

**UNIVERSIDAD DE CONCEPCIÓN**  
**FACULTAD DE CIENCIAS FÍSICAS Y MATEMÁTICAS**  
**DEPARTAMENTO DE GEOFÍSICA**



**Variabilidad climática y su relación con  
la variabilidad de la Zona de Mínimo  
Oxígeno en el Pacífico Sur-Oriental:  
Análisis de testigos sedimentarios y  
modelos climáticos**

Por  
Iván Almendra Gajardo

Tesis presentada al Departamento de Geofísica de la Facultad de Ciencias  
Físicas y Matemáticas de la Universidad de Concepción para optar al  
grado de Magíster en Geofísica

Julio, 2023

---

UNIVERSIDAD DE CONCEPCIÓN

FACULTAD DE CIENCIAS FÍSICAS Y MATEMÁTICAS

DEPARTAMENTO DE GEOFÍSICA

Variabilidad climática y su relación con la  
variabilidad de la Zona de Mínimo Oxígeno en el  
Pacífico Sur-Oriental: Análisis de testigos  
sedimentarios y modelos climáticos

Por  
Iván Almendra Gajardo

Tesis presentada al Departamento de Geofísica de la Facultad de Ciencias  
Físicas y Matemáticas de la Universidad de Concepción para optar al  
grado de Magíster en Geofísica

Profesor Guía: Práxedes Muñoz, Boris Dewitte

Comisión: Carolina Parada, Ivonne Montes

Concepción, Chile

Julio, 2023

---

© 2023 Iván Alejandro Almendra Gajardo

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

---

## **AGRADECIMIENTOS**

Comienzo agradeciendo a todo el cuerpo académico del Magíster en Geofísica de la Universidad de Concepción por los conocimientos y el apoyo, como estudiante y profesional, que me han brindado. Especialmente a Carolina Parada, docente de la carrera de geofísica y actual directora del magíster, por haberme ayudado a crecer como profesional.

Me gustaría agradecer a Práxedes Muñoz, tutora de esta tesis, y académica e investigadora de la Universidad Católica del Norte, por sus conocimientos en geoquímica y paleoceanografía. Además, agradezco el apoyo brindado tanto para esta tesis, como para su predecesora durante el transcurso de mis estudios de pregrado.

Agradezco a Boris Dewitte por todo el apoyo brindado durante el transcurso de esta tesis. Aprecio la crítica constructiva y los consejos los cuales me han permitido crecer y mejorar muchos aspectos de mi como profesional. Agradezco las oportunidades brindadas durante el desarrollo de esta tesis y por su guía al momento de la escritura del paper.

Agradezco a Ivonne Montes, por su disposición a formar parte de la comisión de esta tesis.

Doy gracias a mi familia por estar presente y apoyando en todo momento, y por la motivación brindada en momentos críticos. Finalmente, quisiera agradecer a mi pareja Francisca, por la ayuda y el ánimo que me entregó desde que comencé con este trabajo.



## Índice general

<b>1. Capítulo 1</b>	<b>3</b>
1.1. Introducción . . . . .	3
1.1.1. Zona de estudio . . . . .	4
1.1.2. Mecanismos asociados en la variabilidad de la Zona de Mínimo Oxígeno del Pacífico Sur Oriental . . . . .	9
1.1.3. Impacto del modo climático El Niño Oscilación del Sur en la región del Pacífico Sur Oriental . . . . .	11
1.1.4. Impacto del modo climático: Oscilación Decadal del Pacífico, en la ZMO del Pacífico Sur Oriental . . . . .	14
1.1.5. Variabilidad a largo plazo de la Zona de Mínimo Oxígeno en la zona de estudio . . . . .	15
1.2. Hipótesis y objetivos . . . . .	17
<b>2. Capítulo 2</b>	<b>19</b>
2.1. Introducción . . . . .	19
2.1.1. El clima en la región de Coquimbo . . . . .	23
2.1.2. Teleconexiones que afectan el estado medio del clima en el Pacífico Sur Oriental . . . . .	26
2.2. Metodología y datos . . . . .	28
2.2.1. Estado medio y desviación estándar de oxígeno en el modelo CESM Large Ensemble . . . . .	32
2.2.2. Cálculo de anomalías . . . . .	34
2.2.3. Filtros . . . . .	35
2.2.4. Índices para variabilidad inter-anual e inter-decadal . . . . .	36
2.2.5. Análisis de compuestos . . . . .	38
2.2.6. Funciones ortogonales empíricas . . . . .	39
2.2.7. Regla de North . . . . .	41
2.2.8. Análisis de ondeletas . . . . .	41
2.2.9. Significancia de los análisis de Ondeletas . . . . .	43
2.3. Resultados . . . . .	44
2.3.1. Tendencia en las razones elementales, datos de testigos sedimentarios . . . . .	44
2.3.2. Análisis de ondeletas para los índices climáticos . . . . .	49
2.3.3. Filtros móviles y variabilidad a largo plazo de los índices climáticos . . . . .	53
2.3.4. Mapas de compuestos . . . . .	56

2.4.	Discusión . . . . .	58
2.4.1.	Incertidumbre en los periodos de interés del análisis de ondeletas . . . . .	58
2.4.2.	Incertidumbre en la ventana móvil de los análisis a los índices climáticos y mapas de compuestos . . . . .	59
2.4.3.	Posibles mecanismos detrás de la variabilidad a largo plazo en el Pacífico Sur Oriental . . . . .	60
2.5.	Conclusiones . . . . .	61
<b>3.</b>	<b>Capítulo 3</b>	<b>64</b>
3.1.	Introducción . . . . .	64
3.2.	Metodología . . . . .	66
3.2.1.	Datos . . . . .	66
3.2.2.	Simulación regional . . . . .	69
3.2.3.	Índices de ENOS . . . . .	69
3.2.4.	Sensibilidad climática de TSM . . . . .	70
3.2.5.	Series de tiempo de oxígeno disuelto . . . . .	71
3.2.6.	Varianza de oxígeno física y biológica . . . . .	72
3.2.7.	Análisis a la resolución temporal . . . . .	73
3.2.8.	Análisis estadístico de significancia . . . . .	74
3.2.9.	Representación de las corrientes Ecuatoriales . . . . .	74
3.3.	Resultados . . . . .	75
3.3.1.	<i>Emergent Constraint</i> en la oxigenación . . . . .	80
3.3.2.	Forzamiento de la ZMO del Pacífico Sur Oriental por cambios en la variabilidad de ENOS . . . . .	84
3.4.	Discusión y conclusión . . . . .	86
<b>4.</b>	<b>Capítulo 4</b>	<b>88</b>
4.1.	Conclusiones generales . . . . .	88
<b>A.</b>	<b>Anexo</b>	<b>107</b>
A.0.1.	Análisis del testigo sedimentario . . . . .	107
A.0.2.	Razones isotópicas . . . . .	111
<b>B.</b>	<b>Material suplementario B</b>	<b>113</b>
<b>C.</b>	<b>Material suplementario C</b>	<b>120</b>

## Índice de figuras

- 1.1. **Zona de estudio:** ZMO en el Océano Pacífico a 300 metros de profundidad. Los contornos azul y rojo representan el borde de la ZMO para 60 y 20 $\mu$  mol respectivamente. El recuadro blanco delimita la zona de estudio y la región horizontal que se utilizó para el cálculo de la serie de tiempo del volumen de oxígeno disuelto. Las líneas S1 y S2 simbolizan las secciones verticales en 12°S y 30°S, mientras que S3 corresponde a la sección vertical centrada en el Ecuador utilizada para el cálculo de corrientes. Se utilizaron datos de CARS2009 para representar los niveles de oxígeno. 5
- 1.2. Esquema de la circulación oceánica para el Pacífico tropical oriental, compilado de Gunther 1936; Wyrтки 1963; Tsuchiya 1975, 1985; Lukas 1986; Strub et al. 1998; Johnson and Moore 1997; Rowe et al. 2000; McCreary et al. 2002; Kessler 2006. Las líneas continuas indican corrientes superficiales, mientras que aquellas discontinuas o punteadas muestran corrientes subsuperficiales. Contra-corriente Ecuatorial Norte (CCEN/NECC); Corriente Ecuatorial Sur (CES/SEC); Corriente Ecuatorial Sub-superficial (CESS/EUC); Contra-corriente Sub-superficial primaria (CCSSp/pSSCC) y secundaria (CCSSs/sSSCC); Corriente Costera Peruana (CCP/PCC); Corriente Oceánica Peruana (COP/POC); Corriente Sub-superficial de Perú-Chile (CSSPC/PCUC); y finalmente la Contra-corriente de Perú-Chile (CCPC/PCCC). La figura fue extraída del artículo científico de Montes et al. 2010. 6
- 1.3. (a) Sección vertical de velocidad zonal en 100°W para la visualización del Sistema de Corrientes Ecuatorial. (b) Sección vertical de velocidad meridional en 30°S, para visualizar las corrientes asociadas al Sistema de Corrientes de Perú Chile, en la zona de interés. Para esta figura se utilizó la base de datos del Simple Ocean Data Assimilation (SODA). . . . . 8
- 1.4. Distribución vertical de los porcentajes de masas de agua (a) sección longitudinal frente a Perú y Chile (10 – 52°S); (b) sección latitudinal frente 28°S; y (c) sección frente los 43°S. Las abreviaciones en la figura se encuentran en inglés y corresponden a: STW, para Agua Subtropical; SAAW, para agua Subantártica; ESSW, para Agua Ecuatorial Subsuperficial; AAIW, para Agua Intermedia Antártica; y PDW, para Agua Profunda del Pacífico. Esta figura fue extraída de Silva et al. 2009 . . . . 9
- 2.1. **Mapa de coordenadas:** Ubicación geográfica de los puntos en los cuales fueron extraídos los testigos de sedimentos para el proyecto Fondecyt#1140851. La equis indica el punto exacto de extracción, en donde la de color azul corresponde al testigo BTGC8, mientras que la de color rojo representa al testigo BGGC5. . . . . 30

2.2. **Ensemble mean:** promedio (a) y desviación estándar (b) de los 34 miembros del modelo CESM Large Ensemble, para la variable de oxígeno disuelto, en la sección vertical a 12°S. El estado medio y la desviación estándar media fueron estimados para el período de 1920-2005 (corrida histórica). . . . . 32

2.3. **Ensemble mean:** promedio (a) y desviación estándar (b) de los 34 miembros del modelo CESM Large Ensemble, para la variable de oxígeno disuelto, en la sección vertical a 30°S. El estado medio y la desviación estándar media fueron estimados para el período de 1920-2005 (corrida histórica). . . . . 33

2.4. **Series de tiempo:** anomalías normalizadas para las razones elementales (metal/Al) del testigo sedimentario BGGC5. . . . . 45

2.5. **Series de tiempo:** anomalías normalizadas para las razones elementales (metal/Al) del testigo sedimentario BTGC8 . . . . . 46

2.6. **Análisis de bootstrapping:** al considerar distintos pasos de tiempo aleatorios, se generó una serie de tiempo sintética usando el escenario pre-industrial unida al primer miembro del modelo CESM Large Ensemble (CESM-Lens). Las series de tiempo pertenecen a datos de este modelo para las fechas correspondientes a las muestras de los testigos sedimentarios. Las líneas verticales rojas corresponden a los percentiles del 5 % y 95 %, mientras que la línea vertical negra indica el valor de la tendencia encontrada en el modelo CESM-Lens para las fechas pertenecientes a los testigos sedimentarios. . . . . 48

2.7. **Análisis de ondeletas para las observaciones:** (a) Serie de correlación entre las series de tiempo de poder espectral asociadas a distintas periodicidades (eje-y de las figuras b, c y d), en este caso la significativa bajo el 95 % de confianza es calculada usando un test de t-student, y representada en el grosor de la serie. Dichas series de tiempo se obtuvieron de los análisis de ondeleta para (b) la ODP y (c) el índice Niño 3.4 de los datos reconstruidos de HadSST2. Además, se analizó la variabilidad conjunta de ambos índices climáticos usando un análisis de ondeletas cruzado (d). Los contornos negros indican regiones del espacio frecuencia-tiempo que son significativas. Las regiones con colores cálidos (fríos) indican un alto (bajo) poder espectral. Figuras asociadas a la significancia de los mapas espectrales (b, c y d) pueden encontrarse en la sección de material suplementario . . . . . 50

2.8. **Análisis de ondeletas:** (a) Serie de correlación entre las series de tiempo de poder espectral asociadas a distintas periodicidades (eje-y de las figuras b, c y d), en este caso la serie de correlación es significativa bajo el 95 % de confianza de un test de t-student y representada a través del grosor de la serie. Dichas series de tiempo se obtuvieron de los análisis de ondeleta para (b) la ODP y (c) el índice Niño 3.4 para los datos de la corrida pre-industrial del modelo climático CESM-Lens. Además, se analizó la variabilidad conjunta de ambos índices climáticos usando un análisis de ondeletas cruzado (d). Los contornos negros indican regiones del espacio frecuencia-tiempo que son significativas. Las regiones con colores cálidos (fríos) indican un alto (bajo) poder espectral. Figuras asociadas a la significancia de los mapas espectrales (b, c y d) pueden encontrarse en la sección de material suplementario . . . . . 52

2.9. Series de tiempo (desde el panel de arriba hacia abajo): para la media móvil del índice de la OIP; varianza móvil del índice E; figura que combina ambas series de tiempo mencionadas con anterioridad. La ventana escogida para el filtro es de 200 años. Los datos corresponden a la corrida pre-industrial del modelo CESM-Lens. . . . . 54

2.10. Series de tiempo (desde el panel de arriba hacia abajo): para la media móvil del índice de la ODP; varianza móvil del índice Niño 3.4; figura que combina ambas series de tiempo mencionadas con anterioridad. La ventana escogida para el filtro es de 200 años. Los datos corresponden a las series reconstruidas (observaciones). . . . . 55

2.11. (a) Mapa de compuestos para periodos positivos de la varianza móvil de ENOS y la media móvil de la OIP sobre un campo de oxígeno disuelto; (b) Similar a la figura (a), pero sólo considerando periodos positivos de la OIP. Ambas secciones verticales de oxígeno disuelto pertenecen a la latitud 12°S . . . . . 56

2.12. (a) Mapa de compuestos para periodos positivos de la varianza móvil de ENOS y la media móvil de la OIP (utilizando una ventana de 200 años) sobre un campo de oxígeno disuelto; (b) Similar a la figura (a), pero sólo considerando periodos positivos de la OIP. Ambas secciones verticales de oxígeno disuelto pertenecen a la latitud 30°S . . . . . 57

3.1. **Sensibilidad interanual del oxígeno ante anomalías de TSM en el Pacífico Ecuatorial Oriental:** Coeficientes de regresión (en  $\mu\text{mol L}^{-1} \text{ } ^\circ\text{C}^{-1}$ ) entre oxígeno disuelto y el índice E (a) a 100m de profundidad y (b, c) a lo largo de las secciones verticales en 12°S y 30°S para el periodo 1930 – 2014. Los contornos en azul y rojo muestran el límite de la ZMO (e.g.  $45 \mu\text{mol L}^{-1}$ ) para los periodos 1930 – 2014 y 2015 – 2100, respectivamente. El rectángulo negro (b, c) indica el área que se promedió para el cálculo de las series de tiempo de oxígeno disuelto. Mientras que las líneas negras (a) muestran la extensión de la sección vertical. Por último los puntos negros en las figuras representan puntos de grilla con menos de un 80% de concordancia entre valores significativos de los modelos. . . . . 71

3.2. Sensibilidad de la estimación para el cálculo del coeficiente de regresión entre anomalías de oxígeno disuelto y el índice E normalizado ante diferentes resoluciones temporales de las salidas del modelo CESM-CAM5 (M16): (a) valores mensuales versus (b) promedio anual para 12°S; (c, d) es similar pero para 30°S. Los contornos en rojo indican los bordes del valor cero. . . . . 74

3.3. **Ensemble mean de un conjunto de modelos climáticos y reanálisis para la variable de corriente zonal centrado en 100°W:** (a) Ensemble mean de los reanálisis (GODAS, CFSR, ECDA, ORAS4 y SODA3) y el promedio de (b) la desviación estándar de estos; mientras que (c) corresponde al promedio de los ESM (adjuntados en el Cuadro 3.1) y su respectivo promedio de (d) la desviación estándar. Las secciones verticales fueron divididas en dos profundidades (0 – 300 y 300 – 1500) para visualizar de mejor manera las corrientes intermedias. Los contornos punteados representan isolíneas de oxígeno disuelto. Finalmente el gráfico de barras (e) nos indica la similitud de cada uno de los modelos en representar las corrientes considerando el promedio de los reanálisis como base. Aquí, el parámetro  $X$  (eje y) representa dicha similitud, en donde  $X = 1$  corresponde a una similitud al 100% entre los modelos y los reanálisis. . . . . 75

- 3.4. **Evolución del volumen de la ZMO en anomalías ( $m^3$ ) para el periodo 1850 – 2100.** Las anomalías son relativas con respecto al promedio del periodo 1950 – 2005 mostrado para cada modelo en el panel insertado. El volumen de la ZMO se define como el volumen de las aguas cuyas concentraciones de oxígeno disuelto se encuentran bajo los  $60\mu mol L^{-1}$  sobre la región ( $5^{\circ}N - 35^{\circ}S$ ;  $160^{\circ}E - 70^{\circ}W$ ;  $0 - 1000m$ ). Los colores corresponden a cada modelo individual (ver el código de colores del panel derecho, también referirse al Cuadro 3.1 para más detalles); la curva negra corresponde el promedio del conjunto (ensemble mean), mientras que el área sombreada de tonalidad morada representa a  $\pm$  desviación estándar entre los modelos del conjunto. Se trabajó considerando 16 modelos de un total de 19 que fueron analizados, debido a que 3 de ellos poseen un volumen de la ZMO cercano a cero, aun utilizando un umbral de  $60\mu mol L^{-1}$  (nombres en rojo del Cuadro 3.1). La línea negra punteada, en el panel insertado, es el volumen dada las mismas características mencionadas anteriormente para los datos de oxígeno de CARS. . . . . 77
- 3.5. **Comparación entre la relación ENOS-Oxígeno y la tendencia a largo plazo a 100m de profundidad:** Promedio del conjunto de modelos para (a) coeficiente de regresión entre oxígeno disuelto (OD) y el índice E (en  $\mu mol L^{-1} ^{\circ}C$ ) para el periodo 1920 – 2014; y promedio de (b) mapas de tendencia lineal a largo plazo sobre el periodo 2015 – 2100 (en  $\mu mol L^{-1} década^{-1}$ ). Los contornos en azul y rojo indican el límite de la ZMO (para la isolínea de  $45 \mu mol L^{-1}$ ) a 300m para los periodos 1920 – 2014 y 2015 – 2100, respectivamente. Las líneas negras a  $12^{\circ}S$  y  $30^{\circ}S$  indican las latitudes de las secciones verticales (referirse al Material Suplementario B). El punteado blanco en (b) y negro en (a) indican los puntos de grilla con menos de un 80% de concordancia en la significancia de los modelos. . . 78

- 3.6. **Relación entre la sensibilidad del oxígeno disuelto (OD) con ENOS y el calentamiento global (*emergent constraint*):** La sensibilidad a largo plazo (2015 – 2100) del oxígeno al calentamiento de la Temperatura Superficial del Mar en el Pacífico Ecuatorial Oriental (promediado sobre la región del modo E) con respecto a la sensibilidad inter-anual (1920 – 2014) de OD al índice E para las secciones verticales en (a) 12°S y (b) 30°S para los 16 ESMs ( $M_i$ , donde  $i = 1, \dots, 16$ ). La línea continua (negra) en (a) y (b) corresponde al ajuste lineal de los  $M_i$  puntos. El valor de correlación es indicado en la esquina superior izquierda de cada panel. Los segmentos negros horizontales y verticales en cada punto proporciona un estimado del error. El tamaño de dicho segmento representa  $\pm$  la desviación estándar entre 100 estimaciones de la sensibilidad de ENOS y el clima usando el método de *bootstrapping* para el cual se escogió 40 años aleatoriamente. Los segmentos coloreados en el punto correspondiente al modelo CESM-Lens (CESM-CAM5, M18) corresponde a los errores asociados con la variabilidad interna estimada como  $\pm$  desviación estándar de las sensibilidades de ENOS y el clima entre 34 miembros del modelo. La línea vertical azul con el sombreado púrpura indica el valor de la sensibilidad de ENOS de la simulación del modelo biogeoquímico regional (referirse a la sección de metodología). El sombreado indica el percentil del 25% y 75% de la distribución de anomalías inter-anales de OD. Además, la línea vertical roja representa un estimado de observaciones para 12°S (referirse a la Figura 6a de Graco et al. 2017). (c) Correlación dentro del conjunto de modelos entre la sensibilidad OD-ENOS y la sensibilidad OD-clima como función de la latitud (entre 5°S y 39°S) para el índice E (azul) y el índice C (verde). OD es promediado en una región correspondiente a la parte superior de la oxiclina (ver el rectángulo en la Fig. 3.1, esta región es también usada para estimar la Fig. 3.6c) pero con una extensión longitudinal de 3°. La porción de la curva mas gruesa indica donde la correlación es significativa bajo un 95% de confianza basado en un test de t-student. 81
- 3.7. **Asimetría de la ZMO del Pacífico Sur Oriental:** Promedio de los mapas de simetría del conjunto de modelos para las anomalías de oxígeno (a) a 100m de profundidad; y (b, c) en las secciones verticales a 12°S y 30°S para la simulación histórica (1920 – 2014), respectivamente. Los contornos en azul indican el límite de la ZMO (usando una isolínea de  $45 \mu\text{mol L}^{-1}$  a 300m en (a)). La tendencia lineal ha sido removida previamente al cálculo de la simetría. Para este caso, sólo estamos usando modelos que cumplan con el criterio de  $< -0,15$ . . . . . 85



B.1. Razones elementales de Potasio/Calcio y Tamaño de Grano para el testigo de Guanagueros (paneles superiores) y para un testigo en la bahía de Coquimbo (este no fue incorporado en este estudio; la figura fue extraída de una investigación previa). 113

B.2. **Análisis de ondeletas:** (a) Serie de tiempo del índice N34 con la tendencia a largo plazo removida. (b) Mapa espectral frecuencia-tiempo para el índice N34, los colores cálidos (fríos) muestran un mayor (menor) poder espectral, los contornos negros indican regiones significativas. (c) Gráfica del Espectro Global de la Ondeleta (línea azul) contra el ruido rojo (línea roja) escogido para el análisis de significancia. (d) Similar al panel en (c), pero enfocado en las periodicidades de 4 – 8 años . . . . . 114

B.3. **Análisis de ondeletas:** Similar a la Fig. B.2 pero para la Oscilación Decadal del Pacífico. . . . . 115

B.4. **Análisis de ondeletas:** (a) Serie de correlación entre las series de tiempo de poder espectral asociadas a distintas periodicidades (eje-y de las figuras b, c y d), en este caso la serie de correlación es significativa bajo el 95 % de confianza de un test de t-student y representada a través del grosor de la serie. Dichas series de tiempo se obtuvieron de los análisis de ondeleta para (b) la ODP y (c) el índice E para los datos de la corrida pre-industrial del modelo climático CESM-Lens. Además, se analizó la variabilidad conjunta de ambos índices climáticos usando un análisis de ondeletas cruzado (d). Los contornos negros indican regiones del espacio frecuencia-tiempo que son significativas. Las regiones con colores cálidos (fríos) indican un alto (bajo) poder espectral. Figuras asociadas a la significancia de los mapas espectrales (b, c y d) pueden encontrarse en la sección de material suplementario . . . . . 116

B.5. **Análisis de ondeletas:** Similar a la Fig. B.4 pero para el índice C. . . . . 117

B.6. (a) Mapa de compuestos para periodos positivos de la varianza móvil de ENOS y la media móvil de la OIP (utilizando una ventana de 225 años) sobre un campo de oxígeno disuelto; (b) Similar a la figura (a), pero sólo considerando periodos positivos de la OIP. Ambas secciones verticales de oxígeno disuelto pertenecen a la latitud 12°S . . . . . 118

B.7. (a) Mapa de compuestos para periodos positivos de la varianza móvil de ENOS y la media móvil de la OIP (utilizando una ventana de 225 años) sobre un campo de oxígeno disuelto; (b) Similar a la figura (a), pero sólo considerando periodos positivos de la OIP. Ambas secciones verticales de oxígeno disuelto pertenecen a la latitud 30°S . . . . . 119

C.1. **Tendencia a largo plazo de oxígeno:** Tendencia lineal de oxígeno disuelto (a) a 100m de profundidad y (b, c) para las secciones verticales en 12°S y 30°S, respectivamente. Se utilizó sólo el escenario futuro, es decir, para el periodo 2015 – 2100. Los contornos en azul y rojo muestran el límite de la ZMO (e.g. 45  $\mu\text{mol L}^{-1}$ ) para los periodos 1930 – 2014 y 2015 – 2100, respectivamente. El rectángulo negro (b, c) indica el área que se promedió para el cálculo de las series de tiempo de oxígeno disuelto. Mientras que las líneas negras (a) muestran la extensión de la sección vertical. Por último los puntos blancos en las figuras representan puntos de grilla con menos de un 80% de concordancia entre valores significativos de los modelos. . . . . 120

C.2. **Incertidumbre en la tendencia a largo plazo en los datos de oxígeno.** Desviación estándar entre los mapas de tendencia lineal a largo plazo (2015 – 2100) encontrada en los modelos (a) a 100m de profundidad y (b, c) a lo largo de secciones verticales a 12°S y 30°S, respectivamente. El contorno en rojo indica el límite de la ZMO (considerando una isolínea de 45  $\mu\text{mol L}^{-1}$ ) para el escenario RCP8.5/SSP58.5. Las líneas negras horizontales en el mapa (a) muestran la posición y extensión de las secciones verticales (b, c). Los puntos blancos indican los puntos de grilla menos de un 80% de concordancia en la significancia. . . . . 121

C.3. Ensemble mean de la tendencia a largo plazo para Temperatura Superficial del Mar ( $^{\circ}\text{Cdecadas}^{-1}$ ) sobre el periodo de 2015 – 2100 entre los modelos. La línea roja (RCP/SSP5 8.5, 2015 – 2100) y la línea azul (histórico, 1930 – 2014) indican la región de influencia del modo E (e.g. isolínea de 0,5°C del patrón espacial del modo E). . . . . 122

C.4. Igual a la Figura 3.6, pero utilizando la profundidad de la oxiclina como variable, en vez de las concentraciones de oxígeno. . . . . 123

C.5. (Paneles izquierdos) Patrón espacial del modo E para (superior izquierda) ensemble mean de los modelos ESM y (inferior izquierda) observaciones del reanálisis HadISST. De manera análoga los paneles derechos representan el patrón espacial para el modo C. Estos mapas fueron dimensionalizados (unidad en  $^{\circ}\text{C}$ ), es decir, se le agregaron unidades de medida. . . . . 124

C.6. **Asimetría de la ZMO del Pacífico Sur Oriental:** Promedio de los mapas de simetría del conjunto de modelos para las anomalías de oxígeno (a) a 100m de profundidad; y (b, c) en las secciones verticales a 12°S y 30°S para la simulación histórica (1920 – 2014), respectivamente. Los contornos en azul indican el límite de la ZMO (usando una isolínea de 45  $\mu\text{mol L}^{-1}$  a 300m en (a)). La tendencia lineal ha sido removida previamente al cálculo de la simetría. . . . . 125

C.7. Similar a la Figura C.6, pero para este caso sólo se consideraron modelos que cumplan con  $> -0,15$ . . . . . 126

## Índice de cuadros

- 2.1. El cuadro presenta de izquierda a derecha: (primera columna) las razones elementales utilizadas en este estudio; (segunda columna) la variable biogeoquímica asociada a estas razones elementales; (tercera columna) una breve descripción de la dinámica asociada a la razón elemental. (McManus et al., 2006; Calvert and Pedersen, 2007) . . . . . 22
- 2.2. WACCM (Whole Atmosphere Community Climate Model) corresponde al forzamiento para las concentraciones de ozono. Para la serie de control usaron un forzamiento preindustrial (1850) y WACCM, se consideró el promedio climatológico de enero de temperatura y salinidad potencial del modelo PCH2 (Polar Science Center Hydrographic Climatology) como condiciones iniciales. Aquí, OD es oxígeno disuelto, TSM es temperatura superficial del mar, u y v son corriente zonal y meridional, respectivamente . . . . . 31
- 3.1. El siguiente cuadro muestra los modelos climáticos utilizados en esta investigación, estos pertenecen a los proyectos CMIP5 y CMIP6 (Comprehensive Model Intercomparison Project 5 y 6, respectivamente). Los modelos en rojo fueron descartados del análisis debido a su bajo volumen, lo que indicaría una sobre-estimación de los niveles de oxígeno en la región de interés. Las columnas de izquierda a derecha indican: el proyecto al que pertenecen, la etiqueta con la cual será referenciado en el estudio, el nombre del modelo, el centro al que pertenece, el volumen de la ZMO del Pacífico Sur Oriental (PSO) considerando un valor umbral de  $60 \mu\text{molL}^{-1}$ , finalmente,  $\alpha$  representa la asimetría de ENOS en el modelo. . . . . 67
- 3.2. Varianza explicada de Utilización Aparente de Oxígeno (UAO) y saturación de oxígeno (O2sat, en %) para el rectángulo de interés en las secciones verticales en  $12^{\circ}\text{S}$  y  $30^{\circ}\text{S}$  (ver Figura 3.5). El porcentaje de varianza es calculada de la siguiente manera:  $\% \text{UAO} = 100 - 100(\text{rms}(\text{O2-UAO}))/\text{rms}(\text{O2})$  y  $\% \text{O2sat} = 100 - 100(\text{rms}(\text{O2-O2sat}))/\text{rms}(\text{O2})$ , en donde O2 corresponde a las anomalías de oxígeno disuelto y rms a la raíz cuadrática media. UAO evalúa el consumo integral de oxígeno por actividad biológica y es calculado como la diferencia entre la concentración de saturación de oxígeno, el cual depende de temperatura y salinidad (Weiss, 1970), y la actual concentración de oxígeno. . . . . 72

## Resumen

La Zona de Mínimo Oxígeno (ZMO) del Pacífico Sur-oriental se extiende desde zonas Ecuatoriales hasta latitudes medias ( $\sim 36^{\circ}S$ ). Las ZMOs constituyen zonas de vital importancia para la dinámica de los distintos procesos biogeoquímicos que ocurren en la columna de agua, así como también para la actividad económica de la región. En este estudio nos centraremos particularmente en las latitudes  $12^{\circ}S$  y  $30^{\circ}S$ , con particular énfasis en el segmento de la ZMO que se encuentra frente a la región de Coquimbo ( $30^{\circ}S$ ). En la zona, existen datos de testigos sedimentarios que indican una tendencia hacia la oxigenación de la ZMO con respecto a las condiciones de hace  $\sim 2000$  años atrás, este comportamiento es contrario al que presentan algunos estudios climáticos respecto a la ZMO. Estas diferencias sirvieron como motivación para el desarrollo de la investigación. El enfoque dado en este estudio, busca explicar el por qué de la tendencia a aguas más oxigenadas, a través del uso de modelos climáticos. Para esto, se utiliza un conjunto de 16 Earth System Models, para analizar la relación entre escenarios históricos y sus proyecciones futuras. Identificando la existencia de una relación emergente que asociaría la sensibilidad inter-anual (e.g. ENOS) con la sensibilidad a escalas de tiempo de largo plazo (e.g. Cambio Climático). Esto entrega las bases de un argumento alternativo para la evolución del ecosistema marino de la región (oxigenación), el cual puede guiar a desarrollar mejores estrategias de adaptación. Además, esto nos permite identificar los procesos que subyacen a esta oxigenación de la costa de la región de Coquimbo. En este sentido, utilizando el modelo CESM-CAM5 (CESM-Lens), se encontró que los modos climáticos El Niño Oscilación del Sur y la Oscilación Inter-decadal del Pacífico tienen un periodo de variabilidad a largo plazo en común ( $\sim 200$  años). Lo que implicaría que cuando ambos modos se encuentran en una misma fase, los efectos de eventos de El Niño en el Pacífico Oriental, se ven intensificados. De tal manera que esta relación podría ser uno de los causantes de la oxigenación observada en los testigos sedimentarios. Los resultados sugieren que la tendencia de oxígeno disuelto en la ZMO del PSO y los cambios en la variabilidad de ENOS a baja frecuencia están relacionados a través de procesos no-lineales.

Esta tesis está conformada por 4 capítulos y se organiza de la siguiente manera: Capítulo 1, una introducción general; Capítulo 2, un análisis a datos de testigos sedimentarios con respaldo de datos observacionales y del modelo climático CESM Large Ensemble; Capítulo 3 3. un estudio en la relación entre la sensibilidad de la ZMO a ENOS y los cambios a largo plazo en los modelos climáticos; y Capítulo 4, conclusiones. Tanto el Capítulo 2 como el Capítulo 3 tienen su propia introducción, sin embargo, la introducción presente en la Capítulo 1 comprende temas más generales.

## **1. Capítulo 1**

### **1.1 Introducción**

La costa oeste de América del Sur hospeda uno de los ecosistemas marinos más productivos del mundo (Carr, 2001; Chavez et al., 2008; Montecino and Lange, 2009). La razón principal de tan alta productividad es la surgencia costera que ostenta el Pacífico Sur Oriental (PSO) (Kämpf and Chapman, 2016). La surgencia acarrea aguas ricas en nutrientes y bajas en contenido de oxígeno disuelto, las cuales emergen a la superficie debido del forzamiento de los vientos alisios producidos por el anticiclón del Pacífico Sur Oriental (APSO) (Montecinos et al., 2016). Esta masa de agua ricas en nutrientes tienen su origen en el Ecuador y recibe el nombre de Agua Ecuatorial Sub-Superficial (AESS) (Silva et al., 2009), es transportada por la Corriente Sub-Superficial de Perú-Chile (CSSPC), la cual pertenece al Sistema de Corrientes de Perú-Chile (SCPC) (Montes et al., 2010).

Las zonas de surgencia en los océanos suelen venir caracterizadas como bastos volúmenes de agua en los cuales las concentraciones de oxígeno disuelto contienen valores relativamente bajos, incluso llegando a niveles anóxicos (Helly and Levin, 2004). Las concentraciones mínimas de oxígeno disuelto, en estas regiones, son reguladas por la circulación oceánica y por procesos bio-geoquímicos locales (Duteil et al., 2018). De esta manera, en zonas tropicales del borde oriental, la circulación lenta (Wyrтки, 1963; Montes et al., 2014) y las grandes cantidades de material orgánico exportado desde la superficie a zonas sub-superficiales y profundas (Helly and Levin, 2004; Paulmier and Ruiz-Pino, 2009) son responsables de reducir las concentraciones de oxígeno disuelto bajo los  $20 \mu\text{mol L}^{-1}$  en algunas regiones del océano (Karstensen et al., 2008). Estos volúmenes de agua con bajos niveles de oxígeno disuelto son denominados como Zonas de Mínimo Oxígeno (ZMO) y ocupan cerca de un 1 % del volumen total de los océanos (Lam and Kuypers, 2011). Generalmente se asocian a Sistemas de Corriente del Borde Oriental (SCBO) (Karstensen et al., 2008), como es el caso del SCPC. La extensión horizontal y vertical de las ZMO disminuye a medida que nos alejamos de la costa (Stramma et al., 2010) y su ubicación varía dependiendo del

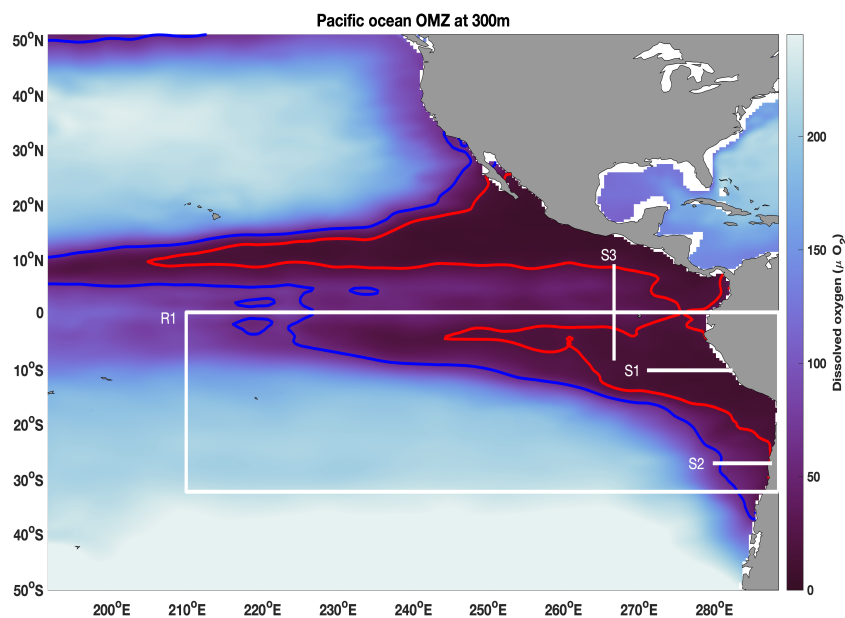
océano. En particular, en este estudio nos centramos en la ZMO del PSO, la cual ocupa cerca de un 11 % del volumen total de este océano (Montecino and Lange, 2009). Un rol importante de las ZMO, es su participación en el ciclo global del carbono (Friederich et al., 2008) y del nitrógeno (Kock et al., 2016; Dale et al., 2017), en su intervención en diversos procesos biogeoquímicos que forman parte de los ciclos del carbono y nitrógeno (Codispoti and Christensen, 1985; Paulmier and Ruiz-Pino, 2009). Las ZMO alcanzan a aportar entre un 20 ~ 40 % de la pérdida de nitrógeno (Deutsch et al., 2011), siendo el  $N_2O$  resultante un poderoso gas de efecto invernadero que afecta el balance de calor en el planeta, e impacta al ozono estratosférico (Prather et al., 1995). Producto de esto, se resalta la importancia de estas regiones con bajas concentraciones de oxígeno disuelto en el clima global.

Nuestra investigación busca responder problemáticas asociadas a las concentraciones de oxígeno disuelto en la zona del PSO y su variabilidad a largo plazo, así como también el impacto del Cambio Climático en la ZMO ubicada en la misma región. A partir de datos de testigos sedimentarios y unos análisis basados en datos de Earth System Models (ESM), nos enfocamos en estudiar la relación en la variabilidad a largo plazo y ciertos modos climáticos en el borde oriental del Pacífico Sur.

### 1.1.1. Zona de estudio

Este estudio se enfoca en la región oriental del Pacífico Sur. La zona de interés se encuentra delimitada por el rectángulo blanco en la Fig. 1.1. Las secciones verticales S1 y S2 en la costa oeste de América del Sur, se localizan en las latitudes  $12^{\circ}S$  y  $30^{\circ}S$ . Estas se asocian a focos de surgencia para la costa de Perú y Chile (Coquimbo), respectivamente. Mientras que la sección vertical S3, ubicada en una región más oceánica, alrededor de los  $265^{\circ}E$  y entre los  $10^{\circ}S$  y  $10^{\circ}N$ . Tanto el rectángulo como las secciones verticales mencionadas con anterioridad (S1, S2 y S3) serán utilizadas posteriormente en los Capítulos 2 y 3 de esta tesis, con la finalidad de comparar y analizar dos áreas distintas de la ZMO del PSO.

La zona del Pacífico sur está influenciada por el Sistema de Corrientes de Perú-Chile (SCPC). Estas corrientes se ven fuertemente impactadas por las dinámicas ecuatoriales y la batimetría cerca



**Figura 1.1: Zona de estudio: ZMO en el Océano Pacífico a 300 metros de profundidad. Los contornos azul y rojo representan el borde de la ZMO para  $60$  y  $20\mu$  mol respectivamente. El recuadro blanco delimita la zona de estudio y la región horizontal que se utilizó para el cálculo de la serie de tiempo del volumen de oxígeno disuelto. Las líneas S1 y S2 simbolizan las secciones verticales en  $12^{\circ}$ S y  $30^{\circ}$ S, mientras que S3 corresponde a la sección vertical centrada en el Ecuador utilizada para el cálculo de corrientes. Se utilizaron datos de CARS2009 para representar los niveles de oxígeno.**

de la línea de costa en una gran variedad de escalas temporales (Montes et al., 2014). Para las escalas temporales intra-estacional y estacional, las ondas de Kelvin ecuatoriales inciden en la surgencia costera a lo largo del borde del PSO, esto provoca una profundización de la termoclina a lo largo de la costa Sudamericana (Pizarro et al., 2002; Dewitte et al., 2011). En este sentido, para escalas inter-anales, las ondas de Rossby ecuatoriales causadas por las mismas ondas de Kelvin mencionadas con anterioridad, durante eventos de El Niño, generan un cambio abrupto en la circulación media, resultando en advección de aguas cálidas hacia el sur y en una profundización de la termoclina debido al ajuste geostrófico (Pizarro et al., 2002; Ramos et al., 2008; Montes et al., 2014). Lo contrario también es cierto para eventos La Niña. Es decir, durante la fase negativa de ENOS, se genera un levantamiento de la termoclina.

Por otro lado, la Corriente de Perú-Chile (CPC) nace de la separación de la Corriente Cir-



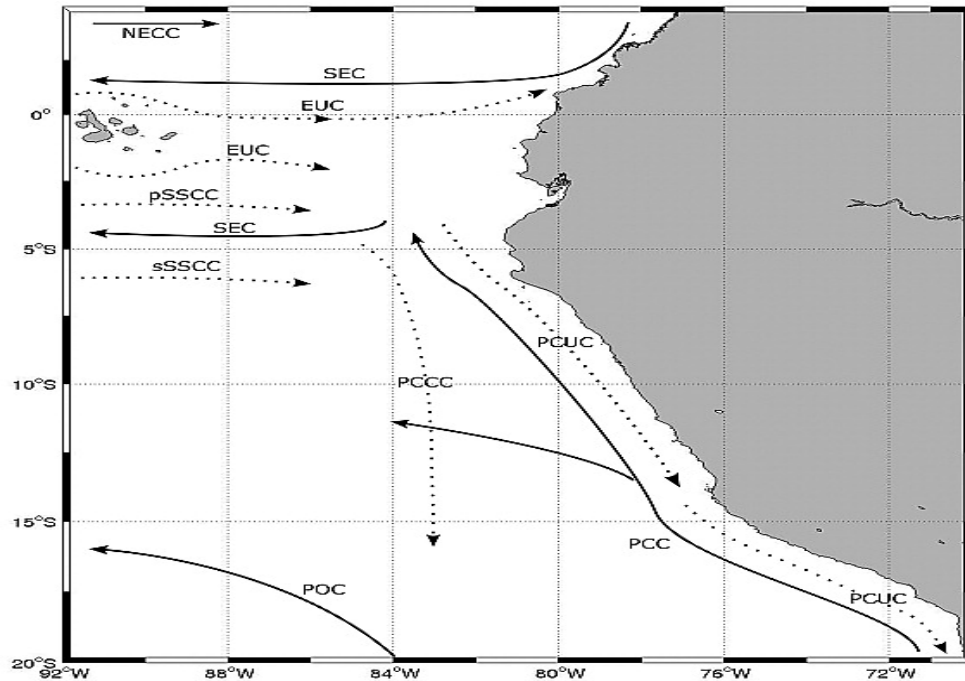


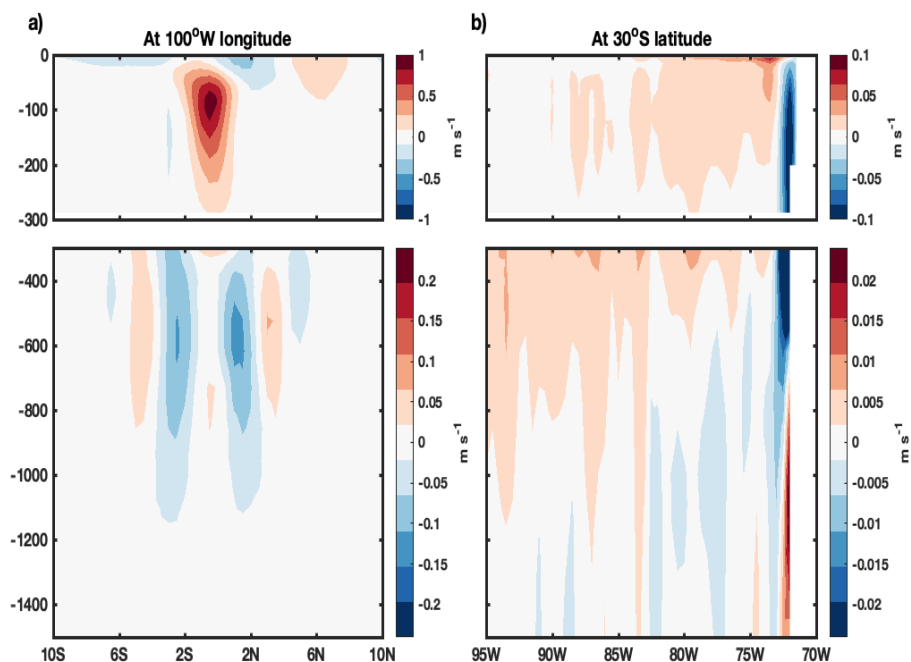
Figura 1.2: Esquema de la circulación oceánica para el Pacífico tropical oriental, compilado de Gunther 1936; Wyrski 1963; Tsuchiya 1975, 1985; Lukas 1986; Strub et al. 1998; Johnson and Moore 1997; Rowe et al. 2000; McCreary et al. 2002; Kessler 2006. Las líneas continuas indican corrientes superficiales, mientras que aquellas discontinuas o punteadas muestran corrientes subsuperficiales. Contra-corriente Ecuatorial Norte (CCEN/NECC); Corriente Ecuatorial Sur (CES/SEC); Corriente Ecuatorial Sub-superficial (CESS/EUC); Contra-corriente Sub-superficial primaria (CCSSp/pSSCC) y secundaria (CCSSs/sSSCC); Corriente Costera Peruana (CCP/PCC); Corriente Oceánica Peruana (COP/POC); Corriente Sub-superficial de Perú-Chile (CCSPC/PCUC); y finalmente la Contra-corriente de Perú-Chile (CCPC/PCCC). La figura fue extraída del artículo científico de Montes et al. 2010.

cumpolar Antártica (CCA); la componente norte de esta división recibe por nombre Corriente de Perú-Chile; mientras que la componente sur corresponde a la Corriente del Cabo de Hornos (CCH). Ambas corrientes transportan Agua Subantártica ( $11,5^{\circ}\text{C} < T < 14,5^{\circ}\text{C}$ ,  $34,1 < S < 34,8$ ), con la diferencia que la CCH se mezcla con aguas menos salinas ( $< 31 \text{ psu}$ ) pertenecientes a los fiordos (Silva and Neshyba, 1977, 1979; Strub et al., 1998). Continuando con las distintas corrientes que componen el SCPC, la Contracorriente de Perú-Chile (CCPC) transporta Agua Subtropical ( $T > 18,5^{\circ}\text{C}$ ,  $S > 34,9$ ) hacia altas latitudes (Silva et al., 2009). Esta corriente se divide en una rama oceánica y una costera (Strub et al., 1998), y al igual que la Corriente Inferior de Perú-Chile, advecta parte de Agua Ecuatorial Sub-superficial a longitudes más oceánicas (Wyrski, 1963; Silva

et al., 2009). La Corriente Sub-superficial de Perú-Chile (CSSPC), se encuentra por debajo de la CPC y la CCPC, la cual viaja como una corriente costera (Silva et al., 2009) por sobre la plataforma continental a profundidades sub-superficiales. Dicha corriente transporta agua Ecuatorial Sub-superficial ( $8,5^{\circ}\text{C} < T < 10,5^{\circ}\text{C}$ ,  $34,4 < S < 34,8$ ), la cual se caracteriza por tener bajas concentraciones de oxígeno disuelto ( $O_2 < 0,25 - 0,5 \text{ ml l}^{-1}$ ) (Fuenzalida et al., 2009; Silva et al., 2009) y acarrear una alta cantidad de nutrientes, siendo la responsable de la productividad primaria en la costa del borde oriental del Pacífico Sur, y por lo tanto una de las contribuyentes principales a la alimentación de la ZMO localmente.

