

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



**VARIABILIDAD ESPACIO-TEMPORAL DE LA CLOROFILA Y  
TEMPERATURA SATELITAL EN EL MAR INTERIOR DE CHILOÉ Y SU  
RELACIÓN CON PROCESOS OCEANOGRÁFICOS EN EL PERIODO 2003-  
2014**

María Belén De La Torre Barra

Habilitación Profesional  
para optar al Título de Geofísico

Diciembre 2016

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

**VARIABILIDAD ESPACIO-TEMPORAL DE LA CLOROFILA Y TEMPERATURA SATELITAL EN EL  
MAR INTERIOR DE CHILOÉ Y SU RELACIÓN CON PROCESOS OCEANOGRÁFICOS EN EL  
PERIODO 2003-2014**

**María Belén De La Torre Barra**

**Habilitación Profesional  
para optar al Título de Geofísico**

Profesor Guía  
MSc. Sebastián Vásquez

Profesor Co-Guía  
Dr. Aldo Montecinos

Comisión  
MSc. Sebastián Vásquez  
Dr. Aldo Montecinos  
Dr. Dante Figueroa



Diciembre 2016

## **Agradecimientos**

A Sebastián Vásquez por su buena voluntad al compartir sus conocimientos, trabajos e ideas para la realización de esta tesis y su total disposición para resolver dudas y problemas. Por su apoyo y motivación en la participación de congresos y seminarios durante este periodo. Por su interés y preocupación por finalizar con éxito esta etapa, además de su amabilidad, cercanía y confianza.

A Aldo Montecinos, por su interés y motivación por ayudarnos a ser mejores profesionales.

Al profesor Dante Figueroa por su calidad humana y su fraternal recibimiento cuando ingresé a la carrera.

Al Instituto de Investigación Pesquera, por el financiamiento de esta tesis y otorgarme un espacio para trabajar.

A Cristian Salas, Rubén Luna y Sebastián Vásquez, por generar un ambiente grato y divertido durante mi paso por INPESCA.

A los profesores de Geofísica y al personal administrativo, por generar un ambiente familiar dentro de la carrera.

A mis compañeros, en especial a los geopickles por todos los buenos momentos.

A Hellen Belmar, por su incondicional amistad y apoyo durante más de 16 años.

A Felipe Sánchez, quien sin duda alguna fue la persona más valiosa que me dejó el paso por la Universidad. Gracias por motivarme, apoyarme y enseñarme día a día.

En especial, a mi hermosa familia, Ma Virginia Barra, Mario De La Torre y Nora Bobadilla, por darme la oportunidad de estudiar esta bonita carrera, apoyarme incondicionalmente en cada una de mis decisiones, entregarme todas las herramientas que necesité durante este periodo (y la vida), por ayudarme a forjar mi futuro, acompañarme, mimarme y sobre todo quererme.

## Resumen

El Mar Interior de Chiloé (MIC) es un sistema estuarino semicerrado cuyos múltiples usos lo posicionan como una zona de gran riqueza natural y potencial para el desarrollo socioeconómico del país. En el último tiempo ha aumentado el interés por conocer la evolución de las condiciones oceanográficas de este sistema, ya que se han observado cambios productivos que han sido adjudicados a variaciones en la temperatura y la biomasa fitoplactónica. Sin embargo, el estudio del MIC ha estado sujeto principalmente a la realización de cruceros oceanográficos, lo que presenta limitaciones espaciales y temporales que impiden probar hipótesis de cambios en el sistema en una escala distinta a la estacional. En este contexto, se estudió la variabilidad y co-variabilidad espacio-temporal de la concentración de clorofila (CHL-a) y de la temperatura superficial del mar (SST) en el MIC (periodo 2003-2014), sus forzantes y su relación con procesos oceanográficos en distintas escalas temporales. Para ello se utilizó información satelital de concentración de CHL-a y de SST MODIS-Aqua mensual, viento QuickSCAT e información *in situ* correspondiente al caudal del Río Puelo, salinidad, presión, temperatura y nutrientes de la columna de agua y radiación solar.

Los resultados indican que la variabilidad de la SST (~85% de la variabilidad total) y de la concentración de CHL-a (~11% de la variabilidad total) es explicada principalmente por el ciclo anual en el MIC, cuyas magnitudes aumentan (disminuyen) hacia el verano (invierno), observándose una covariabilidad espacio temporal de ambas variables en la zona sur y occidental del MIC. Estos ciclos anuales responden al forzamiento provocado por el ciclo anual de la radiación solar, de la magnitud del viento y de la surgencia costera. Sin embargo, a diferencia de la variabilidad de la SST, que es explicada por el ciclo anual en la totalidad del área de estudio, la variabilidad de la concentración de CHL-a es explicada por el ciclo semianual en la zona nororiental del MIC (~10% de la variabilidad). Los resultados sugieren la influencia del río Puelo (ciclo semianual) como forzante en esta escala de tiempo, cuyo aumento en el caudal de invierno ( $>1000 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ ) genera una intensificación en la estratificación de la columna de agua, aumentando la disponibilidad de nutrientes en la capa superficial del mar. No obstante, se observan bajas concentraciones de CHL-a a altos niveles de caudal, lo que podría asociarse a baja disponibilidad de luz producto de la turbidez de las aguas, debido al arrastre de material particulado terrestre producido por caudales intensos.

Por otra parte, los resultados sugieren que existe conexión entre el MIC y el mar exterior (ME). Durante verano, producto de la intensificación del viento sur asociado al desplazamiento del anticiclón del Pacífico subtropical, se activa la surgencia costera en el ME, aumentando la disponibilidad de nutrientes en superficie que podrían ingresar al MIC a través de las corrientes superficiales aumentando los niveles de CHL-a.

# Índice de Contenidos

<b>AGRADECIMIENTOS .....</b>	<b>¡ERROR! MARCADOR NO DEFINIDO. III</b>
<b>RESUMEN .....</b>	<b>IV</b>
<b>ÍNDICE DE CONTENIDO.....</b>	<b>¡ERROR! MARCADOR NO DEFINIDO. VI</b>
<b>ÍNDICE DE TABLAS.....</b>	<b>IX;¡ERROR! MARCADOR NO DEFINIDO.</b>
<b>ÍNDICE DE FIGURAS.....</b>	<b>IXX</b>
<b>1. INTRODUCCIÓN .....</b>	<b>1</b>
1.1. HIPÓTESIS .....	6
1.2. OBJETIVOS .....	7
1.2.1. <i>Objetivo general</i> .....	7
1.2.2. <i>Objetivos específicos</i> .....	7
1.3. ESQUEMA DEL INFORME.....	8
<b>2. ANTECEDENTES GENERALES .....</b>	<b>9</b>
2.1. DESCRIPCIÓN FÍSICA, QUÍMICA Y BIOLÓGICA DEL MAR INTERIOR DE CHILOÉ.....	9
2.1.1. <i>Cuencas y batimetría</i> .....	9
2.1.2. <i>Masas de agua y circulación general</i> .....	9
2.1.3. <i>Viento</i> .....	10
2.1.4. <i>Salinidad y aportes de agua dulce</i> .....	11
2.1.5. <i>Nutrientes</i> .....	12
2.1.5.1. Fosfato y nitrato .....	12
2.1.5.2. Silicato .....	14
2.1.6. <i>Temperatura del mar</i> .....	14
2.1.7. <i>Concentración de clorofila</i> .....	16
<b>3. MATERIALES Y MÉTODOS.....</b>	<b>17</b>
3.1. ÁREA Y PERIODO DE ESTUDIO.....	18
3.2. DATOS UTILIZADOS.....	18
3.2.1. <i>Información satelital</i> .....	18
3.2.1.1. Concentración de clorofila (CHL-a) y temperatura superficial del mar (SST).....	18
3.2.1.2. Viento.....	19
3.2.2. <i>Datos in situ</i> .....	20
3.2.2.1. Radiación solar (RS).....	20
3.2.2.2. Caudal del río Puelo (RP).....	20

3.2.2.3. Variables oceanográficas en la columna de agua.....	20
3.3. PRE-PROCESAMIENTO DE DATOS .....	21
3.3.1 Información Satelital.....	21
3.3.2. Datos in situ .....	22
3.4. ANÁLISIS DE DATOS .....	23
3.4.1. Gradientes Meridionales .....	23
3.4.2. Funciones Empíricas Ortogonales (EOFs).....	23
3.4.3. Frecuencias de Variabilidad.....	25
3.4.3.1. Frecuencia principal de variabilidad .....	26
3.4.3.1.1. Mecanismos forzantes .....	26
3.4.3.1.2. Conexión del mar interior de Chiloé con el mar exterior .....	27
3.4.3.2. Frecuencia Secundaria de Variabilidad.....	28
3.4.3.2.1. Mecanismo forzante .....	29
3.4.3.2.2. Relación entre el caudal del río Puelo y la concentración de CHL-a.....	29
<b>4. RESULTADOS.....</b>	<b>32</b>
4.1. PRE-PROCESAMIENTO DE INFORMACIÓN SATELITAL.....	32
4.2. ANÁLISIS DE DATOS .....	33
4.2.1. Gradientes Meridionales .....	33
4.2.2. Funciones Empíricas Ortogonales (EOFs).....	35
4.2.3. Frecuencias de variabilidad.....	37
4.2.3.1. Frecuencia principal de variabilidad .....	37
4.2.3.1.1. Mecanismos forzantes .....	39
4.2.3.1.2. Conexión del mar interior de Chiloé con el mar exterior .....	40
4.2.3.2. Frecuencia Secundaria de Variabilidad.....	41
4.2.3.2.1. Mecanismo forzante .....	41
4.2.3.2.2. Relación entre el caudal del río Puelo y la concentración de CHL-a.....	43
<b>5. DISCUSIÓN.....</b>	<b>49</b>
5.1. ASPECTOS METODOLÓGICOS.....	49
5.2. GRADIENTES MERIDIONALES .....	51
5.3. CICLO ANUAL DE LA SST Y DE LA CONCENTRACIÓN DE CHL-A EN EL MIC Y SU CONEXIÓN CON EL ME.....	52
5.4. CICLO SEMIANUAL DE LA CONCENTRACIÓN DE CHL-A Y SU RELACIÓN CON EL CAUDAL DEL RÍO PUELO.....	55
5.5. APLICACIONES Y USOS DE LA INFORMACIÓN SATELITAL.....	57
<b>6. CONCLUSIONES.....</b>	<b>58</b>

<b>7. REFERENCIAS.....</b>	<b>60</b>
<b>8. TABLAS.....</b>	<b>78</b>
<b>9. FIGURAS.....</b>	<b>79</b>
<b>10. ANEXO.....</b>	<b>102</b>
10.1. SALINIDAD.....	102
10.2. FOSFATO Y NITRATO.....	103
10.3. SILICATO.....	104
10.4. TEMPERATURA.....	106



## Índice de Tablas

Tabla 1. Resumen de las características de los diferentes análisis realizados en términos del área, período y variables de estudio. Las siglas empleadas corresponden a: Temperatura superficial del mar (SST), concentración de clorofila (CHL-a), radiación solar (RS), magnitud del viento (MV), transporte de volumen (Mx), mar interior de Chiloé (MIC), mar exterior (ME) y río Puelo (RP). (*) El periodo temporal con el que se obtuvieron las frecuencias principales de las variables correspondientes está acotado por la disponibilidad de información de cada una de ellas.....	78
--	----

## Índice de Figuras

Figura 1.1. Área de estudio, mar interior de Chiloé ( $41^{\circ}23'60''$ - $43^{\circ}47'60''$ S y $74^{\circ}30'$ - $72^{\circ}12'O$ ) en la Patagonia norte en el Pacífico suroriental. En color, la climatología de la concentración de CHL-a MODIS-Aqua (1km de resolución espacial) para el periodo 2003-2014. En el panel derecho se muestran las estaciones oceanográficas de los Cruceros CIMAR 10 y 12 Fiordos, realizados en los años 2004 y 2006, respectivamente, y la ubicación del río Puelo (PR).....	79
Figura 2.1. a) Topografía submarina del área entre Puerto Montt y la boca del Guafo en el MIC a partir de la información batimétrica monohaz y multihaz obtenida entre 1995 y 2004. Las profundidades varían entre 0 (blanco) y 650 m (azul). La costa y zonas terrestres sólo deben tomarse como referencia, debido a un desplazamiento espacial por diferencia en <i>dátum</i> . b) Principales sectores de depresión submarina. En azul: depresión longitudinal, en celeste: depresiones oblicuas (extraída de Rodrigo, 2006).....	79
Figura 2.2. Circulación vertical en el mar interior de Chiloé, desde el estuario de Reloncaví a la boca del Guafo, se indican las masas de Agua Estuarina (AE), Agua Subantártica (ASAA), Agua Subantártica Modificada (ASAAM) y Agua Ecuatorial Sub-Superficial (AESS) (extraída de Sievers & Silva, 2008).....	80
Figura 2.3. Modelo esquemático de la circulación horizontal: a) nivel superficial (0 - ~30 m); b) nivel intermedio (~30 - ~150 m) y c) nivel profundo (~150 m al fondo) (extraída de Sievers & Silva, 2008).....	80
Figura 2.4. Distribución vertical de concentración de CHL-a ( $mg\ m^{-3}$ ) comprendida entre el seno Reloncaví y la boca del Guafo. Los datos fueron obtenidos en el crucero CIMAR 1 Fiordos (primavera, 1995) (extraída de Ramírez & Pizarro, 2005).....	81
Figura 3.1. Plan metodológico que indica la información utilizada (cuadros amarillos) y los análisis realizados en el estudio. Las siglas empleadas corresponden a: Funciones Empíricas Ortogonales (EOFs), Funciones Empíricas Ortogonales Combinadas (CEOFs), MultiTaper Method - Singular Value Decomposition (MTM-SVD), Espectro	

de Varianza Fraccional Local (SVFL), Espectro Conjunto de Varianza Fraccional Local conjunto (SVFLC), radiación solar (RS), magnitud del viento (MV), transporte de volumen (Mx), mar interior de Chiloé (MIC), mar exterior (ME), temperatura (T), salinidad (S), presión (P)..... 82

Figura 3.2. Ubicación de las estaciones que miden radiación solar (RS) en la isla de Chiloé, pertenecientes a la Red Agrometeorológica (Agromet) del Instituto de Investigaciones Agropecuarias (INIA). En verde se observan, de norte a sur, las estaciones Butalcura, Huyar Alto y Tara, ubicadas en Dalcahue, Curaco de Vélez y Chonchi, respectivamente. La imagen fue obtenida desde el sitio web de Agromet (<http://www.agromet.cl>)..... 83

Figura 4.1. Porcentaje de datos faltantes de concentración de CHL-a (panel superior) y de SST (panel inferior) para campos promediados: (a,d) semanal, (b,e) quincenal y (c,f) mensualmente en el MIC, utilizando 12 años (2003-2014) de información MODIS-Aqua de 1km de resolución espacial (nivel L2)..... 83

Figura 4.2. Distribución de la información satelital de SST MODIS-Aqua diaria (1km; periodo 2003-2014) en tres sectores del MIC: seno de Reloncaví (norte), golfo de Ancud (centro) y golfo Corcovavo (sur)..... 84

Figura 4.3. Distribución de la información satelital de concentración de CHL-a ( $\log_{10}$ ) MODIS-Aqua diaria (1km; periodo 2003-2014) en tres sectores del MIC: seno de Reloncaví (norte), golfo de Ancud (centro) y golfo Corcovado (sur)..... 84

Figura 4.4. (a,c) Promedio y (b,d) desviación estándar de la SST ( $^{\circ}\text{C}$ , panel superior) y de la concentración de CHL-a ( $\text{mgm}^{-3}$ , panel inferior) en el MIC, utilizando 12 años (2003-2014) de información satelital MODIS-Aqua mensual de 1km de resolución espacial (nivel L2)..... 85

Figura 4.5. Climatología estacional de la SST ( $^{\circ}\text{C}$ ) en el MIC para: (a) primavera, (b) verano, (c) otoño e (d) invierno, utilizando 12 años (2003-2014) de información satelital MODIS-Aqua mensual de 1km de resolución espacial (nivel L2)..... 86

Figura 4.6. Climatología estacional de la concentración de CHL-a ( $mgm^{-3}$ ) en el MIC para: (a) primavera, (b) verano, (c) otoño e (d) invierno, utilizando 12 año (2003-2014) de información satelital MODIS-Aqua mensual de 1km de resolución espacial.....	86
Figura 4.7. Diagramas Hovmöller (tiempo-latitud) del promedio zonal de la SST ( $^{\circ}C$ ) en el MIC: (a) considerando el ciclo anual y (b) variabilidad interanual de la anomalía (sin ciclo anual) periodo 01/2003-05/2016 de información satelital MODIS-Aqua mensual de 1km de resolución espacial (nivel L2). .....	87
Figura 4.8. Diagramas Hovmöller (tiempo-latitud) del promedio zonal de la CHL-a ( $mgm^3$ ) en el MIC: (a) considerando el ciclo anual y (b) variabilidad interanual de la anomalía (sin ciclo anual) periodo 01/2003-05/2016 de información satelital MODIS-Aqua mensual de 1km de resolución espacial (nivel L2).....	87
Figura 4.9. Funciones empíricas ortogonales (EOFs) de la SST (89,3% de varianza total) y de la concentración de CHL-a en el MIC (33,7% de la varianza total) utilizando 12 años (2003-2014) de información satelital MODIS-Aqua mensual de 1km de resolución espacial (nivel L2). (a) Primera componente principal (PC1) y (b) patrón espacial de la SST. (c) Primera componente principal (PC1) y (d) patrón espacial de la concentración de CHL-a. Los patrones espaciales de ambas variables están expresados en términos de la correlación entre el campo original y su correspondiente PC1 .....	88
Figura 4.10. Función empírica ortogonal combinada (CEOF) de la SST y de la concentración de CHL-a en el MIC (55,6% de la varianza total) utilizando 12 años (2003-2014) de información satelital MODIS-Aqua mensual de 1km de resolución espacial (nivel L2). (a) Componente principal del primer modo de variabilidad conjunto (PC1) y patrones espaciales de: (b) la concentración CHL-a y de (c) la SST. Los patrones espaciales de ambas variables están expresados en términos de la correlación entre el campo original y la PC1.....	89
Figura 4.11. Espectros de varianza fraccional local ( $SVFL$ ) de la concentración de CHL-a (curva verde) y de la SST (curva roja) y espectro de varianza fraccional local conjunto ( $SVFLC$ ) de ambas variables (curva negra) para el mar interior de Chiloé, utilizando 12	

años (2003-2014) de información satelital MODIS-Aqua mensual de 1km de resolución espacial (nivel L2). Los niveles de confianza son representados por las rectas verde, roja y negra, correspondientes a los *SVFL* de la concentración de CHL-a, SST y *SVFLC*, respectivamente..... 90

Figura 4.12. Reconstrucción del ciclo anual de la SST en MIC utilizando 12 años (2003-2014) de información satelital MODIS-Aqua mensual de 1km de resolución espacial (nivel L2). (a) Campo del porcentaje de varianza explicada, indicando el lugar de mayor varianza con un asterisco negro en las coordenadas 42°21'5"S - 72°50'24"O. (b) Campo de la fase de oscilación de la frecuencia anual (0-360°). (c) Serie de tiempo original (curva negra) y ciclo anual reconstruido (curva roja) en el lugar de mayor varianza explicada. La frecuencia anual explica el 85,65% de la variabilidad total..... 91

Figura 4.13. Reconstrucción del ciclo anual de la concentración de CHL-a en MIC utilizando 12 años (2003-2014) de información satelital MODIS-Aqua mensual de 1km de resolución espacial (nivel L2). (a) Campo del porcentaje de varianza explicada, indicando el lugar de mayor varianza con un asterisco negro en las coordenadas 41°54'36"S - 72°12'36"O. (b) Campo de la fase de la oscilación de la frecuencia anual (0-360°). (c) Serie de tiempo original (curva negra) y ciclo anual reconstruido (curva roja) en el lugar de mayor varianza explicada. La frecuencia anual explica el 11,53% de la variabilidad total..... 92

Figura 4.14. (a) Ciclo anual de la SST (curva roja), del índice de surgencia (Mx) (curva negra), de la radiación solar (RS) (curva amarilla) y de la magnitud del viento (MV) (curva azul) correspondiente a la latitud del sitio de máxima varianza explicada (42°21'5"S). Además, se muestran las correlaciones cruzadas, con hasta 12 meses de desfase, entre la SST y: (b) Mx, (c) RS y (d) MV..... 93

Figura 4.15. (a) Ciclo anual de la concentración de CHL-a (curva verde), del índice de surgencia (Mx) (curva negra), de la radiación solar (RS) (curva amarilla) y de la magnitud del viento (MV) (curva azul) correspondiente a la latitud del sitio de máxima varianza explicada (41°54'36"S). Además, se muestran las correlaciones cruzadas, con hasta 12 meses de desfase, entre la concentración de CHL-a y: (b) Mx, (c) RS y (d) MV. 94

Figura 4.16. Campos de correlación punto de la concentración de CHL-a en el área comprendida entre 40 - 46°S y 72 - 77°O y siete puntos control (asteriscos calipso) correspondiente a sitios específicos ubicados en el ME (Figuras 4.16a, b y c), en la boca del Guafo (Figura 4.16d) y en el MIC (Figuras 4.16e, f, g)..... 95

Figura 4.17. (a) Serie temporal de la componente meridional del esfuerzo del viento y b) de la concentración de CHL-a observada frente a las costas de Chiloé (entre 42°S – 43°S y al este de 75°O). (c) Diagrama de dispersión estacional entre la componente meridional del esfuerzo del viento y la concentración de CHL-a de las series temporales en (a) y (b)..... 96

Figura 4.18. Reconstrucción de la frecuencia semianual de la concentración de CHL-a en MIC utilizando 12 años (2003-2014) de información satelital MODIS-Aqua mensual de 1km de resolución espacial (nivel L2). (a) Campo del porcentaje de varianza explicada, indicando el lugar de máxima varianza con un asterisco negro en las coordenadas 43°26'24"S - 73°50'60"O. (b) Campo de la fase de oscilación de la frecuencia semianual (0-360°). (c) Serie temporal de concentración de CHL-a original (curva negra) y ciclo semianual reconstruido (curva roja) correspondiente al sitio de de máxima varianza explicada. La frecuencia semianual explica en promedio el 3,4% de la variabilidad total..... 97

Figura 4.19. Relación entre el caudal del río Puelo y la concentración de CHL-a en el Seno Reloncaví. (a) Correlación entre el caudal medio mensual del río Puelo (observado en (c)) y las series temporales de la concentración de CHL-a del seno de Reloncaví. (b) Diagrama de dispersión entre el caudal del río Puelo y la serie temporal de concentración de CHL-a (observada en (d)) correspondiente al punto de máxima correlación ( $r = -0.44$ ; 41°43'48"S - 72°51'36"O) entre ambos. (e) Ciclo anual del caudal medio mensual del río Puelo..... 98

Figura 4.20. Análisis de compuestos. (a) Promedio de las anomalías de concentración de CHL-a ( $mgm^{-3}$ ) de los meses en que el caudal del RP fue igual o superior a  $1000 m^3 s^{-1}$ . (b) Sectores (azul) en que el promedio de las anomalías es significativo, calculado mediante el test Monte-Carlo con un 95% de significancia estadística..... 98

Figura 4.21. Análisis de compuestos. (a) Promedio de anomalías de concentración de CHL-a ( $mgm^{-3}$ ) de los meses en que el caudal del RP fue inferior a $360 m^3 s^{-1}$ . (b) Sectores (azul) en que el promedio de las anomalías es significativo, calculado mediante el test Monte-Carlo con un 95% de significancia estadística.....	99
Figura 4.22. Histogramas anuales del caudal medio mensual del río Puelo (panel superior) en (a) invierno y (b) primavera y de la concentración de CHL-a (panel inferior) en (c) invierno y (d) primavera. Las líneas horizontales indican el promedio histórico (2003-2012) invernal y primavera, cuando corresponde.....	99
Figura 4.23. Perfiles verticales de: (a,e) la estabilidad de la columna de agua, (b,f) fosfato, (c,g) nitrato y (d,h) silicato, para las estaciones de los cruceros CIMAR 10 (C10F; año 2004, líneas azules) y CIMAR 12 (C12F; año 2006, líneas rojas) Fiordos correspondiente al sector norte de la cadena de islas Desertores-Apiao-Quemchi (panel superior) y al sector sur (panel inferior). La desviación estándar está dada por el área gris, para el crucero C10F, y las barras rojas, para el crucero C12F.....	100
Figura 4.24. Relación entre el caudal de invierno del río Puelo (promedio Junio-Agosto) y la concentración de CHL-a primaveral (promedio) en el seno de Reloncaví (punto de máxima correlación mostrado en la Figura 4.19).....	101
Figura A1. Representación esquemática de los diferentes tipos de estructura vertical de salinidad (S) propuesto para los canales y fiordos australes chilenos (extraída de Sievers, 2006).....	103
Figura A2. Representación esquemática de los diferentes tipos de estructura vertical de fosfato (P) y nitrato (N) propuestos para la zona norte y centro de fiordos y canales patagónicos (extraída de Silva, 2006).....	104
Figura A3. Representación esquemática de los diferentes tipos de estructura vertical de silicato (Si) propuestos para la zona norte y centro de fiordos y canales patagónicos (extraída de Silva, 2006).....	106

Figura A4. Representación esquemática de los diferentes tipos de estructura vertical de temperatura (T) propuesto para los canales y fiordos australes chilenos (extraída de Sievers, 2006)..... 108



## 1. Introducción

En el sur de Chile, desde la Región de Los Lagos hasta la Región de Magallanes y la Antártica Chilena, se encuentra el sistema de canales, fiordos, senos y golfos más grandes del mundo, con una extensión aproximada de 1600 *km* de longitud y un área en torno a 240.000 *km*<sup>2</sup> (Palma & Silva, 2004). En el norte de esta zona, conocida como el sistema de fiordos y canales de la Patagonia Norte, se ubica el mar interior de Chiloé (MIC) (41°31'S - 43°49'S) cuya extensión comprende alrededor de 200 *km* de longitud (Figura. 1.1). Este ecosistema fue formado por la acción erosiva de glaciares y el hundimiento tectónico del valle longitudinal al sur de Puerto Montt (Borgel, 1970), en donde la confluencia de las aguas oceánicas del Pacífico con los aportes del agua dulce de lluvias, ríos, glaciares y ventisqueros le dieron un carácter de tipo estuarino; relativamente pobre en nitrato ( $NO_3$ ) y fosfato ( $PO_4$ ), pero rico en ácido silícico ( $Si(OH_4)$ ) (Silva *et al.*, 1997,1998; Silva & Palma, 2006; Vargas *et al.*, 2011).

El MIC está formado por el seno de Reloncaví y los golfos de Ancud y Corcovado, conectados con el Océano Pacífico a través del canal Chacao y la boca del Guafo, respectivamente. Descrito como un sistema marino transitorio (Iriarte *et al.*, 2010) y semicerrado (Lara *et al.*, 2010), el MIC se caracteriza por la predominancia de viento sur-suroeste, durante primavera-verano, y viento norte-noroeste, durante otoño-invierno (Bustos *et al.*, 2008), por sus intensas precipitaciones (2000-5000 *mm año*<sup>-1</sup>) (Lara *et al.*, 2010) y por recibir importantes aportes de agua dulce provenientes de ríos, con regímenes pluviales, nivales o mixtos (100-600 *m*<sup>3</sup>*s*<sup>-1</sup>) (Dávila *et al.*, 2002). La convergencia del agua dulce con las aguas oceánicas influyen el nivel de salinidad superficial, cuyos bajos valores no solo incrementan la estabilidad de la columna de agua, sino que aumentan los gradientes de densidad verticales y horizontales, observándose una capa superficial de baja densidad con fuertes picnoclinas (a 20-30 *m* de profundidad) y una capa profunda de mayor densidad (Silva *et al.*, 1997).

Se ha propuesto una circulación de dos capas con un flujo de salida en superficie, de mayor velocidad, y uno de entrada en profundidad (Silva *et al.*, 1995, 1997). Las microcuencas y barreras geográficas, como la cadena de islas Desertores-Apiao-Quemchi, impiden el paso de las aguas subantárticas hacia el norte y detienen el flujo subsuperficial de aguas ecuatoriales

(Silva *et al.*, 1995; Sievers & Silva, 2008), generando que el agua tenga un largo tiempo de residencia (Silva & Palma, 2006; Carrasco & Silva, 2010). El seno de Reloncaví y el golfo de Ancud se caracterizan por una mayor estabilidad de la columna de agua, ya que al ser estuarina favorece la estratificación y una mayor productividad biológica. En cambio, el golfo Corcovado y la boca del Guafo tienen una menor estabilidad vertical debido al ingreso permanente de agua subantártica y a la mayor mezcla causada por la acción del viento y las mareas (Ramírez & Pizarro, 2005; Palma & Rosales, 1997; Palma & Silva, 2004).

El MIC es reconocido por ser un sistema altamente productivo, en el que el agua proveniente de ríos cumple un rol fundamental, introduciendo al sistema nutrientes que favorecerían florecimientos fitoplanctónicos. Es así como durante los meses de verano y otoño se han observado altos niveles de producción primaria (fitoplancton) (Hucke-Gaete, 2004) que incluso superan la producción de los sistemas de surgencia de la corriente de Humboldt, una de las más productivas del mundo (Hucke-Gaete *et al.*, 2006). La alta productividad primaria observada en esta zona favorece el incremento de la productividad secundaria (zooplancton) que sumada a una gran diversidad de organismos, principalmente invertebrados marinos y peces, le otorgan un carácter distintivo al MIC, muy difícil de encontrar en otros sistemas (Hucke-Gaete *et al.*, 2006).

Dadas estas condiciones, el MIC posee una gran importancia socioeconómica basada en actividades como la acuicultura (Lara *et al.*, 2010) (principalmente salmonicultura y miticultura) y la pesca artesanal, las que en conjunto representan un 23% de la ocupación en la zona (Instituto Nacional de Estadísticas (Chile), 2002), desplazando incluso a las actividades silvoagropecuarias a pesar de ser la región del país con mayor población rural. Para ejemplificar la importancia que tiene esta zona para el país, el Servicio Nacional de Pesca y Acuicultura (SERNAPESCA), a través de sus anuarios, ha señalado que en la Región de los Lagos, de la cual forma parte el MIC, se produce el mayor desembarque total de algas, peces, moluscos, crustáceos y otras especies (erizos, pepinos de mar y piure) y en cuyo informe más reciente disponible (año 2013), se informó un desembarque nacional total de 3 millones 350 mil toneladas, del que un 24,4% (817 mil toneladas) correspondió a esta región (SERNAPESCA, 2013). En particular, Chile, debido al desarrollo de la industria acuícola, se ha posicionado a nivel mundial en el primer y segundo lugar de la producción de trucha y salmón, respectivamente, mostrando un crecimiento exponencial desde la década de 1980, lo que la ha transformado en una de las principales actividades productivas del país. Esto se ve

reflejado en la concesión de áreas costero marinas para la instalación de un gran número de centros de cultivo, los que al atraer mano de obra generan importantes fuentes de empleo.

Sin embargo, la productividad y, por consiguiente, la estabilidad socioeconómica de este sistema marino pueden ser afectadas por diversos problemas asociados a: i) floraciones algales nocivas, ii) enfermedades en especies marinas (ej. anemia infecciosa del salmón (ISA), caligidosis), iii) inserción de químicos y antibióticos para el desarrollo acuícola y iv) cambios en condiciones oceanográficas (ej. concentraciones de nutrientes y oxígeno, disponibilidad de producción primaria y temperatura de las aguas). Un claro ejemplo de los impactos socioeconómicos, que se producen en este frágil sistema, ha sido la pérdida de más de 16 mil puestos de trabajo debido a las muertes de salmones por contraer el virus ISA durante el año 2007 (González, 2016).

Otro ejemplo, asociado a cambios en la productividad, es la disminución de semillas de choritos (*Mytilus chilensis*) que se observó a partir del año 2011. En relación a las posibles causas que podrían haber incidido en la drástica disminución larval de esta especie, hay una serie de hipótesis que hasta el momento no han sido comprobadas, debido principalmente a la falta de información sostenida en el tiempo de distintos parámetros ambientales (Anónimo, 2012). Dentro de ellas, las principales hipótesis están asociadas a variaciones en la temperatura de las aguas y/o a la disponibilidad de alimento (producción primaria). Ejemplos más recientes ocurridos durante el verano del 2016, que han sido asociados a cambios en la temperatura del mar (entre otras hipótesis), y que tuvieron consecuencias socioeconómicas adversas, fueron los florecimientos algales nocivos (FANs) de las especies *Chatonella sp.* y *Alexandrium Catenella*. La primera de ellas ha sido establecida como la causante de la muerte de salmones en la zona norte del MIC (seno de Reloncaví) mientras que la segunda, al poseer Veneno Paralizante de Moluscos (VPM), generó la varazón de machas en Cucao así como la paralización de las actividades de extracción de especies marinas filtradoras, debido a las altas concentraciones de VPM que éstas contenían y que al ser consumidas por humanos podrían tener consecuencias letales.

El estudio de la temperatura del mar y de la concentración de clorofila, proxy de la productividad primaria, se ha concentrado principalmente en el seno de Reloncaví (Valle-Levinson *et al.*, 2007), mientras que en otras zonas la investigación científica ha estado dispersa en tiempo y espacio asociada en gran medida a los Cruceros de Investigación Marina

en Áreas Remotas (CIMAR-Fiordos) (Silva & Palma, 2006) impulsados por el Comité Oceanográfico Nacional (CONA) desde 1995, año en que se llevó a cabo el primer crucero de primavera (CIMAR 1 Fiordos) en los fiordos y canales australes de Chile. Posterior a ello, durante inviernos y primaveras (con una duración de 15 días en promedio), se realizaron los cruceros CIMAR Fiordos 10, 11 y 12 en los años 2004, 2005 y 2006 respectivamente, cuya finalidad ha sido estudiar la columna de agua a través de la distribución vertical de variables físicas y biogeoquímicas en el sistema de fiordos y canales de la Patagonia Norte.

En cuanto a los trabajos desarrollados para esta zona, Ramírez & Pizarro (2005) utilizaron la información proporcionada por el crucero CIMAR 1 Fiordos, realizado durante octubre de 1995, para establecer la distribución espacial de concentración de clorofila, tanto en la columna de agua como en superficie, estudio que posteriormente fue replicado por Montecino *et al.* (2005) con datos del crucero CIMAR 10 Fiordos, realizado en el invierno y la primavera del 2004. Otros estudios han abordado la variabilidad espacio-temporal de la concentración de clorofila, en donde destaca la utilización de herramientas satelitales. Entre ellos destaca Delgado & Marín (2006), pioneros en la realización de este tipo de estudios, quienes determinaron zonas de alta concentración de clorofila (CHL-a, abreviación del inglés Chlorophyll, donde “-a” hace alusión a su obtención a través de percepción remota) en la región norte de los fiordos australes de Chile durante los años 2003-2005, utilizando 609 imágenes satelitales provenientes de SeaWiFS de 1 *km* de resolución espacial. Por otra parte, el estudio realizado por Iriarte *et al.* (2007) combinó datos *in situ*, de cinco estaciones oceanográficas (2001-2004), e información satelital SeaWiFS de 9 *km* de resolución espacial, promediada mensualmente entre los años 1998-2002. Por su parte, Tello & Rodríguez-Benito (2009), a pesar de excluir la boca del Guafo de la zona de estudio, utilizaron el mismo tipo de información satelital descrito anteriormente para los años 1998-2006. Su trabajo, a diferencia de los demás, no solo caracteriza el ciclo anual sino también estudia la variabilidad interanual de la concentración de CHL-a. Con los mismos fines, Lara *et al.* (2010), usaron 27 imágenes Modis-Aqua, de 1 *km* de resolución espacial, para analizar el periodo 2003-2005.

