spring-summer months at the 4 northern sites (Mela, Coliumo,

1
2
3
4 207 Arauco, Llico).

5
6 208 *3.2. Characterization of hypoxia events*

7
8 209 The time series analysis revealed a variety of features in the hypoxia events detected along
9
10 210 the study region. The seven locations showed 274 hypoxic events of different intensities and
11
12 211 duration. The highest occurrences were observed in Chome (57) and Coliumo (50) and the
13
14 212 lowest in Arauco (28). In all places, hypoxic events were more recurrent in spring-summer
15
16 213 than in the winter. Only two sites (Arauco and Llico) did not register hypoxic events during
17
18 214 winter (Table 3). Note that the duration of hypoxia in Arauco during January is 62 days
19
20 215 but only 1 event was identified, showing that the hypoxia events generated in the month
21
22 216 of December are mostly prolonged in duration and intensity and the low oxygen signal es
23
24 217 maintained for the January. Slightly shorter hypoxic events occurred during the same month
25
26 218 at sites Mela (44.8 days), Coliumo (43.6 days), and Chome (38.2 days).

27
28 219 The mean duration (in days) of hypoxia events computed by month and location revealed
29
30 220 that Arauco exhibits the most extended exposure to hypoxia between December and March,
31
32 221 with an annual average of 14.6 days (Figure 5). Sites Mela, Chome, and Coliumo - on the
33
34 222 northern section of the study region - showed annual mean durations that ranged between
35
36 223 3.1 and 5 days. South of Arauco, on the other hand, the mean duration of these events was
37
38 224 2-5 times shorter, with values of at most 1.4 days (Figure 5a).

39
40 225 The persistence of hypoxia, quantified as the percentage of total measuring time for each
41
42 226 month of the year, was highest at site Arauco in January (99.7%) and December (82.1%),
43
44 227 indicating that during this period near-bottom waters are in a quasi-permanent state of
45
46 228 hypoxia (Figure 5b). During the same period, hypoxia was less persistent at sites in the
47
48 229 northern zone. On the other hand, between May and August (fall-winter) sites Arauco
49
50 230 and Llico were not exposed to hypoxia. Although both Llico and Arauco are in the most
51
52 231 protected section of the gulf, and in close proximity to each other (20 km), hypoxia events
53
54 232 in Llico were much shorter than in Arauco. This is probably because Llico is a shallower site
55
56 233 that is more prone to the renewal of ventilated water through the Gulf's southern opening
57
58 234 known as Boca Chica (see Figure 1).

1
2
3
4 235 In general, more exposed sites such as Chome, Mela, and Yani showed more recurrent
5
6 236 though less intense hypoxia, with hypoxic conditions recorded through most of the two
7
8 237 years of observation. Sites located inside bays such as Coliumo, Arauco, and Llico were not
9
10 238 exposed to hypoxia during the winter and exhibited longer lasting hypoxia events in the
11
12 239 summer. Arauco stands out as the place with the longest exposure to hypoxia of all the
13
14 240 sampling sites (ca. 70% of the record), and with the greatest contrast between seasons.

15 16 241 *3.3. Response of NBO to wind stress during the upwelling season*

17
18 242 Regardless of the duration and intensity of hypoxia events, their onset was preceded by
19
20 243 a relatively short period of persistent upwelling-favorable wind (Stage 1). In general, most
21
22 244 hypoxia events were preceded by two days of upwelling-favorable wind stress with average
23
24 245 intensity between 0.6 and 1.1 Pa (Figure 5). Only at sites Chome and Piure there were more
25
26 246 hypoxia events following different periods of sustained wind stress (1 and 4 days, respectively;
27
28 247 Figure 6c, f). Out of the 274 hypoxia events found in our data, 188 were preceded by less
29
30 248 than 5 days of sustained upwelling-favorable wind.

31
32 249 The average NBT and NBO computed during the hypoxia events (Stage 2) exhibited
33
34 250 significant differences among locations (Figure 6). For example, the NBT-NBO diagrams
35
36 251 for Mela, Chome, Yani, and Piures (exposed sites) revealed that hypoxic conditions at these
37
38 252 sites are restricted to a narrow thermal band between 10°C and 12°C (Figure 6a, c, f, g). At
39
40 253 less exposed sites such as Coliumo, Arauco, and Llico, hypoxia occurred in association with
41
42 254 higher temperatures (NBT >12°C, Figure 6b, d, e). The most severe hypoxic conditions
43
44 255 (NBO <0.5 mg/L) were registered at Arauco and Coliumo (Figure 6b, d). The coefficient of
45
46 256 variation of NBT at Arauco (CV=9.7) showed that hypoxia at this site is associated with a
47
48 257 wider temperature range than at other sites (9-14°C). On the other hand, Yani corresponded
49
50 258 to the site with the lowest temperature variability associated with hypoxia (CV=3.3).

51 52 259 *3.4. Seasonal and inter-annual variability of NBT and NBO*

53
54 260 The NBT and NBO revealed a similar seasonal cycle among sites and an approximate
55
56 261 three-month lag in maximum temperature between NBT and SST. While the SST (dotted

1
2
3
4 262 lines in Figure 7a) began to increase in October and reached its maximum in February,
5 263 following the seasonal cycle of solar radiation, the NBT (solid lines in Figure 7a) remained
6
7 264 cool from September to January (March in the case of Piures), and rose from February-
8
9 265 March until May. This patter may stem from the relaxation of upwelling winds typical
10
11 266 of late summer and to the downward heat transfer during the summer. Winter storms in
12
13 267 June–August, dominated by northerly winds, homogenize the inner-shelf water column, thus
14
15 268 coupling the surface and bottom temperature variability. The monthly temperature median
16
17 269 at 30 m depth at Station 18 was consistent with the bottom temperatures recorded at our
18
19 270 inner shelf sites (dashed line in Figure 7a).

20
21 271 The monthly NBO medians remained at their highest level (6.5 to 7.5 mg/L) during the
22
23 272 winter (Figure 6b), dropped rapidly in early spring (September-October) with the increase
24
25 273 in southwesterly winds, and remained below 3 mg/L from November through March in
26
27 274 Arauco, Chome, and Coliumo, and from November through January in the case of Mela.
28
29 275 These places generally adjusted well to the seasonal cycle observed at 30 m depth at Station
30
31 276 18. A seasonal change was less apparent at Llico and Piures, and not detected at Yani.
32
33 277 Monthly NBO medians at Piures, Yani, and Llico, located in the southern section of the
34
35 278 study area, did not include values below 2.0 mg/L in any month of the year.

36 279 In summary, during the spring transition (August–October), the coastal region was char-
37
38 280 acterized by subsurface cooling due to coastal upwelling, and surface heating due to the
39
40 281 increase in solar radiation input. During the summer-fall transition (March–May), the sur-
41
42 282 face (subsurface) waters cool down (warm-up) and tend to homogenize the water column
43
44 283 thermally, thus increasing DO to its maximum values. Finally, although both the NBT and
45
46 284 the NBO exhibited a seasonal cycle, the minimum values in NBO occurred between Decem-
47
48 285 ber and March, with a 2-month delay relative to the lowest NBT, which occurred between
49
50 286 October and November.

51 287 The co-variability of NBT and NBO also showed substantial differences between years.
52
53 288 On average, spring and summer were cooler in 2017 relative to 2018 (Figure 8). Conversely, in
54
55 289 the autumn and winter seasons, 2017 was warmer than 2018 (Figure 8). Stronger upwelling-
56
57 290 favorable winds during the spring of 2017 (Figure 7a) are likely responsible for colder hypoxia

1
2
3
4 291 at Arauco and Mela (two shallow places). At Chome, however, the inter-annual change in
5
6 292 wind forcing did not appear to produce differences in NBT (Figure 8e, i, m). As for the
7
8 293 warmer NBT observed in autumn and winter of 2017, these conditions were consistent with
9
10 294 winds from the north, which are downwelling-favorable. Finally, inter-annual variability
11
12 295 appeared to be amplified at site Arauco, which is especially striking for the warm hypoxia
13
14 296 of spring and summer (Figure 8e, f).

15 16 297 *3.5. Regimes of cold and warm hypoxia*

17
18 298 Although the hydrographic data collected from Station 18 do not have the same temporal
19
20 299 resolution as those collected at the inner shelf, the seasonal signal and inter-annual changes
21
22 300 over the 11-year record (2002 to 2012) were clearly revealed. The upper limit of hypoxic
23
24 301 water ($\text{DO} < 2.0 \text{ mg/L}$) fluctuated between 44–52 m depth in winter months (June–August)
25
26 302 and between 17–14 m from October through March (spring-summer). From February to
27
28 303 October, the temperature associated with the upper limit of hypoxia decreased steadily
29
30 304 from 12.4°C to 10.8°C (Figure 9b). Part of this drop in temperature is associated with the
31
32 305 wintertime deepening of hypoxic waters. However, as the upper limit of hypoxia rises again
33
34 306 in September–November (Figure 9a), the associated temperature remained below 11.3°C in
35
36 307 these months. Thus, although the upper limit of hypoxia remains close to the surface from
37
38 308 October through April (Figure 9a), the thermal quality of this hypoxia varies during the
39
40 309 spring-summer season. While spring hypoxia is strongly associated with low temperatures
41
42 310 (11°C) typical of coastal upwelling (i.e., cold hypoxia), summer hypoxia is warmer due to
43
44 311 increased solar radiation, with a mean temperature of 12°C (i.e., warm hypoxia).

45 312 This regime change was well evidenced by the water density accompanying the upper
46
47 313 limit of density. Although the upper limit of hypoxia was deeper during winter, the density
48
49 314 of this limit was lower because winter salinity decreased (Figure 9). Spring hypoxic waters
50
51 315 were denser due to their higher salinity and lower temperature. On the other hand, summer
52
53 316 hypoxic waters decreased their density because they maintained a high salinity, but increased
54
55 317 their temperature due to the heating of the surface layer (Figure 9a).

1
2
3
4 318 *3.6. The Gulf of Arauco: The most prolonged and intense hypoxia*

5
6 319 High-resolution hydrographic data collected across the Gulf of Arauco provided a way to
7
8 320 compare the spatial structure of hypoxia in late summer (March 2019) and early winter (June
9
10 321 2018). In late summer, the bottom area covered by hypoxic water was approximately 1,030
11
12 322 km². These bottom waters were associated with the 26.3 isopycnal, which approximately
13
14 323 followed the 25 m isobath (Figure 10a), and were associated with low temperatures (11.8°C)
15
16 324 and high salinity (34.6). NBO levels >2 mg/L were observed at only two shallow coastal
17
18 325 areas (depth < 15 m): Escuadrón, on the NE Gulf (NBO > 4 mg/L) and Tubul-Llico, on the
19
20 326 SW section of the gulf (NBO > 5 mg/L). During winter, near-bottom hypoxic waters were
21
22 327 associated with less dense waters ($\sigma = 26.0\text{--}26.2$), with temperature and salinity of 12.0°C
23
24 328 and 34.3–34.4, respectively. The area spanned by near-bottom hypoxic waters decreased to
25
26 329 879 km² (Figure 10b). In general, the summer bottom hypoxia was related to denser water
27
28 330 than in winter, consistent with Figure 9a, and oxygen-deficient water spanned a larger area
29
30 331 during the summer than in winter.

31
32 332 The vertical distribution of dissolved oxygen along a meridional transect from the head
33
34 333 of the gulf to the southern rim of the Biobío Canyon (stations E1 to E6 in Figure 1a) showed
35
36 334 that during the summer of 2019, the upper limit of hypoxia ranged between depths of 25
37
38 335 m at the canyon's rim to 6 m at the gulf's head, near site Arauco. During the winter of
39
40 336 2018, the upper limit of hypoxia fluctuated between depths of 47 m at E2 and 27 m at E5
41
42 337 (Figure 11b). Therefore, during summer and winter the Gulf of Arauco presented hypoxia
43
44 338 below depths of ca. 47 m.

45
46 339 Although these cruises represent only snapshots of summer and spring conditions, the
47
48 340 upper limit of hypoxia was located at mean depths expected for these months of the year
49
50 341 (-15 m in March and -45 m in June, to compare with Figure 9a). On the other hand, the
51
52 342 density associated with the upper limit of hypoxia during winter and summer at Station 18
53
54 343 was approximately consistent with the mean density found in the Gulf of Arauco (25.92 in
55
56 344 winter and 26.14 in summer).

4. Discussion

It is widely known that the coastal upwelling system off central Chile is immersed in an oxygen minimum zone (OMZ) between ca. 100 and 400 m depth (Pizarro-Koch et al., 2019). The OMZ develops below the highly productive surface waters associated with coastal upwelling, which causes oxygen depletion in the water column due to high biological and biochemical demand (Quiroga et al., 2005). Although the upper boundary of the OMZ fluctuates seasonally in response to wind stress forcing, mainly controlled by the seasonal fluctuation of the South Pacific Anticyclone ((Schneider et al., 2017)), the monthly data from the continental shelf off Concepción (Station 18) show that the bottom waters of the continental shelf are permanently hypoxic, except for some short instances in winter months when the bottom water experiences enhanced oxygenation and the upper boundary of the OMZ deepens (De La Maza & Farías, 2023). In extreme cases, during coastal upwelling, oxygen-poor waters can rise to depths <20 m (Sobarzo et al., 2007). These subsurface waters are typically cold, with high concentrations of nutrients that promote fertilization of the photic zone and high rates of net primary production (Daneri et al., 2000; Jacob et al., 2018; Testa et al., 2018).

The rise of these suboxic waters towards the inner shelf and the semi-enclosed coastal sectors, is mediated by the coastal upwelling process and the bathymetry, particularly by local submarine canyons (Sobarzo et al., 2007, 2016). In this context, the present study constitutes the first investigation in this coastal area that analyzes the persistence of hypoxic waters within the inner shelf (typically less than 30 m in depth), including several bays, over 260 km of shoreline.

The hypoxic events identified in this study were strongly associated with alongshore wind stress, typically blowing for 1 to 2 days before the onset of hypoxia (see Figure 6). These events constituted 21-32% of all hypoxia recorded in the two years of study, and were consistent with the order of magnitude of the vertical velocities estimated from continuity considerations in the study area ($U/L = W/H$). Here, U, L, H, and W correspond to the typical horizontal velocity scales (U), distance from Station 18 to shore (L), depth of the

1
2
3
4 373 upper limit of hypoxia (H), and vertical velocities (W), respectively. Taking $U = 0.2$ m/s,
5 374 $L = 30$ km, and $H = 50$ m, the order of magnitude of W is 3.0×10^{-4} m/s. For these values,
6
7 375 the rise of hypoxic waters toward the inner shelf would take 1.9 days.
8
9

10 376 *4.1. Coupling of hypoxic regimes between the middle and inner shelf*

11
12 377 On average, the upper limit of hypoxia at Station 18 fluctuated between 43–51 m depth in
13
14 378 winter (June–August) and 14–17 m depth in spring-summer (October–March). Therefore,
15
16 379 below depths of ca. 50 m the mid shelf showed quasi-permanent hypoxia. Above 50 m
17
18 380 depth, the data from Station 18 allowed us to identify two distinct regimes of hypoxia: cold
19
20 381 hypoxia ($<11.5^{\circ}\text{C}$) in a mixed water column during September–November (spring), and
21
22 382 warm hypoxia (ca. 13°C) with higher salinity and increased stratification during January–
23
24 383 March (summer). These two regimes arise from the predominance of cold upwelling waters
25
26 384 at the beginning of the upwelling season (September–October) and of surface solar radiation
27
28 385 input and the corresponding increase in thermal stratification during the summer.

29
30 386 There were sampling limitations to better compare the NBT and NBO between Station
31
32 387 18 and the inner shelf sites. While the sampling of Station 18 had a monthly frequency, the
33
34 388 inner shelf was sampled hourly. For a better comparison, the NBT and NBO records were
35
36 389 averaged over two days before the day of the monthly sampling of Station 18. In this case,
37
38 390 the NBT coupling between Station 18 and the inner shelf was better in autumn-winter,
39
40 391 despite the differences between 2017 and 2018. On the other hand, summer (especially
41
42 392 February) showed larger NBT differences, probably due to the greater warming of shallower
43
44 393 coastal waters. Some exceptions (e.g. Arauco in January) could be due to the influence of
45
46 394 coastal upwelling within the Gulf of Arauco. Similarly, the NBO coupling between Station
47
48 395 18 and the inner shelf was also better in autumn-winter compared to summer, except for
49
50 396 Arauco, Coliumo, and Chome. These three places maintained oxygen minima during the
51
52 397 summer, similar to Station 18.

53 398 Therefore, the oxygen-poor water observed on the inner shelf during the spring responded
54
55 399 to the strong wind-driven upwelling. Vertical advection and the ensuing cross-shelf exchange
56
57 400 of oxygen-poor waters (<2.0 mg/L) driven by spring upwelling winds have been observed

1
2
3
4 401 in other upwelling systems (Monteiro et al., 2008; Adams et al., 2013; Pitcher et al., 2014;
5 402 De La Maza & Farías, 2023). The second type of hypoxia event identified in the middle
6
7 403 shelf was observed at Mela and Chome during the summer, with slightly warmer hypoxia
8
9 404 than in spring (Figure 8j, n). On the other hand, Arauco showed a hypoxic regime with
10
11 405 high temperatures $>12^{\circ}\text{C}$ and DO concentrations that were significantly lower (c.a 0 mg/L)
12
13 406 than those observed at wind-exposed sensors (Figure 8i, j, m, n).