A su vez, la CSSPC se ve fuertemente influenciada por las dinámicas ecuatoriales. En este sentido, la CSSPC es alimentada por las Contracorrientes Sub-superficiales primaria y secundaria (CCSSp y CCSSs, respectivamente) y por la Corriente Ecuatorial Sub-superficial (CESS), las cuales forman parte del Sistema de Corrientes Ecuatorial (SCE) (Montes et al., 2010). La CESS transporta agua más oxigenada, mientras que la CCSSs transporta agua con bajos niveles de oxígeno. Entonces, la CSSPC termina siendo un balance de las características de las CESS y CCSSs en términos de oxígeno, en particular, cuando el transporte de aguas con bajo contenido de oxígeno disuelto pertenecientes a la CCSSs es mayor, la ZMO del PSO se intensifica (Montes et al., 2014). De la misma manera en que el SCE se relaciona con el SCPC, el Sistema de Corrientes Ecuatoriales Intermedias (SCEI) también participa en el balance de oxígeno en el PSO (Stramma et al., 2010; Duteil et al., 2018). Masas de agua intermedias son transportadas de altas latitudes hacia el ecuador a través de procesos isopicales (Meijers, 2014). Las Corrientes Intermedias Norte y Sur (CIN y CIS, respectivamente) tienden a oxigenar la costa oeste de América del Sur (Stramma et al., 2010) en profundidades de  $\sim 1500$  m, con un impacto significativo en la termoclina inferior (Stramma et al., 2010). Por otra parte, el borde sur de la ZMO se ve modulado por masas de agua más oxigenadas y con bajas concentraciones de salinidad, como lo son las Agua Intermedia Antártica (AIA) y Agua Superficial de Salinidad Mínima (ASSM) (Fuenzalida et al., 2009). Estas relaciones son modificadas durante las distintas fases de un evento de El Niño Oscilación del Sur (ENOS) (Colas et al., 2008; Kessler, 2006).

El PSO es un área heterogénea en términos de surgencia costera. Dado que notablemente la

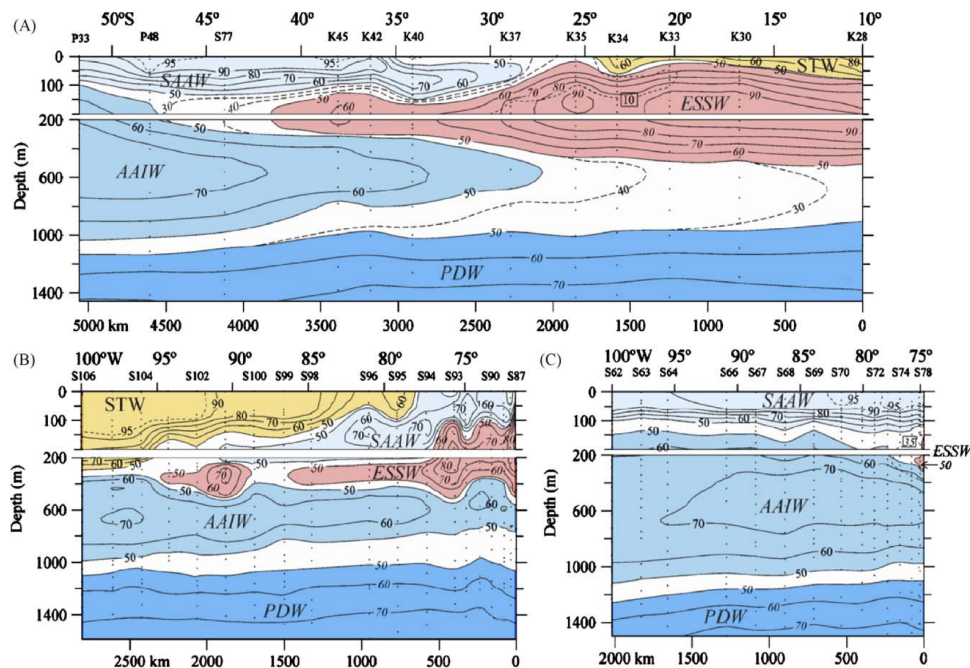


**Figura 1.3:** (a) Sección vertical de velocidad zonal en  $100^{\circ}\text{W}$  para la visualización del Sistema de Corrientes Ecuatorial. (b) Sección vertical de velocidad meridional en  $30^{\circ}\text{S}$ , para visualizar las corrientes asociadas al Sistema de Corrientes de Perú Chile, en la zona de interés. Para esta figura se utilizó la base de datos del Simple Ocean Data Assimilation (SODA).

zona centro-sur de Chile posee una productividad de carácter estacional, junto con una región de sombra de surgencia que abarca la zona norte de Chile y sur de Perú, además, se tiene un territorio altamente productivo ubicado en el norte de Perú (Montecino and Lange, 2009). Esta zona de surgencia, viene acompañada de una ZMO, la cual se encuentra ubicada cerca de los 300m de profundidad, sus valores mínimos se encuentran alrededor de los 100 – 900m de profundidad (Karstensen et al., 2008), sin embargo, en ciertas regiones puede alcanzar la superficie ( $\sim 20 - 50\text{m}$ ) logrando interceptar la capa fótica (Morales et al., 1999; Fuenzalida et al., 2009; Stramma et al., 2010), lo cual genera un impacto en el ecosistema marino. Los núcleos de la ZMO se ubican alrededor de los  $10^{\circ}\text{N}$  y  $10^{\circ}\text{S}$ . El grosor de la ZMO es mayor frente Perú (4600 m de profundidad) entre  $5^{\circ}\text{S}$  y  $12^{\circ}\text{S}$  y alrededor de 1000 km hacia fuera de la costa (Fuenzalida et al., 2009), esta suele extenderse hasta  $\sim 37^{\circ}\text{S}$ .

### 1.1.2. Mecanismos asociados en la variabilidad de la Zona de Mínimo Oxígeno del Pacífico Sur Oriental

La ZMO del PSO es un balance entre procesos físicos y biológicos que oxigenan/consumen el oxígeno de la columna de agua (Lam et al., 2009; Stramma et al., 2010; Tiano et al., 2014; Pizarro-Koch et al., 2019), razón por la cual, el oxígeno suele ser una variable sensible para estudiar dichos cambios en la columna de agua (Joos et al., 2003).



**Figura 1.4:** Distribución vertical de los porcentajes de masas de agua (a) sección longitudinal frente a Perú y Chile (10 – 52°S); (b) sección latitudinal frente 28°S; y (c) sección frente los 43°S. Las abreviaciones en la figura se encuentran en inglés y corresponden a: STW, para Agua Subtropical; SAAW, para agua Subantártica; ESSW, para Agua Ecuatorial Subsuperficial; AAIW, para Agua Intermedia Antártica; y PDW, para Agua Profunda del Pacífico. Esta figura fue extraída de Silva et al. 2009

Como se mencionó con anterioridad, la ZMO Sudamericana se asocia a la presencia del AECS, la cual es transportada hacia el sur por la CSSPC (Fig. 1.4, Strub et al. 1998; Silva et al. 2009). El transporte de esta masa de agua, con bajos contenidos de oxígeno disuelto y altos contenidos de nutrientes, se ve afectado con la mezcla de masas de agua con bajo contenido de oxígeno disuelto transportadas por la CCSSp y CCSSs, y con el de masas de agua con relativamente altos contenidos

de oxígeno disuelto, transportadas por la CESS (Montes et al., 2010). La mezcla resultante de los distintos transportes de masas de agua alimentaría la ZMO del PSO, mostrando la sensibilidad de esta a las variaciones del SCE (Montes et al., 2014). Además, estudios indican que el SCEI también participa en el balance de oxígeno en la columna de agua del borde oriental del océano Pacífico (Stramma et al., 2010; Duteil et al., 2018). El SCEI modula el estado medio de la variabilidad del oxígeno tropical en la termoclina inferior. En donde muestra una conexión importante para las costas oriental y occidental del Pacífico para escalas de tiempo decadal/multi-decadal. Duteil et al. (2020) encontró un aumento de las conexiones entre la circulación profunda y la termoclina inferior. Esto es consistente con lo propuesto por Brandt et al. (2011, 2012), quien sugirió, basándose en datos de observaciones y un modelo idealizado, que las Corrientes Ecuatoriales Profundas (CEPs) propagan su energía hacia la superficie e impactan las propiedades del océano en dicha región. De acuerdo a lo investigado por Brandt et al. (2011), las fluctuaciones de velocidad y densidad en profundidad son dinámicamente descritas como una mezcla de un modo altamente baroclínico de ondas de Kelvin y Rossby representando chorros profundos quasi-estacionarios (Johnson and Zhang, 2003).

La ventilación del interior del océano proviene de la superficie, en donde el intercambio océano-atmósfera y la mezcla permite la oxigenación. Los “afloramientos” de isopícnas permiten la subducción de aguas más oxigenadas, permitiendo ventilar regiones con menores concentraciones de oxígeno disuelto (Karstensen et al., 2008; Fuenzalida et al., 2009). Karstensen et al. (2008) en su estudio comparó procesos de ventilación y respiración, encontrando que las ZMO se mantienen subóxicas debido a una lenta ventilación. La cual estaría por encima de los incrementos en el consumo de oxígeno. Sin embargo, a pesar de que los procesos físicos son aquellos que determinan las características de la ZMO, resultan ser los procesos biológicos los cuales documentan la mayor proporción de pérdida de oxígeno (Llanillo et al., 2018).

Las ZMOs son conocidas por ser regiones que participan activamente en el ciclo global del nitrógeno, en el cual varias especies químicas y procesos bacterianos intervienen (Paulmier and Ruiz-Pino, 2009). La desnitrificación es un proceso bacteriano que ocurre en zonas con deficiencia de oxígeno (Codispoti et al., 2001; Canfield, 2006), el cual las bacterias convierten  $\text{NO}_3^-$  (nitrato)

en nitrógeno gaseoso, liberándose en la atmósfera. Otro proceso que actúa en aguas con estas características es la oxidación anaeróbica de amonio ( $\text{NH}_4^+$ ), la cual referiremos como “anammox” (Anaerobic Amonium Oxidation, por sus siglas en inglés), usando  $\text{NO}_2^-$  (nitrito). Los procesos de desnitrificación y anammox son responsables de la mayor pérdida de nitrógeno en las ZMO (Lam et al., 2009), en donde este último es el mecanismo dominante en la ZMO de la región del PSO (Kalvelage et al., 2013). Del total de oxígeno disuelto que se pierde en la ZMO, alrededor de un 75 % del oxígeno es consumido en los procesos mencionados anteriormente, mientras que el otro 25 % escapa a través de advección dianeutral (la mayor parte de este en la surgencia) (Llanillo et al., 2018).

### 1.1.3. Impacto del modo climático El Niño Oscilación del Sur en la región del Pacífico Sur Oriental

Una de las fuentes principales de variabilidad inter-anual en el PSO es ENOS. La variabilidad inter-anual asociada a ENOS, es máxima en latitudes tropicales y disminuye hacia el sur a lo largo de la costa (Montecinos et al., 2003). ENOS es un modo climático acoplado océano-atmósfera que domina la variabilidad en latitudes tropicales para la escala de tiempo inter-anual (Ropelewski and Halpert, 1987; Montecinos et al., 2003; Vecchi and Wittenberg, 2010; Sulca et al., 2018; José et al., 2019). Existen estudios que indican la presencia de distintos tipos o regímenes de ENOS; Pacífico Oriental (PO o índice E), que considera los eventos cálidos extremos de El Niño; y Pacífico Central (PC o índice C), los cuales incluyen eventos fríos (La Niña) y cálidos moderados (El Niño) (Ashok et al., 2007; Takahashi et al., 2011). Estos dos tipos de ENOS inciden de distinta forma en la columna de agua y en la atmósfera (Xu et al., 2017). Por ejemplo, los patrones de precipitación en América del Sur difieren entre un tipo de evento de ENOS y el otro (Tedeschi et al., 2015). En este sentido, los eventos PO de ENOS inducen anomalías secas para la zona norte de Sudamérica (región del Amazonas) y un incremento de precipitación en el sudeste del continente (a lo largo de la costa de Perú y Ecuador) durante primavera y verano austral, mientras que los eventos PC de ENOS producen una disminución de la precipitación en la zona centro-oriental de Brasil, y un incremento en la región austral y sur-oriental de Sudamérica durante primavera austral (Li

et al., 2011; Tedeschi et al., 2015; Sulca et al., 2018), para verano austral ocurre una reducción de la precipitación en la zona sur-oriental y nor-oriental de Sudamérica. De esta misma manera, los eventos PO de ENOS, están asociados a un desplazamiento hacia el sur de la Zona de Convergencia Inter-Tropical (ZCIT) (Sulca et al., 2018).

Por otro lado, la asimetría intensa y positiva en el patrón de ENOS se ve reflejada en la actividad de Ondas Ecuatoriales de Kelvin (OEK) durante un evento PO de El Niño, mientras que durante un evento PC las OEK tienen un sesgo más negativo en el PSO (Dewitte et al., 2012a). Los eventos PC de ENOS se asocian con una fuerte actividad (frecuencia) de OEK en la escala temporal intra-estacional (Mosquera-Vásquez et al., 2014). Esto último se reflejaría en anomalías frías en las costas de Perú durante la ocurrencia de dichos eventos (del tipo PC de El Niño/La Niña) (Dewitte et al., 2012b).

Como se mencionó con anterioridad, la región del PSO se encuentra regida por la dinámica del SCPC. El cual es un sistema de corrientes que interactúa con el SCE, en donde corrientes de este último alimentan la CSSPC (Montes et al., 2010). La dinámica y las interacciones entre estos dos sistemas de corrientes se ven modificadas durante eventos ENOS (Kessler, 2006; Colas et al., 2008; Montes et al., 2010). Variaciones en la intensidad de las corrientes zonales del SCE, se usan para explicar cambios latitudinales en las propiedades de la columna de agua (Llanillo et al., 2013). De igual manera, el estudio de Pizarro et al. (2001) mostró que durante eventos positivos de ENOS existe un aumento en el nivel del mar que se propaga hacia fuera de la costa como una onda de Rossby, la CSSPC tiende a debilitarse luego de 7 meses de alcanzado el máximo del evento, lo contrario ocurre para un evento negativo de ENOS. En este sentido, condiciones anómalas de calentamiento/enfriamiento y cambios en los patrones de vientos durante los distintos tipos de ENOS son responsables por cambios en la circulación oceánica (Shaffer et al., 1999), intensidad de la surgencia y la profundidad de la piconclina (Chavez et al., 1999; White and Cayan, 2000). En donde, la reiteración de eventos PC de ENOS tiene un efecto residual en la circulación frente a Perú, debilitando la CSSPC (Dewitte et al., 2012b).

Además, la propagación de Ondas de Kelvin (como las generadas durante eventos de ENOS) a lo largo de la costa de América del Sur tiende a generar variaciones en la piconclina, impactando

las características de la columna de agua y con ello la ZMO (Graco et al., 2017; José et al., 2019). De esta manera, la posición, intensidad y extensión de la ZMO pueden verse fuertemente modificadas por forzamiento local o remoto (e.g. variabilidad inter-anual de ENOS) (Morales et al., 1999; Gutiérrez et al., 2008)). Durante un evento positivo de ENOS hay un incremento en las vías transportadoras de oxígeno en el Ecuador, lo que permite la ventilación de los primeros 250 m de la columna de agua (Llanillo et al., 2013; Xu et al., 2017), mientras que para eventos negativos se observa un incremento en los vientos favorables a la surgencia (Bayr et al., 2014), volviendo más somera la ZMO (Espinoza-Morriberón et al., 2019). De igual manera, el estudio de José et al. (2019) menciona que existe una reducción del volumen de la ZMO durante un evento positivo de ENOS el cual se relaciona al incremento de oxígeno en las vías de transporte subtropicales (principalmente el Anticiclón Subtropical del Pacífico Sur), lo contrario también es cierto para un evento La Niña. Por otro lado, de acuerdo al estudio realizado por Graco et al. (2017), durante eventos PO de ENOS, la oxigenación de la ZMO y su variabilidad se encuentra acoplada con los procesos biogeoquímicos que ocurren dentro, sin embargo, para eventos PC, existe un desacoplamiento de la variabilidad de la ZMO y los procesos biogeoquímicos. Según Dewitte et al. (2012b), esto demuestra las distintas teleconexiones oceánicas a través de las ondas de Kelvin, en donde las condiciones promedio de surgencia se ven difícilmente alteradas durante eventos PC de El Niño.

Desde un punto de vista más biológico, las variaciones en la intensidad de la Corriente Sub-Superficial de Perú-Chile afectan el transporte de nutrientes y la biogeoquímica de la zona (Escribano et al., 2004). Durante un evento “cálido” de ENOS las cantidades de nutrientes disminuyen, lo cual en conjunto con la profundización de la capa de mezcla impacta el crecimiento del fitoplancton (Espinoza-Morriberón et al., 2017). En este sentido, las distintas fases de ENOS inciden en la estructura de las comunidades bentónicas y la producción primaria en el sistema de surgencia del PSO (Escribano et al., 2004). Un evento cálido profundiza la termoclina y oxiclina, oxigenando la capa fótica (Blanco et al., 2002; Graco et al., 2017), esto genera una mayor dispersión horizontal y vertical del plancton (Ulloa et al., 2001). Además, la ventilación de la capa fótica disminuye la desnitrificación en superficie y la pérdida de nitrógeno (Llanillo et al., 2013), lo contrario también es cierto para un evento “frío” de ENOS (Fuenzalida et al., 2009). Por otro lado, existen estudios



que han observado una abundancia de otras especies que bajo condiciones “normales” son menos importantes (Marchant et al., 2004). Además, según la investigación realizada por Escribano et al. (2004), se pueden encontrar cambios en las clases de especies fitoplanctónicas (apareciendo aquellas de menor tamaño en el periodo de ocurrencia de la fase cálida de ENOS).

#### **1.1.4. Impacto del modo climático: Oscilación Decadal del Pacífico, en la ZMO del Pacífico Sur Oriental**

La Oscilación Decadal del Pacífico (ODP) ha sido descrita por algunos como un patrón similar a ENOS en la variabilidad climática del Pacífico (Mantua and Hare, 2002). Se define como la función ortogonal empírica principal del Pacífico Norte para las anomalías de temperatura superficial del mar (Schneider and Cornuelle, 2005). A pesar de asociarse al Pacífico Norte, la ODP modula la variabilidad de ENOS, por ejemplo, intensificando las fluctuaciones en el nivel del mar en latitudes tropicales (Moon et al., 2015). Además, esta relación puede extrapolarse a los cambios de la temperatura superficial del mar, piconclinas y corrientes oceánicas (Llanillo et al., 2013). La ODP puede inducir variaciones más substanciales sobre la termoclina permanente y capas intermedias, por ejemplo, influenciando las concentraciones de oxígeno disuelto bajo los 700 m de profundidad (Stramma et al., 2010). El estudio de Deutsch et al. (2011) muestra como la ODP representa el primer modo de variabilidad de la termoclina ( $13^{\circ}\text{C}$ ), permitiendo el desplazamiento vertical de la ZMO, ya sea aumentando o disminuyendo su volumen.

Simultáneamente, el volumen zonal de agua que se transporta en el SCE y el transporte meridional que advectan las celdas subtropicales incrementan durante la fase negativa de la ODP (Hong et al., 2014), esto por un incremento en los vientos alisios. Duteil et al. (2018) en su estudio centrado alrededor de los  $30^{\circ}\text{N}$  y  $30^{\circ}\text{S}$ , usando modelos numéricos, encontró que para la fase positiva de la ODP, la desaceleración del sistema de corrientes ecuatorial, especialmente la corriente ecuatorial subsuperficial, disminuye el suministro de oxígeno y nutrientes. Esto tiene como resultado una reducción en la productividad y respiración, llevando a una disminución del contenido neto de oxígeno. A diferencia de este estudio, Srain et al. (2015) indica que las variaciones en la ODP podrían ser el mecanismo controlador de las variaciones inter-decadales en las condiciones redox

y en la composición de la comunidad microbiana en el ecosistema costero de surgencia frente a Concepción ( $\sim 37^{\circ}\text{S}$ ), en donde fases negativas (positivas) de la ODP se correlacionan con una disminución (incremento) de la oxigenación.

Resulta necesario mencionar que debido a la facilidad numérica al momento de cálculo, se optó por utilizar el índice de la Oscilación Inter-decadal del Pacífico (OIP) (Henley et al., 2015) en vez de el índice de la ODP. En este sentido la ODP y OIP son modos climáticos que se asemejan (Folland et al., 2002; Parker et al., 2007; Christensen et al., 2013), motivo por el cual no existe inconveniente al momento de realizar los análisis.

#### **1.1.5. Variabilidad a largo plazo de la Zona de Mínimo Oxígeno en la zona de estudio**

Estudios indican que las concentraciones de oxígeno han ido declinando a partir de mediados del siglo 20 ( $\sim 1960$ ) (Stramma et al., 2008; Helm et al., 2011; Schmidtko et al., 2017; Breitburg et al., 2018; Oschlies et al., 2018). Los océanos (no incluyendo zonas costeras afectadas por procesos locales, e.g. descarga de los ríos) han perdido alrededor de un 2% de su contenido de oxígeno en los últimos 50 años (Stramma et al., 2010; Breitburg et al., 2018). Schmidtko et al. (2017) sugiere que la pérdida de oxígeno en los primeros 1000m se debe a un calentamiento de la superficie, lo que conlleva a una reducción en la saturación de oxígeno, además de un aumento en el consumo biológico de oxígeno. El aumento de temperatura en superficie, también incrementa la estratificación de la columna de agua, lo que impacta la ventilación de la misma (Helm et al., 2011). Este aumento en la estratificación, reduciría la ventilación producto de procesos de subducción. Esta disminución en el volumen de agua ventilada subductada se asociaría a la reducción del término inductivo lateral como consecuencia de una capa de mezcla de invierno más somera (Liu and Wang, 2014). Múltiples mediciones indican que la expansión de las ZMOs, debido a la pérdida global de oxígeno disuelto, es lo suficientemente significativa como para limitar la distribución y abundancia animal, e impactar en los ciclos biogeoquímicos importantes de nutrientes (Bertrand et al., 2008; Stramma et al., 2010; Breitburg et al., 2018).

Además, modelos oceánicos proyectan una reducción en el reservorio global de oxígeno di-

suelto de alrededor de un 1 a un 7% para el año 2100, producto de un calentamiento y reducción en la ventilación de la columna de agua (Keeling et al., 2010; Long et al., 2016; Schmidtko et al., 2017).

El calentamiento de la superficie de la columna de agua explica alrededor de un 50% de la desoxigenación en los primeros 1000 m de profundidad (Helm et al., 2011; Schmidtko et al., 2017). En este sentido, cambios en el transporte de agua ventilada hacia zonas profundas y cambios en el consumo de oxígeno, también tienen un impacto significativo para las tendencias de oxígeno (Oschlies et al., 2018). Así, los cambios en el transporte de oxígeno pueden resultar producto de cambios en la circulación de gran escala, particularmente en el intercambio subtropical-tropical, como efecto del viento, entre la parte superficial de la circulación a gran escala asociada a las celdas subtropicales (Duteil et al., 2014; Brandt et al., 2015) y la circulación meridional profunda a gran escala. La variabilidad en la intensidad de estas circulaciones suele estar sujeta a escalas inter-anales o multi-decadales por consecuencia de variaciones en el viento y en la temperatura forzadas por modos climáticos (El Niño Oscilación del Sur, ENOS; Oscilación Decadal del Pacífico, PDO; Oscilación del Atlántico Norte, OAN; Oscilación Multi-decadal del Atlántico, OMA; y el Modo Meridional del Atlántico, MMA) (Deutsch et al., 2011; Schmidtko et al., 2017; Oschlies et al., 2018). Duteil et al. (2018) encontró que el porcentaje de reducción de oxígeno disuelto durante un evento positivo de la ODP es similar al encontrado en los estudios de Stramma et al. (2008), Stramma et al. (2012) y Schmidtko et al. (2017); Indicando la posibilidad de que la variabilidad a largo plazo podría explicar un gran porcentaje de la reducción de oxígeno en los últimos años.

Sin embargo, a pesar de los estudios que indican una desoxigenación de la columna de agua, hay otros que indican lo contrario. Cardich et al. (2019) encontró tendencias de oxigenación ( $\sim 0,02 \text{ ml L}^{-1}$  por década) para el Pacífico Oriental tropical que se pueden atribuir a procesos de ventilación por parte de las corrientes subsuperficiales ( $\sim 200$  m de profundidad) para las escalas de tiempo centenales.

Además de los distintas tendencias de oxígeno que vislumbran los diferentes artículos científicos, existe incertidumbre asociada a los valores que proyectan los modelos climáticos (Bopp et al., 2013). En donde, la incertidumbre surge a partir de diferencias en la sensibilidad de los modelos

(Kwiatkowski et al., 2020). Por esta razón, uno de los capítulos de esta tesis se enfoca en analizar la relación existente, entre la sensibilidad de dos escalas temporales (inter-anual y climática) en los modelos. Para esto se estudió la relación latente entre los escenarios históricos y los proyectados hacia el futuro usando la técnica de *Emergent Constraint* (EC) (Hall et al., 2019). En este sentido, la escala inter-anual y climática se verían influenciadas por un mismo proceso. Esto revelaría la relación existente entre ambas escalas, la cual es analizada usando el *emergent constraint*.

## 1.2 Hipótesis y objetivos

- Hipótesis: La tendencia de la distribución de oxígeno disuelto en las aguas de fondo que se deduce desde los testigos sedimentarios es el resultado de la interacción entre procesos que operan a una escala de largo plazo con procesos asociados a la escala temporal interanual, como ENOS, siendo este modo climático el mayor contribuyente a la tendencia a largo observada.
- Hipótesis alternativa: Las variaciones en el volumen de la Zona de Mínimo Oxígeno se ven intensificadas por el efecto en conjunto de los modos climáticos: ENOS, y la OIP, en donde, la combinación de las distintas fases de los periodos de ambos modos climáticos resultaría en diferentes magnitudes de la variabilidad del volumen de la ZMO.

Por otro lado, se tiene como objetivo general: Establecer la relación entre la variabilidad asociada a los modos climáticos de: ENOS y la OIP, y el volumen e intensidad de la Zona de Mínimo Oxígeno del Pacífico Sur-Oriental, analizando la sensibilidad entre la variabilidad inter-anual (e.g. ENOS) y a la variabilidad a largo plazo (e.g. Cambio Climático). Para esto, los objetivos específicos para el Capítulo 2 se definen como:

- Analizar e interpretar datos de razones elementales de testigos sedimentarios.
- Calcular los índices de ENOS: E y C, así como también el índice de la OIP para el modelo numérico CESM-CAM5
- Realizar análisis de ondeletas para cuantificar la relación entre la variabilidad inter-anual asociada a ENOS y la multi-decadal asociada a la OIP

- Realizar mapas de compuestos para observar las distintas combinaciones de las distintas fases de los índices climáticos de ENOS y la OIP
- Cuantificar el impacto de los modos climáticos: ENOS y la OIP en la variabilidad de oxígeno disuelto

mientras que para el Capítulo 3, los objetivos específicos están definidos como:

- Calcular los índices de ENOS: E y C
- Realizar mapas espaciales que indiquen la influencia de los distintos tipos de eventos ENOS (PO y PC) para las variables de interés
- Analizar la sensibilidad a largo plazo respecto a la variabilidad inter-anual asociada a ENOS (índices E y C), en un conjunto de modelos climáticos
- Cuantificar la *emergent constraint* asociada a la variable de oxígeno disuelto para el borde oriental del Pacífico Sur, dando énfasis a las latitudes de 12°S y 30°S
- Encontrar los mecanismos asociados a la incertidumbre en los resultados de la *emergent constraint* calculados utilizando los modelos pertenecientes a CMIP5 y CMIP6
- A partir de los resultados obtenidos, proponer un mecanismo causante de la oxigenación de la ZMO del PSO

## **2. Capítulo 2**

### **2.1 Introducción**

En el presente capítulo nos dedicaremos a entender las razones de por qué observamos una tendencia positiva en las concentraciones de oxígeno disuelto frente a la bahía de Coquimbo en datos pertenecientes a testigos sedimentarios.

Una forma de estudiar la tendencia a largo plazo de las concentraciones de oxígeno disuelto en los océanos, es comprender su pasado. En este sentido, las capas sedimentarias constituyen un registro geológico de vital importancia, especialmente en los márgenes continentales bajo zonas de alta productividad primaria, debido a su rol en las reconstrucciones paleo-oceanográficas (Vargas et al., 2004). Debido a la gran cantidad de procesos que ocurren en la columna de agua, la composición y preservación del material sedimentario dependerá de: (1) variaciones en la actividad química-biológica, (2) tasas de sedimentación suficientemente altas para permitir la formación de capas apreciables de sedimentos y (3) condiciones ambientales que alteran estas capas debido a la actividad bentónica (Kemp and Kemp, 1996). Aquí, un ejemplo de condiciones ambientales que permitan la preservación del material sedimentario, está dado por la Zona de Mínimo Oxígeno (ZMO). En este sentido, cuando la ZMO intercepta la plataforma continental, induce hipoxia, lo cual limita los procesos de bio-perturbación y favorece la preservación de la estructura sedimentaria (Gutiérrez et al., 2000; Vargas et al., 2007). Esta señal de hipoxia queda registrada en los sedimentos, lo que permite su reconstrucción, pudiendo así estudiar la historia de las condiciones de oxigenación de los fondos. Sin embargo, esta reconstrucción permite una estimación de las condiciones de oxido-reducción en los límites de la interfase agua-sedimento, la cual no es comparable a los valores obtenidos a través de instrumentos (Vargas et al., 2007; Caniupán et al., 2009).

La variabilidad de la ZMO está determinada por procesos de ventilación (Wyrтки, 1963; Kars-tensen et al., 2008; Fuenzalida et al., 2009; Montes et al., 2014) y consumo de oxígeno en la columna de agua (Helly and Levin, 2004; Paulmier and Ruiz-Pino, 2009; Lam et al., 2009; Stram-ma et al., 2010; Tiano et al., 2014; Pizarro-Koch et al., 2019). En las ZMOs costeras, estos procesos

están dominados por factores como: el flujo de material orgánico derivado de la productividad primaria, o derivado a través de los ríos, el cual al descomponerse intervienen procesos que consumen el oxígeno (Hebbeln et al., 2000; Marchant et al., 2004). Además, la circulación y las perturbaciones del nivel del mar contribuyen en la definición de la profundidad de la oxiclina, esto permitiría oxigenación (desoxigenación) cuando la oxiclina se profundiza (eleva) (Blanco et al., 2002; Graco et al., 2017). En la escala temporal inter-anual, los factores como la circulación y las perturbaciones en el nivel del mar están estrechamente influenciados por las dinámicas ecuatoriales como las ondas de Kelvin y el transporte de oxígeno disuelto a través del Sistema de Corrientes de Perú-Chile (SCPC) (Montes et al., 2010). Además, resulta necesario mencionar que determinados eventos han ido afectando el estado climatológico de la ZMO del Pacífico Sur-Oriental (PSO); por ejemplo, la intensa actividad volcánica y la poca radiación solar se han asociado a un descenso de las temperaturas atmosféricas, generando lo que se conoce como: La Pequeña Edad de Hielo (LIA, 1300-1860) (Cronin et al., 2003, 2010). El estudio de Gutiérrez et al. (2009) muestra que durante la LIA, la poca productividad marina y la mayor oxigenación de la columna de agua se debió al desplazamiento hacia el sur de la Zona de Convergencia Inter-tropical (ZCIT) y el debilitamiento del Anticiclón Subtropical del Pacífico Sur (ASPS), esto producto de las anomalías de la temperatura atmosférica causadas por los eventos de actividad volcánica mencionados con anterioridad. De igual manera, la variabilidad inter-anual e inter-decadal del ASPS se correlaciona con los modos climáticos: El Niño Oscilación del Sur (ENOS) y la Oscilación Decadal del Pacífico (ODP), respectivamente (Ancapichún and Garcés-Vargas, 2015). En este sentido, la variabilidad en el ASPS afectaría la ventilación de la columna de agua, alterando la advección de aguas oxigenadas a la ZMO (Oschlies et al., 2018). Múltiples estudios paleo-climáticos sugieren que la actividad de la fase cálida de ENOS se vio reducida durante el holoceno medio (Koutavas et al., 2006; Carré et al., 2012). No obstante, otras investigaciones señalan que estos pertenecieron a eventos del tipo Modoki de ENOS (Carré et al., 2014). Así, la tendencia a largo plazo de la ZMO puede verse impactada por una variedad de factores (e.g. variabilidad de ENOS y ODP).

En la horizontal, las ZMOs llegan a abarcar cientos de kilómetros, y verticalmente pueden llegar incluso a alcanzar el fondo marino dependiendo de la extensión de la plataforma continental

(Helly and Levin, 2004), estas áreas son caracterizadas por una baja biodiversidad de macrofauna (Montecino and Lange, 2009). Sin embargo, las ZMOs proveen un ambiente óptimo a las comunidades bentónicas, que incluyen bacterias oxidantes de sulfuro, protistas asociados a la respiración del nitrógeno y metazoos que se han adaptado a ambientes anóxicos (Ulloa and Pantoja, 2009). Particularmente, la ZMO frente a la región de Coquimbo es alimentada por la surgencia costera (Montecino and Lange, 2009). Así, reciben una entrada de nutrientes y participan activamente en los ciclos biogeoquímicos de la columna de agua (Friederich et al., 2008; Kalvelage et al., 2013). En este sentido, el ciclo del nitrógeno (N) es uno de los más afectados por la variabilidad en las concentraciones de oxígeno disuelto en la columna de agua (Lam et al., 2009). En zonas donde las concentraciones de oxígeno disuelto son bajas ( $< 20 \mu\text{mol}$  de  $O_2$ ) el nitrato ( $NO_3^-$ ) es reducido a nitrógeno ( $N_2$  gas) a través de un proceso llamado desnitrificación. Durante este proceso es liberado óxido nitroso ( $N_2O$ ) (Castro-González and Farías, 2004), el cual es un gas de efecto invernadero relevante. Otro proceso importante es el anammox, este es un acrónimo de la oxidación anaeróbica del ion de amonio ( $NH_4^+$ ) (Dalsgaard et al., 2014). El cual tiene dos vías para la oxidación de amonio en condiciones anaeróbicas: (1) usando nitrito como aceptor de electrones. Aquí, el nitrógeno inorgánico disuelto (DIN) es convertido a nitrógeno, el estudio realizado por Lam et al. (2009) señala que, este proceso es más importante que la desnitrificación para remover nitrógeno fijado en la columna de agua en la región del PSO. (2) En condiciones anaeróbicas puede ocurrir usando el manganeso como aceptor de electrones, oxidando el amonio a nitrógeno; sin embargo esto no ha sido demostrado eficientemente (Thamdrup and Dalsgaard, 2000; Kuypers et al., 2006).

El objetivo es interpretar la variabilidad encontrada en los datos de testigos, para esto se propone que los procesos a escala inter-anual (ENOS) generan un impacto en la escala multi-decadal. Para esto también se estudió las interacciones de ENOS y la ODP, en donde por motivos numéricos y por la facilidad de cálculo que entrega, se consideró el índice de la Oscilación Inter-decadal del Pacífico (OIP), en este sentido la ODP y OIP son modos climáticos que se asemejan (Folland et al., 2002; Parker et al., 2007; Christensen et al., 2013), por lo que no hubo mayor problema al momento de realizar los cálculos.

Se analizaron en profundidad las razones elementales de los elementos traza adjuntados en la



Razones elementales	Variable asociada	Descripción
Mo/Al	Oxígeno disuelto	Mayor Mo indica condiciones de anoxia. Implica que hay aguas menos oxigenadas.
Re/Al	Oxígeno disuelto	Mayor Re indica condiciones de suboxia. Implica que hay aguas menos oxigenadas y con menor contenido de sulfuros.
Ni/Al	Oxígeno disuelto	Las concentraciones de Ni aumentan en condiciones muy reductoras en presencia de sulfuros, y se asocia a un alto flujo de materia orgánica derivado de la productividad primaria.
Cd/Al	Oxígeno disuelto	El comportamiento de Cd es similar al de los macro-nutrientes durante eventos de surgencia.
Re/Mo	Oxígeno disuelto	Relación entre la suboxia y anoxia. Valores por sobre 0.4 mmol/mol indican suboxia.
U/Al	Oxígeno disuelto	Altas concentraciones de U se asocian con condiciones de suboxia. Aumentos de materia orgánica implican aumentos de U.
U/Mo	Oxígeno disuelto	Relación entre la suboxia y anoxia.

**Cuadro 2.1:** El cuadro presenta de izquierda a derecha: (primera columna) las razones elementales utilizadas en este estudio; (segunda columna) la variable biogeoquímica asociada a estas razones elementales; (tercera columna) una breve descripción de la dinámica asociada a la razón elemental. (McManus et al., 2006; Calvert and Pedersen, 2007)

Cuadro 2.1, los cuales corresponden a datos obtenidos de sedimentos bajo una columna de agua de alrededor de 80 m de profundidad. Las razones Mo/Al, Re/Al y U/Al entregan información sobre la tendencia a la suboxia o anoxia en las aguas de fondo. El Mo/Al y Ni/al entregan información sobre la tendencia a condiciones anóxicas en las aguas de fondo debido a que su acumulación en los sedimentos se produce por el aumento de los flujos orgánicos y que en el caso de Ni se facilita por la presencia de sulfuros que se desarrollan en condiciones anóxicas. Además, junto con la razón elemental U/Al pueden usarse para interpretar la productividad de la capa fótica. Así, las razones de Re/Mo y U/Mo entregan información sobre las condiciones dominantes (anoxia o suboxia) en las aguas de fondo.

El objetivo general de este estudio es interpretar la variabilidad en datos de testigos sedimentarios frente a la región de Coquimbo, asumiendo que los eventos de oxigenación y desoxigenación están regido por procesos similares a los que ocurren a escala de tiempo inter-anual y multi-decadal. Esto procesos serán analizados a partir de un modelo biogeoquímico acoplado, el cual fue escogido considerando los análisis y resultados del Capítulo 2.

### 2.1.1. El clima en la región de Coquimbo

La región de Coquimbo se puede considerar como un borde entre distintas áreas climáticas. Esta limita al sur con la zona mediterránea del centro de Chile, al oeste con el SCPC y al este con la Cordillera de los Andes (Montecinos et al., 2016). La región de Coquimbo ( $30^{\circ}S$ ) se caracteriza por tener varios regímenes de viento. Por sobre los 4 *km* de altura, los vientos alisios prevalecen, bajo esta altura (2 – 4 *km*) los vientos se ven afectados por la Cordillera de los Andes, causando que los vientos fluyan en dirección norte (Kalthoff et al., 2002), bajo este flujo la dinámica de los vientos se ve dominada por el forzamiento térmico, tales como los vientos de montaña y la brisa marina. Además, el clima en esta región se ve influenciado por el ASPS, este genera una alta presión la cual se desplaza de  $35^{\circ}S$ ,  $90^{\circ}W$  en Enero y a  $25^{\circ}S$ ,  $90^{\circ}W$  en Julio (Kalthoff et al., 2002; Montecinos et al., 2016). Esto facilita la entrada de frentes polares, lo que produce inestabilidades que provocan que los gradientes térmicos busquen estabilizarse. Esto resulta en la formación de nubes estratos (Rundel et al., 1991; Rutllant et al., 2003). Además, los regímenes de vientos a escala sinóptica modulan progresivamente los vientos del sur (controlados por el Anticiclón Subtropical), produciendo ciclos de 3-7 días de intensificación/relajación de los vientos ecuatoriales (Garreaud et al., 2002; González et al., 2004; Renault et al., 2009).

En la zona de Coquimbo, la ZMO está influenciada por el SCPC. El SCPC se ve fuertemente impactado por las dinámicas ecuatoriales y la batimetría cerca de la línea de costa en una gran variedad de escalas temporales (Montes et al., 2014). En escalas intra-estacionales y estacionales, las ondas de Kelvin ecuatoriales impactan la surgencia costera a lo largo del borde del PSO (Pizarro et al., 2002; Dewitte et al., 2011), esto provocaría una profundización de la oxiclina a lo largo de la costa Sudamericana (Graco et al., 2017). Por otro lado, para escalas inter-anales, las ondas de

Rossby ecuatoriales causadas por ondas de Kelvin durante eventos El Niño en el borde oriental del Pacífico (Pizarro et al., 2002; Ramos et al., 2008), generan un cambio drástico en la circulación media, lo cual resulta en advección de aguas cálidas hacia el sur y en una profundización de la oxiclina debido al ajuste geostrófico (Montes et al., 2014). La corriente Sub-Superficial de Perú-Chile (CSSPC) transporta Agua Ecuatorial Sub-superficial (AESS) (Silva et al., 2009), la cual se caracteriza por tener bajas concentraciones de oxígeno disuelto ( $O_2 < 0,25 - 0,5 \text{ ml l}^{-1}$ ) (Silva et al., 2009) y acarrear una alta cantidad de nutrientes, siendo la responsable de la productividad primaria en la costa del borde oriental del Pacífico Sur y por lo tanto aportando a la intensificación de la ZMO localmente (Helly and Levin, 2004; Fuenzalida et al., 2009). La CSSPC recibe influencias del Sistema de Corrientes del Ecuador (SCE), particularmente, esta es alimentada por las Contracorrientes Sub-superficiales primaria y secundaria (CCSSp y CCSSs, respectivamente) y por la Corriente Ecuatorial Sub-superficial (CESS) las cuales forman parte del SCE (Montes et al., 2010). De la misma manera, la costa oriental del Pacífico Sur se ve impactada por la variabilidad del Sistema de Corrientes Ecuatoriales Intermedias (SCEI) (Stramma et al., 2010; Duteil et al., 2018). En este sentido, las Corrientes Intermedias Norte y Sur (CIN y CIS, respectivamente) ventilan la costa oeste del continente (Stramma et al., 2010), incidiendo en la termoclina inferior. Estas relaciones son modificadas durante las distintas fases de un evento ENOS (Colas et al., 2008; Kessler, 2006).

Por otro lado, la precipitación en la región de Coquimbo se ve afectada por la gran variabilidad orográfica, se observa un gradiente altitudinal marcado respecto a la precipitación. Estas varían de 25 a 300  $\text{mm a}^{-1}$  de áreas costeras a la cordillera respectivamente (Favier et al., 2009), además se observan promedios locales de 80  $\text{mm a}^{-1}$  en los 30°S (Ortega et al., 2012). Latitudinalmente, hacia el norte se observa una disminución de la precipitación (Luebert and Plissock, 2006). El ciclo estacional de la precipitación es bastante marcado, con la mayor cantidad de ocurrencia durante invierno (Favier et al., 2009). La variabilidad estacional de la precipitación (no asociada a eventos ENOS) está muy relacionada a las anomalías de los vientos del oeste (del este) para condiciones húmedas (secas) (Montecinos et al., 2011).