En el caso de la temperatura del mar, uno de los pioneros en su estudio fue Pickard (1971), utilizando datos obtenidos en la expedición canadiense Hudson-Chile 70, realizada en marzo de 1970 (Sievers, 2006). Este trabajo junto a los estudios desarrollados por Silva *et al.* (1997,

1998) lograron determinar las estructuras verticales de la temperatura en las distintas cuencas del MIC, las que posteriormente fueron recopiladas por Sievers (2006). Los datos de los cruceros CIMAR 1, 10, 11 y 12 Fiordos fueron utilizados por Silva *et al.* (1997, 1998) y Carrasco & Silva (2006, 2007) para describir la temperatura de la columna de agua en distintas estaciones del MIC. Dentro de los estudios realizados en la zona, solo el trabajo realizado por Tello & Rodríguez-Benito (2009) utiliza percepción remota, el que, además de estudiar la concentración de CHL-a, analiza la variabilidad espacio-temporal de la temperatura superficial del mar (SST por sus siglas en inglés, Sea Surface Temperature) a través del uso de imágenes satelitales MODIS-Aqua de 9 km de resolución espacial para el periodo 2002-2006.

A pesar de que la información aportada por los cruceros oceanográficos es altamente valiosa para la zona, cuenta con limitaciones espaciales y temporales que solo permiten representar escalas de tiempo estacionales y patrones de influencia local. La escasez de información de larga data acrecienta el interés por conocer la evolución de las condiciones oceanográficas de este sistema, en particular de la concentración de clorofila y de la temperatura del mar, y su relación con forzantes y procesos dinámicos, cuyo estudio puede realizarse utilizando herramientas satelitales.

Los resultados del uso de información satelital en el MIC se han visto limitados debido a que: i) las resoluciones utilizadas (~9 km) son comparativamente inferiores a las que son posible utilizar hoy en día (<1 km), impidiendo observar procesos de escalas espaciales de altas resoluciones, ii) los periodos de estudio son cortos lo que impide hacer análisis en escalas interanuales y ii) porque se utiliza una acotada cantidad de información satelital debido a la alta cobertura nubosa que presenta la zona. Sin embargo, el adecuado uso de información satelital, que representa las características superficiales del agua de mar, es una poderosa herramienta que ha permitido estudiar procesos físico-biológicos que ocurren a escalas espaciales y temporales imposibles de abarcar mediante cruceros oceanográficos y que ha permitido revelar estructuras antes desconocidas (Barbieri *et al.*, 1995) en donde la extensión, la complejidad topográfica de la zona y el período de estudio presentan escasas limitaciones.

A partir de 1996 la Administración Nacional de la Aeronáutica y del Espacio (NASA por sus siglas en inglés, National Aeronautics and Space Administration), a través de su sitio web

“Ocean Color” mantenido por el Grupo de Procesamiento Biológico del Océano (OBPG por sus siglas en inglés, Ocean Biology Processing Group) del Centro de Vuelo Espacial Goddard (GSFC por sus siglas en inglés, Goddard Space Flight Center), es responsable de la recolección, procesamiento, calibración, validación, almacenamiento y distribución de productos obtenidos mediante un gran número de misiones satelitales que proporcionan información relacionada con el océano. Dentro de casi la decena de misiones satelitales existentes se encuentra MODIS-Aqua, una misión satelital lanzada por la NASA el año 2002 y que, hasta el presente, estudia el ciclo hidrológico y el agua en todas sus formas.

De un total de seis sensores a bordo de AQUA, el Espectroradiómetro de imágenes de mediana resolución (MODIS por sus siglas en inglés, Moderate-resolution Imaging Spectroradiometer) a través de algunas de sus 36 bandas espectrales (0,405 y 14,385  $\mu m$ ), capta información de distintas variables de interés geofísico tales como la SST y el color del océano (OC por sus siglas en inglés, Ocean Color), del que se deriva la concentración de CHL-a a través de distintos algoritmos. Esta información está disponible en tres niveles de procesamiento, de los cuales el segundo corresponde a información diaria de 1 km de resolución espacial.

Por los motivos mencionados en los párrafos anteriores, en el presente estudio se utiliza información satelital MODIS-Aqua de alta resolución (1  $km$ ) para estudiar la (co)variabilidad espacio-temporal de la concentración de CHL-a y la SST en el MIC, durante el periodo 2003-2014. Además de ello, se estudia la relación de la/las principal frecuencia de variabilidad con sus posibles mecanismos forzantes (radiación solar (RS), magnitud del viento (MV), índice de surgencia (Mx) y descarga de agua dulce de ríos) tanto en el MIC como en el mar exterior (ME), cuando corresponde, y la conexión existente entre ambas zonas.

## **1.1. Hipótesis**

Basándose en lo expuesto anteriormente surgen las siguientes preguntas:

¿Cuál es la variabilidad temporal de la concentración de CHL-a y de la SST en la zona?, ¿cómo es la estructura espacial de la concentración de CHL-a y de la SST en el MIC?, ¿cómo varía zonal y meridionalmente la SST y la concentración de CHL-a en el área de estudio? y

¿hay alguna relación entre la variabilidad espacial y/o temporal de la concentración de CHL-a y SST?

De acuerdo a esto, se plantea la siguiente hipótesis:

Existe una covarianza espacial y temporal directa, es decir, cuando aumenta (disminuye) la SST también aumenta (disminuye) la concentración de CHL-a debido al efecto de mezcla que tiene el viento sobre el MIC. Es decir, el viento jugaría un rol fundamental en la relación entre la concentración de CHL-a y SST.

## **1.2. Objetivos**

### *1.2.1. Objetivo general*

Estudiar la variabilidad espacio-temporal de la SST y de la concentración de CHL-a en el MIC, en el periodo 2003-2014, a través del uso de información satelital diaria MODIS AQUA de alta resolución (1 km).

### *1.2.2. Objetivos específicos*

Describir la variabilidad temporal, estacional e interanual, de la concentración de CHL-a y de la SST en el MIC.

Estudiar la variabilidad espacial de la concentración de CHL-a y de la SST con énfasis en la ocurrencia de gradientes en el MIC.

Identificar las principales frecuencias de variabilidad de la SST y de la concentración de CHL-a en el MIC.

Identificar posibles forzantes de las principales frecuencias de variabilidad de la SST y de la concentración de CHL-a en el MIC.

### **1.3. Esquema del informe**

El estudio se compone de diez partes. (i) Introducción, (ii) antecedentes generales del mar interior de Chiloé, donde se describe la zona desde un punto de vista físico, químico y biológico. (iii) Materiales y métodos, donde se señala el periodo y la zona de estudio, la información utilizada, el pre-procesamiento de estos y los análisis realizados. (iv) Resultados del estudio, (v) discusión, (vi) conclusiones, , (vii) referencias bibliográficas, (viii) tablas, (ix) figuras y (x) anexo.



## 2. Antecedentes generales

Este capítulo tiene como finalidad caracterizar el MIC a través de su descripción física (salinidad, temperatura, viento, aportes de agua dulce, circulación y batimetría), química (nutrientes) y biológica (clorofila).

### 2.1. Descripción física, química y biológica del mar interior de Chiloé

#### 2.1.1. Cuencas y batimetría

El MIC posee cuerpos de agua separados por islas que generan constricciones y/o umbrales (Carrasco & Silva, 2007) cuyas cuencas, en términos generales, disminuyen su profundidad hacia el sur (Figura 2.1a). El estuario y seno de Reloncaví (~300 m de profundidad) están separados del golfo de Ancud por las islas Puluqui y Quellín. A su vez, el golfo de Ancud (~200 m de profundidad) está separado del golfo Corcovado por la cadena de islas Desertores-Apiao-Quemchi, donde el paso Desertores es el más profundo. Por el sector noroccidental, el MIC está conectado con el océano exterior a través del canal Chacao (~50 m de profundidad). Por su parte, el golfo Corcovado se encuentra conectado con el océano a través de la boca del Guafo, la que constituye un paso muy amplio con profundidades en torno a 150 m.

La zona comprendida entre el seno de Reloncaví y la cadena de islas Desertores-Apiao-Quemchi tiende a formar canales o depresiones angostas con direcciones aproximadas noroeste-sureste (Figura 2.1b), lo cual puede ser una manifestación del avance-retroceso de glaciares en el pasado. Desde el golfo Corcovado la depresión longitudinal, sinuosa y con rumbo norte-sur, domina los sectores profundos. Por el contrario, las áreas someras se presentan como mesetas submarinas (Rodrigo, 2006).

#### 2.1.2. Masas de agua y circulación general

La circulación general horizontal fue separada de manera simple por Silva *et al.* (1998) en dos niveles. Sin embargo, en la boca del Guafo se puede identificar un tercer nivel a mayor profundidad (Figuras 2.2-2.3). El primero corresponde a la capa superficial, la cual varía

entre 0 y 20-30 m, el segundo o intermedio comprende la columna de agua entre 30 y 150 m de profundidad y el tercero, cuando corresponde, se ubica desde 150 m hasta el fondo. El nivel superficial está constituido por un flujo de agua estuarina (AE), de baja salinidad (~20 *psu*), con dirección hacia el Pacífico adyacente, que a medida que se aleja de las fuentes de agua dulce aumenta su salinidad (Palma & Silva, 2004). El segundo nivel está compuesto por un flujo de agua subantártica (ASAA), comparativamente más salino que el anterior (~34 *psu*), que ingresa al golfo Corcovado por la boca del Guafo para posteriormente transformarse en agua subantártica modificada (ASAAM) en su viaje hacia el seno Reloncaví. Por su parte, el tercer nivel introduce al sistema agua ecuatorial subsuperficial (AESS) a través de la boca del Guafo. Sin embargo, su desplazamiento hacia el norte está limitado por la topografía submarina que solo le permite ingresar hasta el extremo sur del Golfo Corcovado.

### 2.1.3. Viento

Esta área está dominada por vientos sur y suroeste, durante primavera y verano (octubre-marzo), y vientos norte y noroeste, durante otoño e invierno (abril-septiembre) (Bustos *et al.*, 2008). Las características del viento están controladas por la circulación atmosférica regional asociada al movimiento latitudinal del Anticiclón del Pacífico Sur y la deriva de los vientos del oeste (Chaigneau & Pizarro, 2005, Letelier *et al.*, 2010), como también al paso eventual de sistemas frontales de viento norte (Letelier *et al.*, 2010). Además, la topografía de la zona tiene una fuerte influencia en el predominio de la dirección del viento local en los diferentes sectores, quedando de manifiesto en el canal Chacao, ya que se observan direcciones que siguen la orientación del canal (Letelier *et al.*, 2011).

El estudio realizado por Letelier *et al.* (2011) señala que el seno de Reloncaví es caracterizado por el predominio de viento norte-noreste-noroeste (~60%) con magnitudes entre 1 a 3  $ms^{-1}$ . La zona de Quellón, sector occidental del Golfo Corcovado, se caracteriza por vientos provenientes del norte-noroeste-oeste (~40%) cuyas magnitudes varían entre <10 y >20  $ms^{-1}$ . En el sector oriental del Golfo Corcovado predominan (>36%) vientos del oeste que ingresan por la Boca del Guafo y son modulados por eventos de viento desde el continente. En el sector de Ancud, canal Chacao, existe un predominio del viento sur-suroeste durante primavera-verano (>45%) cuyas magnitudes varían entre 1 y 10  $ms^{-1}$  (~80%). En el

lado occidental de la isla de Chiloé el viento predominante también proviene desde sur-suroeste con eventos sinópticos de viento norte, especialmente durante el invierno (Cáceres *et al.*, 2003).

#### 2.1.4. Salinidad y aportes de agua dulce

En general, los perfiles verticales de salinidad, agrupados en siete estructuras por Pickard (1971), Silva *et al.* (1997) y Silva & Calvete (2002) indican que la columna de agua presenta una estructura de dos capas separadas por una haloclina cuya intensidad depende de los valores de salinidad superficial. En la capa superficial (15 - 20 m) la salinidad es baja, pudiendo, en condiciones extremas, llegar a valores inferiores a 1 *psu*. En la capa profunda, que se extiende bajo la haloclina y hasta el fondo, la salinidad generalmente va aumentando. Sin embargo, en ocasiones se presentan condiciones prácticamente homohalinas (Sievers, 2006). En términos generales, los forzantes que actúan sobre ellos corresponden a la presencia de agua de mar y al aporte de agua dulce proveniente de ríos, precipitaciones, escurrimiento costero y glaciares. La interacción en la capa superficial entre el agua de mar y dulce en mayor o menor grado, la mezcla vertical provocada por el viento y la advección profunda de aguas de mayor salinidad generan estas estructuras (Sievers, 2006). La representación esquemática de estos perfiles se reproduce en la [Figura A1](#) y sus características se describen en el apartado *10.1. Salinidad*.

A partir de la información obtenida por los cruceros CIMAR 10, 11 y 12 Fiordos (Carrasco & Silva, 2006, 2007, 2008) es posible determinar que tanto en invierno como en primavera la zona norte del MIC, al norte de la cadena de islas Desertores-Apiao-Quemchi, presenta una capa superficial (25 - 30 m) altamente estratificada (fuertes haloclinas), cuyas salinidades varían entre 2 y 32 *psu*. Bajo esta capa la salinidad aumenta paulatinamente hasta alcanzar ~32,5 *psu*. Esta estructura, de acuerdo a Sievers (2006), podría corresponder al tipo S2 y/o S4 ([Figura A1](#)). Por otra parte, en la zona correspondiente a los golfos Ancud y Corcovado se presenta una capa cuasi homohalina en torno a 32,5 *psu*, estructura similar al tipo S6 ([Figura A1](#)). Finalmente, en la boca del Guafo la estratificación aumenta (sin haloclinas) en toda la columna de agua desde 32,5 a 34 *psu*, identificándose una estructura similar al tipo S5 ([Figura A1](#)).

Dentro de los principales ríos (ej. Petrohué, Cochamó, Blanco, Cisnes, Barceló, Reñihue, Negro, Yelcho, Corcovado) que intensifican los gradientes verticales de la columna de agua se encuentra el río Puelo; el tercer río más importante de Chile en términos del caudal estimado en su desembocadura (Dai & Trenberth, 2002). Este río tiene un caudal medio anual de  $644 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$  con fuertes fluctuaciones que oscilan entre 150 y  $3590 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$  cerca de su desembocadura en el estuario de Reloncaví (Niemeyer & Cereceda, 1984; Aracena, 2005; León, 2005; Urrutia *et al.*, 2005). Posee un régimen mixto pluvio-nival, con un máximo principal en invierno y un máximo secundario asociado al derretimiento de nieve en la primavera tardía (noviembre a diciembre) (Urrutia *et al.*, 2005). Este río es una de las principales fuentes de agua dulce del estuario Reloncaví, el que genera un sistema altamente estratificado en la capa superficial, lo que tiene importantes efectos para su hidrodinámica y para la productividad biológica (Cáceres *et al.*, 2007).

#### 2.1.5. Nutrientes

La disponibilidad de nutrientes como el fosfato, nitrato y silicato en la columna de agua dependen de la acción de forzantes físicos y de procesos biogeoquímicos como el ingreso de agua dulce de ríos, lluvia o deshielo, agua marina oceánica, la producción y consumo biológico por la fotosíntesis, respiración, descomposición de materia orgánica (remineralización), disolución de caparzones silíceos o regeneración de arcillas, entre otros (Silva, 2006). El efecto de estos forzantes genera estructuras verticales características de la columna de agua. Estas fueron propuestas por Silva *et al.* (1997) y Silva & Calvete (2002) utilizando información de los cruceros CIMAR 1, 2 y 3 Fiordos, realizados durante las primaveras de los años 1995, 1996 y 1997-1998., con la finalidad de identificar los procesos o forzantes al comparar un perfil vertical de una estación con respecto a los perfiles típicos, en este caso, de fosfato-nitrato (Figura A2) y silicato (Figura A3), cuyas características se describen en los apartados 10.2. Fosfato y nitrato y 10.3. Silicato, respectivamente.

##### 2.1.5.1. Fosfato y nitrato

En general, los perfiles verticales de fosfato y nitrato presentan una estructura de dos capas, una en superficie (30-50 m de espesor) con bajas concentraciones de ambos nutrientes (0-0,8  $\mu\text{M}$  de fosfato y 0-8  $\mu\text{M}$  de nitrato) y una en profundidad (> 75 m) con altas concentraciones

(1,2-2,4  $\mu\text{M}$  de fosfato y 12-24  $\mu\text{M}$  de nitrato), separadas por una zona de alto gradiente vertical donde los nutrientes aumentan rápidamente en profundidad (Silva, 2006). Cabe destacar que las bajas concentraciones de fosfato y nitrato en la capa superficial son debidas al consumo de fitoplancton durante la fotosíntesis y al aporte de aguas dulces pobres en nutrientes, provenientes de ríos, lluvias y deshielos. En ocasiones, la concentración de nutrientes puede agotarse en superficie, lo cual ha estado asociado a sobresaturaciones de oxígeno disuelto (>120%) y pH más básicos (>8,2) (Silva, 2006).

Durante el inviernos, las concentraciones de fosfato y nitrato en superficie varían entre 0,3 – 1,8 y 2,5 - 20  $\mu\text{M}$ , respectivamente, siendo mayores en torno a la cadena de islas Desertores-Apiao-Quemchi y menores en el estuario Reloncaví. En el estuario y seno Reloncaví, la estructura vertical de la columna de agua está conformada por dos capas. Una superficial fuertemente estratificada y con bajas concentraciones de nutrientes (<1,2  $\mu\text{M}$  de fosfato y <12  $\mu\text{M}$  de nitrato). Bajo esa capa las concentraciones de fosfato y nitrato aumentan hasta 2,2 y 24  $\mu\text{M}$ , respectivamente. Esta estructura puede ser caracterizada por el perfil vertical tipo P-N1 (Figura A2). A diferencia de lo anterior, el golfo Ancud presenta una estructura vertical homogénea, en torno a 2,2  $\mu\text{M}$  de fosfato y 24  $\mu\text{M}$  de nitrato, y es caracterizada por el perfil vertical tipo P-N4 (Figura A2). Por su parte, la columna de agua en el golfo Corcovado y la boca del Guafo aumenta su estratificación, alcanzando concentraciones de hasta 2,2 y 24  $\mu\text{M}$  de fosfato y nitrato, respectivamente, y cuyo perfil vertical es caracterizado por el tipo P-N2 (Figura A2).

Durante la primavera, ambos nutrientes varían entre 0,1 – 1,2  $\mu\text{M}$  de fosfato y 3 - 12  $\mu\text{M}$  de nitrato, cuyas menores concentraciones se presentan en el estuario Reloncaví y las mayores en el golfo Corcovado. Al norte de la cadena de islas Desertores-Apiao-Quemchi se presenta una estructura de dos capas, una superficial (25 m) altamente estratificada con bajas concentraciones de nutrientes (< 0,5  $\mu\text{M}$  de fosfato y < 12  $\mu\text{M}$  de nitrato). Bajo esta capa aumentan las concentraciones hasta alcanzar valores en torno a 2,4 y 24  $\mu\text{M}$ . Por su parte, en el golfo Corcovado y en la boca del Guafo se presenta una capa débilmente estratificada con concentraciones que oscilan entre 1 - 4  $\mu\text{M}$  de fosfato 2 - 24  $\mu\text{M}$  de nitrato. En esta estación, los perfiles verticales corresponden al tipo PN-1 (Figura A2), para la zona norte, y PN-2 (Figura A2) para la zona sur.

### 2.1.5.2. Silicato

Durante la primavera, el silicato presenta una estructura vertical similar a la del fosfato y nitrato. En superficie este nutriente varía entre 4 - 50  $\mu\text{M}$ , cuyas concentraciones más altas se presentan en el estuario Reloncaví y las más bajas en la boca del Guafo. En general, en el seno y estuario Reloncaví se presenta una estructura de dos capas, con altas concentraciones en superficie ( $>40 \mu\text{M}$ ) las que disminuyen rápidamente ( $< 10 \mu\text{M}$ ) a 10 m para luego aumentar nuevamente de manera paulatina en profundidad (24  $\mu\text{M}$ ), similar a la estructura Si4 (Figura A3). En torno a la cadena de islas Desertores-Apiao-Quemchi se presenta una capa cuasi homogénea ( $\sim 8 \mu\text{M}$ ), caracterizada por la estructura Si7 (Figura A3). Y en el golfo Corcovado y la Boca del Guafo se presenta una columna de agua estratificada que varía entre 4 - 12  $\mu\text{M}$  similar a la representación de la estructura tipo Si6 (Figura A3).

Durante el invierno, la estructura vertical de la columna de agua depende de los mayores o menores aportes de agua dulce de ríos o glaciares. Durante el año 2004 la columna de agua es similar a la presentada durante primavera, sin embargo posee mayores concentraciones tanto superficiales (5-100  $\mu\text{M}$ ) como en profundidad ( $\sim 32 \mu\text{M}$  en el estuario y seno Reloncaví,  $\sim 12 \mu\text{M}$  en torno a las islas Desertores y entre 8-16  $\mu\text{M}$  en el golfo Corcovado y la boca del Guafo). Por el contrario, durante el año 2006 la columna de agua presenta una estructura de dos capas, desde el estuario Reloncaví hasta el golfo de Ancud, con un máximo superficial ( $> 40 \mu\text{M}$ ) que disminuye rápidamente hasta los 25 m. Bajo esta capa la concentración de silicato permanece cuasi homogénea ( $\sim 28 \mu\text{M}$ ), similar al perfil Si6 (Figura A2). Al sur de las islas Desertores se presenta una columna de agua homogénea en torno a los 15  $\mu\text{M}$ , caracterizada por la estructura Si7 (Figura A3). Cabe destacar que en superficie, las aguas dulces provenientes de ríos, a diferencia del fosfato y nitrato, son ricas en silicato (40 a 150  $\mu\text{M}$ ) y constituyen un aporte importante a la capa superficial. (Carrasco & Silva, 2006, 2007).

### 2.1.6. Temperatura del mar

De acuerdo a información obtenida por los cruceros CIMAR 1, 2 y 3 Fiordos, realizados durante las primaveras de los años 1995, 1996 y 1997, Pickard (1971), Silva *et al.* (1997) y Silva & Calvete (2002) señalan que la distribución vertical de la temperatura se presenta como una estructura de dos capas. En general, la capa superior es variable debido a las

fluctuaciones anuales de la radiación solar, los aportes de agua más o menos frías por ríos y glaciares, precipitaciones y escurrimiento costero, la mezcla vertical debido al viento, la advección de aguas oceánicas y posiblemente debido a calentamientos geotermales. Por otra parte, la capa más profunda, que en ocasiones se encuentra separada de la superior por un fuerte gradiente vertical o termoclina, tiende a tener una distribución de la temperatura más uniforme llegando a ser, en ciertas oportunidades, casi homotermal (Sievers, 2006). Los perfiles verticales de temperatura en la zona norte y central de los canales y fiordos australes, fueron caracterizados en once tipos por Silva *et al.* (1997), cuya representación esquemática se observa en la [Figura A4](#) y cuyas características se describen en el apartado *10.4 Temperatura*.

Durante los inviernos, en la zona norte del MIC, la columna de agua presenta una capa superficial estratificada (25 - 30 m) que varía entre 9 y 11 °C (inversión térmica) y una capa profunda con una estructura cuasi homotermal, en torno a 11 °C, caracterizada por perfiles tipo T9 y/o T10 ([Figura A4](#)). Al sur de la cadena de islas Desertores-Apiao-Quemchi, se presenta una columna de agua cuasi homotermal cuyos valores oscilan en torno a 10,5 °C y cuya estructura podría corresponder al perfil T8 ([Figura A4](#)) (Carrasco & Silva, 2006, 2007, 2008). Durante las primavera, en la zona norte del MIC se presenta una capa superficial (25 - 30 m) estratificada cuya temperatura varía entre 13 y 11 °C. A diferencia de lo observado durante el invierno, la temperatura en esta capa disminuye con la profundidad. Bajo ella se presenta una capa cuasi homotermal con temperaturas en torno a los 11 °C. El perfil vertical de la columna de agua de esta zona puede ser asociado al tipo T1 ([Figura A4](#)). Al sur de la cadena de islas Desertores-Apiao-Quemchi se presenta una columna de agua estratificada en que las temperaturas disminuyen desde 12 a 9 °C, similar a lo observado en el perfil tipo T1 ([Figura A4](#)), sin embargo la temperatura disminuye monótonicamente en comparación a lo observado en la zona norte del MIC (Carrasco & Silva, 2006, 2007, 2008).

En particular, en las etapas de invierno y primavera de los cruceros CIMAR Fiordos 10, 11 y 12, las temperaturas superficiales (0 a ~30 m) varían, de norte a sur, entre a 9 - 11 °C (invierno) y 13 - 9 °C (primavera), mientras que en profundidad (>50 m - fondo) lo hacen en torno a 11 °C (primavera) y 11-9 °C (invierno) (Carrasco & Silva, 2006, 2007, 2008). Además, de acuerdo a los resultados obtenidos por Tello & Rodríguez-Benito (2009) se ha observado a través de percepción remota que la SST tiene un marcado ciclo anual, cuyas

magnitudes aumentan gradualmente en primavera, alcanzando su máximo en febrero, y luego disminuyen hasta alcanzar su temperatura más baja en invierno (julio-agosto). La zona norte del MIC se caracteriza por tener máximos de temperaturas que alcanzan los 15 °C, 2 °C mayor que la zona sur.

### 2.1.7. Concentración de clorofila

A partir de los datos obtenidos durante el crucero CIMAR Fiordos 1 (primavera de 1995) Ramírez & Pizarro (2005) establecieron una primera aproximación de la distribución espacial de la concentración de clorofila en MIC (Figura 2.4). Se propone que la concentración de clorofila es mayor en la capa superficial (0 – 20 m de profundidad), la cual disminuye desde 15  $mgm^{-3}$ , en el seno Reloncaví, a 0,5  $mgm^{-3}$  en el golfo Corcovado, y luego aumentar hacia la boca del Guafo (1,5  $mgm^{-3}$ ). Por el contrario, bajo la capa superficial las concentraciones de clorofila son más bajas y permanecen relativamente constantes en torno a 0,2  $mgm^{-3}$ .

Una visión más general de la variabilidad espacio-temporal de la concentración de CHL-a fue aportada por Lara *et al.* (2010) a través de información satelital MODIS-Aqua, de 1 km de resolución espacial, para el periodo 2003-2005. Utilizando solo 27 imágenes satelitales concluyen que la clorofila posee un ciclo estacional, con máximos registrados durante primavera-verano y mínimos durante otoño-invierno. El golfo de Ancud posee el mayor promedio de concentración de CHL-a (4,1  $mgm^{-3}$ ), lo sigue la boca del Guafo (3,23  $mgm^{-3}$ ) y finalmente la zona en torno a las islas Desertores (2,86  $mgm^{-3}$ ). Durante la primavera y verano se observa una mayor variabilidad de la concentración de clorofila, contrario a lo ocurrido durante otoño e invierno. Estos resultados, en cuanto a la estacionalidad y la distribución de la concentración de CHL-a, también fueron observados por Tello & Rodríguez-Benito (2009), quienes además señalan que los patrones espaciales y temporales son similares a los observados en la SST, pero con una variabilidad mayor a través del tiempo.



### 3. Materiales y métodos

Para evaluar la hipótesis planteada y cumplir con los objetivos establecidos en este estudio se llevaron a cabo diversos análisis cuyo plan metodológico se resume en la [Figura 3.1](#). Dentro de los métodos utilizados destacan: i) la inspección de gradientes meridionales, ii) la aplicación de Funciones Ortogonales Empíricas (EOFs por sus siglas en inglés, Empirical Orthogonal Functions) en su modalidad estándar y combinada (CEOFs por sus siglas en inglés, Combined Empirical Orthogonal Functions) y iii) la aplicación del Multitaper Method-Singular Value Decomposition (MTM-SVD), utilizando información satelital MODIS-Aqua mensual (1km de resolución espacial; periodo 2003 - 2014) de la SST y de la concentración de CHL-a en el MIC. El estudio de los gradientes meridionales y la aplicación de las EOFs permitió evaluar la (co)variabilidad espacio temporal de la SST y de la concentración de CHL-a. Por su parte, la aplicación del MTM-SVD permitió identificar las frecuencias que dominan la (co)variabilidad de ambas variables, a través de los espectros de varianza fraccional local (SVFL por sus siglas en inglés, Local Fraccional Variance Spectrum) y conjunto (SVFLC por sus siglas en inglés, Combined Local Fraccional Variance Spectrum). Además, este método permitió reconstruir los patrones espaciales de las frecuencias de variabilidad dominantes por medio de la fracción de varianza explicada y su fase de oscilación, así como las series temporales de ambas variables en los sitios de máxima varianza.

Una vez identificadas las frecuencias de (co)variabilidad, se estudiaron los procesos oceanográficos o mecanismos forzantes que actúan sobre ellas. Considerando que el MIC es un sistema semicerrado que se conecta con el mar exterior (ME) principalmente a través de la Boca del Guafo, se estudió la existencia de una relación entre ambas zonas. Para ello, se realizaron correlaciones punto de la concentración de CHL-a debido a que esta variable funciona como trazador pasivo de corrientes superficiales. Además, se estudió la relación entre la frecuencia principal de la SST y de la concentración de CHL-a con sus posibles mecanismos forzantes: i) radiación solar (RS), ii) índice de surgencia o transporte de volumen (Mx) y iii) magnitud del viento (MV). El análisis se llevó a cabo a través de una correlación cruzada entre las frecuencias principales de la SST y de la CHL-a respecto a las mismas frecuencias de sus mecanismos forzantes, para evaluar si existe algún grado de desfase en la respuesta de ambas variables. Además, se estudió la relación entre la concentración de CHL-a

y el caudal del río Puelo (RP) en el seno de Reloncaví y el efecto que este último produce sobre la estratificación de la columna de agua (Frecuencia de Brunt-Väisälä) y la disponibilidad de nutrientes en años en que el caudal invernal del RP varió significativamente.

### **3.1. Área y periodo de estudio**

La (co)variabilidad espacio temporal de la CHL-a y de la SST fue analizada en el periodo 01/2003 - 12/2014, para el área de estudio ([Figura 1.1](#)), zona ubicada en el sistema norte de los canales y fiordos australes de Chile. Esta área está comprendida entre 41°23'60" - 43°47'60"S y 74°30' - 72°12'O y es conformada por el seno de Reloncaví, golfo de Ancud, golfo Corcovado y boca del Guafo; no obstante, debido a la escasa información satelital en ciertas zonas del sector oriental del MIC, se han excluido del área de estudio los fiordos de Reloncaví, Comau y Reñihue.

En otros análisis, el área y periodo de estudio varían de acuerdo al objetivo y/o a la disponibilidad de los datos, cuyos detalles se muestran en la Tabla 1.

### **3.2. Datos utilizados**

#### *3.2.1. Información satelital*

##### *3.2.1.1. Concentración de clorofila (CHL-a) y temperatura superficial del mar (SST)*

Para llevar a cabo los análisis descritos en la Tabla 1(a, b, c, d, e), se utilizó información satelital MODIS-Aqua, de ~1 km de resolución espacial, de CHL-a ( $mgm^{-3}$ ) y de SST ( $^{\circ}C$ ). Esta información fue obtenida en escala diaria para el periodo 01/2003 - 05/2016 y el área comprendida entre 40 - 46°S y 72 - 77°O, desde el sitio web Ocean Color <http://oceancolor.gsfc.nasa.gov/cgi/browse.pl?sen=am>, plataforma que permite su distribución luego de ser procesada, calibrada y validada por el OBPG del GSFC de la NASA (Feldman, 2016).

La derivación de la SST por MODIS está basada en la información captada por el sensor en las regiones del infrarrojo medio (bandas espectrales 20, 22 y 23 localizadas en torno a  $4 \mu m$ ) y del infrarrojo térmico (bandas espectrales 31 y 32 localizadas entre 10 y  $12 \mu m$ ) (Durá *et al.*, 2014). Por otra parte, la CHL-a es determinada a partir del algoritmo OC3 (O'Reilly *et al.*, 2000) el cual utiliza la radiancia emitida por el agua de mar en tres longitudes de onda: 0,443, 0,448 y  $0,551 \mu m$ , correspondientes a las bandas espectrales 9, 10 y 12, respectivamente.

Este tipo de información corresponde al nivel "L2" del actual reprocesamiento 2014.0, avance que ha permitido obtener información de alta resolución ( $1 km$ ), que incluye la implementación de actualizaciones en algoritmos y productos satelitales. Además de ello, incorpora avances en la calibración de instrumentos específicos del sensor MODIS y la transición del formato HDF4 (de sus siglas en inglés, Hierarchical Data Format Release 4) a netCDF4 (de sus siglas en inglés, Network Common Data Form) para asegurar el mantenimiento a largo plazo de la información (Feldman, 2016). En particular, el nivel "L2" corresponde a variables geofísicas (OC, SST, etc.) georeferenciadas y calibradas geométrica y radiométricamente, en una grilla no regular cuya información no posee índices de calidad, lo cual es implementado en la sección 3.3.1. de este capítulo.

### 3.2.1.2. Viento

Información satelital diaria de viento QuickSCAT (por sus siglas en inglés, Quick Scatterometer) ( $ms^{-1}$ ), para el periodo 01/2003 - 10/2009, de  $1/3^\circ$  de resolución espacial, fue obtenida desde el sitio web <http://www.remss.com/missions/qscat>. Esta información fue utilizada para el estudio de la magnitud del viento (MV) y del índice de surgencia o transporte de volumen (Mx), como posibles mecanismos forzantes de la frecuencia principal de variabilidad de la CHL-a y SST en los sitios de máxima varianza del MIC (Tabla 1(c)).

### 3.2.2. Datos in situ

#### 3.2.2.1. Radiación solar (RS)

Datos mensuales de RS ( $MJ m^{-2}$ ), otro posible mecanismo forzante de la frecuencia principal de la SST y de la CHL-a en el MIC (Tabla 1 (c)), fueron obtenidos a través del sitio web <http://agromet.inia.cl/estaciones.php> de la Red Agrometeorológica (Agromet) del Instituto de Investigaciones Agropecuarias (INIA). La información corresponde a tres piranómetros que forman parte de las estaciones: Butalcura (periodo: 04/2010 - 12/2014; elevación: 148m), Huyar Alto (periodo: 10/2009 - 12/2014; elevación: 155m) y Tara (periodo: 02/2011 - 12/2014; elevación: 145m) ubicadas en Dalcahue ( $42^{\circ}15'42''S$  y  $73^{\circ}39'2''O$ ), Curaco de Vélez ( $42^{\circ}24'14''S$  y  $73^{\circ}34'5''O$ ) y Chonchi ( $42^{\circ}42'13''S$  y  $73^{\circ}47'18''O$ ) (Figura 3.2), respectivamente.