14
15 407 The hypoxic signal observed in the middle shelf and its incursion toward the coast was
16
17 408 previously described by Walter et al. (2022) for the bay of San Luis Obispo (California),
18
19 409 where two regimes of coastal hypoxia were identified. In spring the T-OD relationships on
20
21 410 the coast and the shelf were similar, upwelling winds were stronger, vertical stratification was
22
23 411 weak, and DO fluctuations had small amplitudes. During summer, nearshore temperatures
24
25 412 were higher, upwelling winds were weak to moderate, there was stronger stratification, and a
26
27 413 greater amplitude in DO fluctuations. Consistent with our observations, low DO conditions
28
29 414 within the bay were associated with a wider thermal variation in summer than outside the
30
31 415 bay. Furthermore, sites protected from the wind showed more intense hypoxic events and
32
33 416 lower DO levels than observed outside the bay, consistent with the contrast between site
34
35 417 Arauco and exposed sites during summer (Figure 7b). In general, the regimes described by
36
37 418 Walter et al. (2022) in the middle shelf were similar to those described in this study for the
38
39 419 central Chile coast.

40 420 It should be noted that the DO and temperature records analyzed by Walter et al. (2022)
41
42 421 correspond to a single spring-summer period of coastal upwelling for the northern hemisphere
43
44 422 (March to August 2017). In our case, on the other hand, the span of monthly observations
45
46 423 on the middle shelf (2002-2011) allowed us to identify a quasi-permanent hypoxic upper
47
48 424 limit in winter. Wintertime hypoxia, though not observed at site Arauco, was detected at
49
50 425 exposed sites such as Mela and Chome (Figure 8k, l, o, p).

51 52 426 *4.2. Local hypoxia regimes on the inner shelf and inter-annual variability*

53
54 427 Although the monthly average of NBT and NBO throughout the year followed a similar
55
56 428 trend on the inner shelf, some sites showed greater dissimilarity. In terms of NBT, Llico

1
2
3
4 429 was consistently warmer than the other sites in spring-summer, probably because it was the
5
6 430 shallowest sensor mooring depth (8 m), whereas the coldest monthly NBT occurred at sites
7
8 431 Piures (16 m) and Chome (27 m), both located on exposed shoreline.

9 432 Hypoxia was most severe at site Arauco between December and March. Mean NBO
10
11 433 concentrations at this site were even lower than measured at greater depths at Station 18 and
12
13 434 Chome (Figure 6c). Summer records in Arauco showed hypoxic concentrations characterized
14
15 435 by relatively warm waters ($>12^{\circ}\text{C}$). As shown by Wong et al. (2021) and Mardones et al.
16
17 436 (2022), residence times at the head of the Gulf of Arauco increase during periods of upwelling
18
19 437 relaxation in the summer, when upwelling shadows form and the associated increase in
20
21 438 thermal stratification precludes the ventilation of bottom waters, which can enhance DO
22
23 439 limitation (Atkinson et al., 2002; Largier, 2020). Eventually, these changes in physical forcing
24
25 440 can be accompanied by local processes such as the decomposition of organic matter (OM)
26
27 441 generated by algal blooms during upwelling events (Alonso-Rodríguez & Páez-Osuna, 2003;
28
29 442 Liu et al., 2019), and by anthropogenic inputs of nutrients and OM to the gulf (Ahumada
30
31 443 et al., 2004; Aguirre Martínez et al., 2009; Chandia et al., 2022), contributing to the most
32
33 444 severe and prolonged summer hypoxia of all study areas.

34 445 The Arauco hypoxia showed notable interannual changes. While the spring and sum-
35
36 446 mer hypoxia of 2017 occurred with low NBT ($< 12^{\circ}\text{C}$), the corresponding periods of 2018
37
38 447 occurred with higher NBT (ca. $11\text{-}16^{\circ}\text{C}$), increasing the physiological severity for marine
39
40 448 organisms (i.e. higher oxygen demand and lower DO availability). In contrast, periods of
41
42 449 autumn hypoxia were warmer in 2017. On the other hand, wintertime hypoxia at sites Mela
43
44 450 and Chome may not necessarily result from wind-driven upwelling. Other phenomena, such
45
46 451 as the passing of coastally trapped waves, may be interacting with local bathymetric fea-
47
48 452 tures and causing the rise of low-temperature hypoxic waters in these sectors, as indicated
49
50 453 by previous research at the Biobio submarine canyon (Sobarzo et al., 2016; Saldías & Allen,
51
52 454 2020; Saldías et al., 2021; Sahu et al., 2022).

5. Conclusions

1. Since the upper limit of hypoxia in the middle shelf (Station 18) fluctuates, on average, from -52 m, in winter, to -14 m, in summer, the coastline is permanently exposed to oxygen minima. Wind-driven upwelling and topographic upwelling induced by the interaction of coastal trapped waves with submarine canyons, can generate coastal hypoxia with different periodicity and intensity .

2. The intense and quasi-permanent hypoxia in Arauco during the summer must have a biological component (consumption) because DO levels at this site are lower than at the mid-shelf station (Station 18), thus locally increasing the severity of hypoxia. Therefore, the possibility of declaring this section of the gulf as a "dead zone" during summer months (as per Diaz & Rosenberg (2008)) should be considered.

3. The occurrence of upwelling shadows, typical of spring and summer in the Gulf of Arauco, increase the residence time of surface waters and thermal stratification (Wong et al., 2021; Mardones et al., 2022). This condition may locally enhance the severity of coastal hypoxia, inducing additional physiological stress for marine organisms. Therefore, it is probable that the bays of central Chile are coastal marine micro-climates that can serve as sentinel systems for the nearshore impacts of climate change (Walter et al., 2022).

4. Given the evidence of the climate-driven intensification of winds in coastal upwelling systems and the strong correlation with the increase in hypoxia (Aguirre et al., 2021; De La Maza & Farías, 2023) it is essential to increase efforts to monitor DO levels and local patterns of variability at inner shelf sites along this and other upwelling coasts

6. Author Contributions

All authors contributed equally to the writing and idea of the manuscript. FT provided the dissolved oxygen and temperature data set analyzed in this study. RM analyzed the data set and generated the figures and tables discussed in the text. RM, MS, and FT edited the manuscript

7. Acknowledgments

RM thanks the Laboratory of Coastal Physical Oceanography at Universidad de Concepción for the computer equipment to analyze the data set. The PREGA program and FONDECYT grant 1161512 funded the hydrographic surveys in the Gulf of Arauco. COPAS time series (Oceanography Department, Universidad de Concepción) provided the monthly hydrographic data from Station 18 (2002–2015). Access to this information for the preparation of the manuscript is appreciated.

8. Funding

This study was made possible by funding granted to FT (FONDECYT grant 1161512). RM was supported by ANID BECAS/Doctorado Nacional 21231834 and by FONDECYT grant 1161512 awarded to FT. MS and FT were partially supported by INCAR (FONDAP-ANID No. 15110027) and COPAS COASTAL (ANID FB210021). MS was also partially supported by the Ecosystem Studies Program of the Gulf of Arauco (PREGA).

References

- Abraham, J. P., Baringer, M., Bindoff, N. L., Boyer, T. P., Cheng, L. J., Church, J. A., Conroy, J. L., Domingues, C. M., Fasullo, J. T., Gilson, J., Goni, G., Good, S. A., Gorman, J. M., Gouretski, V., Ishii, M., Johnson, G. C., Kizu, S., Lyman, J. M., Macdonald, A. M., Minkowycz, W. J., Moffitt, S. E., Palmer, M. D., Piola, A. R., Reseghetti, F., Schuckmann, K., Trenberth, K. E., Velicogna, I., & Willis, J. K. (2013). A review of global ocean temperature observations: Implications for ocean heat content estimates and climate change. *Reviews of Geophysics*, *51*, 450–483. doi:<https://doi.org/10.1002/rog.20022>.
- Adams, K. A., Barth, J. A., & Chan, F. T. (2013). Temporal variability of near-bottom dissolved oxygen during upwelling off central Oregon. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, *118*, 4839–4854. doi:<https://doi.org/10.1002/jgrc.20361>.
- Aguirre, C., Garreaud, R., Belmar, L., Farías, L., Ramajo, L., & Barrera, F. (2021). High-frequency variability of the surface ocean properties off central Chile during the upwelling season. *Frontiers in Marine Science*, *8*, 702051.
- Aguirre Martínez, G., Rudolph, A., Ahumada, R., Loyola, R., & Medina, V. (2009). Non-specific toxicity in port sediments: an approach to the content of critical pollutants. *Revista de Biología marina y Oceanografía*, *44*, 725–735.

- 1
2
3
4 510 Ahumada, R., Rudolph, A., & Contreras, S. (2004). Evaluation of coastal waters receiving fish processing
5 511 waste: Lota Bay as a case study. *Environmental Monitoring and Assessment*, *90*, 89–99. doi:<https://doi.org/10.1023/B:EMAS.0000003568.37287.ac>.
6 512
7
8 513 Alonso-Rodríguez, R., & Páez-Osuna, F. (2003). Nutrients, phytoplankton and harmful algal blooms in
9 514 shrimp ponds: a review with special reference to the situation in the Gulf of California. *Aquaculture*,
10 515 *219*, 317–336. doi:[https://doi.org/10.1016/S0044-8486\(02\)00509-4](https://doi.org/10.1016/S0044-8486(02)00509-4).
11
12
13 516 Atkinson, L. P., Valle-Levinson, A., Figueroa, D., De Pol-Holz, R., Gallardo, V. A., Schneider, W., Blanco,
14 517 J. L., & Schmidt, M. (2002). Oceanographic observations in Chilean coastal waters between Valdivia
15 518 and Concepción. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, *107*, 18–1. doi:[https://doi.org/10.1029/](https://doi.org/10.1029/2001JC000991)
16 519 [2001JC000991](https://doi.org/10.1029/2001JC000991).
17
18
19 520 Bakun, A. (1990). Global climate change and intensification of coastal ocean upwelling. *Science*, *247*,
20 521 198–201. doi:[10.1126/science.247.4939.198](https://doi.org/10.1126/science.247.4939.198).
21
22 522 Booth, J. A. T., McPhee-Shaw, E. E., Chua, P., Kingsley, E., Denny, M., Phillips, R., Bograd, S. J.,
23 523 Zeidberg, L. D., & Gilly, W. F. (2012). Natural intrusions of hypoxic, low pH water into nearshore
24 524 marine environments on the California coast. *Continental Shelf Research*, *45*, 108–115. doi:[https://](https://doi.org/10.1016/j.csr.2012.06.009)
25 525 doi.org/10.1016/j.csr.2012.06.009.
26
27
28 526 Breitburg, D., Levin, L. A., Oschlies, A., Grégoire, M., Chavez, F. P., Conley, D. J., Garçon, V., Gilbert,
29 527 D., Gutiérrez, D., Isensee, K., Jacinto, G. S., Limburg, K. E., Montes, I., Naqvi, S. W. A., Pitcher,
30 528 G. C., Rabalais, N. N., Roman, M. R., Rose, K. A., Seibel, B. A., Telszewski, M., Yasuhara, M., &
31 529 Zhang, J. (2018). Declining oxygen in the global ocean and coastal waters. *Science*, *359*, eaam7240.
32 530 doi:[10.1126/science.aam7240](https://doi.org/10.1126/science.aam7240).
33
34
35 531 Chan, F. T., Barth, J. A., Blanchette, C. A., Byrne, R. H., Chavez, F., Cheriton, O., Feely, R. A., Friederich,
36 532 G., Gaylord, B., Gouhier, T., Hacker, S., Hill, T., Hofmann, G., McManus, M. A., Menge, B. A., Nielsen,
37 533 K. J., Russell, A., Sanford, E., Sevajian, J., & Washburn, L. (2017). Persistent spatial structuring
38 534 of coastal ocean acidification in the California Current System. *Scientific Reports*, *7*, 2526. doi:[https://](https://doi.org/10.1038/s41598-017-02777-y)
39 535 doi.org/10.1038/s41598-017-02777-y.
40
41
42 536 Chandia, C., Salamanca, M., Hernández, A., & Urrutia, R. (2022). Sediment mercury concentration changes
43 537 as a response to increased industrial activity in Coronel Bay, Chile. *Marine Pollution Bulletin*, *178*,
44 538 113630. doi:<https://doi.org/10.1016/j.marpolbul.2022.113630>.
45
46
47 539 Daneri, G., Dellarossa, V., Quiñones, R. A., Jacob, B., Montero, P., & Ulloa, O. (2000). Primary production
48 540 and community respiration in the Humboldt Current System off Chile and associated oceanic areas.
49 541 *Marine Ecology Progress Series*, *197*, 41–49. URL: <https://www.jstor.org/stable/24855743>.
50
51
52 542 De La Maza, L., & Fariás, L. (2023). The intensification of coastal hypoxia off central Chile: Long term
53 543 and high frequency variability. *Frontiers in Earth Science*, *10*, 929271. doi:<https://doi.org/10.3389/>

1
2
3
4 544 feart.2022.929271.

5 545 Deutsch, C., Ferrel, A., Seibel, B., Pörtner, H.-O., & Huey, R. B. (2015). Climate change tightens a metabolic
6 546 constraint on marine habitats. *Science*, *348*, 1132–1135. doi:10.1126/science.aaa1605.

7
8 547 Diaz, R. J., & Rosenberg, R. (2008). Spreading dead zones and consequences for marine ecosystems. *Science*,
9 548 *321*, 926–929. doi:10.1126/science.115640.

10
11 549 Djurfeldt, L. (1989). Circulation and mixing in a coastal upwelling embayment; Gulf of Arauco, Chile.
12 550 *Continental Shelf Research*, *9*, 1003–1016. doi:https://doi.org/10.1016/0278-4343(89)90004-6.

13
14 551 Du, J., & Shen, J. (2016). Water residence time in Chesapeake Bay for 1980-2012. *Journal of Marine*
15 552 *Systems*, *164*, 101–111. doi:https://doi.org/10.1016/j.jmarsys.2016.08.011.

16
17 553 Farías, L., Besoain, V., & García-Loyola, S. (2015). Presence of nitrous oxide hotspots in the coastal
18 554 upwelling area off central Chile: an analysis of temporal variability based on ten years of a biogeochemical
19 555 time series. *Environmental Research Letters*, *10*, 044017.

20
21 556 Figueroa, D., & Moffat, C. (2000). On the influence of topography in the induction of coastal upwelling
22 557 along the Chilean coast. *Geophysical Research Letters*, *27*, 3905–3908.

23
24 558 García-Soto, C., Cheng, L., Caesar, L., Schmidtko, S., Jewett, E. B., Cheripka, A., Rigor, I., Caballero,
25 559 A., Chiba, S., Báez, J. C. et al. (2021). An overview of ocean climate change indicators: Sea surface
26 560 temperature, ocean heat content, ocean ph, dissolved oxygen concentration, arctic sea ice extent, thickness
27 561 and volume, sea level and strength of the amoc (atlantic meridional overturning circulation). *Frontiers*
28 562 *in Marine Science*, *8*, 642372.

29
30 563 Grantham, B. A., Chan, F. T., Nielsen, K. J., Fox, D. S., Barth, J. A., Huyer, A., Lubchenco, J., & Menge,
31 564 B. A. (2004). Upwelling-driven nearshore hypoxia signals ecosystem and oceanographic changes. *Nature*,
32 565 *429*, 749–754. doi:https://doi.org/10.1038/nature02605.

33
34 566 Gutiérrez, D., Bouloubassi, I., Sifeddine, A., Purca, S., Goubanova, K., Graco, M., Field, D., Méjanelle, L.,
35 567 Velazco, F., Lorre, A., Salvattecí, R., Quispe, D., Vargas, G., Dewitte, B., & Ortlieb, L. (2011). Coastal
36 568 cooling and increased productivity in the main upwelling zone off Perú since the mid-twentieth century.
37 569 *Geophysical Research Letters*, *38*, 1–6. doi:https://doi.org/10.1029/2010GL046324.

38
39 570 Harrison, D. (1989). On climatological monthly mean wind stress and wind stress curl fields over the
40 571 world ocean. *Journal of Climate*, *2*, 57–70. doi:https://doi.org/10.1175/1520-0442(1989)002<0057:
41 572 OCMMWS>2.0.CO;2.

42
43 573 Hernández, A., & Tapia, F. J. (2021). Connecting spatial structure in subtidal benthic communities with
44 574 temporal variability in bottom temperature and dissolved oxygen along an upwelling coast. *Estuarine,*
45 575 *Coastal and Shelf Science*, *250*, 107166. doi:https://doi.org/10.1016/j.ecss.2021.107166.