Durante eventos El Niño, la variabilidad de la precipitación muestra una fuerte estacionalidad (Montecinos et al., 2000). En donde eventos cálidos (fríos) implican mayor (menor) precipitación.

En invierno, la mayor actividad de bloqueo sobre el área de los mares Amundsen-Bellingshausen y el aumento del gradiente de temperatura tropical-extratropical contribuyen a condiciones más húmedas para el centro de Chile (Montecinos and Aceituno, 2003).

Existen varios estudios que han investigado el impacto físico de los eventos ENOS (Smith, 1983; Huyer et al., 1987; Montecinos and Aceituno, 2003; Pizarro et al., 2001) y las consecuencias biológicas en la comunidad pelágica (Thomas et al., 2001) y bentónica (Sellanes et al., 2007), así como en los flujos de material particulado (Marchant et al., 2004) en las costas del PSO. El estudio realizado por Escribano et al. (2004) sugiere que bajo condiciones “normales” frías, la Temperatura Superficial del Mar (TSM) en el área costera de surgencia varía entre 15 – 18°C y que el Agua Ecuatorial Subsuperficial, rica en nutrientes, asciende cerca de la costa. La surgencia de aguas más frías, reduce la estratificación, lo que provoca que la columna de agua se encuentre más mezclada (Marchant et al., 2004). Además, la ZMO se vuelve más somera producto de las concentraciones de oxígeno que caracterizan las aguas de surgencia. Esto crearía un ambiente bajo en oxígeno cerca de las aguas superficiales (Blanco et al., 2002). Estas condiciones favorecen la entrada de  $NO_3$ , por lo que se espera que la productividad primaria sea mayor. La alta productividad incrementaría las tasas de sedimentación y acumulación de materia orgánica en la plataforma continental (Carr, 2003). Se han observado flujos totales de partículas del orden de los  $65,1 \text{ g m}^{-2} \text{ a}^{-1}$ , junto a un patrón estacional caracterizado por un evento de florecimiento de diatomeas en septiembre, el cual disminuye y se mantiene en un nivel intermedio hasta enero, para después disminuir a niveles bajos hasta junio. Este flujo puede alcanzar velocidades de hundimiento de  $300 \text{ m d}^{-1}$  (Hebbeln et al., 2000). Durante el período “normal” los organismos fitoplanctónicos se encontrarían sobre los 50 m y el zooplancton poseería una distribución similar, siendo restringidos por la ZMO. Por otro lado, durante la fase “cálida” de ENOS, los valores de la TSM incrementan ( $> 20^\circ\text{C}$ ) (Blanco et al., 2002) y la capa fótica se profundiza bajo los 100 m. Además, la termoclina, la oxiclina, la nutrioclina y la ZMO se profundizan lo que causa una oxigenación en aguas subsuperficiales, sobre la plataforma continental (Blanco et al., 2002). Esta profundización y la expansión vertical de la capa fótica implicaría una mayor dispersión vertical y horizontal de plancton (Escribano et al., 2004). Durante un evento El Niño, la oxigenación de la columna de agua causa tasas menores de desnitrificación

(Morales et al., 1999; Escribano et al., 2004), la reducción del suministro de materia orgánica a las aguas profundas y liberación de nutrientes desde los sedimentos de la plataforma continental (Gutiérrez et al., 2000). Los eventos El Niño pueden favorecer la nitrificación, contribuyendo potencialmente con  $NO_3$  a la capa fótica. La expansión volumétrica de la capa fótica permitiría un incremento en la respiración aeróbica de pequeños organismos (microplancton) (Eissler and Quiñones, 1999). Además, durante un evento El Niño, se observa abundancia de otras especies que bajo condiciones “normales” fueron menos importantes (Marchant et al., 2004). Según el estudio realizado por Escribano et al. (2004), se observan cambios en las clases de especies fitoplanctónicas (apareciendo especies de menor tamaño durante condiciones El Niño). Finalmente el flujo total no presenta variaciones durante períodos “normales” y “cálidos”, este último asociado a eventos El Niño. Sin embargo, proporciones mayores de carbono orgánico y materia litogénica durante un evento El Niño se deba probablemente debido al incremento de precipitación que resulta en el aumento del caudal de los ríos (Hebbeln et al., 2000).

Resultados preliminares mostraron que las razones elementales calculadas a partir de muestras sedimentarias, indicaban un aumento en la productividad durante el pasado reciente (aproximadamente los últimos 200 años). Así, un aumento en la productividad implica un aumento en la cantidad de materia orgánica que cae a los sedimentos y por lo tanto, una disminución en las concentraciones de oxígeno disuelto en la columna de agua producto de la descomposición aeróbica de la materia orgánica. Sin embargo, este aumento en la productividad es acompañado de una mayor concentración de oxígeno disuelto en la columna de agua alrededor de los 80 m de profundidad (ver Figura 2.4 y 2.5).

### **2.1.2. Teleconexiones que afectan el estado medio del clima en el Pacífico Sur Oriental**

En esta sección nos enfocamos en el impacto que tiene la variabilidad externa al océano Pacífico sobre este, particularmente, nos referiremos a la influencia que presenta la variabilidad del océano Atlántico en algunas regiones del océano Pacífico, especialmente en el trópico. En este sentido, la variabilidad de la Circulación de Vuelco Meridional del Atlántico (CVMA), representa

una visión integrada de la circulación en la cuenca del océano. Tanto en observaciones como en modelos la CVMA es responsable por la mayor parte del transporte medio de calor en el Atlántico Norte (cerca de un 90% del máximo en 26°N; Msadek et al. 2013). Variaciones en la CVMA producen fluctuaciones de baja frecuencia en la TSM en el Atlántico (Zhang et al., 2019), las cuales reciben el nombre de Variabilidad Multi-decadal del Atlántico (VMA). El impacto de la VMA no se enfoca sólo en el Atlántico, se ha observado que también incide en el clima global sobre la temperatura y precipitación sobre Europa, América del Norte y Asia; cambios en la ZCIT y en el hielo ártico (Zhang et al., 2019).

Existe una variedad de estudios climáticos que destacan el Atlántico Norte como un área relevante para la variabilidad de la CVMA (Delworth and Zeng, 2016; Buckley and Marshall, 2016). Fluctuaciones de baja frecuencia se asocian a la fase positiva de la Oscilación del Atlántico Norte (OAN) (Yeager and Danabasoglu, 2014). En donde, anomalías positivas de densidad en la superficie del océano se relacionan con la persistencia de la fase positiva de la OAN (Danabasoglu et al., 2019). Además, luego de un desfase de un par de años, la CVMA se intensifica, lo que resulta en una convergencia de calor en la región sub-polar del Atlántico Norte. Sin embargo, muchos estudios no están de acuerdo con algunos aspectos de este mecanismo (Zhang et al. 2019, y las referencias citadas en este artículo), no se entrará en detalles puesto que se escapa de la mira de este capítulo.

A pesar de la incertidumbre respecto al mecanismo de variabilidad en la CVMA, Danabasoglu et al. (2019) en su estudio enfocado en el modelo climático CESM, encontró que el modo dominante de variabilidad es una característica robusta de los modelos. Este modo hace referencia al momento previo a una intensificación de la CVMA, el cual es relevante para las anomalías positivas de densidad en la superficie del océano. Algo similar a la fase positiva de la OAN influenciando la variabilidad de la CVMA. Lo cual destaca la importancia de la OAN como mecanismo de variabilidad de baja frecuencia.

De la misma manera, el estudio de Timmermann et al. (2005a), resalta la influencia de la variabilidad (debilitamiento) de la CVMA en el estado promedio del Pacífico tropical, el ciclo estacional y la variabilidad de ENOS. En este sentido, un debilitamiento de dicha circulación se asocia con

la profundización de la termoclina con un desfase de  $\sim 20 - 25$  años después. Por otro lado, varias investigaciones han encontrado que un debilitamiento o un colapso completo de la CVMA puede inducir anomalías negativas de temperatura en el Atlántico Norte y ligeramente cálidas en el Atlántico Sur (Timmermann et al., 2005a,b; Dahl et al., 2005; Zhang and Delworth, 2005; Broccoli et al., 2006). En donde, la respuesta atmosférica a este dipolo meridional es la intensificación de los vientos alisios, desplazando la ZCIT hacia al sur (Peterson et al., 2000), lo cual funciona como un mecanismo para compensar la pérdida de calor en el Atlántico Norte (Broccoli et al., 2006). El desplazamiento de la ZCIT, también ocurre en el Pacífico. Como respuesta de los cambios de flujos de evaporación, mezcla y divergencia de Ekman, una anomalía de TSM es generada en el Pacífico tropical nororiental (Dahl et al., 2005). Esta anomalía debilita el ciclo estacional en el Pacífico ecuatorial y como consecuencia genera una intensificación de la variabilidad no-lineal de ENOS como resultado del levantamiento zonal del estado medio de la termoclina (Timmermann et al., 2007). Así, la variabilidad a baja frecuencia en la TSM del océano Atlántico, como la asociada a la Oscilación Multi-decadal del Atlántico (OMA), puede modular la actividad de ENOS (Dong et al., 2006), esta oscilación está relacionada con variaciones de la CVMA (Delworth and Mann, 2000).

Es importante tener en consideración que este mecanismo impacta el océano clima global en general, lo que incluye el océano Pacífico, en escalas de tiempo multi-decadales. Por esta razón, podría actuar como un forzante en la ventilación de las aguas (en los primeros metros de profundidad) para las costas de la región de Coquimbo. Se propone este mecanismo como posible causante de la tendencia hacia la oxigenación de las aguas observadas en los testigos de sedimentos.

## 2.2 Metodología y datos

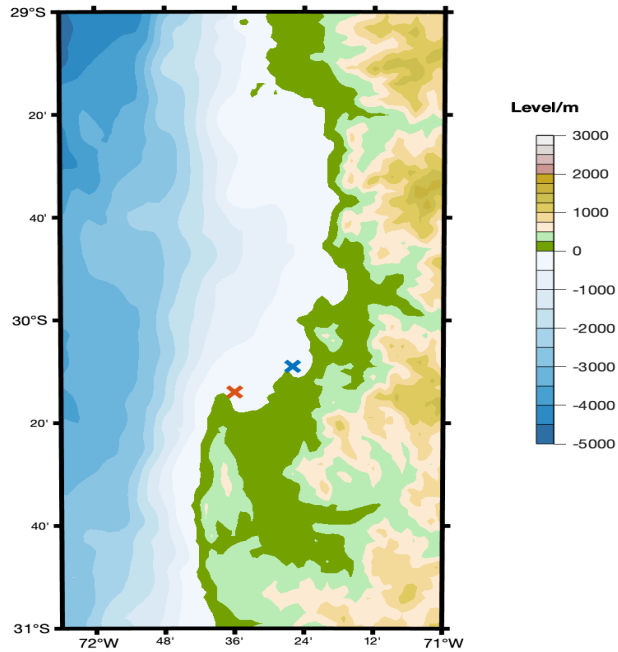
El presente capítulo de este estudio se centra en la región de Coquimbo ( $30^{\circ}\text{S}$ ), sin embargo, también se analizó la costa frente a Perú ( $12^{\circ}\text{S}$ ), usando secciones verticales. Para esto se utilizaron datos biogeoquímicos obtenidos a partir de muestras de testigos y datos numéricos físicos, obtenidos a partir de salidas de un modelo biogeoquímico acoplado (CESM-CAM5, o CESM Large Ensemble).

Los datos biogeoquímicos de las muestras de testigos fueron facilitados por el proyecto Fon-

decyt#1140851. Los datos de testigos fueron extraídos utilizando un testigo de gravedad KC-Denmark. Los testigos de sedimentos se extrajeron de dos bahías: la Bahía de Guanaqueros, el nombre del testigo es BGGC5, y sus coordenadas de extracción son  $30^{\circ}09'S$ , longitud  $71^{\circ}26'O$ , obtenido a  $89\text{ m}$  de profundidad; y la bahía de Tongoy (BTGC8), en la latitud  $30^{\circ}14'S$ , longitud  $71^{\circ}36'O$  y  $117\text{ m}$  de profundidad. Estos se extrajeron durante el mes de mayo y julio del 2015 abordo de la embarcación L/C Stella Maris II, perteneciente a la Universidad Católica del Norte. El tamaño de los testigos corresponde a  $140$  y  $110\text{ cm}$ , para BGGC5 y BTGC8, respectivamente. El sedimento fue seccionado cada  $1\text{ cm}$  para ambos testigos. Cada muestra se mantuvo a  $-20^{\circ}C$  y luego fue secada por liofilización y estas secciones se separaron en sub-muestras para estudiar elementos traza. Los testigos fueron datados usando un modelo de edad basado en edades de radiocarbono y  $^{210}\text{Pb}$  (Clam 2.2). Si bien ambos comprenden un periodo de tiempo de más de  $1000$  años, para poder comparar dichos periodos con aquellos de los modelos climáticos, se consideraron los datos correspondientes a los últimos  $2000$  años.

La base de datos numéricos utilizada en este capítulo de tesis corresponde a un conjunto de escenarios climáticos del proyecto: CESM Large Ensemble (CESM-Lens) Kay et al. (2015). Estas simulaciones son obtenidas a partir de un acoplamiento de modelos, estos incluyen: atmósfera (CAM5), océano (POP2), tierra o continentes (CLM4), hielo marino (CICE4) y biogeoquímica (BEC). Existen  $42$  miembros (escenarios climáticos con diferentes condiciones iniciales), los cuales son creados a partir del mismo acoplamiento de modelos y de los mismos forzantes externos. De los  $42$  miembros, se escogieron un total de  $34$  (Cuadro 2.2), para más información respecto a los forzantes y/o condiciones iniciales de los distintos escenarios del modelo climático utilizado en la investigación (Kay et al., 2015). Además, con el propósito de tener un rango temporal más extenso con el cual analizar los grandes periodos de las muestras de los registros sedimentarios, se utilizó la corrida pre-industrial (PI). En vista de que los escenarios  $2-N$  comienzan desde  $1920$ , se decidió tomar el mismo periodo para el miembro 1. Los miembros  $3-N$  de CESM-LE comparten las mismas condiciones iniciales oceánicas, debido a esto no muestran variabilidad climática interna resultante de los diferentes estados del océano. La resolución espacial horizontal del escenario utilizado es de  $\sim 1^{\circ}$  y posee  $60$  niveles verticales. Un tema importante al utilizar escenarios climáticos,





**Figura 2.1: Mapa de coordenadas: Ubicación geográfica de los puntos en los cuales fueron extraídos los testigos de sedimentos para el proyecto Fondecyt#1140851. La equis indica el punto exacto de extracción, en donde la de color azul corresponde al testigo BTGC8, mientras que la de color rojo representa al testigo BGGC5.**

es la variabilidad interna. Esta se genera por las diferentes condiciones iniciales que le son asignadas a cada escenario. Es conocida por tener efectos significativos en cambiar las proyecciones climáticas, especialmente en escala espacial regional y escala temporal sub-decadal (Hawkins and Sutton, 2009; Deser et al., 2014). Para cuantificar la variabilidad interna y evitar incertidumbre en los resultados, se utilizan los 34 miembros de CESM-Lens. Especialmente considerando que se busca estudiar el impacto de los eventos de ENOS en amplias escalas temporales.

Las variables extraídas del modelo climático son: TSM, oxígeno disuelto (OD), componente meridional (V) de corriente y zonal (U). Se utilizó la TSM para calcular los índices de ENOS, para esto se siguió las metodologías empleada por la NOAA: para el cálculo del Índice del Niño Oceánico (INO) (Trenberth, 2016); para los índices E y C, los cuales representan eventos extremos (PO) en el borde oriental del Pacífico y eventos moderados y fríos en el Pacífico Central (PC),

Nombre del escenario	Período de tiempo	Forzante	Condiciones iniciales	Variables
b.e11.B20TR C5CNBDRD. f09_g16.001	1850-2100	Histórico (1850-2005), RCP8.5 (2006-2100) y WACCM	1 de enero de 402 de escenario de control	OD, TSM, U y V
b.e11.B20TR C5CNBDRD. f09_g16.002	1920-2100	Igual que para el miembro 1, pero para los años correspondientes	1 de enero de 1920 del miembro 1, con las temperaturas del océano desfasadas 1 día	O2, TSM, U y V
b.e11.B20TR C5CNBDRD. f09_g16.00N	1920-2100	Igual que para el miembro 2	1 Similar al miembro 2, pero sin el desfase y con un redondeo de las temperaturas de la atmósfera	OD, TSM, U y V

**Cuadro 2.2:** WACCM (Whole Atmosphere Community Climate Model) corresponde al forzamiento para las concentraciones de ozono. Para la serie de control usaron un forzamiento preindustrial (1850) y WACCM, se consideró el promedio climatológico de enero de temperatura y salinidad potencial del modelo PCH2 (Polar Science Center Hydrographic Climatology) como condiciones iniciales. Aquí, OD es oxígeno disuelto, TSM es temperatura superficial del mar, u y v son corriente zonal y meridional, respectivamente

respectivamente, se siguió la metodología de Takahashi et al. (2011); y para la banda de bajas frecuencias se decidió utilizar la OIP, en vez de la ODP, principalmente, debido a la similitud entre ambos índices, para esto se siguió la metodología de Henley et al. (2015).

Utilizando las concentraciones de oxígeno disuelto se calcularon los eventos de oxigenación y desoxigenación para distintas combinaciones de fases entre ENOS y OIP. Además, se estudiaron las fluctuaciones en baja frecuencia de ENOS, OIP y co-variabilidad de ambos modos climáticos. Los análisis anteriores fueron aplicados a los datos del modelo climático. Cuyos resultados son comparados con las tendencias de las muestras de testigos sedimentarios para llegar a una conclu-

sión.

### 2.2.1. Estado medio y desviación estándar de oxígeno en el modelo CESM Large Ensemble

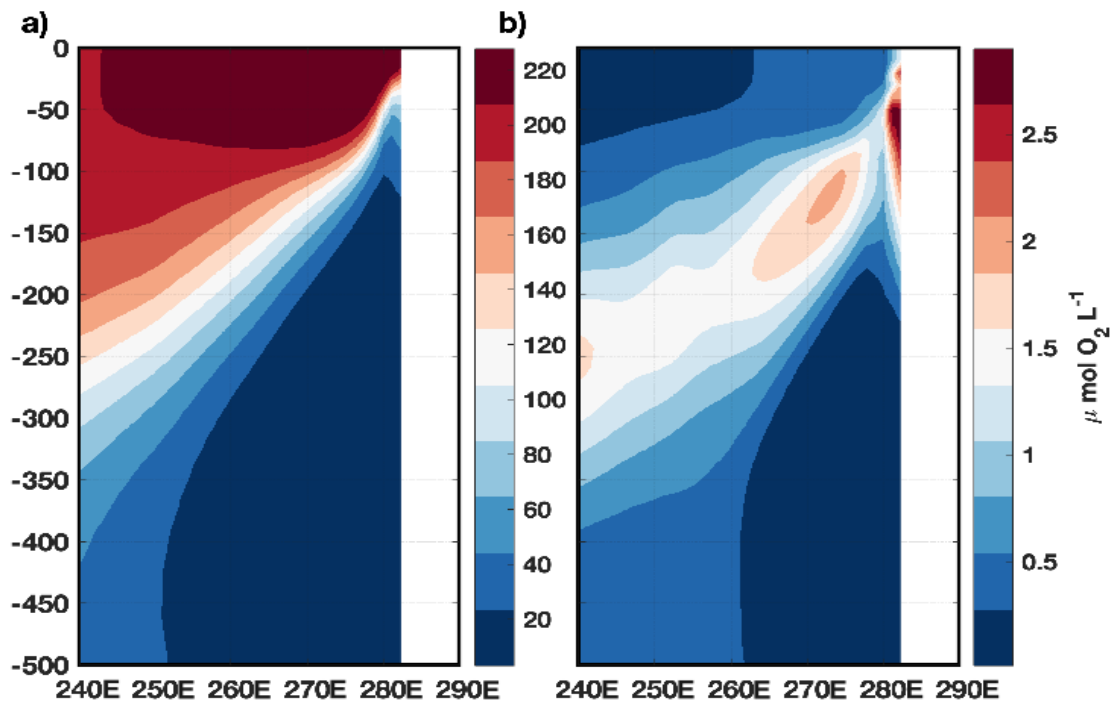
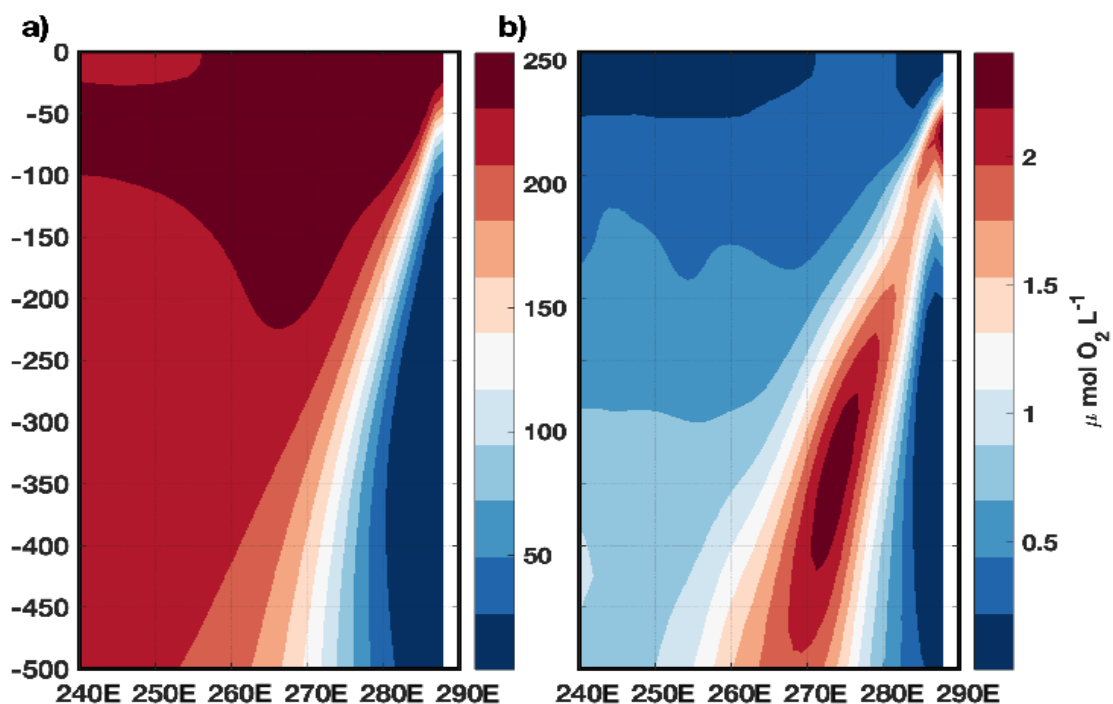


Figura 2.2: Ensemble mean: promedio (a) y desviación estándar (b) de los 34 miembros del modelo CESM Large Ensemble, para la variable de oxígeno disuelto, en la sección vertical a  $12^{\circ}\text{S}$ . El estado medio y la desviación estándar media fueron estimados para el período de 1920-2005 (corrida histórica).

Se calcularon los estados medios (promedio) y desviación estándar de los 34 miembros del modelo CESM Large Ensemble (CESM-Lens), usado para estudiar la ZMO en el PSO. El estado medio y desviación estándar fueron calculados para ambas secciones verticales, a  $12^{\circ}\text{S}$  (Fig. 2.2) y para  $30^{\circ}\text{S}$  (Fig. 2.3). Es posible observar la superficie perteneciente a la ZMO con tonos más azulados, la cual, a su vez, corresponde a la región con menor desviación estándar (variabilidad interna) dentro del conjunto de miembros de CESM-Lens.

Las desviaciones estándar para el conjunto de miembros de CESM-Lens se mantienen relati-



**Figura 2.3:** Ensemble mean: promedio (a) y desviación estándar (b) de los 34 miembros del modelo CESM Large Ensemble, para la variable de oxígeno disuelto, en la sección vertical a  $30^\circ\text{S}$ . El estado medio y la desviación estándar media fueron estimados para el periodo de 1920-2005 (corrida histórica).

vamente bajas ( $< 1$  DS, con DS siendo el acrónimo de desviación estándar). Los mayores valores de DS se encuentran encima o cerca de la oxiclina (representada aproximadamente por el color blanco en las Fig. 2.2a y 2.3a). En este sentido, los valores altos de desviación estándar indican las regiones en donde hay más incertidumbre en la determinación del estado promedio. Es decir, zonas en donde la variabilidad natural del sistema es más alta.

Tomando en consideración las Fig. 2.2 y 2.3 y además, la desviación estándar, junto a la ubicación en la cual se tomaron las muestras de los testigos sedimentarios, se escogieron regiones homólogas a las descritas en el Capítulo 3 de esta tesis. A partir de estas áreas se calcularon series de tiempo de oxígeno disuelto que nos permitirán estudiar la tendencia de oxígeno disuelto y compararla con los datos de sedimentos. Para más detalles respecto a la selección de las áreas de estudio, y a los criterios utilizados para esta, referirse al Capítulo 3.

### 2.2.2. Cálculo de anomalías

Para analizar la variabilidad en la columna de agua asociada a las variables de estudio: oxígeno disuelto y TSM, para el modelo CESM-Lens; y molibdeno, renio, níquel y uranio, para las muestras de sedimentos, se utilizaron anomalías normalizadas de las razones elementales. Se optó por este tipo de anomalías para poder cuantificar y realizar comparaciones, de mejor manera, entre las distintas variables. Especialmente para las muestras de testigos sedimentarios, las cuales, si bien pueden representar una misma variable, la presencia de los distintos elementos pueden variar notablemente en la columna de agua. Las anomalías normalizadas fueron calculadas removiendo el ciclo estacional y dividiendo por las desviaciones estándares asociadas a cada mes climatológico del año.

Para remover el ciclo estacional, se calcularon las climatologías asociadas a los meses del año para el período de tiempo completo. Las climatologías mensuales fueron restadas a los datos mensuales correspondientes, es decir, la climatología de Enero fue restada a todos los Eneeros. Una vez extraído el ciclo estacional, se normalizó dividiendo por la desviación estándar climatológica (asociada a la climatología calculada anteriormente) (Ecuación 2.1).

$$F_m = \frac{\psi_m(t) - \mu_m}{\sigma_m} \quad (2.1)$$

En donde,

$$\mu_m = \frac{\sum_{i=1}^N \psi_m(t)}{N}$$

y

$$\sigma_m = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^N (\psi_m(t) - \mu_m)^2}{N - 1}}$$

el sub-índice  $m$  simboliza el mes al cuál se le aplica la fórmula, mientras que  $t$ , es el tiempo en años,  $N$  representa el largo total de la serie temporal,  $\psi_m$  representa los valores escalares de la serie de tiempo para el mes  $m$ ,  $\mu_m$  es el promedio climatológico para el mes  $m$  y  $\sigma_m$  representa la

desviación estándar climatológica para el mes  $m$ .

### 2.2.3. Filtros

En este estudio se utilizaron dos filtros: Chebyshev tipo I y Coseno-Lanczos. El filtro Chebyshev es considerado un filtro electrónico que puede ser tanto analógico como digital. Permite fluctuaciones constantes en la banda pasante y una caída monótona en la banda de rechazo. La respuesta de la frecuencia es:

$$|H(\omega)|^2 = \frac{1}{1 - \varepsilon^2 T_N^2\left(\frac{\Omega}{\Omega_c}\right)} \quad \text{para } 0 < \varepsilon \leq 1$$

en donde  $N$  es el orden del filtro,  $\Omega_c$  es la frecuencia de corte,  $\Omega$  es la frecuencia analógica compleja y  $T_N(x)$  es el polinomio de Chebyshev de orden  $N$  que se define como:

$$T_{N+1}(x) = 2xT_N(x) - T_{N-1}(x) \quad \text{con } T_0(x) = 1 \text{ y } T_1(x) = x$$

El filtro Chebyshev tipo I, es utilizado para estudiar la variabilidad inter-decadal, según lo visto en Henley et al. (2015). La razón principal, es para mantener la consistencia entre el cálculo del índice OIP y el filtraje inter-decadal de las anomalías normalizadas para las variables de oxígeno disuelto, corriente meridional, nitrato, tasas de desnitrificación, amonio y oxielina.

Por otro lado, el filtro Coseno-Lanczos es considerado porque sus pesos son formulados con la intención de hacer que la función de respuesta sea una serie de cosenos de Fourier truncada. Un filtro de coseno por si solo, provoca fluctuaciones de gran amplitud cerca de la frecuencia de corte, esto se conoce como el fenómeno de Gibbs (Gibbs, 1899). Los filtros de coseno que usan una ventana Lanczos, son filtros rectangulares re-formulados los cuales incorporan un factor multiplicativo para asegurar una atenuación más rápida de este exceso de ondulaciones. El siguiente filtro, es un filtro Coseno-Lanczos que utiliza una ventana de coseno alzada o "Hanning".

$$W_k = \begin{cases} 1 & \text{si } k = 0 \\ \frac{1}{2} \left(1 + \cos \frac{k\pi}{m}\right) \frac{\sin k\pi \frac{T_N}{T_c}}{k\pi \frac{T_N}{T_c}} & \text{si } 1 \leq |k| \leq m \end{cases}$$

aquí,  $T_N$  es el período de Nyquist y  $T_c$  el período de corte y  $m$  representa los factores de pesos. Así, un filtro con  $m = 60$  tendrá un largo de  $(2m - 1)$ , es decir 119 factores de peso.

En este estudio, el filtro Coseno-Lanczos se utilizó para estudiar la variabilidad inter-anual de las anomalías normalizadas de las variables: oxígeno disuelto, corriente meridional, nitrato, tasas de desnitrificación, amonio y oxiclina.

#### 2.2.4. Índices para variabilidad inter-anual e inter-decadal

Para estudiar la variabilidad inter-anual e inter-decadal de las variables, se calcularon tres índices asociados a los eventos ENOS: índice INO, E y C, para escala temporal inter-anual; y el índice OIP para escala temporal inter-decadal.

Los índices E y C fueron calculados siguiendo la metodología descrita en Takahashi et al. (2011). Se escogió el rectángulo entre las latitudes  $10^\circ S - 10^\circ N$  y entre las longitudes  $140^\circ E - 275^\circ E$  para la variable de TSM. Luego, se calcularon las anomalías normalizadas para esta región y la matriz tri-dimensional resultante (longitud, latitud y tiempo) se transformó a una matriz bi-dimensional cuya primera dimensión corresponde al tiempo y su segunda dimensión al espacio (longitud y latitud). Esta matriz bi-dimensional se analizó utilizando Funciones Ortogonales Empíricas (EOF). Las componentes principales resultantes para los primeros dos modos de variabilidad fueron utilizadas para calcular el índice E (3.1) y el índice C (3.3).

$$E = \frac{PC1 - PC2}{\sqrt{2}} \quad (2.2)$$

$$C = \frac{PC1 + PC2}{\sqrt{2}} \quad (2.3)$$

Para el Índice Niño Oceánico (INO), se siguió la metodología empleada por Trenberth (2016).

Aquí, la región de TSM escogida es entre las latitudes de  $5^{\circ}S - 5^{\circ}N$  y las entre las longitudes de  $190^{\circ}E - 240^{\circ}E$  (región Niño 3.4). A esta matriz tri-dimensional de datos (longitud, latitud y tiempo) se le realiza un promedio espacial, el resultado es una serie de tiempo. A esta serie de tiempo se le remueve el ciclo estacional y luego, las anomalías resultantes se suavizan utilizando un filtro de media móvil con una ventana de 3 meses. Finalmente estas anomalías son normalizadas por su desviación estándar.

El índice de la OIP fue calculado siguiendo la metodología propuesta por Henley et al. (2015). Primero se debe escoger la región completa de TSM del Océano Pacífico (por motivos computacionales la región escogida comprende desde  $60^{\circ}S$  a  $60^{\circ}N$ ). Esta región es filtrada utilizando el filtro digital Chebyshev (Sección 2.2.3), con 6 coeficientes y una frecuencia de corte de 13,3 años. La matriz tri-dimensional de datos, fue transformada a una matriz bi-dimensional (tiempo y espacio) a la cual se le aplicó un análisis de EOF. Se obtuvo un resultado similar a lo observado en Henley et al. (2015), en donde la variabilidad inter-decadal del índice estaba contenida en el segundo modo de variabilidad. Así, se escogieron las siguientes regiones para la confección del índice:

- **R1:**  $25^{\circ}N - 45^{\circ}N$ ,  $140^{\circ}E - 215^{\circ}E$
- **R2:**  $10^{\circ}S - 10^{\circ}N$ ,  $170^{\circ}E - 270^{\circ}E$
- **R3:**  $50^{\circ}N - 15^{\circ}N$ ,  $140^{\circ}E - 200^{\circ}E$

estas regiones corresponden a las zonas espaciales que más contribuyen al segundo modo de variabilidad. Considerando las tres regiones (**R1**, **R2** y **R3**) se calcularon anomalías normalizadas (2.1) para datos no filtrados de TSM. Estas tres matrices tri-dimensionales de anomalías normalizadas de TSM fueron promediadas espacialmente, obteniéndose una serie de tiempo para cada región. Las tres series de tiempo fueron combinadas utilizando:

$$TPI = TSMAR2 - \frac{TSMAR1 + TSMAR3}{2} \quad (2.4)$$

Finalmente, al resultado de la ecuación 2.4 se le aplica el mismo filtro digital Chebyshev, obteniéndose el índice OIP.



En este estudio, los índices se utilizaron para calcular los mapas promedio de anomalías para los análisis de compuestos, y para estudiar el impacto de los eventos de ENOS en la variabilidad inter-anual y multi-decadal contenida en las series de tiempo. Además, a través de la aplicación de un análisis de ondeletas se estudió la relación entre la variabilidad inter-anual e inter-decadal, y su impacto en escalas de tiempo centenarias (o multi-decadales).

### 2.2.5. Análisis de compuestos

Un análisis de compuestos permite observar el impacto que tiene un cierto evento sobre una variable física o biogeoquímica. El impacto es cuantificado utilizando un estadístico (promedio, desviación estándar, correlación, etc). Para este estudio, el impacto fue cuantificado usando el promedio. Para definir un evento, es necesario una serie de tiempo de control, a esta serie de control se le definen condiciones o umbrales que caracterizan al evento. Para este estudio, las series de control utilizadas son los índices de ENOS, así, se definen los siguientes eventos:

- La Niña       $[ONI \leq -0,5]$        $[C < 0]$        $[NaN]$        $[TPI < 0]$
- El Niño       $[ONI \geq 0,5]$        $[C > 0]$        $[E > 0]$        $[TPI > 0]$

Aquí se trabajaron matrices tri-dimensionales cuyas dimensiones corresponden a longitud, latitud o profundidad y tiempo. Dependiendo si el mapa es un corte horizontal o vertical se trabajará con latitud o profundidad. Las matrices tri-dimensionales corresponden a anomalías normalizadas.

El análisis de compuestos encuentra las posiciones (fechas) en las cuales se cumplen las condiciones descritas arriba para los eventos El Niño o La Niña. Las posiciones son localizadas en la dimensión temporal dentro de las matrices tri-dimensionales, y luego se les aplica el estadístico, es decir, se promedian todas las fechas que cumplan la condición impuesta por la serie de control para obtener dichos mapas de compuestos. Los mapas resultantes son bi-dimensionales. Las secciones verticales corresponden a las latitudes de  $12^{\circ}\text{S}$  y  $30^{\circ}\text{S}$ , para las longitudes:  $240 - 290^{\circ}\text{E}$  y alrededor de los  $0 - 500$  m de profundidad. Finalmente, los índices INO, E y C sirven para observar el impacto de eventos intra-estacionales a inter-anales sobre los datos mensuales, mientras que el índice OIP cuantifica el impacto de la escala inter-decadal sobre los datos mensuales.

La metodología para calcular los mapas de compuestos aplicada en este análisis, también se utiliza para visualizar de mejor manera los modos de variabilidad de las EOF (al calcular los índices E, C y OIP). En este caso, el estadístico utilizado es la correlación, y las series de control son las K-primeras componentes principales resultantes de un análisis de EOF. Las componentes principales son correlacionadas con las series de tiempo de anomalías asociadas a cada punto de grilla (longitud, latitud y profundidad) para una variable cualquiera. El mapa de compuestos o mapa de correlación resultante, representa el patrón espacial del K-modo variabilidad.

### 2.2.6. Funciones ortogonales empíricas

Las Funciones Ortogonales Empíricas (EOF), son un método multivariado enfocado a la reducción de información, los datos resultantes del análisis de EOF son combinaciones lineales de los datos originales. Las combinaciones lineales buscan particionar la varianza de un grupo de series de tiempo espacialmente distribuidas en un campo de grilla, estas reciben el nombre de “modos de variabilidad” y están determinadas para poder representar el máximo de varianza contenida en los datos originales, los modos están ordenados de forma descendiente, es decir, el primer modo contiene la mayor cantidad de varianza. La cantidad resultante de modos es  $K$  con  $K \leq \min(M, N)$ , en donde  $M$  y  $N$  son las dimensiones de la matriz bi-dimensional  $\mathbf{F}$ , es decir, la dimensión más pequeña de la matriz  $F$  es la cantidad de modos de variabilidad que se obtiene de un análisis de EOF. Este método es utilizado en estudios climáticos para analizar la varianza temporal y espacial de un campo y obtener una descripción de esta en términos de componentes principales y vectores propios (patrón espacial) respectivamente.

Si abordamos esto desde un punto de vista numérico, se tiene que considerar que la matriz de datos a la que se le aplica el análisis de EOF es bi-dimensional, esto quiere decir que una de las dimensiones de nuestra matriz estará asociada al tiempo, mientras que la otra estará asociada al espacio (en general, el parámetro asociado a las dimensiones de esta matriz puede ser cualquier cosa que el analista quiera estudiar). En nuestro estudio, las matrices de datos son tri-dimensionales, en donde, las primeras dos dimensiones corresponden a longitud y latitud (o longitud y profundidad), mientras que la tercera corresponde al tiempo. Las matrices de datos tri-dimensionales fueron re-

agrupadas de tal forma que la primera dimensión (filas) corresponda al tiempo, mientras que la segunda dimensión (columnas) corresponda al espacio, esto quiere decir que esta segunda dimensión contiene puntos asociadas a longitud y latitud (o longitud y profundidad). Por un tema de nomenclatura, nuestra matriz bi-dimensional será referida como  $F$ , esta tiene  $N$  filas y  $M$  columnas, en dónde  $N$  corresponde al largo de vector de tiempo y  $M$  es la multiplicación del número de latitudes (o profundidad) por el número de longitudes. A la matriz  $F$  se le calculan las anomalías, removiendo el ciclo estacional y normalizando, según lo visto en 2.1. Finalmente, la nueva matriz  $F$  de anomalías es analizada usando EOF.

El método empleado para el cálculo de la EOF es conocido como Descomposición de Valores Singulares (SVD). Este es uno de los tantos métodos para calcular las EOF, es elegido porque es computacionalmente más robusto y rápido que otros métodos (como por ejemplo el método de la matriz de covarianza). El método SVD resuelve la siguiente ecuación matricial:

$$F = U * \Gamma * V^\dagger \quad (2.5)$$

Esta define la matriz  $F(M \times N)$  de anomalías como el producto de tres matrices:  $U(M \times M)$  la matriz izquierda de vectores,  $\Gamma(M \times N)$ , la matriz diagonal que contiene valores  $\geq 0$ , y la matriz transpuesta de  $V(N \times N)$ , la matriz derecha de vectores singulares.

Los valores de  $\Gamma$  entregan el porcentaje de varianza almacenado en el  $K$ -modo tal que:  $VAR_K = \frac{\gamma^2}{\sum \gamma^2} \times 100$  es el porcentaje de varianza contenida en el modo de variabilidad, aquí  $\gamma$  corresponde a un valor de la matriz  $\Gamma$ . Por otro lado, las primeras  $K$  columnas de  $U$  son idénticas a las los vectores propios (contribución de cada punto espacial a la varianza del  $K$ -modo de variabilidad), mientras que las primeras  $K$  filas de  $V^\dagger$  son proporcionales a las  $K$  componentes principales, tal que:  $A = \Gamma * V^\dagger$ . Finalmente las anomalías pueden ser reconstruidas usando los  $K$  primeros modos:

$$F_m(t) = \sum_{k=1}^K U_m^k \gamma_k V_k^\dagger(t) \quad (2.6)$$

El patrón espacial asociado al  $K$ -modo de variabilidad es visualizado utilizando análisis de

compuestos. Aquí, se correlaciona la componente principal asociada al K-modo con la tercera dimensión temporal de las matrices tri-dimensionales de anomalías, el resultado es un mapa de correlaciones que muestra las contribuciones al K-modo de variabilidad asociadas a los distintos puntos espaciales en la grilla. Las componentes principales asociados al K-modo de variabilidad muestran la variación temporal del patrón espacial y por lo tanto, las anomalías. A partir de la ecuación (2.6) se observa que si los valores de la componente principal son negativos, el patrón espacial se invierte y las anomalías cambian de signo, entre más grandes sean los valores de la componente principal, más intensas serán las anomalías.

### 2.2.7. Regla de North

Para aquellos vectores propios cuyos valores propios se aproximan al de otro vector propio, es de esperarse que ocurran errores de muestreo. Según North et al. (1982) si el error de muestreo asociado a un valor propio es comparable o mayor a la distancia entre valores propios, entonces los modos de variabilidad asociado a esos valores propios se encuentran mezclados y por lo tanto no son significativos.

La regla de North, es utilizada en este estudio para asegurar la significancia de los modos de variabilidad de los análisis de EOF.

### 2.2.8. Análisis de ondeletas

El análisis de ondeletas se ha vuelto una herramienta común para estudiar variaciones focalizadas del poder en una serie de tiempo. Este análisis descompone una serie de tiempo en un espacio de frecuencia-tiempo, determinando el modo de variabilidad dominante y como este se desarrolla en el tiempo. Las ecuaciones a continuación fueron adaptadas en notación discreta.

La transformada de ondeletas puede usarse para analizar series de tiempo que contienen poder no-estacionario en diferentes bandas de frecuencias. Si pensamos en una serie de tiempo  $x_n$  con,  $n$  yendo de 0 ... N-1. Además, asumamos que tenemos una función o función de ondeletas,  $\psi_0(\eta)$ , la cual depende de un parámetro no-dimensional de tiempo  $\eta$ . Para que sea considerada como ondeleta, esta función debe tener promedio cero y estar localizada en un espacio de frecuencia-

tiempo. Como por ejemplo la ondeleta de Morlet, y la que estaremos utilizando en este estudio:

$$\psi_0(\eta) = \pi^{-1/4} e^{i\omega_0\eta} e^{-\eta/2} \quad (2.7)$$

donde  $\omega_0$  es la frecuencia no dimensional.

Así, la transformada continua de ondeletas para una serie de tiempo discreta  $x_n$ , se define como la convolución de  $x_n$  con una versión escalada y trasladada de  $\psi_0(\eta)$

$$W_n(s) = \sum_{n'=0}^{N-1} x_{n'} \psi^* \left[ \frac{(n' - n)\delta t}{s} \right] \quad (2.8)$$

en donde el símbolo (\*) denota el complejo conjugado de dicha función, además  $\psi$  es la versión normalizada de  $\psi_0$ . Al hacer variar la escala  $s$  y trasladando alrededor del índice de tiempo localizado  $n$ , uno puede construir un mapa mostrando como la amplitud de cualquier característica y el factor de escala varían con el tiempo.

Una forma de aproximarnos a la transformada continua de ondeletas, la convolución (Eq. 2.8) debe hacerse  $N$  veces por cada escala ( $s$ ). De esta manera, el teorema de convolución nos permite realizar dichas convoluciones en un espacio de Fourier usando una Transformada Discreta de Fourier (TDF). Siendo esta:

$$\hat{x}_k = \frac{1}{N} \sum_{n=0}^{N-1} x_n e^{-2\pi i k n / N} \quad (2.9)$$

con  $k$  variando entre 0 y  $N-1$  es el índice de frecuencia. En el límite continuo, la transformada de Fourier de una función  $\psi(t/s)$  está dada por  $\hat{\psi}(s\omega)$ . Por el teorema de convolución, la transformada de ondeletas es la transformada inversa de Fourier del producto:

$$W_n(s) = \sum_{k=0}^{N-1} \hat{x}_k \hat{\psi}^*(s\omega_k) e^{i\omega_k n \delta t} \quad (2.10)$$

donde la frecuencia angular es definida como

$$f(x) = \begin{cases} \frac{2\pi k}{N\delta t} & \text{si } k \leq \frac{N}{2} \\ -\frac{2\pi k}{N\delta t} & \text{si } k < \frac{N}{2} \end{cases} \quad (2.11)$$

Así, usando la Eq. 2.10 y la rutina estándar de la transformada de Fourier, se puede calcular la transformada continua de ondeletas (para un determinado valor de  $s$ ) a todo  $n$  simultáneamente.

Como la función de ondeletas es en general compleja, la transformada de esta también lo es. De esta forma, la transformada puede separarse en una parte real e imaginaria, o en amplitud y fase. Finalmente, uno puede definir el poder espectral de la ondeleta como:  $|W_m(s)|^2$ .