#### 3.2.2.2. Caudal del río Puelo (RP)

Un posible mecanismo forzante de la frecuencia secundaria de la CHL-a es la descarga de agua dulce proveniente de ríos (Tabla 1(e)), cuyos desagües al MIC se efectúan principalmente en el sector oriental. Con la finalidad de representar este proceso se utilizó el caudal del RP, el cual desemboca al seno de Reloncaví a través del estuario del mismo nombre. Los datos del caudal medio mensual del RP ( $m^3 s^{-1}$ ), periodo 01/2003 - 12/2012, fueron proporcionados por Javier Eduardo Campos Arriagada del Departamento de Ingeniería Civil de la Universidad de Concepción. Corresponden a una reconstrucción hidrográfica que utiliza datos diarios y mensuales del caudal del río en tres estaciones administradas por la Dirección General de Aguas (DGA): Carrera Basilio, Desagüe Tagua Tagua y la estación ubicada antes de la desembocadura del río Manso.

#### 3.2.2.3. Variables oceanográficas en la columna de agua

Para estudiar la relación entre el caudal del RP y la CHL-a (asociable a la productividad primaria), además del efecto que el caudal de este río puede generar sobre la estratificación de la columna de agua y la disponibilidad de nutrientes en el MIC, durante años en que el caudal invernal varió significativamente (Tabla 1(f)), se utilizaron datos de temperatura ( $^{\circ}C$ ),

salinidad ( $psu$ ) y presión ( $db$ ), para estimar la frecuencia de Brunt-Väisälä ( $s^{-2}$ ), y datos de nutrientes como silicato, fosfato y nitrato ( $\mu M$ ). Estos datos fueron muestreados en distintas profundidades durante la realización de los cruceros oceanográficos CIMAR 10 y 12 Fiordos (C10F y C12F), cuya información, administrada por el Centro Nacional de Datos Hidrográficos y Oceanográficos Chile (CENDHOC), puede ser obtenida a través del sitio web [http://www.shoa.cl/n\\_cendhoc/](http://www.shoa.cl/n_cendhoc/) del Servicio Hidrográfico y Oceanográfico de la Armada (SHOA).

Ambos cruceros oceanográficos se realizaron en dos etapas (invierno y primavera). Sin embargo, sólo fueron utilizados los datos muestreados durante el invierno. Para esta etapa el crucero C10F se realizó entre el 21 y el 31 de agosto del año 2004 mientras que el C12F se efectuó entre el 09 y el 22 de julio del año 2006. En este estudio se seleccionaron 13 estaciones oceanográficas (E.3 - E.8 - E.9 - E.14 - E.16 - E.20 - E.21- E.32 - E.33 - E.36 - E.38- E.44 - E.47) (Figura 1.1) en cada una de las cuales se utilizó un CTDO Sea-Bird modelo SBE 25 para el registro continuo de la temperatura y salinidad; además de una roseta con 24 botellas de Niskin para el muestreo discreto de salinidad y nutrientes. La información detallada del pre-procesamiento de estos datos se encuentra disponible en los reportes de los cruceros C10F (Carrasco & Silva, 2008) y C12F (Carrasco & Silva, 2006).

### **3.3. Pre-procesamiento de Datos**

#### *3.3.1 Información Satelital*

Debido a la órbita de MODIS-Aqua, la información del área de estudio es captada, tanto de día como de noche, en un número variable de secciones (de 2000  $km$  de ancho aproximadamente) que corresponden al número de veces que el satélite barre la zona. Por este motivo se realizó un compendio, a través del promedio en cada punto de grilla, para agrupar la información satelital del nivel L2 en una escala de tiempo diaria. Posterior a ello, dado que este nivel de procesamiento cuenta con índices de calidad para la SST, se aplicó esta característica utilizando el máximo nivel de calidad a pesar de disminuir la cantidad de información. En el caso de la concentración de CHL-a, se eliminaron los datos escapados superiores a 50  $mg m^3$ . Para la utilización de la información satelital como variables geofísicas, se realizó un remuestreo para grillas regulares de 1  $km$  de resolución espacial.

La nubosidad es uno de los principales problemas para la obtención de información satelital de CHL-a, ya que su presencia impide la captura de variables de interés geofísico bajo ella. Debido a esta problemática, fue necesario evaluar la cantidad de información faltante (NaN) de la SST y de la concentración de CHL-a en el MIC, esto con el objetivo de establecer una adecuada escala temporal (ET) que contenga la menor cantidad de información faltante. Para ello, se calculó el porcentaje de esta información en cada campo promediado semanal, quincenal y mensualmente y, posteriormente, se escogió aquella escala que presentó un mayor porcentaje de información para desarrollar este estudio.

Además, fue necesario determinar un estadístico o medida de tendencia central (E) que caracterice la información de las series temporales diarias de la SST y de la concentración de CHL-a. Esto se realizó analizando el tipo de distribución de las series en tres sitios que representan distintas cuencas del MIC: el seno de Reloncaví, golfo de Ancud y Corcovado.

Finalmente, a partir de la información diaria de la concentración de CHL-a y SST se generaron matrices espacio temporales (F) (latitud, longitud, tiempo) de ambas variables, en función de la escala temporal (ET) y el estadístico (E) escogido, cuyos campos fueron interpolados linealmente. Cabe destacar que estas matrices espacio temporales (F) serán utilizadas en las visualizaciones de los gradientes meridionales y modificadas para la aplicación de las EOFs y el MTM-SVD.

### 3.3.2. Datos *in situ*

En cuanto a los datos *in situ*, sólo la radiación solar requirió pre-procesamiento. La información de las estaciones Butalcura, Huyar Alto y Tara fueron promediadas para obtener una única serie de tiempo representativa de la zona, que comprenda el mayor periodo de tiempo posible, entre 10/2009 - 12/2014, y que además elimine el efecto local de cada una de las estaciones.

### 3.4. Análisis de Datos

#### 3.4.1. Gradientes Meridionales

Utilizando las matrices de SST y concentración de CHL-a, y con la finalidad de caracterizar la zona de estudio y analizarla en términos de sus gradientes meridionales, se obtuvo la climatología y el campo de desviación estándar de ambas variables en el área comprendida entre 40 - 46°S y 72 - 77°O para el periodo 01/2003 - 12/2014. Más tarde, la evolución estacional de estos campos fue analizada a través de sus climatologías de primavera (septiembre, octubre y noviembre), verano (diciembre, enero y febrero), otoño (marzo, abril y mayo) e invierno (junio, julio y agosto).

Una vez caracterizada el área de estudio, se llevó a cabo una primera visualización de la variabilidad espacio temporal de la SST y de la concentración de CHL-a. Para ello se realizaron diagramas Hövmoller tiempo-latitud del promedio zonal de ambas variables en dos casos: i) considerando el ciclo anual y ii) removiéndolo para estudiar su variabilidad interanual en términos de sus anomalías. En particular, este análisis corresponde al periodo 01/2003 - 05/2016, para incluir los FANs ocurridos en el verano/otoño del 2016, en el área comprendida entre 41°23'60" - 43°47'60"S y 74°30' - 72°12'O que corresponde solo al MIC.

#### 3.4.2. Funciones Empíricas Ortogonales (EOFs)

Una forma de profundizar el estudio de la (co)variabilidad espacio temporal de la concentración de CHL-a y de la SST, en el MIC, fue aplicar el método EOF en sus modalidades estándar y combinada (CEOFs), en el periodo 01/2003 - 12/2014 para el área comprendida entre 41°23'60" - 43°47'60"S y 74°30' - 72°12'O. Las EOFs fueron utilizadas para dar a conocer la variabilidad espacio temporal de cada una de las variables por separado, mientras que las CEOFs entregan información de la variabilidad conjunta de ambas variables.

Esta técnica fue introducida en la dinámica de fluidos geofísicos en el año 1956 por Edward Lorenz y a partir de entonces ha sido ampliamente utilizada principalmente en estudios oceanográficos y meteorológicos, como por ejemplo en análisis del ciclo anual de temperatura, salinidad y circulación en la cuenca pacífica colombiana (Devis Morales, 2009) o en estudios de la variabilidad espacio temporal de la deriva de los vientos del oeste (Pardo

Márquez & Soto Mardones, 2009), y en menor medida en otras temáticas como interpretaciones de cambios morfológicos y sedimentológicos (Muñoz-Perez, 1995), relaciones entre la variabilidad climática y la producción de trigo (Encinas *et al.*, 2004), creaciones de índices de gestión hospitalaria (Almenara-Barrios *et al.*, 2002), entre otros.

El objetivo de este método es proporcionar una descripción compacta de la variabilidad de un conjunto de series de tiempo distribuidas espacialmente en términos de funciones ortogonales o “modos” estadísticos, los que son observables a través de unos pocos patrones espaciales (campos o funciones ortogonales), cuya evolución temporal es expresada a través de nuevas series temporales denominadas componentes principales (PCs por sus siglas en inglés, Principal Components). La mayor parte de la varianza es expresada en las primeras funciones ortogonales, las que pueden ser relacionadas con posibles mecanismos dinámicos. No obstante, no existe necesariamente una relación física directa entre las EOFs y cualquier proceso de este tipo.

Cabe destacar que existen dos formas de aplicar este método. La primera se basa en la construcción de la matriz de covarianza del conjunto de datos (o de correlación si los datos han sido normalizados por medio de la desviación estándar) la que luego se descompone en sus valores y vectores propios. La segunda forma utiliza la descomposición del valor singular del conjunto de datos para obtener los valores y vectores sin necesidad de calcular una matriz de covarianza (o correlación). Las EOFs obtenidas a partir de los dos métodos son idénticas, sin embargo la descomposición en valores singulares posee un mayor grado de sofisticación, velocidad de cálculo y estabilidad, motivo por el cual se utiliza en este estudio.

Para aplicar el método EOF, siguiendo a Venegas (2011), y a partir de las matrices espacio temporales (F) estandarizadas, se generaron matrices de SST y de concentración de CHL-a de dimensiones  $M \times N$  ( $19522 \times 144$ ), donde M representa los sitios que poseen datos en el MIC y N representa la evolución temporal. Por su parte, la aplicación del método CEOF requirió la concatenación de las matrices ( $M \times N$ ) a través de su dimensión espacial, obteniéndose una matriz de dimensión  $2M \times N$  ( $39044 \times 144$ ).



La estandarización  $D(t)$  de la información, en cada punto de grilla, se efectúa de la siguiente manera:

$$D(t) = \frac{x(t) - \bar{x}}{\sigma_x} \quad (1)$$

donde  $x(t)$  es la información original de concentración de CHL-a o SST en un tiempo  $t=1, 2, 3, \dots, 144$ ,  $\bar{x}$  es el promedio y  $\sigma_x$  es la desviación estándar de la información.

Este procedimiento es de gran importancia en los análisis de CEOFs, ya que la estandarización asegura que no exista dominancia de un campo por sobre el otro cuando éstos poseen diferencias en magnitudes. Finalmente, cabe señalar que en este estudio los patrones espaciales resultantes fueron expresados en términos de la correlación (Wilks, 2006) entre las PCs y sus respectivas funciones ortogonales.

### 3.4.3. Frecuencias de Variabilidad

Un punto importante dentro del análisis fue conocer las frecuencias de variabilidad de la SST y de la concentración de CHL-a en el MIC ( $41^{\circ}23'60'' - 43^{\circ}47'60''S$  y  $74^{\circ}30' - 72^{\circ}12'O$ ), lo que se realizó a través del Multitaper Method-Singular Value Decomposition (MTM-SVD) (Mann & Park, 1999) para el periodo 01/2003 - 12/2014.

Las matrices espacio temporales (F) fueron redefinidas para que sus dimensiones se invirtieran, obteniéndose una nueva matriz de dimensiones  $N \times M$  ( $144 \times 19522$ ). Posteriormente, siguiendo a Correa-Ramírez & Hormazábal (2012), se generó el Espectro de Varianza Fraccional Local (SVFL) que permitió conocer las frecuencias de oscilación de las variables en estudio e identificar aquellas que dominaron la variabilidad de forma significativa, con un nivel de confianza igual o superior al 90%. No obstante, en este estudio se analizaron aquellas que dominaron la variabilidad con un nivel de confianza superior al 95%. Además de esto, se inspeccionó la existencia de covariabilidad espacio temporal entre la SST y la concentración de CHL-a. Para ello, se confeccionó una matriz de dimensión  $N \times 2M$  ( $144 \times 39044$ ) concatenando ambas matrices a través del dominio espacial, similar al procedimiento realizado en la aplicación del método EOF. A partir de esta nueva matriz se generó un Espectro de Varianza Fraccional Local Conjunto (SVFLC), el cual permitió

conocer las principales frecuencias de covariabilidad entre ambas variables e identificar aquellas dominantes.

#### 3.4.3.1. Frecuencia principal de variabilidad

Otra de las ventajas de utilizar el MTM-SVD es que permite reconstruir el patrón espacial en el dominio del tiempo de cualquier frecuencia, conocer su porcentaje de la varianza explicada y su fase de oscilación en cada sitio de la zona de estudio.

Dados estos antecedentes, una vez identificada la frecuencia principal, que domina la variabilidad de la concentración de CHL-a y de la SST en el MIC (con un nivel de confianza superior al 99%), se estimó el porcentaje de varianza promedio que explica esta frecuencia para cada variable. Posteriormente, se generó el campo de varianza explicada, para determinar cuáles son las zonas en que la frecuencia principal es más representativa y se identificó el sitio de máxima varianza, en el que se observaron las diferencias y/o similitudes entre la serie temporal original y la serie temporal reconstruida de ese lugar, en términos de fase y amplitud. Finalmente, se determinó el campo de fase de oscilación, el cual pretende evaluar la existencia de propagación de las señales en el área de estudio.

##### 3.4.3.1.1. Mecanismos forzantes

Una vez identificada y caracterizada la frecuencia principal, que domina la (co)variabilidad de la SST y de la concentración de CHL-a en el MIC, se determina cuáles son sus mecanismos forzantes. Los posibles mecanismos forzantes son: la radiación solar (RS), la magnitud del viento (MV) y el transporte de volumen o índice de surgencia ( $M_x$ ). Este último fue derivado a partir de la siguiente ecuación:

$$M_x = \frac{\tau_y}{f \rho_0} * 10^5 \quad (2)$$

donde  $M_x$  es el transporte de volumen perpendicular a la costa medido en  $m^5 s^{-1}$  por 1000 m de costa. Si  $M_x$  es positivo(negativo), el transporte de volumen es efectivo hacia el oeste(este).  $f$  es el parámetro de Coriolis ( $s^{-1}$ ),  $\rho_0$  es la densidad del agua de mar equivalente

a  $1025 \text{ kg m}^{-3}$  y  $\tau_y$  ( $\text{kg m}^{-1} \text{s}^{-2}$ ) es la componente del estrés del esfuerzo del viento paralelo a la costa, el cual fue estimado usando la siguiente ecuación:

$$\tau_y = \rho_a C_d |v|v \quad (3)$$

donde  $\rho_a$  es la densidad del aire ( $1.22 \text{ kg m}^{-3}$ ),  $C_d$  es el coeficiente de arrastre (0.0013) y  $v$  es la velocidad de la componente meridional del viento ( $\text{ms}^{-1}$ ) (Montecinos & Balbontín, 1993).

Cabe señalar que el parámetro de Coriolis  $f$  es calculado bajo la siguiente ecuación:

$$f = 2\Omega \text{sen}\Phi \quad (4)$$

donde  $\Omega$  es la velocidad angular de la rotación terrestre (equivalente a  $7.66 * 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ ) y  $\Phi$  representa la latitud (Kundu & Cohen, 2008).

El análisis consistió en determinar si la frecuencia principal de la SST y/o de la concentración de CHL-a responde a la misma frecuencia de los mecanismos forzantes y, de ser así, si permite observar una respuesta inmediata o desfasada en el tiempo. Con este fin, a través de un análisis armónico, se reconstruyó la frecuencia en estudio de la información normalizada de RS, MV y Mx y se realizó una correlación cruzada entre cada una de ellas y la frecuencia principal de la SST y de la concentración de CHL-a, obtenida a partir del MTM-SVD. Este análisis se llevó a cabo para un promedio longitudinal de los forzantes ( $73 - 75^\circ\text{O}$ ) en las latitudes correspondientes a los sitios de máxima varianza explicada de la concentración de CHL-a y de la SST.

#### 3.4.3.1.2. Conexión del mar interior de Chiloé con el mar exterior

Por otra parte, debido a que el MIC es un sistema semicerrado, que se conecta con el océano exterior a través de la Boca del Guafo, se indagó si la dinámica del MIC está relacionada con la dinámica del ME. Esto se realizó, en primera instancia, a través de una correlación punto entre las series temporales de concentración de CHL-a del área comprendida entre  $40 - 46^\circ\text{S}$  y  $72 - 77^\circ\text{O}$  y siete series control de la misma variable ubicadas en el ME, en la boca del

Guafo y en el MIC. Cabe destacar que la concentración de CHL-a puede funcionar como un trazador pasivo de la dirección de las corrientes superficiales, por lo que puede otorgar indicios de la conexión entre ambos sectores (Breaker *et al.*, 1994 ).

Dentro de los mecanismos forzantes del ciclo anual de la concentración de CHL-a se encuentra la surgencia, la que bajo condiciones de viento sur se activa en las costas de borde oriental de tal forma que ascienden nutrientes a la capa superficial favoreciendo florecimientos fitoplactónicos. Por estos motivos, se analizó la existencia de surgencia teórica en la zona sur del MIC a través del número de Rossby (verano), entre 43°30' – 44° y 73°-73°45', y del estrés del viento meridional y su relación con la concentración de CHL-a en el ME, frente a las costas de Chiloé (entre 42°S – 43°S y al este de 75°O), durante el periodo 2003-2014

El número de Rossby fue calculado a partir de la siguiente relación:

$$Ro = \frac{U^2/L}{fU} = \frac{U}{Lf} = \frac{\text{Aceleración no lineal}}{\text{Fuerza de Coriolis}} \quad (5)$$

donde  $Ro$  corresponde al número de Rossby,  $U$  es la escala de velocidad horizontal ( $1,4 \text{ ms}^{-1}$ ),  $L$  es la escala de longitud horizontal ( $50000 \text{ m}$ ) y  $f$  es el parámetro de Coriolis representado por la ecuación (4) ( $-1,05 * 10^{-4} \text{ s}^{-1}$ ).  $Ro$  es un número adimensional cuya magnitud (mucho menor a 0,1 para el océano) indica si el efecto de rotación terrestre, sobre una parcela de fluido, es importante (Kundu & Cohen, 2008). Cuando el número de  $Ro$  es pequeño ( $<1$ ) los efectos de la rotación terrestres son significativos y bajo condiciones atmosféricas favorables puede producirse surgencia costera.

#### 3.4.3.2. Frecuencia Secundaria de Variabilidad

Luego de analizada la frecuencia que domina la variabilidad de la SST y de la concentración de CHL-a en el MIC, estudiados sus posibles mecanismos forzantes y determinada la relación existente entre el MIC y el ME, se reconstruyó el patrón espacial de la frecuencia secundaria que explica, de forma significativa, una parte de la variabilidad de la concentración de CHL-a (con un nivel de significancia superior al 95%). Al igual que en la sección 3.4.3.1, se aplicó el MTM-SVD con la finalidad de obtener el campo de varianza explicada, el campo de las fases

de oscilación y la serie temporal reconstruida ubicada en el punto de máxima varianza de esta variable. La razón por la cual no se estudia la frecuencia secundaria de variabilidad de la SST se detalla en el capítulo 4.

#### *3.4.3.2.1. Mecanismo forzante*

Debido a que la zona oriental del MIC se caracteriza por recibir aportes de agua proveniente de ríos, estuario y fiordos, se ha determinado como un posible mecanismo forzante de la frecuencia secundaria de la variabilidad de la concentración de CHL-a a la descarga de agua dulce. En este estudio, debido a la disponibilidad de datos, este mecanismo forzante fue caracterizado por el caudal medio mensual del río Puelo (RP), el cual vierte sus aguas al Seno de Reloncaví, a través del estuario del mismo nombre, en la zona nororiental del MIC.

#### *3.4.3.2.2. Relación entre el caudal del río Puelo y la concentración de CHL-a*

Considerando al caudal del RP como un posible forzante de parte de la variabilidad de la concentración de CHL-a en algunos sectores del MIC, se estudió la relación entre ambas variables en el seno de Reloncaví. Para esa zona, se realizó una correlación (periodo 2003 - 2012 debido a la disponibilidad de datos de caudal) entre la serie temporal del caudal medio mensual del RP y las series temporales mensuales de concentración de CHL-a.

Posteriormente, para el sitio que representa la relación lineal más estrecha entre ambas variables (sitio de mayor correlación) se realizó un diagrama de dispersión estacional que permitió conocer en detalle la relación entre el caudal del RP y la concentración de CHL-a durante la primavera (septiembre, octubre, noviembre), verano (diciembre, enero, febrero), otoño (marzo, abril, mayo) e invierno (junio, julio, agosto).

Posteriormente, dado que el diagrama de dispersión sólo caracteriza la relación entre el caudal del RP y la concentración de CHL-a en un sitio particular del seno de Reloncaví, se realizó un análisis de compuestos en el que se calculó el promedio de las anomalías de concentración de CHL-a de los meses en que el caudal del RP fue igual o superior a  $1000 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$  y menor a  $360 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ , cuyas significancias estadísticas fueron determinadas utilizando el test Monte Carlo (Wilks, 2006). En ambos casos, este método consistió en remuestrear mil veces la serie temporal del caudal del RP, que no debe estar autocorrelacionada, y calcular

para cada uno de los remuestreos el promedio de las anomalías de la concentración de CHL-a en los meses en que el caudal fue igual o superior a  $1000 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$  y menor a  $360 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ . Esto se realizó con un nivel de confianza del 90%, es decir, las anomalías promedio, obtenidas mediante el remuestreo, solo son significativas si su valor es superior al percentil 95 o inferior al percentil 5 ( $\alpha = 10\%$ ).

Por otra parte, debido a que variaciones en los caudales pueden afectar la estabilidad de la columna de agua, la que a su vez puede controlar la estructura vertical de los nutrientes (silicato, fosfato y nitrato) en distintas profundidades y estos, al mismo tiempo, pueden controlar la concentración de CHL-a, se realizaron perfiles de la estabilidad (frecuencia de Brunt-Väisälä) y de los nutrientes de la columna de agua, para luego determinar la relación que tienen con el caudal del RP en dos escenarios: cuando el caudal del RP es: i) mayor y ii) menor a su media histórica.

Para determinar la estación del año en que se estudió esta relación, en primer lugar se determinó el ciclo anual del caudal medio mensual del RP y a partir de él se identificaron los meses que presentaron mayores caudales. Posteriormente, solo para estos meses y para el sitio de mayor correlación anteriormente señalado, se realizaron histogramas de la concentración de CHL-a y del caudal del RP (entre los años 2003 y 2012). A partir de esta información se determinó el mes (estación del año) en que se cumplen los dos escenarios, indicados en el párrafo anterior, y que están asociados a dos años diferentes (2004-2006). Para ello, se utilizó información de la etapa de invierno de los Cruceros CIMAR 10 (agosto) y 12 (julio) Fiordos, correspondientes a los años 2004 y 2006, respectivamente, en estaciones de muestreo que están ubicadas, en su mayoría, en el sector oriental del MIC. Por su parte, la frecuencia de Brunt-Väisälä fue calculada utilizando la siguiente ecuación:

$$N^2 = \frac{g}{\rho} \frac{\partial \rho}{\partial z} \quad (6)$$

donde  $g$  es la aceleración de gravedad ( $9.8 \text{ m s}^{-2}$ ),  $\rho$  es la densidad del agua de mar y  $z$  es la profundidad (Gill, 1982). Esta frecuencia se define como la frecuencia de vibración de una parcela en movimiento puramente vertical y proporciona una medida del grado de estabilidad

de la columna de agua; cuando  $N^2$  es positivo, el medio es estable (estratificado) y cuando  $N^2$  es negativo, el medio es inestable (homogéneo).

Debido a que densidad del agua, necesaria para el cálculo de la frecuencia de Brunt-Väisälä, es función de la salinidad, temperatura y presión y dado que no contamos con los datos de esta última variable, se derivó la presión a partir de la profundidad siguiendo a Saunders (1981). Cabe destacar que ambas ecuaciones, y otras de interés oceanográfico, están implementadas en la librería SeaWater de MATLAB y se encuentran disponibles en [http://www.cmar.csiro.au/datacentre/ext\\_docs/seawater.htm](http://www.cmar.csiro.au/datacentre/ext_docs/seawater.htm).

## 4. Resultados

### 4.1. Pre-procesamiento de información satelital

La [Figura 4.1](#) muestra el porcentaje de información faltante (NaN) que representa la frecuencia de cobertura nubosa en el área de estudio en los campos de concentración de CHL-a ([Figura 4.1](#) panel superior) y SST ([Figura 4.1](#) panel inferior) promediados semanal, quincenal y mensualmente. Al analizar la escala semanal se observó que en promedio el 28,51% ([Figura 4.1a](#)) y el 48,18% ([Figura 4.1d](#)) corresponden a información faltante para la concentración de CHL-a y SST, respectivamente. La escala quincenal presenta, en promedio, un 12,49 % ([Figura 4.1b](#)) y un 26,93% ([Figura 4.1e](#)) de información faltante de concentración de CHL-a y SST, respectivamente. Y la escala mensual posee, en promedio, un 6,75% ([Figura 4.1c](#)) de información faltante de concentración de CHL-a y un 17,39% ([Figura 4.1f](#)) de información faltante de SST.

Dado que para la realización de este estudio la escala temporal de ambas variables debe ser la misma y, considerando que la escala mensual contiene menores porcentajes de información faltante, en relación a las escalas semanal y quincenal, se determinó como adecuada la escala mensual. Cabe destacar que la información satelital de concentración de CHL-a, en cada una de las escalas temporales analizadas, posee mayor cantidad de información que la SST.

Por otra parte, al analizar el tipo de distribución de la información correspondiente a las series temporales de SST ([Figura 4.2](#)) y concentración de CHL-a ( $\log_{10}$ ) ([Figura 4.3](#)), en el seno de Reloncaví, golfo de Ancud y golfo Corcovado, se observó que la distribución, en la mayoría de los casos, es normal. Esto permitió utilizar el promedio como estadístico para caracterizar la información de ambas variables.

Por estos motivos, este estudio en su totalidad fue llevado a cabo en base a información de concentración de CHL-a y SST promediada mensualmente (a partir de información diaria).



## 4.2. Análisis de Datos

### 4.2.1. Gradientes Meridionales

Con la finalidad de caracterizar la zona de estudio, además de analizarla en términos de sus gradientes meridionales, se presentan los campos del promedio y de desviación estándar climatológico de la SST (Figuras 4.4a y 4.4b, respectivamente) y de la concentración de CHL-a (Figuras 4.4c y 4.4d, respectivamente), en el área comprendida entre 40 - 46°S y 72 - 77°O para el periodo 01/2003 - 12/2014.

En general, en el MIC se observa un gradiente meridional de ambas variables que disminuye hacia el sur, con valores máximos en el seno de Reloncaví (12,94 °C y 16,8  $mgm^{-3}$ ) y mínimos en el golfo Corcovado (10,21 °C y 1,39  $mgm^{-3}$ ). Tanto la variabilidad asociada a la SST como a la concentración de CHL-a, dada por su desviación estándar, tiene un patrón espacial similar a su promedio, es decir, la variabilidad también disminuye hacia el sur, con valores máximos (2,93 °C y 13,34  $mgm^{-3}$ , respectivamente) y mínimos (0,65 °C y 0,89  $mgm^{-3}$ , respectivamente) en el seno de Reloncaví y en el golfo Corcovado, respectivamente. Además, se observa que la variabilidad de la concentración de CHL-a es similar a su promedio, mientras que para la SST su variabilidad es ~5 veces menor que su promedio. En particular, cabe destacar que los sectores costeros se observa un aumento de la concentración de CHL-a así como también de su variabilidad.

Por otra parte, las climatologías estacionales, además de reforzar la existencia de gradientes meridionales y destacar las diferencias de variabilidad entre los sectores del MIC, indican que la SST y la concentración de CHL-a aumentan hacia el verano (Figuras 4.5b y 4.6b) y disminuyen hacia el invierno (Figuras 4.5d y 4.6d), conservando un patrón espacial similar que en general muestra el efecto barrera que provoca la cadena de islas Desertores-Apiao-Quemchi (~42.5 - 43°S) al separar altas magnitudes (al norte) de aquellas más bajas (al sur). Sin embargo, existen casos particulares como lo observado durante el invierno, y en menor medida durante el otoño, donde la SST posee un patrón espacial cuasi homogéneo en el que la cadena de islas no parece tener influencia en la formación de gradientes meridionales. Por su parte, la concentración de CHL-a no varía considerablemente en el sector nororiental del MIC, permaneciendo alta a través del año.

Una vez caracterizada el área de estudio, en términos de la climatología total y estacional, se llevó a cabo una primera inspección de la variabilidad espacio temporal de la SST y de la concentración de CHL-a a través de diagramas Hövmoller tiempo-latitud del promedio zonal de ambas variables: i) considerando el ciclo anual y ii) removiéndolo para estudiar su variabilidad interanual en términos de sus anomalías para la SST (Figuras 4.7a y b, respectivamente) y para la concentración de CHL-a (Figuras 4.8a y b, respectivamente).

En la Figura 4.7a se muestra un marcado ciclo anual de la SST el que aumenta hacia el verano y disminuye hacia el invierno con una mayor variabilidad en la zona norte del MIC. Así mismo, se evidencia el efecto barrera provocado por la cadena de islas Desertoires-Apiao-Quemchi (~42.5 - 43°S), principalmente durante las estaciones cálidas, y se observa un efecto similar provocado por la cadena de islas que separa el seno de Reloncaví del golfo de Ancud (~42°S). En general, este efecto se evidencia como una disminución de la SST en torno a las cadenas de islas en comparación a sus sectores aledaños. Además de ello, la figura refuerza la existencia de gradientes meridionales durante primaveras y veranos y de patrones cuasi homogéneos durante otoños e inviernos. Cabe destacar que, en el periodo 2003-2016, el ciclo anual de la SST es bastante regular, sin embargo, desde enero del 2016 se observa una elevada SST (~13,5 °C) en la zona sur del MIC, cuyas características espaciales y temporales no son detectadas en años anteriores.

Por otra parte, la variabilidad de la concentración de CHL-a (Figura 4.8a) no muestra un ciclo anual evidente, a diferencia de lo observado con la SST. Al norte de la cadena de islas Desertoires-Apiao-Quemchi la concentración de CHL-a no varía significativamente a través del tiempo, manteniéndose alta, similar a lo observado en la Figura 4.6. Al sur de esta cadena de islas, el ciclo anual parece dominar una mayor parte de la variabilidad de la concentración de CHL-a, aumentando durante primaveras veranos y disminuyendo durante otoños e inviernos. Durante el verano del 2016, similar al caso de la SST, se observa un aumento de la concentración de CHL-a (5-15  $mgm^3$ ) en el MIC, principalmente al sur de la cadena de islas Desertoires-Apiao-Quemchi, solo comparable con el año 2008.

Los diagramas Hovmöller (tiempo-latitud) de las Figuras 4.7b y 4.8b muestran la variabilidad interanual de la SST y de la concentración de CHL-a en el MIC en términos de sus anomalías. En la Figura 4.7b se observa que el periodo 2003-2006 presentó anomalías térmicas positivas en prácticamente todo el MIC (a excepción del seno de Reloncaví y el

golfo Corcovado durante el año 2005), destacándose como años más cálidos el 2004 y 2006 con anomalías de hasta 0,4 °C. Durante el año 2007 las anomalías de la SST fueron negativas en todo el MIC (~-0,5 °C al sur del MIC) y desde el año 2008 hasta mediados de 2009 las anomalías de SST nuevamente fueron positivas alcanzando una de las anomalías más altas, de 0,6 °C, en la zona norte del MIC. Desde mediados de 2009 hasta 2012 se observaron anomalías de SST negativas en todo el MIC, de hasta -0,4 °C en la zona norte del MIC (seno de Reloncaví y golfo de Ancud). Los años 2013 y 2014 presentaron anomalías positivas (0,2 °C) y negativas (-0,2 °C), respectivamente, en todo el MIC, con un núcleo cálido de 0,2 °C en la zona norte. Desde fines de 2014, se observa una particular tendencia al aumento de las temperaturas, donde llaman la atención su extensión espacial, cubriendo todo el MIC, y su intensidad, cuyas anomalías alcanzan 0,5 °C en el golfo de Ancud entre fines del 2015 y comienzos del 2016.

Por su parte, en la [Figura 4.8b](#) se observa que las anomalías de la concentración de CHL-a varían entre -1,5 y 1,5  $mgm^{-3}$ . El año 2003 presentó anomalías positivas de hasta 1,5  $mgm^{-3}$ , a excepción del seno de Reloncaví donde se observaron anomalías negativas en torno a -1  $mgm^{-3}$ . Otros años en que, en general, se observaron anomalías positivas en todas las zonas del MIC fueron 2005, 2008, 2013-miados de 2014 y 2016. Dentro de ellos destaca el 2008 por su persistencia e intensidad en torno a 1,5  $mgm^{-3}$ . Por otro lado, los años que presentaron anomalías negativas fueron el 2004, 2006-2007, 2009-2010, 2012 y 2015. En particular destaca el evento del año 2009-2010 ya que es más persistente en el tiempo alcanzando anomalías negativas de hasta -1,5  $mgm^{-3}$ . Cabe destacar que al extraer el ciclo anual de la SST y de la concentración de CHL-a no se observa a simple vista una relación (o covariabilidad) en término de fase entre ellas.

#### 4.2.2. Funciones Empíricas Ortogonales (EOFs)

Para profundizar el estudio de la (co)variabilidad espacio temporal de la concentración de CHL-a y de la SST, en el MIC, se aplicó el método de EOFs en sus modalidades estándar y combinada (CEOFs), en el periodo 2003 – 2014. Utilizando ambas modalidades se obtuvieron los principales modos de variabilidad de la SST, la concentración de CHL-a y la combinación de ambas variables. Cabe destacar que solo el primer modo de variabilidad fue significativo en los tres casos.

Las Figuras 4.9a, 4.9d y 4.10a representan las componentes principales del primer modo de variabilidad (PC1) de la anomalía estandarizada de la SST, de la concentración de CHL-a y de ambas, respectivamente. A su vez, las Figuras 4.9b y 4.10c muestran la correlación del patrón espacial con la PC1 de la anomalía estandarizada de la SST. Lo mismo ocurre en las Figuras 4.9c y 4.10b en el caso de la anomalía estandarizada de la concentración de CHL-a.

La PC1 de la anomalía estandarizada de la SST (Figura 4.9a) explica el 89,3% de la variabilidad total, observándose un marcado e intenso ciclo anual con variabilidad positiva (negativa) en primaveras y veranos (otoños e inviernos). La fuerte correlación positiva (cercana a 1) entre la PC1 y el patrón espacial (Figura 4.9b) indica que toda la zona responde a esta variabilidad, lo cual corrobora lo observado en las climatologías estacionales de la SST (Figuras 4.5) y en el diagrama Hövmoller que contiene el ciclo anual (Figura 4.7a).

En cuanto a la concentración de CHL-a, la PC1 (Figura 4.9d) rescata el 33,7% de la varianza total y muestra un ciclo bastante irregular (que se asemeja al ciclo anual) con máximos en los años 2003, 2005, 2006, 2008, 2009 y 2014. Al igual que en el caso de la SST, la concentración de CHL-a aumenta (disminuye) en primaveras y veranos (otoños e inviernos). Las correlaciones entre la PC1 (Figura 4.9d) y el patrón espacial (Figura 4.9c) varían entre -0,1 y 0,8. La mayor parte del MIC posee correlaciones significativas, entre 0,4 y 0,8, representando el ciclo anteriormente señalado. Sin embargo, la zona nororiental del MIC muestra correlaciones entre -0,1 y 0,4 que no son significativas, vale decir, no representan la evolución temporal mostrada en la PC1. Es interesante notar que esta zona, a diferencia de otros sectores del MIC, se caracteriza por recibir una importante descarga de agua dulce a través de ríos, principalmente del río Puelo.