46
47 576 Hernández-Miranda, E., Quiñones, R., Aedo, G., Valenzuela, A., Mermoud, N., Román, C., & Yañez, F.
48 577 (2010). A major fish stranding caused by a natural hypoxic event in a shallow bay of the eastern South
49
50
51
52
53
54
55
56
57
58
59
60
61
62
63
64
65

- 1
2
3
4 578 Pacific Ocean. *Journal of Fish Biology*, 76, 1543–1564. doi:[https://doi.org/10.1111/j.1095-8649.](https://doi.org/10.1111/j.1095-8649.2010.02580.x)
5 579 2010.02580.x.
6
7 580 Hernández-Miranda, E., Veas, R., Labra, F. A., Salamanca, M. A., & Quiñones, R. A. (2012). Response
8 581 of the epibenthic macrofaunal community to a strong upwelling-driven hypoxic event in a shallow bay
9 582 of the southern Humboldt Current System. *Marine Environmental Research*, 79, 16–28. doi:<https://doi.org/10.1016/j.marenvres.2012.04.004>.
10 583
11
12 584 Hersbach, H., Bell, B., Berrisford, P., Hirahara, S., Horányi, A., Muñoz-Sabater, J., Nicolas, J., Peubey,
13 585 C., Radu, R., Schepers, D. et al. (2020). The ERA5 global reanalysis. *Quarterly Journal of the Royal*
14 586 *Meteorological Society*, 146, 1999–2049. doi:<https://doi.org/10.1002/qj.3803>.
15
16 587 Jacob, B. G., Tapia, F. J., Quiñones, R. A., Montes, R., Sobarzo, M. A., Schneider, W., Daneri, G., Morales,
17 588 C. E., Montero, P., & González, H. E. (2018). Major changes in diatom abundance, productivity, and
18 589 net community metabolism in a windier and dryer coastal climate in the southern Humboldt Current.
19 590 *Progress in Oceanography*, 168, 196–209. doi:<https://doi.org/10.1016/j.pocean.2018.10.001>.
20
21 591 Kamykowski, D., & Zentara, S.-J. (1990). Hypoxia in the world ocean as recorded in the historical data set.
22 592 *Deep Sea Research Part A. Oceanographic Research Papers*, 37, 1861–1874.
23
24 593 Kaplan, D. M., Largier, J. L., Navarrete, S. A., Guiñez, R., & Castilla, J. C. (2003). Large diurnal tem-
25 594 perature fluctuations in the nearshore water column. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 57, 385–398.
26 595 doi:[https://doi.org/10.1016/S0272-7714\(02\)00363-3](https://doi.org/10.1016/S0272-7714(02)00363-3).
27
28 596 Kirincich, A. R., Barth, J. A., Grantham, B. A., Menge, B. A., & Lubchenco, J. (2005). Wind-driven
29 597 inner-shelf circulation off central Oregon during summer. *Journal of Geophysical Research*, 110, 1–17.
30 598 doi:<https://doi.org/10.1029/2004JC002611>.
31
32 599 Largier, J. L. (2020). Upwelling Bays: How Coastal Upwelling Controls Circulation, Habi-
33 600 tat, and Productivity in Bays. *Annual Review of Marine Science*, 12, 415–447. doi:10.1146/
34 601 annurev-marine-010419-011020.
35
36 602 Liu, X.-Q., Huang, T.-L., Li, N., Yang, S.-Y., Li, Y., Xu, J., & Wang, H.-Y. (2019). Algal bloom and
37 603 mechanism of hypoxia in the metalimnion of the lijiahe reservoir during thermal stratification. *Huan Jing*
38 604 *ke Xue= Huanjing Kexue*, 40, 2258–2264. URL: <https://europemc.org/article/med/31087864>.
39
40 605 Mardones, P., Wong, Z., Contreras-Rojas, J., Muñoz, R., Hernández-Miranda, E., & Sobarzo, M. (2022).
41 606 Upwelling shadows driven by the low-level jet along the subtropical west coast of South América: Gulf of
42 607 Arauco, Chile. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 127, e2021JC017979. doi:<https://doi.org/10.1029/2021JC017979>.
43 608
44
45 609 Moffitt, S. E., Moffitt, R. a., Sauthoff, W., Davis, C. V., Hewett, K., & Hill, T. M. (2015). Paleooceanographic
46 610 insights on recent Oxygen Minimum Zone expansion: lessons for modern oceanography. *PLOS ONE*,
47 611 10, e0115246. doi:10.1371/journal.pone.0115246.
48
49
50
51
52
53
54
55
56
57
58
59
60
61
62
63
64
65

- 1
2
3
4 612 Monteiro, P., Van Der Plas, A., Melice, J.-L., & Florenchie, P. (2008). Interannual hypoxia variability in
5 613 a coastal upwelling system: Ocean-shelf exchange, climate and ecosystem-state implications. *Deep Sea*
6 614 *Research Part I: Oceanographic Research Papers*, *55*, 435–450. doi:[https://doi.org/10.1016/j.dsr.](https://doi.org/10.1016/j.dsr.2007.12.010)
7 615 2007.12.010.
8
9
10 616 Paolini-Cuadra, P., Rodríguez, F., & Gallardo, C. (2004). Space-time characterization of Punta Lavapié
11 617 upwelling system through SS NOAA/AVHRR images. *Gayana*, *68*, 459–465. doi:[http://dx.doi.org/](http://dx.doi.org/10.4067/S0717-65382004000300026)
12 618 10.4067/S0717-65382004000300026.
13
14 619 Parada, C. E., Sobarzo, M. A., Figueroa, D., & Castro, L. (2001). Circulación del Golfo de Arauco en
15 620 un período de transición estacional: Un nuevo enfoque. *Investigaciones marinas*, *29*, 11–23. doi:[http://dx.doi.org/](http://dx.doi.org/10.4067/S0717-71782001000100002)
16 621 //dx.doi.org/10.4067/S0717-71782001000100002.
17
18
19 622 Pitcher, G. C., Probyn, T. A., du Randt, A., Lucas, A. J., Bernard, S., Evers-King, H., Lamont, T.,
20 623 & Hutchings, L. (2014). Dynamics of oxygen depletion in the nearshore of a coastal embayment of
21 624 the southern Benguela upwelling system. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, *119*, 2183–2200.
22 625 doi:<https://doi.org/10.1002/2013JC009443>.
23
24
25 626 Pizarro, O., Ramírez, N., Castillo, M., Cifuentes, U., Rojas, W., & Pizarro-Koch, M. (2015). Underwater
26 627 glider observations in the Oxygen Minimum Zone off central Chile. *Bulletin of the American Meteorological*
27 628 *Society*, *97*, 1783–1789. doi:<https://doi.org/10.1175/BAMS-D-14-00040.1>.
29
30 629 Pizarro-Koch, M., Pizarro, O., Dewitte, B., Montes, I., Ramos, M., Paulmier, A., & Garçon, V. (2019).
31 630 Seasonal variability of the southern tip of the Oxygen Minimum Zone in the eastern South Pacific
32 631 (30–38°S): A modeling study. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, *124*, 8574–8604. doi:<https://doi.org/10.1029/2019JC015201>.
33
34
35 632
36
37 633 Quiroga, E., Quiñones, R., Palma, M., Sellanes, J., Gallardo, V. A., Gerdes, D., & Rowe, G. (2005). Biomass
38 634 size-spectra of macrobenthic communities in the Oxygen Minimum Zone off Chile. *Estuarine, Coastal*
39 635 *and Shelf Science*, *62*, 217–231. doi:<https://doi.org/10.1016/j.ecss.2004.08.020>.
40
41 636 Rahn, D. A., & Garreaud, R. (2013). A synoptic climatology of the near-surface wind along the west coast
42 637 of South America. *International Journal of Climatology*, *34*, 780–792. doi:[https://doi.org/10.1002/](https://doi.org/10.1002/joc.3724)
43 638 [joc.3724](https://doi.org/10.1002/joc.3724).
44
45
46 639 Rykaczewski, R. R., Dunne, J. P., Sydeman, W. J., García-Reyes, M., Black, B. a., & Bograd, S. J. (2015).
47 640 Poleward displacement of coastal upwelling-favorable winds in the ocean's eastern boundary currents
48 641 through the 21st century. *Geophysical Research Letters*, *42*, 6424–6431. doi:[https://doi.org/10.1002/](https://doi.org/10.1002/2015GL064694)
49 642 2015GL064694.
50
51
52 643 Sahu, S., Allen, S. E., Saldías, G. S., Klymak, J. M., & Zhai, L. (2022). Spatial and temporal origins of
53 644 the La Perouse low oxygen pool: A combined lagrangian statistical approach. *Journal of Geophysical*
54 645 *Research: Oceans*, *127*, e2021JC018135. doi:<https://doi.org/10.1029/2021JC018135>.
55
56
57
58
59
60
61
62
63
64
65

- 1
2
3
4 646 Saldías, G. S., & Allen, S. E. (2020). The influence of a submarine canyon on the circulation and cross-
5 647 shore exchanges around an upwelling front. *Journal of Physical Oceanography*, *50*, 1677–1698. doi:<https://doi.org/10.1175/JPO-D-19-0130.1>.
6 648
7
8 649 Saldías, G. S., Ramos-Musalem, K., & Allen, S. E. (2021). Circulation and upwelling induced by coastal
9
10 650 trapped waves over a submarine canyon in an idealized eastern boundary margin. *Geophysical Research*
11 651 *Letters*, *48*, e2021GL093548. doi:<https://doi.org/10.1029/2021GL093548>.
12
13 652 Schmidtko, S., Stramma, L., & Visbeck, M. (2017). Decline in global oceanic oxygen content during the
14 653 past five decades. *Nature*, *542*, 335–339. doi:<https://doi.org/10.1038/nature21399>.
15
16 654 Schneider, W., Donoso, D., Garcés-Vargas, J., & Escribano, R. (2017). Water-column cooling and sea surface
17 655 salinity increase in the upwelling region off central-south Chile driven by a poleward displacement of the
18 656 South Pacific High. *Progress in Oceanography*, *151*, 38–48. doi:<https://doi.org/10.1016/j.pocean.2016.11.004>.
19
20
21 657
22 658 Sobarzo, M. A., Bravo, L., Donoso, D., Garcés-Vargas, J., & Schneider, W. (2007). Coastal upwelling and
23 659 seasonal cycles that influence the water column over the continental shelf off central Chile. *Progress in*
24 660 *Oceanography*, *75*, 363–382. doi:[10.1016/j.pocean.2007.08.022](https://doi.org/10.1016/j.pocean.2007.08.022).
25
26 661 Sobarzo, M. A., Bravo, L., & Moffat, C. (2010). Diurnal-period, wind-forced ocean variability on the inner
27 662 shelf off Concepción, Chile. *Continental Shelf Research*, *30*, 2043–2056. doi:[https://doi.org/10.1016/](https://doi.org/10.1016/j.csr.2010.10.004)
28 663 [j.csr.2010.10.004](https://doi.org/10.1016/j.csr.2010.10.004).
29
30
31 664 Sobarzo, M. A., Saldías, G. S., Tapia, F. J., Bravo, L., Moffat, C., & Largier, J. L. (2016). On subsurface
32 665 cooling associated with the Biobío River Canyon (Chile). *Journal of Geophysical Research: Oceans*, *121*,
33 666 4568–4584. doi:<https://doi.org/10.1002/2016JC011796>.
34
35
36 667 Sydeman, W. J., García-Reyes, M., Schoeman, D. S., Rykaczewski, R. R., Thompson, S. A., Black, B. A., &
37 668 Bograd, S. J. (2014). Climate change and wind intensification in coastal upwelling ecosystems. *Science*,
38 669 *345*, 77–80. doi:[10.1126/science.1251635](https://doi.org/10.1126/science.1251635).
39
40
41 670 Tapia, F. J., Largier, J. L., Castillo, M. I., Wieters, E. A., & Navarrete, S. A. (2014). Latitudinal discontinuity
42 671 in thermal conditions along the nearshore of central-northern Chile. *PLoS ONE*, . doi:[10.1371/journal.](https://doi.org/10.1371/journal.pone.0110841)
43 672 [pone.0110841](https://doi.org/10.1371/journal.pone.0110841).
44
45
46 673 Tapia, F. J., Navarrete, S. A., Castillo, M. I., Menge, B. A., Castilla, J. C., Largier, J. L., Wieters, E. A.,
47 674 Broitman, B. R., & Barth, J. A. (2009). Thermal indices of upwelling effects on inner-shelf habitats.
48 675 *Progress in Oceanography*, *83*, 278–287. doi:<https://doi.org/10.1016/j.pocean.2009.07.035>.
49
50
51 676 Testa, G., Masotti, I., & Farias, L. (2018). Temporal variability in net primary production in an upwelling
52 677 area off central Chile (36°S). *Frontiers in Marine Science*, *5*, 179. doi:[https://doi.org/10.1371/](https://doi.org/10.1371/journal.pone.0110841)
53 678 [journal.pone.0110841](https://doi.org/10.1371/journal.pone.0110841).
54
55
56 679 Thiel, M., Macaya, E. C., Acuña, E., Arntz, W. E., Bastias, H., Brokordt, K. B., Camus, P. A., Castilla,

1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19
20
21
22
23
24
25
26
27
28
29
30
31
32
33
34
35
36
37
38
39
40
41
42
43
44
45
46
47
48
49
50
51
52
53
54
55
56
57
58
59
60
61
62
63
64
65

680 J. C., Castro, L. R., Cortes, M., Dumont, C. P., Escribano, R., Fernández, M., Gajardo, J., Gaymer,
681 C. F., Gomez, I., Gonzalez, A. E., González, H. E., Haye, P. A., Illanes, J.-E., Iriarte, J. L., Lancellotti,
682 D. A., Luna-Jorquera, G., Luxoro, C., Manríquez, P. H., Marin, V. H., Muñoz, P., Navarrete, S. A.,
683 Perez, E., Poulin, E., Sellanes, J., Sepúlveda, H. H., Stotz, W., Tala, F., Thomas, A. C., Vargas, C. A.,
684 Vasquez, J. A., & Vega, J. M. A. (2007). The Humboldt Current System of northern and central Chile:
685 Oceanographic processes, ecological interactions and socioeconomic feedback. *Oceanography and Marine*
686 *Biology: An Annual Review*, *45*, 195–344.

687 Trenberth, K. E. (1990). Recent Observed interdecadal climate changes in the Northern Hemisphere.
688 *Bulletin of the American Meteorological Society*, *71*, 998–993. doi:[https://doi.org/10.1175/
689 1520-0477\(1990\)071<0988:R0ICCI>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0477(1990)071<0988:R0ICCI>2.0.CO;2).

690 Vargas, G., Pantoja, S., Rutllant, J. A., Lange, C. B., & Ortlieb, L. (2007). Enhancement of coastal upwelling
691 and interdecadal ENSO-like variability in the Perú-Chile Current since late 19th century. *Geophysical*
692 *Research Letters*, . doi:<https://doi.org/10.1029/2006GL028812>.

693 Walter, R. K., Huie, S. A., Abraham, J. C. P., Pasulka, A., Davis, K. A., Connolly, T. P., Mazzini, P. L., &
694 Robbins, I. (2022). Seasonal controls on nearshore dissolved oxygen variability and hypoxia in a coastal
695 embayment. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, *278*, 108123. doi:[https://doi.org/10.1016/j.ecss.
696 2022.108123](https://doi.org/10.1016/j.ecss.2022.108123).

697 Walter, R. K., Woodson, C. B., Leary, P. R., & Monismith, S. G. (2014). Connecting wind-driven upwelling
698 and offshore stratification to nearshore internal bores and oxygen variability. *Journal of Geophysical*
699 *Research: Oceans*, *119*, 3517–3534. doi:<https://doi.org/10.1002/2014JC009998>.

700 Weidberg, N., Ospina-Alvarez, A., Bonicelli, J., Barahona, M., Aiken, C. M., Broitman, B. R., & Navarrete,
701 S. A. (2020). Spatial shifts in productivity of the coastal ocean over the past two decades induced by
702 migration of the Pacific Anticyclone and Bakun’s effect in the Humboldt Upwelling Ecosystem. *Global and*
703 *Planetary Change*, *193*, 103259. URL: <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2020.103259>. doi:10.
704 1016/j.gloplacha.2020.103259.

705 Wetzel, M. A., Fleegeer, J. W., & Powers, S. P. (2001). Effects of hypoxia and anoxia on meiofauna: a
706 review with new data from the Gulf of Mexico. *Coastal hypoxia: consequences for living resources and*
707 *ecosystems*, *58*, 165–184. doi:<https://doi.org/10.1029/CE058p0165>.

708 Wiseman, W. J., Rabalais, N., Turner, R., Dinnel, S., & MacNaughton, A. (1997). Seasonal and interannual
709 variability within the Louisiana coastal current: stratification and hypoxia. *Journal of Marine Systems*,
710 *12*, 237–248. doi:[https://doi.org/10.1016/S0924-7963\(96\)00100-5](https://doi.org/10.1016/S0924-7963(96)00100-5).

711 Wong, Z., Saldías, G. S., Largier, J. L., Strub, P. T., & Sobarzo, M. (2021). Surface thermal structure and
712 variability of upwelling shadows in the Gulf of Arauco, Chile. *Journal of Geophysical Research: Oceans*,
713 *126*. doi:<https://doi.org/10.1029/2020JC016194>.

1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19
20
21
22
23
24
25
26
27
28
29
30
31
32
33
34
35
36
37
38
39
40
41
42
43
44
45
46
47
48
49
50
51
52
53
54
55
56
57
58
59
60
61
62
63
64
65

714 Woodson, C. B., Eerkes-Medrano, D., Flores-Morales, A., Foley, M. M., Henkel, S. K., Hession-Lewis, M.,
715 Jacinto, D., Needles, L., Nishizaki, M. T., O’Leary, J., Ostrander, C. E., Pespeni, M., Schwager, K. B.,
716 Tyburczy, J. A., Weersing, K. A., Kirincich, A. R., Barth, J. A., Mcmanus, M. A., & Washburn, L. (2007).
717 Local diurnal upwelling driven by sea breezes in northern Monterey Bay. *Continental Shelf Research*,
718 *27*, 2289–2302. doi:<https://doi.org/10.1016/j.csr.2007.05.014>.
719 Zhang, J., Xiao, T., Huang, D., Liu, S. M., & Fang, J. (2016). Eutrophication and hypoxia and their
720 impacts on the ecosystem of the Changjiang Estuary and adjacent coastal environment. *Journal of*
721 *Marine Systems*, *154*, 1–4. doi:<https://doi.org/10.1016/j.jmarsys.2015.10.007>.



Table 1: Geographic coordinates and depths of nearshore sites from which continuous records of near-bottom oxygen and temperature were gathered. Dates of the first and latest available measurement, as well as the length of each time series are also shown.

Site name	Latitude (° S)	Longitude (° W)	Depth (m)	Begin date (yyy-mm-dd)	End date (yyy-mm-dd)	Length (days)
Mela	36.3614	72.8708	14	2017-03-18	2019-02-20	705
Coliumo	36.5350	72.9522	10	2017-03-29	2019-02-20	694
Chome	36.7724	73.2151	27	2017-03-01	2019-02-28	730
Arauco	37.2164	73.3175	12	2017-03-01	2019-02-28	730
Llico	37.1923	73.5209	8	2017-03-18	2019-02-12	697
Piures	37.2661	73.6673	16	2018-04-07	2019-02-28	328
Yani	37.3627	73.6329	19	2017-03-29	2019-02-04	678

Table 2: Descriptive statistics of near-bottom temperature and dissolved oxygen recorded at the seven sites shown in Fig. 1. The nominal mooring depths are shown in parentheses next to the site names. Columns labeled p10 and p90 show the 10th and 90th percentiles of each distribution.