Por otro lado, debido a que se trabajan series de tiempo de largo finito, es posible que ocurran errores al inicio y final del poder espectral de la ondeleta, esto ya que la Eq. 2.10 asume que los datos son cíclicos. En este caso, las series de tiempo son rellenadas con ceros al final de esta, los suficientes como para que limitar los efectos de los bordes. En este sentido, el rellenar con ceros introduce discontinuidades, especialmente cuando se trabajan con grandes escalas, en donde, la amplitud disminuye debido a que más ceros son introducidos al análisis. El Cono de Influencia (CdI) es la región del espectro de ondeleta en donde los efectos de los bordes se vuelven importantes. Se define como  $\sqrt{2}s$  para la auto-correlación del poder de ondeleta a cada escala. Este valor, se escoge tal que el poder de ondeleta en una discontinuidad en los bordes decrezca por un factor de  $e^{-2}$  para asegurar que los efectos de borde sean despreciables.

### 2.2.9. Significancia de los análisis de Ondeletas

Uno de los problemas por el cual se ha criticado el análisis de ondeletas, es la falta de soporte estadístico que permita validar el valor encontrado en dicho cálculo. Para determinar los niveles de significancia, primero se necesita definir un espectro de fondo apropiado. Estos pueden ser, ruido blanco (espectro de Fourier plano) o rojo (poder creciente con una disminución en la frecuencia).

Para esta tesis se utilizó el ruido rojo como espectro de fondo para el cálculo de los niveles de significancia. Muchas series de tiempo geofísicas pueden ser modeladas como ruido blanco o

rojo. Por ejemplo, un modelo para ruido rojo sería la autoregresión univariada lag-1 (o proceso de Markov):

$$x_n = \alpha x_{n-1} + z_n \quad (2.12)$$

donde  $\alpha$  es la autocorrelación lag-1,  $x_0 = 0$  y  $z_n$  son tomados del ruido blanco Gaussiano. Posteriormente, la Eq. 2.12, luego de ser normalizada, queda como:

$$P_k = \frac{1 - \alpha^2}{1 + \alpha^2 - 2\alpha \cos(2\pi k/N)} \quad (2.13)$$

donde  $k = 0 \dots N/2$  es el índice de frecuencias. Así, escogiendo una apropiada auto-correlación lag-1, se puede utilizar 2.13 para modelar el espectro de un ruido rojo.

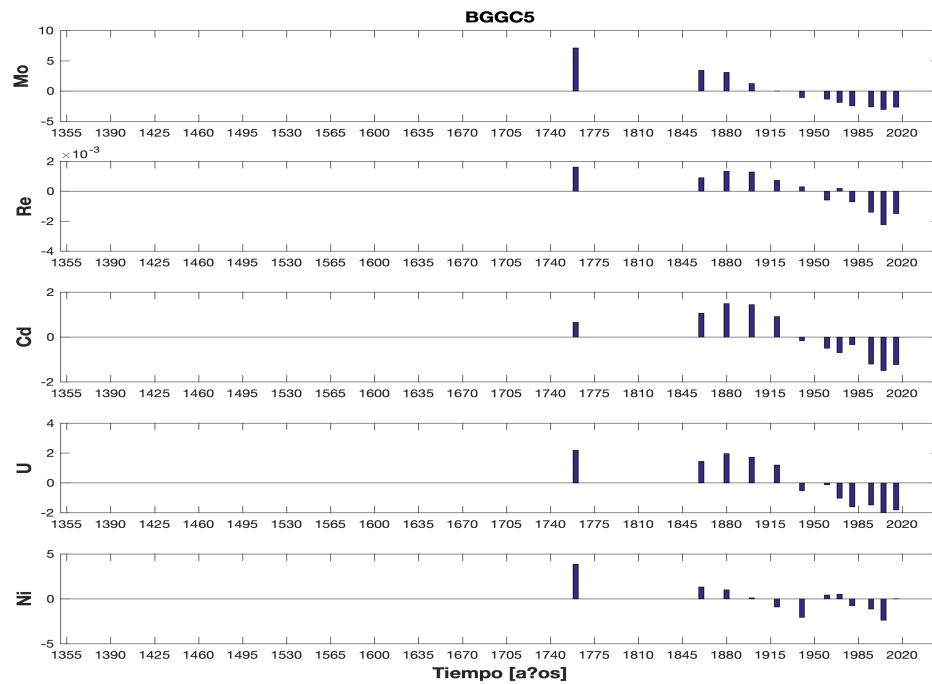
La hipótesis nula es definida por el poder espectral de la siguiente manera: Se asume que las series de tiempo tienen un poder espectral medio, posiblemente definido por 2.13. Si un valor del poder espectral de ondeleta es superior a este promedio del espectro de fondo, entonces se puede decir que es significativo con un cierto porcentaje de confianza.

## 2.3 Resultados

### 2.3.1. Tendencia en las razones elementales, datos de testigos sedimentarios

A pesar de la variedad de estudios (Stramma et al., 2008; Helm et al., 2011; Schmidtko et al., 2017; Breitburg et al., 2018; Oshlies et al., 2018) que mencionan una expansión de la ZMO del PSO y de una disminución de las concentraciones de oxígeno disuelto en la columna de agua, y particularmente en la superficie, es posible observar en las razones elementales (Fig. 2.4 y Fig. 2.5) que para los últimos 50 años se tienen anomalías negativas de cada uno de los elementos traza. Esto contradice lo observado en varios estudios climáticos, ya que las tendencias de los testigos indican un posible enriquecimiento en las concentraciones de oxígeno disuelto de la columna de agua.

Es probable que la discrepancia entre ambos tipos de estudio se encuentre en la extensión del periodo analizado, o en procesos locales que no son considerados en las dinámicas de los

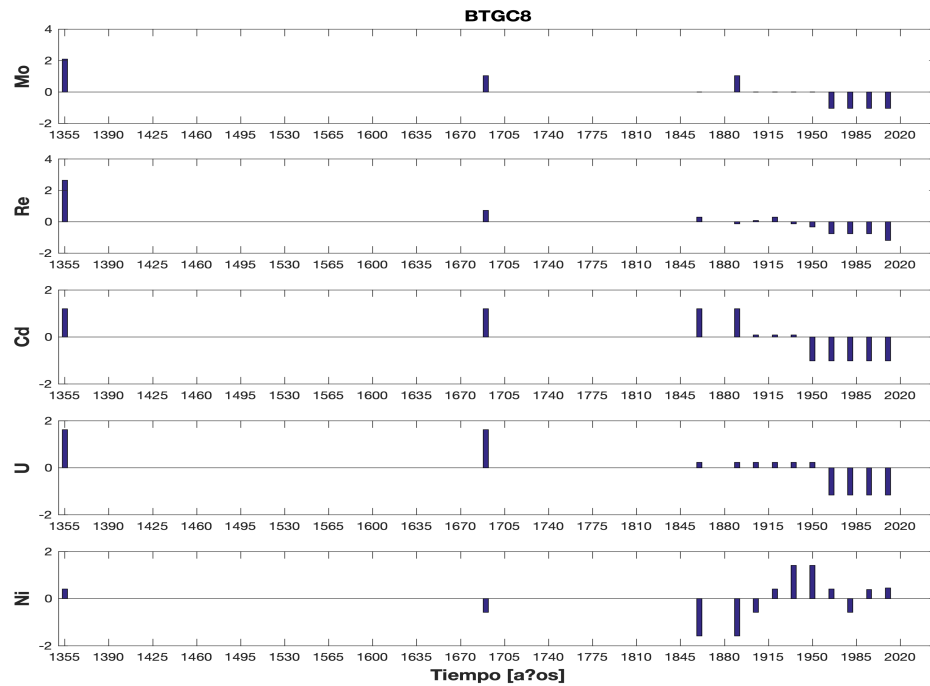


**Figura 2.4:** Series de tiempo: anomalías normalizadas para las razones elementales (metal/Al) del testigo sedimentario BGGC5.

modelos climáticos (e.g. el efecto de la circulación dentro de la bahía, o también la descarga de los ríos). Indicando que la tendencia a oxigenación observada en los testigos se deba a cambios de baja frecuencia modulados por reiterados eventos de distintos fenómenos climáticos de una escala temporal menor (e.g. ENOS). El enfoque que damos en esta investigación es analizar si la reiterada ocurrencia de eventos de El Niño en el borde oriental del Pacífico impacta a largo plazo la columna de agua, de tal manera que dicha influencia se observa en los testigos sedimentarios obtenidos a  $\sim 80\text{m}$  de profundidad.

El molibdeno (Mo) es removido de la solución y sepultado en los sedimentos del fondo marino en ambientes anóxicos, lo que significaría que incrementos de este elemento indicarían eventos de anoxia más intensos, lo contrario ocurre cuando las concentraciones de este elemento en el sedimento disminuyen. El enriquecimiento de molibdeno en los sedimentos marinos ocurre en la presencia de sulfuro, el cual puede incrementar la concentración a niveles relativamente altos en





**Figura 2.5:** Series de tiempo: anomalías normalizadas para las razones elementales (metal/Al) del testigo sedimentario BTGC8

los sedimentos subsuperficiales de los márgenes continentales debido a la reducción diagenética de sulfato. En este sentido, la remoción de Mo de la columna de agua es la transformación de  $MoO_4^{2-}$  a partículas reactivas tiomolibdatos ( $MoO_xS_{4-x}^{2-}$ ) que pueden ser removidas de la solución por fases de sulfuro de Fe. Notar que al igual que molibdeno, los elementos: renio, níquel, cadmio y uranio presentan un patrón similar (Fig. 2.4 y Fig. 2.5), lo que indica la presencia de un ambiente más oxigenado. Tanto renio (Re) como uranio (U) son indicadores de suboxia en la columna de agua. El renio es incorporado a los sedimentos vía difusión de desde las aguas de fondo, y además, se remueve de las aguas de poros a través de la reducción de  $Re(VII)$  a  $Re(IV)$ , posiblemente  $ReO_2$  o  $ReS$ . Por otro lado, la presencia de Uranio es constante en la columna de agua de todos los océanos por su comportamiento conservativo (Calvert and Pedersen, 2007).

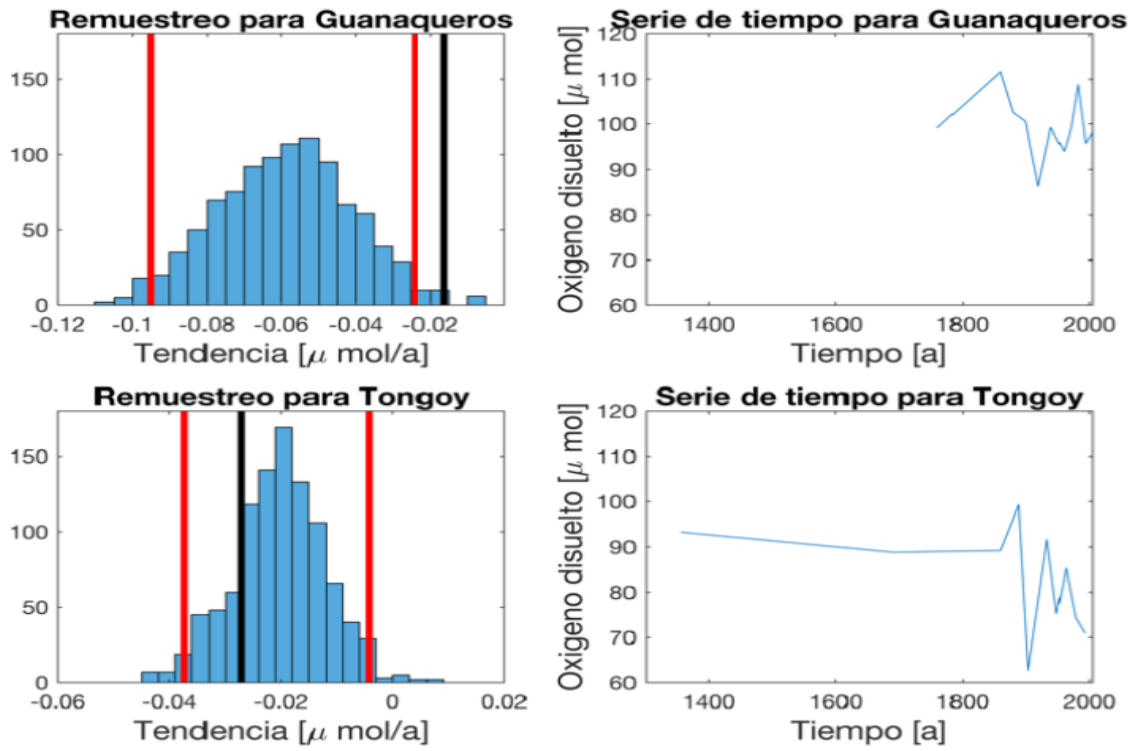
En aguas anóxicas, el uranio es removido de la solución hacia los sedimentos por la reducción de  $U(VI)$  a  $U(IV)$ . Su remoción hacia los sedimentos, es por lo tanto, producto de difusión desde

las aguas de fondo a los depósitos adyacentes. Otra característica importante del uranio, es que el hundimiento de este es controlado por el flujo de materia orgánica, entonces, un incremento en este flujo implica un incremento de productividad en superficie. Este incremento en de productividad, levanta el borde de la suboxia lo que aumenta la fijación de uranio. De esta manera, cambios en la productividad pueden interpretarse a través de las variaciones de la presencia de U en los sedimentos. Sin embargo, a pesar de que la menor presencia de uranio nos mostraría una disminución en la productividad, resulta necesario realizar comparaciones más exactas con otros elementos para verificar esta relación.

Tanto el cadmio como el níquel son elementos que se encuentran concentrados en depósitos de sulfuro, estos se comportan como micronutrientes, siendo removidos cuantitativamente de las aguas superficiales por el plancton. Debido a esto, el cadmio puede usarse como un proxy robusto de surgencia. Tanto Cd como Ni pueden ser secuestrados en ambientes anóxicos si no hay suficiente materia orgánica. En este sentido, se observa para el testigo BTGC8 que las concentraciones de níquel en los sedimentos ostentan un patrón diferente al de cadmio.

Las tendencias negativas encontradas en las series de los testigos sedimentarios indican un ambiente más oxigenado y una disminución en la productividad en superficie para los 30°S. Al mismo tiempo, si bien tanto Re/Mo como U/Mo indican una tendencia hacia aguas subóxicas, la pendiente de U/Mo es más débil que la pendiente de Re/Mo, esto se debe a que durante un evento de ventilación, U se pierde más rápidamente de los sedimentos que Mo y Re, esto debido a que la presencia de óxidos de Fe y Mn capturan parte de Mo y lo retornan a los sedimentos (Scholz et al., 2011). Además, considerando algunos análisis hechos con anterioridad (ver Material Suplementario C, Fig. B.1) podemos complementar observando la tendencia de la razón K/Ca (potasio y calcio), la cual nos muestra un aumento en la precipitación y/o caudales de los ríos, mientras que la disminución en el tamaño de grano indica un menor arrastre de partículas por la columna de agua. Estas discrepancias entre K/Ca y tamaño de grano se deben a la posición geográfica del testigo de Guanaqueros, indicando que no recibe aportes de ríos.

Uno de los problemas que pueden surgir del cálculo de tendencia a partir de los datos de testigos, es el enmascaramiento del valor real de la tendencia debido a la distribución temporal (pasos



**Figura 2.6: Análisis de bootstrapping:** al considerar distintos pasos de tiempo aleatorios, se generó una serie de tiempo sintética usando el escenario pre-industrial unida al primer miembro del modelo CESM Large Ensemble (CESM-Lens). Las series de tiempo pertenecen a datos de este modelo para las fechas correspondientes a las muestras de los testigos sedimentarios. Las líneas verticales rojas corresponden a los percentiles del 5% y 95%, mientras que la línea vertical negra indica el valor de la tendencia encontrada en el modelo CESM-Lens para las fechas pertenecientes a los testigos sedimentarios.

de tiempo) de las muestras. Esto se debe a que los testigos de sedimento son seccionados arbitrariamente cada 1 cm, y las edades asociadas a estas secciones resultan en intervalos de tiempo variables. Es decir, cada sección tiene una diferencia de tiempo, no constante, con otra sección. Así, a través de un análisis de bootstrapping o remuestreo se valida la significancia de dichas tendencias, como se puede observar en la Fig. 2.6. Para esto, se utilizó la serie de molibdeno, y de manera análoga, la serie de oxígeno del modelo CESM-Lens (corrida pre-industrial). Esto para poder muestrear aleatoriamente fechas utilizando pasos de tiempo heterogéneos. La hipótesis nula dice que las tendencias de las razones elementales son producto de esta inconstancia en el paso de tiempo. Con esto nos referimos a que los distintos pasos de tiempo, debido a la datación heterogénea de las muestras produciría un enmascaramiento (aliasing) de distintas frecuencias, impactando en el va-

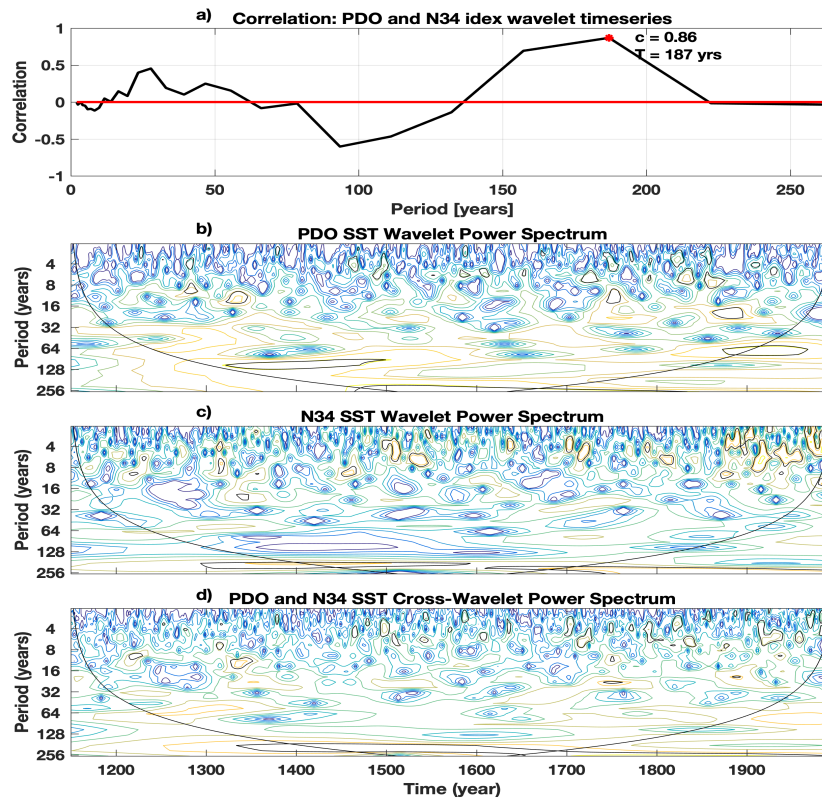
lor real de la tendencia. Para la bahía de Tongoy, esto es cierto, el valor obtenido de la tendencia (línea vertical negra) se encuentra dentro de los bordes de confianza bajo un 95 % (líneas verticales rojas). Sin embargo, para el caso de Guanaqueros, el valor de la tendencia se encuentra fuera de este intervalo de confianza, lo que indica que la hipótesis nula se rechaza. De esta manera, este test de significancia muestra que la tendencia encontrada para Tongoy es probablemente generada por efectos del azar (diferentes pasos de tiempo), mientras que para Guanaqueros este no es el caso.

### 2.3.2. Análisis de ondeletas para los índices climáticos

Uno de los objetivos de esta investigación es analizar el impacto que tiene la variabilidad conjunta de la OIP y ENOS. En este sentido, nos referimos a las distintas combinaciones entre las fases positivas y negativas de la OIP, asociada con los distintos eventos fríos y cálidos de ENOS. Además, de como esto incide de manera multi-decadal en la columna de agua. Por ejemplo, Timmermann et al. (2005a) en su estudio nos muestra como afecta la variabilidad a largo plazo en los eventos de El Niño.

Utilizando los índices climáticos reconstruidos de: la ODP (MacDonald and Case, 2005) y El Niño 3.4 (N34) (Emile-Geay et al., 2013), se estudió como la variabilidad de uno incide sobre el otro a través de un análisis de ondeletas cruzado (Fig. 2.7). La razón principal para el uso de estos índices reconstruidos, es su periodo más extenso comparado con aquellos calculados a partir de reanálisis y/o algunos modelos climáticos. Además, con esto se busca tener una idea de lo que podríamos esperar en los modelos climáticos. Resulta necesario mencionar que, en este caso, se trabajó con el índice ODP, sin embargo, para los análisis al modelo climático CESM-Lens, se utilizó el índice de la OIP. La razón detrás del uso de distintos índices para representar la variabilidad multi-decadal, es la similitud entre ambos índices (OIP y ODP) y a su método de cálculo más sencillo numéricamente hablando.

Podemos observar a través del mapa de frecuencia-tiempo del análisis de ondeleta, que ambos índices (ODP y N34; Fig. 2.7b y c, respectivamente) muestran periodos de tiempo con gran energía espectral (contornos amarillos). Esto es más notable para la ODP, en donde se observa gran energía espectral a partir de periodos de 32 años. Mientras que para el índice N34, esto no ocurre de la



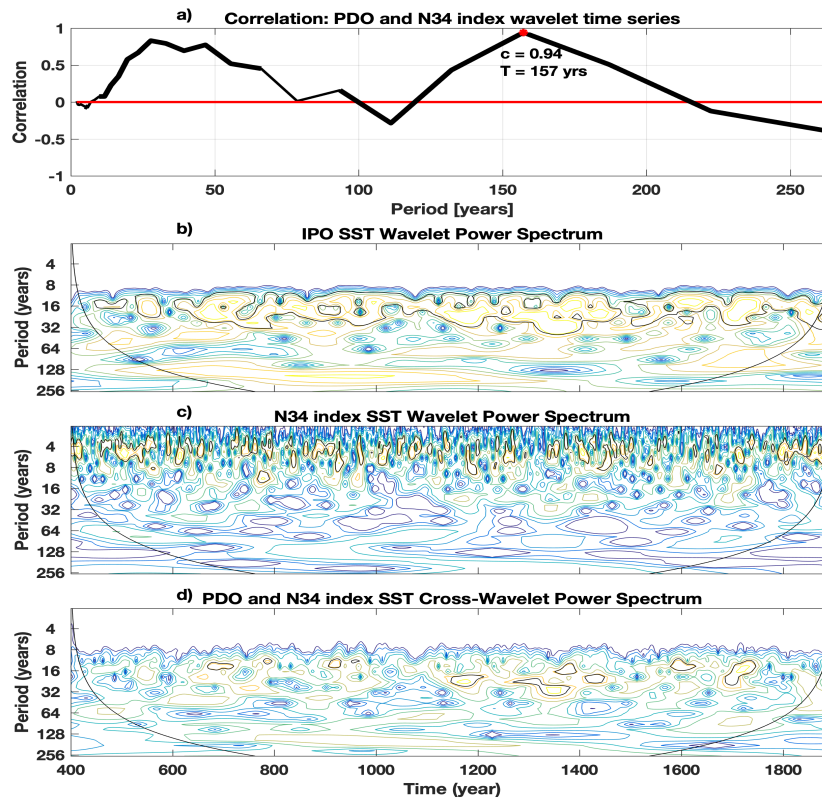
**Figura 2.7:** Análisis de ondeletas para las observaciones: (a) Serie de correlación entre las series de tiempo de poder espectral asociadas a distintas periodicidades (eje-y de las figuras b, c y d), en este caso la significativa bajo el 95 % de confianza es calculada usando un test de t-student, y representada en el grosor de la serie. Dichas series de tiempo se obtuvieron de los análisis de ondeleta para (b) la ODP y (c) el índice Niño 3.4 de los datos reconstruidos de HadSST2. Además, se analizó la variabilidad conjunta de ambos índices climáticos usando un análisis de ondeletas cruzado (d). Los contornos negros indican regiones del espacio frecuencia-tiempo que son significativas. Las regiones con colores cálidos (fríos) indican un alto (bajo) poder espectral. Figuras asociadas a la significancia de los mapas espectrales (b, c y d) pueden encontrarse en la sección de material suplementario

misma forma, la banda de los 4–8 años posee una mayor energía espectral; sin embargo, aun así es posible observar periodos (1500–1700) a largo plazo con grandes niveles de energía espectral. Notar que ambos índices coinciden al tener periodos de alta energía espectral significativa para la banda de frecuencias centenal, alrededor de los 150 y 250 años para ODP y N34, respectivamente. Esto es indicativo de un efecto a largo plazo por parte de ambos modos climáticos (resulta necesario mencionar que las figuras que incorporan los análisis de significancia de ondeletas, de manera más detallada, se encuentran en el Material Suplementario C), pudiendo tratarse de un efecto en el

estado medio del PSO. El análisis de ondeleta cruzado también resalta un periodo significativo (Fig. 2.7d), para la banda de periodos de  $\sim 180$  años, en torno a los años 1500 y 1700. De esta manera, ambos modos climáticos se relacionan e impactan la variabilidad a largo plazo ( $\sim 180$  años). Por otro lado, dado que los mapas de poder espectral  $W(s,t)$  corresponden a matrices de dos dimensiones cuyas filas representan las distintas periodicidades o frecuencias, mientras que las columnas corresponden al tiempo. Se calculó la correlación entre las series de tiempo de poder espectral mencionadas con anterioridad, entre la Fig. 2.7b y Fig. 2.7c respectivamente. La serie de correlación (Fig. 2.7a) tiene un máximo para los 187 años de periodicidad, algo similar a lo que se observa en la región significativa de la Fig. 2.7d, resaltando la influencia de estos dos modos climáticos y su relación en largas escalas temporales. Notar que tanto el índice N34, como la ODP fueron obtenidas a partir de datos independientes a los descritos en esta investigación (referirse a los artículos de MacDonald and Case (2005) y Emile-Geay et al. (2013) para el origen de los datos de la ODP y N34, respectivamente).

Existe la posibilidad de que el efecto de estos modos climáticos en una escala de tiempo centenal se deba a factores externos a la región del Pacífico, como lo menciona el estudio de Timmermann et al. (2005a) y Timmermann et al. (2007). En donde, la variabilidad de la Corriente de Vuelco Meridional del Atlántico (CVMA), asociada a la OMA, inciden en el estado medio del océano Pacífico, particularmente en la región oriental. Eventos de este tipo han sido registrados, en donde, la OMA en su fase negativa alrededor de 1960 habría intensificado la magnitud de la variabilidad de ENOS y reducido el ciclo estacional de TSM en dicha región del Pacífico. Sin embargo, resulta importante mencionar que más análisis son necesarios para comprobar esta relación con la tendencia de oxígeno disuelto encontrada en los testigos sedimentarios, análisis que se escapan del marco de este estudio.

Por otro lado, se realizó, de manera similar, un análisis de ondeletas para los datos de la corrida pre-industrial del modelo climático CESM-Lens. En este se calcularon 3 índice climáticos: el índice Niño 3.4 (N34); el índice E, para eventos extremos de El Niño, o también nombrados como eventos del tipo PO; y el índice C, para eventos moderados o fríos de ENOS, o también llamados como eventos del tipo PC. En primera instancia se escogió este escenario por su extensión



**Figura 2.8:** Análisis de ondeletas: (a) Serie de correlación entre las series de tiempo de poder espectral asociadas a distintas periodicidades (eje-y de las figuras b, c y d), en este caso la serie de correlación es significativa bajo el 95% de confianza de un test de t-student y representada a través del grosor de la serie. Dichas series de tiempo se obtuvieron de los análisis de ondeleta para (b) la ODP y (c) el índice Niño 3.4 para los datos de la corrida pre-industrial del modelo climático CESM-Lens. Además, se analizó la variabilidad conjunta de ambos índices climáticos usando un análisis de ondeletas cruzado (d). Los contornos negros indican regiones del espacio frecuencia-tiempo que son significativas. Las regiones con colores cálidos (fríos) indican un alto (bajo) poder espectral. Figuras asociadas a la significancia de los mapas espectrales (b, c y d) pueden encontrarse en la sección de material suplementario

temporal (400 – 1920), lo que facilita las comparaciones con los análisis realizados en las series reconstruidas de la Fig. 2.7.

En general, existen similitudes entre los análisis de ondeletas de los índices reconstruidos y aquellos de la corrida pre-industrial del modelo CESM-Lens. Por ejemplo, podemos notar que ambas figuras (Fig. 2.7a y Fig. 2.8a) presentan un máximo de correlación que indica un impacto en la escala temporal centenal (187 y 157 años, respectivamente). Además, ambos índices, ODP y OIP, presentan altos niveles espectrales sobre periodos de > 32 años. Lo mismo ocurre con el

índice N34, dónde para ambos índices se observa mayores niveles espectrales en la banda de los 4 – 8 años. Por otra parte, notar que para el mapa de poder espectral del índice de la OIP y el mapa de poder espectral cruzado (Fig. 2.8b y d, respectivamente) se encuentran valores altos para las escalas centenales. Esto podría indicar un mecanismo similar al mencionado con anterioridad para las series reconstruidas. Sin embargo, estos valores de poder espectral son no-significativos en el modelo CESM-Lens, lo que podría significar que existe influencia de ruido de fondo rojo en el análisis. Algo similar se observa para los índices E y C (revisar el Material Suplementario C, Fig. B.4, B.5), en dónde, para escalas temporales centenales los valores del poder espectral del análisis de ondeletas no son significativas, y las regiones que si lo son pertenecen a periodicidades de entre 10 – 30 años, idéntico a lo que se encuentra para el índice de la OIP. Sumado a esto, el máximo de correlación para el índice E corresponde a una periodicidad de 78 años, lo cual es bajo comparado con las series reconstruidas.

### 2.3.3. Filtros móviles y variabilidad a largo plazo de los índices climáticos

Con el objetivo de cuantificar y observar el impacto de ENOS en la variabilidad multi-decadal, se analizaron los índices de eventos del tipo PO de El Niño (índice E) y la OIP.

Primeramente, debido a las teleconexiones existentes entre los eventos extremos de El Niño y las variables biogeoquímicas de la columna de agua (Dewitte et al., 2012b), se consideró como hipótesis que cambios en la variabilidad de ENOS (varianza) incidirían en la variabilidad de la OIP. Además, esto implica que un aumento/debilitamiento (dependiendo de la fase de ambos modos climáticos) en la tendencia a largo plazo de la variable de oxígeno disuelto se vería afectado por el impacto conjunto de dichos modos climáticos. En este sentido, una reiterada ocurrencia de eventos de El Niño del tipo PO dejarían una señal a largo plazo que, por ejemplo, explicaría la oxigenación de los testigos sedimentarios. Esta reiterada ocurrencia de ENOS se observaría en el filtro de media móvil de la OIP. Para esto, se filtró el índice de la OIP utilizando una media móvil con una ventana de  $\sim 200$  años, mientras que el índice E fue filtrado usando una varianza móvil con la misma ventana. La ventana utilizada para los filtros se escogió considerando la Fig. 2.7 y 2.8, en donde la relación entre los índices de ENOS y la OIP es de  $\sim 200$  años. Notemos que la correlación entre



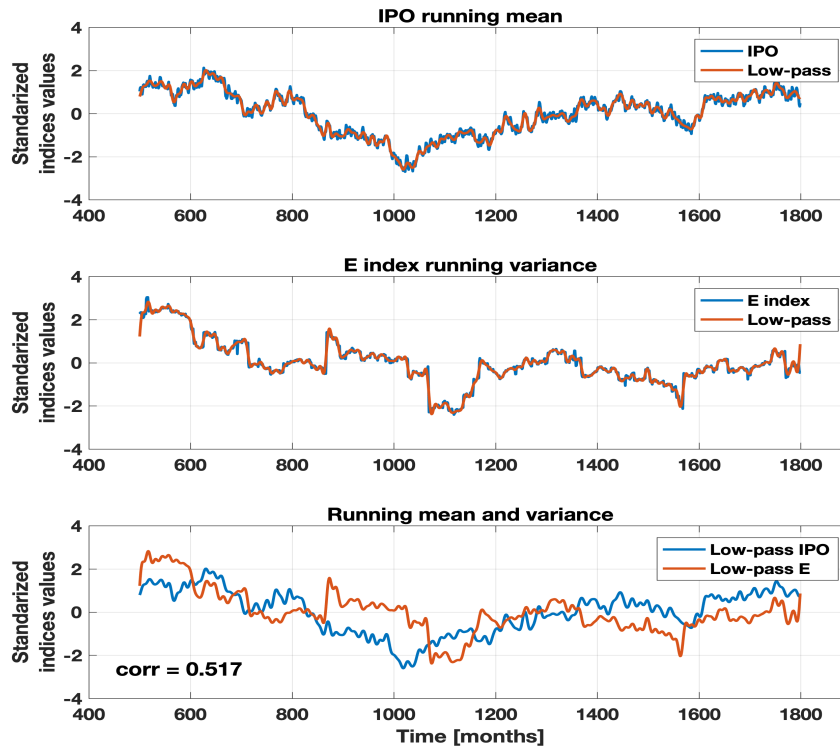


Figura 2.9: Series de tiempo (desde el panel de arriba hacia abajo): para la media móvil del índice de la OIP; varianza móvil del índice E; figura que combina ambas series de tiempo mencionadas con anterioridad. La ventana escogida para el filtro es de 200 años. Los datos corresponden a la corrida pre-industrial del modelo CESM-Lens.

las series de varianza y media móvil es de  $\sim 0,5$  (Fig. 2.9) indicando que si bien no es una relación estrictamente lineal, existe una correspondencia entre ambas series.

De manera similar, para las series reconstruidas (Fig. 2.10), se realizó el mismo proceso anterior utilizando la misma ventana para el filtro móvil. En este caso se obtuvo una correlación menor (0,41), pero bastante cercana a la obtenida para el modelo CESM-Lens. Por otro lado, se puede observar (Fig. 2.10c) que tanto la varianza como la media móvil presentan un máximo alrededor de los años 1400 y 1600. En este sentido, podría ser posible asociar este máximo con el observado en el análisis cruzado de ondeletas (Fig. 2.7d). En donde las fechas coinciden, mostrando la posible relación entre cambios en la varianza de ENOS con cambios en la ODP. Lo que podría significar una intensificación de los eventos de ENOS y su impacto en el estado medio de la columna de

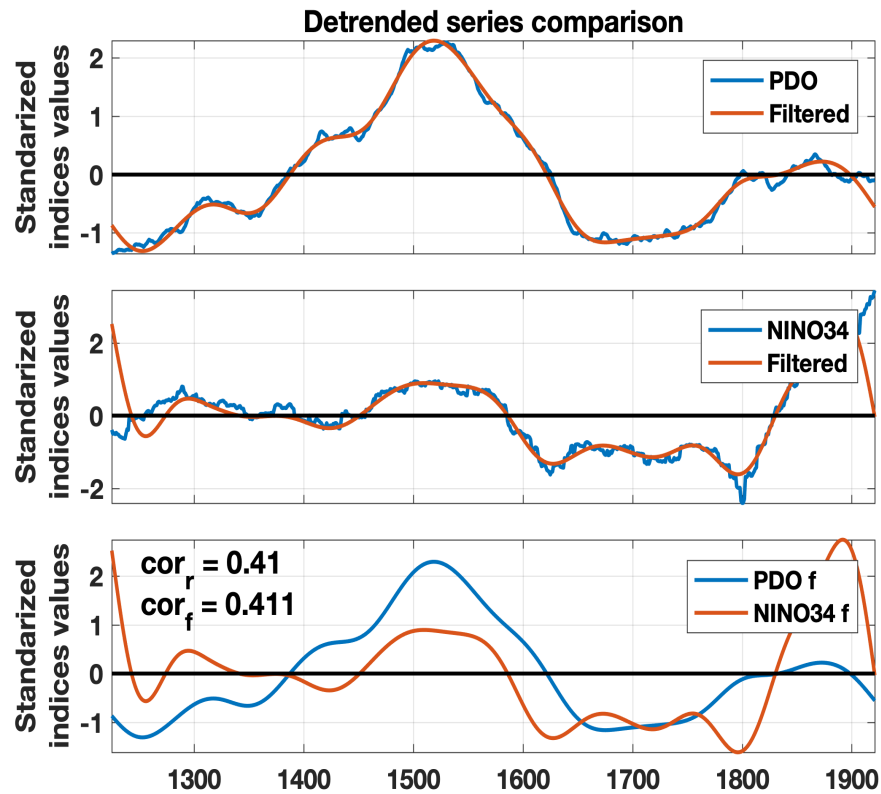


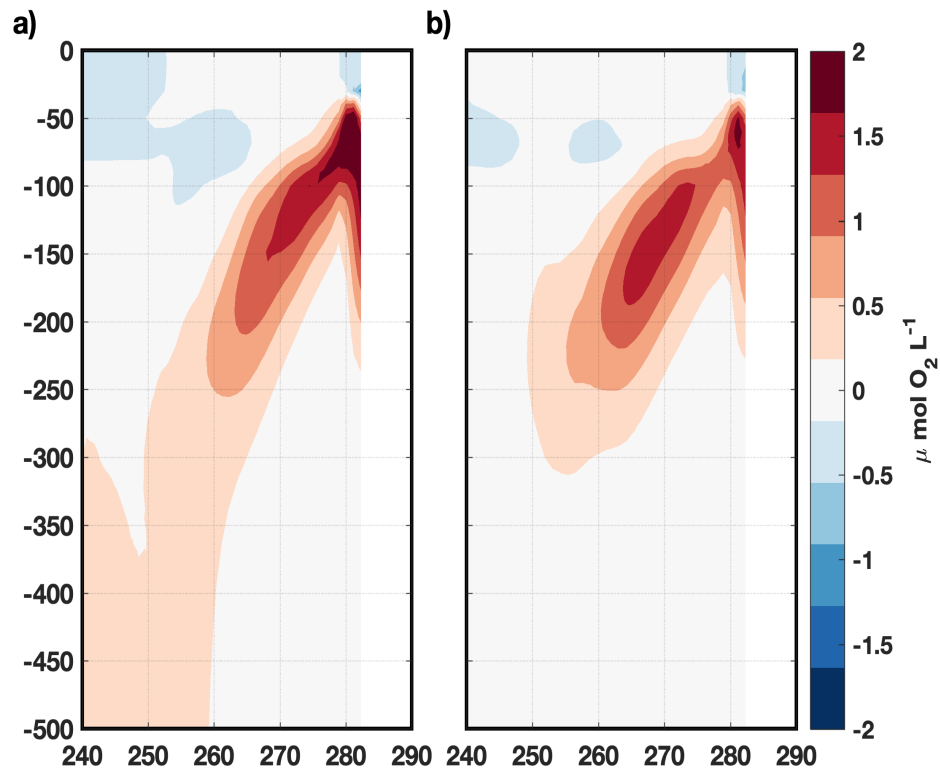
Figura 2.10: Series de tiempo (desde el panel de arriba hacia abajo): para la media móvil del índice de la ODP; varianza móvil del índice Niño 3.4; figura que combina ambas series de tiempo mencionadas con anterioridad. La ventana escogida para el filtro es de 200 años. Los datos corresponden a las series reconstruidas (observaciones).

agua.

Una falencia de este análisis, que será abarcada en la sección de Discusión, es la sensibilidad al tamaño de la ventana para el filtro móvil. Si bien los resultados no se alejan demasiado el uno del otro (por ejemplo, los valores de correlación se mantienen alrededor de 0,4), es necesario mencionar la incertidumbre asociada a la elección de la ventana móvil. Esto es más destacable utilizando los modelos del escenario histórico (resultados que serán incorporados en el Material Suplementario C).

### 2.3.4. Mapas de compuestos

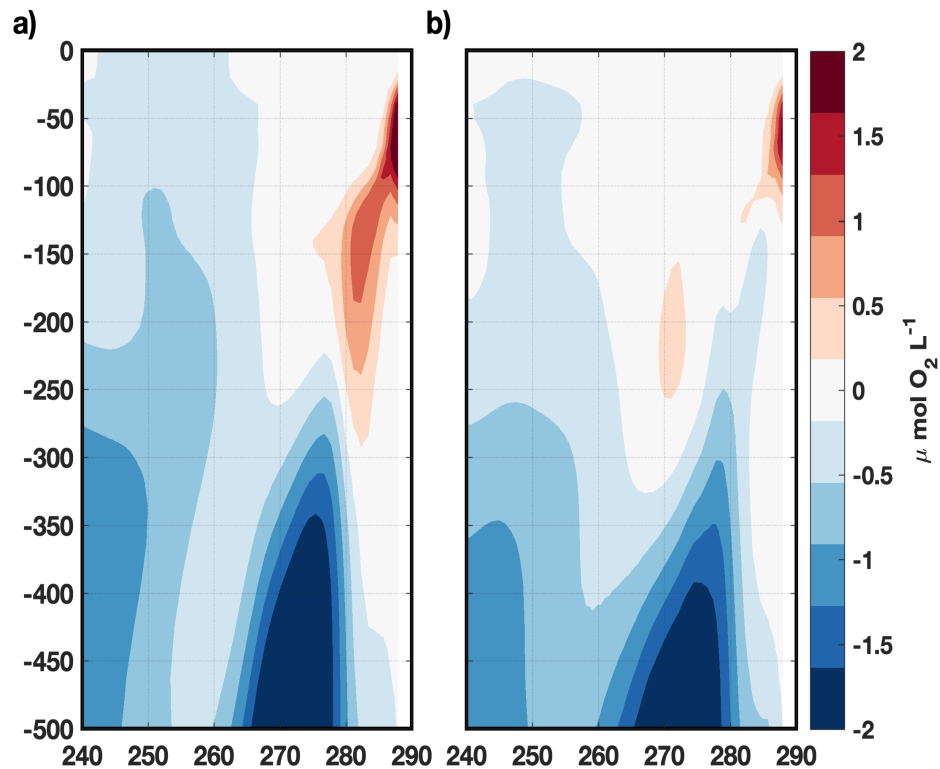
Tomando como base las series calculadas en la sección anterior (para varianza y media móvil). Se calcularon mapas de compuestos para representar eventos de gran variabilidad de ENOS durante periodos del mismo signo de la OIP. Para esto se utilizó como criterio 0,5SD (desviación estándar) para ambas series.



**Figura 2.11:** (a) Mapa de compuestos para periodos positivos de la varianza móvil de ENOS y la media móvil de la OIP sobre un campo de oxígeno disuelto; (b) Similar a la figura (a), pero sólo considerando periodos positivos de la OIP. Ambas secciones verticales de oxígeno disuelto pertenecen a la latitud 12°S

La Fig. 2.11 muestra dos mapas de compuestos para la misma sección vertical (a 12°S), en donde (a) corresponde a periodos donde la serie de varianza móvil del índice E y media móvil de OIP se encuentran sobre 0,5SD, mientras que (b) sólo considera periodos con signo positivo de la OIP. Notemos que la Fig. 2.11a presenta anomalías más intensas (regiones más oxigenadas), parti-

cularmente cercanas a la costa. Esto reforzaría la hipótesis, en cierta manera, que la combinación de estas fases de ambos modos climáticos intensificaría los impactos en variables biogeoquímicas en la columna de agua. De tal manera, que este incremento en la intensidad de los eventos podría influir en la variabilidad a largo plazo ( $\sim 200$  años considerando la ventana utilizada para filtrar las series).



**Figura 2.12:** (a) Mapa de compuestos para periodos positivos de la varianza móvil de ENOS y la media móvil de la OIP (utilizando una ventana de 200 años) sobre un campo de oxígeno disuelto; (b) Similar a la figura (a), pero sólo considerando periodos positivos de la OIP. Ambas secciones verticales de oxígeno disuelto pertenecen a la latitud 30°S

Por otro lado, el mapa de compuestos a 30°S (Fig. 2.12) presenta de igual manera un núcleo de anomalías positivas en la región superficial y costera de la columna de agua. Sin embargo, a diferencia de la sección vertical anterior (Fig. 2.11) se puede notar anomalías negativas de oxígeno bajo los 250m de profundidad y en una zona más alejada de la plataforma continental. Notar que en 30°S también se observan anomalías más intensas para la Fig. 2.12a, una característica interesante

de este mapa de compuestos, es su similitud con el mapa de tendencias.

## 2.4 Discusión

El impacto de ENOS en la columna de agua, y especialmente en las propiedades biogeoquímicas (como el oxígeno), ocurre en diferentes escalas temporales. Aquí, hacemos énfasis en la escala inter-anual y la multi-decadal. Parte de la energía de la escala inter-anual se transfiere a escalas temporales de menor frecuencia, en donde se puede apreciar las contribuciones de ENOS a través de la OIP. En las siguientes secciones de la discusión se abordarán posibles implicancias de los resultados, sus falencias y otros análisis que complementarán la discusión.

### 2.4.1. Incertidumbre en los periodos de interés del análisis de ondeletas

Los análisis de ondeleta (Fig. 2.7 y 2.8) muestran una posible variabilidad conjunta entre ENOS y la OIP (ODP en caso de las observaciones). Lo que deja entrever el impacto combinado de ambos modos climáticos. Las series reconstruidas indican un periodo significativo alrededor de los 200 años, similar a lo calculado para la corrida pre-industrial del modelo CESM-Lens (sin embargo, este último siendo no significativo). A pesar de utilizar un índice decadal distinto (ODP y OIP, para las series reconstruidas y el modelo CESM-Lens, respectivamente), la similitud entre ambos no parece afectar en los resultados (Henley et al., 2015). Un problema surge a partir de la extensión del periodo significativo. En este sentido, para periodos de 200 años, las fechas significativas corresponden entre  $\sim 1400 - 1700$ . Esto explica sólo una pequeña porción de nuestro periodo de interés (aquellas asociadas a los datos de los testigos de sedimentos). En el caso de haber tenido una mayor extensión de datos, tendríamos la posibilidad de estudiar un mayor periodo, lo que permitiría abarcar más datos de los testigos de sedimentos. Notar que fuera de  $1400 - 1700$ , para el periodo de 200 años, el Cono de Influencia invalida el resto de resultados, ya que por el tamaño de la ventana (filtro aplicado por el análisis) y de la serie a la cual se le aplicó el análisis, dicha energía espectral está sujeta a incertidumbre.