Por otra parte, la PC1 (Figura 4.10a) de la CEOF rescata el 55,6% de la variabilidad total entre la SST (Figura 4.10c) y la concentración de CHL-a (Figura 4.10b), las que covarían espacialmente en gran parte del MIC a excepción del sector nororiental y algunas zonas costeras (tonos azules de la Figura 4.10b). Temporalmente covarían a través del ciclo anual, dominado por la fuerte variabilidad de la SST (Figura 4.9a), donde ambas variables aumentan (disminuyen) sus magnitudes en primavera-verano (otoño-invierno) (Figura 4.10a).

### 4.2.3. Frecuencias de variabilidad

Con la finalidad de conocer con certeza las frecuencia de (co)variabilidad de la concentración de CHL-a y de la SST e identificar aquellas que dominan la (co)variabilidad en forma significativa, se analizaron el Espectro de Varianza Fraccional Local (*SVLF*) (Figura 4.11 curvas verde y roja, respectivamente) y el Espectro Conjunto de Varianza Fraccional Local (*SVFLC*) (Figura 4.11 curva negra) obtenidos a través de la aplicación del Multitaper Method-Singular Value Decomposition (MTM-SVD) a los 12 años de información satelital de ambas variables, en el MIC.

En los *SVFL* se observa que la mayor parte de la variabilidad de la SST y de la concentración de CHL-a en el MIC es explicada por la frecuencia anual (Figura 4.11 curva roja y verde, respectivamente) con una significancia estadística superior al 99% (Figura 4.11 rectas roja y verde, respectivamente). A diferencia de la SST, la variabilidad de la concentración de la CHL-a además posee máximos significativos en otras bandas de frecuencias. En la banda intraanual se observó un máximo significativo sobre el 95% en la frecuencia semianual ( $T=0,5$  años) y en la banda interanual sobresalen las frecuencias 0,2715, 0,377 y 0,4485 ( $s^{-1}$ ), que corresponden a 3,68, 2,65 y 2,23 años respectivamente, con una significancia estadística mayor al 90%. Por su parte, el *SVFLC* indica que en el MIC la concentración de CHL-a y la SST covarían, con un nivel de significancia superior al 99% (Figura 4.11 recta negra), a través de la frecuencia anual (Figura 4.11 curva negra).

#### 4.2.3.1. Frecuencia principal de variabilidad

Considerando que los métodos anteriores evidencian al ciclo anual, con un nivel de significancia superior al 99%, como la principal frecuencia de (co)variabilidad de las variables de estudio en el MIC, se realizó la reconstrucción de los patrones espaciales y temporales de la SST (Figura 4.12) y de la concentración de CHL-a (Figura 4.13) en el dominio de esta frecuencia.

Las Figuras 4.12a y 4.13a corresponden al mapa de varianza explicada del ciclo anual de la SST y de la concentración de CHL-a respectivamente, en el MIC, donde los colores azules (rojos) corresponden a sitios donde el ciclo anual aporta una menor (mayor) parte de la

variabilidad total. Con un asterisco negro se indica el sitio que representa la mayor varianza explicada. Las Figuras 4.12b y 4.13b muestran el campo de la fase de oscilación reconstruida, en función de la fase de la serie en su primera posición (fase 0°). Las Figuras 4.12c y 4.13c presentan las series temporales originales (curva negra) y reconstruidas (curva azul) para el lugar de mayor varianza explicada por la frecuencia anual.

A través de la reconstrucción del patrón espacial del ciclo anual de la SST, se estimó que el ciclo anual explica en promedio un 85,65% de la variabilidad total en el MIC. En particular, esta frecuencia explica sobre un 55% de la variabilidad en toda la zona, llegando incluso a explicar sobre un 95% de ella en el sector nororiental del MIC (Figura 4.12a). La fase de oscilación de esta frecuencia, que indica los meses en que la SST alcanza sus máximos y mínimos, no muestra variaciones significativas en la zona, ya que oscilan en torno a 0° (ó 360°) (Figura 4.12b). Esto indica que la SST, como ya es sabido, aumenta (disminuye) hacia el verano (invierno) en 1,5 °C sobre (bajo) su media en la totalidad del MIC, caracterizado por la serie temporal original (curva negra) y reconstruida (curva roja) (Figura 4.12c) correspondientes al sitio de mayor varianza explicada, ubicada en el golfo de Ancud (42°21'5"S - 72°50'24"O).

Por el contrario, el ciclo anual de la concentración de CHL-a explica en promedio solo un 11,51% de la variabilidad total en el MIC. Sin embargo, existen zonas como el sector occidental, especialmente el sector noroccidental, en las que el ciclo anual explica sobre un 30% de la variabilidad total (Figura 4.13a) y en cuyo caso la fase de oscilación fluctúa en torno a 0° (ó 360°) (Figura 4.13b). Esto indica un aumento (disminución) de la concentración de CHL durante primavera-verano (otoño-invierno). Este comportamiento es bien representado por la serie temporal original (curva negra) y reconstruida (curva roja) (Figura 4.13c), en el sitio de mayor varianza explicada, ubicada en el golfo de Ancud (41°54'36"S - 72°12'36"O). Contrario a esto, en el sector nororiental la variabilidad de la concentración de CHL-a no es explicada por el ciclo anual, observándose un bajo porcentaje de varianza explicada que incluso llega a ser nulo (0%) (Figura 4.13a). La fase de oscilación para este sector varía en torno a 145°, lo que indica un aumento (disminución) de la concentración de CHL-a durante otoño-invierno (primavera-verano).

#### 4.2.3.1.1. Mecanismos forzantes

Una vez identificado y caracterizado el ciclo anual, que domina la (co)variabilidad de la SST y de la concentración de CHL-a en el MIC, se estudiaron los posibles mecanismos forzantes que la modulan. Para ello se estudiaron la radiación solar (RS), la magnitud del viento (MV) y el transporte de volumen o índice de surgencia (Mx) para el promedio longitudinal (73 - 75°O) en las latitudes correspondientes al sitio de máxima varianza de la SST y la concentración de CHL-a, ubicados en 42°21'5"S y 41°54'36"S, respectivamente (asterisco negro en Figuras. 4.12a y 4.13a).

El análisis consiste en determinar si el ciclo anual de la SST y de la concentración de CHL-a responde al ciclo anual de los mecanismos forzantes y, de ser así, si permite observar una respuesta inmediata o desfasada en el tiempo. Para ello, a través de un análisis armónico, se reconstruyó el ciclo anual de la información normalizada de RS, MV y Mx y se realizó una correlación cruzada entre cada una de ellas y el ciclo anual de la SST y de la concentración de CHL-a, obtenida a partir del MTM-SVD. En la Figura 4.14a, en el caso de la SST (curva roja), y Figura 4.15a, en el caso de la concentración de CHL-a (curva verde) se presenta la reconstrucción armónica de los ciclos anuales normalizados del Mx (curva negra), RS (curva amarilla) y MV (curva azul). Por otra parte, las Figuras 4.14b, 4.14c y 4.14d muestran la correlación cruzada entre la SST y el Mx, RS y MV, respectivamente. Lo mismo muestran las Figuras 4.15b, 4.15c y 4.15d, pero esta vez para la correlación cruzada con la concentración de CHL-a.

El ciclo anual de la SST mostró mayores incrementos durante el verano (enero y febrero) para luego disminuir durante el otoño hasta alcanzar su mínimo en la época invernal, específicamente en julio y agosto (Figura 4.14a curva roja). Este ciclo anual está fuertemente acoplado ( $r=0.9$  sin desfase, Figura 4.14b) con el ciclo anual del Mx (Figura 4.14a curva negra), el que alcanza su máximo en enero y su mínimo en julio. Los ciclos anuales de la RS y de la Mv están acoplados entre sí (Figura 4.14a curvas amarilla y azul, respectivamente). Poseen un máximo en verano, específicamente durante el mes de diciembre, y luego disminuyen hasta obtener su mínimo a fines de otoño (durante junio). Por otra parte, se observa que el ciclo anual de la SST responde al ciclo anual de la RS con un mes de desfase (Figura 4.14c), vale decir, luego de transcurrido un mes desde que la radiación solar alcanza su máximo (en diciembre) la SST obtiene su máximo en (enero). Situación similar ocurre

entre los ciclos anuales de la MV y de la SST, donde el máximo de este último es alcanzado dos meses después de conseguido el máximo de la magnitud del viento (Figura 4.14d).

Por su parte, los ciclos anuales de la concentración de CHL-a y del Mx mostraron un máximo (mínimo) durante enero (julio) (Figura 4.15a curvas verde y negra, respectivamente), reflejando un fuerte acoplamiento (sin desfase) (Figura 4.15b) entre ellos. Al analizar los ciclos anuales de la RS y de la MV se observó que, al igual que el caso anterior, están fuertemente acoplados entre sí, alcanzando sus mayores (menores) incrementos durante diciembre (junio) (Figura 4.15a curvas amarilla y azul, respectivamente). Finalmente, se observa que el ciclo anual de la concentración de CHL-a alcanza su máximo un mes después de que el ciclo anual de la RS y de la MV alcancen el suyo en verano (diciembre) (Figuras 4.15.c y d, respectivamente).

#### 4.2.3.1.2. Conexión del mar interior de Chiloé con el mar exterior

Por otra parte, debido a que la variabilidad de la concentración de CHL-a en el MIC no es explicada en la totalidad de la zona por el ciclo anual, sino solo en el sector occidental (como se observó en la Figura 4.13a), y dado que el MIC está conectado con el ME principalmente a través de la boca del Guafo, se estudió la existencia de una relación entre ambas zonas a través del uso de la concentración de CHL-a como indicador, ya que funciona como trazador pasivo de las corrientes superficiales. Para ello se realizó una correlación punto de la concentración de CHL-a en el área de estudio y siete puntos control correspondientes a sitios específicos ubicados en el ME (Figuras 4.16a, b y c), en la boca del Guafo (Figura 4.16d) y en el MIC (Figuras 4.16e, f, g).

En términos generales, los resultados de los campos de correlaciones, descritos entre 0,2 y 0,6, sugieren que existe una relación entre el ME y el MIC, a través de la boca del Guafo. Las correlaciones son significativas, entre 0,4 y 0,6, en áreas cercanas a los puntos control. Sin embargo, a medida que aumenta la distancia de estas series con respecto a la boca del Guafo disminuye la probabilidad de observar una relación entre ambas zonas (Figuras 4.16a, b y f). En particular, las Figuras 4.16c, d, e y g sugieren la existencia de una relación ya que se observan correlaciones significativas que abarcan el MIC, a excepción de la zona nororiental, y el ME desde 42°S hacia el sur y desde 75°O hacia el este. Esta relación indica que la variabilidad de la concentración de CHL-a es dominada por el ciclo anual, tanto en el MIC(a



excepción del sector nororiental) como en el ME (al sur de 42°S). Es decir, en estas zonas las concentraciones de CHL-a aumentan hacia el verano y disminuyen hacia el invierno.

Dentro de los mecanismos forzantes del ciclo anual de la concentración de CHL-a se encuentra la surgencia, la que bajo condiciones de viento sur, se activa en las costas de borde oriental de tal forma que ascienden nutrientes a la capa superficial favoreciendo florecimientos fitoplactónicos. Por estos motivos, se analizó la existencia de surgencia efectiva en la zona sur del MIC a través del número de Rossby para el verano, entre 43°30' – 44° y 73°-73°45', y del estrés del viento meridional y su relación con la concentración de CHL-a en el ME, frente a las costas de Chiloé (entre 42°S – 43°S y al este de 75°O).

Los resultados de la Ecuación (5) (página 28) señalan que para la época estival el número de Rossby ( $R_o$ ) es equivalente a 0,26. Que este número adimensional sea inferior a 1 indica que bajo condiciones de viento sur puede existir surgencia en la zona sur del MIC ya que el efecto de la rotación terrestre es significativo.

La [Figura 4.17a](#) corresponde a la serie temporal de la componente meridional del estrés del viento observado en el ME, frente a las costas de Chiloé (entre 42°S – 43°S y al este de 75°O), cuyos valores positivos indican la existencia de vientos favorables a la surgencia costera restringidos a unos pocos meses durante los veranos.

Por su parte, el diagrama de dispersión ([Figura 4.17c](#)) señala que existe una relación exponencial entre la concentración de CHL-a ([Figura 4.17b](#)) y la componente meridional del estrés del viento ([Figura 4.17a](#)) en esa zona. La concentración de CHL-a aumenta a medida que la componente meridional del esfuerzo del viento se torna más positiva, característico de vientos provenientes del sur, que a través del transporte de Ekman activan la surgencia costera, aumentando así la concentración de CHL-a en la capa superficial de la columna de agua.

#### *4.2.3.2. Frecuencia Secundaria de Variabilidad*

Luego de analizado el ciclo anual que domina la variabilidad de la SST y de la concentración de CHL-a en el MIC, estudiados sus posibles mecanismos forzantes y determinada la relación existente entre el MIC y el ME, se reconstruyó el patrón espacial de la frecuencia secundaria

que explica, de forma significativa, una parte de la variabilidad de la concentración de CHL-a (con un nivel de significancia superior al 95%), la que de acuerdo a la [Figura 4.11](#) corresponde a la frecuencia semianual. En la [Figura 4.18](#) se observa la reconstrucción de la frecuencia semianual de la concentración de CHL-a en términos de su fase de oscilación ([Figura 4.18b](#)), de su porcentaje de varianza explicada ([Figura 4.18a](#)) y de sus series temporales original ([Figura 4.18c](#) curva negra) y reconstruida ([Figura 4.18c](#) curva roja) correspondientes al sitio de máxima varianza explicada ([Figura 4.18a](#) asterisco negro).

La frecuencia semianual explica solo un 3,4% de la variabilidad total de la concentración de CHL-a en el MIC ([Figura 4.18a](#)). A pesar de esto, existen sectores en los que el ciclo semianual explica un 30% de la variabilidad, representado por las tonalidades rojas en la boca del Guafo. Se puede observar que tanto en el seno de Reloncaví como el sector oriental del golfo de Ancud, en tonalidades celestes, esta frecuencia explica aproximadamente un 10% de la variabilidad de la concentración de CHL-a, en contraste a la nula varianza explicada por el ciclo anual en estas zonas ([Figura 4.12a](#)). En general, la fase de oscilación varía en torno a  $180^\circ$  o a  $360^\circ$  ([Figura 4.18b](#)), presentando máximos en julio y enero y mínimos en abril y octubre, aproximadamente. Esto es representando por la serie temporal original (curva negra) y reconstruida (curva roja) ([Figura 4.18c](#)) correspondientes al sitio de mayor varianza explicada, ubicada en la boca del Guafo ( $43^\circ 26' 24'' S - 73^\circ 50' 60'' O$ ).

#### *4.2.3.2.1. Mecanismo forzante*

A partir de los campos de varianza explicada ([Figuras 4.13a](#) y [4.18a](#)) se infiere que la variabilidad de la concentración de CHL-a en el MIC es explicada principalmente por el ciclo anual (11,53% de la variabilidad total), sin embargo en la zona nororiental del MIC, dentro de la cual se encuentra el seno de Reloncaví, la variabilidad es explicada en mayor medida por el ciclo semianual (3,4% de la variabilidad total). Esto también fue observado a través de la EOF1 ([Figura 4.9d](#)), la cual evidenció una diferenciación entre ambas zonas. En el sector nororiental no se observó correlación entre el campo de concentración de CHL-a y la PC1 que representaba mayoritariamente el ciclo anual.

Una de las características de este sector es el aporte de agua dulce proveniente de ríos, estuario y fiordos, lo que sugiere un posible mecanismo forzante de la variabilidad de la concentración de CHL-a en la zona nororiental del MIC. Este forzante fue caracterizado por

el caudal medio mensual del río Puelo (RP) que vierte sus aguas al seno de Reloncaví, a través del estuario del mismo nombre ubicado en la zona norte del MIC, por lo que se estudió la relación entre la concentración de CHL-a y el caudal del RP en esa zona.

El RP cuenta con un caudal medio mensual de  $700 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ , el que varía a través del año entre  $220 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$  y  $1850 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ . Posee un ciclo semianual que alcanza un máximo principal en julio ( $1039 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ ) y secundario en noviembre ( $892 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ ), y un mínimo principal en marzo ( $363 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ ) y uno secundario en octubre ( $696 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ ) (Figura 4.19e).

#### 4.2.3.2.2. Relación entre el caudal del río Puelo y la concentración de CHL-a

La Figura 4.19a muestra el campo de correlaciones entre el caudal medio mensual del río Puelo y la concentración de CHL-a para el seno de Reloncaví. Solo en algunos sectores de la zona suroriental son significativas, representadas por las tonalidades azules más oscuras (entre -0,4 y -0,44). La experiencia indica que estas correlaciones pueden o no indicar la existencia de una relación entre ambas variables, motivo por el cual se realizó un diagrama de dispersión (Figura 4.19b) para conocer la relación entre la concentración de CHL-a (Figura 4.19d) y el caudal del RP (Figura 4.19a) en el sitio de mayor correlación ( $r = -0,44$ ;  $41^{\circ}43'48''\text{S} - 72^{\circ}51'36''\text{O}$  (Figura 4.19a asterisco negro)).

En la Figura 4.19b los símbolos de colores señalan la información correspondiente a las estaciones de verano (asteriscos rojos), otoño (triángulos verdes), invierno (estrellas azules) y primavera (círculos celestes), las rectas negras indican los promedios totales de la concentración de CHL-a (horizontal) y del caudal del RP (vertical), y la recta gris corresponde a la regresión lineal de los datos. Este diagrama indica que no existe una relación entre la concentración de CHL-a y caudales del río RP inferiores a  $1000 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ , es decir, independiente de la estación del año la concentración de CHL-a puede ser baja (menor a su promedio;  $8,69 \text{ mgm}^{-3}$ ) o alta (mayor a su promedio) bajo este umbral de caudal. A diferencia de esto, a medida que el caudal del río Puelo aumenta sobre  $1000 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ , la concentración de CHL-a disminuye paulatinamente bajo su promedio, lo que se cumple independiente de la estación del año (mayoritariamente durante invierno).

Dado que el diagrama de dispersión caracteriza la relación entre ambas variables en un sitio particular (41°43'48"S - 72°51'36"O, asterisco negro [Figura 4.19a](#)), se realizó un análisis de compuestos cuya finalidad es identificar los sectores del seno de Reloncaví que son estadísticamente significativos utilizando el test Monte Carlo, con un 90% de confianza ([Figura 4.20b](#)), con respecto al promedio de las anomalías de concentración de CHL-a durante los meses en que el caudal fue igual o superior a  $1000 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$  ([Figura 4.20a](#)).

El promedio de las anomalías de la concentración de CHL-a varía entre -5,12 y 4,66  $\text{mgm}^{-3}$ , siendo positivo(negativo) principalmente en la zona nororiental(sur) del seno de Reloncaví ([Figura 4.20a](#)). Los resultados señalan que las zonas significativas ([Figura 4.20b](#)) coinciden con los sectores en que las anomalías de la concentración de CHL-a, bajo condiciones de caudal del río Puelo igual o superior a  $1000 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ , son negativas.

Por otra parte, con la finalidad de analizar la relación entre la concentración de CHL-a y caudales del RP bajos, se realizó el análisis de compuestos anteriormente descrito para un umbral inferior a  $360 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ , el que fue escogido contemplando el mismo número de meses en que el caudal del RP fue superior a  $1000 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$  (19 meses).

El promedio de las anomalías de la concentración de CHL-a, durante los meses en que el caudal del río Puelo fue inferior a  $360 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ , varía entre -5,25 y 7,42  $\text{mgm}^{-3}$  ([Figura 4.21a](#)). La [Figura 4.21b](#) indica que las anomalías de la concentración de CHL-a son significativas en grillas aisladas ([Figura 4.21a](#)). A diferencia de lo observado en la [Figura 4.20](#), no existe un patrón espacial definido en el campo promedio de las anomalías de concentración de CHL-a.

Ambos resultados corroboran aquel obtenido del gráfico de dispersión ([Figura 4.19b](#)) de manera tal que se cumple, no solo en un sitio en particular del seno de Reloncaví, sino que en la totalidad de la zona. En resumen, los resultados indican que cuando el caudal del RP es superior a  $1000 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ , la concentración de CHL-a es inferior a su media histórica. Sin embargo, cuando el caudal del RP es inferior a ese umbral, particularmente menor a  $360 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ , la concentración de CHL-a puede ser superior o inferior a su promedio.

Por otra parte, debido a que variaciones en los caudales pueden afectar la estabilidad de la columna de agua, la que a su vez puede controlar la estructura vertical de los nutrientes (silicato, fosfato y nitrato) en distintas profundidades y estos, al mismo tiempo, pueden afectar la concentración de CHL-a, se estudió la relación que tienen bajo efectos de caudales altos y bajos (con respecto a su media).

El caudal medio mensual del RP es máximo en los meses de julio y noviembre (Figura 4.19e). Estos meses coinciden además con los meses en que generalmente se han realizado los Cruceros CIMAR Fiordos en la zona. Posteriormente se realizaron histogramas del caudal medio mensual del RP y de la concentración de CHL-a (Figura 4.22), correspondientes al sitio de mayor correlación anteriormente señalado (asterisco negro Figura 4.19a) para identificar los casos de estudio.

Los histogramas correspondientes a invierno indican que en 2006 y 2008 se observaron caudales altos (superior a  $1000 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ ) (barras azules Figura 4.22a), los que a su vez están relacionados con concentraciones de CHL-a inferiores a su media ( $3,88 \text{ mgm}^{-3}$ ) (barras verdes Figura 4.22c). Los años restantes corresponden a caudales bajos (inferiores a  $1000 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ ), observándose concentraciones de CHL-a superiores o inferiores a su media histórica ( $3,88 \text{ mgm}^{-3}$  para julio y  $6,4 \text{ mgm}^{-3}$  para agosto (barra negra y línea roja Figura 4.22c)).

Los histogramas para primavera (noviembre) indican que el caudal del RP fue alto (superior a  $892 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ ) en los años 2005, 2009 y 2010 (Figura 4.22b), años en que la concentración de CHL-a fue inferior a su media histórica ( $8,12 \text{ mgm}^{-3}$ ). Los años restantes corresponden a caudales bajos (inferiores a  $892 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ ), observándose concentraciones de CHL-a variables (Figura 4.22d), las que pueden ser superiores o inferiores a su media histórica.

De acuerdo a estos resultados, se identificaron como casos de estudio los inviernos de 2004 y de 2006 ya que representan condiciones bajas y altas del caudal del RP, respectivamente, además de coincidir con los meses en que se realizaron los cruceros CIMAR 10 (agosto) y 12 (julio) Fiordos. Con esta información se calculó la frecuencia de Brunt-Väisälä y los perfiles verticales de nutrientes en distintas estaciones, principalmente de la zona oriental, del MIC.

El análisis de la estabilidad de la columna de agua y los nutrientes se realizó en base a sus promedios para la zona norte (Figura 4.23 panel superior), entre las estaciones E.3 - E.32 , y para la zona sur (Figura 4.23 panel inferior), entre las estaciones E.33 - E.47 (ver Figura 1.1). Los principales resultados en relación a la frecuencia de Brunt-Väisälä (Figura 4.23a, b) indican que: i) la zona norte del MIC posee una mayor estratificación con respecto a la zona sur independiente de la magnitud del caudal del río Puelo y que ii) en condiciones de alto caudal la estratificación de la columna de agua en la zona norte del MIC es superior a la observada en condiciones de bajo caudal.

En particular, al norte de la cadena de islas Desertores-Apiao-Quemchi (Figura 4.23a) se observa una estructura de dos capas. Una capa superficial estratificada con alta variabilidad y una capa profunda (>30 m) homogénea que no presenta variabilidad. La estratificación en la capa superficial es mayor cuando el caudal es alto (línea roja, año 2006) con respecto a un nivel de bajo caudal (línea azul, año 2004), con valores máximos de  $0,3 \cdot 10^3$  y  $0,1 \cdot 10^3$  ( $s^{-2}$ ) a 2 m de profundidad, respectivamente. En la capa profunda, durante inviernos de bajo y alto caudal, no se observan diferencias en términos de la magnitud de la frecuencia de Brunt-Väisälä ( $\sim 0$   $s^{-2}$ ). A diferencia de la zona norte, la zona sur (Figura 4.23e) presenta una columna completamente homogénea, con valores similares en ambos años ( $\sim 0$   $s^{-2}$ ).

La estructura vertical del fosfato y nitrato en el MIC es similar entre sí. Al norte, cuando el caudal es bajo (línea azul, año 2004), se presenta una columna de agua de dos capas, una capa superficial (50 m) estratificada que aumenta desde 1 a  $1,8 \mu M$  y desde 8 a  $20 \mu M$  de fosfato (Figura 4.23b) y nitrato (Figura 4.23c) respectivamente, y una capa profunda (>50 m) cuasi homogénea en torno a  $2 \mu M$  de fosfato y  $20 \mu M$  de nitrato. En la misma zona, cuando el caudal es alto y la estabilidad estática es alta (línea azul, año 2006), la concentración de ambos nutrientes es cuasi homogénea en la columna de agua con valores en torno a 2 y  $20 \mu M$ , de fosfato y nitrato respectivamente. Cabe destacar que cuando el caudal es alto y sólo en los primeros 50 m las concentraciones de ambos nutrientes son superiores con respecto a condiciones de bajo caudal, cuya máxima diferencia se observa en los primeros 25 m de profundidad.

En la zona sur, la estructura vertical de la concentración de fosfato (Figura 4.23f) y nitrato (Figura 4.23g), cuando el caudal es bajo (línea azul, año 2004), se mantiene cuasi homogénea

en los primeros 100 *m* de profundidad, en torno a 1.5 y 15  $\mu\text{M}$  respectivamente, para posteriormente aumentar hacia el fondo hasta alcanzar valores de 2.1  $\mu\text{M}$  de fosfato y 26  $\mu\text{M}$  de nitrato. Por el contrario, cuando el caudal es alto (línea roja, año 2006) se observa una columna de agua cuasi homogénea con concentraciones en torno a 1.7 y 20  $\mu\text{M}$  de fosfato y nitrato, respectivamente.

Cuando el caudal es bajo (línea azul, año 2004) y en la zona sur del MIC, las concentraciones de fosfato y nitrato son superiores en los primeros 25 *m* de la columna de agua con respecto a lo observado en la zona norte. Bajo esta capa, a diferencia de lo anterior, las concentraciones de ambos nutrientes son menores en la zona sur. Por otra parte, cuando el caudal es alto (línea roja, año 2006) estos nutrientes son menores, en la totalidad de la columna de agua, en la zona sur.

En el caso del silicato, en la zona norte del MIC (Figura 4.23d) la columna vertical posee una estructura diferente bajo ambas condiciones de caudal. Cuando es bajo, la columna de agua presenta una estructura de dos capas similar a la observada en el caso del fosfato y nitrato. Una capa superficial (50 *m*) estratificada en la que el silicato aumenta desde 10 a 15  $\mu\text{M}$  y una capa profunda (>50 *m*) cuasi homogénea, en donde el silicato varía entorno a 20  $\mu\text{M}$ . A diferencia de esto, cuando es alto, el silicato disminuye en la capa superficial desde 35 a 18  $\mu\text{M}$ , para posteriormente comportarse de manera cuasi homogénea, a partir de los 25 *m*, en torno a 23  $\mu\text{M}$ .

Al sur de la cadena de islas Desertores-Apiao-Quemchi (Figura 4.23e), cuando el caudal es bajo, la concentración de silicato varía entre 12 y 17  $\mu\text{M}$  en los primeros 100 *m* de profundidad, aumentando entre la superficie y 25 *m*, disminuyendo entre 25 y 50 *m*, posteriormente aumentando entre 50 y 75 *m* para finalmente disminuir hasta los 100 *m*. En mayores profundidades (>100 *m*) el silicato permanece cuasi homogéneo, con valores en torno a 15  $\mu\text{M}$ . Cuando el caudal es alto, la columna de agua se comporta de manera cuasi homogénea con concentraciones de silicato en torno a 20  $\mu\text{M}$ .

Cuando el caudal es bajo, en la zona sur del MIC las concentraciones de silicato son superiores en los primeros 25 *m* de la columna de agua e inferiores bajo esta, con respecto a lo observado en la zona norte. Por otra parte, cuando el caudal es alto estos nutrientes son

menores en la zona sur en la totalidad de la columna de agua, destacándose las altas concentraciones en superficie de silicato ( $35 \mu M$ ) en la zona norte en contraste con concentraciones superficiales en torno a  $17 \mu M$  en la zona sur.

En resumen, en la zona norte del MIC y bajo condiciones de alto caudal la estratificación, el fosfato, nitrato y principalmente el silicato son mayores en la capa superficial de la columna de agua con respecto a condiciones de bajo caudal. Por otra parte, en la zona sur del MIC, la estabilidad, el fosfato y el nitrato no muestran cambios bajo condiciones de caudal diferentes, no así el silicato el cual presenta un leve aumento de su concentración en la capa superficial bajo condiciones de alto caudal.



## 5. Discusión

### 5.1. Aspectos metodológicos

El estudio de la concentración de CHL-a y de la SST en la zona sur de los canales y fiordos australes chilenos, de la cual forma parte el MIC, se ha centrado principalmente en el seno de Reloncaví (Valle-Levinson *et al.*, 2007), mientras que en otras zonas los estudios han estado sujetos a la realización de cruceros oceanográficos, principalmente a los Cruceros de Investigación Marina en Áreas Remotas (CIMAR Fiordos) (Silva & Palma, 2006), los que poseen limitaciones espaciales y temporales que impiden probar hipótesis de cambios en los sistemas en escalas distintas a la estacional.

Este estudio evidencia las ventajas del uso de información satelital MODIS-Aqua correspondiente al nivel de procesamiento L2, ya que aportó una alta cobertura espacial para un periodo de tiempo prolongado (12 años). Esto permitió conocer la evolución de variables oceanográficas en escalas locales debido a que cuenta con una alta resolución espacial (1km). Sin embargo, una de las principales problemáticas del uso de información satelital es la presencia de nubosidad, la cual impide obtener información de variables de interés geofísico bajo ella, como en el caso de la concentración de CHL-a y de la SST, disminuyendo la densidad de información. Es por ello que en este estudio se utilizó una escala mensual, que permitió aumentar la cantidad de información en la zona, pero impidió observar procesos oceanográficos en escalas temporales inferiores a ella, especialmente sinópticos.

A pesar que la SST y la concentración de CHL-a son obtenidas al mismo tiempo y por el mismo sensor, Moderate-resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS) a bordo del la misión espacial Aqua, la cantidad de información obtenida no es idéntica. Esto se debe a que para la obtención de la SST, a diferencia de la concentración de CHL-a, se aplican test de calidad que provocan una disminución en su cantidad con respecto a la información original, coincidiendo con los resultados de este estudio (Feldman, 2004). Debido a que el pre-procesamiento para la obtención de la concentración de CHL-a no contempla un control de calidad se obtuvieron concentraciones de CHL-a muy altas ( $>100 \text{ mg m}^{-3}$ ), principalmente en zonas costeras, por lo que se restringieron sus magnitudes hasta  $50 \text{ mg m}^{-3}$ .

A diferencia de las aguas del océano abierto, donde el fitoplancton y los pigmentos fotosintéticos dominan el color del océano (aguas tipo I) (Armstrong *et al.*, 2004), las aguas costeras son usualmente caracterizadas por la presencia de uno o más componentes ópticamente competitivos con estos pigmentos, tales como material orgánico e inorgánico disuelto (aguas tipo II) (Bukata *et al.*, 1995) que dificultan la estimación de la concentración de CHL-a en estas zonas. El algoritmo OC3, utilizado por MODIS-Aqua, sobreestima la concentración de CHL-a en aguas costeras, a diferencia de las estimaciones realizadas en aguas oceánicas (Ab Lah *et al.*, 2014), lo cual ha sido ampliamente documentado (Sun *et al.*, 2010; Cannizaro & Carder, 2016; Darecki & Stramski, 2004). Diversos autores han señalado que la realización de modificaciones en los algoritmos de estimación del color del océano de la NASA son necesarios para la estimación de los componentes bio-ópticos de las aguas, no solo de manera global sino también de manera regional (Siswanto *et al.*, 2011; Hu *et al.*, 2013; Le *et al.*, 2013), por lo que se realizan ajustes en los algoritmos en función de la información *in situ* de concentración de clorofila (Ab Lah *et al.*, 2014). De acuerdo a esto, la implementación de la validación de la información de CHL-a y el ajuste del algoritmo OC3 para los sectores costeros del MIC podrían representar una mejora en este estudio, ya que la gran variabilidad de la concentración de CHL-a y sus altos niveles en las zonas costeras podrían ser el resultado de un algoritmo poco óptimo para la zona.

Por otra parte, los métodos utilizados en este estudio, funciones empíricas ortogonales (EOFs) y multitaper method – singular value decomposition (MTM-SVD), requirieron que las series de tiempo para cada sitio del área de estudio contaran con la misma dimensión, por lo que la interpolación de la información fue de vital importancia. Como se ha informado anteriormente, se utilizó el método de interpolación lineal sobre los campos mensuales de ambas variables. Una mejora metodológica en este tipo de estudio podría ser la aplicación del método DINEOF (por sus siglas en inglés, Data Interpolating Empirical Orthogonal Functions) (Alvera-Azcárate *et al.*, 2005). Este método es utilizado para reconstruir datos faltantes en conjuntos de datos geofísicos (Beckers & Rixen, 2003) y se basa en la aplicación de EOFs utilizando un procedimiento iterativo para calcular la información en las grillas que no la poseen (Alvera-Azcárate *et al.*, 2011), con el que incluso se podrían interpolar los campos diarios de ambas variables, como en los trabajos realizados por Andrade *et al.*, (2012) para el caso de la concentración de CHL-a, en el Archipiélago Juan Fernández, y por Li & He (2014) para la interpolación de la SST en el golfo de Maine. Además, la aplicación del método DINEOF multivariado, basado en EOFs combinadas (Alvera-Azcárate *et al.*,

2007), considera las inter-relaciones entre variables (como en el caso de la concentración de CHL-a y la SST) lo cual podría aumentar la precisión de los resultados en comparación a la aplicación univariada de DINEOF (Alvera-Azcárate *et al.*, 2011).

## 5.2. Gradientes meridionales

La media climatológica de la concentración de CHL-a y de la SST (2003 - 2014) varía latitudinalmente, observándose un gradiente que disminuye hacia el sur del MIC. El patrón espacial de ambas variables describe una zona norte con magnitudes comparativamente mayores que la zona sur, lo que coincide con los análisis reportados por Pizarro *et al.* (2000), Ramírez & Pizarro (2005), Delgado Marín (2006), Tello & Rodríguez-Benito (2009), Montecino *et al.* (2009) y Martínez *et al.* (2015) en el MIC. Además, el MIC está dividido por la cadena de islas Desertores-Apiao-Quemchi (~42.5 - 43°S), característica topográfica que cumple un efecto barrera para el flujo de aguas hacia el norte, generando que el agua tenga un largo tiempo de residencia (Silva & Palma, 2006; Carrasco & Silva, 2010) y favoreciendo la generación de diferentes características abióticas entre ambas zonas (Martínez *et al.*, 2015).