Site	Temperature (°C)					Dissolved oxygen (mg/L)				
	p10	Median	p90	Mean	s.d.	p10	Median	p90	Mean	s.d.
Mela (-14 m)	10.89	11.81	13.33	11.95	0.96	0.43	4.30	8.07	4.32	2.91
Coliumo (-10 m)	11.00	12.03	13.66	12.14	1.03	0.34	4.16	7.70	4.04	2.84
Chome (-27 m)	10.55	11.56	12.68	11.63	0.88	0.40	2.78	7.71	3.53	2.73
Arauco (-12 m)	10.70	11.86	13.87	12.03	1.19	0.02	2.85	7.55	3.40	3.05
Llico (-8 m)	11.14	12.02	14.24	12.30	1.17	1.90	6.23	8.18	5.66	2.36
Piures (-16 m)	10.67	11.39	12.59	11.52	0.78	1.74	5.27	8.01	5.05	2.37
Yani (-19 m)	10.62	11.62	12.98	11.74	0.98	2.56	6.38	8.40	5.90	2.20

1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19
20
21
22
23
24
25
26
27
28
29
30
31
32
33
34
35
36
37
38
39
40
41
42
43
44
45
46
47
48
49
50
51
52
53
54
55
56
57
58
59
60
61
62
63
64
65

Table 3: Total number of days of hypoxia (d: duration) and number of events of hypoxia (e) for each month of the year at the inner-shelf sites. N_h correspond the total duration in days (first row) and annual total events of hypoxia (second row). The first and second row of each site correspond to d and e, respectively.

March 2017 - February 2019.

Site	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	N_h
Mela	44.8	15.1	16.6	16.2	0.4	1.6	-	10.9	19.4	24.4	22.6	27.6	199.6
(-14 m)	5	2	4	3	1	1	-	4	4	5	3	4	36
Coliumo	43.6	18.6	17.6	11.8	-	1.4	-	8.4	22.5	26.3	30.4	17.7	198.3
(-10 m)	10	5	4	3	-	1	-	3	5	6	6	7	50
Chome	38.2	13.8	16.4	8.0	1.5	2.8	0.9	13.8	14.9	30.3	27.2	27.6	195.4
(-27 m)	5	3	5	6	2	2	1	3	7	8	7	8	57
Arauco	61.8	23.8	21.3	15.8	-	-	-	-	11.0	26.5	19.9	50.9	231
(-12 m)	1	2	2	3	-	-	-	-	5	6	6	3	28
Llico	16.8	8.3	9.4	0.8	-	-	-	-	0.7	17.9	0.9	8.1	62.9
(-8 m)	11	4	4	1	-	-	-	-	1	10	1	10	46
Piures	9.4	5.9	2.9	2.0	0.9	0.9	1.3	0.2	-	-	2.1	1.6	27.2
(-16 m)	4	4	4	1	2	1	2	1	-	-	2	3	24
Yani	10.2	1.7	3.1	13.4	3.8	-	1.5	1.4	-	3.0	2.4	5.1	45.6
(-19 m)	6	1	2	9	2	-	1	1	-	5	2	4	33

1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19
20
21
22
23
24
25
26
27
28
29
30
31
32
33
34
35
36
37
38
39
40
41
42
43
44
45
46
47
48
49
50
51
52
53
54
55
56
57
58
59
60
61
62
63
64
65

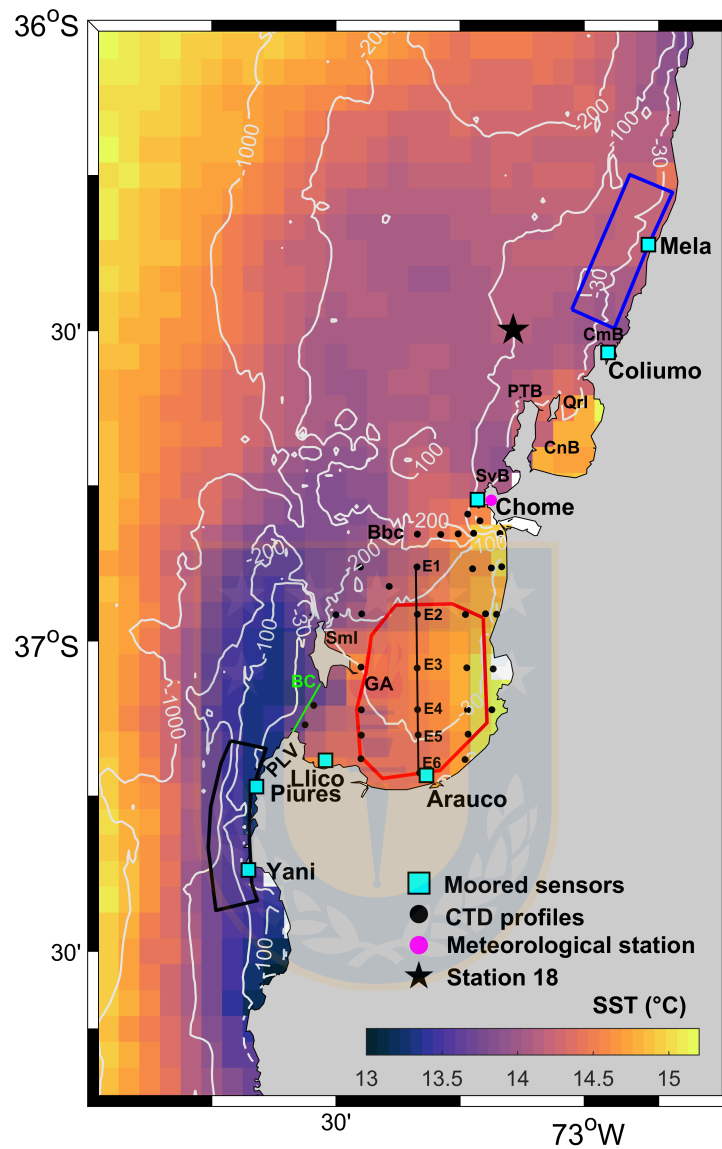


Figure 1: Study area with the position of monitoring sites of bottom temperature and dissolved oxygen (cyan squares), CTDO stations (black dots), Punta Hualpén weather station (pink dot), and Station 18 (black star). The color map shows the mean field of Sea Surface Temperature (SST) computed from MODIS-Aqua data for 2016-2019. White contours show shelf bathymetry. The blue, red, and black polygons correspond to SST sub-regions for calculating the monthly median. GA: Gulf of Arauco, PLV: Punta Lavapié, PTB: Punta Tumbes, QrI : Quiriquina Island, SmI: Santa Maria Island, CmB: Coliumo Bay, Cnb: Concepción Bay, SvB: San Vicente Bay, Bbc: Biobío canyon, and BC: Boca Chica. See Table 1 for more details.

1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19
20
21
22
23
24
25
26
27
28
29
30
31
32
33
34
35
36
37
38
39
40
41
42
43
44
45
46
47
48
49
50
51
52
53
54
55
56
57
58
59
60
61
62
63
64
65

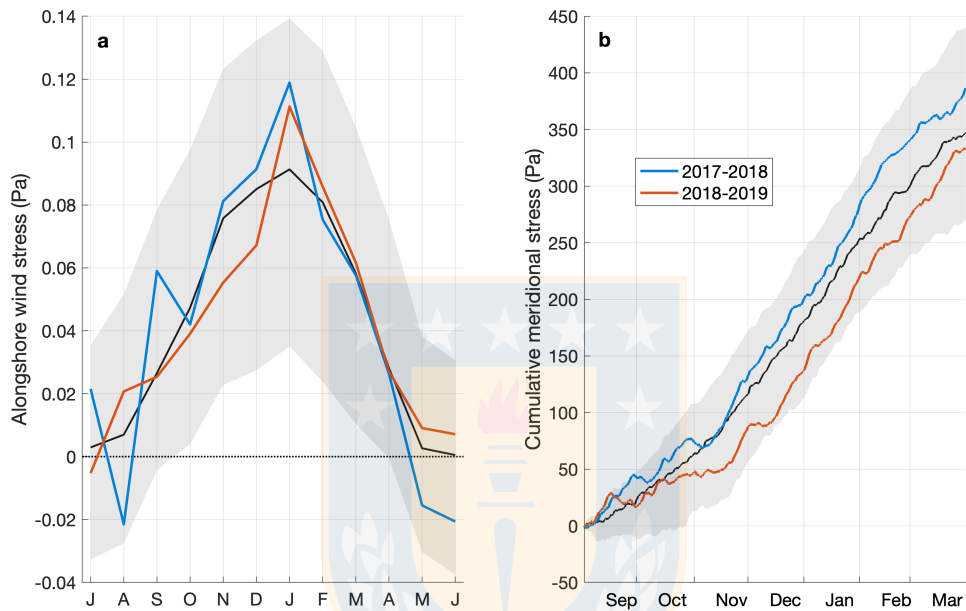


Figure 2: Comparison of alongshore wind conditions observed for Pt. Hualpen during the two spring-summer seasons for which *in situ* data were collected (2017-2018 and 2018-2019, blue and orange lines) compared with the 1980-2015 climatology computed from ERA5 data. (a) Monthly medians computed for the two sampling seasons overlaid on the climatological medians (black line) and percentiles 25 and 75 (shaded area). (b) Trajectories of the cumulative alongshore wind stress during spring-summer (from 1 September until 31 March of the following year) for each of the two study seasons (color lines), superimposed on the median trajectory for 1980-2015 (black line) and percentiles 5 and 95 (shaded area).

1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19
20
21
22
23
24
25
26
27
28
29
30
31
32
33
34
35
36
37
38
39
40
41
42
43
44
45
46
47
48
49
50
51
52
53
54
55
56
57
58
59
60
61
62
63
64
65

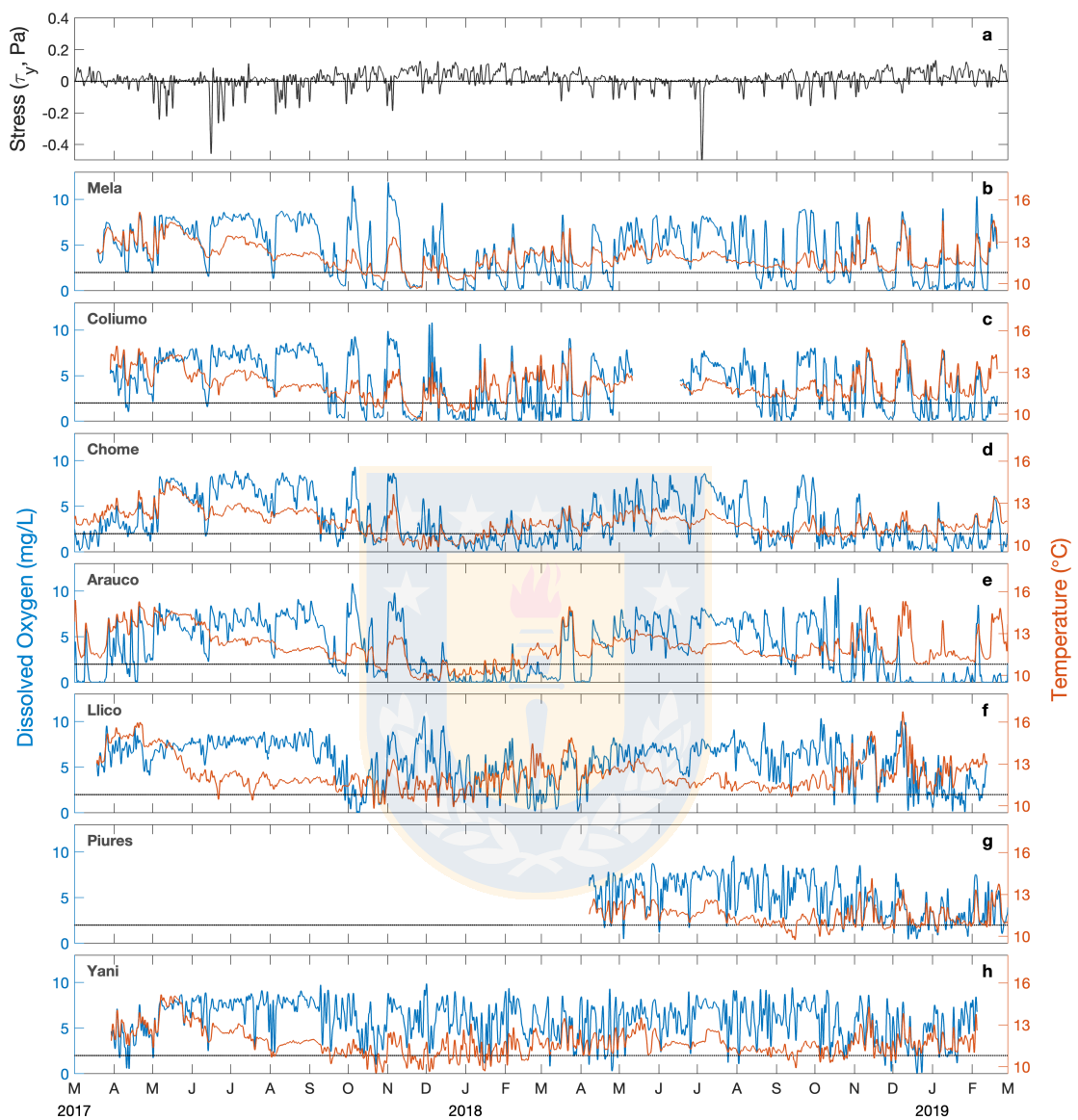


Figure 3: Subinertial time series. (a) Alongshore wind stress at Pt. Hualpén. (b-h) Near-bottom dissolved oxygen (blue) and near-bottom temperature (orange) at the seven sampling sites. Grey horizontal lines indicate dissolved oxygen concentration of 2.0 mg/L (the threshold for hypoxia).

1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19
20
21
22
23
24
25
26
27
28
29
30
31
32
33
34
35
36
37
38
39
40
41
42
43
44
45
46
47
48
49
50
51
52
53
54
55
56
57
58
59
60
61
62
63
64
65

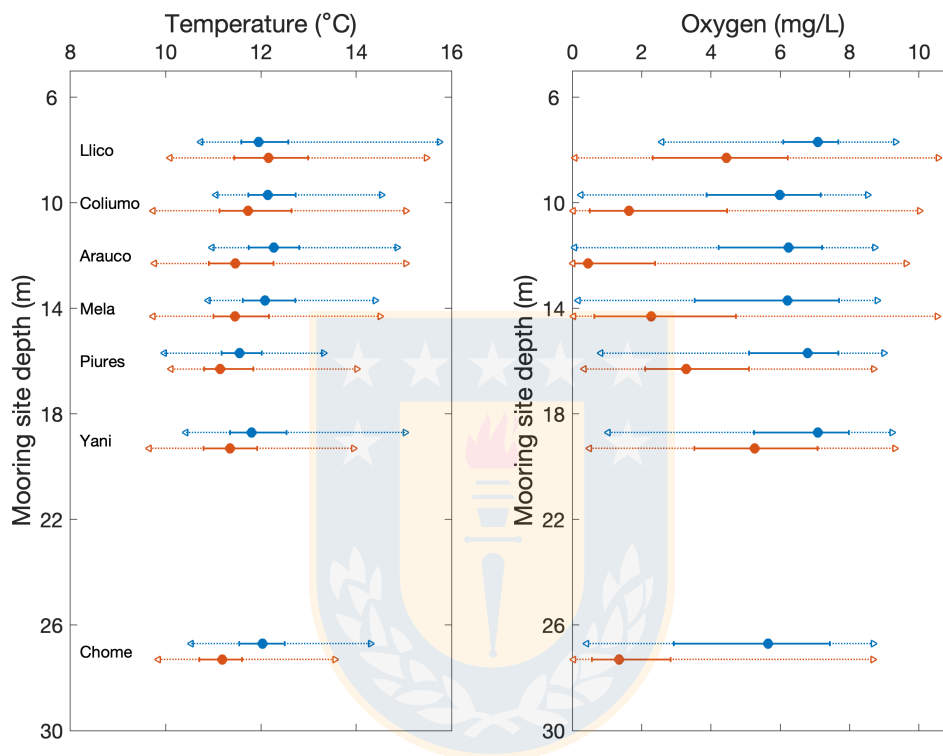


Figure 4: Variability of near-bottom temperature (left) and dissolved oxygen (right) by season and site, which are sorted according to mooring depth. Medians and inter-quartile ranges are shown as circles and horizontal bars for both spring-summer (orange) and fall-winter (blue). The range spanned by data on each season and site (dotted lines) is represented by percentiles 1 and 99 (triangles).

1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19
20
21
22
23
24
25
26
27
28
29
30
31
32
33
34
35
36
37
38
39
40
41
42
43
44
45
46
47
48
49
50
51
52
53
54
55
56
57
58
59
60
61
62
63
64
65

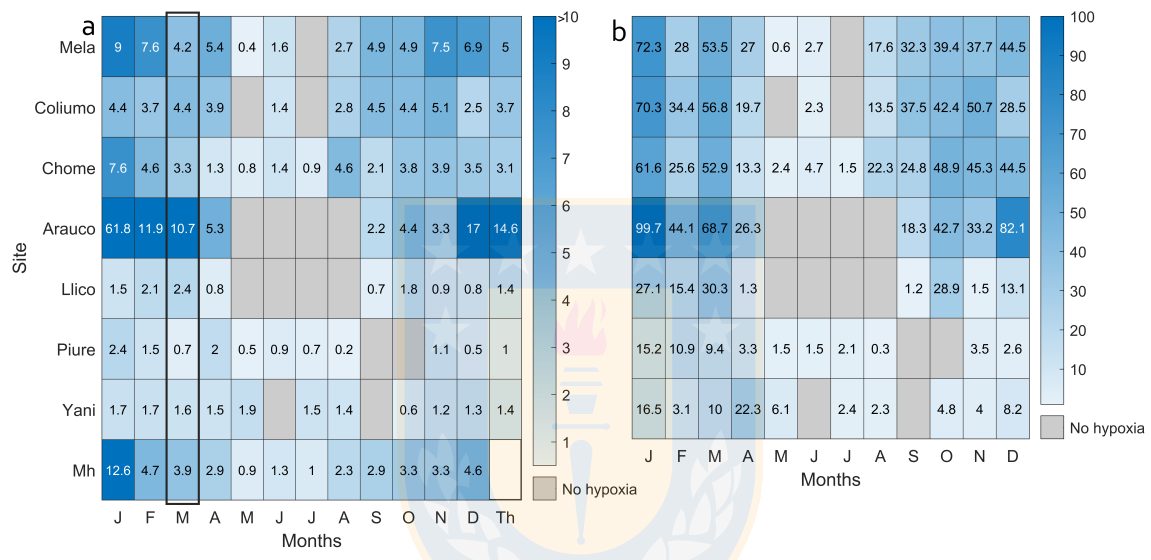


Figure 5: (a) Mean duration (in days) of hypoxia events by month and site. Each cell corresponds to the total number of days of hypoxia divided by the number of hypoxia events detected on each calendar month. Mh is the monthly mean of hypoxia duration for the seven sites, and Th is the annual mean duration per site. (b) Monthly occurrence of hypoxia (as a percentage relative to the total number of days per month). March 2017-February 2019.