Si bien los análisis de ondeletas arrojaron resultados en un periodo de tiempo bastante restringido ( $1400 - 1700$ ), el hecho de obtener un periodo multi-decadal que muestra señales de verse

afectado por la variabilidad de ENOS (modo climático dominante en escalas inter-anales para el Pacífico tropical) entrega evidencia contundente de lo que se hipotetizó. Otro problema que surge de estos resultados es que, la escala temporal en la cual co-varían ambos modos climáticos (ENOS y OIP) fue calculada utilizando el índice Niño 3.4. Este índice contiene variabilidad asociada a El Niño y La Niña, dicho en otras palabras, tiene variabilidad de eventos orientales (PO) y centrales (PC) de ENOS. Esto impide una correcta interpretación de los resultados al momento de responder nuestra hipótesis. Si bien, el escenario pre-industrial del modelo CESM-Lens permite el cálculo de ambos índices (E y C; Fig. B.4 y B.5, respectivamente), los valores obtenidos en el análisis de ondeleta no se comparan con aquellos de la serie reconstruida. Indicando que se necesita un nuevo acercamiento para complementar mejor esta información, como por ejemplo, el uso de un modelo con el sólo propósito de analizar estas escalas temporales (ejecutando una corrida extensa para la región).

#### **2.4.2. Incertidumbre en la ventana móvil de los análisis a los índices climáticos y mapas de compuestos**

Tomando en consideración los resultados obtenidos en el análisis de ondeleta, se usó una ventana de 200 años para realizar el filtrado de los índices E y Niño 3.4 calculados a partir de la corrida pre-industrial del modelo CESM-Lens y la serie de TSM reconstruida, respectivamente. A estos índices climáticos se les aplicó una media móvil (para la ODP y OIP) y una varianza móvil (para el índice Niño 3.4 y E). Los valores de correlación arrojaron una relación entre ambas series filtradas, lo que significa que cambios en la varianza de eventos cálidos extremos de ENOS, como por ejemplo, un aumento en su frecuencia y/o magnitud, podría relacionarse con aumentos en las temperaturas del borde oriental del Pacífico en escalas de tiempo centenales. De la misma manera, se puede observar en las Figuras 2.9 y 2.10 que poseen un patrón de baja frecuencia similar, así como una correlación bastante cercana. Si bien, no es una relación lineal entre las series de OIP y ENOS, si son lo suficientemente grandes como para indicar que existe algo que relaciona la varianza de eventos E con la variabilidad a largo plazo de la OIP.

De igual manera, para los mapas de compuestos se aplicó la misma ventana (Fig. 2.11 y 2.12).

Lo que resalta de este análisis son las anomalías de oxígeno más intensas en superficie (Fig. 2.11a y 2.12a). Estas se calcularon tomando los periodos por sobre 0,5 de desviación estándar de las series de varianza y media móvil de los índices E y de la OIP, respectivamente. Mientras que los mapas de compuestos que sólo consideraron los periodos por sobre 0,5 de desviación estándar de la serie de media móvil de la OIP (Fig. 2.11b y 2.12b) tienen anomalías más débiles. Esto destaca la influencia que tiene ENOS en las escalas de tiempo mayores.

Sin embargo, resulta necesario mencionar las problemáticas asociadas a este tipo de análisis. En este caso, la elección de la ventana móvil podría traer problemas al momento de filtrar la señal para las series de tiempo y mapas de compuestos. En este caso, se investigó la sensibilidad de dicha ventana escogiendo aleatoriamente periodos de años que permitan realizar el mismo filtrado. Considerando un largo de: 150, 175, 200, 225 años, se realizó el mismo análisis de las Figuras 2.9 y 2.10 (figuras no adjuntadas en este manuscrito). Los valores de correlación entre la serie de ENOS (varianza móvil) y aquella de la OIP (media móvil) para las ventanas mencionadas con anterioridad son: 0,43, 0,48, 0,49, 0,51. Esto no muestra muchos cambios con respecto a las series filtradas. Sin embargo, para los mapas de compuestos no ocurre lo mismo, especialmente para la sección vertical en 30°S (Fig. B.7). Notar que las anomalías positivas de oxígeno disminuyeron considerablemente en la costa, siendo por mucho, más predominante las anomalías negativas. Mientras que en 12°S (Fig. B.6) las anomalías positivas disminuyen y ahora es el mapa de compuesto la Figura B.6b aquella con anomalías costeras más intensas.

La elección correcta de la ventana para realizar los filtros es un desafío que se debe de abordar con cuidado. Por esta razón, es necesario desarrollar nuevos análisis que validen de manera más certera los mapas de compuestos.

### **2.4.3. Posibles mecanismos detrás de la variabilidad a largo plazo en el Pacífico Sur Oriental**

Se hipotetiza que la relación existente entre ENOS y la OIP (o ODP) se debe a factores externos a la región del Pacífico. En este sentido, Timmermann et al. (2005a) menciona que la variabilidad de la CVMA, asociada a la OMA, inciden en el estado medio del océano Pacífico. Especialmente en la

región oriental, este tipo de eventos han sido documentados, en donde, la OMA en su fase negativa intensificaría la amplitud en la cual varía ENOS y al mismo tiempo reduce el ciclo estacional de TSM en esta región del Pacífico.

Timmermann et al. (2007) menciona que una perturbación en la CVMA (debilitamiento) produce un ligero calentamiento (enfriamiento) en la región sur (norte) del patrón asimétrico de TSM en el borde oriental del Pacífico. Esto llevaría al debilitamiento del ciclo estacional, indicando que una gran parte estaría controlado por los vientos ecuatoriales cruzados, los que a su vez son forzados por la asimetría meridional de TSM mencionada con anterioridad. Las figuras de poder espectral de (Timmermann et al., 2007) muestran que el ciclo estacional es un factor importante para controlar la amplitud de ENOS. De esta manera, el debilitamiento del ciclo estacional produce un incremento en la amplitud de ENOS.

Este mecanismo es propuesto como el causante de la relación encontrada entre ENOS y la variabilidad multi-decadal (análisis de ondeletas). Debido a que implicaría la realización de otros análisis, que se escapan del marco de esta investigación, sólo quedará como una hipótesis que explicaría la tendencia a la oxigenación encontrada en los testigos. Esto, debido a que la intensificación en la amplitud de ENOS (produciría eventos más intensos de oxigenación en la costa del PSO) podría quedar registrada en la señal de la tendencia a largo plazo de los testigos.

## 2.5 Conclusiones

Respecto a los objetivos propuestos en esta investigación, se logró completar cada uno de estos. Los datos de testigos sedimentarios pudieron ser interpretados adecuadamente. No hubo inconvenientes al momento de calcular los índices de ENOS y la OIP, y tampoco en los análisis de ondeletas y mapas de compuestos.

Si bien, algunos análisis requieren mejorar los niveles de incertidumbre asociada a estos, es posible observar que existe una relación entre ENOS y la variabilidad multi-decadal. Aun que, esto se observa con mayor claridad utilizando los índices reconstruidos, se requiere el uso de análisis más focalizados, tales como los de Timmermann et al. (2007), para estudiar los mecanismos detrás de la tendencia a oxigenación encontrada en los testigos. Sin embargo, los resultados vislumbran



evidencia de esta posible relación, entregando una posible respuesta a la problemática inicial (tendencia de las razones elementales y la contradicción con algunos estudios climáticos).

En conclusión, los testigos sedimentarios en 30°S (Tongoy y Guanaqueros) muestran una tendencia hacia la oxigenación de la columna de agua en superficie ( $\sim 80\text{m}$ ), la cual podría ser atribuida a efectos a largo plazo producto de eventos de ENOS del tipo PO. Probablemente, esta se asocie con cambios en la CVMA (variabilidad externa al Pacífico). Por ejemplo Thibodeau (2020) menciona que la CVMA es más débil ahora que hace 1000 años. De igual manera, Buckley and Marshall (2016), utilizando observaciones, encontró que la tendencia de los últimos  $\sim 50$  años de la CVMA es negativa. Sin embargo, esta tendencia negativa es significativamente pequeña. El impacto en el océano Pacífico por parte de la variabilidad de esta circulación de gran escala, ocurre con un desfase de 20 – 25 años (Timmermann et al., 2005a). Las teleconexiones oceánicas y atmosféricas, actúan como un puente entre el océano Atlántico y el océano Pacífico. Schmittner et al. (2000) encontró que ENOS impacta los volúmenes de agua dulce que entra al sistema del Atlántico a través del transporte de vapor de agua. De manera similar, Dong and Sutton (2002) observó un ajuste océano-atmósfera como respuesta a la variabilidad de la CVMA. En este sentido, cambios en el reservorio de agua dulce del atlántico tienen implicancias en la variabilidad del Pacífico tropical. Por otro lado, los vientos ecuatoriales cruzados tienden a afectar la variabilidad de ENOS, orientando la ocurrencia de estos hacia eventos del tipo PC (Hu and Fedorov, 2018). En este sentido, parte de la variabilidad de los vientos ecuatoriales cruzados tiende a estar modulada por variaciones multi-decadales en el océano Atlántico (Enfield et al., 2001; Li et al., 2016). El debilitamiento de estos vientos se asociaría con un debilitamiento de la circulación multi-decadal a gran escala (CVMA). Así mismo, Timmermann et al. (2007), en su estudio, observó que ENOS se intensifica debido a procesos no-lineales cuando la CVMA se debilita.

Sin embargo, esta hipótesis debe ser explorada en mayor detalle y con un análisis riguroso al posible mecanismo causante de dicha tendencia a la oxigenación. Por otro lado, el resto de análisis (ondeletas y filtros móviles), indican que existe una relación entre ENOS y la variabilidad a largo plazo para periodos de  $\sim 200$  años, los cuales en conjunto con los mapas de compuestos, podrían explicar la oxigenación a largo plazo de los primeros  $\sim 100\text{m}$  en Coquimbo. Se necesita verificar

de manera más concreta estos últimos análisis. Sin embargo, teniendo en consideración el efecto en las clinas, durante un evento de ENOS del tipo PO (e.g. profundización de la oxiclina), es posible que dicha señal, tras la intensificación y aumento en la duración de los eventos de El Niño, quede registrada en la tendencia a largo plazo de los testigos sedimentarios.

### **3. Capítulo 3**

#### **3.1 Introducción**

El oxígeno disuelto es un elemento esencial, capaz de regular las comunidades bentónicas (Bertrand et al., 2008). Además, participa activamente en diversos procesos de algunos ciclos biogeoquímicos (Bertrand et al., 2008; Lam et al., 2009; Stramma et al., 2010; Kalvelage et al., 2013; Breitburg et al., 2018). Sumado a esto, existen estudios y revisiones que mencionan que las concentraciones del mismo han ido declinando a partir de  $\sim 1960$  (Stramma et al., 2008; Helm et al., 2011; Schmidtke et al., 2017; Breitburg et al., 2018; Oschlies et al., 2018).

Los océanos del mundo poseen vastos volúmenes de agua en las cuales las concentraciones de oxígeno disuelto son relativamente bajas, alcanzando niveles anóxicos (Helly and Levin, 2004). Estas son reguladas por la circulación oceánica y procesos biogeoquímicos (Duteil et al., 2018), y son denominadas como Zonas de Mínimo Oxígeno (ZMO). Las ZMO ocupan alrededor de un 1% del volumen total de los océanos (Lam and Kuypers, 2011). Múltiples mediciones indican que la expansión de las ZMO, debido a la pérdida global de oxígeno disuelto, es lo suficientemente significativa como para limitar la distribución y abundancia animal, e impactar en los ciclos biogeoquímicos importantes de nutrientes (Bertrand et al., 2008; Stramma et al., 2010; Breitburg et al., 2018).

Escenarios climáticos estudiados usando modelos numéricos indican que la disminución del oxígeno en los océanos se incrementará debido al calentamiento global (Bopp et al., 2013). Una comparación basada en modelos del IPCC encontró que la tasa de subducción de oxígeno disuelto en el océano global disminuirá alrededor de 40Sv (Liu and Wang, 2014). De la misma manera, el calentamiento de la columna de agua, participaría como uno de los causantes de la desoxigenación de los océanos (Breitburg et al., 2018; Oschlies et al., 2018). Observaciones indican que el aumento superficial de la temperatura del océano generaría estratificación a lo largo de la columna de agua, lo que dificultaría la ventilación de estas (Helm et al., 2011). Escenarios climáticos estudiados usando Earth System Models (ESM) indican que la pérdida de oxígeno en el océano aumentaría

debido al calentamiento de las aguas (Bopp et al., 2013; Cocco et al., 2013). De esta forma, la predicción del clima futuro del planeta, a partir de diferentes configuraciones de modelos climáticos, se ha vuelto una herramienta destacable para analizar proyecciones futuras y cuantificar la incertidumbre en los distintos posibles escenarios (Taylor et al., 2012; Eyring et al., 2016). Resulta necesario mencionar que a pesar de las distintas salidas que ofrecen los modelos numéricos, estudios como los de Wenzel et al. (2014), Kwiatkowski et al. (2017), Cox (2019), Hall et al. (2019) analizan la relación existente entre la variabilidad a largo plazo o tendencia y eventos de mayor frecuencia (e.g. variabilidad inter-anual). De esta manera, inclusive si las proyecciones arrojadas por los distintos modelos entregan resultados diferentes, la relación latente entre dichos escenarios y sus respectivos experimentos "históricos" (experimentos asociados al periodo sin forzamiento de gases efecto invernadero) puede que sea muy cercana entre los distintos ESMs, esta relación recibe el nombre de *Emergent Constraint* (EC) (Hall et al., 2019).

Kwiatkowski et al. (2017) nos muestra la relación entre la variabilidad inter-anual de la Productividad Primaria Neta (PPN) y su tendencia a largo plazo (asociada con el Cambio Climático). De acuerdo a Kwiatkowski et al. (2017), tanto la escala inter-anual como la tendencia a largo plazo se ven influenciadas por el mismo proceso, esto deja ver la relación existente entre ambas escalas; esta sensibilidad es analizada usando el método de evaluación: *Emergent Constraint*. En los años recientes este método ha ido ganando fuerza ya que permite establecer ciertas restricciones dentro del rango de variabilidad de interés y sus proyecciones futuras (Hall et al., 2019). El rango definido permite cuantificar la incertidumbre de las proyecciones, debido a que estas pueden ser muy diferentes entre los distintos modelos. Sin embargo, la relación entre las proyecciones y los datos históricos podría ser bastante cercana y clara para este conjunto de modelos (Kwiatkowski et al., 2017). De una manera más precisa, la dispersión entre una variable  $X$  y su proyección futura  $Y$  podría ser bastante grande entre los distintos modelos, pero la relación  $f$ , la cual conecta  $X$  e  $Y$  es clara ( $Y = f(X)$ ; Hall et al. (2019)).

De acuerdo a Hall et al. (2019) hay dos razones para que la relación  $f$  exista: (1) Debido al teorema de Fluctuación-Disipación (Kubo, 1966) existe una relación mecánica entre la variabilidad y sensibilidad en sistemas lineales. A pesar de que los modelos ESM son un sistema complejo de

relaciones, que dificulta el teorema de Kubo, es posible esperar una relación emergente donde la sensibilidad de un flujo neto (e.g. el carbono) y su reservorio están conectados por el principio de conservación (Wenzel et al., 2014). (2) No es irracional pensar que los modelos ESM, aquellos que responden a forzantes naturales y a escalas pequeñas de tiempo, como: ciclos diarios y anual, también respondan a forzantes antropogénicos.

En esta sección se busca encontrar y cuantificar la *Emergent Relationship* entre la variabilidad inter-anual de oxígeno disuelto y su tendencia a largo plazo. Es decir, estudiar el impacto de El Niño Oscilación del Sur (ENOS) y la sensibilidad al cambio climático que tiene esta variable. Esto nos permitiría vincular los hallazgos encontrados en el Capítulo 3, respecto a la tendencia de oxígeno disuelto en los registros sedimentarios (mayor detalle en el Capítulo 3).

### 3.2 Metodología

En la siguiente sección se explicará en detalle los datos y estadísticas utilizadas para el análisis de la *Emergent Relationship*. Así como también análisis secundarios en el manejo de los mismos datos. Además, la metodología explicada en esta sección es más detallada que aquella descrita en el artículo científico que comprende la misma.

#### 3.2.1. Datos

Se utilizaron 19 modelos climáticos (ESM's, Cuadro 3.1) pertenecientes a Comprehensive Model Intercomparison Project 5 y 6 (CMIP5 y CMIP6, respectivamente). Adicionalmente se utilizó 34 miembros de CESM Large Ensemble (Kay et al., 2015) para evaluar la sensibilidad del resultado a la variabilidad natural y a la resolución temporal (datos mensuales versus datos anuales) de los datos, esto debido a que parte de las variables de interés se encuentran como datos anuales. Esto nos obliga a promediar en el tiempo al resto de variables cuyo paso de tiempo sea mensual. Por ejemplo, los índices de ENOS de temperatura superficial del mar fueron transformados de datos mensuales a anuales, lo cual podría traer diferencias con respecto a estudios previos (e.g. Ashok et al. 2007, Takahashi et al. 2011).

En relación los modelos climáticos, se utilizaron dos escenarios: (1) “histórico”, el cual com-

Archivos	Etiqueta	Nombre del modelo	Centro del modelo	Volumen	$\alpha$
CMIP5	M1	CESM1-BGC	NSF-DOE-NCAR / United states	6.71	-0.14
	M2	CMCC-CESM	CMCC / Italy	2.63	-0.20
	M3	GFDL-ESM2G	NOAA GFDL / United States	14.13	-0.02
	M4	GFDL-ESM2M	NOAA GFDL / United States	10.05	-0.45
	M5	HadGEM2-CC	MOHC / Englad	2.30	-0.01
	M6	IPSL-CM5A-LR	IPSL / France	0.001	-0.04
	M7	MPI-ESM-LR	MPI-M / Germany	15.59	-0.03
	M8	MRI-ESM1	MRI / Japan	8.25	-0.10
	M9	NorESM1-ME	NCC / Norway	12.77	-0.02
CMIP6	M10	GFDL-ESM4	NOAA GFDL / United States	4.81	-0.16
	M11	IPSL-CM6A-LR	IPSL / France	0.01	-0.06
	M12	KIOST-ESM	KIOST / South Korea	0	-0.17
	M13	MPI-ESM1-2-HR	MPI-M / Germany	6.70	-0.14
	M14	NorESM2-LM	NCC / Norway	12.20	-0.22
	M15	NorESM2-MM	NCC / Norway	11.15	-0.17
	M17	MPI-ESM1-2-LR	MPI-M / Germany	11.21	-0.15
	M18	CMCC-ESM2	CMCC / Italy	6.66	-0.51
	M19	UKESM1-0-LL	MOHC / England	3.38	-0.24
Large Ensemble	M16	CESM-CAM5	NSF-DOE-NCAR / United States	5.73	-0.40
Observations		CARS2009 / HadISST	CSIRO Atlas of Regional Seas / Australia HadISST / England	8.49	-0.31

**Cuadro 3.1:** El siguiente cuadro muestra los modelos climáticos utilizados en esta investigación, estos pertenecen a los proyectos CMIP5 y CMIP6 (Comprehensive Model Intercomparison Project 5 y 6, respectivamente). Los modelos en rojo fueron descartados del análisis debido a su bajo volumen, lo que indicaría una sobre-estimación de los niveles de oxígeno en la región de interés. Las columnas de izquierda a derecha indican: el proyecto al que pertenecen, la etiqueta con la cual será referenciado en el estudio, el nombre del modelo, el centro al que pertenece, el volumen de la ZMO del Pacífico Sur Oriental (PSO) considerando un valor umbral de  $60 \mu\text{molL}^{-1}$ , finalmente,  $\alpha$  representa la asimetría de ENOS en el modelo.

prende el periodo 1850 – 2005 (1850 – 2015) para CMIP5 (CMIP6), este usa una condición externa para observar los cambios en la composición del aire (incluido  $\text{CO}_2$ ) debido a los impactos antropogénicos y volcánicos, forzantes radiativos, liberación de aerosoles de corta vida en la

atmósfera y el uso de la tierra (Taylor et al., 2012); y (2) Representative Concentration Pathway (RCP) 8.5, el cual es un escenario que corresponde a altas emisiones de gases efecto invernadero. Las emisiones y concentraciones en RCP8.5 aumentan considerablemente en el tiempo, llevando a forzantes radiativos de  $8,5 W m^{-2}$  a finales del siglo. Este escenario comprende el periodo 2006 – 2100 (2016 – 2100) para CMIP5 (CMIP6). En el caso de CMIP6 este escenario pasa a llamarse Socio-economic Pathways 5 (SSP58.5). Una mayor y más detallada descripción de estos modelos puede encontrarse en la página del WCRP (World Climate Research Programme; <https://www.wcrp-climate.org>). Debido a que la grilla espacial entre los modelos es diferente, se interpoló con la finalidad de trabajar con una grilla en común. Para la grilla horizontal se escogió una de  $1,5^\circ$ , mientras que los niveles verticales fueron calculados utilizando el siguiente criterio:  $S, \dots, e^{2+\frac{i}{10}}, \dots, D$  (e.g. la profundidad para el 60vo nivel vertical sería  $e^{\frac{60}{10}} = 2980m$ ), en donde, S y D representan la superficie y el nivel máximo de profundidad en los modelos respectivamente, obteniéndose un total de 60 niveles verticales.

Por otro lado, para oxígeno disuelto se utilizó la base de datos de CARS2009, la cual consiste de una matriz climatológica o un atlas estacional de las propiedades de la columna de agua. Comprende la totalidad de los océanos del planeta en una grilla horizontal de  $0,5^\circ$ . La interpolación de las observaciones es realizada de tal manera que reduce la pérdida de estructura entre las regiones profundas y someras, y en regiones con topografía pronunciada (Ridgway et al., 2002).

Para Temperatura Superficial del Mar (TSM) se utilizó la base de datos HadISST v1.1, la cual es una combinación de campos globales de TSM con resolución temporal mensual, y campos de concentración de hielo marino. Esta base de datos comprende el periodo 1871-presente. Cuenta con una grilla horizontal de  $1^\circ$  (Rayner et al., 2003).

Considerando que el transporte de oxígeno por parte de las corrientes juega un rol fundamental en las concentraciones de este elemento en la costa Sudamericana. Se estimaron las corrientes del Sistema de Corrientes del Ecuador, las cuales son responsables de los niveles promedio del oxígeno que es inyectado a la ZMO. Para esto se utilizó los datos de SODA3 (Simple Ocean Data Assimilation version 3.4.2). Esta base de datos tiene una resolución temporal mensual; y una grilla horizontal de  $0,5^\circ$ , además cuenta con 50 niveles verticales. Más detalles sobre esta base de datos

puede encontrarse en Carton et al. (2018).

### 3.2.2. Simulación regional

Se utilizó una simulación a largo plazo (1958 – 2008) de un modelo biogeoquímico acoplado regional que ha sido extensamente validado por datos satelitales de la región (in situ). Esta basado en el modelo biogeoquímico de Gutknecht et al. (2012, 2013), modificado para simular de manera realista la ZMO Peruana (Montes et al., 2014; Bettencourt et al., 2015) acoplado a una solución hidrodinámica Dewitte et al. (2012b). La simulación mostró ser capaz de representar de forma fiel los cambios en la circulación oceánica frente Perú y Chile durante 3 periodos intensos de El Niño (1972/73, 1982/83, 1997/98) (Dewitte et al., 2012b; Conejero et al., 2020), y se ha utilizado para estudiar las dinámicas de la ZMO frente a Perú (Vergara et al., 2016) y Chile (Pizarro-Koch et al., 2019).

### 3.2.3. Índices de ENOS

En particular, se utilizó los índices para El Niño del Pacífico Oriental (PO) y Pacífico Central (PC), con el fin de reducir las incertezas asociadas con los modelos al simular una gran diversidad de patrones de ENOS (Cai et al., 2018). Estos índices se denominan E y C, los cuales representan los eventos extremos de ENOS, y moderados y fríos, respectivamente. Para esto se siguió la metodología de Takahashi et al. (2011). Utilizando el área entre las latitudes  $10^{\circ}S - 10^{\circ}N$  y las longitudes  $140^{\circ}E - 275^{\circ}E$  para las anomalías normalizadas variable de TSM. Se calcularon las componentes principales a través de un análisis de Funciones Ortogonales Empíricas (más detalles en el Capítulo 3). Los primeros dos modos de variabilidad fueron utilizadas para calcular el índice E (3.1) y el índice C (3.3).

$$E = \frac{PC1 - PC2}{\sqrt{2}} \quad (3.1)$$

$$C = \frac{PC1 + PC2}{\sqrt{2}} \quad (3.2)$$



La correlación entre estos dos índices es cero, por lo que se puede utilizar una regresión bilineal para inferir la contribución de ENOS en la variabilidad de una variable particular. Además, estos índices normalizados no cuentan con unidades de medida, por lo que para tener un cálculo del *Emergent Cosntrain* más asertivo, estos índices fueron multiplicados por la norma, la cual fue calculada a partir de la siguiente fórmula:

$$|E_{xy}| = \sqrt{\frac{\int_{xy} [E_{xy} \cdot E_{xy}] dx dy}{N_x \cdot N_y dx dy}} \quad (3.3)$$

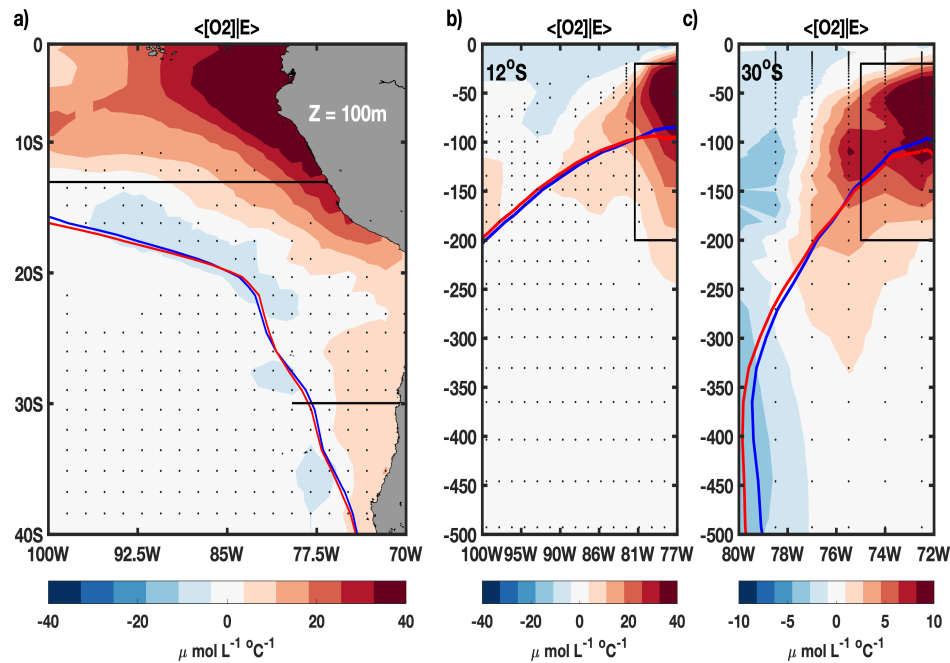
en donde  $E_{xy}$  corresponde al patrón de TSM de los eventos extremos de ENOS, de igual manera, este cálculo puede aplicarse al índice C de eventos moderados y fríos. Finalmente, la norma multiplicaría ambas series de tiempo, lo que permitiría que obtengan unidades de medida ( $^{\circ}C$ ).

#### 3.2.4. Sensibilidad climática de TSM

De igual manera, como se tienen los índices de ENOS para representar la variabilidad inter-anual, se calcularon series de tiempo que representan la sensibilidad de la Temperatura Superficial del Mar al cambio climático. Para esto se usó la misma región a partir de la cual se calcularon los índices de ENOS (Sección ). Sin embargo, a diferencia del cálculo anterior, se proyectó la variabilidad de ENOS en los escenarios futuros, dando como resultado las series de tiempo que representarían la sensibilidad al Cambio Climático. Para esto, se consideró la siguiente ecuación:

$$SST_t = \frac{1}{L_x \cdot L_y} \int \int SST(x, y, t) \cdot E(x, y) dx dy \quad (3.4)$$

en donde  $L_x$  y  $L_y$  representan la extensión zonal y meridional del dominio correspondiente al patrón espacial del índice E, y  $E(x, y)$  es el patrón espacial normalizado del mismo. Estas series de tiempo ocupan un papel similar al de los índices E y C al momento de cuantificar el *Emergent Constraint*, pero para los escenarios futuros.



**Figura 3.1:** Sensibilidad interanual del oxígeno ante anomalías de TSM en el Pacífico Ecuatorial Oriental: Coeficientes de regresión (en  $\mu\text{mol L}^{-1} \text{ } ^\circ\text{C}^{-1}$ ) entre oxígeno disuelto y el índice E (a) a 100m de profundidad y (b, c) a lo largo de las secciones verticales en  $12^\circ\text{S}$  y  $30^\circ\text{S}$  para el periodo 1930 – 2014. Los contornos en azul y rojo muestran el límite de la ZMO (e.g.  $45 \mu\text{mol L}^{-1}$ ) para los periodos 1930 – 2014 y 2015 – 2100, respectivamente. El rectángulo negro (b, c) indica el área que se promedió para el cálculo de las series de tiempo de oxígeno disuelto. Mientras que las líneas negras (a) muestran la extensión de la sección vertical. Por último los puntos negros en las figuras representan puntos de grilla con menos de un 80 % de concordancia entre valores significativos de los modelos.

### 3.2.5. Series de tiempo de oxígeno disuelto

Las series de tiempo de oxígeno disuelto se enfocan en dos latitudes de interés:  $12^\circ$  y  $30^\circ\text{S}$ . Estos fueron calculados teniendo en consideración el área, de dichas secciones verticales, que más sensibles sean a la variabilidad de ENOS. Estas se observan en la Fig. 3.1b y c, en donde la región enmarcada por el rectángulo negro se escogió tomando en consideración: (1) la magnitud de la regresión entre oxígeno y el índice de eventos extremos de ENOS es mayor en la costa; y (2) debido a que corresponde a la región con mayor concordancia en la significancia de los modelos (ausencia de los puntos de grilla negros). Un patrón similar se encontró para el mapa de tendencias (Fig. C.1), lo que ratifica la elección del área costera para el cálculo de las series de tiempo de oxígeno disuelto.

Los datos de oxígeno dentro del rectángulo son promediados y a partir de la serie de tiempo resultante para ambas latitudes se: (1) remueve el promedio y la tendencia para la serie de tiempo de la escala inter-anual; (2) se remueve sólo el promedio y se conserva la tendencia para la serie de tiempo enfocada en la sensibilidad al cambio climático. Ambas series permiten cuantificar el *Emergent Constraint*. Aquellas a las que se les ha removido la tendencia, son trabajadas en conjunto con los índices E y C para los escenarios históricos. Mientras que aquellas cuya tendencia no ha sido removida se utilizan para los escenarios futuros, permitiendo analizar la sensibilidad del oxígeno al Cambio Climático.

### 3.2.6. Varianza de oxígeno física y biológica

Modelos	%UAO	%O2sat	%UAO	%O2sat
	12°S	12°S	30°S	30°S
CESM1-BGC	78	21	85	14
CMCC-CESM	67	34	84	18
GFDL-ESM2G	82	18	80	20
GFDL-ESM2M	76	24	83	16
HadGEM2-CC	60	45	83	18
MPI-ESM	48	62	88	14
MRI-ESM1	82	21	85	15
NorESM1-ME	76	23	82	17
GFDL-ESM4	73	28	82	18
MPI-ESM1-2-HR	80	21	89	12
NorESM2-LM	72	27	78	21
NorESM2-MM	79	21	82	18
CESM-CAM5	81	18	87	12
MPI-ESM1-2-LR	82	20	90	10
CMCC-ESM2	75	24	82	17
MPI-ESM1-2-LR	77	25	83	17
Ensemble mean	75 ± 9	27 ± 11	84 ± 3	16 ± 3

**Cuadro 3.2: Varianza explicada de Utilización Aparente de Oxígeno (UAO) y saturación de oxígeno (O2sat, en %) para el rectángulo de interés en las secciones verticales en 12°S y 30°S (ver Figura 3.5). El porcentaje de varianza es calculada de la siguiente manera: %UAO = 100 - 100(rms(O2-UAO))/rms(O2) y %O2sat = 100 - 100(rms(O2-O2sat))/rms(O2), en donde O2 corresponde a las anomalías d oxígeno disuelto y rms a la raíz cuadrática media. UAO evalúa el consumo integral de oxígeno por actividad biológica y es calculado como la diferencia entre la concentración de saturación de oxígeno, el cual depende de temperatura y salinidad (Weiss, 1970), y la actual concentración de oxígeno.**

La zona de estudio se encuentra ubicada en uno de los Sistemas de Surgencia de Borde Oriental más productivos y con gran diversidad eco-sistémica en el mundo (Breitburg et al., 2018). Por esta razón, la actividad biológica ocupa un rol fundamental al interactuar con las concentraciones de oxígeno disuelto. Resulta necesario distinguir el nivel de participación de los efectos físicos de aquellos asociados a la biogeoquímica. De esta manera se calcula la Utilización Aparente de Oxígeno (UAO) para cuantificar el grado de contribución entre ambas componentes.

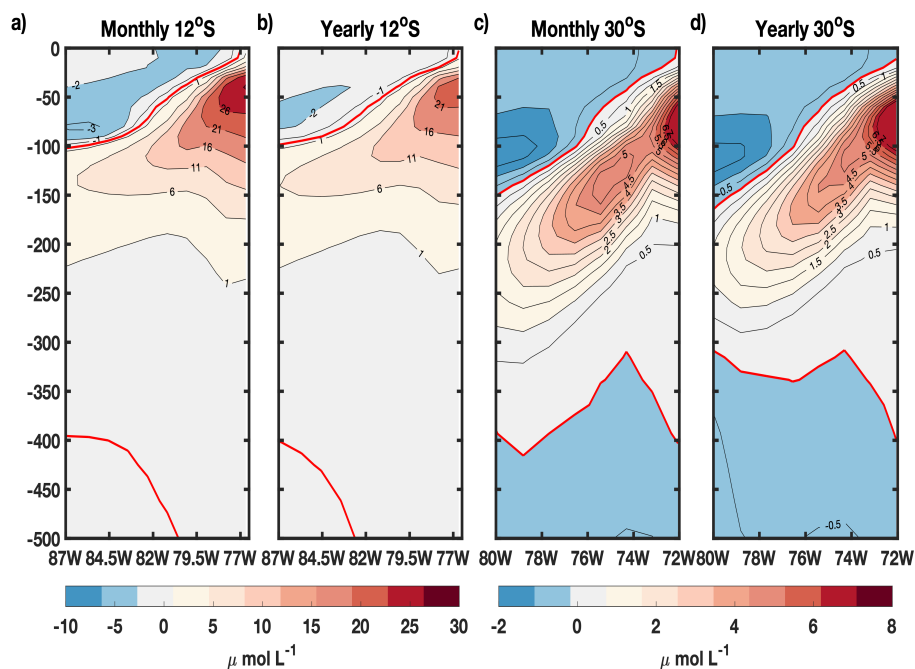
La UAO es definida como la diferencia entre la saturación de la concentración de oxígeno ( $O_2^{sat}$ ), y el oxígeno observado ( $O_2$ ).  $O_2^{sat}$  depende de la temperatura y salinidad (Weiss, 1970) de la columna de agua, se considera el valor esperado de los niveles de oxígeno sin la intervención de otros procesos, como aquellos biogeoquímicos. De esto, el cálculo de la UAO nos permite cuantificar la intervención biológica en la variabilidad del oxígeno observado.

Del Cuadro 3.2 podemos observar que el mayor porcentaje de varianza en las concentraciones de oxígeno disuelto se encuentran asociadas a la UAO. Lo que indicaría que en estas latitudes, la variabilidad del oxígeno asociada a El Niño puede ser entendida como resultado de la actividad biológica.

### 3.2.7. Análisis a la resolución temporal

Como se mencionó levemente en las secciones anteriores, uno de los desafíos durante la investigación fue la distinta resolución temporal entre variables biogeoquímicas y las variables físicas. En este caso, los datos de oxígeno se encontraban con pasos de tiempo anuales, lo que forzó a que se promediaran las variables mensuales con el fin de trabajar bajo una misma resolución temporal. En esta sección de la metodología analizamos las diferencias entre los datos mensuales y anuales.

Observando la Fig. C.5 es posible notar que el patrón de la regresión lineal entre anomalías de oxígeno disuelto y el índice E normalizado es similar, en ambas latitudes, para las distintas resoluciones temporales. Los cambios más notables corresponden a ligeras variaciones en la magnitud de las figuras con distintos pasos de tiempo, en donde para los promedios anuales se aprecian valores ligeramente más débiles. Debido a la similitud entre los mapas de regresión para ambas resoluciones temporales, se decidió continuar utilizando los datos anuales para evitar realizar más



**Figura 3.2:** Sensibilidad de la estimación para el cálculo del coeficiente de regresión entre anomalías de oxígeno disuelto y el índice E normalizado ante diferentes resoluciones temporales de las salidas del modelo CESM-CAM5 (M16): (a) valores mensuales versus (b) promedio anual para 12°S; (c, d) es similar pero para 30°S. Los contornos en rojo indican los bordes del valor cero.

alteraciones a los valores brutos de las salidas de los modelos.

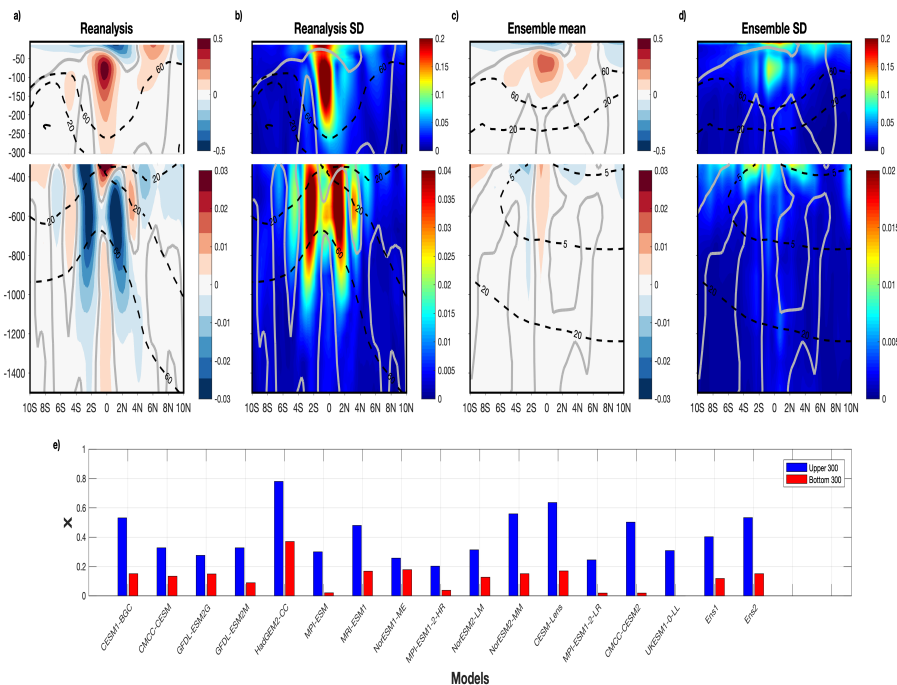
### 3.2.8. Análisis estadístico de significancia

La significancia para coeficientes de regresión es estimada en base a un test de T-student. Para simulaciones de RCP8.5 (SSP58.5) se calcularon las tendencias lineales para los periodos 2006 – 2100 (2015 – 2100). Con el fin de obtener el estimado de significancia para el ensemble mean de la tendencia lineal a largo plazo, se consideró el requerimiento de que al menos el 80% de los modelos deberían tener el mismo signo de tendencia para un determinado punto de grilla (Matveeva et al., 2018).

### 3.2.9. Representación de las corrientes Ecuatoriales

Una de las problemáticas al momento de utilizar modelos climáticos, es la gruesa resolución espacial horizontal. En este sentido, dicha resolución de aproximadamente 1° impide la correcta

representación de estructuras de menor envergadura, al igual que para el caso de las corrientes oceánicas. En este sentido, podemos notar (Fig. 3.3) que en promedio, los modelos representan de buena manera la posición de las corrientes tanto superficial (los primeros 300m de profundidad), como intermedias (300 – 1000m de profundidad). Sin embargo, fallan en reproducir fehacientemente la magnitud observada (Fig. 3.3a), especialmente las corrientes intermedias.



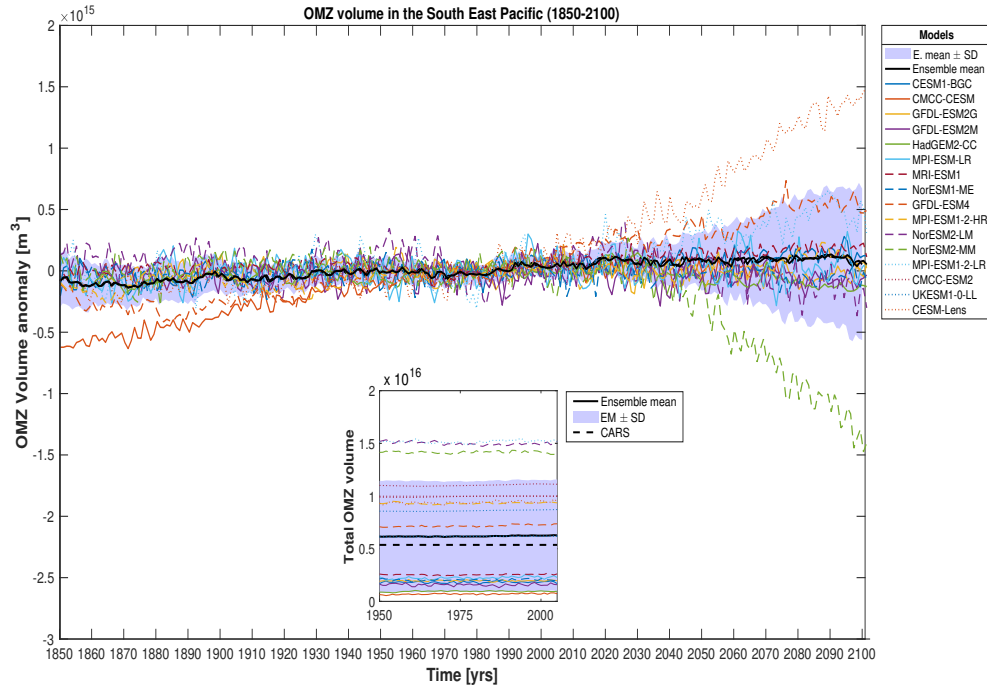
**Figura 3.3:** Ensemble mean de un conjunto de modelos climáticos y reanálisis para la variable de corriente zonal centrado en  $100^{\circ}\text{W}$ : (a) Ensemble mean de los reanálisis (GODAS, CFSR, ECDA, ORAS4 y SODA3) y el promedio de (b) la desviación estándar de estos; mientras que (c) corresponde al promedio de los ESM (adjuntados en el Cuadro 3.1) y su respectivo promedio de (d) la desviación estándar. Las secciones verticales fueron divididas en dos profundidades (0 – 300 y 300 – 1500) para visualizar de mejor manera las corrientes intermedias. Los contornos punteados representan isolíneas de oxígeno disuelto. Finalmente el gráfico de barras (e) nos indica la similitud de cada uno de los modelos en representar las corrientes considerando el promedio de los reanálisis como base. Aquí, el parámetro  $X$  (eje  $y$ ) representa dicha similitud, en donde  $X = 1$  corresponde a una similitud al 100% entre los modelos y los reanálisis.

### 3.3 Resultados

Como consecuencia del calentamiento global actual, el océano está perdiendo oxígeno, lo cual tiene implicancias no sólo en términos de manejo de recursos marinos y disponibilidad de alimentos, si no que también en términos de retroalimentación positiva potencialmente importante

en el ciclo del carbono global. De particular escrutinio para ambos: la comunidad científica y las entidades interesadas, son las zonas de bajo nivel de oxígeno denominadas ZMO, las cuales se encuentran incorporadas en los muy productivos Sistemas de Surgencia del Borde Oriental (SS-BO). Estas se encuentran diversamente simuladas por el estado del arte de ESM's lo que impide una proyección fehaciente de la desoxigenación oceánica en los servicios de ecosistemas marinos en dichas regiones. Aquí nos concentramos en la ZMO del SSBO más emblemático del planeta, aquella del Pacífico Sur Oriental (PSO), la cual se encuentra bajo influencia directa de ENOS, el modo climático dominante a escala temporal inter-anual en la escala global. Mostramos que, a pesar del bajo consenso en las proyecciones a largo plazo de los niveles de oxígeno en los ESM, la sensibilidad del borde superior (oxiclina) de la ZMO del PSO a eventos de El Niño, en un conjunto de ESMs globales, puede usarse como predictor de la tendencia a largo plazo, lo cual establece un *emergent constraint* asociado a la ZMO del PSO. Debido a que la oxiclina a lo largo de la costa de Perú y Chile se profundiza durante eventos de El Niño, la parte superior del borde de la ZMO del PSO es probable que se encuentre erosionada en el clima futuro, lo cual tiene implicancias para el diseño de estrategias de adaptación.