El gradiente de concentración de CHL-a, de acuerdo a lo señalado por Martínez *et al.*, (2015) se asocia a la disponibilidad de nutrientes (Aracena *et al.* 2011), la estratificación de la columna de agua (Lara *et al.*, 2010) y la dirección e intensidad de los vientos (Montero *et al.* 2011). El fitoplancton de la zona comprendida entre Puerto Montt y el estrecho de Magallanes, dentro de la cual se ubica el MIC, se caracteriza por la dominancia de diatomeas (Avaria *et al.*, 1997, 1999, 2003, 2004), las que corresponden a 96 especies y variedades detectadas principalmente en el interior fiordos y canales externos (Avaria, 2006). Estas microalgas están estrechamente relacionadas con la concentración de silicato, dado que su frústulo se forma y crece gracias a este nutriente (Claquin & Jézéquel, 2002), a diferencia de los dinoflagelados que no lo necesitan para su crecimiento. El agua dulce provenientes de ríos, esteros y fiordos, vertida principalmente a la zona norte del MIC, aumenta la estabilidad (estratificación) de la columna de agua y las concentraciones de silicatos en superficie, lo que favorecería el desarrollo de florecimientos de diatomeas que mantienen altas tasas de producción orgánica en la zona norte. Por el contrario, la zona sur del MIC, que debido a su conexión con aguas oceánicas posee una predominancia de dinoflagelados, recibe aportes de agua subsuperficial comparativamente rica en nitrato y fosfato pero baja en silicato (Silva *et*

*al.*, 1997-1998; Silva & Guzmán, 2006; Silva & Palma, 2006; Carrasco & Silva, 2010; Vargas *et al.*, 2011; Iriarte *et al.*, 2014), lo cual se condice con las concentraciones de CHL-a comparativamente más bajas.

Por otra parte, considerando que la zona sur del MIC posea menor profundidad, en comparación a la zona norte, la columna de agua podría volverse inestable en su totalidad debido a que el efecto de mezcla vertical provocado por el viento, puede ser percibido por el fondo. Esto podría disminuir el tiempo de residencia de organismos fitoplanctónicos en la capa fótica, provocando que las concentraciones de CHL-a sean menores en esta zona. De la misma forma, la mezcla vertical provocaría la disminución de la SST en superficie ya que disminuiría el efecto de la radiación solar sobre ella.

El gradiente meridional de la SST, debido en parte a la variación latitudinal de la radiación solar (Liou, 2002) y a la heterogeneidad de las variables físicas y químicas de la columna de agua en la zona norte, en contraste a la homogeneidad de éstas en la zona sur (Martínez *et al.*, 2015), se atenúa durante el otoño e invierno, observándose un patrón espacial más homogéneo de menores temperaturas. A su vez, la variabilidad estacional de la SST en la zona norte del MIC es mayor en comparación a lo observado en la zona sur, lo que indica que las aguas superficiales de la zona norte disminuyen su temperatura en mayor proporción durante las estaciones frías con respecto a aquellas más cálidas. Esto se debe al ciclo anual de la temperatura de ríos y fiordos que vierten sus aguas principalmente a la zona nororiental del MIC. Ejemplo de ello es el ciclo anual del estuario de Reloncaví cuya temperatura disminuye hacia el invierno ( $\sim 8$  °C) y aumenta hacia el verano ( $\sim 17$  °C) (León, 2011).

### **5.3. Ciclo anual de la SST y de la concentración de CHL-a en el MIC y su conexión con el ME**

A través de los métodos, EOFs y MTM-SVD, se estudió la variabilidad espacio temporal de la concentración de CHL-a y de la SST en el MIC, para el periodo 2003-2014. Sin embargo, el método EOF obtiene los modos de variabilidad dominantes a partir de una combinación matemática de distintas frecuencias lo que dificulta la identificación de los principales procesos físicos forzantes, otorgándole al método MTM-SVD ventajas sobre la aplicación del método EOF (Correa-Ramírez & Hormazábal, 2012). Por estos motivos las varianzas explicadas de cada variable en estudio obtenidas a través de la aplicación de ambos métodos

son diferentes, principalmente en el caso de la concentración de CHL-a donde la diferencia del porcentaje de varianzas equivale a un 22,17%. Además, el MTM-SVD presenta ventajas por sobre los métodos espectrales clásicos, que le permiten reducir el sesgo estadístico y la pérdida de potencial espectral, aumentar su sensibilidad para la detección y reproducción de señales oscilatorias y/o cuasi oscilatorias y analizar múltiples series de tiempo y caracterizar señales tanto estacionarias como aquellas que se propagan en el espacio; características que hacen de este método adecuado para análisis de extensas bases de datos con alta resolución espacial y temporal (bases de datos satelitales).

La variabilidad de la SST y de la concentración de CHL en el MIC es explicada principalmente por el ciclo anual, cuyas magnitudes aumentan hacia el verano y disminuyen hacia el invierno. En particular, la SST alcanza su máximo en enero-febrero y su mínimo en julio-agosto, mientras que la concentración de CHL-a lo hace en enero y julio, respectivamente. Este ciclo ha sido detallado por diversos autores (Delgado & Marín, 2006; Iriarte *et al.*, 2007; Tello & Rodríguez-Benito, 2009 ). Sin embargo, la dominancia del ciclo semianual de la concentración de CHL-a en la zona nororiental del MIC no había sido reportada previamente.

La radiación solar es uno de los forzantes del ciclo anual de las variables en estudio, cuyo aumento durante primavera-verano es característico de las latitudes medias. El ciclo anual de la radiación solar en el MIC alcanza su máximo (mínimo) en diciembre (junio), un mes antes que la concentración de CHL-a alcance los suyos y entre uno y dos meses antes que lo haga la SST. El desfase de la SST con respecto a la radiación solar es conocido como el retraso de las estaciones (Byers, 1974; Prescott & Collins, 1951), el cual muestra una fuerte variabilidad interanual debido a las variaciones del clima a lo largo del año. Sin embargo, su efecto neto puede ser representado por este desfase, equivalente a 73 días, con una desviación estándar de 16 días (Li *et al.*, 2013), rango que coincide con los resultados obtenidos en este estudio. El retraso del ciclo anual de la SST se debe al desfase del flujo de calor superficial atmosférico, equivalente a 1,5 meses aproximadamente, equivalente a 1/8 de ciclo, (Sellers, 1965) y al desfase en el almacenamiento de calor oceánico (factor dominante) que proporciona estimaciones directas del tiempo de amortiguación para el intercambio de calor atmósfera océano, motivo por el cual el desfase en la SST puede utilizarse para diagnosticar la variabilidad climática global (Li *et al.*, 2013).

Con respecto a la concentración de CHL-a, un aumento en la irradiancia sobre la capa superficial del océano puede resultar en el aumento de la tasa de crecimiento neto del fitoplancton, ya que la cantidad de luz disponible para generar la fotosíntesis y el crecimiento del fitoplancton es directamente proporcional a la irradiancia de la superficie (Cloern, 1996). Varios autores han sugerido que la radiación solar debe considerarse un factor limitante para el desarrollo del fitoplancton en el MIC debido al alto porcentaje de cobertura nubosa a lo largo del año en la región (Rodríguez-Benito & Haan, 2004; Iriarte *et al.*, 2007). La nubosidad en el MIC aumenta durante el invierno y disminuye hacia el verano (resultado no mostrado, obtenido a partir de la cantidad de información de SST de este estudio) lo cual explicaría el aumento de la concentración de CHL-a durante el verano y su disminución hacia e invierno en gran parte del MIC.

Además, los resultados de este estudio sugieren que existe una relación, a través de la boca del Guafo, entre ME y el MIC (a excepción del sector nororiental) debido a que la variabilidad de la concentración de CHL-a en ambas zonas es dominada por el ciclo anual. Las costas chilenas entre 18 y 40°S forman parte de uno de los sistemas de borde oriental considerado dentro de las áreas biológicas más productivas del océano (Chavez & Messié, 2009) que se caracterizan por presentar un marcado ciclo anual de la concentración de CHL-a (hasta 20 km de la costa) con un máximo en el verano, que coincide con la ocurrencia de eventos de surgencia costera controlada por el esfuerzo del viento meridional en dirección hacia el norte (Yuras *et al.*, 2005). El acoplamiento entre los ciclos anuales del índice de surgencia (Mx) y la concentración de CHL-a fue observado en este estudio, sin embargo existe un desfase de un mes entre ellos y el ciclo anual de la magnitud del viento. Esto se debe a que el índice de surgencia (Mx) depende de la componente del viento meridional y no de la magnitud del viento, cuyo ciclo anual (no presentado en este estudio) está fuertemente acoplado con los ciclos anuales de la concentración de CHL-a y del índice de surgencia (Mx).

Las altas concentraciones de CHL-a en el sur del MIC observadas en la época estival, además de ser producto de la alta disponibilidad de luz durante el verano y de los probables eventos de surgencia costera que ocurren en ese sector (de acuerdo al bajo número de Rossby), se deberían a la advección (desde el ME al MIC) de concentración de CHL-a y de nutrientes de Agua Ecuatorial Subsuperficial (AESS). Esta masa de agua asciende a la superficie debido a los eventos de viento sur que se intensifican producto del desplazamiento del Anticiclón del

Pacífico Subtropical hacia latitudes más altas durante el verano (Karstensen & Ulloa, 2008) provocando surgencia costera como respuesta a la divergencia del transporte de Ekman.

Por otra parte, la divergencia de la Corriente del Pacífico Sur se desplaza hacia latitudes más altas en verano ( $\sim 45^\circ\text{S}$ ) (Gatica *et al.*, 2009, Saavedra & Foppiano, 1992), esto provocaría que las corrientes superficiales en la boca del Guafo, cuyo eje de máxima varianza este-oeste evidencia los efectos batimétricos del canal sobre el flujo (con máximos de  $140 \text{ cm s}^{-1}$  en dirección noreste) (Fierro *et al.*, 2000; Castillo & Valenzuela, 2006), ingresen al MIC a pesar que el balance neto de las corrientes superficiales indique que el agua de tipo estuarina, al ser menos densa que el agua oceánica adyacente, sale del MIC a través de este canal (Palma & Silva, 2004).

#### **5.4. Ciclo semianual de la concentración de CHL-a y su relación con el caudal del río Puelo**

La variabilidad de la concentración de CHL-a, además de ser explicada principalmente por el ciclo anual, es explicada por el ciclo semianual en la zona nororiental del MIC. Este sector se caracteriza por recibir aportes de agua dulce provenientes de fiordos, ríos y esteros, motivo por el que fueron considerados como posibles forzantes de la frecuencia semianual de la concentración de CHL-a en esa zona. Para caracterizarlo, se utilizó el caudal medio mensual del río Puelo debido a que su caudal es uno de los más importantes en la zona. No obstante, la incorporación de datos del caudal de otros ríos podría implicar una mejora en este estudio. En particular, el río Puelo posee un ciclo semianual, con un máximo principal en julio y uno secundario en noviembre, que se relaciona con el ciclo semianual de la concentración de CHL-a en la zona nororiental.

Los resultados de este estudio indican que, en presencia de altos caudales (superiores a  $1000 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ ) la estratificación y la disponibilidad de nutrientes, como fosfato, nitrato y principalmente silicato, aumentan en la capa superficial de la columna de agua, con respecto a lo observado bajo condiciones de caudales bajos, en la zona nororiental del MIC. La estratificación vertical aumenta con el incremento del flujo de ríos (Neilson *et al.*, 2012) debido a que el agua dulce (Agua Estuarina, de baja salinidad) se posiciona sobre las masas de agua de mayor salinidad (Agua Subantártica Modificada) (Silva *et al.*, 1998). El aumento en la estratificación de la columna de agua provoca un aumento en la retención y el reciclaje

de nutrientes en superficie, lo que hace de los sistemas estuarinos y costeros zonas altamente sensibles a la variabilidad de los nutrientes (Redfield, 1995; Ketchum, 1967; Taft *et al.*, 1978).

No obstante, en esta zona la concentración de CHL-a disminuye en presencia de altos caudales. Esto parece ser contradictorio, ya que el aumento en la concentración de nutrientes debiese propiciar un aumento en el fitoplancton. Sin embargo, no solo los niveles de nutrientes son un factor limitante para la producción primaria, sino también la disponibilidad de luz (Hecky & Kilham, 1988). El incremento en la concentración de nutrientes puede aumentar la abundancia de fitoplancton y otorgar las condiciones ideales para florecimientos algales bajo condiciones estables de radiación solar (Sharma & Bhardwaj, 2011). Esto indica que los bajos niveles de concentración de CHL-a en el periodo invernal no estarían controlados por la disponibilidad de nutrientes, sino por la disminución de la luz en ese periodo.

Los ríos son la principal fuente de transporte de material sólido y disuelto hacia los océanos (Milliman & Meade, 1983). Varios estudios han demostrado una fuerte relación entre la descarga de agua dulce y la concentración de sedimentos en suspensión, con diferentes retrasos temporales que dependen de las características del sistema río/captación (Alexandrov *et al.*, 2007; Lawler *et al.*, 2006; Townsed-Small *et al.*, 2008; Vericat & Batalla, 2005; Zabaleta *et al.*, 2007; Zonta *et al.*, 2005). De acuerdo a Goransson *et al.*, (2013) se han observado correlaciones positivas entre la descarga del río Göta älb (Noruega), la turbidez y la precipitación, bajo intensos caudales combinados con fuertes precipitaciones. Esto podría indicar que durante el invierno, cuando la precipitación y el caudal del río Puelo aumentan, la turbidez de las aguas se intensifica al mismo tiempo que la nubosidad.

La turbidez es un tipo de efecto óptico que está relacionado con la concentración de sólidos suspendidos y la forma y tamaño de otros elementos impuros en el agua. Cuando la luz monocromática incide sobre un líquido que posee sólidos en suspensión, la dispersión de la luz inducida por los sólidos suspendidos atenúa la intensidad de la luz (Chen *et al.*, 2009). La presencia de turbidez en aguas estuarinas influye en muchos procesos biológicos en la columna de agua. Sobre la base de las cadenas alimentarias clásicas, la producción primaria es el primer nivel biológico influenciado por la turbidez. La limitación de la penetración de la luz por la turbidez ha sido frecuentemente señalada como un factor que controla la



producción primaria en los estuarios (Flemer, 1970; Cloern *et al.*, 1983; Peterson & Festa, 1984; Grobelaar, 1985; Pennock, 1985; Harding *et al.*, 1986; Cloern, 1987; Randall & Day, 1987; Lehman, 1992).

De acuerdo a lo anterior, la concentración de CHL-a, bajo condiciones de altos caudales invernales, se reduciría debido a la disminución de la radiación solar (ciclo anual) y a la atenuación de la luz en la columna de agua producida por la turbidez, a pesar del aumento en la disponibilidad de nutrientes en este periodo. No obstante, estas altas concentraciones de nutrientes, producto del alto caudal invernal, podrían quedar disponibles para primavera, periodo en el que aumenta tanto la radiación solar como la concentración de CHL-a. Esto puede ser observado en el diagrama de dispersión de la [Figura 4.24](#), en la que se observa un aumento de la concentración de CHL-a primaveral a medida que aumenta el caudal invernal para el sitio de máxima correlación observado en la [Figura 4.19a](#).

## **5.5. Aplicaciones y usos de la información satelital**

A partir de 1972, entre las regiones de Aysén y Los Lagos, se han observado diversos eventos de floraciones algales nocivas (FANs) que han provocado problemas sociales, económicos y productivos principalmente a las comunidades costeras del sur de Chile. Desde la década de 1990 el Instituto de Salud Pública y el Instituto de Fomento Pesquero (IFOP), a través de los programas de Vigilancia de Floraciones Algales Nocivas y Manejo y Monitoreo de Mareas Rojas en las regiones de Los Lagos, Aysén y Magallanes, monitorean las microalgas nocivas y las toxinas asociadas en el sur de Chile (Instituto de Salud Pública, 2011). El uso de información satelital de alta resolución permite conocer en tiempo real la evolución espacial y temporal de la concentración de CHL-a (*proxy* de la productividad primaria), la que puede ser utilizada con la finalidad de realizar alertas tempranas de floraciones algales que permitirían identificar la existencia de sectores en los que la concentración de CHL-a es anómalo. De esta forma los esfuerzos para identificar si las floraciones corresponden a eventos nocivos se dirigirían a realizar mediciones en las zonas donde las concentraciones de CHL-a son superiores a su promedio histórico. No obstante, debido a las limitaciones que posee la información de concentración de CHL-a en zonas costeras se puede complementar con información satelital de otras variables relacionadas con ella como la temperatura superficial del mar, radiación fotosintéticamente activa, fluorescencia superficial (*proxy* de la biomasa activa) y viento.

## 6. Conclusiones

- El MIC presenta gradientes meridionales del promedio de la concentración de CHL-a y de la SST que disminuyen hacia el sur, con valores máximos en el seno de Reloncaví (12,94 °C y 16,8  $mgm^{-3}$ ) y mínimos en el golfo Corcovado (10,21 °C y 1,39  $mgm^{-3}$ ).
- Los gradientes están asociados a la dirección e intensidad del viento, a la estructura de la columna de agua, a la variación latitudinal de la radiación solar y a la disponibilidad de nutrientes, forzados por efecto barrera de la cadena de islas Desertores-Apio-Quemchi que favorecería la generación de características abióticas diferentes en ambas zonas.
- La variabilidad de la SST en todos los sectores del mar interior de Chiloé es explicada por el ciclo anual (85,65% de la variabilidad total), cuyo aumento hacia primavera-verano y disminución hacia otoño-invierno es forzado por el ciclo anual de la radiación solar, con uno a dos meses de desfase debido principalmente al desfase en el almacenamiento de calor en el océano.
- La variabilidad de la concentración de CHL-a es explicada principalmente por el ciclo anual en la zona sur y noroccidental del mar interior de Chiloé (11,53% de la variabilidad total), cuyas magnitudes aumentan en primavera-verano y disminuyen en otoño-invierno. Este ciclo anual, además de ser forzado por el ciclo anual de la radiación solar, está fuertemente acoplado con el ciclo anual del índice de surgencia.
- La SST y la concentración de CHL-a covarían a través del ciclo anual solo en la zona sur y noroccidental del mar interior de Chiloé, en relación al ciclo anual de la radiación solar.
- Los resultados sugieren que, a través de la boca del Guafo, existe una relación entre el mar interior de Chiloé y el mar exterior debido a que en ambas zonas la variabilidad de la concentración de CHL-a es dominada por el ciclo anual. Además, el posicionamiento de la Corriente de la Deriva de los Vientos del Oeste, frente a la boca

del Guafo, permitiría que las corrientes ingresen hacia el MIC, principalmente durante el verano.

- La variabilidad de la concentración de CHL-a en la zona nororiental del MIC es explicada principalmente por el ciclo semianual (~10% de la variabilidad), cuyo principal forzante corresponde a la descarga de agua dulce del río Puelo.
- Existe una relación entre la concentración de CHL-a y el caudal del río Puelo en el seno de Reloncaví. A medida que el caudal aumenta sobre  $1000 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ , la concentración de CHL-a disminuye bajo su promedio histórico, independiente de la estación del año. Por el contrario, en presencia de bajos caudales (inferiores a  $360 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ ) la concentración de CHL-a puede ser mayor o menor que su promedio histórico.
- Altos caudales invernales provocan el aumento de la estratificación y de la disponibilidad de nutrientes, como fosfato, nitrato y principalmente silicato, en la capa superficial de la columna de agua principalmente en la zona norte del MIC, debido al aumento en las diferencias de densidad entre el agua dulce y las masas de agua oceánicas y a la retención de nutrientes que provoca la estratificación.
- La disminución de la CHL bajo condiciones de alto caudal del río Puelo durante invierno parece no estar controlada por la disponibilidad de nutrientes, sino por la disminución de la luz en ese periodo y por la turbidez de las aguas que genera el aumento del transporte de sedimentos y material particulado.
- La concentración de CHL-a durante la primavera aumenta a medida que aumenta el caudal del río Puelo invernal probablemente debido al aumento en la disponibilidad de nutrientes durante el invierno que no fueron utilizados, los que quedarían disponibles para el periodo primavera en la capa superficial debido a la constante estratificación de la columna de agua en la zona norte del MIC.

## 7. Referencias

Ab Lah, N. Z., Reba, M. N. M., & Siswanto, E. 2014. An improved MODIS standard chlorophyll-a algorithm for Malacca Straits Water. In IOP Conference Series: Earth and Environmental Science (Vol. 18, No. 1, p. 012113). IOP Publishing.

Alexandrov, Y., Laronne, J. B., & Reid, I. 2007. Intra-event and inter-seasonal behaviour of suspended sediment in flash floods of the semi-arid northern Negev, Israel. *Geomorphology*, 85(1), 85-97.

Almenara-Barrios, J., García-Ortega, C., González-Caballero, J. L., & Abellán-Hervás, M. J. 2002. Creación de índices de gestión hospitalaria mediante análisis de componentes principales. *Salud pública de México*, 44(6), 533-540.

Alvera-Azcárate, A., Barth, A., Beckers, J. M., & Weisberg, R. H. 2007. Multivariate reconstruction of missing data in sea surface temperature, chlorophyll, and wind satellite fields. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 112(C3).

Alvera-Azcárate, A., Barth, A., Rixen, M., & Beckers, J. M. 2005. Reconstruction of incomplete oceanographic data sets using empirical orthogonal functions: application to the Adriatic Sea surface temperature. *Ocean Modelling*, 9(4), 325-346.

Alvera-Azcárate, A., Barth, A., Sirjacobs, D., Lenartz, F., & Beckers, J. M. 2011. Data Interpolating Empirical Orthogonal Functions (DINEOF): a tool for geophysical data analyses. *Mediterranean Marine Science*, 12(3), 5-11.

Anderson, D. M. 1999. ECOHAB-GOM: The ecology and oceanography of toxic Alexandrium blooms in the Gulf of Maine. Canadian technical report of fisheries and aquatic sciences/Rapport technique canadien des sciences halieutiques et aquatiques. Imprint varies, (2261), 88-89.

Anderson, D. M., & Wall, D. 1978. Potential importance of benthic cysts of *Gonyaulax tamarensis* and *G. excavate* in initiating toxic dinoflagellate blooms 1, 2, 3. *Journal of Phycology*, 14(2), 224-234.

Andrade, I., Hormazabal, S. E., & Correa-Ramirez, M. A. 2012. Ciclo anual de la clorofila- $\alpha$  satelital en el archipiélago de Juan Fernández (33° S), Chile. *Latin american journal of aquatic research*, 40(SPECISSUE), 657-667.

Anónimo. 2012. Mundo Acuícola. [online] [Mundoacuicola.cl](http://www.mundoacuicola.cl). Available at: <http://www.mundoacuicola.cl/?/revista/341/la-incertidumbre-que-rodea-a-la-mitilicultura-chilena-tras-la-grave-escasez-de-semilla-de-choritos/1> [Accessed 29 Jun. 2016].

Aracena, C. 2005. Seismic stratigraphy and Late Quaternary geological history of Reloncavi system, Northpatagonian fjords region, Southern Chile. Master of Science in Advanced Studies in Marine and Lacustrine sciences. Universiteit Gent.

Aracena, C., Lange, C. B., Iriarte, J. L., Rebolledo, L., & Pantoja, S. 2011. Latitudinal patterns of export production recorded in surface sediments of the Chilean Patagonian fjords (41–55 S) as a response to water column productivity. *Continental Shelf Research*, 31(3), 340-355.

Armstrong, R. A., Gilbes, F., Guerrero, R., Lasta, C., Benavidez, H., & Mianzan, H. 2004. Validation of SeaWiFS-derived chlorophyll for the Rio de la Plata Estuary and adjacent waters. *International Journal of Remote Sensing*, 25(7-8), 1501-1505.

Avaria, S. 2006. Fitoplancton de canales y fiordos australes. Avances en el conocimiento oceanográfico de las aguas interiores chilenas, Puerto Montt a Cabo de Hornos. Comité Oceanográfico Nacional, Pontificia Universidad Católica de Valparaíso, Valparaíso, 89-92.

Avaria, S., C. Cáceres, P. Castillo & P. Muñoz. 2003. Distribución del microfitoplancton marino en la zona estrecho de Magallanes-cabo de Hornos, Chile, en la primavera de 1998 (Crucero CIMAR Fiordo 3). *Ciencia y Tecnología del Mar*, 26(2): 79-96.

Avaria, S., C. Cáceres & P. Muñoz. 2004. Distribución del microfitoplancton marino entre el golfo Corcovado y el estero Elefantes en la primavera de 1998 y el verano de 1999 (Crucero CIMAR Fiordo 4). *Ciencia y Tecnología del Mar*, 27(1): 17-47.

Avaria, S., Cassis, D., Muñoz, P., & Vera, P. 1997. Distribution of the marine micro phytoplankton in inland waters of southern Chile in October 1995 (Fjord Cruise Cimar-1). *Ciencia y Tecnología del Mar*, 20, 107-123.

Avaria, S., Jorquera, L., Muñoz, P., & Vera, P. 1999. Distribución de microfitoplancton marino en la zona de aguas interiores comprendida entre el golfo de Penas y el estrecho de Magallanes, Chile, en la primavera de 1996 (Crucero Cimar-Fiordo 2). *Ciencia y Tecnología del Mar*, 22, 81-110.

Bajak, A. 2016. La industria salmonera en Chile: estrangulada por un bloom de algas. [online] *Ciencia Latinoamericana*. Available at: <http://latinamericanscience.org/salmon> [Accessed 23 Oct. 2016].

Balech, E. 1988 Los dinoflagelados del Atlántico Sudoccidental. *Publicaciones Especiales del Instituto Español de Oceanografía*, 1, 310 pp.

Barbieri, B., Bravo, R., Farías, S., González, C., Pizarro, A., & Yáñez, R. 1995. Fenómenos asociados a la estructura térmica superficial del mar observados a través de imágenes satelitales en la zona norte de Chile. *Investigaciones marinas*, 23, 99-122.

Borgel, R. 1970. Geomorfología de las regiones australes de Chile. *Revista Geológica de Chile*, 21, 35-140.

Breaker, L.C., V.M. Krasnopolsky, D.B. Rao & X.H. Yan. 1994. The feasibility of estimating ocean surface currents on an operational basis using satellite feature tracking methods. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 75, 2085-2095.

Bukata, R. P., Jerome, J. H., Kondratyev, A. S., & Pozdnyakov, D. V. 1995. *Optical properties and remote sensing of inland and coastal waters*. CRC press.

Bustos, C., Landaeta, M., & Balbontín, F. 2008. Efectos ambientales sobre la variabilidad espacial del ictioplancton de Chile austral durante noviembre de 2005. *Revista chilena de historia natural*, 81(2), 205-219.

Byers, H. R. 1974. *General Meteorology*, 4th edn, McGraw Hill: NewYork, 461.

Cáceres, M., Pizarro, O., Sobarzo, M., León, J., Bello, M., & Valle-Levinson, A. 2007. Patrones de circulación en el estuario de Reloncaví. *Informes Preliminares. Taller de Resultados Crucero CIMAR*, 10, 21-33.

Cáceres, M., Valle Levinson, A., & Atkinson, L. 2003. Observations of cross channel structure of flow in an energetic tidal channel. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 108(C4).

Cannizzaro, J. P., & Carder, K. L. 2006. Estimating chlorophyll a concentrations from remote-sensing reflectance in optically shallow waters. *Remote Sensing of Environment*, 101(1), 13-24.

Carcamo, M. 2016. Primeras Señales Claras de Retroceso de Eventos de Marea Roja Asociada a *Alexandrium Catenella* (VPM), En el Mar Interior de Chiloé. [online] Intemit.cl. Available at: <http://www.intemit.cl/index.php/noticias/68-primeras-senales-claras-de-retroceso-de-eventos-de-marea-roja-asociada-a-alexandrium-catenella-vpm-en-el-mar-interior-de-chiloe> [Accessed 4 Jul. 2016].

Carrasco, C., & Silva, N. 2006. Distribución de temperatura, salinidad, oxígeno disuelto y nutrientes entre Puerto Montt y Boca del Guafo (CIMAR 11 Fiordos). *Informes Preliminares. Taller de Resultados Crucero CIMAR*, 10, 37-47.

Carrasco, C., & Silva, N. 2007. Distribución de temperatura, salinidad, oxígeno disuelto y nutrientes entre Puerto Montt y Boca del Guafo (CIMAR 12 Fiordos). *Informes Preliminares. Taller de Resultados Crucero CIMAR*, 10, 35-46.

Carrasco, C., & Silva, N. 2008. Distribución de temperatura, salinidad, oxígeno disuelto y nutrientes entre Puerto Montt y Boca del Guafo (CIMAR 10 Fiordos). Informes Preliminares. Taller de Resultados Crucero CIMAR, 10, 35-45.

Carrasco, C., & Silva, N. 2010. Comparison of the physical and chemical oceanographic features in the Puerto Montt to mouth Guafo between Winter and Spring of 2004 and between 1995 and 2004 Springs. *Ciencia y Tecnología del Mar*, 33(2), 5-16.

Castillo, M., & Valenzuela, C. 2006. Avances en el conocimiento oceanográfico de las aguas interiores Chilenas, Puerto Montt a cabo de Hornos. Comité Oceanográfico Nacional, Pontificia Universidad Católica de Valparaíso, Valparaíso, 59-62.

Chaigneau, A., & Pizarro, O. 2005. Surface circulation and fronts of the South Pacific Ocean, east of 120 W. *Geophysical Research Letters*, 32(8).

Chavez, F. P., & Messié, M. 2009. A comparison of eastern boundary upwelling ecosystems. *Progress in Oceanography*, 83(1), 80-96.

Chen, S., Fang, L., Zhang, L., & Huang, W. 2009. Remote sensing of turbidity in seawater intrusion reaches of Pearl River Estuary—A case study in Modaomen water way, China. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 82(1), 119-127.

Claquin, P., Martin-Jézéquel, V., Kromkamp, J. C., Veldhuis, M. J., & Kraay, G. W. 2002. Uncoupling of silicon compared with carbon and nitrogen metabolisms and the role of the cell cycle in continuous cultures of *Thalassiosira pseudonana* (*bacillariophyceae*) under light, nitrogen, and phosphorus control 1. *Journal of Phycology*, 38(5), 922-930.

Clément, A., Aguilera, A. & Fuentes, C. 2002. Análisis de Marea Roja en Archipiélago de Chiloé, Contingencia 2002. Resúmenes XXII Jornadas de Ciencias del Mar, p. 126.

Cloern, J. E. 1987. Turbidity as a control on phytoplankton biomass and productivity in estuaries. *Continental Shelf Research* 7, 1367–1381.



Cloern, J. E. 1996. Phytoplankton bloom dynamics in coastal ecosystems: a review with some general lessons from sustained investigation of San Francisco Bay, California. *Reviews of Geophysics*, 34(2), 127-168.

Cloern, J. E., Alpine, A. E., Cole, B. E., Wong, R. L. S., Arthur, J. F., & Ball, M. D. 1983. River discharge controls phytoplankton dynamics in the Northern San Francisco bay estuary. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 16, 415–429.

Comité científico asesor de emergencia por floraciones de algas nocivas. 2016. Declaración técnica-científica por floración de algas nocivas en la Región de Los Lagos. [online] Available at: <http://www.visionacuicola.cl/articulo.shtml?ia=8231&t=declaraci%20n-t%20cnica-cient%20fica-por-floraci%20n-de-algas-nocivas-en-la-regi%20n-de-los-lagos> [Accessed 23 Oct. 2016].

Correa-Ramírez, M., & Hormazábal, S. 2012. MultiTaper Method-Singular Value Decomposition (MTM-SVD): variabilidad espacio-frecuencia de las fluctuaciones del nivel del mar en el Pacífico suroriental. *Latin american journal of aquatic research*, 40(4), 1039-1060.

Dai, A., & K.E. Trenberth, 2002. Estimates of Freshwater Discharge from Continents: Latitudinal and Seasonal Variations. *J. Hydrometeorol.* 3, 606-687.

Darecki, M., & Stramski, D. 2004. An evaluation of MODIS and SeaWiFS bio-optical algorithms in the Baltic Sea. *Remote Sensing of Environment*, 89(3), 326-350.

Dávila, P. M., Figueroa, D., & Müller, E. 2002. Freshwater input into the coastal ocean and its relation with the salinity distribution off austral Chile (35–55 S). *Continental shelf research*, 22(3), 521-534.

Delgado, L. E., & Marín, V. H. 2006. Determinación de zonas de alta concentración de clorofila-s en la región norte de los fiordos y canales australes (crucero CIMAR-9 Fiordos) por medio de sensoramiento remoto. *Ciencia y Tecnología del Mar (Chile)*, 29, 87-94.

Devis Morales, A. 2009. Ciclo anual de temperatura, salinidad y circulación en la cuenca pacífica colombiana con énfasis en su región costera y respuesta de la cuenca a eventos El Niño/La Niña recientes. Doctoral dissertation, Departamento de Oceanografía, Facultad de Ciencias Naturales, Universidad de Concepción, Concepción, Chile.

Durá Candela, E., Mendiguren González, G., Martín Isabel, M. P., Acevedo, M. J., Bosh Belmar, M. D. M., Fuentes, V. L., & Bordehore Fontanet, C. 2014. Validación local de la temperatura superficial del mar del sensor MODIS en aguas someras del Mediterráneo occidental.

Encinas, A. H., Frías, M. D., & Puebla, C. R. 2004. Relaciones entre la variabilidad climática y la productividad de trigo en España. *Física de la Tierra*, (16), 175-184.

Feldman G.C. (2016). *Ocean Level-2 Data Format Specification / NASA Ocean Color*. [online] Available at: <http://oceancolor.gsfc.nasa.gov/cms/format/l2nc.html> [Accessed 6 Jun. 2016].

Fierro J. J., M. Bravo & M. Castillo. 2000. Caracterización del régimen de mareas y corrientes a lo largo del canal Moraleda (43° 54' S-45° 17' S). *Ciencia y Tecnología del Mar*, 23, 3-14.

Flemer, D. A. 1970. Primary production in the Chesapeake bay. *Chesapeake Science* 11, 117-129.

Franks, P. J. S., & Anderson, D. M. 1992. Toxic phytoplankton blooms in the southwestern Gulf of Maine: testing hypotheses of physical control using historical data. *Marine Biology*, 112(1), 165-174.

Gatica, C., Quiñones, R. A., Figueroa, D., Wiff, R., Navarro, E., & Donoso, M. 2009. Asociación entre la Corriente de Deriva de los Vientos del Oeste y la abundancia relativa del pez espada (*Xiphias gladius*) frente a la costa de Chile. *Latin american journal of aquatic research*, 37(1), 97-105.

Gill, A. E. 1982. *Atmosphere-ocean dynamics* (Vol. 30). Academic press.

Grobelaar, J. V. 1985. Phytoplankton productivity in turbid waters. *Journal of Plankton Research* 7, 653–663.

González, F. 2016. Sector salmonero enfrenta su segunda mayor crisis en Chile. [online] *Latercera.com*. Available at: <http://www.latercera.com/noticia/negocios/2016/03/655-671213-9-sector-salmonero-enfrenta-su-segunda-mayor-crisis-en-chile.shtml> [Accessed 29 Jun. 2016].

Guzmán, L., Campodónico, I., & Antunovic, M. 1975. Estudios sobre un florecimiento tóxico causado por *Gonyaulax catenella* en Magallanes. IV. Distribución y niveles de toxicidad del Veneno Paralítico de los Mariscos (noviembre de 1972-noviembre de 1973). In *Anales del Instituto de la Patagonia*.

Guzmán, L., Pacheco, H., Pizarro, G., & Alarcón, C. 2002. *Alexandrium catenella* y veneno paralizante de los mariscos en Chile. Floraciones algales nocivas en el cono sur americano, 235-255.