1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19
20
21
22
23
24
25
26
27
28
29
30
31
32
33
34
35
36
37
38
39
40
41
42
43
44
45
46
47
48
49
50
51
52
53
54
55
56
57
58
59
60
61
62
63
64
65

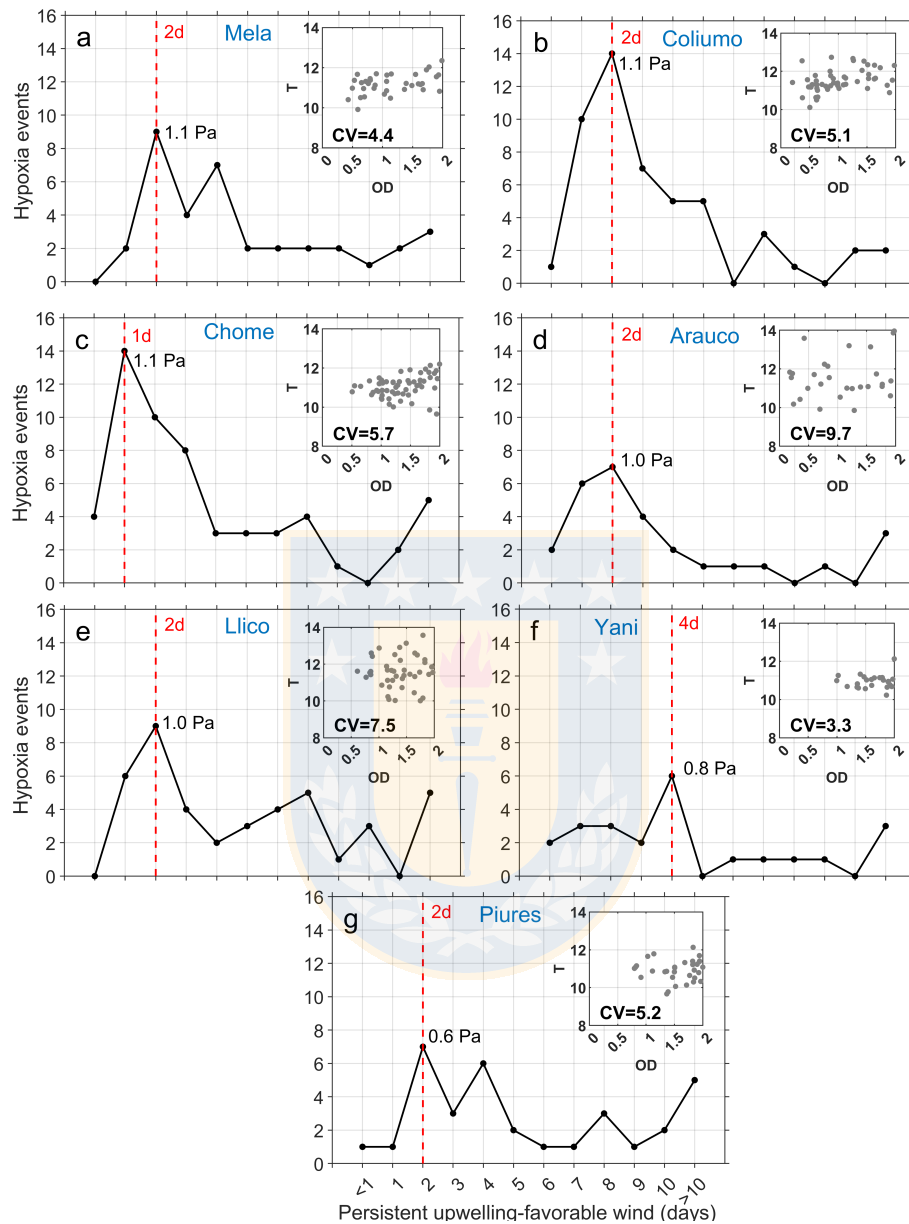


Figure 6: Days of cumulative alongshore wind stress before hypoxia events for each sampling site. The vertical dashed red line shows the cumulative wind days that generated the highest hypoxia. Black numbers show the average cumulative wind stress (Pa). Small panels show the relationship between NBT and NBO averaged during the hypoxia events. The coefficient of variability (CV) is shown in the lower left corner of each small panel.

1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19
20
21
22
23
24
25
26
27
28
29
30
31
32
33
34
35
36
37
38
39
40
41
42
43
44
45
46
47
48
49
50
51
52
53
54
55
56
57
58
59
60
61
62
63
64
65

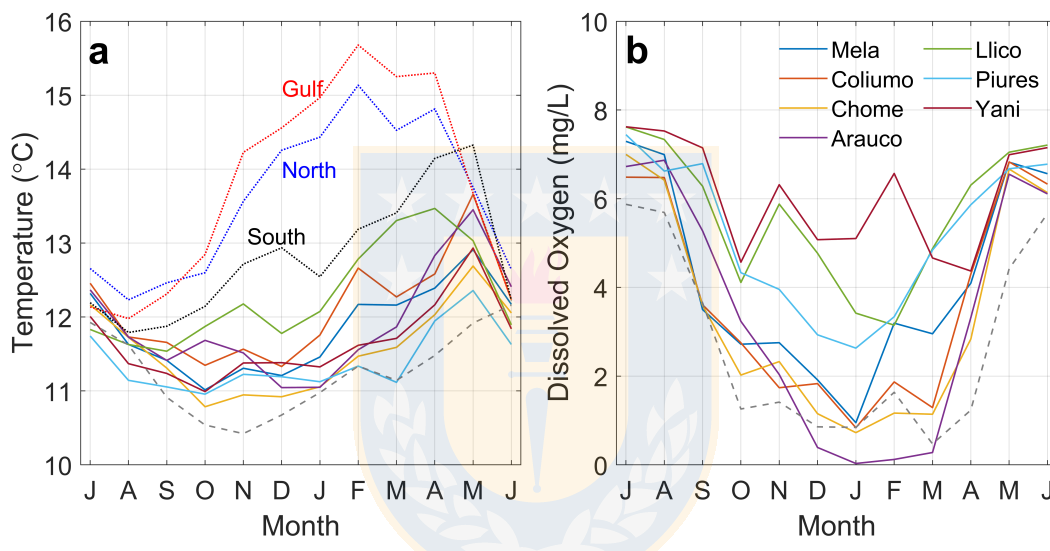


Figure 7: (a) Monthly medians of NBT and MODIS-derived SST (dotted lines) for the three sub-regions shown in Fig. 1. (b) Monthly medians of NBO (solid lines). Dashed gray lines in (a) and (b) correspond to monthly medians at 30 m depth, coming from Station 18 (2002-2015).

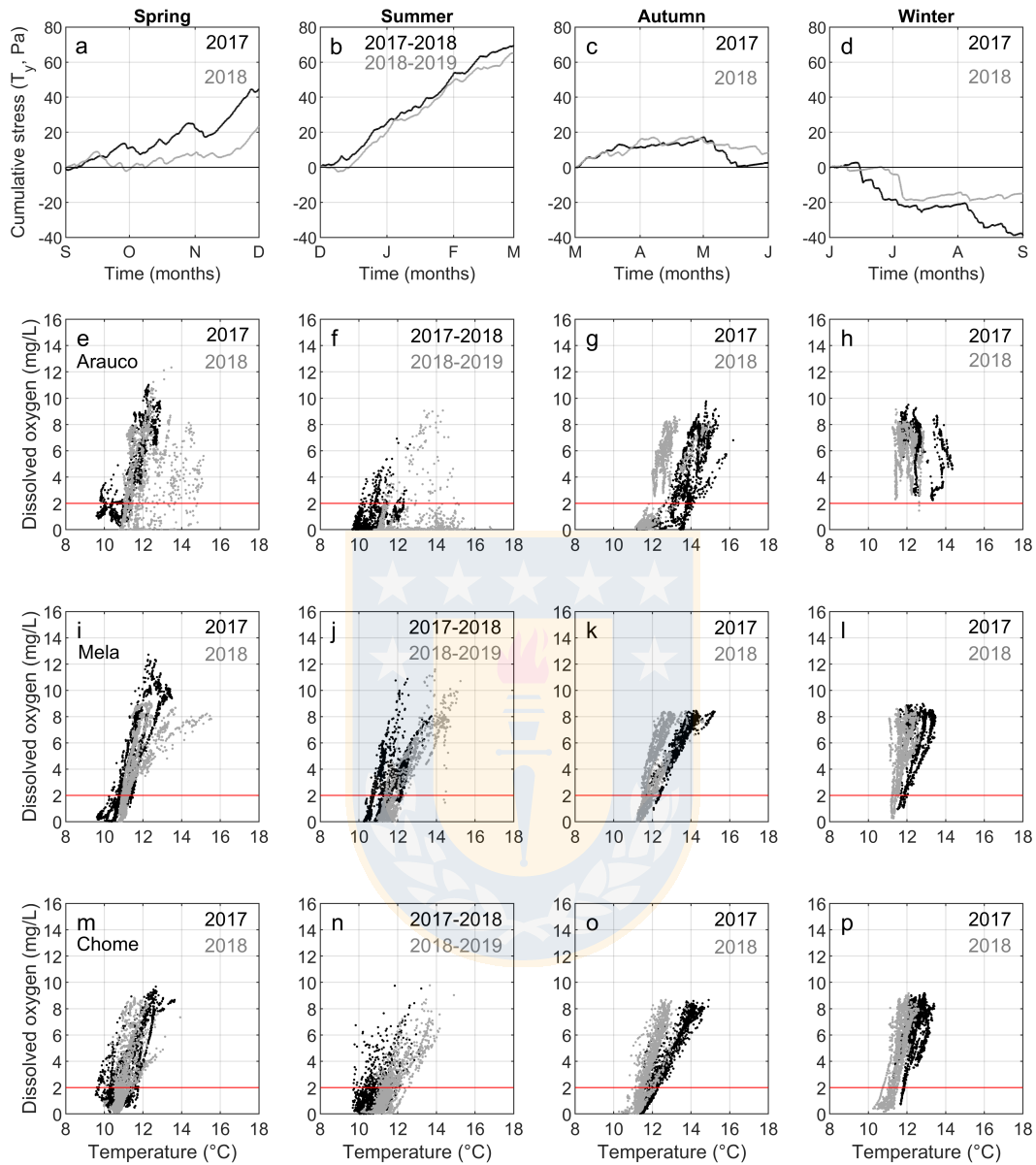


Figure 8: (a-d) Alongshore cumulative wind stress separated by season of the year for 2017 and 2018. (e-p) NBT-NBO relationships for (e-h) Arauco, (i-l) Mela, and (m-p) Chome in spring (September to November), summer (December to February), autumn (March to May), and winter (June to August) during 2017 and 2018. Note that the summer season was calculated with December 2017 and January-February 2018 for the first period and December 2018 and January-February 2019 for the second. The red continuous line shows the upper limit of hypoxia ($DO < 2.0$ mg/L).

1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19
20
21
22
23
24
25
26
27
28
29
30
31
32
33
34
35
36
37
38
39
40
41
42
43
44
45
46
47
48
49
50
51
52
53
54
55
56
57
58
59
60
61
62
63
64
65

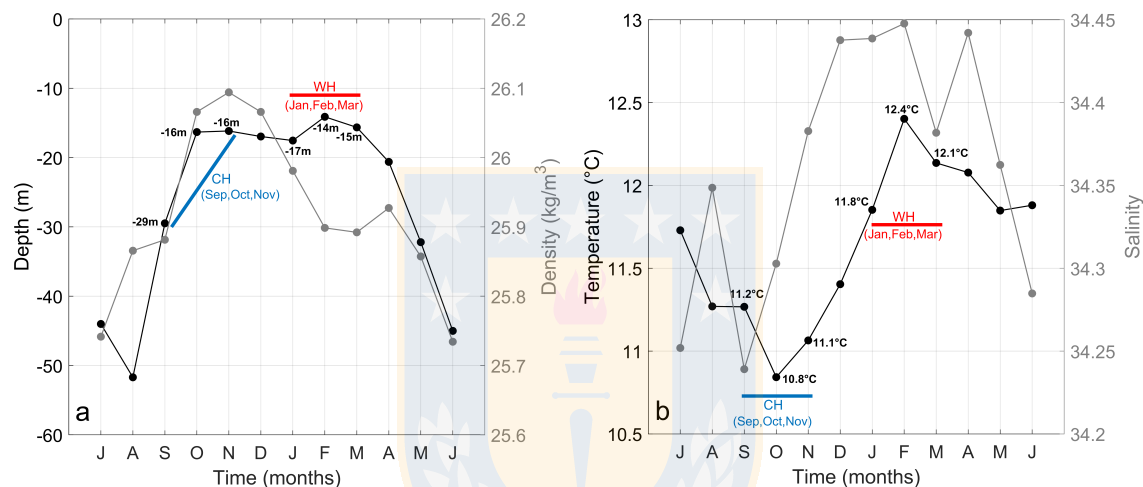


Figure 9: The annual signal of the upper limit of hypoxia in Station 18 (2002-2012) showing the regime of cold (CH) and warm (WH) hypoxia. (a) Depth (black line) and density (grey line) of the upper limit of hypoxia, (b) Temperature (black line) and salinity (gray line) of the upper limit of hypoxia). The numbers on the black lines panels (a) and (b) correspond to the mean values reached by the depth and the temperature in the upper limit of hypoxia in CH and WH.

1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19
20
21
22
23
24
25
26
27
28
29
30
31
32
33
34
35
36
37
38
39
40
41
42
43
44
45
46
47
48
49
50
51
52
53
54
55
56
57
58
59
60
61
62
63
64
65

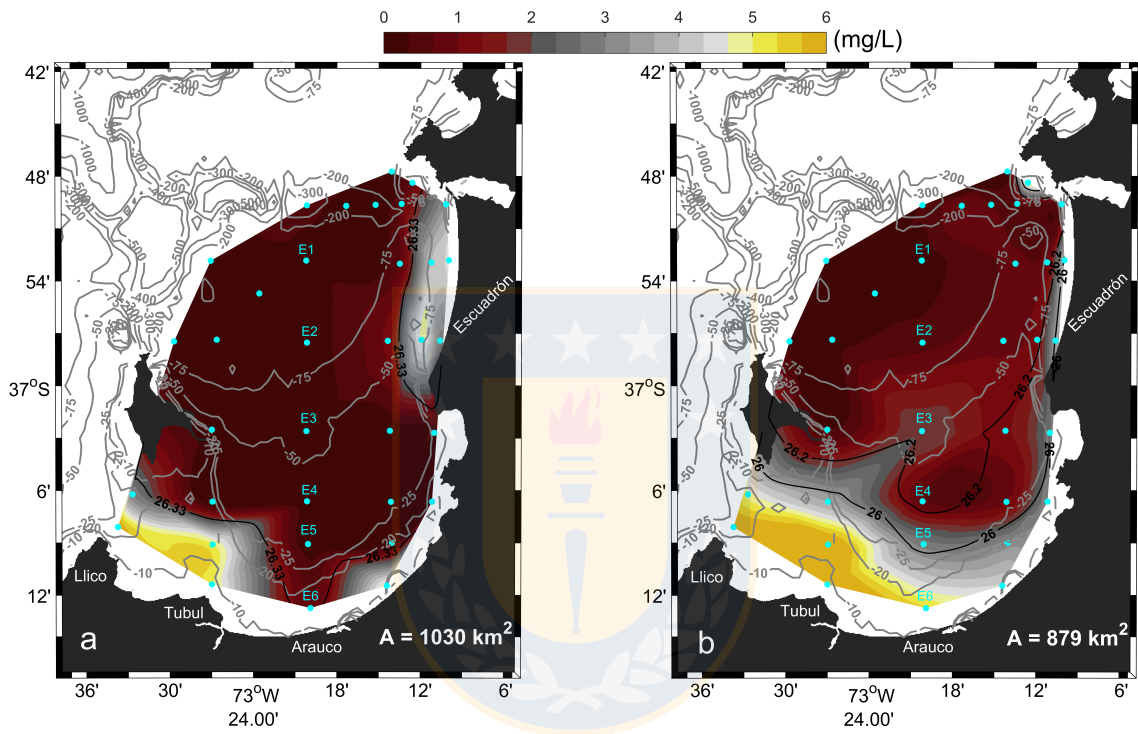


Figure 10: Horizontal distribution of dissolved oxygen (mg/L) at the bottom of the Gulf of Arauco for (a) Late summer and (b) Winter. The gray lines are isobaths, and the color palette shows dissolved oxygen concentration. Thicker black lines correspond to the isopycnals associated with the upper limit of hypoxia. The stations in the center of the area (E1-E6) correspond to the T-OD profiles plotted in Figure 10. White letters indicate the area (km²) affected by hypoxia.