El oxígeno disuelto (OD) sustenta la vida marina (Gallo and Levin, 2016) y limita el hábitat de la mayoría de las especies marinas (Deutsch et al., 2020). Aun así, regiones extensas del océano donde las concentraciones del oxígeno pueden caer bajo el límite de detección de una gran parte de sensores, ZMO, se encuentran incorporadas en regiones altamente productivas con una gran diversidad (Breitburg et al., 2018). Las ZMOs más grandes del planeta son encontradas en los Sistemas de Surgencia del Borde Oriental en el océano Pacífico. Estas regiones se forman por la circulación oceánica lenta (Wyrski, 1963; Karstensen et al., 2008) y la exportación de material orgánico inducido por la surgencia (Helly and Levin, 2004; Paulmier and Ruiz-Pino, 2009). Se piensa que las ZMOs ayudan a regular los ciclos biogeoquímicos globales, produciendo potentes gases de efecto invernadero como óxido nítrico y metano (Lam et al., 2009; Kalvelage et al., 2015). Estas también limitan la distribución y la abundancia de varias especies de zooplancton y algunas especies meso-pelágicas a través de la formación de una barrera respiratoria (Bertrand et al., 2011; Wishner et al., 2020). Las proyecciones actuales sugieren que las ZMO podrían haberse expandido bajo

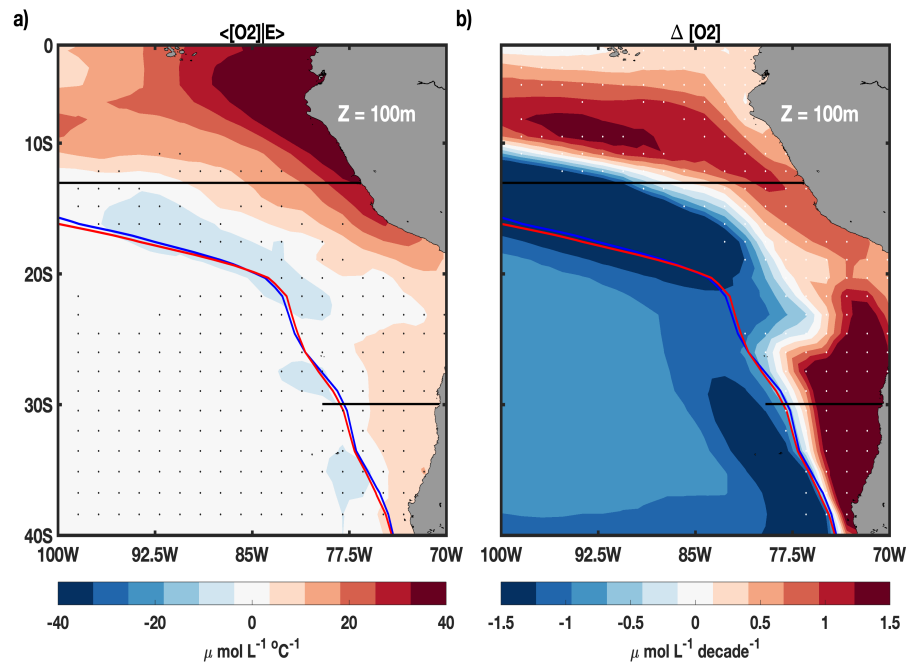


**Figura 3.4:** Evolución del volumen de la ZMO en anomalías ( $\text{m}^3$ ) para el periodo 1850–2100. Las anomalías son relativas con respecto al promedio del periodo 1950–2005 mostrado para cada modelo en el panel insertado. El volumen de la ZMO se define como el volumen de las aguas cuyas concentraciones de oxígeno disuelto se encuentran bajo los  $60\mu\text{mol L}^{-1}$  sobre la región ( $5^\circ\text{N} - 35^\circ\text{S}$ ;  $160^\circ\text{E} - 70^\circ\text{W}$ ;  $0 - 1000\text{m}$ ). Los colores corresponden a cada modelo individual (ver el código de colores del panel derecho, también referirse al Cuadro 3.1 para más detalles); la curva negra corresponde el promedio del conjunto (ensemble mean), mientras que el área sombreada de tonalidad morada representa a  $\pm$  desviación estándar entre los modelos del conjunto. Se trabajó considerando 16 modelos de un total de 19 que fueron analizados, debido a que 3 de ellos poseen un volumen de la ZMO cercano a cero, aun utilizando un umbral de  $60\mu\text{mol L}^{-1}$  (nombres en rojo del Cuadro 3.1). La línea negra punteada, en el panel insertado, es el volumen dada las mismas características mencionadas anteriormente para los datos de oxígeno de CARS.

efectos del calentamiento global (Schmidtko et al., 2017), lo cual ha levantado la preocupación de alteraciones potenciales en la estructura de la cadena alimenticia en estas regiones, con consecuencias en la seguridad del alimento (Breitburg et al., 2018). Esto ha apresurado a la comunidad científica para incrementar los sistemas observacionales en esta variable esencial, pero pobremente estudiada, del océano (Grégoire et al., 2021). De hecho, la falta de datos de oxígeno, junto con la persistente dificultad por parte de los modelos globales ESM para realísticamente simular las ZMO (Cabré et al., 2015) ha impedido tener un entendimiento apropiado de los procesos que dominan la variabilidad del oxígeno en una gran variedad de escalas temporales. Mientras que efectos de



solubilidad controlan de manera dominante la variabilidad del oxígeno cerca de la superficie, un entendimiento más cuantitativo de las contribuciones de otros mecanismos aun es escaso (Oschlies et al., 2018; Pitcher et al., 2021).



**Figura 3.5:** Comparación entre la relación ENOS-Oxígeno y la tendencia a largo plazo a 100m de profundidad: Promedio del conjunto de modelos para (a) coeficiente de regresión entre oxígeno disuelto (OD) y el índice E (en  $\mu\text{mol L}^{-1} \text{ } ^\circ\text{C}^{-1}$ ) para el periodo 1920 – 2014; y promedio de (b) mapas de tendencia lineal a largo plazo sobre el periodo 2015 – 2100 (en  $\mu\text{mol L}^{-1} \text{ decade}^{-1}$ ). Los contornos en azul y rojo indican el límite de la ZMO (para la isolínea de  $45 \mu\text{mol L}^{-1}$ ) a 300m para los periodos 1920 – 2014 y 2015 – 2100, respectivamente. Las líneas negras a  $12^\circ\text{S}$  y  $30^\circ\text{S}$  indican las latitudes de las secciones verticales (referirse al Material Suplementario B). El punteado blanco en (b) y negro en (a) indican los puntos de grilla con menos de un 80% de concordancia en la significancia de los modelos.

En la región del Pacífico, los modelos climáticos aun simulan pobremente ciertos aspectos de la circulación sub-termoclina, incluyendo el Agua Intermedia Profunda (AIP), el Sistema de Corrientes Intermedias Ecuatorial (SCIE) Duteil et al. (2021) y el Agua Intermedia Antártica (AIA) Sloyan and Kamenskovich (2007), Cabré et al. (2015), Zhu et al. (2018) que modula las aguas de la ZMO a bajas frecuencias (Fuenzalida et al., 2009). Dentro y sobre la termoclina, detalles en la circulación ecuatorial del Pacífico oriental no están bien representados por los modelos climáticos, por ejemplo, esto incluye las estrechas regiones asociadas a los chorros de Tsuchiya hacia el este,

localizados a unos cuantos grados en cada lado del ecuador (Tsuchiya, 1972; Johnson and Moore, 1997), los cuales se creen que influyen el transporte de aguas con bajas concentraciones de oxígeno hacia las ZMOs, sirviendo como un conducto por el cual la variabilidad tropical puede modular la ZMO en escalas de tiempo estacional hasta decadal (Montes et al., 2014; Duteil et al., 2021). De esta manera, los modelos han exhibido una gran dispersión en algunas métricas de la ZMO (Cabré et al., 2015) y la respuesta proyectada futura, como por ejemplo, el volumen (Fig. 3.4) para la ZMO del PSO. Dicha dispersión en escalas de tiempo climáticas cuestiona la extensión hasta la cual esta se correlaciona con las escalas de tiempo más pequeñas, lo cual podría entregar un *emergent constraint* (Hall and Qu, 2006) útil para señalar predictores observacionales para cambios de oxígeno, mientras se construye el diseño de una red observacional para esta esencial variable (Grégoire et al., 2021).

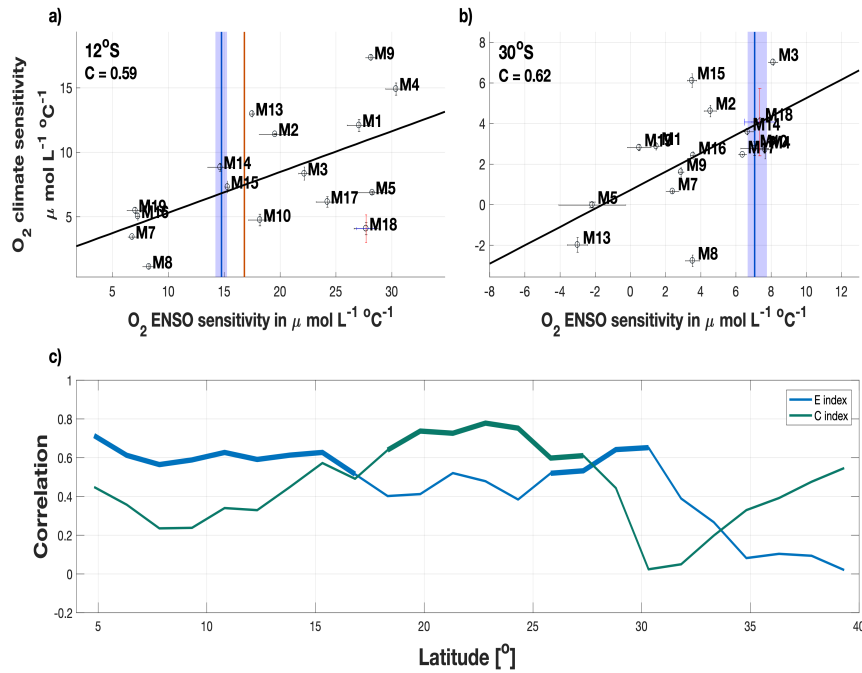
En el PSO, las métricas de la ZMO que son potencialmente observables incluyen la variabilidad en la profundidad de la oxiclina en algunos sitios a lo largo de la costa, en donde se ha desarrollado monitoreo durante un extenso periodo de tiempo (Graco et al., 2017; De La Maza and Farías, 2023), sin embargo estos sitios costeros podrían monitoriar señales antropogénicas de diferentes fuentes difíciles de interpretar. Por otro lado, para escalas de tiempo relevantes de variabilidad de oxígeno observable, debido a que el patrón del cambio climático en el Pacífico Oriental se asemeja a aquel de ENOS (Karamperidou et al., 2017; Cai et al., 2021), el modo principal de variabilidad interanual en escala global, es relevante considerar la sensibilidad de la ZMO a ENOS como predictor del cambio climático. La fuerte teleconexión oceánica de ENOS a lo largo de la costa oeste de América del Sur (Clarke and Van Gorder, 1994; Pizarro et al., 2001, 2002; Dewitte et al., 2012b; Sprintall et al., 2020) también motiva tal elección, porque se espera una mayor relación señal/ruido en las fluctuaciones interanuales de las métricas relevantes. Investigaciones recientes han señalado la existencia de un régimen distinto de ENOS, que se manifiesta como un máximo diferente en el patrón espacial de anomalías de Temperatura Superficial del Mar (TSM) a lo largo del Pacífico ecuatorial, así como también diferentes magnitudes (Capotondi et al., 2020). En particular, eventos intensos de El Niño los cuales proyectan un incremento en la varianza futura del clima (Cai et al., 2018, 2020a) tienen su centro de acción en el Pacífico Oriental incidiendo en una marcada y rápida

profundización de la termoclina a lo largo de la costa de Perú y Chile a través de ajustes geostroficados (Pizarro et al., 2001, 2002; Colas et al., 2008; Dewitte et al., 2012b), así como también significativas fluctuaciones en el flujo turbulento a lo largo de la costa (Conejero et al., 2020), las cuales modulan la ZMO del PSO (Gutiérrez et al., 2009; Graco et al., 2017).

### 3.3.1. *Emergent Constraint en la oxigenación*

Aquí, considerando la actual gran incertidumbre en la tendencia de la ZMO del PSO, hacemos uso de los resultados de los Coupled Climate Carbon Cycle Model Intercomparison Project (CMIP, fase 5 y 6) para observar una *emergent constraint* que conecte la sensibilidad del borde superficial de la ZMO en el PSO a lo largo de la costa de Perú y Chile a eventos de El Niño, observando que la ZMO del PSO está fuertemente relacionada a eventos en el Pacífico Oriental de El Niño (PO EN). La Fig. 3.5 representa los valores de los coeficientes de regresión entre un evento oriental de El Niño (índice E) y concentración de oxígeno para un conjunto seleccionado de ESMs de CMIP5 y CMIP6 (ver la sección de metodología) en un mapa horizontal a 100m de profundidad. Secciones verticales a 12°S y 30°S, dos centros de surgencia principales a lo largo de la costa de Perú y Chile, son proporcionadas en la Sección de Metodología y en el Material Suplementario B (Fig. 3.1 y C.1, respectivamente). En estas latitudes, la variabilidad de oxígeno disuelto asociada con los eventos de El Niño puede entenderse como resultante, en su mayoría, por la actividad biológica desde la variable de Utilización Aparente de Oxígeno (UAO), explicando gran parte de la varianza (ver Cuadro 3.1 y la metodología descrita en su pie de figura).

Valores positivos nos muestran donde las concentraciones de oxígeno incrementan durante un evento El Niño, lo cual es casi en la totalidad del borde superficial de la ZMO, es decir, alrededor de la oxiclina. A 100m de profundidad, los valores de los coeficientes de regresión disminuyen hacia el sur y hacia el oeste, reflejando la influencia de ENOS sobre la circulación, particularmente, a través de ondas de Rossby extra-tropicales (Pizarro et al., 2002; Vergara et al., 2017). Los máximos valores son encontrados cerca de la costa y sobre la isóclina de  $45 \mu\text{mol L}^{-1}$  (referirse a los rectángulos negros de las Figuras 3.1bc y C.1bc). Notemos que también corresponden a las regiones de tendencia a largo plazo positiva de oxígeno disuelto (Fig. 3.5 y Fig. C.1b, c) aunque



**Figura 3.6: Relación entre la sensibilidad del oxígeno disuelto (OD) con ENOS y el calentamiento global (*emergent constraint*):** La sensibilidad a largo plazo (2015 – 2100) del oxígeno al calentamiento de la Temperatura Superficial del Mar en el Pacífico Ecuatorial Oriental (promediado sobre la región del modo E) con respecto a la sensibilidad inter-anual (1920 – 2014) de OD al índice E para las secciones verticales en (a) 12°S y (b) 30°S para los 16 ESMs ( $M_i$ , donde  $i = 1, \dots, 16$ ). La línea continua (negra) en (a) y (b) corresponde al ajuste lineal de los  $M_i$  puntos. El valor de correlación es indicado en la esquina superior izquierda de cada panel. Los segmentos negros horizontales y verticales en cada punto proporciona un estimado del error. El tamaño de dicho segmento representa  $\pm$  la desviación estándar entre 100 estimaciones de la sensibilidad de ENOS y el clima usando el método de *bootstrapping* para el cual se escogió 40 años aleatoriamente. Los segmentos coloreados en el punto correspondiente al modelo CESM-Lens (CESM-CAM5,  $M_{18}$ ) corresponde a los errores asociados con la variabilidad interna estimada como  $\pm$  desviación estándar de las sensibilidades de ENOS y el clima entre 34 miembros del modelo. La línea vertical azul con el sombreado púrpura indica el valor de la sensibilidad de ENOS de la simulación del modelo biogeoquímico regional (referirse a la sección de metodología). El sombreado indica el percentil del 25% y 75% de la distribución de anomalías inter-anales de OD. Además, la línea vertical roja representa un estimado de observaciones para 12°S (referirse a la Figura 6a de Graco et al. 2017). (c) Correlación dentro del conjunto de modelos entre la sensibilidad OD-ENOS y la sensibilidad OD-clima como función de la latitud (entre 5°S y 39°S) para el índice E (azul) y el índice C (verde). OD es promediado en una región correspondiente a la parte superior de la oxiclina (ver el rectángulo en la Fig. 3.1, esta región es también usada para estimar la Fig. 3.6c) pero con una extensión longitudinal de 3°. La porción de la curva mas gruesa indica donde la correlación es significativa bajo un 95% de confianza basado en un test de t-student.

con bajos niveles de confianza (Fig. C.2) a excepción de la sección vertical en 12°S. En relación a la línea de trabajo del *emergent constraint*, las fluctuaciones de oxígeno producidas por ENOS en estas regiones puede utilizarse como predictores de cambios a largo plazo en el oxígeno. Si bien

esto se basa en la expectativa de que la teleconexión oceánica ecuatorial opere de manera similar en ENOS y escalas de tiempo climáticas, observamos que el patrón de cambio climático de la SST en el Pacífico Sudeste tiene un patrón similar al ENOS (Cai et al., 2021) (ver Figura C.3). Los cambios en oxígeno para ambas escalas de tiempo podría ser interpretado como resultado de procesos comparables, entregando credibilidad en la relación emergente (Brient, 2020). No se requiere que todos los modelos tengan los mismos mecanismos dominantes, si no que su sensibilidad a ENOS y al calentamiento a largo plazo pueda ser asumida como resultado del mismo proceso que ellos resuelven. Sobretudo, la Fig. 3.5 indica que el patrón climático de oxígeno dentro de la ZMO, al nivel de la oxiclina, es comparable con aquel de la sensibilidad a ENOS, es decir, la tendencia a oxigenación frente a las costas de Perú y Chile que se extiende más hacia fuera de la costa en Perú que en Chile. La tendencia no es significativa en la mayor parte de la extensión de la OMZ a 100m, excepto frente al centro de Perú en un área localizada, que es similar a las observaciones contemporáneas disponibles que sugieren una tendencia positiva de oxígeno frente al centro de Perú (Graco et al., 2017; Ito et al., 2017). Las regiones de máximos positivos de tendencia corresponden a aquellas en donde la dispersión entre modelos es más grande (Referirse a la Figura C.2). Esta gran incertidumbre asociada con los cambios futuros de oxígeno entre los conjuntos de ESM motiva la determinación de una relación emergente. La Figura 3.6a, b despliega el gráfico de dispersión de la sensibilidad climática versus la sensibilidad de ENOS (índice E) en términos de oxígeno a 12°S y 30°S para el conjunto de modelos. El ajuste lineal indica valores significativos y positivos de correlación ( $C = 0,59$  en 12°S y  $C = 0,62$  en 30°S) indicando que existe una relación entre la sensibilidad de oxígeno y la variabilidad de la TSM producida por ENOS; así como también con respecto a la sensibilidad a largo plazo de oxígeno y el cambio climático en el siglo 21 en dos centros principales de surgencia a lo largo de la costa de Sudamérica. Dicha relación contiene la mayor parte de la costa de Perú y Chile Norte-Central (Fig. 3.6); aunque, el rango latitudinal de la correlación significativa depende de donde tome lugar el máximo de calentamiento de TSM durante eventos de El Niño. Para el índice E, la correlación es significativa entre 5° – 17°S y entre 26° – 30°S (curva azul en la Fig. 3.6c), mientras que para el índice C, el rango latitudinal significativo comprenden las latitudes 17° – 27°S (curva verde de la Fig. 3.6c). Esto es interpretado como

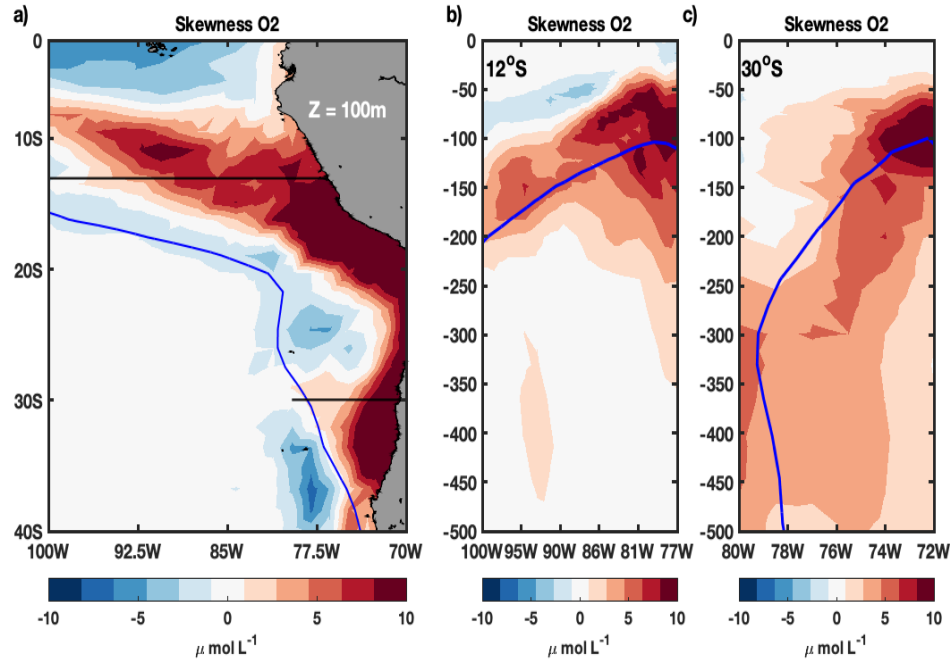
resultado del promedio anual de los datos. En particular, durante el desarrollo de un evento intenso de El Niño, el calentamiento de la TSM toma lugar en el Pacífico ecuatorial central durante verano Austral (región del modo C) y, las anomalías de TSM del concurrente evento de El Niño suceden después con un máximo en la región oriental del Pacífico ecuatorial (modo E) el año siguiente en verano Austral. El promedio anual de los índice E y C, entonces, ambos pueden adquirir variabilidad asociada al mismo evento intenso de El Niño. Sin embargo, por construcción, el índice C también adquiere variabilidad relacionada con eventos moderados de El Niño y La Niña (Takahashi et al., 2011) lo cual tiene distintas teleconexiones a lo largo de la costa oeste de América del Sur (Cai et al., 2020a; Sprintall et al., 2020). Esto explicaría por qué la relación entre ENOS y la sensibilidad climática puede variar como función de la latitud conforme a los índices E (curva azul en la Figura 3.6c) y C (curva verde en la Figura 3.6c). Sobretudo, sin embargo, los resultados indican que los eventos de El Niño, ya sea por influencia de los índices C o E, están asociados a oxigenación en el borde superior de la ZMO del PSO y que la dispersión dentro de los modelos está correlacionada con aquella de la sensibilidad climática de la región ecuatorial hasta  $\sim 31^{\circ}\text{S}$  (el máximo valor de correlación entre las dos curvas alcanza  $\sim 0,6$  entre los  $5^{\circ}\text{S}$  y los  $31^{\circ}\text{S}$ ). Esta relación emergente también es evidenciada cuando se considera anomalías de la profundidad de la oxiclina (referirse al material suplementario Figura C.5), pero con una menor extensión meridional. Esto puede deberse al sesgo promedio del modelo (Figura 3.4) que complica una definición común de la profundidad de la oxiclina (tomada aquí como la profundidad de las isolíneas de  $60\mu\text{mol L}^{-1}$  para todos los modelos).

Resumiendo, los resultados indican que los modelos con una alta sensibilidad inter-anual del oxígeno a anomalías de TSM en el Pacífico ecuatorial en las simulaciones históricas, consistentemente proyectan mayor oxigenación dentro de la oxiclina (borde superior de la ZMO) por grado de calentamiento en el siglo 21 a lo largo de la costa de Perú y Chile norte-central.

### 3.3.2. Forzamiento de la ZMO del Pacífico Sur Oriental por cambios en la variabilidad de ENOS

Una de las implicancias de nuestros resultados, es respecto al entendimiento de los mecanismos detrás de la sensibilidad de la ZMO del PSO a forzantes tropicales a escalas de tiempo de baja frecuencia. Primero, el control de la variabilidad de la ZMO del PSO por parte de los trópicos queda evidenciada aquí. Esto es consistente con estudios de modelos que se enfocan en diferentes escalas de tiempo (Duteil et al., 2018) y condiciones climáticas. Desde una perspectiva estadística, nuestros resultados sugieren que la oxigenación del borde superior de la ZMO del PSO, durante eventos de El Niño, podrían tener un efecto residual a largo plazo en el estado medio. Esto debido a que los eventos fríos (La Niña) y eventos de El Niño del Pacífico Central son más débiles en magnitud que aquellos eventos del Pacífico Oriental, lo que supondría una huella más débil en la ZMO. En otras palabras, la asimetría de ENOS es transmitida a la ZMO del PSO a través de un número de procesos (e.g. radiación de la profundización de ondas de Rossby extra-tropicales, propagación de ondas de Kelvin que profundizan la termoclina, incremento de actividad de meso-escala, etc, ver Pitcher et al. 2021). Esto queda evidenciado en el mapa de simetría de las anomalías de oxígeno disuelto a 100m de profundidad (Fig. 3.7a). Este mapa muestra un patrón largo de simetría positiva extendiéndose desde la región ecuatorial ( $\sim 10^{\circ}\text{S}$ ) a lo largo de la costa de Perú y Chile. Una región de máximo positivo de asimetría también es encontrada a través de las secciones verticales a  $12^{\circ}\text{S}$  y  $30^{\circ}\text{S}$  que coinciden con las regiones de influencia de ENOS (ver rectángulos negros en la Figura 3.1b, c y C.1b, c), pero con una extensión más oceánica a lo largo de la oxiclina. Utilizando los modelos más realistas con la asimetría de ENOS (medida a través del parámetro  $\alpha$ , ver la descripción del Cuadro 3.1 para la definición) nos lleva a los resultados mencionados con anterioridad. Cabe resaltar que la utilización del conjunto completo de modelos (ver material suplementario Figura C.6) y de la utilización parcial (considerando  $\alpha > -0,15$ , Figura C.7) de estos, permite complementar lo obtenido en la Figura 3.7. En donde, los patrones espaciales, especialmente aquel que fue calculado pensando en un valor de  $\alpha$  mayor a  $-0,15$ , indican asimetrías positivas más intensas hacia fuera de la costa de América del Sur, y por fuera del área de interés (rectángulo negro de las

Figuras 3.1 y C.1) de las secciones verticales.



**Figura 3.7: Asimetría de la ZMO del Pacífico Sur Oriental: Promedio de los mapas de simetría del conjunto de modelos para las anomalías de oxígeno (a) a 100m de profundidad; y (b, c) en las secciones verticales a 12°S y 30°S para la simulación histórica (1920 – 2014), respectivamente. Los contornos en azul indican el límite de la ZMO (usando una isolínea de  $45 \mu\text{mol L}^{-1}$  a 300m en (a)). La tendencia lineal ha sido removida previamente al cálculo de la simetría. Para este caso, sólo estamos usando modelos que cumplan con el criterio de  $< -0,15$ .**

Como los eventos de El Niño son esperados que incrementen en frecuencia y en amplitud (Cai et al., 2018; Shin et al., 2022) así como también en duración (Carreric, 2019; Lopez et al., 2022) en un clima más cálido, se podría esperar que las concentraciones de oxígeno incrementen a largo plazo en la ZMO del PSO como los gases de efecto invernadero en la atmósfera, lo cual no imposibilita variaciones decadales debido a que la varianza de ENOS no es lineal (Carreric, 2019; Cai et al., 2020b) y otros procesos de ventilación pueden tener lugar a escalas de tiempo largas (Oschlies et al., 2018). Sobre todo, nuestros resultados indican a la probable sensibilidad de la ZMO del PSO a forzamiento tropical en periodos climáticos en que ENOS exhibe una modulación en varianza. Esto podría ayudar a interpretar registros proxy del pasado pertenecientes a las características de la ZMO PSO (Glock et al., 2022) considerando que las reconstrucciones paleo-



climáticas del fenómeno del ENOS que cubren alrededor de  $\sim 10,000$  años evidencian un gran margen de amplitudes, con una intensificación en particular a finales del siglo 20 relativo a otros periodos pre-industriales (Cobb et al., 2013; McGregor et al., 2013).

### 3.4 Discusión y conclusión

La gran dispersión en la simulación de la sensibilidad de la ZMO a ENOS y el calentamiento del Pacífico tropical fue evidenciada aquí, resulta necesario investigar más al respecto si la fuente está incluida en componentes físicos o biológicos de los ESMs, o si surge a partir de errores de propagación (Payne et al., 2016). Actualmente, ESM globales simulan los patrones de ENOS y la amplitud diferentemente (Chen et al., 2017), lo cual contribuye a la dispersión de la sensibilidad de oxígeno a la variabilidad de la TSM forzada por ENOS. Estudios de modelación y observacionales también evidencian que desde dinámica de meso-escala a sub-mesoescala, no incorporadas en la actual generación de ESMs, también son esenciales para la explicación de la variabilidad del oxígeno (Bettencourt et al., 2015). La representación del ciclo microbial, importante para las dinámicas de las ZMO's, todavía se encuentra altamente simplificado en la actual generación de modelos biogeoquímicos. Se requiere de más investigación para reducir los errores estructurales en los modelos, de tal manera que permita incrementar la confianza en la interpretación probabilística de los conjuntos de los distintos modelos.

Dada la baja confianza en las proyecciones de los modelos, la existencia de una relación emergente evidenciada aquí contiene un gran valor práctico, debido a que podría ayudar a restringir la sensibilidad de la ZMO PSO a cambios en el clima a partir de las observaciones. Actualmente esto es difícil de lograr debido a la escasez de datos de oxígeno que contengan un periodo de tiempo amplio en esta región del mundo (Stramma et al., 2008; Grégoire et al., 2021). Frente a la costa de Perú ( $12^{\circ}\text{S}$ ), una serie de tiempo mensual desde 1996 ha estado disponible (Graco et al., 2017) proporcionando hasta cierto punto una referencia para la sensibilidad de OD a ENOS (ver la línea vertical roja en la Figura 3.6a; el valor se encuentra estimado de la Figura 6a de Graco et al. (2017) promediando el perfil entre 25m y 100m), a pesar de las limitaciones asociadas con el registro de muestreo (i.e. sólo un evento intenso PO El Niño, 1997/1998) y su ubicación cerca de la costa expo-

niendo esta a variabilidad natural asociada con procesos de meso-escala y efectos de eutrofización. Modelos regionales a largo plazo y de alta resolución que podrían representar más realísticamente la ZMO que los modelos globales ESMs también podrían entregar una pista en donde la sensibilidad de oxígeno y ENOS se encuentra (ver la línea vertical azul en la Fig. 3.6a estimada a partir de una simulación de un modelo biogeoquímico de Montes et al. 2014 acoplado con una solución hidrodinámica de Dewitte et al. 2012b, a pesar de que la confianza en su realismo se mantiene dependiente de la disponibilidad de observaciones. Dado el actual estado de la red de datos disponible de oxígeno en el PSO, no es posible establecer una restricción observacional verdadera en la tendencia de oxígeno usando la relación emergente estudiada aquí. Programas internacionales y redes (TPOS2020, GO2NE, ARGO) recientemente han hecho recomendaciones para entregar caminos que permitan rellenar esta brecha (Stammer et al., 2019; Smith et al., 2019; Grégoire et al., 2021). Nuestros resultados ofrecen un incentivo para continuar con esfuerzos observacionales desplegados en esta línea de trabajo de programas regionales (SEPICAF). Mas importante, también entrega las bases de un argumento alternativo para la evolución del ecosistema marino de la región (oxigenación), el cual puede guiar a desarrollar mejores estrategias de adaptación. En particular, mientras mucha atención ha sido atraída a la desoxigenación de los océanos en la escala global y su impacto negativo en la biota marina, el destino de la ZMO PSO podría decir lo contrario.

## **4. Capítulo 4**

### **4.1 Conclusiones generales**

En este último apartado se consideran los resultados de ambos capítulos (2 y 3) y discutimos la veracidad de la hipótesis planteada. Recordemos que se busca responder si la tendencia a la oxigenación en 30°S (latitud aproximada en donde se extrajeron los testigos de sedimentos) encontrada en el registro sedimentario, a 80m de profundidad, responde a forzamientos de fenómenos climáticos dominantes en la región del Pacífico (e.g. ENOS).

En el capítulo 2, el cual se trabajó utilizando el conjunto de miembros del modelo climático CESM-CAM5 (CESM Large Ensemble; M16 en el Capítulo 3) para analizar la relación entre El Niño Oscilación del Sur (ENOS) y la Oscilación Inter-decadal del Pacífico (OIP). Se hipotetizó que esta relación es causante de eventos más intensos, tales que su señal quedaría marcada en la tendencia a largo plazo de la columna de agua, Siendo esto lo que se observaría finalmente en los registros sedimentarios. Sin embargo, a pesar de que se encontró un periodo común de variabilidad (periodos de  $\sim 200$  años), se requieren de análisis más específicos que acrediten qué mecanismo es el causante de esta frecuencia común entre ambos modos climáticos. De la misma manera, a pesar de que los mapas de compuestos comprueban que la variabilidad conjunta de ambos modos climáticos incrementa la magnitud de eventos El Niño, es necesario más análisis para la sensibilidad de la ventana escogida para filtrar los índices climáticos. Se propone la variabilidad (más precisamente, el debilitamiento) de la Corriente de Vuelco Meridional del Atlántico (CVMA) como mecanismo causante de la tendencia a largo plazo observada en los datos de testigos de sedimentos. El cual incide en la intensidad de los eventos de El Niño, señal que quedaría registrada en los sedimentos como ventilación en la parte superior de la columna de agua.

Por otro lado, en el Capítulo 2, la relación emergente que se encontró nos permite restringir la sensibilidad de la ZMO PSO a variaciones en el clima utilizando datos de observaciones de oxígeno. Además, los resultados obtenidos indicaron que, para la región de estudio, es más probable que la columna de agua se oxigene. Lo cual es consistente con lo observado en los datos

de los registros sedimentarios en el Capítulo 2. Se observa que durante el último siglo, La tendencia hacia la ventilación de la parte superior de la columna de agua encontrada en los sedimentos, es más destacable. Esto apuntaría al efecto producido por el calentamiento global y los gases de efecto invernadero (de origen antropogénico). En este sentido, Hu and Fedorov (2018), menciona que el calentamiento global impactaría la CVMA, y como se mencionó en los capítulos anteriores, esto intensificaría la amplitud de ENOS. De esta manera, el enfoque dado en esta investigación, se centra en como la variabilidad de ENOS incide en la señal a largo plazo. Tal que los efectos de un periodo El Niño en la columna de agua, como la profundización de la oxiclina, y por ende la ventilación de la parte superior de la ZMO PSO, son transmitidos a la tendencia a largo plazo de las concentraciones de oxígeno disuelto en la zona de estudio. Sin embargo, esta no es una relación estrictamente lineal entre la sensibilidad inter-anual y a largo plazo, esta nos permite vislumbrar el efecto que tiene ENOS en el clima y generar una conexión que nos abre posibilidades para estudiar la variabilidad del oxígeno en 30°S utilizando ESMs. Además, este análisis se ve restringido por la falta de observaciones de oxígeno que permitan complementar el análisis de *emergent constraint*. Dado el actual estado de la red de datos disponible de oxígeno en el PSO, no es posible establecer una restricción observacional verdadera en la tendencia de oxígeno usando la relación emergente estudiada aquí.

En síntesis, los resultados de ambos capítulos indican que hay una relación entre la variabilidad de ENOS y la tendencia a largo plazo en el borde superficial de la ZMO PSO. Sin embargo, más análisis son necesarios para atribuir esta relación a algún mecanismo forzante. Con esto nos referimos a la programación de un modelo numérico que permita un estudio más focalizado con respecto al mecanismo en cuestión y a la zona de interés, similar a lo realizado por Timmermann et al. (2005b) y Dalsgaard et al. (2014).

## **Bibliografía**

- Ancapichún, S. and Garcés-Vargas, J. (2015). Variability of the southeast pacific subtropical anticyclone and its impact on sea surface temperature off north-central chile. *Ciencias Marinas*, 41(1):1–20.
- Ashok, K., Behera, S. K., Rao, S. A., Weng, H., and Yamagata, T. (2007). El niño modoki and its possible teleconnection. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 112(C11).
- Bayr, T., Domménget, D., Martin, T., and Power, S. B. (2014). The eastward shift of the walker circulation in response to global warming and its relationship to enso variability. *Climate dynamics*, 43(9-10):2747–2763.
- Bertrand, A., Chaigneau, A., Peraltilla, S., Ledesma, J., Graco, M., Monetti, F., and Chavez, F. P. (2011). Oxygen: a fundamental property regulating pelagic ecosystem structure in the coastal southeastern tropical pacific. *PloS one*, 6(12):e29558.
- Bertrand, S., Dewitte, B., Tam, J., Díaz, E., and Bertrand, A. (2008). Impacts of kelvin wave forcing in the peru humboldt current system: Scenarios of spatial reorganizations from physics to fishers. *Progress in Oceanography*, 79(2-4):278–289.
- Bettencourt, J. H., López, C., Hernández-García, E., Montes, I., Sudre, J., Dewitte, B., Paulmier, A., and Garçon, V. (2015). Boundaries of the peruvian oxygen minimum zone shaped by coherent mesoscale dynamics. *Nature Geoscience*, 8(12):937–940.
- Blanco, J. L., Carr, M.-E., Thomas, A. C., and Strub, P. T. (2002). Hydrographic conditions off northern chile during the 1996–1998 la nina and el nino events. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 107(C3):3–1.
- Bopp, L., Resplandy, L., Orr, J. C., Doney, S. C., Dunne, J. P., Gehlen, M., Halloran, P., Heinze, C., Ilyina, T., Seferian, R., et al. (2013). Multiple stressors of ocean ecosystems in the 21st century: projections with cmip5 models. *Biogeosciences*, 10(10):6225–6245.
- Brandt, P., Bange, H. W., Banyte, D., Dengler, M., Didwischus, S.-H., Fischer, T., Greatbatch, R. J., Hahn, J., Kanzow, T., Karstensen, J., et al. (2015). On the role of circulation and mixing in the ventilation of oxygen minimum zones with a focus on the eastern tropical north atlantic. *Biogeosciences*, 12(2):489–512.
- Brandt, P., Funk, A., Hormann, V., Dengler, M., Greatbatch, R. J., and Toole, J. M. (2011). Interannual atmospheric variability forced by the deep equatorial atlantic ocean. *Nature*, 473(7348):497–500.
- Brandt, P., Greatbatch, R. J., Claus, M., Didwischus, S.-H., Hormann, V., Funk, A., Hahn, J., Krahnemann, G., Fischer, J., and Körtzinger, A. (2012). Ventilation of the equatorial atlantic by the equatorial deep jets. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 117(C12).

- 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. (2018). Declining oxygen in the global ocean and coastal waters. *Science*, 359(6371).
- Brient, F. (2020). Reducing uncertainties in climate projections with emergent constraints: concepts, examples and prospects. *Advances in Atmospheric Sciences*, 37:1–15.
- Broccoli, A. J., Dahl, K. A., and Stouffer, R. J. (2006). Response of the itcz to northern hemisphere cooling. *Geophysical Research Letters*, 33(1).
- Buckley, M. W. and Marshall, J. (2016). Observations, inferences, and mechanisms of the atlantic meridional overturning circulation: A review. *Reviews of Geophysics*, 54(1):5–63.
- Cabré, A., Marinov, I., Bernardello, R., and Bianchi, D. (2015). Oxygen minimum zones in the tropical pacific across cmip5 models: mean state differences and climate change trends. *Biogeosciences*, 12(18):5429–5454.
- Cai, W., McPhaden, M. J., Grimm, A. M., Rodrigues, R. R., Taschetto, A. S., Garreaud, R. D., Dewitte, B., Poveda, G., Ham, Y.-G., Santoso, A., et al. (2020a). Climate impacts of the el niño–southern oscillation on south america. *Nature Reviews Earth & Environment*, 1(4):215–231.
- Cai, W., Ng, B., Geng, T., Wu, L., Santoso, A., and McPhaden, M. J. (2020b). Butterfly effect and a self-modulating el niño response to global warming. *Nature*, 585(7823):68–73.
- Cai, W., Santoso, A., Collins, M., Dewitte, B., Karamperidou, C., Kug, J.-S., Lengaigne, M., McPhaden, M. J., Stuecker, M. F., Taschetto, A. S., et al. (2021). Changing el niño–southern oscillation in a warming climate. *Nature Reviews Earth & Environment*, 2(9):628–644.
- Cai, W., Wang, G., Dewitte, B., Wu, L., Santoso, A., Takahashi, K., Yang, Y., Carréric, A., and McPhaden, M. J. (2018). Increased variability of eastern pacific el niño under greenhouse warming. *Nature*, 564(7735):201–206.
- Calvert, S. and Pedersen, T. (2007). Proxies in late cenozoic paleoceanography.
- Canfield, D. E. (2006). Models of oxic respiration, denitrification and sulfate reduction in zones of coastal upwelling. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 70(23):5753–5765.
- Caniupán, M., Villaseñor, T., Pantoja, S., Lange, C. B., Vargas, G., Muñoz, P., and Salamanca, M. (2009). Sedimentos laminados de la bahía mejillones como registro de cambios temporales en la productividad fitoplanctónica de los últimos ~ 200 años. *Revista chilena de historia natural*, 82(1):83–96.
- Capotondi, A., Wittenberg, A. T., Kug, J.-S., Takahashi, K., and McPhaden, M. J. (2020). ENSO diversity. *El Niño Southern Oscillation in a changing climate*, pages 65–86.
- Cardich, J., Sifeddine, A., Salvattecchi, R., Romero, D., Briceño-Zuluaga, F., Graco, M., Anculle, T., Almeida, C., and Gutiérrez, D. (2019). Multidecadal changes in marine subsurface oxygenation off central peru during the last ca. 170 years. *Frontiers in Marine Science*, 6:270.

- Carr, M.-E. (2001). Estimation of potential productivity in eastern boundary currents using remote sensing. *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, 49(1-3):59–80.
- Carr, M.-E. (2003). Simulation of carbon pathways in the planktonic ecosystem off peru during the 1997–1998 el niño and la niña. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 108(C12).
- Carré, M., Azzoug, M., Bentaleb, I., Chase, B. M., Fontugne, M., Jackson, D., Ledru, M.-P., Maldonado, A., Sachs, J. P., and Schauer, A. J. (2012). Mid-holocene mean climate in the south eastern pacific and its influence on south america. *Quaternary International*, 253:55–66.
- Carré, M., Sachs, J. P., Purca, S., Schauer, A. J., Braconnot, P., Falcón, R. A., Julien, M., and Lavallée, D. (2014). Holocene history of enso variance and asymmetry in the eastern tropical pacific. *Science*, 345(6200):1045–1048.
- Carreric, A. (2019). *Enso diversity and global warming*. PhD thesis, Université Paul Sabatier-Toulouse III.
- Carton, J. A., Chepurin, G. A., and Chen, L. (2018). Soda3: A new ocean climate reanalysis. *Journal of Climate*, 31(17):6967–6983.
- Castro-González, M. and Farías, L. (2004). N<sub>2</sub>O cycling at the core of the oxygen minimum zone off northern chile. *Marine Ecology Progress Series*, 280:1–11.
- Chavez, F., Strutton, P., Friederich, G., Feely, R., Feldman, G., Foley, D., and McPhaden, M. (1999). Biological and chemical response of the equatorial pacific ocean to the 1997-98 el niño. *Science*, 286(5447):2126–2131.
- Chavez, F. P., Bertrand, A., Guevara-Carrasco, R., Soler, P., and Csirke, J. (2008). The northern humboldt current system: Brief history, present status and a view towards the future.
- Chen, C., Cane, M. A., Wittenberg, A. T., and Chen, D. (2017). Enso in the cmip5 simulations: Life cycles, diversity, and responses to climate change. *Journal of Climate*, 30(2):775–801.
- Christensen, J. H., Kanikicharla, K. K., Aldrian, E., An, S. I., Cavalcanti, I. F. A., de Castro, M., Dong, W., Goswami, P., Hall, A., Kanyanga, J. K., et al. (2013). Climate phenomena and their relevance for future regional climate change. In *Climate change 2013 the physical science basis: Working group I contribution to the fifth assessment report of the intergovernmental panel on climate change*, pages 1217–1308. Cambridge University Press.
- Clarke, A. J. and Van Gorder, S. (1994). On enso coastal currents and sea levels. *Journal of Physical Oceanography*, 24(3):661–680.
- Cobb, K. M., Westphal, N., Sayani, H. R., Watson, J. T., Di Lorenzo, E., Cheng, H., Edwards, R., and Charles, C. D. (2013). Highly variable el niño–southern oscillation throughout the holocene. *Science*, 339(6115):67–70.
- Cocco, V., Joos, F., Steinacher, M., Frölicher, T. L., Bopp, L., Dunne, J., Gehlen, M., Heinze, C., Orr, J., Oschlies, A., et al. (2013). Oxygen and indicators of stress for marine life in multi-model global warming projections. *Biogeosciences*, 10(3):1849–1868.