Harding, L. W., Meeson, B. W., & Fisher, T. R. 1986. Phytoplankton production in two east coast estuaries: photosynthesis—light functions and patterns of carbon assimilation in Chesapeake and Delaware bays. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 23, 773–806.

Hecky, R. E., & Kilham, P. 1988. Nutrient limitation of phytoplankton in freshwater and marine environments: a review of recent evidence on the effects of enrichment. *Limnology and Oceanography*, 33(4), 796-822.

Hu, C., Feng, L., & Lee, Z. 2013. Uncertainties of SeaWiFS and MODIS remote sensing reflectance: Implications from clear water measurements. *Remote Sensing of Environment*, 133, 168-182.

Hucke-Gaete, R. 2004. Distribución, preferencia de hábitat y dinámica espacial de la ballena azul en Chile: 1997-2004. Tesis Doctoral. Escuela de Graduados, Facultad de Ciencias, Universidad Austral de Chile. 145 pp.

Hucke-Gaete, R., Viddi, F., & Bello, M. 2006. Conservación Marina en el Sur de Chile. Centro Ballena Azul/Universidad Austral de Chile, Imprenta América, Valdivia, Chile.

Instituto de Salud Pública. 2011. Programa de Vigilancia de Floraciones Algales Nocivas (FAN) en Chile.

Instituto Nacional de Estadísticas (Chile). 2002. Censo 2002 resultados (Vol. 1). INE.

Iriarte, J. L., González, H. E., Liu, K. K., Rivas, C., & Valenzuela, C. 2007. Spatial and temporal variability of chlorophyll and primary productivity in surface waters of southern Chile (41.5–43°S). *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 74(3), 471-480.

Iriarte, J. L., Pantoja, S., & Daneri, G. 2014. Oceanographic processes in Chilean Fjords of Patagonia: from small to large-scale studies. *Progress in Oceanography*, 129, 1-7.

Jellet, J. 1993. Phycotoxins and shellfish aquaculture. *World Aquaculture*, 24, 32-44.

Karstensen, J., & Ulloa, O. 2008. Perú-Chile Current System. *Encyclopedia Ocean Sciences*, 2th edition online.

Ketchum, B. H. 1967. Phytoplankton nutrients in estuaries. Lauff, G. H. (ed.) *Estuaries* AAAS Publ. No. 83, Washington, D. C., p. 329-335.

Kundu, P. K., & Cohen, I. M. 2008. *Fluid Mechanics* 4th.

Lara, C., Miranda, M., Montecino, V., & Iriarte, J. L. 2010. Chlorophyll-a MODIS mesoscale variability in the Inner Sea of Chiloé, Patagonia, Chile (41-43 S): Patches and gradients. *Rev. Biol. Mar. Oceanogr*, 45(2), 217-225.

Lawler, D. M., Petts, G. E., Foster, I. D., & Harper, S. 2006. Turbidity dynamics during spring storm events in an urban headwater river system: The Upper Tame, West Midlands, UK. *Science of the Total Environment*, 360(1), 109-126.

Le, C., Hu, C., Cannizzaro, J., English, D., Muller-Karger, F., & Lee, Z. 2013. Evaluation of chlorophyll-a remote sensing algorithms for an optically complex estuary. *Remote Sensing of Environment*, 129, 75-89.

Lehman, P. W. 1992. Environmental factors associated with longterm changes in chlorophyll concentration in the Sacramento–San Joaquin delta and Suisun bay, California. *Estuaries* 15, 335–348.

Lembeye, G. 1981a. Segunda aparición del Veneno Paralítico de los Mariscos (VPM) asociado a *Gonyaulax catenella*, en Magallanes (Chile), 1981. *Anales del Instituto de la Patagonia*, 12, 273 - 276.

Lembeye, G. & Sfeir, A. 1997. Distribución de quistes de *Alexandrium catenella* y otros dinoflagelados en sedimentos de canales y fiordos someros entre los 47o y 52o S. Taller sobre los resultados del crucero Cimar - Fiordo 2, 64 - 69.

Lembeye, G., Marcos, N., Sfeir, A., Molinet, C. & Jara, F. 1998 Seguimiento de la Toxicidad en Recursos Pesqueros de Importancia Comercial en la X y XI Región. Proyecto FIP 97/49, Informe Final, 86 pp.

León, J. E. 2005. Influencia del caudal del río Puelo sobre la salinidad y la concentración de oxígeno disuelto en el estuario Reloncaví, Llanquihue, Chile. (Doctoral dissertation, Tesis de Magíster). Universidad Austral de Chile, Valdivia, Chile.

León, J. E. 2011. Rol de los ríos tributarios en los sistemas lacustre y marino costero nor-patagónicos bajo influencia antrópica. (Tesis doctoral). Universidad Austral de Chile, Valdivia, Chile.

Letelier, J., Hormazábal, S., Núñez, S., & Pizarro, O. 2010. Marco oceanográfico. En: Serra R (ed) Estudio de migración del jurel, Fase I, 2007. Informe Final FIP 2007-27: 1-461.

Letelier, J., Soto-Mardones, L., Salinas, S., Osuna, P., López, D., Sepúlveda, H. H., & Rodrigo, C. 2011. Variabilidad del viento, oleaje y corrientes en la región norte de los fiordos Patagónicos de Chile. *Revista de biología marina y oceanografía*, 46(3), 363-377.

Li, C. L., Bye, J. A., Gallagher, S. J., & Cowan, T. 2013. Annual sea surface temperature lag as an indicator of regional climate variability. *International Journal of Climatology*, 33(10), 2309-2317.

Li, Y., & He, R. 2014. Spatial and temporal variability of SST and ocean color in the Gulf of Maine based on cloud-free SST and chlorophyll reconstructions in 2003–2012. *Remote Sensing of Environment*, 144, 98-108.

Liou, K. An introduction to atmospheric radiation, Academic Press, 2002

Mann, M. E., & Park, J. 1999. Oscillatory spatiotemporal signal detection in climate studies: A multiple-taper spectral domain approach. *Advances in geophysics*, 41, 1-131.

Martínez, V., Lara, C., Silva, N., Gudiño, V., & Montecino, V. 2015. Variability of environmental heterogeneity in northern Patagonia, Chile: effects on the spatial distribution, size structure and abundance of chlorophyll-a. *Revista de biología marina y oceanografía*, 50(1), 39-52.

Medina, M. 1997. Estudio comparativo del fitoplancton del seno Aysén, XI región, y variables oceanográficas asociadas en cruceros de verano y otoño (1992). Tesis, Carrera de Biología Marina. Facultad de Ciencias del Mar. Universidad de Valparaíso, 63 pp.

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

Ministerio de Salud 2008. Programa Nacional de Vigilancia y Control de las Intoxicaciones por Fenómenos Algales Nocivos (“Marea Roja”).

Molinet, C., & Lafon, A. 2002. Monitoreo de fitoplancton litoral de Aysén y relación con VPM y VDM. Informe Final Proyecto Fondo Nacional de Desarrollo Regional, Universidad Austral de Chile, Coyhaique, Chile. 20 pp.

Molinet, C., Lafon, A., Lembeye, G., & Moreno, C. A. 2003. Patrones de distribución espacial y temporal de floraciones de *Alexandrium catenella* (Whedon & Kofoid) Balech

1985, en aguas interiores de la Patagonia noroccidental de Chile. *Revista chilena de historia natural*, 76(4), 681-698.

Molinet, C., Lembeye, G., & González, C. 1998. Análisis y monitoreo de la marea roja en el recurso loco (*Concholepas concholepas*) en el litoral de Aysén. Informe Final Proyecto Fondo Nacional de Desarrollo Regional, Universidad Austral de Chile, Coyhaique, Chile, 45 pp.

Montecino, V., Giglio, S., González, C., & León, J. 2005. Distribución de propiedades bio-ópticas y de la diversidad de tamaños del fitoplancton: comparación entre el norte y el sur del mar interior de Chiloé (agosto y noviembre 2004). Informes preliminares. *Crucero CIMAR*, 10, 57-70.

Montecino, V., Uribe, P., Soto, D., González, H., Riveros, J., Alarcón, G., Giglio, S., Martínez, V., & Paredes, M. A. 2009. Bio-óptica y diversidad de tamaños del fitoplancton del mar interior de Chile: variabilidad espacial en invierno-primavera 2004 y 2005. *Ciencia y Tecnología del Mar* 32(2): 79-99.

Montecinos, A., & Balbontín, G. 1993. Índices de surgencia y circulación superficial del Mar: Implicancias Biológicas en un área de desove de peces entre los Vilos y Valparaíso, Chile *Rev. Biol. Mar.*, Valparaíso, 28(1), 133-150.

Muñoz-Perez, J. J. 1995. Aplicación de las funciones ortogonales empíricas a la interpretación de los cambios morfológicos y sedimentológicos de la playa Victoria (Cádiz).

Muñoz, P., Avaria, S., Sievers, H. & Prado, R. 1992. Presencia de Dinoflagelados tóxicos del género *Dinophysis* en el seno Aysén, Chile. *Revista de Biología Marina*, 27 (2), 187 -212.

Neilson, B. J., Kuo, A., & Brubaker, J. 2012. *Estuarine circulation*. Springer Science & Business Media.

Niemeyer, H., & Cereceda, P. 1984. *Geografía de Chile: Hidrografía*. Instituto Geográfico Militar.

O'Reilly, J. E., Maritorena, S., O'Brien, M. C., Siegel, D. A., Toole, D., Menzies, D., & Chavez, F. P. 2000. SeaWiFS postlaunch calibration and validation analyses, part 3. NASA Tech. Memo, 206892(11), 3-8.

Palma, S., & Rosales, S. 1997. Sifonóforos epipelágicos de los canales australes chilenos (41°30'-46°40'S). *Cienc. Tecnol. Mar*, 20, 125-146.

Palma, S., & Silva, N. 2004. Distribution of siphonophores, chaetognaths, euphausiids and oceanographic conditions in the fjords and channels of southern Chile. *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, 51(6), 513-535.

Pardo Márquez, T., & Soto Mardones, L. 2009. Variabilidad espacio temporal de la deriva de los vientos oestes mediante satélites (QuikScat). *Gayana (Concepción)*, 73(1), 111-118.

Pennock, J. R. 1985. Chlorophyll distribution in the Delaware estuary: regulation by light limitation. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 21, 711-725.

Peterson, D. H., & Festa, J. F. 1984. Numerical simulation of phytoplankton productivity in partially mixed estuaries. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 19, 563-589.

Pickard, G. L. 1971. Some physical oceanographic features of inlets of Chile. *Journal of the Fisheries Board of Canada*, 28(8), 1077-1106.

Pizarro, G., Iriarte, J.L., Montecino, V., Blanco, J.L., & Guzmán, L. 2000. Distribución de la biomasa fitoplanctónica y productividad primaria máxima de fiordos y canales australes (47°50'S) en octubre 1996. *Ciencia y Tecnología del Mar* 23: 25-48.

Prescott, J. A., & Collins, J. A. 1951. The lag of temperature behind solar radiation. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 77(331), 121-126.

Ramírez, B., & Pizarro, E. 2005. Distribución de clorofila ay feopigmentos en los canales australes chilenos comprendidos entre Puerto Montt y la laguna San Rafael, Chile. *Ciencia y Tecnología del Mar*, 28(1), 45-62.



Randall, J. M., & Day, J. W. 1987 Effects of river discharge and vertical circulation and aquatic primary production in a turbid Louisiana (USA) estuary. *Netherlands Journal of Sea Research* 21, 231–242.

Redfield, A. C. 1955. The hydrography of the Gulf of Venezuela. *Deep-Sea Res*, 3, 115-133.

Rodrigo, C., Silva, N., & Palma, S. 2006. Topografía submarina en canales de la Patagonia norte. *Avances en el conocimiento oceanográfico de las aguas interiores chilenas, Puerto Montt a Cabo de Hornos*, 19-23.

Rodriguez-Benito, C., & Haag, C. 2004. Applications of ENVISAT data in the south of Chile. Monitoring algal blooms and other coastal ocean features using MERIS and AATSR imagery. In *Gayana* (Vol. 68, No. 2 (Suppl. 2), pp. 508-513). Ediciones Universidad de Concepción.

Saavedra, N. & Foppiano A. J. 1992. Contribución a la cinemática del anticiclón del Pacífico sur. *Geoacta*, 19: 95-110.

Saunders, P. M. 1981. Practical conversion of pressure to depth. *Journal of Physical Oceanography*, 11(4), 573-574.

Seguel, M., Sfeir, A., & Albornoz, V. 2010. 4.2 Distribución de quistes de *Alexandrium catenella* Y *Protoceratium reticulatum* en la zona comprendida entre Puerto Montt y la boca del Guafo.

Seguel, M., Tocornal, M. A., & Sfeir, A. 2005. Floraciones algales nocivas en los canales y fiordos del sur de Chile. *Ciencia y Tecnología del Mar*, 28(2), 5-13.

Sellers, W. D. (1965). *Physical climatology* (No. 551.6 S467). University of Chicago Press.

SERNAPESCA. 2013. Anuario estadístico de pesca 2013.

SERNAPESCA. 2016. Informe fiscalización de la resolución D.G.T.M y M.M ORD. N°12600/05/114/VRS, de la autoridad marítima relativa al vertimiento de desechos de slamones.

Sharma, N. K., & Bhardwaj, S. 2011. An assessment of seasonal variation in phytoplankton community of Mahi river (India). *Geneconserve*, 10(40), 154-164.

Sievers, H. 2006. Temperatura y salinidad en canales y fiordos australes. *Avances en el conocimiento oceanográfico de las aguas interiores Chilenas, Puerto Montt a cabo de Hornos*, 31-36.

Sievers, H., & Silva, N. 2008. Water masses and circulation in austral Chilean channels and fjords. *Progress in the Oceanographic Knowledge of Chilean Inner Waters, from Puerto Montt to Cape Horn*, 53-58.

Silva, N. 2006. Oxígeno disuelto, pH y nutrientes en canales y fiordos australes. En: N. Silva & S. Palma (Eds.). *Avances en el conocimiento oceanográfico de las aguas interiores chilenas, Puerto Montt a cabo de Hornos*. Comité Oceanográfico Nacional – Pontificia Universidad Católica de Valparaíso, Valparaíso, pp. 37-43.

Silva, N. & C. Calvete. 2002. Características oceanográficas físicas y químicas de canales australes chilenos entre el golfo de Penas y el estrecho de Magallanes (Crucero CIMAR Fiordo 2). *Cienc. Tecnol. Mar*, 22(1): 23-88.

Silva, N., Calvete, C., & Sievers, H. 1997. Características oceanográficas físicas y químicas de canales australes chilenos entre Puerto Montt y Laguna San Rafael (Crucero Cimar-Fiordo 1). *Cienc. Tecnol. Mar*, 20, 23-106.

Silva, N., Calvete, C., & Sievers, H. (1998). Masas de agua y circulación general para algunos canales australes entre Puerto Montt y Laguna San Rafael, Chile (Crucero Cimar-Fiordo 1). *Cienc. Tecnol. Mar*, 21, 17-48.

Silva, N., & Guzmán, D. 2006. Condiciones oceanográficas, físicas y químicas, entre boca del Guafo y fiordo Aysén (Crucero Cimar 7 Fiordos). *Ciencia y Tecnología del Mar*, 29(1), 25-44.

Silva, N. & S. Neshyba. 1977. Corrientes superficiales frente a la costa austral de Chile. *Cienc. Tecnol. Mar*, 3: 37-42.

Silva, N. & S. Neshyba. 1979-1980. Masas de agua y circulación geostrófica frente a la costa de Chile austral. *Inst. Antárt. Chileno, Ser. Cient.*, 25/26: 5-32.

Silva, N., & Palma, S. (Eds.). 2006. Avances en el conocimiento oceanográfico de las aguas interiores chilenas, Puerto Montt a cabo de Hornos. Comité Oceanográfico Nacional - Pontificia Universidad Católica de Valparaíso, Valparaíso.

Silva, N., Sievers, H., & Prado, R. 1995. Descripción oceanográfica de los canales australes de Chile. Zona Puerto Montt-laguna San Rafael (41°20'S, 46°40'S). *Revista de Biología Marina*, 30(2), 207-254.

Siswanto, E., Tang, J., Yamaguchi, H., Ahn, Y. H., Ishizaka, J., Yoo, S., & Kawamura, H. 2011. Empirical ocean-color algorithms to retrieve chlorophyll-a, total suspended matter, and colored dissolved organic matter absorption coefficient in the Yellow and East China Seas. *Journal of oceanography*, 67(5), 627-650.

Sun, L., Yang, Y. J., Xian, T., Lu, Z. M., & Fu, Y. F. 2010. Strong enhancement of chlorophyll a concentration by a weak typhoon. arXiv preprint arXiv:1004.2329.

Taft, J. L., Elliott, A. J., & Taylor, W. R. 1978. Box model analysis of Chesapeake Bay ammonium and nitrate fluxes. *Estuarine interactions* (pp. 115-130). Academic Press New York.

Tello, G., & Rodríguez Benito. 2009. Characterization of mesoscale spatiotemporal patterns and variability of remotely sensed Chl a and SST in the Interior Sea of Chiloe (41.4–43.5° S), *International Journal of Remote Sensing*, 30:6, 1521-1536

Townsend-Small, A., McClain, M. E., Hall, B., Noguera, J. L., Llerena, C. A., & Brandes, J. A. 2008. Suspended sediments and organic matter in mountain headwaters of the Amazon River: Results from a 1-year time series study in the central Peruvian Andes. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 72(3), 732-740.

Uribe, J. C. 1988 Antecedentes sobre un Tercer Brote del Veneno Paralizante de Moluscos (VPM) en la región de Magallanes. *Anales del Instituto de la Patagonia*, 18, 97 - 101.

Urrutia, R., Lara, A., & Villalba, R. 2005. Cómo ha variado la disponibilidad de agua en la Eco-región de los bosques valdivianos en los últimos siglos. *Revista Ambiente y Desarrollo*, 21(3), 48-57.

Valle-Levinson A, Sakar, N., Sanay, R., Soto, D., & León, J. 2007. Spatial structure of hydrography and flow in a Chilean fjord, Estuario Reloncavi. *Estuaries and Coasts* 30(1): 113-126.

Vargas, C. A., Martinez, R. A., San Martin, V., Aguayo, M., Silva, N., & Torres, R. 2011. Allochthonous subsidies of organic matter across a lake–river–fjord landscape in the Chilean Patagonia: implications for marine zooplankton in inner fjord areas. *Continental Shelf Research*, 31(3), 187-201.

Venegas, S. A. 2001. Statistical methods for signal detection in climate. *Danish Center for Earth System Science Report*, 2, 96.

Vericat, D., & Batalla, R. J. 2005. Sediment transport in a highly regulated fluvial system during two consecutive floods (lower Ebro River, NE Iberian Peninsula). *Earth Surface Processes and Landforms*, 30(4), 385-402.

Vila, M., Garcés, E., Masó, M., & Camp, J. 2001. Is the distribution of the toxic dinoflagellate *Alexandrium catenella* expanding along the NW Mediterranean coast?. *Marine Ecology Progress Series*, 222, 73-83.

Villarroel, O. 2004. Informe Final Programa de Vigilancia de la Marea Roja en Chile. Instituto Salud Pública. 4 pp.

Wilks, D., 2006. *Statistical Methods in the Atmospheric Sciences*, Academic Press, 627 pp.

Yuras, G., Ulloa, O., & Hormazábal, S. (2005). On the annual cycle of coastal and open ocean satellite chlorophyll off Chile (18–40 S). *Geophysical Research Letters*, 32(23).

Zabaleta, A., Martínez, M., Uriarte, J. A., & Antiguiedad, I. 2007. Factors controlling suspended sediment yield during runoff events in small headwater catchments of the Basque Country. *Catena*, 71(1), 179-190.

Zonta, R., Collavini, F., Zaggia, L., & Zuliani, A. 2005. The effect of floods on the transport of suspended sediments and contaminants: a case study from the estuary of the Dese River (Venice Lagoon, Italy). *Environment international*, 31(7), 948-958.

## 8. Tablas

Tabla 1. Resumen de las características de los diferentes análisis realizados en términos del área, período y variables de estudio. Las siglas empleadas corresponden a: Temperatura superficial del mar (SST), concentración de clorofila (CHL-a), radiación solar (RS), magnitud del viento (MV), transporte de volumen (Mx), mar interior de Chiloé (MIC), mar exterior (ME) y río Puelo (RP). (\*) El periodo temporal con el que se obtuvieron las frecuencias principales de las variables correspondientes está acotado por la disponibilidad de información de cada una de ellas.

<b>Análisis</b>	<b>Área o sitio</b>	<b>Periodo</b>	<b>Variables</b>
(a) Gradientes meridionales	MIC y ME 40 - 46°S y 72 - 77°O	01/2003 - 05/2016	SST - CHL-a
(b) (Co)varabilidad espacio temporal de la SST y la CHL-a	MIC 41°23'60" - 43°47'60"S y 74°30' - 72°12'O	01/2003 - 12/2014	SST - CHL-a
(c) Mecanismos forzantes de la frecuencia principal de variabilidad de la SST y CHL-a en el MIC	Golfo de Ancud SST: 42°21'5"S CH-aL: 41°54'36"S	(*)	SST o CHL-a - RS - MV - Mx
(d) Conexión del MIC con el ME	MIC y ME 40 - 46°S y 72 - 77°O	01/2003 - 12/2014	CHL-a
(e) Relación entre CHL-a y la descarga de agua dulce (río Puelo)	Seno de Reloncaví 41°27'54" - 41°53'60"S y 73°39'18" - 72°12'O	01/2003 - 12/2012	CHL-a - Caudal RP
(f) Efecto del caudal del río Puelo sobre la estratificación de la columna de agua y nutrientes	Seno de Reloncaví 41°27'54" - 41°53'60"S y 73°39'18" - 72°12'O	08/2004 y 07/2006	Caudal RP - Nutrientes (Silicato, fosfato y nitrato)

## 9. Figuras

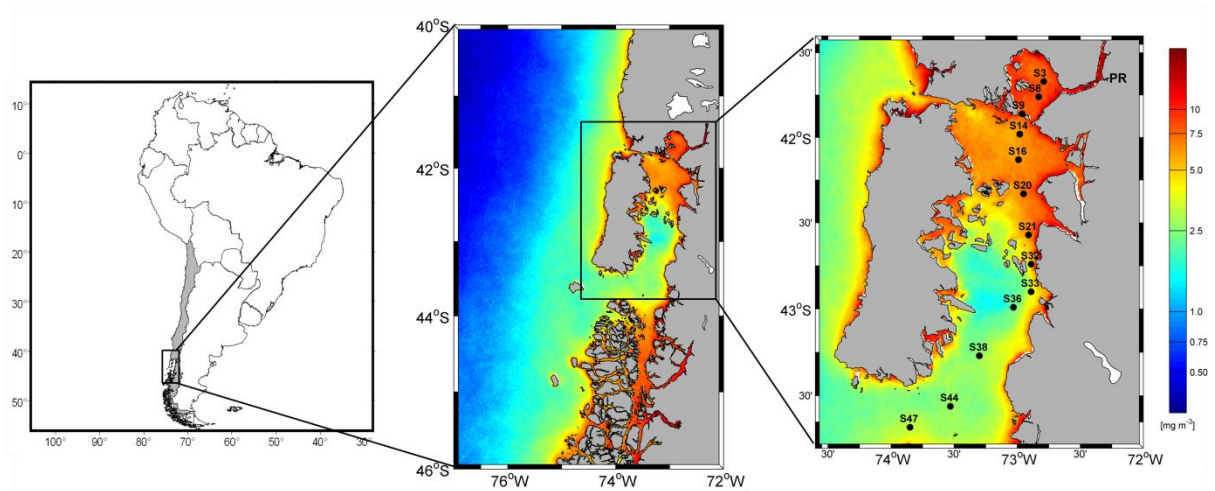


Figura 1.1. Área de estudio, mar interior de Chiloé ( $41^{\circ}23'60'' - 43^{\circ}47'60''S$  y  $74^{\circ}30' - 72^{\circ}12'O$ ) en la Patagonia norte en el Pacífico suroriental. En color, la climatología de la concentración de CHL-a MODIS-Aqua (1km de resolución espacial) para el periodo 2003-2014. En el panel derecho se muestran las estaciones oceanográficas de los Cruceros CIMAR 10 y 12 Fiordos, realizados en los años 2004 y 2006, respectivamente, y la ubicación del río Puelo (PR).

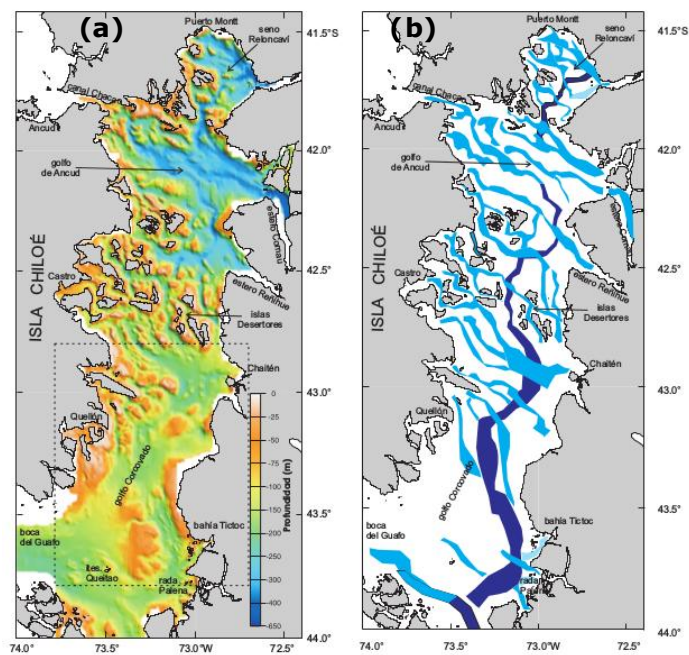


Figura 2.1. a) Topografía submarina del área entre Puerto Montt y la boca del Guafo en el MIC a partir de la información batimétrica monohaz y multihaz obtenida entre 1995 y 2004. Las profundidades varían entre 0 (blanco) y 650 m (azul). La costa y zonas terrestres sólo deben tomarse como referencia, debido a un desplazamiento espacial por diferencia en *dátum*. b) Principales sectores de depresión submarina. En azul: depresión longitudinal, en celeste: depresiones oblicuas (extraída de Rodrigo, 2006).

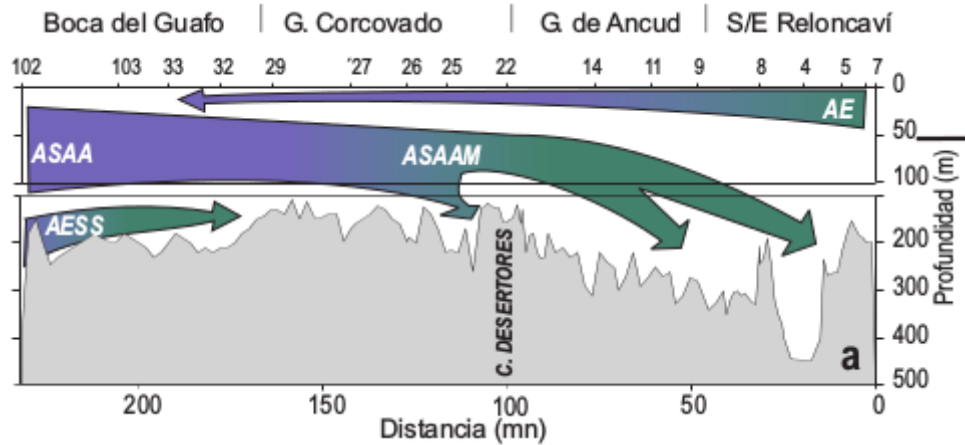


Figura 2.2. Circulación vertical en el mar interior de Chiloé, desde el estuario de Reloncaví a la boca del Guafo, se indican las masas de Agua Estuarina (AE), Agua Subantártica (ASAA), Agua Subantártica Modificada (ASAAM) y Agua Ecuatorial Sub-Superficial (AESS) (extraída de Sievers & Silva, 2008).

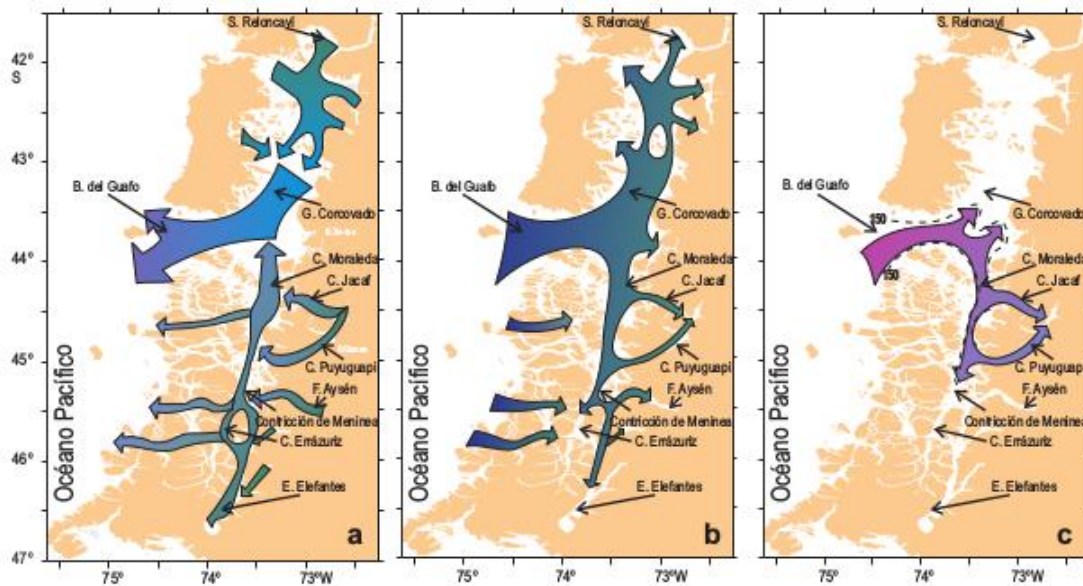


Figura 2.3. Modelo esquemático de la circulación horizontal: a) nivel superficial (0 - ~30 m); b) nivel intermedio (~30 - ~150 m) y c) nivel profundo (~150 m al fondo) (extraída de Sievers & Silva, 2008).



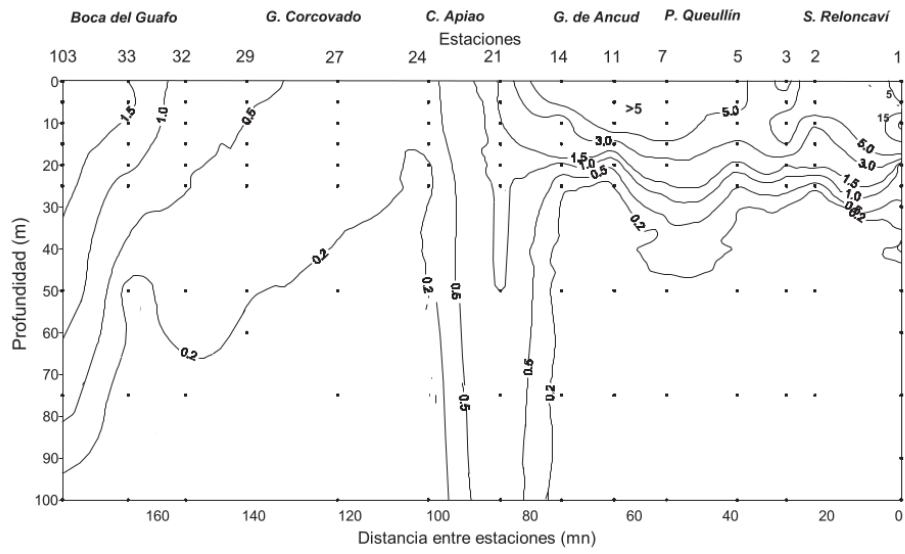


Figura 2.4. Distribución vertical de concentración de CHL-a ( $mgm^{-3}$ ) comprendida entre el seno Reloncaví y la boca del Guafo. Los datos fueron obtenidos en el crucero CIMAR 1 Fjordos (primavera, 1995) (extraída de Ramírez & Pizarro, 2005).

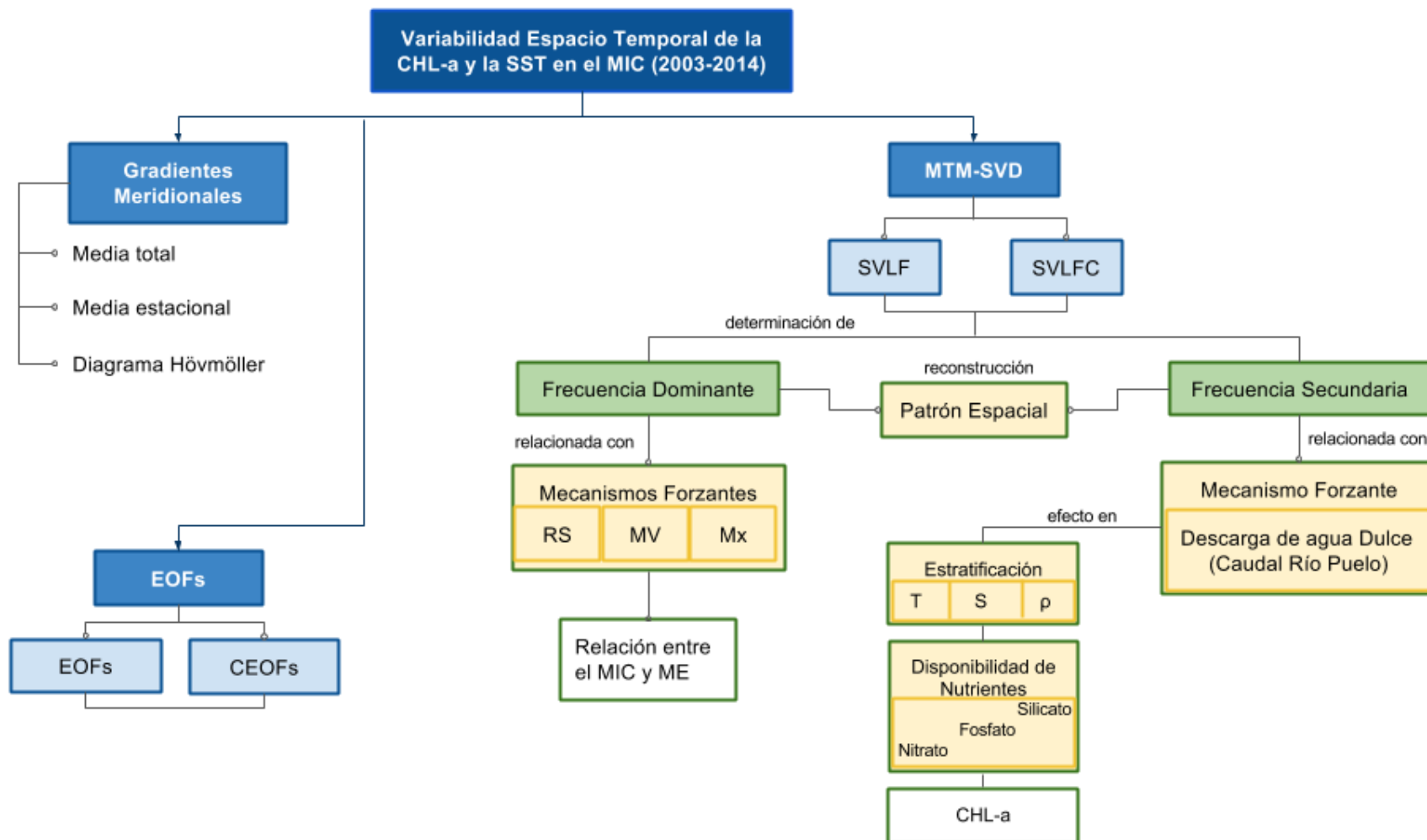


Figura 3.1. Plan metodológico que indica la información utilizada (cuadros amarillos) y los análisis realizados en el estudio. Las siglas empleadas corresponden a: Funciones Empíricas Ortogonales (EOFs), Funciones Empíricas Ortogonales Combinadas (CEOFs), MultiTaper Method - Singular Value Decomposition (MTM-SVD), Espectro de Varianza Fraccional Local (SVFL), Espectro Conjunto de Varianza Fraccional Local conjunto (SVFLC), radiación solar (RS), magnitud del viento (MV), transporte de volumen (Mx), mar interior de Chiloé (MIC), mar exterior (ME), temperatura (T), salinidad (S), presión (P).