1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19
20
21
22
23
24
25
26
27
28
29
30
31
32
33
34
35
36
37
38
39
40
41
42
43
44
45
46
47
48
49
50
51
52
53
54
55
56
57
58
59
60
61
62
63
64
65

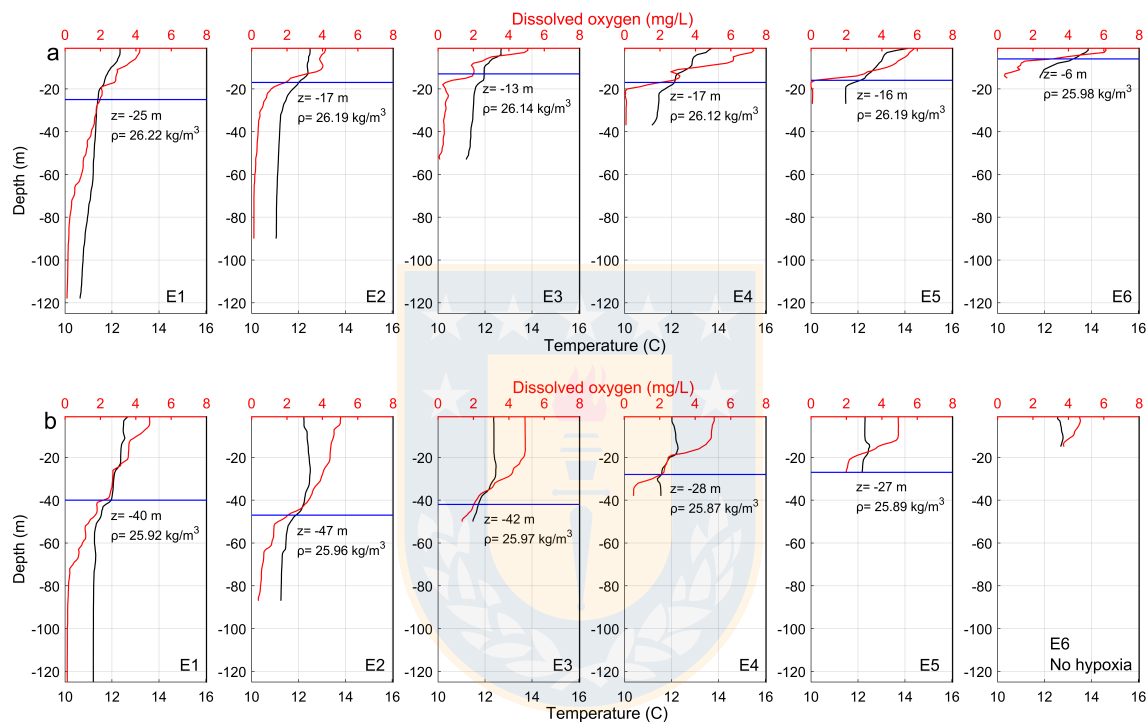


Figure 11: Dissolved oxygen and temperature profiles during two cruises in the Gulf of Arauco (stations E1 to E6, see Figure 9). (a) March 2019 (late summer). (b) June 2018 (winter). The horizontal blue line indicates the depth of the upper limit of hypoxic water. The legend in each panel shows the depth (z in meters) and the density (sigma in kg/m³) of the upper limit of hypoxia for each profile.

Apéndice A

VIENTO COSTERO

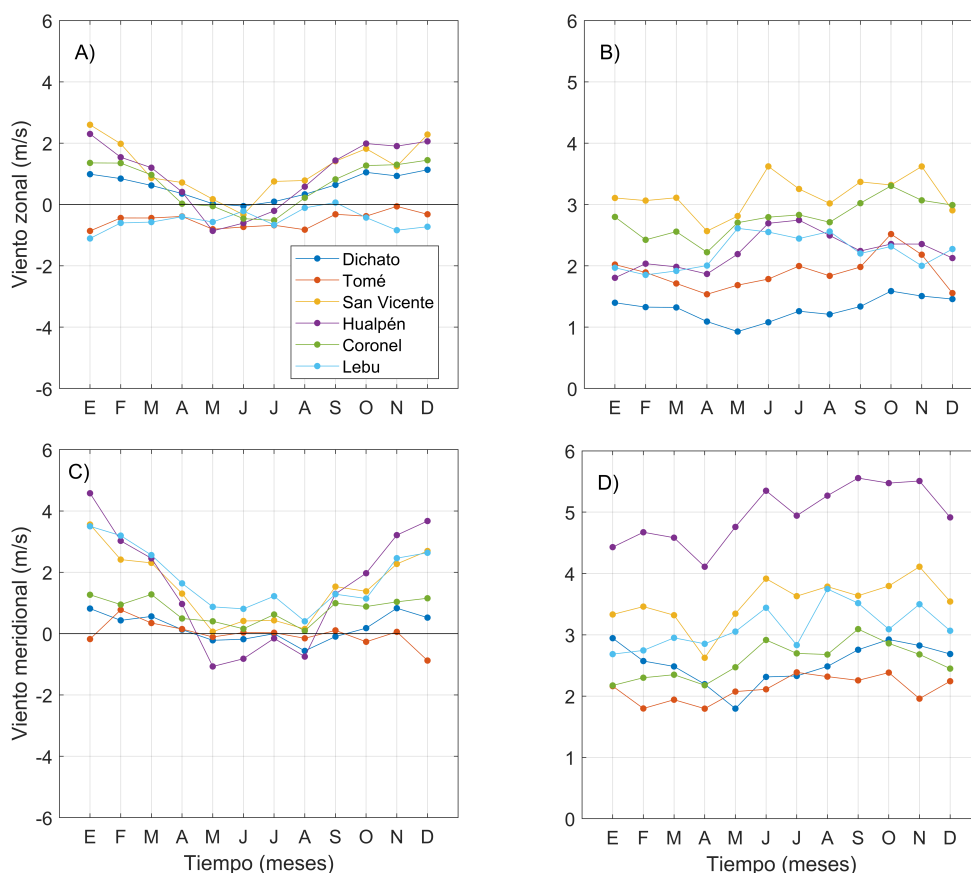


Figura A.1: Promedio mensual (izquierda) y desviación estándar (derecha) del viento. a-b) componente zonal, c-d) componente meridional. OBS: El ciclo estacional del promedio mensual del viento se observó con mayor claridad en la componente meridional del viento en prácticamente todas las estaciones, con la excepción de Tomé. El viento favorable a surgencia se observó desde septiembre hasta abril y fue mucho más marcado en punta Hualpén, San Vicente y Lebu (Figura A.1,c). Por otra parte, la mayor variabilidad en ambas componentes se observó en el período invernal, especialmente en las estaciones de punta Hualpén y San Vicente (Figura A.1,b-d)

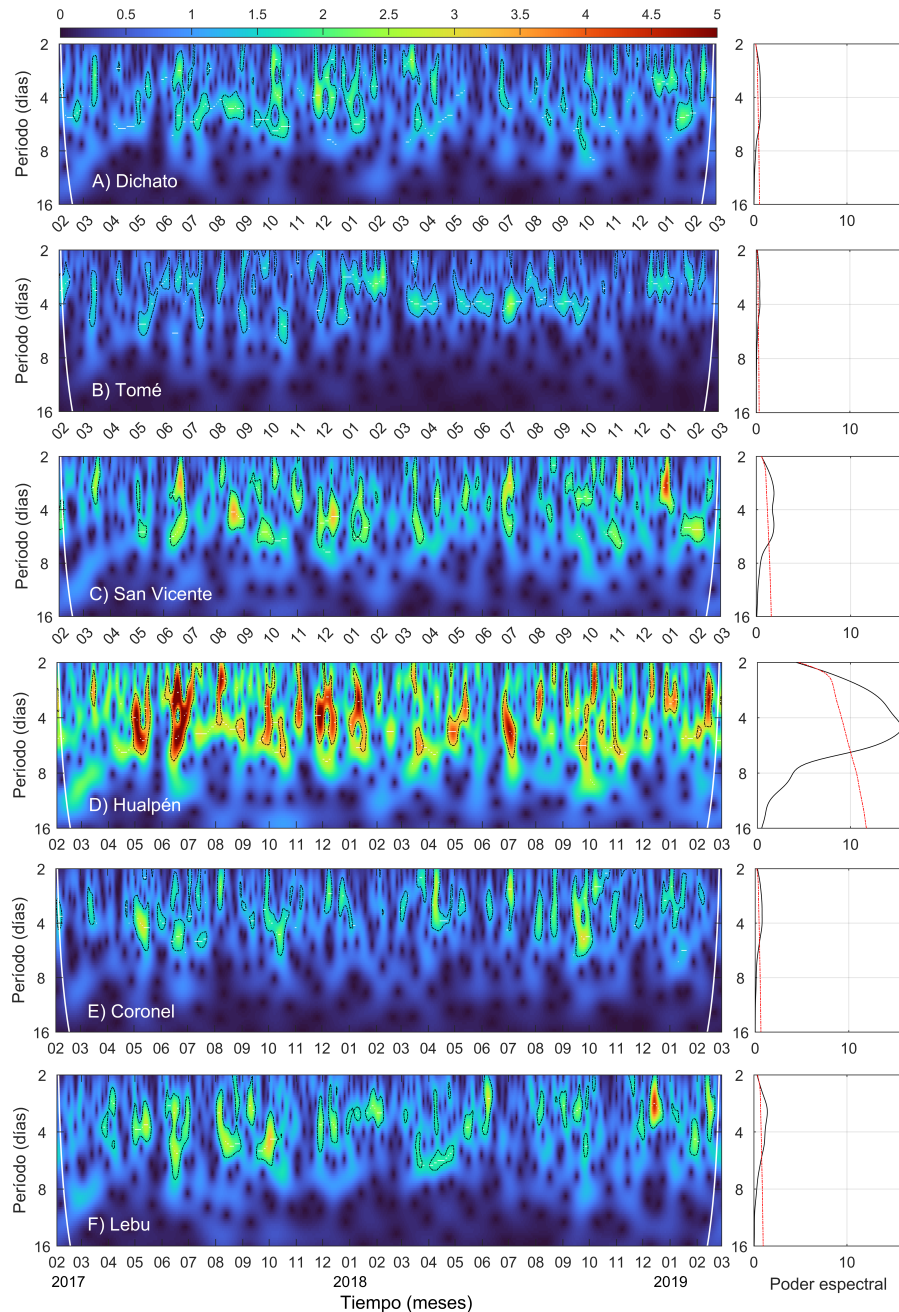


Figura A.2: Análisis de wavelet realizado al eje de máxima varianza del viento sinóptico en las 6 estaciones de estudio (utilizando un pasa-banda entre 2 y 16 días). La línea sólida blanca define el cono de influencia donde los datos no están influenciados por los efectos de borde. La paleta de colores indica la potencia espectral desde azul (baja potencia) hasta amarillo (alta potencia). Las líneas negras discontinuas indican las áreas significativas (95% y 90%). OBS: Todas las estaciones mostraron una concentración importante de energía entre dos y ocho días, especialmente San Vicente y punta Hualpén. La excepción fue la estación de Tomé donde, la señal sinóptica claramente presentó menor intensidad (Figura A.2,b). La señal sinóptica tendió a repartirse a lo largo de todo el año con un poco más de relevancia en el período de invierno-primavera, donde la presencia de ciclones es más frecuente.

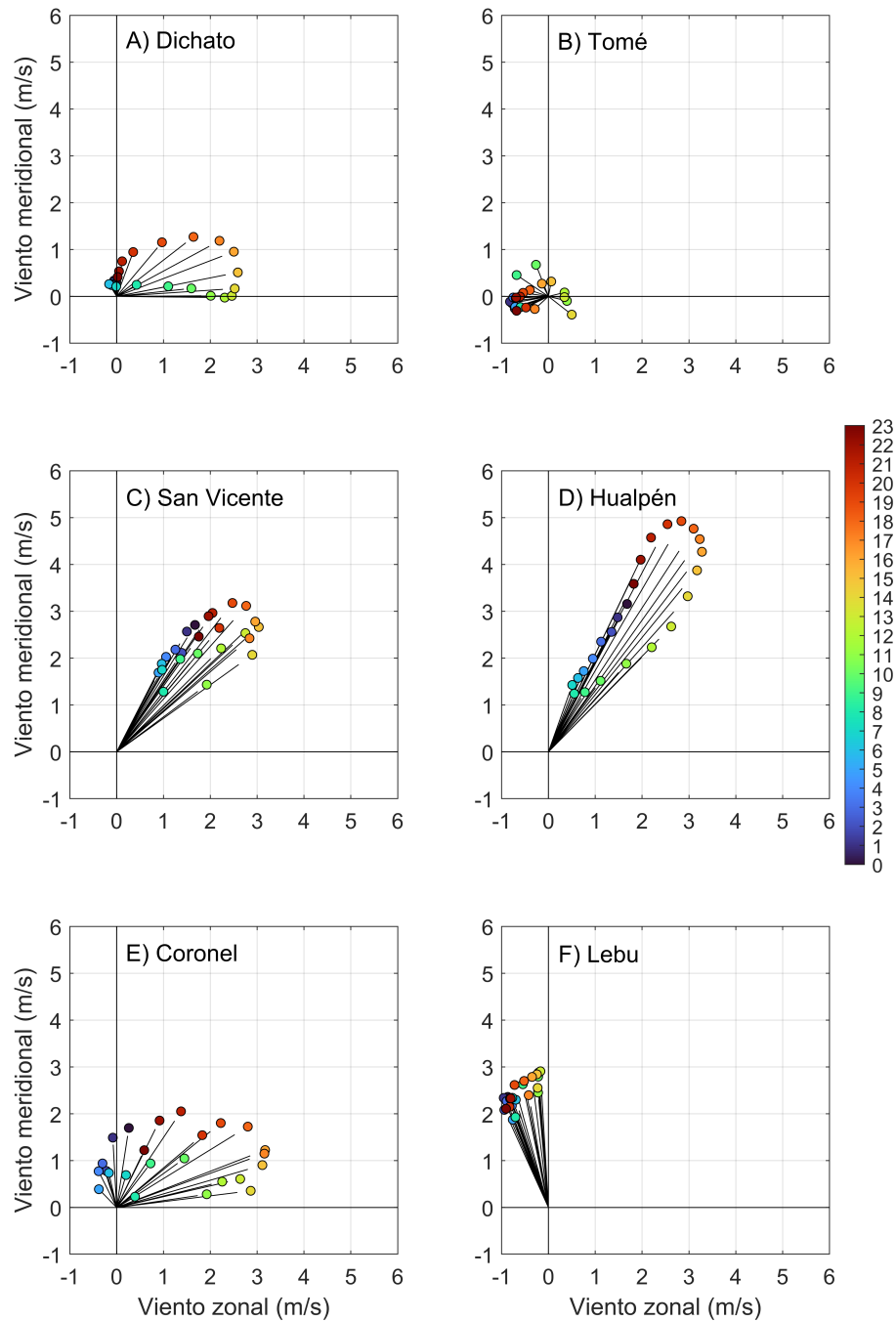


Figura A.3: Ciclo diario del viento costero. La paleta de colores indica las horas del día. El período de tiempo corresponde a primavera-verano de la serie temporal. OBS: Para los dos años en estudio, el ciclo diario del viento mostró una alta variación entre las 6 estaciones costeras (Figura A.3,a-f). Debido a que este ciclo es forzado radiativamente por el fenómeno de brisa marina, los cálculos se hicieron sólo con los meses de primavera-verano. Las 6 estaciones mostraron un máximo de viento entre las 14:00 y 18:00 h con dirección hacia el noreste, sólo la estación Lebu mostró viento predominante hacia el noroeste durante el ciclo diario (Figura A.3,f). Las menores velocidades del viento fueron registradas durante la noche y primeras horas de la mañana (entre las 00:00 y 10:00 h, aproximadamente)

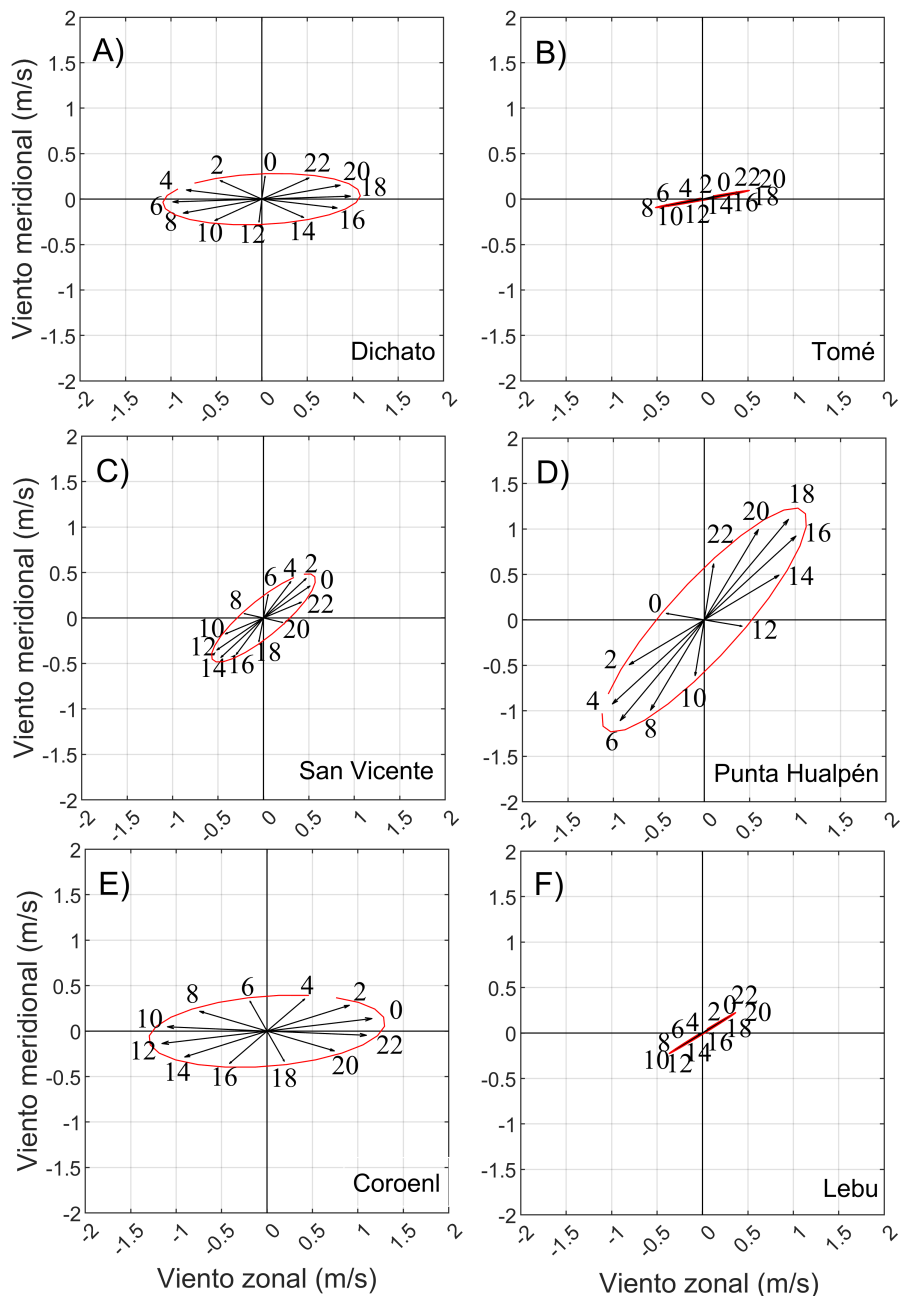


Figura A.4: Ajuste armónico de 24 horas realizado a las series temporales de viento costero. OBS: Mediante el ajuste armónico de 24 horas realizado a las series temporales, se extrajo la variabilidad diurna del viento costero. El sentido de rotación anti-horario se observó en las 6 estaciones meteorológicas analizadas (Figura A.4). Las elipses mostraron una orientación zonal en las estaciones de Dichato, Tomé y Coronel (Figura A.4,a, b, e). Por otra parte, las estaciones San Vicente, punta Hualpén y Lebu mostraron una orientación meridional noreste-suroeste (Figura A.4,c, d, f).