- Codispoti, L. and Christensen, J. (1985). Nitrification, denitrification and nitrous oxide cycling in the eastern tropical south pacific ocean. *Marine chemistry*, 16(4):277–300.
- Codispoti, L. A., Brandes, J., Christensen, J. P., Devol, A. H., Naqvi, S. W. A., Paerl, H., and Yoshinari, T. (2001). The oceanic fixed nitrogen and nitrous oxide budgets: moving targets as we enter the anthropocene? *Scientia Marina*, 65(S2):85–105.
- Colas, F., Capet, X., McWilliams, J., and Shchepetkin, A. (2008). 1997–1998 el niño off peru: A numerical study. *Progress in Oceanography*, 79(2-4):138–155.
- Conejero, C., Dewitte, B., Garçon, V., Sudre, J., and Montes, I. (2020). Enso diversity driving low-frequency change in mesoscale activity off peru and chile. *Scientific Reports*, 10(1):1–13.
- Cox, P. M. (2019). Emergent constraints on climate-carbon cycle feedbacks. *Current climate change reports*, 5(4):275–281.
- Cronin, T., Hayo, K., Thunell, R., Dwyer, G., Saenger, C., and Willard, D. (2010). The medieval climate anomaly and little ice age in chesapeake bay and the north atlantic ocean. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 297(2):299–310.
- Cronin, T. M., Dwyer, G. S., Kamiya, T., Schwede, S., and Willard, D. A. (2003). Medieval warm period, little ice age and 20th century temperature variability from chesapeake bay. *Global and Planetary Change*, 36(1-2):17–29.
- Dahl, K. A., Broccoli, A. J., and Stouffer, R. J. (2005). Assessing the role of north atlantic fresh-water forcing in millennial scale climate variability: A tropical atlantic perspective. *Climate dynamics*, 24:325–346.
- Dale, A. W., Graco, M., and Wallmann, K. (2017). Strong and dynamic benthic-pelagic coupling and feedbacks in a coastal upwelling system (peruvian shelf). *Frontiers in Marine Science*, 4:29.
- Dalsgaard, T., Stewart, F. J., Thamdrup, B., De Brabandere, L., Revsbech, N. P., Ulloa, O., Canfield, D. E., and DeLong, E. F. (2014). Oxygen at nanomolar levels reversibly suppresses process rates and gene expression in anammox and denitrification in the oxygen minimum zone off northern chile. *MBio*, 5(6).
- Danabasoglu, G., Landrum, L., Yeager, S. G., and Gent, P. R. (2019). Robust and nonrobust aspects of atlantic meridional overturning circulation variability and mechanisms in the community earth system model. *Journal of Climate*, 32(21):7349–7368.
- De La Maza, L. and Farías, L. (2023). The intensification of coastal hypoxia off central chile: Long term and high frequency variability. *Frontiers in Earth Science*, 10:929271.
- Delworth, T. L. and Mann, M. E. (2000). Observed and simulated multidecadal variability in the northern hemisphere. *Climate Dynamics*, 16(9):661.
- Delworth, T. L. and Zeng, F. (2016). The impact of the north atlantic oscillation on climate through its influence on the atlantic meridional overturning circulation. *Journal of Climate*, 29(3):941–962.



- Deser, C., Phillips, A. S., Alexander, M. A., and Smoliak, B. V. (2014). Projecting north american climate over the next 50 years: Uncertainty due to internal variability. *Journal of Climate*, 27(6):2271–2296.
- Deutsch, C., Brix, H., Ito, T., Frenzel, H., and Thompson, L. (2011). Climate-forced variability of ocean hypoxia. *science*, 333(6040):336–339.
- Deutsch, C., Penn, J. L., and Seibel, B. (2020). Metabolic trait diversity shapes marine biogeography. *Nature*, 585(7826):557–562.
- Dewitte, B., Choi, J., An, S.-I., and Thual, S. (2012a). Vertical structure variability and equatorial waves during central pacific and eastern pacific el niños in a coupled general circulation model. *Climate Dynamics*, 38:2275–2289.
- Dewitte, B., Illig, S., Renault, L., Goubanova, K., Takahashi, K., Gushchina, D., Mosquera, K., and Purca, S. (2011). Modes of covariability between sea surface temperature and wind stress intraseasonal anomalies along the coast of peru from satellite observations (2000–2008). *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 116(C4).
- Dewitte, B., Vazquez-Cuervo, J., Goubanova, K., Illig, S., Takahashi, K., Cambon, G., Purca, S., Correa, D., Gutiérrez, D., Sifeddine, A., et al. (2012b). Change in el niño flavours over 1958–2008: Implications for the long-term trend of the upwelling off peru. *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, 77:143–156.
- Dong, B., Sutton, R. T., and Scaife, A. A. (2006). Multidecadal modulation of el niño–southern oscillation (enso) variance by atlantic ocean sea surface temperatures. *Geophysical Research Letters*, 33(8).
- Dong, B.-W. and Sutton, R. (2002). Adjustment of the coupled ocean–atmosphere system to a sudden change in the thermohaline circulation. *Geophysical Research Letters*, 29(15):18–1.
- Duteil, O., Frenger, I., and Getzlaff, J. (2020). Intermediate water masses, a major supplier of oxygen for the eastern tropical pacific ocean. *Ocean Sci. Discuss*, 10.
- Duteil, O., Frenger, I., and Getzlaff, J. (2021). The riddle of eastern tropical pacific ocean oxygen levels: the role of the supply by intermediate-depth waters. *Ocean Science*, 17(5):1489–1507.
- Duteil, O., Oschlies, A., and Böning, C. W. (2018). Pacific decadal oscillation and recent oxygen decline in the eastern tropical pacific ocean. *Biogeosciences*, 15(23):7111–7126.
- Duteil, O., Schwarzkopf, F. U., Böning, C. W., and Oschlies, A. (2014). Major role of the equatorial current system in setting oxygen levels in the eastern tropical atlantic ocean: A high-resolution model study. *Geophysical Research Letters*, 41(6):2033–2040.
- Eissler, Y. and Quiñones, R. A. (1999). Microplanktonic respiration off northern chile during el niño 1997–1998. *Journal of Plankton Research*, 21(12):2263–2283.
- Emile-Geay, J., Cobb, K., Mann, M., and Wittenberg, A. (2013). Noaa/wds paleoclimatology - central equatorial pacific nino3.4 850 year sst reconstructions. hadsst2. *NOAA National Centers for Environmental Information*.

- Enfield, D. B., Mestas-Nuñez, A. M., and Trimble, P. J. (2001). The atlantic multidecadal oscillation and its relation to rainfall and river flows in the continental us. *Geophysical Research Letters*, 28(10):2077–2080.
- Escribano, R., Daneri, G., Farías, L., Gallardo, V. A., González, H. E., Gutiérrez, D., Lange, C. B., Morales, C. E., Pizarro, O., Ulloa, O., et al. (2004). Biological and chemical consequences of the 1997–1998 el niño in the chilean coastal upwelling system: a synthesis. *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, 51(20-21):2389–2411.
- Espinoza-Morriberón, D., Echevin, V., Colas, F., Tam, J., Gutierrez, D., Graco, M., Ledesma, J., and Quispe-Ccalluari, C. (2019). Oxygen variability during enso in the tropical south eastern pacific. *Frontiers in Marine Science*, 5:526.
- Espinoza-Morriberón, D., Echevin, V., Colas, F., Tam, J., Ledesma, J., Vásquez, L., and Graco, M. (2017). Impacts of el niño events on the peruvian upwelling system productivity. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 122(7):5423–5444.
- Eyring, V., Bony, S., Meehl, G. A., Senior, C. A., Stevens, B., Stouffer, R. J., and Taylor, K. E. (2016). Overview of the coupled model intercomparison project phase 6 (cmip6) experimental design and organization. *Geoscientific Model Development*, 9(5):1937–1958.
- Favier, V., Falvey, M., Rabatel, A., Praderio, E., and López, D. (2009). Interpreting discrepancies between discharge and precipitation in high-altitude area of chile's norte chico region (26–32° s). *Water Resources Research*, 45(2).
- Flynn, W. (1968). The determination of low levels of polonium-210 in environmental materials. *Analytica chimica acta*, 43:221–227.
- Folland, C., Renwick, J., Salinger, M., and Mullan, A. (2002). Relative influences of the interdecadal pacific oscillation and enso on the south pacific convergence zone. *Geophysical Research Letters*, 29(13):21–1.
- Friederich, G. E., Ledesma, J., Ulloa, O., and Chavez, F. P. (2008). Air–sea carbon dioxide fluxes in the coastal southeastern tropical pacific. *Progress in Oceanography*, 79(2-4):156–166.
- Fuenzalida, R., Schneider, W., Garcés-Vargas, J., Bravo, L., and Lange, C. (2009). Vertical and horizontal extension of the oxygen minimum zone in the eastern south pacific ocean. *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, 56(16):992–1003.
- Gallo, N. and Levin, L. (2016). Fish ecology and evolution in the world's oxygen minimum zones and implications of ocean deoxygenation. *Advances in marine biology*, 74:117–198.
- Garreaud, R., Rutllant, J., and Fuenzalida, H. (2002). Coastal lows along the subtropical west coast of south america: Mean structure and evolution. *Monthly Weather Review*, 130(1):75–88.
- Gibbs, J. W. (1899). Fourier's series. *Nature*, 59(1539):606–606.
- Glock, N., Erdem, Z., and Schönfeld, J. (2022). The peruvian oxygen minimum zone was similar in extent but weaker during the last glacial maximum than late holocene. *Communications Earth & Environment*, 3(1):307.

- González, H. E., Hebbeln, D., Iriarte, J. L., and Marchant, M. (2004). Downward fluxes of faecal material and microplankton at 2300 m depth in the oceanic area off coquimbo (30 s), chile, during 1993–1995. *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, 51(20-21):2457–2474.
- Graco, M. I., Purca, S., Dewitte, B., Castro, C. G., Morón, O., Ledesma, J., Flores, G., and Gutiérrez, D. (2017). The omz and nutrient features as a signature of interannual and low-frequency variability in the peruvian upwelling system.
- Grégoire, M., Garçon, V., Garcia, H., Breitburg, D., Isensee, K., Oschlies, A., Telszewski, M., Barth, A., Bittig, H. C., Carstensen, J., et al. (2021). A global ocean oxygen database and atlas for assessing and predicting deoxygenation and ocean health in the open and coastal ocean. *Frontiers in marine science*, page 1638.
- Gunther, E. R. (1936). A report on oceanographical investigations in the peru coastal current. *Discovery Rep.*, 13:107–276.
- Gutiérrez, D., Enríquez, E., Purca, S., Quipúzcoa, L., Marquina, R., Flores, G., and Graco, M. (2008). Oxygenation episodes on the continental shelf of central peru: Remote forcing and benthic ecosystem response. *Progress in Oceanography*, 79(2-4):177–189.
- Gutiérrez, D., Gallardo, V. A., Mayor, S., Neira, C., Vásquez, C., Sellanes, J., Rivas, M., Soto, A., Carrasco, F., and Baltazar, M. (2000). Effects of dissolved oxygen and fresh organic matter on the bioturbation potential of macrofauna in sublittoral sediments off central chile during the 1997/1998 el niño. *Marine Ecology Progress Series*, 202:81–99.
- Gutiérrez, D., Sifeddine, A., Field, D., Ortlieb, L., Vargas, G., Chavez, F. P., Velazco, F., Ferreira, V., Tapia, P., Salvatelli, R., et al. (2009). Rapid reorganization in ocean biogeochemistry off peru towards the end of the little ice age. *Biogeosciences*, 6(5):835–848.
- Gutknecht, E., Dadou, I., Le Vu, B., Cambon, G., Sudre, J., Garçon, V., Machu, E., Rixen, T., Kock, A., Flohr, A., et al. (2012). Coupled physical/biogeochemical modeling including o<sub>2</sub>-dependent processes in the eastern boundary upwelling systems: application in the benguela. *Biogeosciences Discussions*, 9(10).
- Gutknecht, E., Dadou, I., Marchesiello, P., Cambon, G., Le Vu, B., Sudre, J., Garçon, V., Machu, E., Rixen, T., Kock, A., et al. (2013). Nitrogen transfers off walvis bay: a 3-d coupled physical/biogeochemical modeling approach in the namibian upwelling system. *Biogeosciences*, 10(6):4117–4135.
- Hall, A., Cox, P., Huntingford, C., and Klein, S. (2019). Progressing emergent constraints on future climate change. *Nature Climate Change*, 9(4):269–278.
- Hall, A. and Qu, X. (2006). Using the current seasonal cycle to constrain snow albedo feedback in future climate change. *Geophysical Research Letters*, 33(3).
- Hansen, H. P. and Koroleff, F. (1999). Determination of nutrients. *Methods of seawater analysis*, pages 159–228.

- Hawkins, E. and Sutton, R. (2009). The potential to narrow uncertainty in regional climate predictions. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 90(8):1095–1108.
- Hebbeln, D., Marchant, M., and Wefer, G. (2000). Seasonal variations of the particle flux in the peru-chile current at 30 s under ‘normal’ and el niño conditions. *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, 47(9-11):2101–2128.
- Helly, J. J. and Levin, L. A. (2004). Global distribution of naturally occurring marine hypoxia on continental margins. *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, 51(9):1159–1168.
- Helm, K. P., Bindoff, N. L., and Church, J. A. (2011). Observed decreases in oxygen content of the global ocean. *Geophysical Research Letters*, 38(23).
- Henley, B. J., Gergis, J., Karoly, D. J., Power, S., Kennedy, J., and Folland, C. K. (2015). A tripole index for the interdecadal pacific oscillation. *Climate Dynamics*, 45(11-12):3077–3090.
- Hong, L., Zhang, L., Chen, Z., and Wu, L. (2014). Linkage between the pacific decadal oscillation and the low frequency variability of the pacific subtropical cell. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 119(6):3464–3477.
- Hu, S. and Fedorov, A. V. (2018). Cross-equatorial winds control el niño diversity and change. *Nature Climate Change*, 8(9):798–802.
- Huyer, A., Smith, R. L., and Paluszkiwicz, T. (1987). Coastal upwelling off peru during normal and el niño times, 1981–1984. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 92(C13):14297–14307.
- Ito, T., Minobe, S., Long, M. C., and Deutsch, C. (2017). Upper ocean o<sub>2</sub> trends: 1958–2015. *Geophysical Research Letters*, 44(9):4214–4223.
- Johnson, G. C. and Moore, D. W. (1997). The pacific subsurface countercurrents and an inertial model. *Journal of Physical Oceanography*, 27(11):2448–2459.
- Johnson, G. C. and Zhang, D. (2003). Structure of the atlantic ocean equatorial deep jets. *Journal of physical oceanography*, 33(3):600–609.
- Joos, F., Plattner, G.-K., Stocker, T. F., Körtzinger, A., and Wallace, D. W. (2003). Trends in marine dissolved oxygen: Implications for ocean circulation changes and the carbon budget. *Eos, Transactions American Geophysical Union*, 84(21):197–201.
- José, Y. S., Stramma, L., Schmidtko, S., and Oschlies, A. (2019). Enso-driven fluctuations in oxygen supply and vertical extent of oxygen-poor waters in the oxygen minimum zone of the eastern tropical south pacific. *Biogeosciences Discussions*, pages 1–20.
- Kalthoff, N., Bischoff-Gauß, I., Fiebig-Wittmaack, M., Fiedler, F., Thürauf, J., Novoa, E., Pizarro, C., Castillo, R., Gallardo, L., Rondanelli, R., et al. (2002). Mesoscale wind regimes in chile at 30 s. *Journal of Applied Meteorology*, 41(9):953–970.

- Kalvelage, T., Lavik, G., Jensen, M. M., Revsbech, N. P., Löscher, C., Schunck, H., Desai, D. K., Hauss, H., Kiko, R., Holtappels, M., et al. (2015). Aerobic microbial respiration in oceanic oxygen minimum zones. *PloS one*, 10(7):e0133526.
- Kalvelage, T., Lavik, G., Lam, P., Contreras, S., Arteaga, L., Löscher, C. R., Oeschies, A., Paulmier, A., Stramma, L., and Kuypers, M. M. (2013). Nitrogen cycling driven by organic matter export in the south pacific oxygen minimum zone. *Nature geoscience*, 6(3):228–234.
- Kämpf, J. and Chapman, P. (2016). *Upwelling systems of the world*. Springer.
- Karamperidou, C., Jin, F.-F., and Conroy, J. L. (2017). The importance of enso nonlinearities in tropical pacific response to external forcing. *Climate Dynamics*, 49:2695–2704.
- Karstensen, J., Stramma, L., and Visbeck, M. (2008). Oxygen minimum zones in the eastern tropical atlantic and pacific oceans. *Progress in Oceanography*, 77(4):331–350.
- Kay, J. E., Deser, C., Phillips, A., Mai, A., Hannay, C., Strand, G., Arblaster, J. M., Bates, S., Danabasoglu, G., Edwards, J., et al. (2015). The community earth system model (cesm) large ensemble project: A community resource for studying climate change in the presence of internal climate variability. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 96(8):1333–1349.
- Keeling, R. F., Körtzinger, A., and Gruber, N. (2010). Ocean deoxygenation in a warming world. *Annual review of marine science*, 2:199–229.
- Kemp, A. E. and Kemp, A. E. (1996). Palaeoclimatology and palaeoceanography from laminated sediments. Geological Society of London.
- Kessler, W. S. (2006). The circulation of the eastern tropical pacific: A review. *Progress in Oceanography*, 69(2-4):181–217.
- Kock, A., Arévalo-Martínez, D. L., Löscher, C. R., and Bange, H. W. (2016). Extreme n<sub>2</sub> o accumulation in the coastal oxygen minimum zone off peru. *Biogeosciences*, 13(3):827–840.
- Koutavas, A., Demenocal, P. B., Olive, G. C., and Lynch-Stieglitz, J. (2006). Mid-holocene el niño–southern oscillation (enso) attenuation revealed by individual foraminifera in eastern tropical pacific sediments. *Geology*, 34(12):993–996.
- Kubo, R. (1966). The fluctuation-dissipation theorem. *Reports on progress in physics*, 29(1):255.
- Kuypers, M. M., Lavik, G., and Thamdrup, B. (2006). Anaerobic ammonium oxidation in the marine environment. In *Past and present water column anoxia*, pages 311–335. Springer.
- Kwiatkowski, L., Bopp, L., Aumont, O., Ciais, P., Cox, P. M., Laufkötter, C., Li, Y., and Séférian, R. (2017). Emergent constraints on projections of declining primary production in the tropical oceans. *Nature Climate Change*, 7(5):355–358.
- Kwiatkowski, L., Torres, O., Bopp, L., Aumont, O., Chamberlain, M., Christian, J. R., Dunne, J. P., Gehlen, M., Ilyina, T., John, J. G., et al. (2020). Twenty-first century ocean warming, acidification, deoxygenation, and upper-ocean nutrient and primary production decline from cmip6 model projections. *Biogeosciences*, 17(13):3439–3470.

- Lam, P. and Kuypers, M. M. (2011). Microbial nitrogen cycling processes in oxygen minimum zones. *Annual review of marine science*, 3:317–345.
- Lam, P., Lavik, G., Jensen, M. M., van de Vossenberg, J., Schmid, M., Woebken, D., Gutiérrez, D., Amann, R., Jetten, M. S., and Kuypers, M. M. (2009). Revising the nitrogen cycle in the peruvian oxygen minimum zone. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 106(12):4752–4757.
- Li, W., Zhang, P., Ye, J., Li, L., and Baker, P. A. (2011). Impact of two different types of el niño events on the amazon climate and ecosystem productivity. *Journal of Plant Ecology*, 4(1-2):91–99.
- Li, X., Xie, S.-P., Gille, S. T., and Yoo, C. (2016). Atlantic-induced pan-tropical climate change over the past three decades. *Nature Climate Change*, 6(3):275–279.
- Liu, C. and Wang, Z. (2014). On the response of the global subduction rate to globalwarming in coupled climate models. *Advances in Atmospheric Sciences*, 31:211–218.
- Llanillo, P., Karstensen, J., Pelegrí, J. L., and Stramma, L. (2013). Physical and biogeochemical forcing of oxygen and nitrate changes during el niño/el viejo and la niña/la vieja upper-ocean phases in the tropical eastern south pacific along 86 w. *Biogeosciences*, 10(10):6339–6355.
- Llanillo, P., Pelegrí, J. L., Talley, L., Peña-Izquierdo, J., and Cordero, R. (2018). Oxygen pathways and budget for the eastern south pacific oxygen minimum zone. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 123(3):1722–1744.
- Long, M. C., Deutsch, C., and Ito, T. (2016). Finding forced trends in oceanic oxygen. *Global Biogeochemical Cycles*, 30(2):381–397.
- Lopez, H., Lee, S.-K., Kim, D., Wittenberg, A. T., and Yeh, S.-W. (2022). Projections of faster onset and slower decay of el niño in the 21st century. *Nature Communications*, 13(1):1915.
- Luebert, F. and Plischoff, P. (2006). *Sinopsis bioclimática y vegetacional de Chile*. Editorial Universitaria.
- Lukas, R. (1986). The termination of the equatorial undercurrent in the eastern pacific. *Progress in Oceanography*, 16(2):63–90.
- MacDonald, G. M. and Case, R. A. (2005). Variations in the pacific decadal oscillation over the past millennium. *Geophysical Research Letters*, 32(8).
- Mantua, N. J. and Hare, S. R. (2002). The pacific decadal oscillation. *Journal of oceanography*, 58:35–44.
- Marchant, M., Hebbeln, D., Giglio, S., Coloma, C., and González, H. E. (2004). Seasonal and inter-annual variability in the flux of planktic foraminifera in the humboldt current system off central chile (30 s). *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, 51(20-21):2441–2455.
- Matveeva, T., Gushchina, D., and Dewitte, B. (2018). The seasonal relationship between intra-seasonal tropical variability and enso in cmip5. *Geoscientific Model Development*, 11(6):2373–2392.

- Mazzullo, J., Meyer, A., and Kidd, R. (1988). New sediment classification scheme for the ocean drilling program. *Handbook for shipboard sedimentologists. ODP Tech. Note*, 8:45–67.
- McCreary, J. P., Lu, P., and Yu, Z. (2002). Dynamics of the pacific subsurface countercurrents. *Journal of Physical Oceanography*, 32(8):2379–2404.
- McGregor, S., Timmermann, A., England, M. H., Elison Timm, O., and Wittenberg, A. T. (2013). Inferred changes in el niño–southern oscillation variance over the past six centuries. *Climate of the Past*, 9(5):2269–2284.
- McManus, J., Berelson, W. M., Severmann, S., Poulson, R. L., Hammond, D. E., Klinkhammer, G. P., and Holm, C. (2006). Molybdenum and uranium geochemistry in continental margin sediments: paleoproxy potential. *Geochimica et Cosmochimica acta*, 70(18):4643–4662.
- Meijers, A. (2014). The southern ocean in the coupled model intercomparison project phase 5. *Philosophical Transactions of the Royal Society A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences*, 372(2019):20130296.
- Montecino, V. and Lange, C. B. (2009). The humboldt current system: Ecosystem components and processes, fisheries, and sediment studies. *Progress in Oceanography*, 83(1-4):65–79.
- Montecinos, A. and Aceituno, P. (2003). Seasonality of the enso-related rainfall variability in central chile and associated circulation anomalies. *Journal of climate*, 16(2):281–296.
- Montecinos, A., Díaz, A., and Aceituno, P. (2000). Seasonal diagnostic and predictability of rainfall in subtropical south america based on tropical pacific sst. *Journal of Climate*, 13(4):746–758.
- Montecinos, A., Kurgansky, M. V., Muñoz, C., and Takahashi, K. (2011). Non-enso interannual rainfall variability in central chile during austral winter. *Theoretical and Applied Climatology*, 106(3-4):557–568.
- Montecinos, A., Purca, S., and Pizarro, O. (2003). Interannual-to-interdecadal sea surface temperature variability along the western coast of south america. *Geophysical Research Letters*, 30(11).
- Montecinos, S., Gutiérrez, J., López-Cortés, F., and López, D. (2016). Climatic characteristics of the semi-arid coquimbo region in chile. *Journal of Arid Environments*, 126:7–11.
- Montes, I., Colas, F., Capet, X., and Schneider, W. (2010). On the pathways of the equatorial subsurface currents in the eastern equatorial pacific and their contributions to the peru-chile undercurrent. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 115(C9).
- Montes, I., Dewitte, B., Gutknecht, E., Paulmier, A., Dadou, I., Oschlies, A., and Garçon, V. (2014). High-resolution modeling of the eastern tropical pacific oxygen minimum zone: Sensitivity to the tropical oceanic circulation. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 119(8):5515–5532.
- Moon, J.-H., Song, Y. T., and Lee, H. (2015). Pdo and enso modulations intensified decadal sea level variability in the tropical pacific. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 120(12):8229–8237.

- Morales, C. E., Hormazábal, S. E., and Blanco, J. (1999). 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.
- Mortlock, R. A. and Froelich, P. N. (1989). A simple method for the rapid determination of biogenic opal in pelagic marine sediments. *Deep Sea Research Part A. Oceanographic Research Papers*, 36(9):1415–1426.
- Mosquera-Vásquez, K., Dewitte, B., and Illig, S. (2014). The central Pacific El Niño intraseasonal Kelvin wave. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 119(10):6605–6621.
- Msadek, R., Johns, W. E., Yeager, S. G., Danabasoglu, G., Delworth, T. L., and Rosati, A. (2013). The Atlantic meridional heat transport at 26.5°N and its relationship with the MOC in the Rapid Array and the GFDL and NCAR coupled models. *Journal of Climate*, 26(12):4335–4356.
- North, G. R., Bell, T. L., Cahalan, R. F., and Moeng, F. J. (1982). Sampling errors in the estimation of empirical orthogonal functions. *Monthly Weather Review*, 110(7):699–706.
- Ortega, C., Vargas, G., Rutllant, J. A., Jackson, D., and Méndez, C. (2012). Major hydrological regime change along the semiarid western coast of South America during the early Holocene. *Quaternary Research*, 78(3):513–527.
- Oschlies, A., Brandt, P., Stramma, L., and Schmidtko, S. (2018). Drivers and mechanisms of ocean deoxygenation. *Nature Geoscience*, 11(7):467–473.
- Parker, D., Folland, C., Scaife, A., Knight, J., Colman, A., Baines, P., and Dong, B. (2007). Decadal to multidecadal variability and the climate change background. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 112(D18).
- Paulmier, A. and Ruiz-Pino, D. (2009). Oxygen minimum zones (OMZs) in the modern ocean. *Progress in Oceanography*, 80(3-4):113–128.
- Payne, M. R., Barange, M., Cheung, W. W., MacKenzie, B. R., Batchelder, H. P., Cormon, X., Eddy, T. D., Fernandes, J. A., Hollowed, A. B., Jones, M. C., et al. (2016). Uncertainties in projecting climate-change impacts in marine ecosystems. *ICES Journal of Marine Science*, 73(5):1272–1282.
- Peterson, L. C., Haug, G. H., Hughen, K. A., and Rohl, U. (2000). Rapid changes in the hydrologic cycle of the tropical Atlantic during the last glacial. *Science*, 290(5498):1947–1951.
- Pitcher, G. C., Aguirre-Velarde, A., Breitburg, D., Cardich, J., Carstensen, J., Conley, D. J., Dewitte, B., Engel, A., Espinoza-Morriberón, D., Flores, G., et al. (2021). System controls of coastal and open ocean oxygen depletion. *Progress in Oceanography*, 197:102613.
- Pizarro, O., Clarke, A. J., and Van Gorder, S. (2001). El Niño sea level and currents along the South American coast: Comparison of observations with theory. *Journal of Physical Oceanography*, 31(7):1891–1903.



- Pizarro, O., Shaffer, G., Dewitte, B., and Ramos, M. (2002). Dynamics of seasonal and interannual variability of the peru-chile undercurrent. *Geophysical Research Letters*, 29(12):22–1.
- Pizarro-Koch, M., Pizarro, O., Dewitte, B., Montes, I., Ramos, M., Paulmier, A., and Garçon, V. (2019). 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.
- Prather, M., Derwent, R., Ehhalt, D., Fraser, P., Sanhueza, E., and Zhou, X. (1995). Chapter 2.2: Radiative forcing of climate change. *Climate Change*, pages 86–10.
- Ramos, M., Dewitte, B., Pizarro, O., and Garric, G. (2008). Vertical propagation of extratropical rossby waves during the 1997–1998 el niño off the west coast of south america in a medium-resolution ogcm simulation. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 113(C8).
- Rayner, N., Parker, D. E., Horton, E., Folland, C. K., Alexander, L. V., Rowell, D., Kent, E. C., and Kaplan, A. (2003). Global analyses of sea surface temperature, sea ice, and night marine air temperature since the late nineteenth century. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 108(D14).
- Renault, L., Dewitte, B., Falvey, M., Garreaud, R., Echevin, V., and Bonjean, F. (2009). Impact of atmospheric coastal jet off central chile on sea surface temperature from satellite observations (2000–2007). *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 114(C8).
- Ridgway, K., Dunn, J., and Wilkin, J. (2002). Ocean interpolation by four-dimensional weighted least squares—application to the waters around australasia. *Journal of atmospheric and oceanic technology*, 19(9):1357–1375.
- Ropelewski, C. F. and Halpert, M. S. (1987). Global and regional scale precipitation patterns associated with the el niño/southern oscillation. *Monthly weather review*, 115(8):1606–1626.
- Rowe, G. D., Firing, E., and Johnson, G. C. (2000). Pacific equatorial subsurface countercurrent velocity, transport, and potential vorticity. *Journal of Physical Oceanography*, 30(6):1172–1187.
- Rundel, P. W., Dillon, M. O., Palma, B., Mooney, H. A., Gulmon, S., and Ehleringer, J. (1991). The phytogeography and ecology of the coastal atacama and peruvian deserts. *Aliso: A Journal of Systematic and Evolutionary Botany*, 13(1):1–49.
- Rutllant, J. A., Fuenzalida, H., and Aceituno, P. (2003). Climate dynamics along the arid northern coast of chile: The 1997–1998 dinámica del clima de la región de antofagasta (diclima) experiment. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 108(D17).
- Sabatier, P., Dezileau, L., Blanchemanche, P., Siani, G., Condomines, M., Bentaleb, I., and Piquès, G. (2010). Holocene variations of radiocarbon reservoir ages in a mediterranean lagoonal system. *Radiocarbon*, 52(1):91–102.
- Schmidtko, S., Stramma, L., and Visbeck, M. (2017). Decline in global oceanic oxygen content during the past five decades. *Nature*, 542(7641):335–339.

- Schmittner, A., Appenzeller, C., and Stocker, T. F. (2000). Enhanced atlantic freshwater export during el niño. *Geophysical Research Letters*, 27(8):1163–1166.
- Schneider, N. and Cornuelle, B. D. (2005). The forcing of the pacific decadal oscillation. *Journal of Climate*, 18(21):4355–4373.
- Scholz, F., Hensen, C., Noffke, A., Rohde, A., Liebetrau, V., and Wallmann, K. (2011). Early diagenesis of redox-sensitive trace metals in the peru upwelling area—response to enso-related oxygen fluctuations in the water column. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 75(22):7257–7276.
- Schrader, H. and Gersonde, R. (1978). Diatoms and silicoflagellates. In *Zachariasse et al. Microplaeontological counting methods and techniques—an exercise on an eight metres section of the lower Pliocene of Capo Rossello. Sicily. Utrecht Micropal. Bull. 17.*, pages 129–176.
- Sellanes, J., Quiroga, E., Neira, C., and Gutierrez, D. (2007). Changes of macrobenthos composition under different enso cycle conditions on the continental shelf off central chile. *Continental Shelf Research*, 27(7):1002–1016.
- Shaffer, G., Hormazabal, S., Pizarro, O., and Salinas, S. (1999). Seasonal and interannual variability of currents and temperature off central chile. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 104(C12):29951–29961.
- Shin, N.-Y., Kug, J.-S., Stuecker, M. F., Jin, F.-F., Timmermann, A., and Kim, G.-I. (2022). More frequent central pacific el niño and stronger eastern pacific el niño in a warmer climate. *npj Climate and Atmospheric Science*, 5(1):101.
- Silva, N. and Neshyba, S. (1977). Corrientes superficiales frente a la costa austral de chile.
- Silva, N. and Neshyba, S. (1979). Masas de agua y circulación geostrófica frente a la costa de chile austral. *Instituto Antártico Chileno, Serie Científica*, 25:5–32.
- Silva, N., Rojas, N., and Fedele, A. (2009). Water masses in the humboldt current system: Properties, distribution, and the nitrate deficit as a chemical water mass tracer for equatorial subsurface water off chile. *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, 56(16):1004–1020.
- Sloyan, B. M. and Kamenkovich, I. V. (2007). Simulation of subantarctic mode and antarctic intermediate waters in climate models. *Journal of Climate*, 20(20):5061–5080.
- Smith, N., Kessler, W. S., Cravatte, S., Sprintall, J., Wijffels, S., Cronin, M. F., Sutton, A., Serra, Y. L., Dewitte, B., Strutton, P. G., et al. (2019). Tropical pacific observing system. *Frontiers in Marine Science*, page 31.
- Smith, R. L. (1983). Peru coastal currents during el niño: 1976 and 1982. *Science*, 221(4618):1397–1399.
- Sprintall, J., Cravatte, S., Dewitte, B., Du, Y., and Sen Gupta, A. (2020). Oceanic teleconnections, chapter 15. In *.<sup>El</sup> Nino in a Changing Climate.<sup>AGU</sup> Book, ISBN: 978-1-119-54816-4*, page 528. Springer.

- Srain, B., Pantoja, S., Sepúlveda, J., Lange, C., Muñoz, P., Summons, R., McKay, J., and Salamanca, M. (2015). Interdecadal changes in intensity of the oxygen minimum zone off concepción, chile ( $\sim 36^\circ$  s), over the last century. *Biogeosciences*, 12(20):6045–6058.
- Stammer, D., Bracco, A., AchutaRao, K., Beal, L., Bindoff, N. L., Braconnot, P., Cai, W., Chen, D., Collins, M., Danabasoglu, G., et al. (2019). Ocean climate observing requirements in support of climate research and climate information. *Frontiers in Marine Science*, 6:444.
- Stramma, L., Johnson, G. C., Sprintall, J., and Mohrholz, V. (2008). Expanding oxygen-minimum zones in the tropical oceans. *science*, 320(5876):655–658.
- Stramma, L., Prince, E. D., Schmidtko, S., Luo, J., Hoolihan, J. P., Visbeck, M., Wallace, D. W., Brandt, P., and Körtzinger, A. (2012). Expansion of oxygen minimum zones may reduce available habitat for tropical pelagic fishes. *Nature Climate Change*, 2(1):33–37.
- Stramma, L., Schmidtko, S., Levin, L. A., and Johnson, G. C. (2010). Ocean oxygen minima expansions and their biological impacts. *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, 57(4):587–595.
- Strub, P., Mesias, J., Montecino, V., and Rutlland, J. (1998). Coastal ocean circulation off western south america. In Robinson, A., B. K., editor, *The Global coastal ocean*, First Workshop on Coastal Ocean Advanced Science and Technology Studies (COASTS) IOC, Liege. John Wiley Sons, Inc.
- Sulca, J., Takahashi, K., Espinoza, J.-C., Vuille, M., and Lavado-Casimiro, W. (2018). Impacts of different enso flavors and tropical pacific convection variability (itcz, spcz) on austral summer rainfall in south america, with a focus on peru. *International Journal of Climatology*, 38(1):420–435.
- Takahashi, K., Montecinos, A., Goubanova, K., and Dewitte, B. (2011). Enso regimes: Reinterpreting the canonical and modoki el niño. *Geophysical Research Letters*, 38(10).
- Taylor, K. E., Stouffer, R. J., and Meehl, G. A. (2012). An overview of cmip5 and the experiment design. *Bulletin of the American meteorological Society*, 93(4):485–498.
- Tedeschi, R. G., Grimm, A. M., and Cavalcanti, I. F. (2015). Influence of central and east enso on extreme events of precipitation in south america during austral spring and summer. *International Journal of Climatology*, 35(8):2045–2064.
- Thamdrup, B. and Dalsgaard, T. (2000). The fate of ammonium in anoxic manganese oxide-rich marine sediment. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 64(24):4157–4164.
- Thibodeau, B. (2020). Change in the atlantic meridional overturning circulation over the last 1,500 years. In *Japanese Geophysical Union-American Geophysical Union (JpGU-AGU) Joint Meeting Joint Meeting, Virtual Meeting*. Japan Geoscience Union.
- Thomas, A., Blanco, J., Carr, M., Strub, P. T., and Osses, J. (2001). Satellite-measured chlorophyll and temperature variability off northern chile during the 1996–1998 la niña and el niño. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 106(C1):899–915.

- Tiano, L., Garcia-Robledo, E., Dalsgaard, T., Devol, A. H., Ward, B. B., Ulloa, O., Canfield, D. E., and Revsbech, N. P. (2014). Oxygen distribution and aerobic respiration in the north and south eastern tropical pacific oxygen minimum zones. *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, 94:173–183.
- Timmermann, A., An, S., Krebs, U., and Goosse, H. (2005a). ENSO suppression due to weakening of the north atlantic thermohaline circulation. *Journal of Climate*, 18(16):3122–3139.
- Timmermann, A., Krebs, U., Justino, F., Goosse, H., and Ivanochko, T. (2005b). Mechanisms for millennial-scale global synchronization during the last glacial period. *Paleoceanography*, 20(4).
- Timmermann, A., Okumura, Y., An, S.-I., Clement, A., Dong, B., Guilyardi, E., Hu, A., Jungclauss, J., Renold, M., Stocker, T. F., et al. (2007). The influence of a weakening of the atlantic meridional overturning circulation on ENSO. *Journal of climate*, 20(19):4899–4919.
- Trenberth, K. (2016). The climate data guide: Nino SST indices (Nino 1+2, 3, 3.4, 4; ONI and TNI).
- Tsuchiya, M. (1972). A subsurface north equatorial countercurrent in the eastern pacific ocean. *Journal of Geophysical Research*, 77(30):5981–5986.
- Tsuchiya, M. (1975). Subsurface countercurrents in the eastern equatorial pacific ocean.
- Tsuchiya, M. (1985). The subthermocline phosphate distribution and circulation in the far eastern equatorial pacific ocean. *Deep Sea Research Part A. Oceanographic Research Papers*, 32(3):299–313.
- Ulloa, O., Escribano, R., Hormazabal, S., Quinones, R. A., González, R. R., and Ramos, M. (2001). Evolution and biological effects of the 1997–98 El Niño in the upwelling ecosystem off northern Chile. *Geophysical Research Letters*, 28(8):1591–1594.
- Ulloa, O. and Pantoja, S. (2009). The oxygen minimum zone of the eastern south pacific. *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, 56(16):987–991.
- Vargas, G., Ortlieb, L., Pichon, J. J., Bertaux, J., and Pujos, M. (2004). Sedimentary facies and high resolution primary production inferences from laminated diatomaceous sediments off northern Chile (23°S). *Marine Geology*, 211(1-2):79–99.
- Vargas, G., Pantoja, S., Rutllant, J. A., Lange, C. B., and Ortlieb, L. (2007). Enhancement of coastal upwelling and interdecadal ENSO-like variability in the Peru-Chile current since late 19th century. *Geophysical Research Letters*, 34(13).
- Vecchi, G. A. and Wittenberg, A. T. (2010). El Niño and our future climate: where do we stand? *Wiley Interdisciplinary Reviews: Climate Change*, 1(2):260–270.
- Vergara, O., Dewitte, B., Montes, I., Garçon, V., Ramos, M., Paulmier, A., and Pizarro, O. (2016). Seasonal variability of the oxygen minimum zone off Peru in a high-resolution regional coupled model. *Biogeosciences*, 13(15):4389–4410.
- Vergara, O., Dewitte, B., Ramos, M., and Pizarro, O. (2017). Vertical energy flux at ENSO time scales in the subthermocline of the southeastern pacific. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 122(7):6011–6038.

- Weiss, R. (1970). The solubility of nitrogen, oxygen and argon in water and seawater. In *Deep sea research and oceanographic abstracts*, volume 17, pages 721–735. Elsevier.
- Wenzel, S., Cox, P. M., Eyring, V., and Friedlingstein, P. (2014). Emergent constraints on climate-carbon cycle feedbacks in the cmip5 earth system models. *Journal of Geophysical Research: Biogeosciences*, 119(5):794–807.
- White, W. B. and Cayan, D. R. (2000). A global el niño-southern oscillation wave in surface temperature and pressure and its interdecadal modulation from 1900 to 1997. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 105(C5):11223–11242.
- Wishner, K. F., Seibel, B., and Outram, D. (2020). Ocean deoxygenation and copepods: coping with oxygen minimum zone variability. *Biogeosciences*, 17(8):2315–2339.
- Wyrtki, K. (1963). *The horizontal and vertical field of motion in the Peru Current*. University of California Press.
- Xu, K., Huang, R. X., Wang, W., Zhu, C., and Lu, R. (2017). Thermocline fluctuations in the equatorial pacific related to the two types of el niño events. *Journal of Climate*, 30(17):6611–6627.
- Yeager, S. and Danabasoglu, G. (2014). The origins of late-twentieth-century variations in the large-scale north atlantic circulation. *Journal of Climate*, 27(9):3222–3247.
- Zhang, R. and Delworth, T. L. (2005). Simulated tropical response to a substantial weakening of the atlantic thermohaline circulation. *Journal of climate*, 18(12):1853–1860.
- Zhang, R., Sutton, R., Danabasoglu, G., Kwon, Y.-O., Marsh, R., Yeager, S. G., Amrhein, D. E., and Little, C. M. (2019). A review of the role of the atlantic meridional overturning circulation in atlantic multidecadal variability and associated climate impacts. *Reviews of Geophysics*, 57(2):316–375.
- Zhu, C., Liu, Z., and Gu, S. (2018). Model bias for south atlantic antarctic intermediate water in cmip5. *Climate Dynamics*, 50:3613–3624.

## A. Anexo

### A.0.1. Análisis del testigo sedimentario

La actividad del plomo ( $^{210}\text{Pb}$ ) fue cuantificada usando espectroscopia alfa del isótopo hija ( $^{210}\text{Po}$ ) en equilibrio secular con  $^{210}\text{Pb}$ , usando  $^{209}\text{Po}$  como un trazador (Flynn, 1968). Las muestras liofilizadas fueron digeridas con ácido clorhídrico 1,5 normal. A esta solución, se le agrega ácido ascórbico y se deja a una temperatura de  $\sim 75^\circ\text{C}$  en un agitador magnético, en el fondo del recipiente con la solución se incorporan láminas de plata, en las cuales se acumulará el plomo. Este procedimiento químico dura aproximadamente tres horas. Una vez finalizado, las láminas de plata son llevadas a conteo. El conteo se realizó usando el espectrómetro alfa CANBERRA QUAD del laboratorio de Oceanografía Química de la Universidad de Concepción. La actividad de  $^{210}\text{Po}$  fue calculada usando la razón entre el radionucleido natural ( $^{210}\text{Pb}$ ) y el traza ( $^{209}\text{Po}$ ), la cual es multiplicada por la actividad del traza luego del tratamiento químico. Se debe considerar que durante el período entre el tratamiento químico y el conteo existe decaimiento de  $^{210}\text{Po}$  (vida media de 138 días), además, durante el período entre el muestreo y el tratamiento químico hay decaimiento de  $^{210}\text{Pb}$  (vida media de 22,3 años). Debido los decaimientos de  $^{210}\text{Po}$  y  $^{210}\text{Pb}$ , se hicieron correcciones para el conteo durante estos dos períodos. Finalmente las edades fueron calculadas usando:

$$I = \sum A_i \rho_i h_i$$

Aquí,  $A_i$  es  $^{210}\text{Pb}_{xs}$  ( $dpm\ g^{-1}$ , actividad en exceso),  $\rho_i$  es la densidad aparente para el intervalo  $i$  ( $g\ cm^{-3}$ ),  $h$  es el grosor del intervalo ( $cm$ ). Aquí las actividades en exceso son calculadas como el total de  $^{210}\text{Pb}$  menos la actividad de su padre  $^{226}\text{Ra}$ .

Las muestras para las mediciones de radio-carbono fueron secadas en frío y lavadas sobre una grilla de tamiz de  $63\ \mu m$ , posterior al lavado se secaron a  $50^\circ\text{C}$ . Se usaron  $2\ mg$  de foraminíferos planctónicos de la mezcla de  $125 - 150\ \mu m$  de tamaño. Las muestras fueron enviadas al National

Ocean Sciences AMS Facility (NOSAMS) de Woods Hole Oceanographic Institution (WHOI). Aquí, la Fracción Moderna (Fm) fue corregida por el valor de  $\delta^{13}\text{C}$ , y las edades fueron calculadas usando una vida media del radio-carbono de 5568 años. Además, la escala de tiempo fue obtenida de acuerdo al mejor ajuste entre  $^{210}\text{Pb}_{\text{xs}}$  y  $^{14}\text{C}$  usando el software CLAM 2.2. Se consideró una desviación entre las edades del reservorio y la edad promedio global del reservorio (DR) de  $441 \pm 35$  años (Sabatier et al., 2010). Esto fue calculado restando la edad de  $^{14}\text{C}$  correspondiente a las fechas históricas 1828 (AD) y 1908 (AD) de la edad aparente de  $^{14}\text{C}$  de foraminíferos a 5 cm y 10 cm para BC117 y BGGC5 respectivamente.