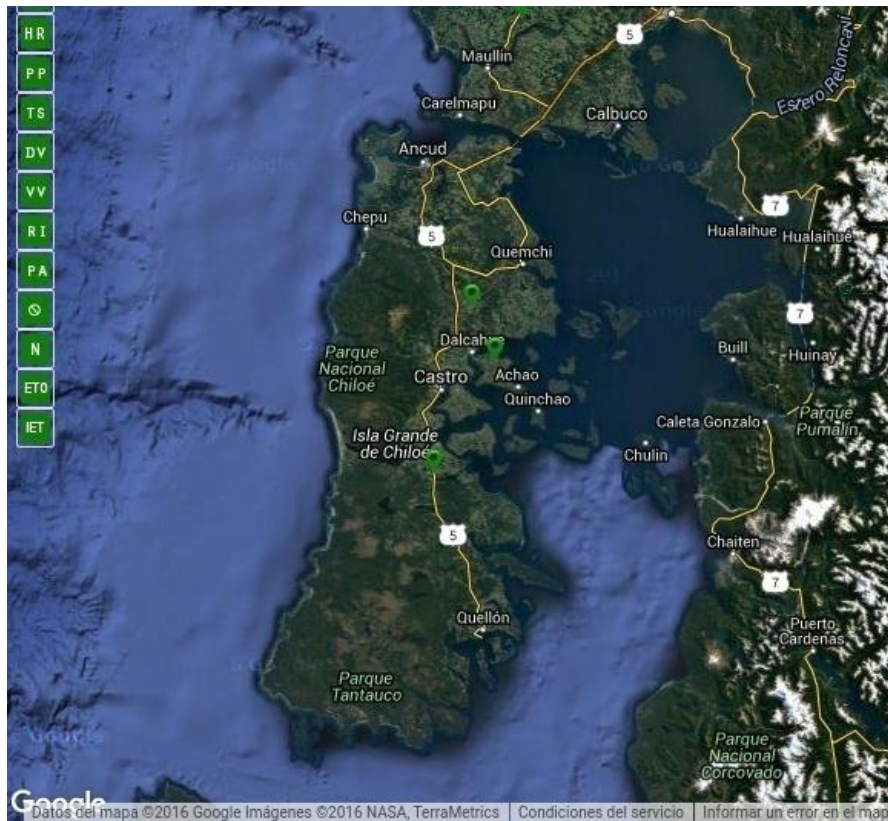


Figura 3.2. Ubicación de las estaciones que miden radiación solar (RS) en la isla de Chiloé, pertenecientes a la Red Agrometeorológica (Agromet) del Instituto de Investigaciones Agropecuarias (INIA). En verde se observan, de norte a sur, las estaciones Butalcura, Huar Alto y Tara, ubicadas en Dalcahue, Curaco de Vélez y Chonchi, respectivamente. La imagen fue obtenida desde el sitio web de Agromet (<http://www.agromet.cl/>)

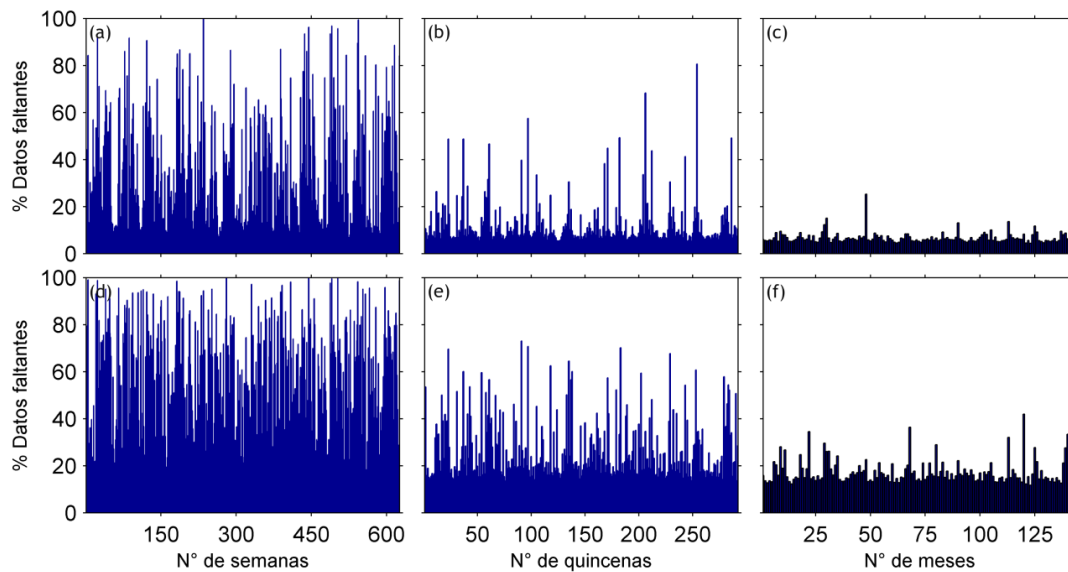


Figura 4.1. Porcentaje de datos faltantes de concentración de CHL-a (panel superior) y de SST (panel inferior) para campos promediados: (a,d) semanal, (b,e) quincenal y (c,f) mensualmente en el MIC, utilizando 12 años (2003-2014) de información MODIS-Aqua de 1km de resolución espacial (nivel L2).

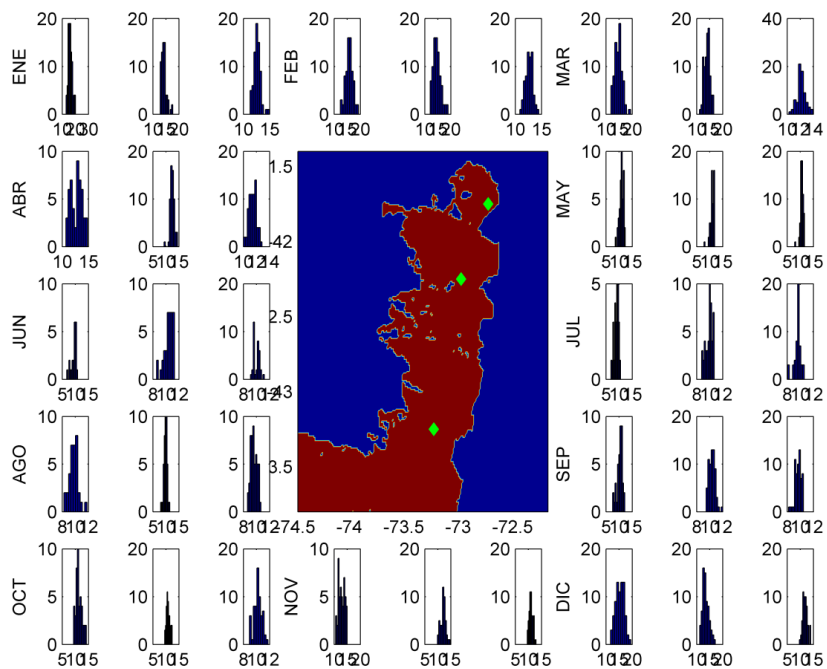


Figura 4.2. Distribución de la información satelital de SST MODIS-Aqua diaria (1km; periodo 2003-2014) en tres sectores del MIC: seno de Reloncaví (norte), golfo de Ancud (centro) y golfo Corcovado (sur).

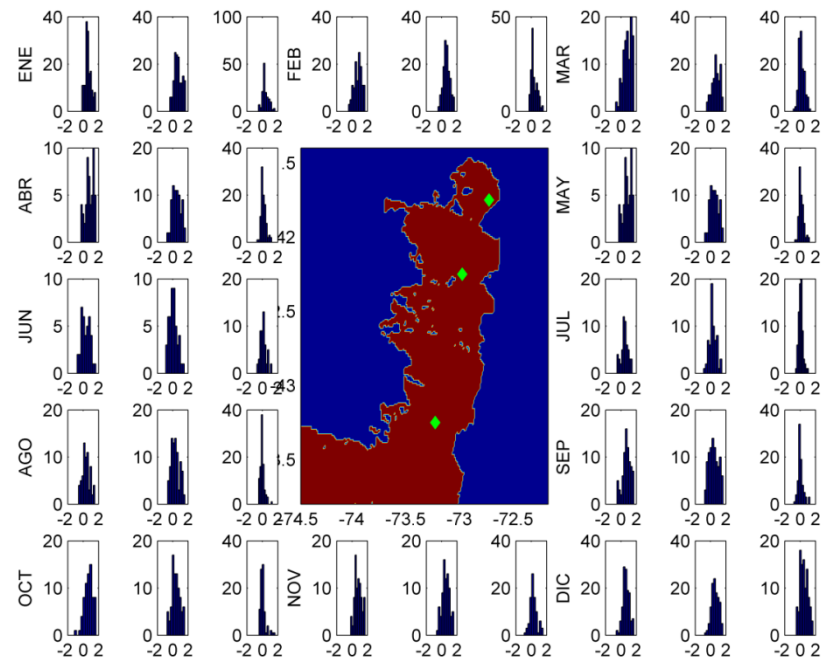


Figura 4.3. Distribución de la información satelital de concentración de CHL-a ( $\log_{10}$ ) MODIS-Aqua diaria (1km; periodo 2003-2014) en tres sectores del MIC: seno de Reloncaví (norte), golfo de Ancud (centro) y golfo Corcovado (sur).

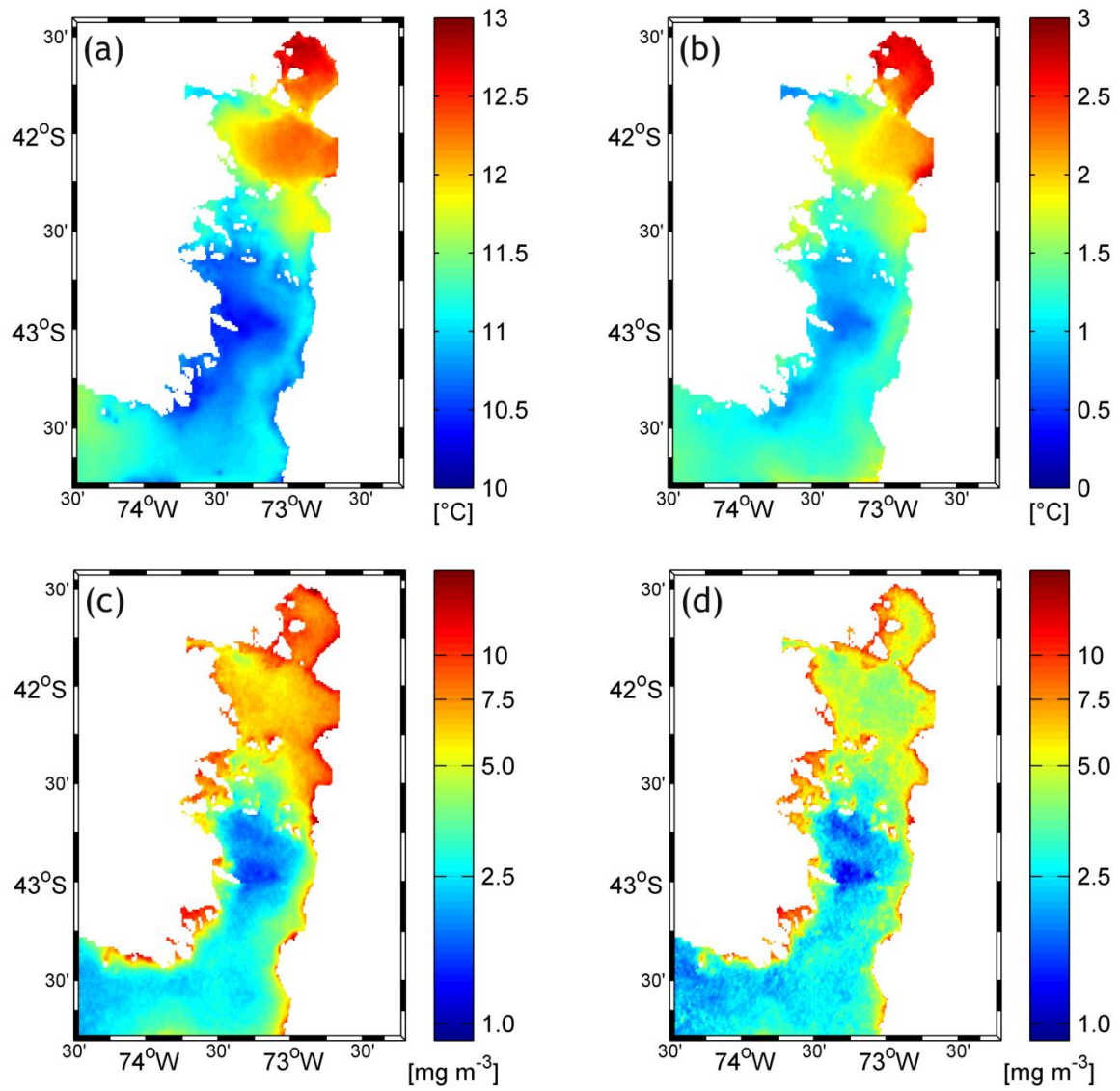


Figura 4.4. (a,c) Promedio y (b,d) desviación estándar de la SST ( $^{\circ}\text{C}$ , panel superior) y de la concentración de CHL-a ( $\text{mg m}^{-3}$ , panel inferior) en el MIC, utilizando 12 años (2003-2014) de información satelital MODIS-Aqua mensual de 1km de resolución espacial (nivel L2).

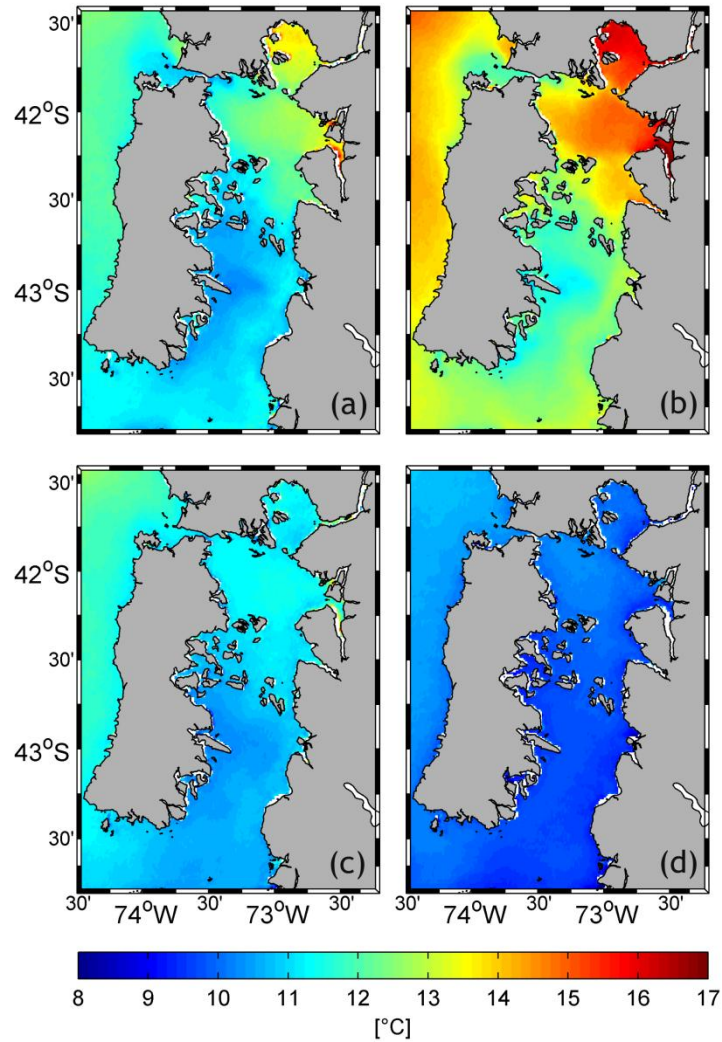


Figura 4.5. Climatología estacional de la SST ( $^{\circ}\text{C}$ ) en el MIC para: (a) primavera, (b) verano, (c) otoño e (d) invierno, utilizando 12 años (2003-2014) de información satelital MODIS-Aqua mensual de 1km de resolución espacial (nivel L2).

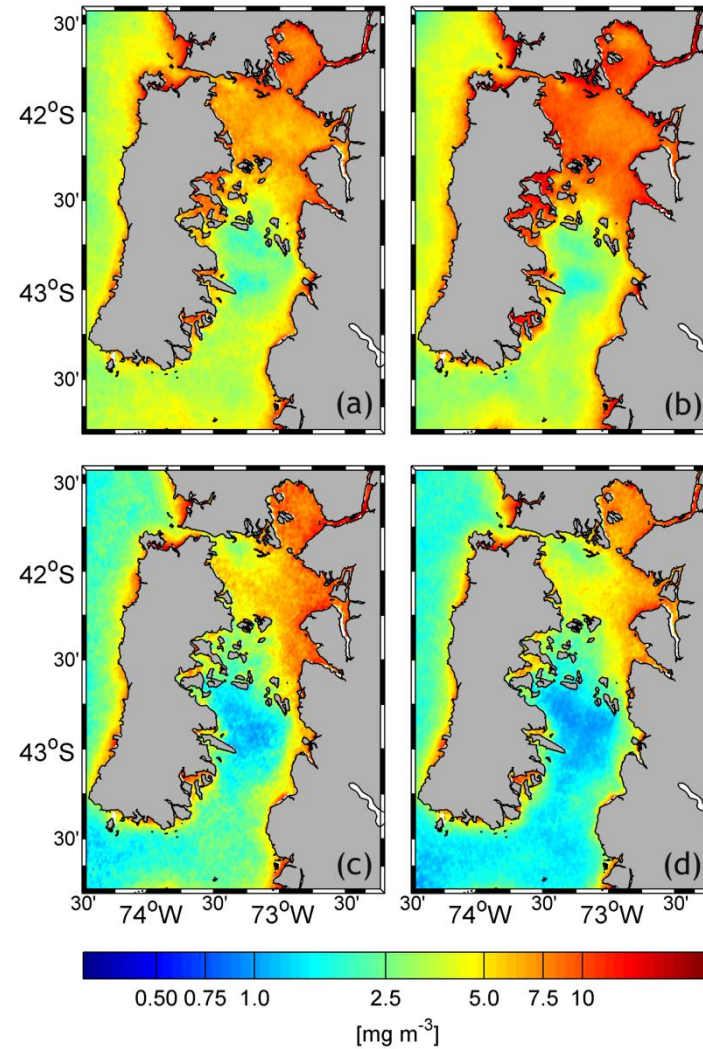


Figura 4.6. Climatología estacional de la concentración de CHL-a ( $\text{mg m}^{-3}$ ) en el MIC para: (a) primavera, (b) verano, (c) otoño e (d) invierno, utilizando 12 años (2003-2014) de información satelital MODIS-Aqua mensual de 1km de resolución espacial.

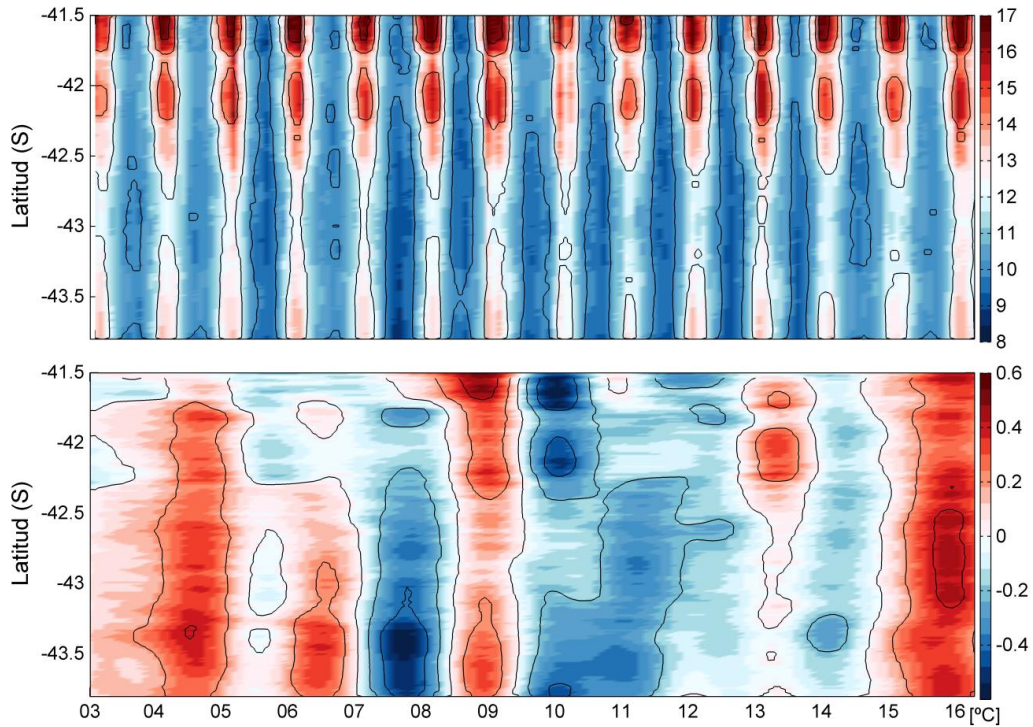


Figura 4.7. Diagramas Hovmöller (tiempo-latitud) del promedio zonal de la SST ( $^{\circ}\text{C}$ ) en el MIC: (a) considerando el ciclo anual y (b) variabilidad interanual de la anomalía (sin ciclo anual) periodo 01/2003-05/2016 de información satelital MODIS-Aqua mensual de 1km de resolución espacial (nivel L2).

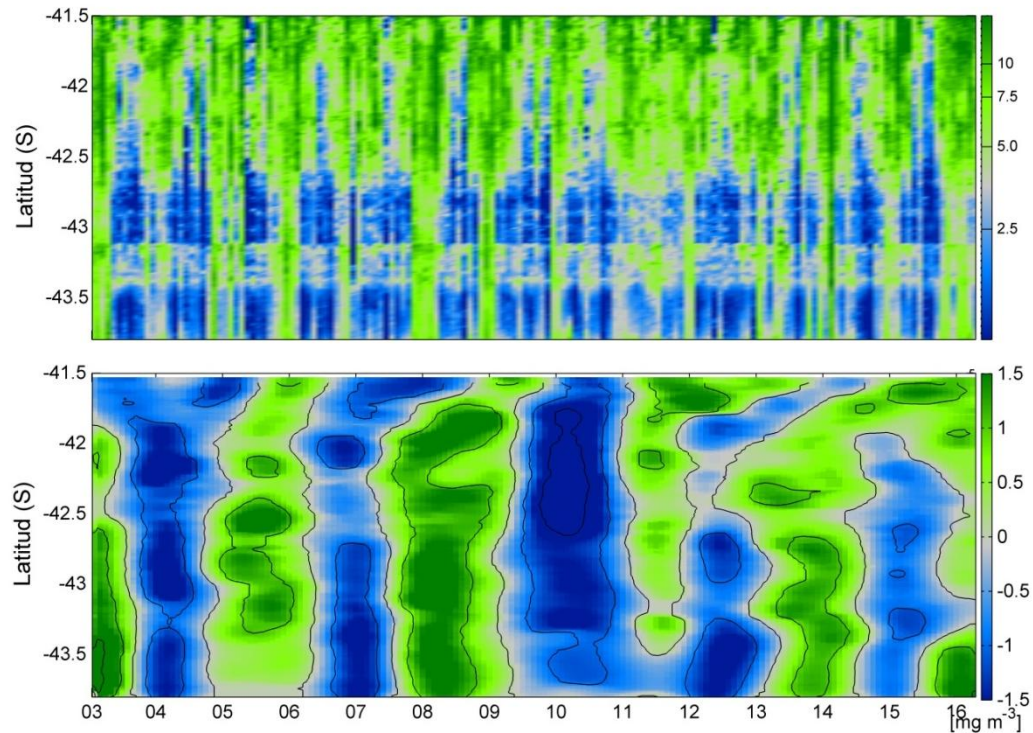


Figura 4.8. Diagramas Hovmöller (tiempo-latitud) del promedio zonal de la CHL-a ( $\text{mg m}^{-3}$ ) en el MIC: (a) considerando el ciclo anual y (b) variabilidad interanual de la anomalía (sin ciclo anual) periodo 01/2003-05/2016 de información satelital MODIS-Aqua mensual de 1km de resolución espacial (nivel L2).

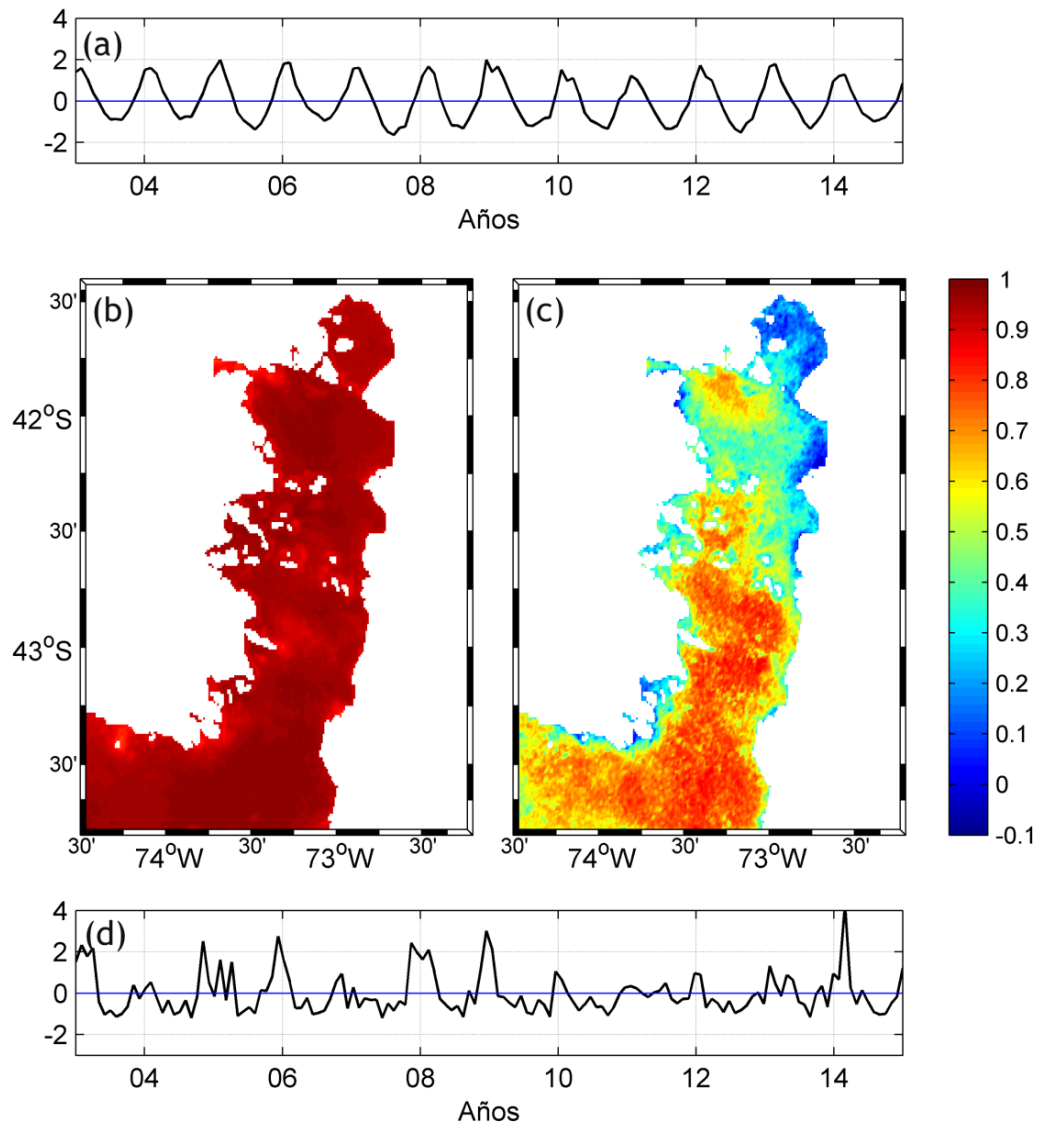


Figura 4.9. Funciones empíricas ortogonales (EOFs) de la SST (89,3% de varianza total) y de la concentración de CHL-a en el MIC (33,7% de la varianza total) utilizando 12 años (2003-2014) de información satelital MODIS-Aqua mensual de 1km de resolución espacial (nivel L2). (a) Primera componente principal (PC1) y (b) patrón espacial de la SST. (c) Primera componente principal (PC1) y (d) patrón espacial de la concentración de CHL-a. Los patrones espaciales de ambas variables están expresados en términos de la correlación entre el campo original y su correspondiente PC1.



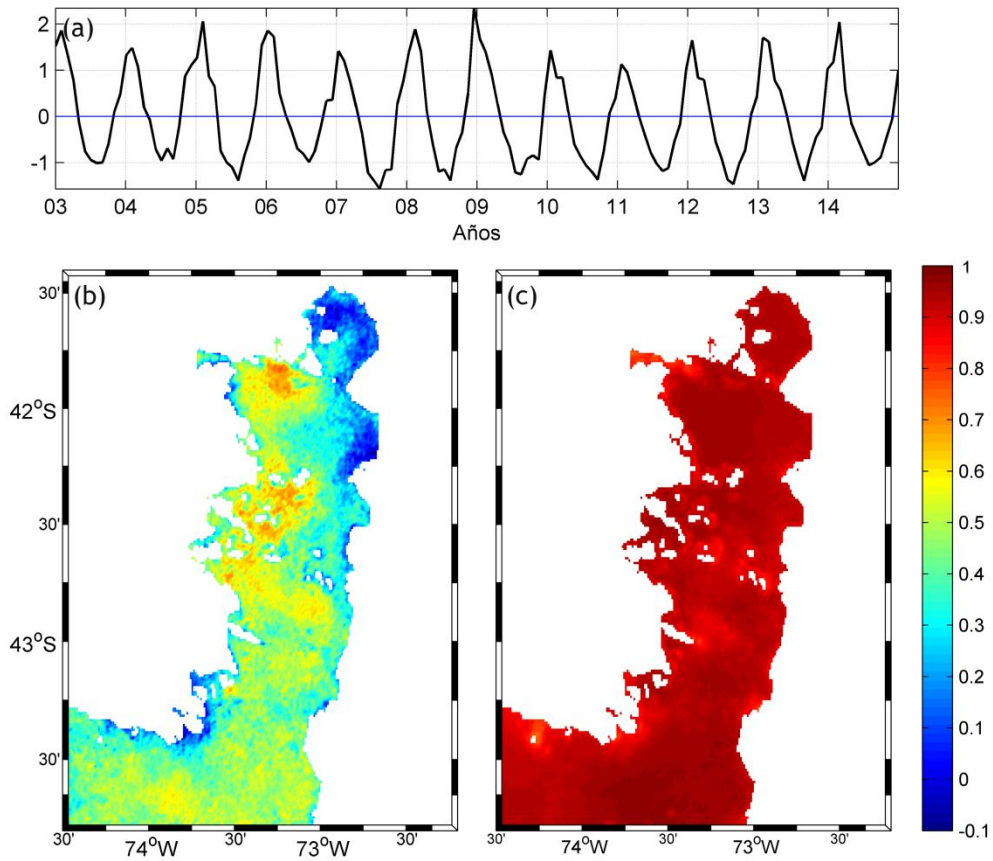


Figura 4.10. Función empírica ortogonal combinada (CEOF) de la SST y de la concentración de CHL-a en el MIC (55,6% de la varianza total) utilizando 12 años (2003-2014) de información satelital MODIS-Aqua mensual de 1km de resolución espacial (nivel L2). (a) Componente principal del primer modo de variabilidad conjunto (PC1) y patrones espaciales de: (b) la concentración CHL-a y de (c) la SST. Los patrones espaciales de ambas variables están expresados en términos de la correlación entre el campo original y la PC1.

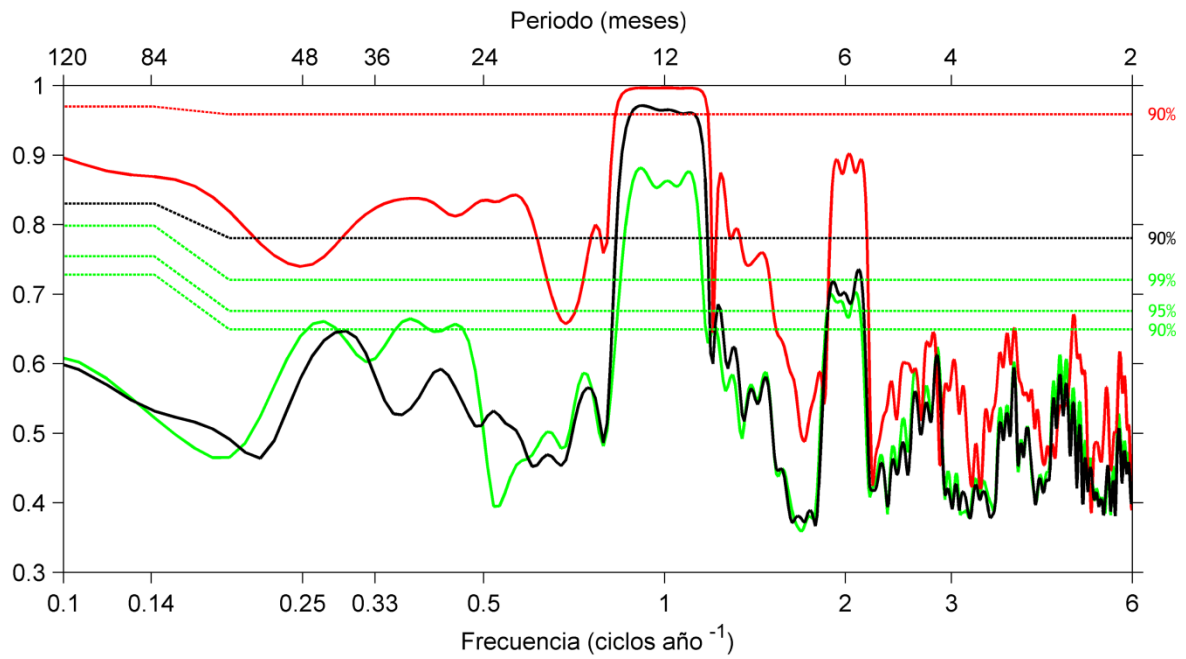


Figura 4.11. Espectros de varianza fraccional local ( $SVFL$ ) de la concentración de CHL-a (curva verde) y de la SST (curva roja) y espectro de varianza fraccional local conjunto ( $SVFLC$ ) de ambas variables (curva negra) para el mar interior de Chiloé, utilizando 12 años (2003-2014) de información satelital MODIS-Aqua mensual de 1km de resolución espacial (nivel L2). Los niveles de confianza son representados por las rectas verde, roja y negra, correspondientes a los  $SVFL$  de la concentración de CHL-a, SST y  $SVFLC$ , respectivamente.