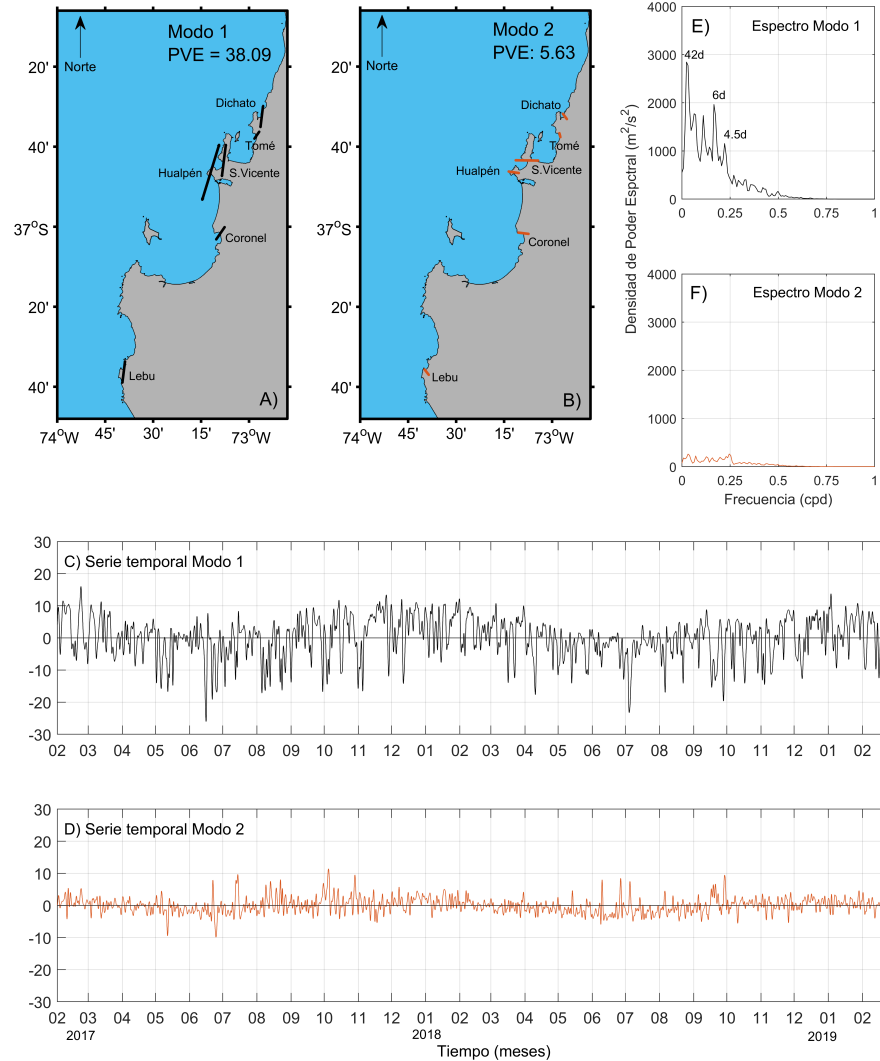


Figura A.5: Análisis de funciones ortogonales empíricas (EOF, por sus siglas en inglés) realizado al viento costero (períodos >40 h). OBS: El Modo 1 explicó el 38.09% de la variabilidad del viento, con una amplitud máxima en las estaciones Dichato, San Vicente y punta Hualpén las cuales tendieron a orientarse con la costa (Figura A.5,a). Por otra parte, el Modo 2 sólo explicó el 5.63% de la varianza (Figura A.5,b). El Modo 1 mostró la ciclicidad estacional típica del área de estudio mientras que el Modo 2 mostró fluctuaciones de alta frecuencia sin un patrón claro del comportamiento del viento (Figura A.5,c-d). El espectro del modo 1 mostró una señal sinóptica de alto poder espectral en 4.5 y 6 días, mientras que la señal intra-estacional se identificó con un máximo de 42 días. El modo 2 no mostró picos que permitieran identificar una escala de variabilidad clara (Figura A.5,e-f). Se concluye que el viento sinóptico y estacional fluctúa preferentemente a lo largo de la costa.

BIBLIOGRAFÍA

- Adams , K. A., Barth , J. A., y Shearman , R. K. Intraseasonal cross-shelf variability of hypoxia along the Newport, Oregon, hydrographic line. *Journal of Physical Oceanography*, 46(7):2219–2238, 2016.
- Aguirre , C., García-Loyola , S., Testa , G., Silva , D., Farias , L., y Tremblay , J.-É. Insight into anthropogenic forcing on coastal upwelling off south-central Chile. *Elementa: Science of the Anthropocene*, 6, 2018.
- Allen , S., Vindeirinho , C., Thomson , R., Foreman , M. G., y Mackas , D. Physical and biological processes over a submarine canyon during an upwelling event. *Canadian Journal of Fisheries and Aquatic Sciences*, 58(4):671–684, 2001. doi:10.1139/f01-008.
- Altieri , A. H. y Gedan , K. B. Climate change and dead zones. *Global Change Biology*, 21(4):1395–1406, 2015.
- Atkinson , L. P., Valle-Levinson , A., Figueroa , D., De Pol-Holz , R., Gallardo , V. A., Schneider , W., Blanco , J. L., y Schmidt , M. Oceanographic observations in Chilean coastal waters between Valdivia and Concepción. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 107(C7):18–1–18–13, 2002. doi:https://doi.org/10.1029/2001JC000991.
- Barth , J. A., Shearman , R. K., Chan , F., Pierce , S. D., Erofeev , A. Y., Brodersen , J., Levine , M. D., Page-Albins , K., Risien , C., Rubiano-Gomez , L., et al. An expanding observatory to monitor hypoxia in the Northern California Current System. 2009.
- Bever , A. J., Friedrichs , M. A., Friedrichs , C. T., y Scully , M. E. Estimating hypoxic volume in the Chesapeake Bay using two continuously sampled oxygen profiles. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 123(9):6392–6407, 2018.
- Breitburg , D., Levin , L. A., Oschlies , A., Grégoire , M., Chavez , F. P., Conley , D. J., Garçon , V., Gilbert , D., Gutiérrez , D., Isensee , K., et al. Declining oxygen in the global ocean and coastal waters. *Science*, 359(6371), 2018.
- Brink , K., Halpern , D., Huyer , A., y Smith , R. The physical environment of the Peruvian upwelling system. *Progress in Oceanography*, 12(3):285–305, 1983.
- Chávez , M. A. C. Variación estacional y sinóptica de la trampa de surgencia en la Bahía de Todos Santos B.C. 2014.
- Chen , Z., Yan , X.-H., Jiang , Y., y Jiang , L. Roles of shelf slope and wind on upwelling: A case study off east and west coasts of the US. *Ocean Modelling*, 69:136–145, 2013.
- Cisterna , J. A., Saldías , G. S., y Cáceres , C. W. Efecto de la hipoxia en la conducta de forrajeo de *Cancer setosus* (Molina, 1782)(crustacea: Decapoda) alimentado con *Mytilus chilensis* (Hupé, 1854). *Revista de Biología Marina y Oceanografía*, 43(2):419–423, 2008. doi:http://dx.doi.org/10.4067/S0718-19572008000200018.

-
- Conley , D. J., Carstensen , J., Ærtebjerg , G., Christensen , P. B., Dalsgaard , T., Hansen , J. L., y Josefson , A. B. Long-term changes and impacts of hypoxia in Danish coastal waters. *Ecological Applications*, 17(sp5):S165–S184, 2007.
- Connolly , T., Hickey , B., Geier , S., y Cochlan , W. Processes influencing seasonal hypoxia in the northern California Current System. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 115(C3), 2010.
- De La Maza , L. y Farías , L. The intensification of coastal hypoxia off central Chile: Long term and high frequency variability. *Frontiers in Earth Science*, 10:929271, 2023.
- Diaz , R. J. y Rosenberg , R. Spreading dead zones and consequences for marine ecosystems. *Science*, 321(5891):926–929, 2008.
- Diaz , R. J., Rosenberg , R., et al. Marine benthic hypoxia: a review of its ecological effects and the behavioural responses of benthic macrofauna. *Oceanography and Marine Biology. An Annual Review*, 33:245–03, 1995.
- Du , J., Shen , J., Park , K., Wang , Y. P., y Yu , X. Worsened physical condition due to climate change contributes to the increasing hypoxia in Chesapeake Bay. *Science of the Total Environment*, 630:707–717, 2018.
- Escribano , R., Hidalgo , P., Fuentes , M., y Donoso , K. Zooplankton time series in the coastal zone off Chile: Variation in upwelling and responses of the copepod community. *Progress in Oceanography*, 97:174–186, 2012.
- Escribano , R., Hidalgo , P., González , H., Giesecke , R., Riquelme-Bugueno , R., y Manríquez , K. Seasonal and inter-annual variation of mesozooplankton in the coastal upwelling zone off central-southern Chile. *Progress in Oceanography*, 75(3):470–485, 2007.
- Estrade , P., Marchesiello , P., De Verdière , A. C., y Roy , C. Cross-shelf structure of coastal upwelling: A two—dimensional extension of Ekman’s theory and a mechanism for inner shelf upwelling shut down. *Journal of Marine Research*, 66(5):589–616, 2008.
- Farías , L. y Cornejo , M. Effect of seasonal changes in bottom water oxygenation on sediment N oxides and N₂O cycling in the coastal upwelling regime off central Chile (36.5°S). *Progress in Oceanography*, 75(3):561–575, 2007.
- Feng , Y., Fennel , K., Jackson , G. A., DiMarco , S. F., y Hetland , R. D. A model study of the response of hypoxia to upwelling-favorable wind on the northern Gulf of Mexico shelf. *Journal of Marine Systems*, 131:63–73, 2014.
- Fennel , K., Laurent , A., Hetland , R., Justić , D., Ko , D. S., Lehrter , J., Murrell , M., Wang , L., Yu , L., y Zhang , W. Effects of model physics on hypoxia simulations for the northern Gulf of Mexico: A model intercomparison. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 121(8):5731–5750, 2016. doi:10.1002/2015JC011577.

-
- Fennel , K. y Testa , J. M. Biogeochemical controls on coastal hypoxia. *Annual review of marine science*, 11:105–130, 2019.
- Figueroa , D. y Moffat , C. On the influence of topography in the induction of coastal upwelling along the Chilean Coast. *Geophysical Research Letters*, 27:3905–3908, 2000. doi:10.1029/1999GL011302.
- Friedrich , J., Janssen , F., Aleynik , D., Bange , H. W., Boltacheva , N., Çagatay , M., Dale , A. W., Etiopie , G., Erdem , Z., Geraga , M., et al. Investigating hypoxia in aquatic environments: diverse approaches to addressing a complex phenomenon. *Biogeosciences*, 11(4):1215–1259, 2014.
- Fujiwara , T. y Yamada , Y. Inflow of oceanic water into Tokyo Bay and generation of a subsurface hypoxic water mass. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 107(C5):13–1, 2002.
- Galán , A., Zirbel , M. J., Saldías , G. S., Chan , F., y Letelier , R. The role of upwelling intermittence in the development of hypoxia and nitrogen loss over the Oregon shelf. *Journal of Marine Systems*, 207:103342, 2020. doi:https://doi.org/10.1016/j.jmarsys.2020.103342.
- Garcia , H. E. y Gordon , L. I. Oxygen solubility in seawater: Better fitting equations. *Limnology and Oceanography*, 37(6):1307–1312, 1992. doi:https://doi.org/10.4319/lo.1992.37.6.1307.
- Geeraert , N., Archana , A., Xu , M. N., Kao , S.-J., Baker , D. M., y Thibodeau , B. Investigating the link between pearl river-induced eutrophication and hypoxia in hong kong shallow coastal waters. *Science of the Total Environment*, 772:145007, 2021.
- González-Saldía , R., Pino-Maureira , N., Muñoz , C., Soto , L., Durán , E., Barra , M., Gutiérrez , S., Díaz , V., y Saavedra , A. Fecal pollution source tracking and thalassogenic diseases: The temporal-spatial concordance between maximum concentrations of human mitochondrial DNA in seawater and Hepatitis A outbreaks among a coastal population. *Science of The Total Environment*, 686:158–170, 2019. doi:https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2019.05.415.
- Grantham , B. A., Chan , F., Nielsen , K. J., Fox , D. S., Barth , J. A., Huyer , A., Lubchenco , J., y Menge , B. A. Upwelling-driven nearshore hypoxia signals ecosystem and oceanographic changes in the northeast Pacific. *Nature*, 429(6993):749–754, 2004.
- Gray , J. S., Wu , R. S.-s., y Or , Y. Y. Effects of hypoxia and organic enrichment on the coastal marine environment. *Marine Ecology Progress Series*, 238:249–279, 2002.
- Halpern , D. Variations in the density field during coastal upwelling. *Tethys*, 6(1-2):363–74, 1974.
- Helly , J. J. y Levin , L. A. Global distribution of naturally occurring marine hypoxia on continental margins. *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, 51(9):1159–1168, 2004.

-
- Hernández-Miranda , E., Quiñones , R., Aedo , G., Valenzuela , A., Mermoud , N., Román , C., y Yañez , F. A major fish stranding caused by a natural hypoxic event in a shallow bay of the eastern South Pacific Ocean. *Journal of Fish Biology*, 76(7):1543–1564, 2010.
- Hernández-Miranda , E., Veas , R., Anabalón , V., y Quiñones , R. A. Short-term alteration of biotic and abiotic components of the pelagic system in a shallow bay produced by a strong natural hypoxia event. *PloS One*, 12(7):e0179023, 2017.
- Hernández-Miranda , E., Veas , R., Labra , F. A., Salamanca , M., y Quiñones , R. A. Response of the epibenthic macrofaunal community to a strong upwelling-driven hypoxic event in a shallow bay of the southern Humboldt Current System. *Marine Environmental Research*, 79:16–28, 2012.
- Herrera-Becerril , C. A., Sanchez-Cabeza , J.-A., Sánchez , L. F. Á., Lara-Cera , A. R., Ruiz-Fernández , A. C., Cardoso-Mohedano , J.-G., Machain-Castillo , M. L., y Colas , F. Statistical identification of coastal hypoxia events controlled by wind-induced upwelling. *Continental Shelf Research*, 233:104634, 2022.
- Hidalgo , M., Secor , D. H., y Browman , H. I. Observing and managing seascapes: linking synoptic oceanography, ecological processes, and geospatial modelling. *ICES Journal of Marine Science*, 73(7):1825–1830, 2016.
- Hormazabal , S., Shaffer , G., Letelier , J., y Ulloa , O. Local and remote forcing of sea surface temperature in the coastal upwelling system off Chile. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 106(C8):16657–16671, 2001. doi:<https://doi.org/10.1029/2001JC900008>.
- Huie , S. A. Seasonal controls on nearshore hypoxia in a small coastal embayment. 2021.
- Huyer , A. Coastal upwelling in the California Current System. *Progress in Oceanography*, 12(3):259–284, 1983.
- Jacob , B. G., Tapia , F. J., Quiñones , R. A., Montes , R., Sobarzo , M., Schneider , W., Daneri , G., Morales , C. E., Montero , P., y González , H. E. Major changes in diatom abundance, productivity, and net community metabolism in a windier and dryer coastal climate in the southern Humboldt Current. *Progress in Oceanography*, 168:196–209, 2018.
- Jacox , M. G., Edwards , C. A., Hazen , E. L., y Bograd , S. J. Coastal upwelling revisited: Ekman, Bakun, and improved upwelling indices for the US West Coast. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 123(10):7332–7350, 2018.
- Johnson , D. R. Determining vertical velocities during upwelling off the Oregon coast. *Deep Sea Research*, 24(2):171–180, 1977.
- Kamykowski , D. y Zentara , S.-j. Hypoxia in the world ocean as recorded in the historical data set. *Deep Sea Research Part A. Oceanographic Research Papers*, 37(12):1861–1874, 1990.