El tamaño de grano fue calculado utilizando un analizador láser de partículas Mastersizer 2000 acoplado a un Hydro 2000-G Malvern en el laboratorio de sedimentología de la Universidad de Chile. La simetría, clasificación y curtosis fueron calculadas utilizando el software estadístico GRADISTAT, el cual incluye todos los espectros de tamaño de partícula.

Los análisis de elementos traza fueron realizados por ICP-MS (Espectrometría de Masas de Plasma Acoplado Inductivamente) y se llevaron a cabo en Université de Montpellier 2, France (OSU OREME/AETE regional facilities) utilizando un Agilent 7700x. Aproximadamente 50 mg de muestras y materiales de referencia geoquímicos (UBN, BEN y MAG1) se disolvieron dos veces usando un concentrado de  $\text{HF-HNO}_3\text{HClO}_4$  (1 : 1 : 0,1) en un vaso precipitado Savillex de teflón con tapa de rosca a 120°C sobre un plato caliente durante 48 horas. Luego, las muestras fueron sometidas a tres etapas de evaporación para así remover el flúor. Antes de realizar el análisis, las muestras fueron disueltas en 2 ml de  $\text{HNO}_3$  concentrado y transferidas a botellas de polipropileno de 20 ml. La preparación final de las muestras se realizó mediante dilución con agua ultra-pura en una razón de 1 : 4000 o 1 : 5000 y la adición de un peso conocido de solución de estándar interno de 1 ppb de In y Bi. La estandarización interna usa una solución ultra-pura enriquecida en In y Bi, elementos cuya abundancia natural en muestras geológicas no contribuyen significativamente al estándar interno agregado. Esto se usa para estimar variaciones dependientes de la masa, ya sea de origen instrumental o de la matriz, durante el análisis. Para el análisis de la muestra, se utiliza una bomba peristáltica, un micro-nebulizador y una cámara enfriada de doble paso tipo Scott. El tiempo de consumo (45 segundos) se establece para facilitar señales estables del analito antes de

un análisis de 120 segundos para cada muestra. Elementos con masa atómica inferior a 80 se analizaron en modo de colisión utilizando He; elementos más pesados fueron analizados en un modo sin gas. Por otro lado, se estableció un procedimiento de lavado, que consiste en 60 segundos con 10% HNO<sub>3</sub> y 120 segundos con 2% HNO<sub>3</sub> para alcanzar el nivel blanco del instrumento. El tiempo total para el análisis de una solución de muestra única es de 3 minutos. Las concentraciones medias para las muestras analizadas se determinaron mediante calibraciones externas preparadas diariamente a partir de soluciones multi-elementales y mono-elementales, con concentraciones en el rango de 0,05 – 10 *ppb* para elementos traza y 1 – 10 *ppm* para elementos mayores. Las interferencias poli-atómicas se controlaron haciendo funcionar la máquina a un nivel de producción de óxido < 1%. Las precisiones analíticas típicas alcanzadas por esta técnica son generalmente entre 1% y 3%. La precisión se ha evaluado con un análisis de materiales de referencia internacionales y los resultados muestran un acuerdo generalmente mejor que ±5% con los valores de referencia.

Para el material orgánico, se realizaron análisis de carbono orgánico total (TOC) e isótopos estables ( $\delta^{13}C$  y  $\delta^{15}N$ ) en el Institut für Geographie, Friedrich Alexander Universität (FAU) Erlangen-Nürnberg, Alemania. El material liofilizado se transfirió a cápsulas de estaño y plata para el análisis de N y C respectivamente, este se calentó a 1060°C en un flujo continuo de helio en un analizador elemental (NC2500, Carlo Erba), en presencia de óxido de cromo y óxido de cobalto plateado. Los gases resultantes se pasaron sobre alambres de cobre a 650°C para reducir el nitrógeno y el exceso de oxígeno. Luego, el vapor de agua quedó atrapado con Mg(ClO<sub>4</sub>)<sub>2</sub> y los gases restantes (N<sub>2</sub> y CO<sub>2</sub>) se separaron en una columna de cromatografía de gases a 45°C. Los gases N<sub>2</sub> y CO<sub>2</sub> se pasaron sucesivamente a través de una interfaz ConFloII en el espectrómetro de razón de masa de isótopo (Delta Plus, Thermo-Finnigan) y analizado isotópicamente. Los contenidos de carbono y nitrógeno se determinaron a partir de la razón de máximo por área y masa de la muestra, estas mediciones se calibraron con los estándares elementales ciclohexanona-2,4-dinitrofenilhidrazona (C<sub>12</sub>H<sub>14</sub>N<sub>4</sub>O<sub>4</sub>) y atropina (C<sub>17</sub>H<sub>23</sub>NO<sub>3</sub>) (Thermo Quest). Un estándar interno orgánico hecho en laboratorio (peptona) con composición isotópica conocida se usó para las calibraciones isotópicas finales. Las relaciones de isótopos estables se informan en la notación  $\delta$  como la desviación con respecto a los estándares internacionales (Vienna Pee Dee Belemnite para  $\delta^{13}C$



y N<sub>2</sub> atmosférico para  $\delta^{15}\text{N}$ ), entonces:

$$\delta^{13}\text{C} \text{ o } \delta^{15}\text{N} = \left( \frac{\text{muestra } R}{\text{estandar } R} - 1 \right) \times 103$$

en donde R es 13C para el numerador y 12C para el denominador o 15N para el numerador y 14N para el denominador, respectivamente. La precisión típica de los análisis fue de  $\pm 0,1$  ppm para  $\delta^{15}\text{N}$  y  $\delta^{13}\text{C}$ .

El ópalo biogénico se estimó siguiendo el procedimiento descrito por Mortlock and Froelich 1989 con una ligera modificación, esta consiste en extraer 50 mg de sedimento con 1 M de NaOH en lugar de 2 M de Na<sub>2</sub>CO<sub>3</sub>, a 85°C durante 5 horas. La extracción y el análisis por espectrofotometría de molibdato-azul (Hansen and Koroleff, 1999) se realizaron en los laboratorios de Geoquímica y Paleoceanografía orgánica marina, Universidad de Concepción, Chile. Los valores se expresan como ópalo biogénico multiplicando el Si (%) por 2,4. La precisión analítica fue de  $\pm 0,5$ %. Las tasas de acumulación se determinaron en función de las tasas de acumulación de masa de sedimentos y la cantidad de ópalo en cada sección del núcleo en %.

Las mediciones de micro-fósiles se llevaron a cabo siguiendo el protocolo del Programa de Perforación Oceánica (ODP) descrito por Mazzullo et al. 1988, con esta información se seleccionaron algunas secciones de BGGC5 cada  $\sim 4, 8$  y  $12$  cm y para BC117 cada  $\sim 6$  cm para el estudio de abundancias cuantitativas de micro-fósiles (diatomeas, silicoflagelados, espículas de esponja, criófitos y fitolitos). En resumen, se trataron  $\sim 0,5$  g de sedimento liofilizado de acuerdo con Schrader and Gersonde 1978 para micro-fósiles silíceos. Los micro-fósiles silíceos fueron identificados y contados bajo un microscopio Olympus CX31 con contraste de fase. Se contó 1/5 de los portaobjetos a 400X para micro-fósiles silíceos y se contó un transecto a 1000X para esporas en reposo de *Chaetoceros* (esporas en reposo de Ch.). Se contaron dos portaobjetos por muestra. El error de conteo estimado fue de 15%. La abundancia total de diatomeas se da en válvulas g<sup>-1</sup> de sedimentos secos.

### A.0.2. Razones isotópicas

Las razones elementales fueron normalizadas al dividir el valor de la concentración del metal traza por el valor de la concentración de aluminio (Al) en el sedimento. Aquí, el aluminio es utilizado para estimar el contenido de material litogénico total gracias a su comportamiento conservativo. Así, la razón (*elemento*)/Al puede entregar información sobre el enriquecimiento y pérdida de un elemento respecto a su contenido en la corteza terrestre.

El renio (Re) y uranio (U) ocurren en por lo menos dos estados de oxidación y son probablemente eliminados de la solución hacia los sedimentos de fondo como el estado de oxidación menor, y menos soluble. La distribución vertical de estos elementos muestra una menor participación en ciclos biogeoquímicos en la superficie. Esto se traduce a un comportamiento conservativo en superficie bajo condiciones óxicas. El Re y U, bajo condiciones subóxicas (bajas concentraciones de oxígeno disuelto y sin la presencia de sulfuro) se acumulan en los sedimentos por sobre su abundancia en la corteza. Esto se observa en el aumento de sus concentraciones en agua de poro en zonas donde las concentraciones de los oxihidróxidos de hierro (Fe) disminuyen. El Re es entregado a los sedimentos por difusión de las aguas de fondo y tras ser removido de las aguas de poro en los sedimentos por la reducción de Re(VII) a Re(IV). U es entregado a los sedimentos por difusión de las aguas de fondo. Experimentos han observado una reducción bacteriana, en presencia de ácido sulfhídrico (H<sub>2</sub>S), de U(VI) a U(IV). Los sumideros subóxicos de U están controlados por el flujo de material orgánico (MO) y por las concentraciones de estos en los sedimentos. Por ejemplo, en condiciones donde el agua de fondo es oxigenada, el oxígeno disuelto es consumido por completo en las aguas de poro a un nivel subsuperficial. El incremento de MO causa que el borde subóxico se superficialice, fortaleciendo el gradiente de U disuelto de las aguas de fondo. Esto produce un incremento en la fijación de U en la zona subóxica de las aguas de poro.

El cadmio (Cd) y níquel (Ni) son elementos calcófilos que se concentran en depósitos de sulfuros en la corteza terrestre. Un elemento calcófilo, es un elemento con una fuerte afinidad con el azufre (S). El Cd y Ni se comportan como micro-nutrientes, siendo removidos de las aguas superficiales por el crecimiento de plancton y liberados de los depósitos de desechos orgánicos en la parte

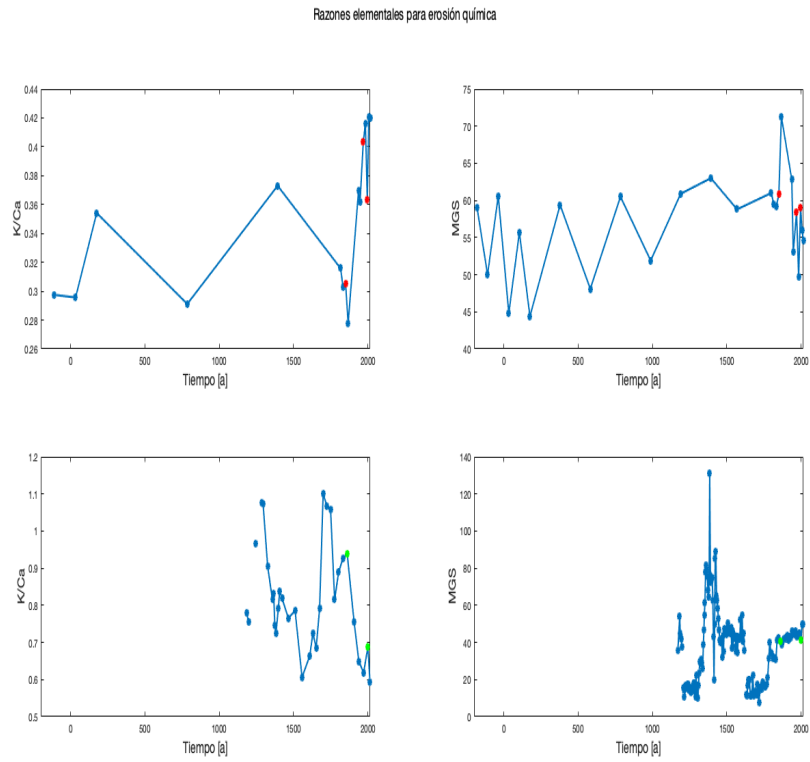
superior de la columna de agua. En cuencas anóxicas, las concentraciones de Cd disuelto disminuyen drásticamente. Estas disminuciones se asocian a la precipitación de los respectivos sulfuros sólidos (CdS) en presencia de sulfuros disueltos. Por otro lado, la concentración de Ni disuelto no disminuye en cuencas anóxicas, sin embargo, existen sulfuros insolubles que en presencia de sulfuro disuelto pueden limitar su concentración. Así, se espera que las concentraciones de Cd sean mayores que aquellas de sedimento detrítico bajo condiciones anóxicas. Para Ni, se observan enriquecimientos en cuencas donde la presencia de sedimentos es casi nula.

Las concentraciones de molibdeno (Mo) en el océano Pacífico muestran un ligero agotamiento en aguas superficiales, implicando una participación menor en los ciclos biogeoquímicos. El Mo es enriquecido en sedimentos marinos en presencia de sulfuro disuelto, el cual puede aumentar su concentración en niveles subsuperficiales de los sedimentos del margen continental. Aquí, el Mo de la agua de poro es consumido y las concentraciones de la fase sólida de Mo aumentan bajo la zona de reciclaje de oxihidróxidos de manganeso (Mn).

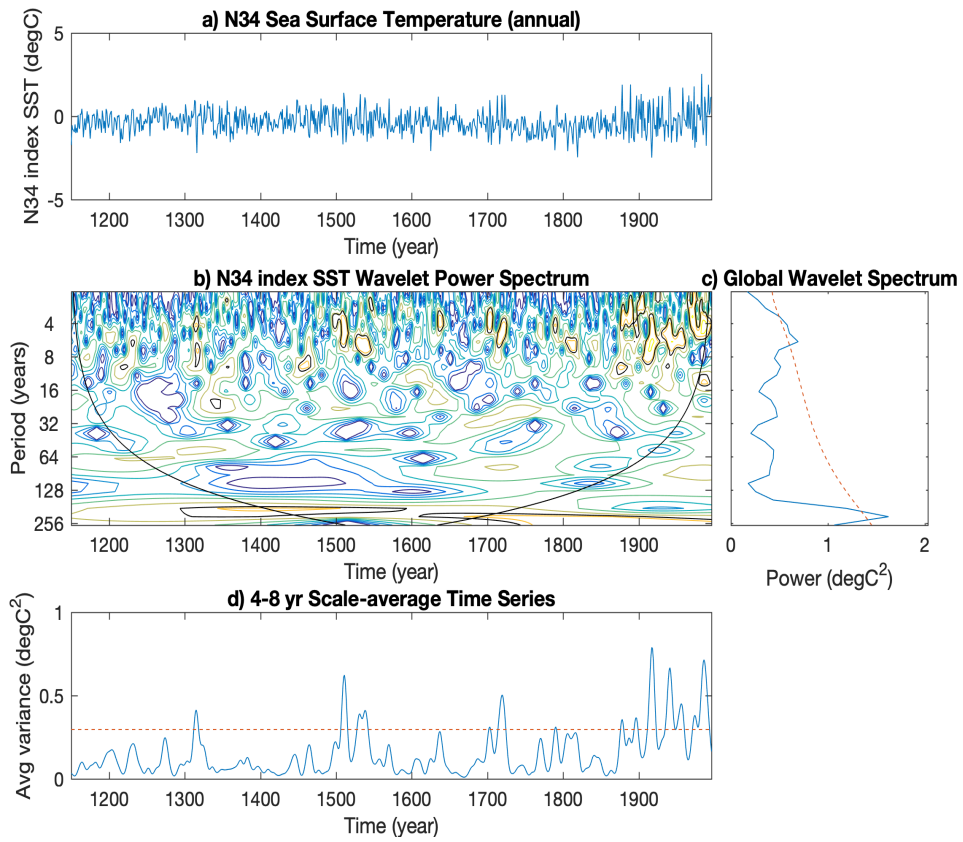
El potasio (K) es relativamente abundante en feldespatos, mientras que es relativamente bajo en kaolinitas. Esto es un proxy para el clima del pasado y las tasas de precipitación. La presencia abundante de kaolinitas muestra un período cálido/húmedo, mientras que la presencia de feldespato se asocia a un período seco. Los elementos contenedores de K son más estables durante erosión química que elementos contenedores de calcio (Ca).

Finalmente, la acumulación de calcio (Ca) en los sedimentos también depende de la cantidad de organismos carbonatados en la productividad de la zona, y por lo tanto también puede utilizarse como un proxy para estudiar la paleo-productividad en dicha región.

## B. Material suplementario B



**Figura B.1:** Razones elementales de Potasio/Calcio y Tamaño de Grano para el testigo de Guanqueiros (paneles superiores) y para un testigo en la bahía de Coquimbo (este no fue incorporado en este estudio; la figura fue extraída de una investigación previa).



**Figura B.2:** Análisis de ondeletas: (a) Serie de tiempo del índice N34 con la tendencia a largo plazo removida. (b) Mapa espectral frecuencia-tiempo para el índice N34, los colores cálidos (fríos) muestran un mayor (menor) poder espectral, los contornos negros indican regiones significativas. (c) Gráfica del Espectro Global de la Ondeleta (línea azul) contra el ruido rojo (línea roja) escogido para el análisis de significancia. (d) Similar al panel en (c), pero enfocado en las periodicidades de 4 – 8 años

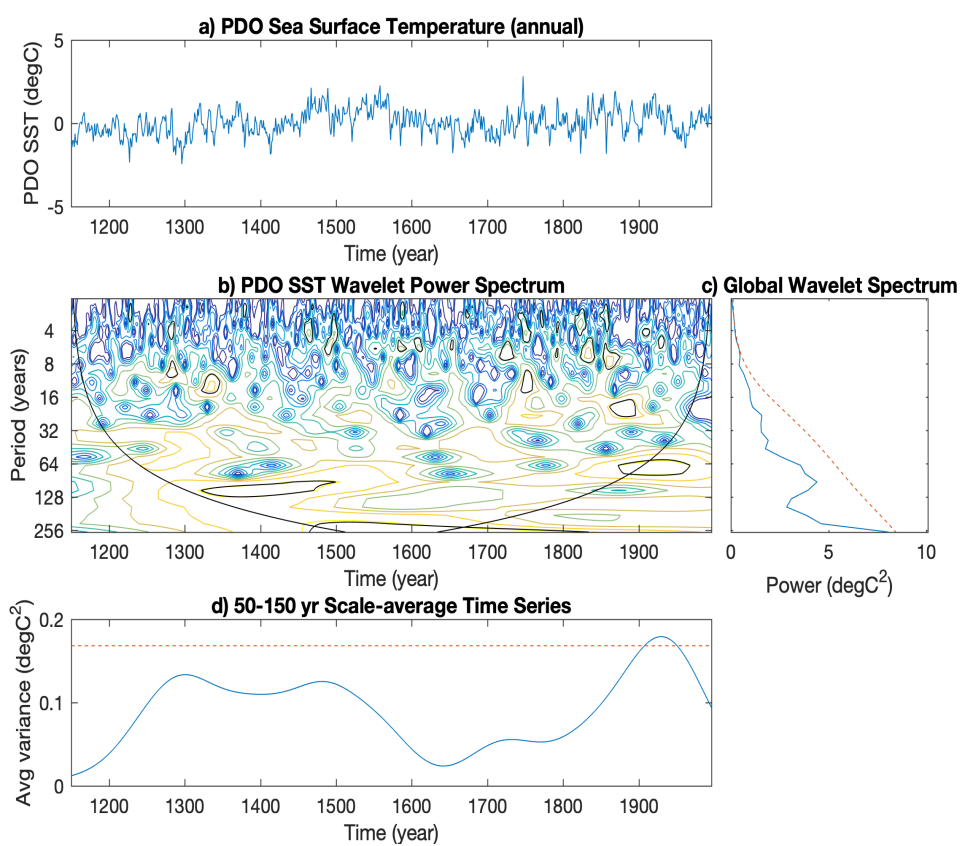
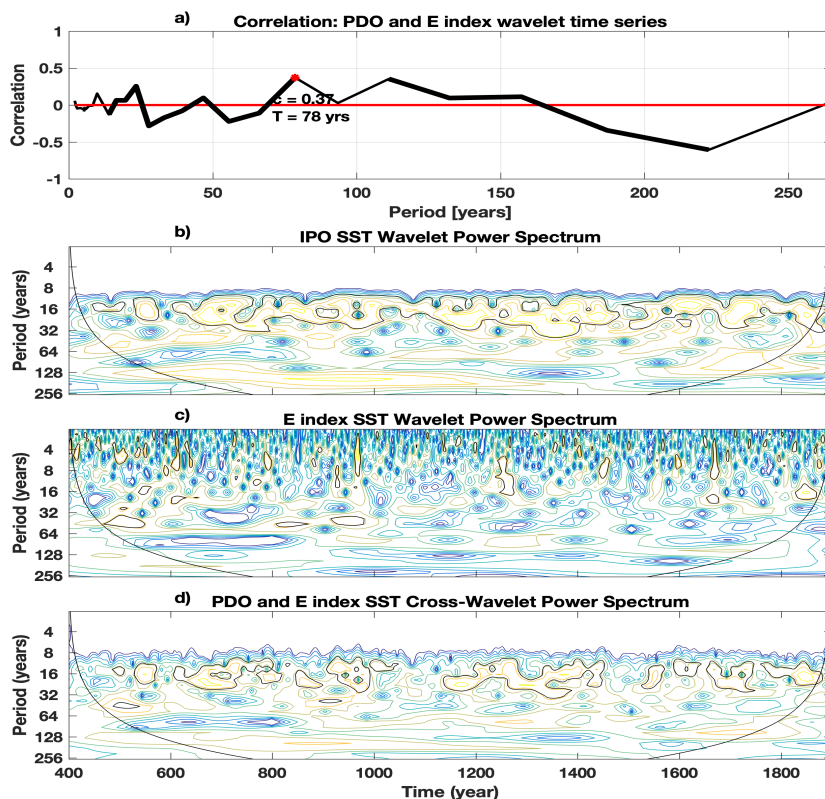


Figura B.3: Análisis de ondeletas: Similar a la Fig. B.2 pero para la Oscilación Decadal del Pacífico.



**Figura B.4: Análisis de ondeletas:** (a) Serie de correlación entre las series de tiempo de poder espectral asociadas a distintas periodicidades (eje-y de las figuras b, c y d), en este caso la serie de correlación es significativa bajo el 95 % de confianza de un test de t-student y representada a través del grosor de la serie. Dichas series de tiempo se obtuvieron de los análisis de ondeleta para (b) la ODP y (c) el índice E para los datos de la corrida pre-industrial del modelo climático CESM-Lens. Además, se analizó la variabilidad conjunta de ambos índices climáticos usando un análisis de ondeletas cruzado (d). Los contornos negros indican regiones del espacio frecuencia-tiempo que son significativas. Las regiones con colores cálidos (fríos) indican un alto (bajo) poder espectral. Figuras asociadas a la significancia de los mapas espectrales (b, c y d) pueden encontrarse en la sección de material suplementario

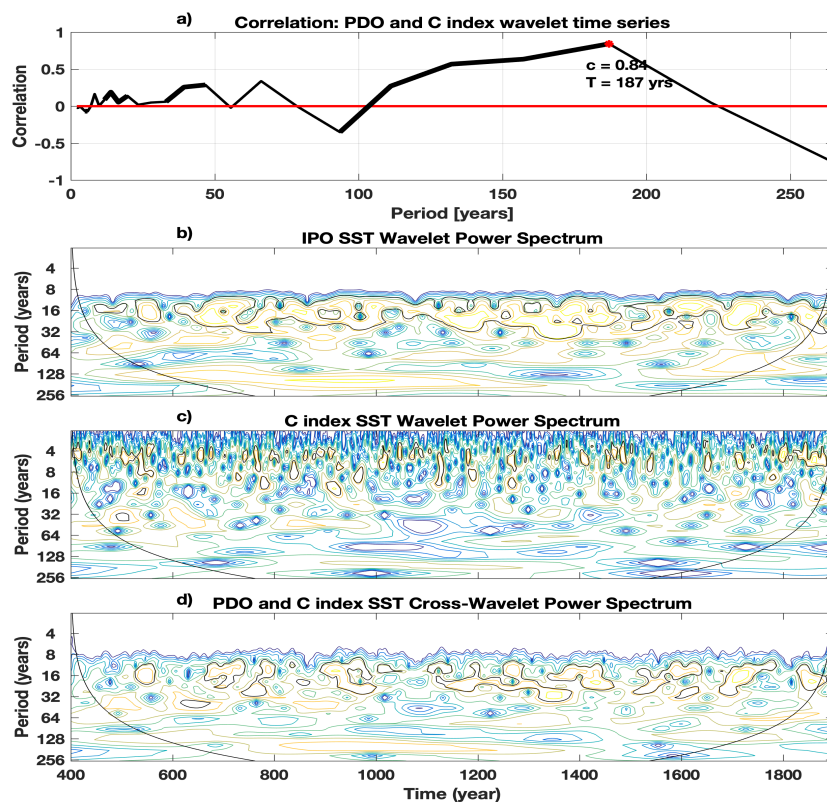


Figura B.5: Análisis de ondeletas: Similar a la Fig. B.4 pero para el índice C.



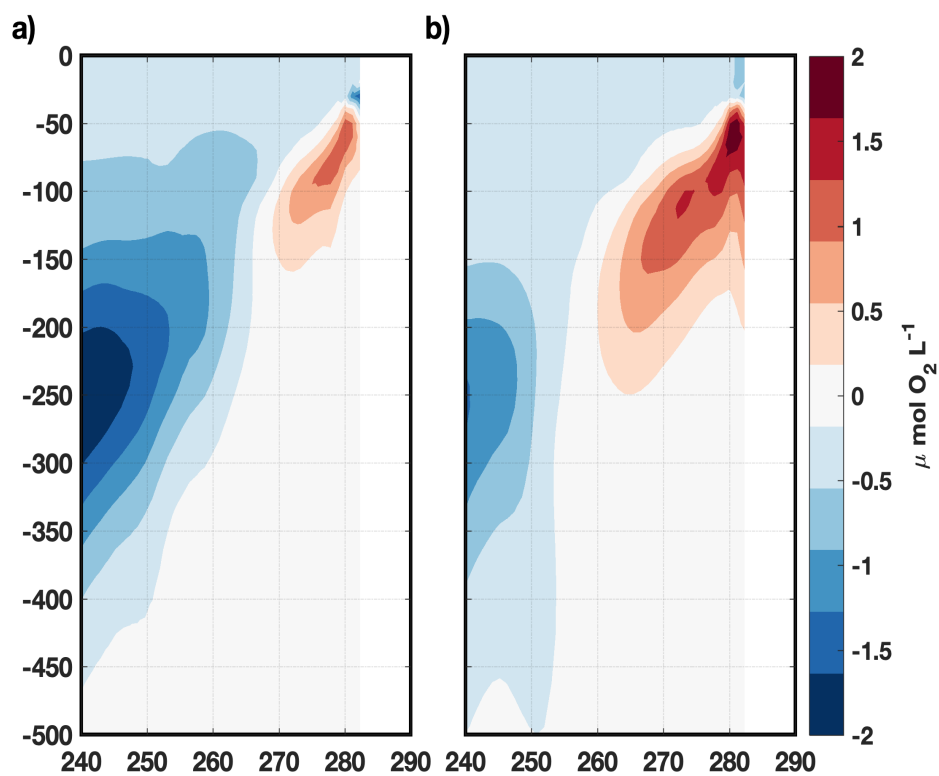
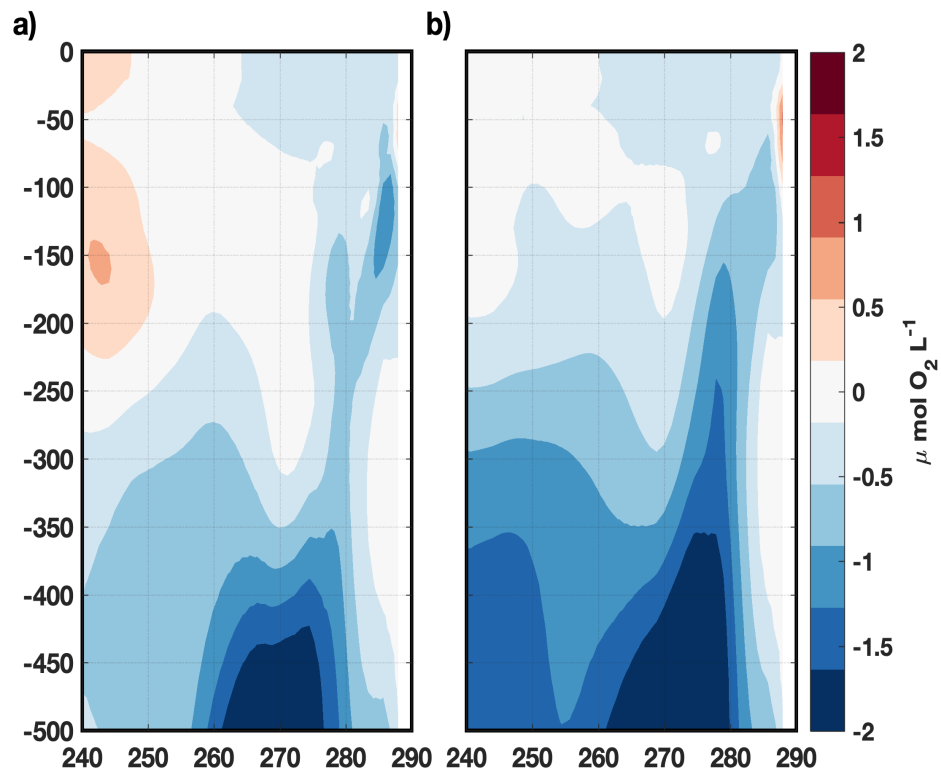
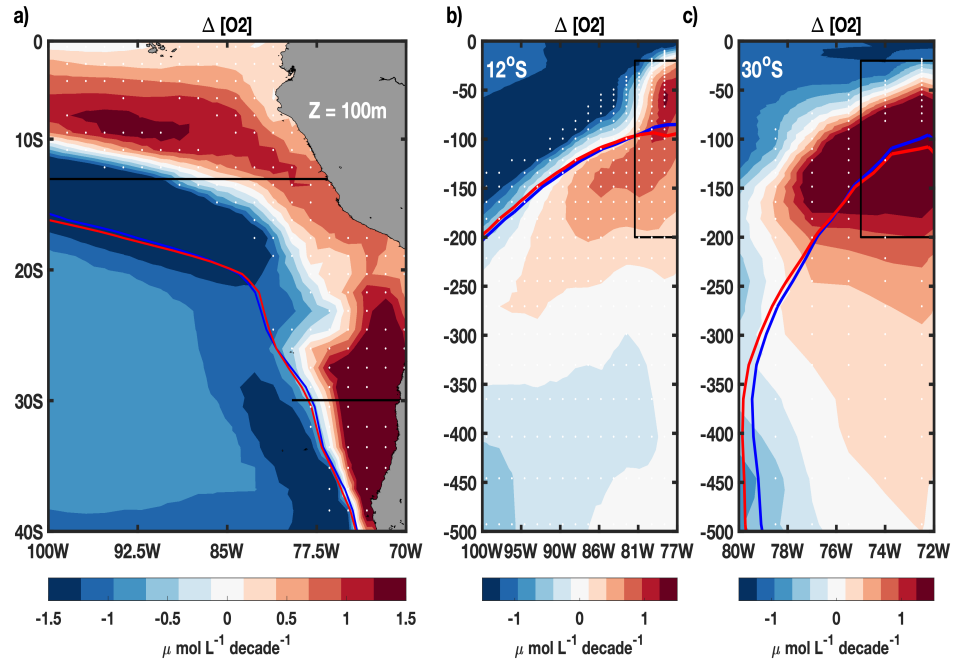


Figura B.6: (a) Mapa de compuestos para periodos positivos de la varianza móvil de ENOS y la media móvil de la OIP (utilizando una ventana de 225 años) sobre un campo de oxígeno disuelto; (b) Similar a la figura (a), pero sólo considerando periodos positivos de la OIP. Ambas secciones verticales de oxígeno disuelto pertenecen a la latitud  $12^{\circ}\text{S}$



**Figura B.7:** (a) Mapa de compuestos para periodos positivos de la varianza móvil de ENOS y la media móvil de la OIP (utilizando una ventana de 225 años) sobre un campo de oxígeno disuelto; (b) Similar a la figura (a), pero sólo considerando periodos positivos de la OIP. Ambas secciones verticales de oxígeno disuelto pertenecen a la latitud  $30^{\circ}\text{S}$

### C. Material suplementario C



**Figura C.1: Tendencia a largo plazo de oxígeno: Tendencia lineal de oxígeno disuelto (a) a 100m de profundidad y (b, c) para las secciones verticales en  $12^\circ\text{S}$  y  $30^\circ\text{S}$ , respectivamente. Se utilizó sólo el escenario futuro, es decir, para el periodo 2015 – 2100. Los contornos en azul y rojo muestran el límite de la ZMO (e.g.  $45 \mu\text{mol L}^{-1}$ ) para los periodos 1930 – 2014 y 2015 – 2100, respectivamente. El rectángulo negro (b, c) indica el área que se promedió para el cálculo de las series de tiempo de oxígeno disuelto. Mientras que las líneas negras (a) muestran la extensión de la sección vertical. Por último los puntos blancos en las figuras representan puntos de grilla con menos de un 80% de concordancia entre valores significativos de los modelos.**

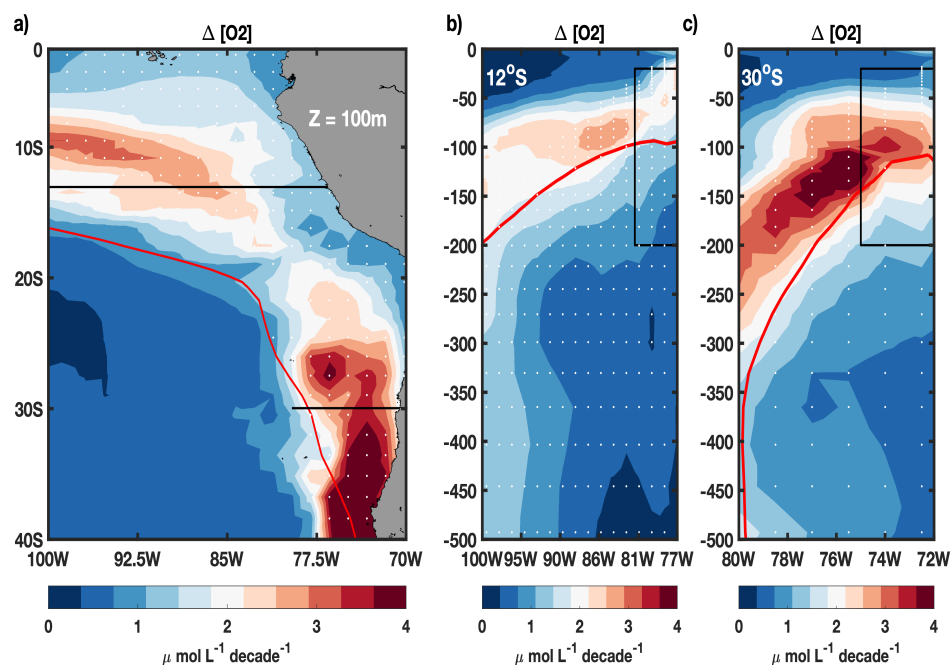
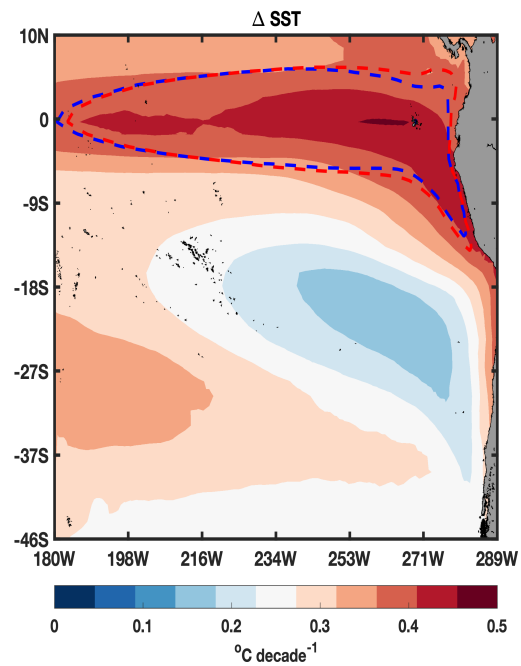


Figura C.2: Incertidumbre en la tendencia a largo plazo en los datos de oxígeno. Desviación estándar entre los mapas de tendencia lineal a largo plazo (2015 – 2100) encontrada en los modelos (a) a 100m de profundidad y (b, c) a lo largo de secciones verticales a 12°S y 30°S, respectivamente. El contorno en rojo indica el límite de la ZMO (considerando una isólinea de  $45 \mu\text{mol L}^{-1}$ ) para el escenario RCP8.5/SSP58.5. Las líneas negras horizontales en el mapa (a) muestran la posición y extensión de las secciones verticales (b, c). Los puntos blancos indican los puntos de grilla menos de un 80% de concordancia en la significancia.



**Figura C.3:** Ensemble mean de la tendencia a largo plazo para Temperatura Superficial del Mar ( $^{\circ}\text{Cdecadas}^{-1}$ ) sobre el periodo de 2015 – 2100 entre los modelos. La línea roja (RCP/SSP5 8.5, 2015 – 2100) y la línea azul (histórico, 1930 – 2014) indican la región de influencia del modo E (e.g. isolínea de  $0,5^{\circ}\text{C}$  del patrón espacial del modo E).

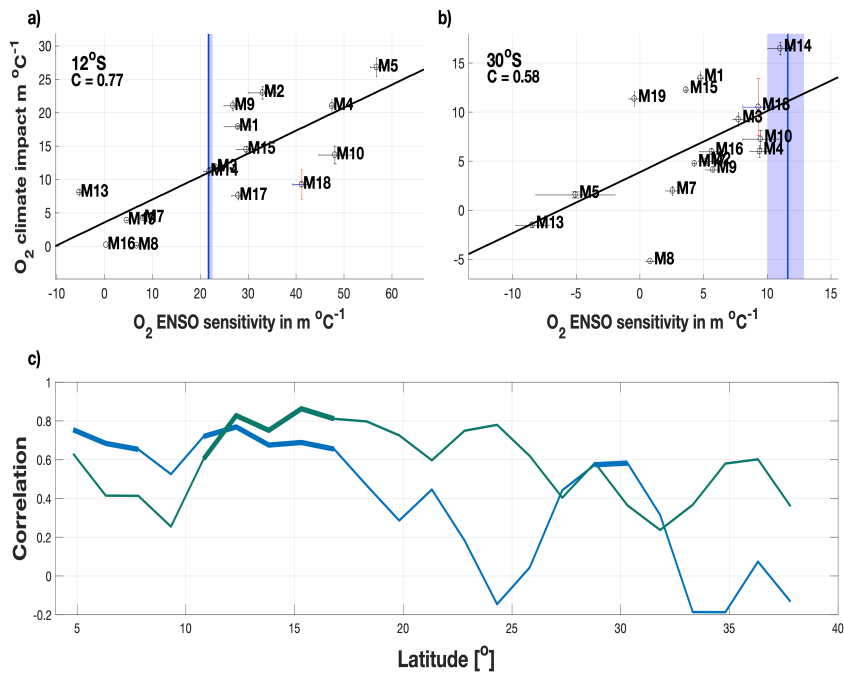


Figura C.4: Igual a la Figura 3.6, pero utilizando la profundidad de la oxiclina como variable, en vez de las concentraciones de oxígeno.

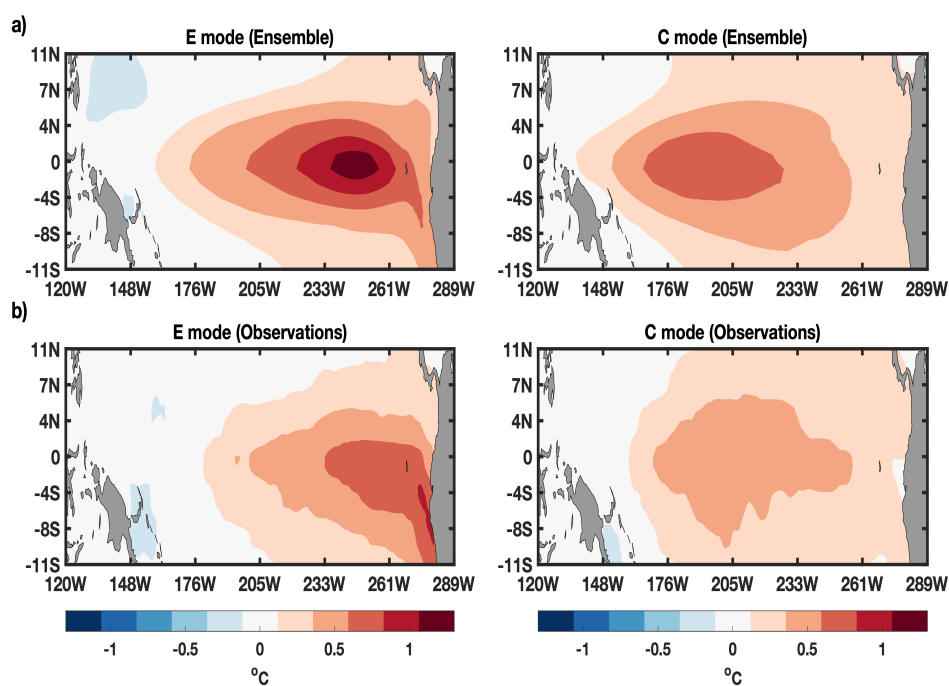
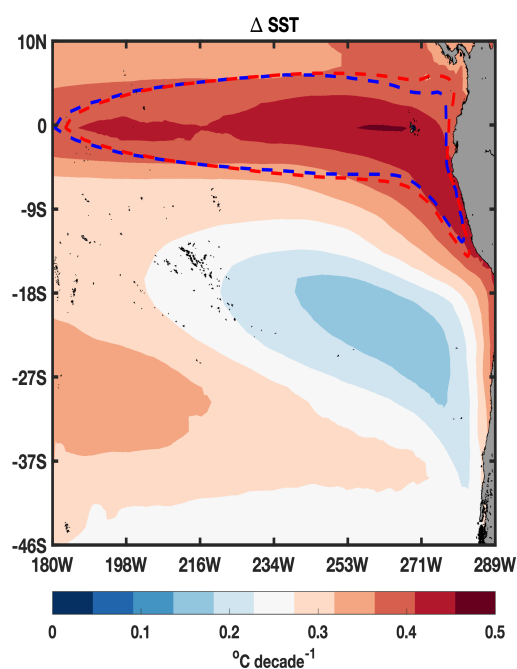


Figura C.5: (Paneles izquierdos) Patrón espacial del modo E para (superior izquierda) ensemble mean de los modelos ESM y (inferior izquierda) observaciones del reanálisis HadISST. De manera análoga los paneles derechos representan el patrón espacial para el modo C. Estos mapas fueron dimensiona-  
lizados (unidad en  $^{\circ}C$ ), es decir, se le agregaron unidades de medida.



**Figura C.6: Asimetría de la ZMO del Pacífico Sur Oriental: Promedio de los mapas de simetría del conjunto de modelos para las anomalías de oxígeno (a) a 100m de profundidad; y (b, c) en las secciones verticales a 12°S y 30°S para la simulación histórica (1920–2014), respectivamente. Los contornos en azul indican el límite de la ZMO (usando una isolínea de  $45 \mu\text{mol L}^{-1}$  a 300m en (a)). La tendencia lineal ha sido removida previamente al cálculo de la simetría.**



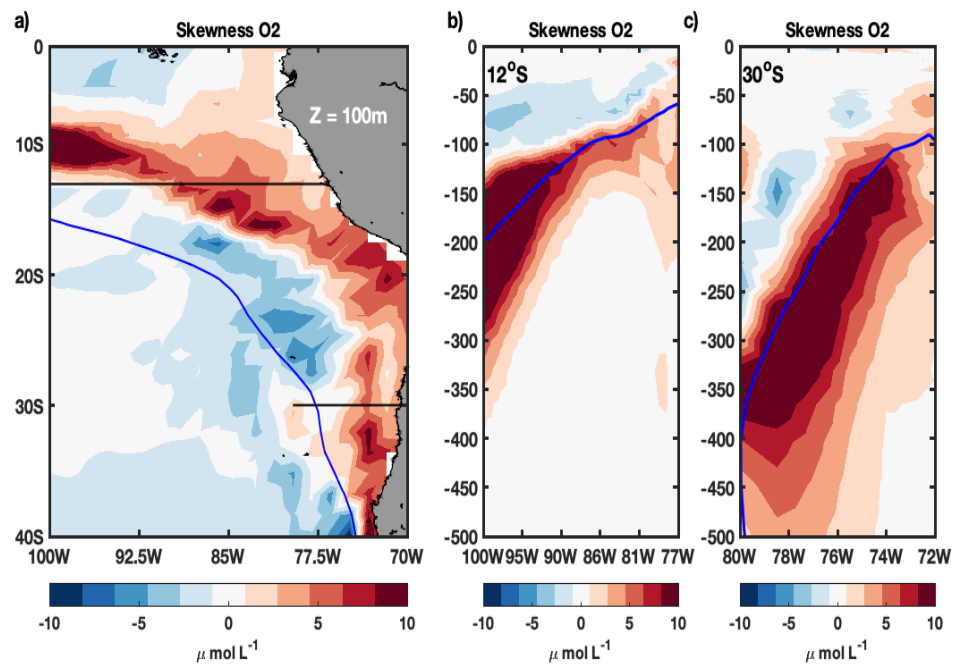


Figura C.7: Similar a la Figura C.6, pero para este caso sólo se consideraron modelos que cumplan con  $> -0,15$