-
- Largier , J. L. Upwelling bays: how coastal upwelling controls circulation, habitat, and productivity in bays. *Annual Review of Marine Science*, 12:415–447, 2020.
- Lentz , S. J. The surface boundary layer in coastal upwelling regions. *Journal of Physical Oceanography*, 22(12):1517–1539, 1992.
- Letelier , J., Pizarro , O., y Nuñez , S. Seasonal variability of coastal upwelling and the upwelling front off central Chile. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 114(C12), 2009.
- Levin , L., Gutiérrez , D., Rathburn , A., Neira , C., Sellanes , J., Muñoz , P., Gallardo , V., y Salamanca , M. Benthic processes on the Perú margin: a transect across the oxygen minimum zone during the 1997–98 el niño. *Progress in Oceanography*, 53(1):1–27, 2002.
- Li , Z. y Weisberg , R. H. West Florida continental shelf response to upwelling favorable wind forcing: Kynematics. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 104(C10):23427–23442, 1999. doi:<https://doi.org/10.1029/1999JC900205>.
- Lotliker , A. A., Baliarsingh , S., Trainer , V. L., Wells , M. L., Wilson , C., Bhaskar , T. U., Samanta , A., y Shahimol , S. Characterization of oceanic noctiluca blooms not associated with hypoxia in the northeastern arabian sea. *Harmful algae*, 74:46–57, 2018. doi:<https://doi.org/10.1016/j.hal.2018.03.008>.
- Mardones , P., Wong , Z., Contreras-Rojas , J., Muñoz , R., Hernández , E., y Sobarzo , M. Upwelling shadows driven by the low-level jet along the subtropical west coast of South America: Gulf of Arauco, Chile. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 2021.
- Matear , R., Hirst , A., y McNeil , B. Changes in dissolved oxygen in the Southern Ocean with climate change. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 1(11), 2000. doi:<https://doi.org/10.1029/2000GC000086>.
- Meehl , G. A., Stocker , T. F., Collins , W. D., Friedlingstein , P., Gaye , A. T., Gregory , J. M., Kitoh , A., Knutti , R., Murphy , J. M., Noda , A., et al. Global climate projections. Chapter 10. 2007.
- Merma-Mora , L., Colas , F., Cardich , J., Sánchez , S., Flores , E., Lorenzo , A., Aguirre-Velarde , A., Correa , D., y Gutiérrez , D. Bottom-water hypoxia in the paracas bay (peru, 13.8° s) associated with seasonal and synoptic time scale variability of winds and water stratification. *Journal of Marine Systems*, 241:103918, 2024. doi:<https://doi.org/10.1016/j.jmarsys.2023.103918>.
- Mesias , J. M., Matano , R. P., y Strub , P. T. Dynamical analysis of the upwelling circulation off central Chile. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 108(C3), 2003. doi:<https://doi.org/10.1029/2001JC001135>.
- Mirshak , R. y Allen , S. E. Spin-up and the effects of a submarine canyon: Applications to upwelling in Astoria Canyon. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 110(C2), 2005.

-
- Montecinos , A. y Gomez , F. ENSO modulation of the upwelling season off southern-central Chile. *Geophysical Research Letters*, 37(2), 2010.
- Monteiro , P., Van der Plas , A., Mohrholz , V., Mabilie , E., Pascall , A., y Joubert , W. Variability of natural hypoxia and methane in a coastal upwelling system: Oceanic physics or shelf biology. *Geophysical Research Letters*, 33(16), 2006.
- Monteiro , P., Van Der Plas , A., Melice , J.-L., y Florenchie , P. Interannual hypoxia variability in a coastal upwelling system: Ocean–shelf exchange, climate and ecosystem-state implications. *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, 55(4):435–450, 2008.
- Morales , C. E., Hormazábal , S. E., y Blanco , J. Interannual variability in the mesoscale distribution of the depth of the upper boundary of the oxygen minimum layer off northern Chile (18–24°S): Implications for the pelagic system and biogeochemical cycling. *Journal of Marine Research*, 57(6):909–932, 1999.
- Muñoz , R., Vergara , O. A., Figueroa , P. A., Mardones , P., Sobarzo , M., y Saldías , G. S. On the phenology of coastal upwelling off central-southern Chile. *Dynamics of Atmospheres and Oceans*, 104:101405, 2023.
- Murphy , R. R., Kemp , W. M., y Ball , W. P. Long-term trends in Chesapeake Bay seasonal hypoxia, stratification, and nutrient loading. *Estuaries and Coasts*, 34(6):1293–1309, 2011.
- Najjar , R. G., Pyke , C. R., Adams , M. B., Breitburg , D., Hershner , C., Kemp , M., Howarth , R., Mulholland , M. R., Paolisso , M., Secor , D., et al. Potential climate-change impacts on the Chesapeake Bay. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 86(1):1–20, 2010.
- Narváez , D. A., Navarrete , S. A., Largier , J., y Vargas , C. A. Onshore advection of warm water, larval invertebrate settlement, and relaxation of upwelling off central Chile. *Marine Ecology Progress Series*, 309:159–173, 2006. ISSN 01718630, 16161599. URL <http://www.jstor.org/stable/24869986>.
- Paolini-Cuadra , P., Rodríguez , F., y Gallardo , C. Space-time characterization of Punta Lavapié upwelling system through SS NOAA/AVHRR images. *Gayana*, 68(2):459–465, 2004.
- Peterson , W. T., Arcos , D. F., McMANuS , G. B., Dam , H., Bellantoni , D., Johnson , T., y Tiselius , P. The nearshore zone during coastal upwelling: daily variability and coupling between primary and secondary production off central Chile. *Progress in Oceanography*, 20(1):1–40, 1988.
- Pierce , S. D., Barth , J. A., Shearman , R. K., y Erofeev , A. Y. Declining oxygen in the Northeast Pacific. *Journal of Physical Oceanography*, 42(3):495–501, 2012.

-
- Pietri , A., Echevin , V., Testor , P., Chaigneau , A., Mortier , L., Grados , C., y Albert , A. Impact of a coastal-trapped wave on the near-coastal circulation of the Peru upwelling system from glider data. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 119(3):2109–2120, 2014. doi:<https://doi.org/10.1002/2013JC009270>.
- Pinochet , A., Garcés-Vargas , J., Lara , C., y Olguín , F. Seasonal variability of upwelling off central-southern Chile. *Remote Sensing*, 11(15):1737, 2019.
- Piñones , A., Castilla , J., Guíñez , R., y Largier , J. Nearshore surface temperatures in Antofagasta Bay (Chile) and adjacent upwelling centers. *Ciencias Marinas*, 33(1):37–48, 2007.
- Pisareva , M. N., Pickart , R. S., Lin , P., Fratantoni , P. S., y Weingartner , T. J. On the nature of wind-forced upwelling in Barrow Canyon. *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, 162:63–78, 2019.
- Pizarro , O., Hormazabal , S., C , A., y Yáñez , E. Variabilidad del viento, nivel del mar y temperatura en la costa norte de Chile. *Investigaciones Marinas*, 22, 1994. doi: 10.4067/S0717-71781994002200007.
- Pizarro-Koch , M., Pizarro , O., Dewitte , B., Montes , I., Ramos , M., Paulmier , A., y Garçon , V. Seasonal variability of the southern tip of the oxygen minimum zone in the eastern south Pacific (30–38°S): A modeling study. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 124(12):8574–8604, 2019. doi:<https://doi.org/10.1029/2019JC015201>.
- Pond , S. y Pickard , G. L. *Introductory dynamical oceanography*. Gulf Professional Publishing, 1983.
- Rabalais , N. N. y Turner , R. E. Gulf of Mexico hypoxia: Past, present, and future. *Limnology and Oceanography Bulletin*, 28(4):117–124, 2019.
- Rabalais , N., Diaz , R. J., Levin , L., Turner , R., Gilbert , D., y Zhang , J. Dynamics and distribution of natural and human-caused hypoxia. *Biogeosciences*, 7(2):585–619, 2010.
- Rahn , D. A., Rosenblüth* , B., y Rutllant , J. A. Detecting subtle seasonal transitions of upwelling in North-Central Chile. *Journal of Physical Oceanography*, 45(3):854–867, 2015.
- Ramp , S. R., Paduan , J. D., Shulman , I., Kindle , J., Bahr , F. L., y Chavez , F. Observations of upwelling and relaxation events in the northern Monterey Bay during August 2000. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 110(C7), 2005. doi:<https://doi.org/10.1029/2004JC002538>.
- Rivas , D., Badan , A., y Ochoa , J. The ventilation of the deep Gulf of Mexico. *Journal of Physical Oceanography*, 35(10):1763–1781, 2005.
- Roman , M. R., Brandt , S. B., Houde , E. D., y Pierson , J. J. Interactive effects of hypoxia and temperature on coastal pelagic zooplankton and fish. *Frontiers in Marine Science*, 6:139, 2019.

-
- Rose , K. A., Justic , D., Fennel , K., y Hetland , R. D. Numerical modeling of hypoxia and its effects: Synthesis and going forward. En *Modeling Coastal Hypoxia*, págs. 401–421. 2017.
- Saldías , G. y Allen , S. The influence of a submarine canyon on the circulation and cross-shore exchanges around an upwelling front. *Journal of Physical Oceanography*, 2020. doi:10.1175/JPO-D-19-0130.1.
- Saldías , G., Ramos Musalem , K., y Allen , S. Circulation and upwelling induced by coastal trapped waves over a submarine canyon in an idealized eastern boundary margin. *Geophysical Research Letters*, 2021. doi:10.1029/2021GL093548.
- Saldías , G. S., Largier , J. L., Mendes , R., Pérez-Santos , I., Vargas , C. A., y Sobarzo , M. Satellite-measured interannual variability of turbid river plumes off central-southern Chile: Spatial patterns and the influence of climate variability. *Progress in Oceanography*, 146:212–222, 2016. doi:https://doi.org/10.1016/j.pocean.2016.07.007.
- Samelson , R., Barbour , P., Barth , J., Bielli , S., Boyd , T., Chelton , D., Kosro , P., Levine , M., Skyllingstad , E., y Wilczak , J. Wind stress forcing of the Oregon coastal ocean during the 1999 upwelling season. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 107(C5):2–1, 2002.
- Schneider , W., Fuenzalida , R., Garcés-Vargas , J., Bravo , L., y Lange , C. Extensión vertical y horizontal de la zona de mínima oxígeno en el Pacífico Sur Oriental. *Gayana (Concepción)*, 70:79–82, 2006.
- Scully , M. E. The contribution of physical processes to inter-annual variations of hypoxia in Chesapeake Bay: A 30-yr modeling study. *Limnology and Oceanography*, 61(6):2243–2260, 2016.
- Silva , N. y Vargas , C. A. Hypoxia in Chilean patagonian fjords. *Progress in Oceanography*, 129:62–74, 2014.
- Sobarzo , M., Figueroa , M., y Djurfeldt , L. Upwelling of subsurface water into the rim of the Biobío submarine canyon as a response to surface winds. *Continental Shelf Research*, 21(3):279–299, 2001. ISSN 0278-4343. doi:https://doi.org/10.1016/S0278-4343(00)00082-0.
- Sobarzo , M., Bravo , L., Donoso , D., Garcés-Vargas , J., y Schneider , W. Coastal upwelling and seasonal cycles that influence the water column over the continental shelf off central Chile. *Progress in Oceanography*, 75(3):363–382, 2007.
- Sobarzo , M., Bravo , L., y Moffat , C. Diurnal-period, wind-forced ocean variability on the inner shelf off Concepción, Chile. *Continental Shelf Research*, 30(20):2043–2056, 2010.
- Sobarzo , M. y Djurfeldt , L. Coastal upwelling process on a continental shelf limited by submarine canyons, Concepción, central Chile. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 109(C12), 2004.

-
- Sobarzo , M., Saldías , G. S., Tapia , F. J., Bravo , L., Moffat , C., y Largier , J. L. On subsurface cooling associated with the Biobio River Canyon (Chile). *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 121(7):4568–4584, 2016.
- Sánchez , G., Pantoja , S., Lange , C., González , H., y Daneri , G. Seasonal changes in particulate biogenic and lithogenic silica in the upwelling system off Concepción (36°S), Chile, and their relationship to fluctuations in marine productivity and continental input. *Continental Shelf Research*, 28(18):2594–2600, 2008. doi:<https://doi.org/10.1016/j.csr.2008.07.010>.
- Tarazona , J. y Arntz , W. The Peruvian coastal upwelling system. En *Coastal Marine Ecosystems of Latin America*, págs. 229–244. 2001.
- Thiede , J. y Suess , E. Coastal upwelling. En *Its Sediment Record, Part B, Sedimentary Records of Ancient Coastal Upwelling, NATO Conf Ser*, tomo 4. 1983.
- Trenberth , K. E. Recent Observed interdecadal climate changes in the Northern Hemisphere. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 71(7):998–993, 1990. doi:[https://doi.org/10.1175/1520-0477\(1990\)071<0988:ROICCI>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0477(1990)071<0988:ROICCI>2.0.CO;2).
- Ulloa , O., Canfield , D. E., DeLong , E. F., Letelier , R. M., y Stewart , F. J. Microbial oceanography of anoxic oxygen minimum zones. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 109(40):15996–16003, 2012. doi:<https://doi.org/10.1073/pnas.1205009109>.
- Vaquer-Sunyer , R. y Duarte , C. M. Thresholds of hypoxia for marine biodiversity. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 105(40):15452–15457, 2008. doi:<https://doi.org/10.1073/pnas.0803833105>.
- Vargas , C. A., Arriagada , L., Sobarzo , M., Contreras , P. Y., et al. Bacterial production along a river-to-ocean continuum in central Chile: implications for organic matter cycling. *Aquatic Microbial Ecology*, 68(3):195–213, 2013.
- Vargas , C. A., Contreras , P. Y., Pérez , C. A., Sobarzo , M., Saldías , G. S., y Salisbury , J. Influences of riverine and upwelling waters on the coastal carbonate system off Central Chile and their ocean acidification implications. *Journal of Geophysical Research: Biogeosciences*, 121(6):1468–1483, 2016. doi:<https://doi.org/10.1002/2015JG003213>.
- Vergara , O., Dewitte , B., Montes , I., Garçon , V., Ramos , M., Paulmier , A., y Pizarro , O. Seasonal variability of the oxygen minimum zone off Perú in a high-resolution regional coupled model. *Biogeosciences*, 13(15):4389–4410, 2016.
- Völker , D., Geersen , J., Contreras-Reyes , E., Sellanes , J., Pantoja , S., Rabbal , W., Thorwart , M., Reichert , C., Block , M., y Weinrebe , W. R. Morphology and geology of the continental shelf and upper slope of southern central Chile (33°S–43°S). *International Journal of Earth Sciences*, 103(7):1765–1787, 2014.
- Walter , R. K., Huie , S. A., Abraham , J. C. P., Pasulka , A., Davis , K. A., Connolly , T. P., Mazzini , P. L., y Robbins , I. Seasonal controls on nearshore dissolved oxygen

-
- variability and hypoxia in a coastal embayment. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 278:108123, 2022. doi:<https://doi.org/10.1016/j.ecss.2022.108123>.
- Walter , R. K., Woodson , C. B., Leary , P. R., y Monismith , S. G. Connecting wind-driven upwelling and offshore stratification to nearshore internal bores and oxygen variability. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 119(6):3517–3534, 2014.
- Wang , K., Yao , J., Wang , J., Liu , H., y Yin , K. Role of winds in interrupting the formation of coastal hypoxia. *Frontiers in Marine Science*, 9:839812, 2022.
- Wei , Q., Yao , P., Xu , B., Zhao , B., Ran , X., Zhao , Y., Sun , J., Wang , B., y Yu , Z. Coastal upwelling combined with the river plume regulates hypoxia in the changjiang estuary and adjacent inner east china sea shelf. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 126(11):e2021JC017740, 2021. doi:<https://doi.org/10.1029/2021JC017740>.
- Wiseman , W. J., Rabalais , N., Turner , R., Dinnel , S., y MacNaughton , A. Seasonal and interannual variability within the louisiana coastal current: stratification and hypoxia. *Journal of Marine Systems*, 12(1-4):237–248, 1997.
- Wong , Z., Saldías , G. S., Largier , J. L., Strub , P. T., y Sobarzo , M. Surface thermal structure and variability of upwelling shadows in the Gulf of Arauco, Chile. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 126(4), 2021.
- Zhang , J., Gilbert , D., Gooday , A. J., Levin , L., Naqvi , S. W. A., Middelburg , J. J., Scranton , M., Ekau , W., Peña , A., Dewitte , B., Oguz , T., Monteiro , P. M. S., Urban , E., Rabalais , N. N., Ittekkot , V., Kemp , W. M., Ulloa , O., Elmgren , R., Escobar-Briones , E., y Van der Plas , A. K. Natural and human-induced hypoxia and consequences for coastal areas: synthesis and future development. *Biogeosciences*, 7(5):1443–1467, 2010.
- Zhang , W., Wu , H., Hetland , R. D., y Zhu , Z. On mechanisms controlling the seasonal hypoxia hot spots off the Changjiang River Estuary. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 124(12):8683–8700, 2019. doi:<https://doi.org/10.1029/2019JC015322>.
- Zhang , W., Wu , H., y Zhu , Z. Transient hypoxia extent off Changjiang River estuary due to mobile Changjiang River plume. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 123(12):9196–9211, 2018.
- Zhou , F., Chai , F., Huang , D., Xue , H., Chen , J., Xiu , P., Xuan , J., Li , J., Zeng , D., Ni , X., et al. Investigation of hypoxia off the Changjiang Estuary using a coupled model of ROMS-CoSiNE. *Progress in Oceanography*, 159:237–254, 2017.