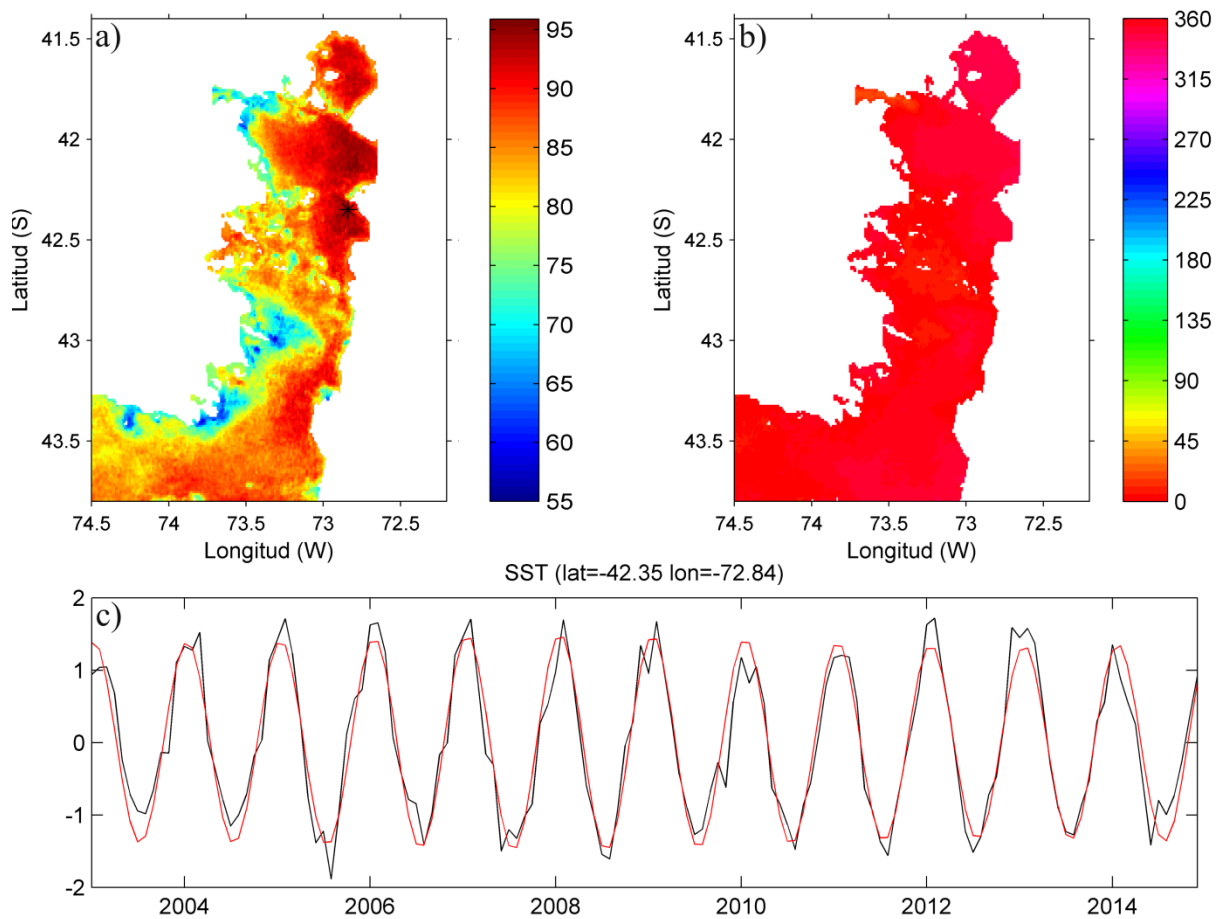


Figura 4.12. Reconstrucción del ciclo anual de la SST en MIC utilizando 12 años (2003-2014) de información satelital MODIS-Aqua mensual de 1km de resolución espacial (nivel L2). (a) Campo del porcentaje de varianza explicada, indicando el lugar de mayor varianza con un asterisco negro en las coordenadas 42°21'5"S - 72°50'24"O. (b) Campo de la fase de oscilación de la frecuencia anual (0-360°). (c) Serie de tiempo original (curva negra) y ciclo anual reconstruido (curva roja) en el lugar de mayor varianza explicada. La frecuencia anual explica el 85,65% de la variabilidad total.

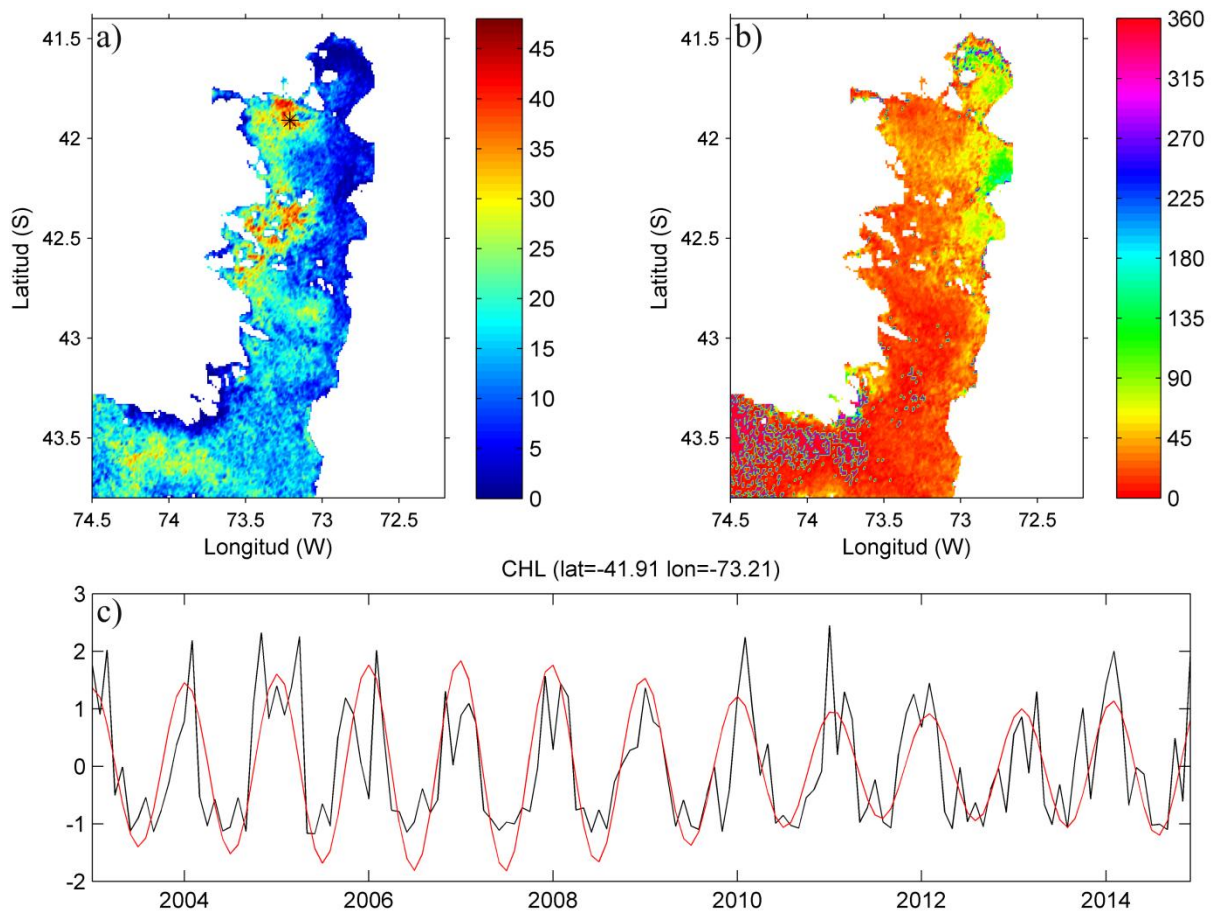


Figura 4.13. Reconstrucción del ciclo anual de la concentración de CHL-a en MIC utilizando 12 años (2003-2014) de información satelital MODIS-Aqua mensual de 1km de resolución espacial (nivel L2). (a) Campo del porcentaje de varianza explicada, indicando el lugar de mayor varianza con un asterisco negro en las coordenadas 41°54'36"S - 72°12'36"O. (b) Campo de la fase de la oscilación de la frecuencia anual (0-360°). (c) Serie de tiempo original (curva negra) y ciclo anual reconstruido (curva roja) en el lugar de mayor varianza explicada. La frecuencia anual explica el 11,53% de la variabilidad total.

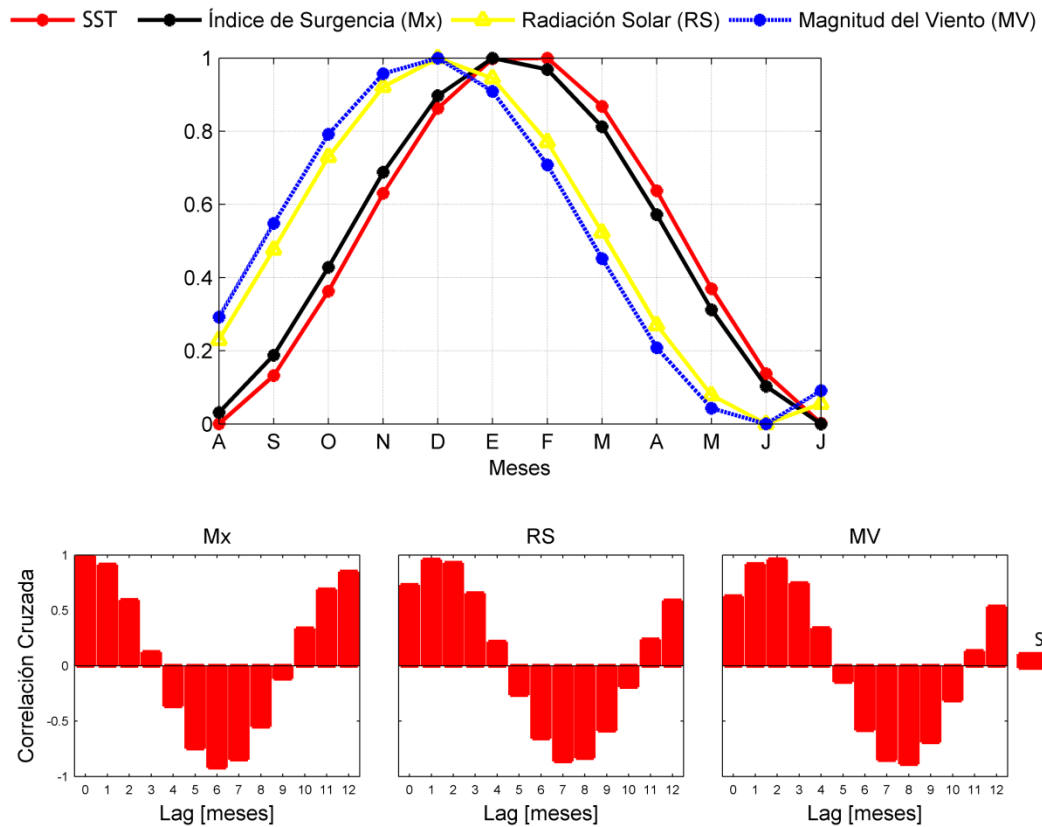


Figura 4.14. (a) Ciclo anual de la SST (curva roja), del índice de surgencia (Mx) (curva negra), de la radiación solar (RS) (curva amarilla) y de la magnitud del viento (MV) (curva azul) correspondiente a la latitud del sitio de máxima varianza explicada ( $42^{\circ}21'5''S$ ). Además, se muestran las correlaciones cruzadas, con hasta 12 meses de desfase, entre la SST y: (b) Mx, (c) RS y (d) MV.

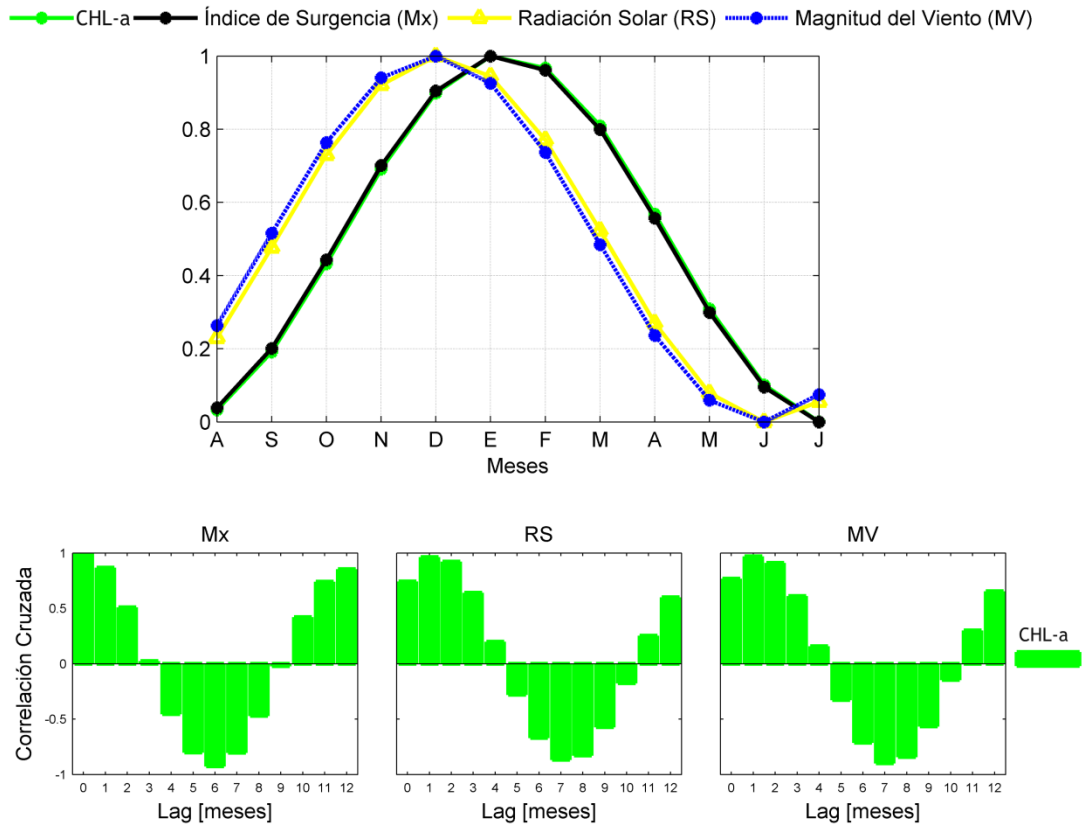


Figura 4.15. (a) Ciclo anual de la concentración de CHL-a (curva verde), del índice de surgencia (Mx) (curva negra), de la radiación solar (RS) (curva amarilla) y de la magnitud del viento (MV) (curva azul) correspondiente a la latitud del sitio de máxima varianza explicada ( $41^{\circ}54'36''S$ ). Además, se muestran las correlaciones cruzadas, con hasta 12 meses de desfase, entre la concentración de CHL-a y: (b) Mx, (c) RS y (d) MV.

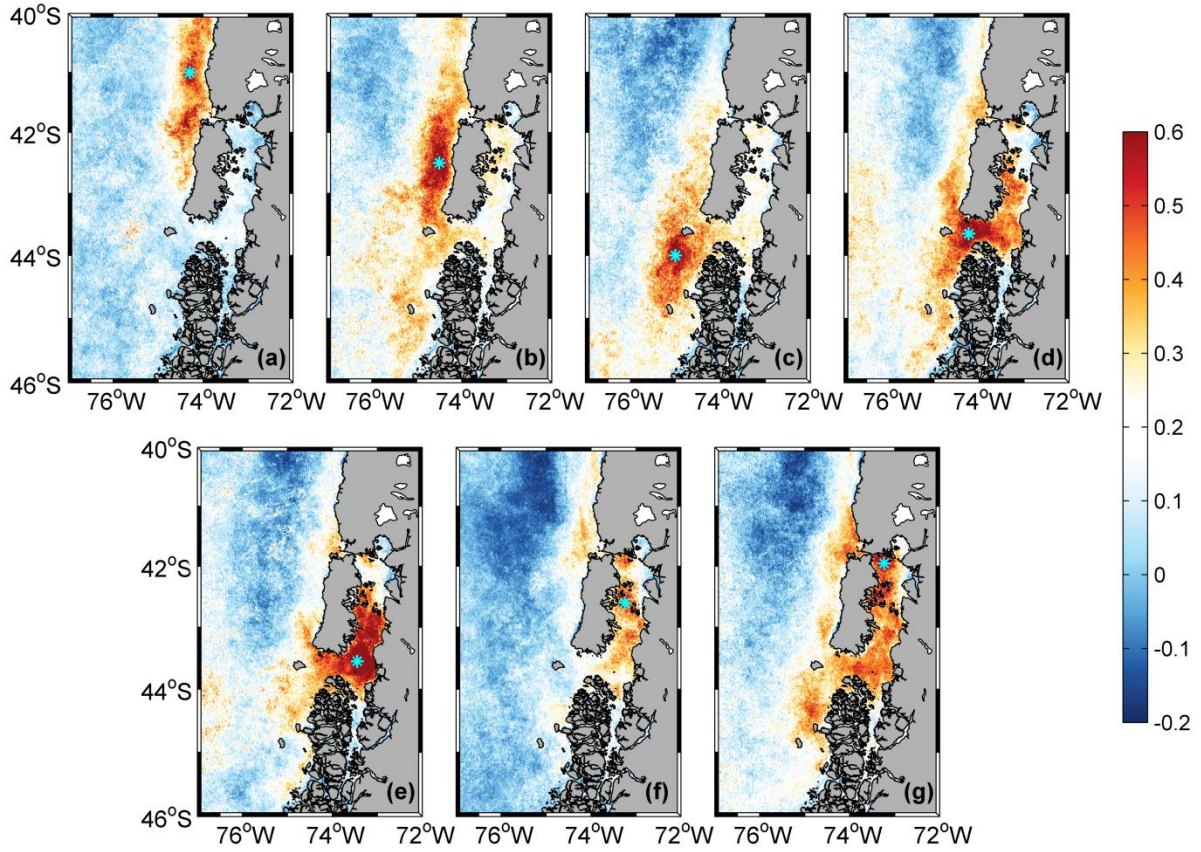


Figura 4.16. Campos de correlación punto de la concentración de CHL-a en el área comprendida entre 40 - 46°S y 72 - 77°O y siete puntos control (asteriscos calipsos) correspondiente a sitios específicos ubicados en el ME (Figuras 4.16a, b y c), en la boca del Guafo (Figura 4.16d) y en el MIC (Figuras 4.16e, f, g).

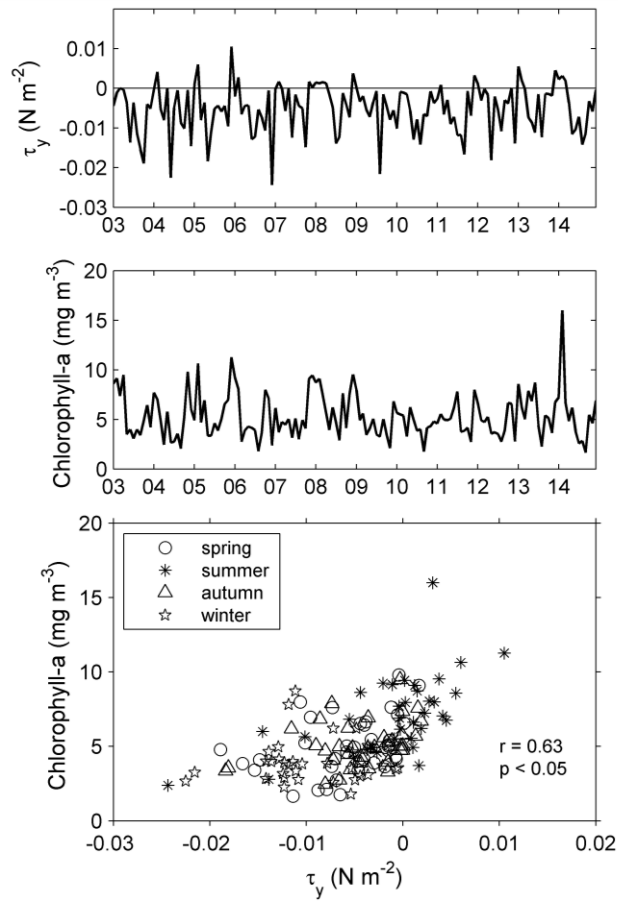


Figura 4.17. (a) Serie temporal de la componente meridional del esfuerzo del viento y b) de la concentración de CHL-a observada frente a las costas de Chiloé (entre 42°S – 43°S y al este de 75°O). (c) Diagrama de dispersión estacional entre la componente meridional del esfuerzo del viento y la concentración de CHL-a de las series temporales en (a) y (b).



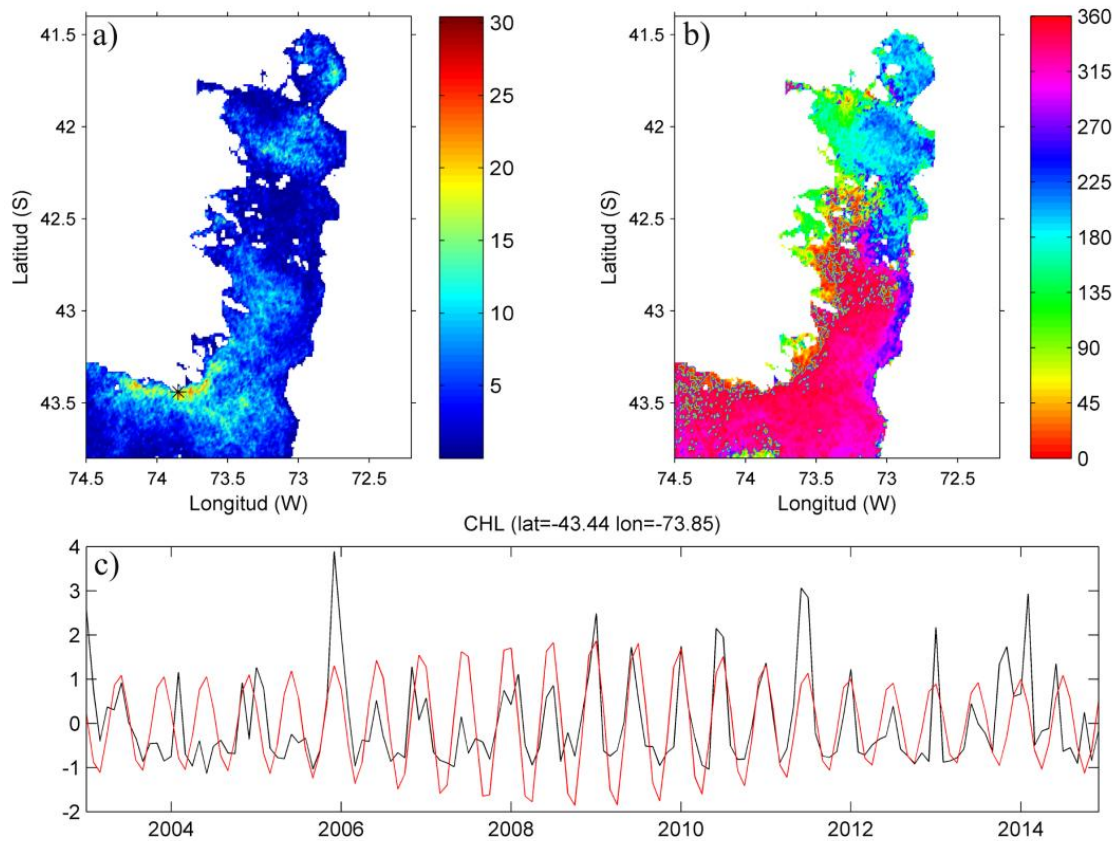


Figura 4.18. Reconstrucción de la frecuencia semianual de la concentración de CHL-a en MIC utilizando 12 años (2003-2014) de información satelital MODIS-Aqua mensual de 1km de resolución espacial (nivel L2). (a) Campo del porcentaje de varianza explicada, indicando el lugar de máxima varianza con un asterisco negro en las coordenadas  $43^{\circ}26'24''S - 73^{\circ}50'60''O$ . (b) Campo de la fase de oscilación de la frecuencia semianual ( $0-360^{\circ}$ ). (c) Serie temporal de concentración de CHL-a original (curva negra) y ciclo semianual reconstruido (curva roja) correspondiente al sitio de de máxima varianza explicada. La frecuencia semianual explica en promedio el 3,4% de la variabilidad total.

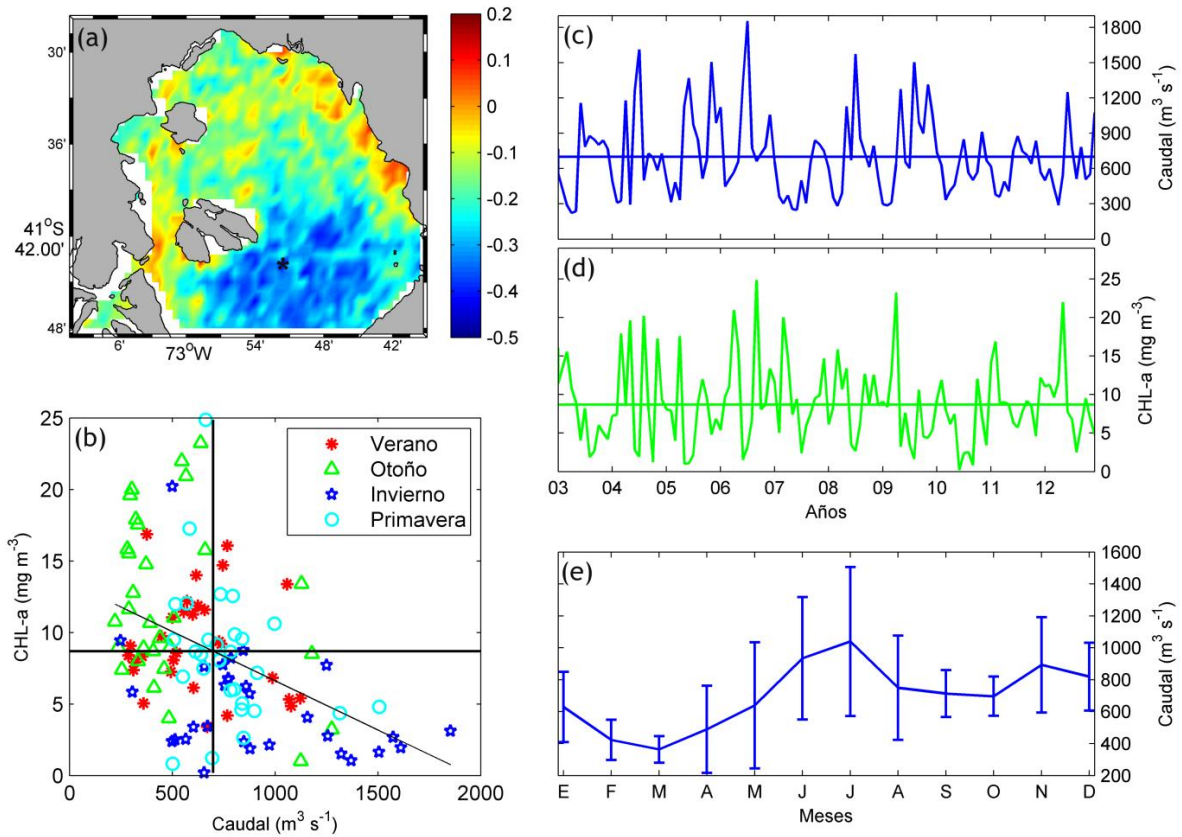


Figura 4.19. Relación entre el caudal del río Puelo y la concentración de CHL-a en el Seno Reloncaví. (a) Correlación entre el caudal medio mensual del río Puelo (observado en (c)) y las series temporales de la concentración de CHL-a del seno de Reloncaví. (b) Diagrama de dispersión entre el caudal del río Puelo y la serie temporal de concentración de CHL-a (observada en (d)) correspondiente al punto de máxima correlación ( $r = -0.44$ ;  $41^{\circ}43'48''S$  -  $72^{\circ}51'36''O$ ) entre ambos. (e) Ciclo anual del caudal medio mensual del río Puelo.

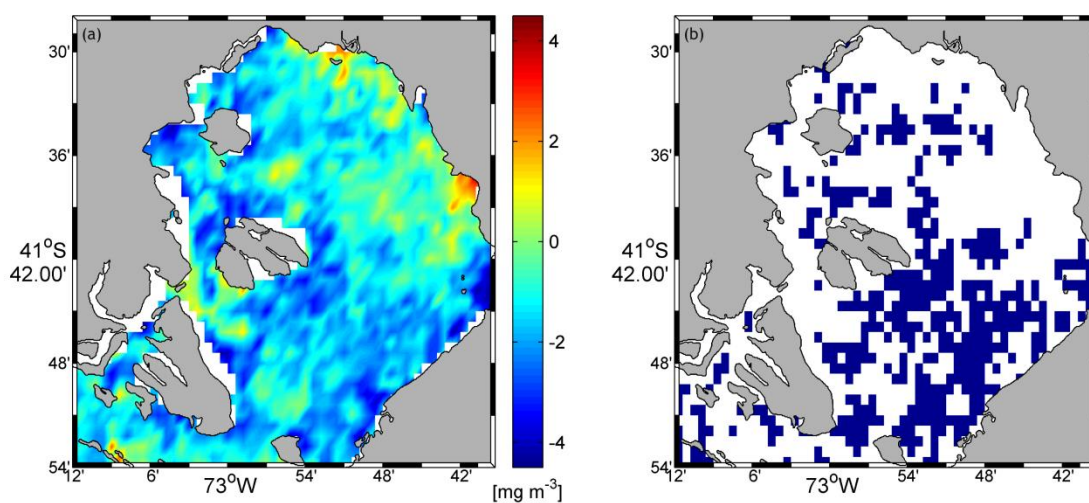


Figura 4.20. Análisis de compuestos. (a) Promedio de las anomalías de concentración de CHL-a ( $mgm^{-3}$ ) de los meses en que el caudal del RP fue igual o superior a  $1000 m^3 s^{-1}$ . (b) Sectores (azul) en que el promedio de las anomalías es significativo, calculado mediante el test Monte-Carlo con un 95% de significancia estadística.

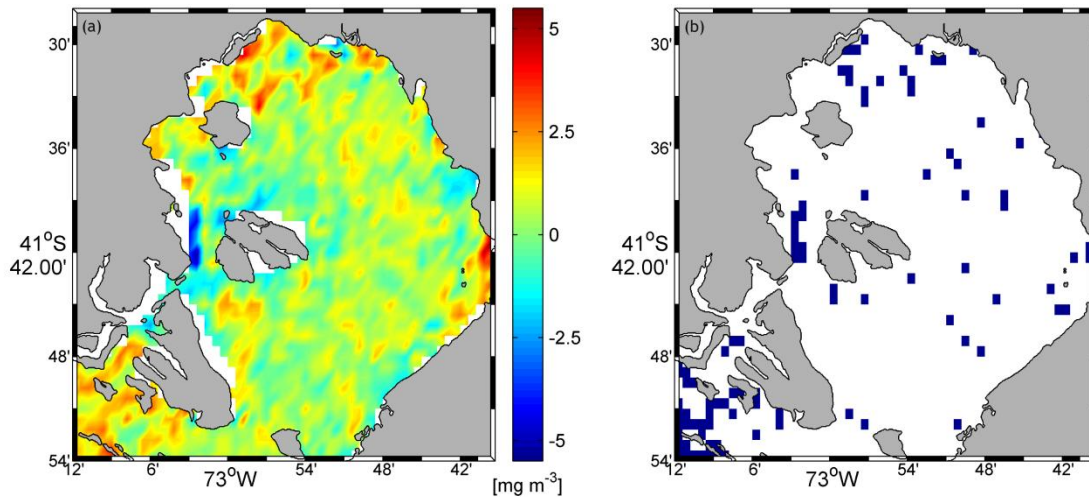


Figura 4.21. Análisis de compuestos. (a) Promedio de anomalías de concentración de CHL-a ( $mg\ m^{-3}$ ) de los meses en que el caudal del RP fue inferior a  $360\ m^3\ s^{-1}$ . (b) Sectores (azul) en que el promedio de las anomalías es significativo, calculado mediante el test Monte-Carlo con un 95% de significancia estadística.

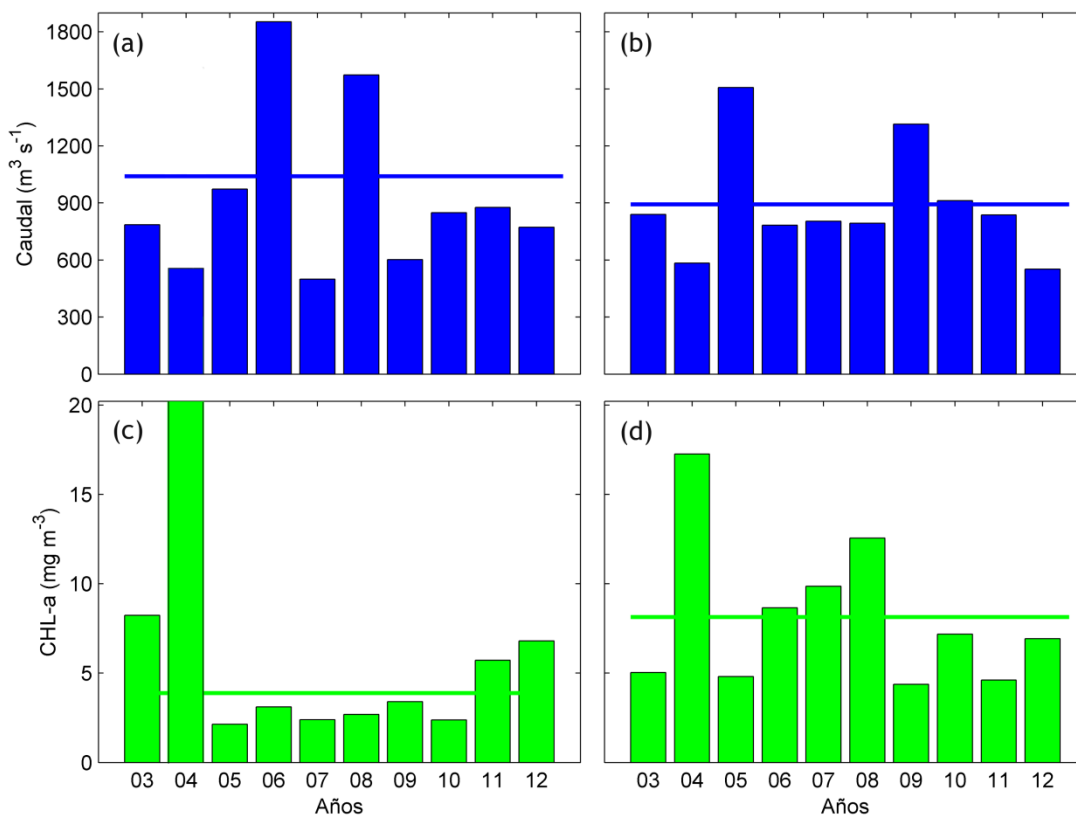


Figura 4.22. Histogramas anuales del caudal medio mensual del río Puelo (panel superior) en (a) invierno y (b) primavera y de la concentración de CHL-a (panel inferior) en (c) invierno y (d) primavera. Las líneas horizontales indican el promedio histórico (2003-2012) invernal y primavera, cuando corresponde.

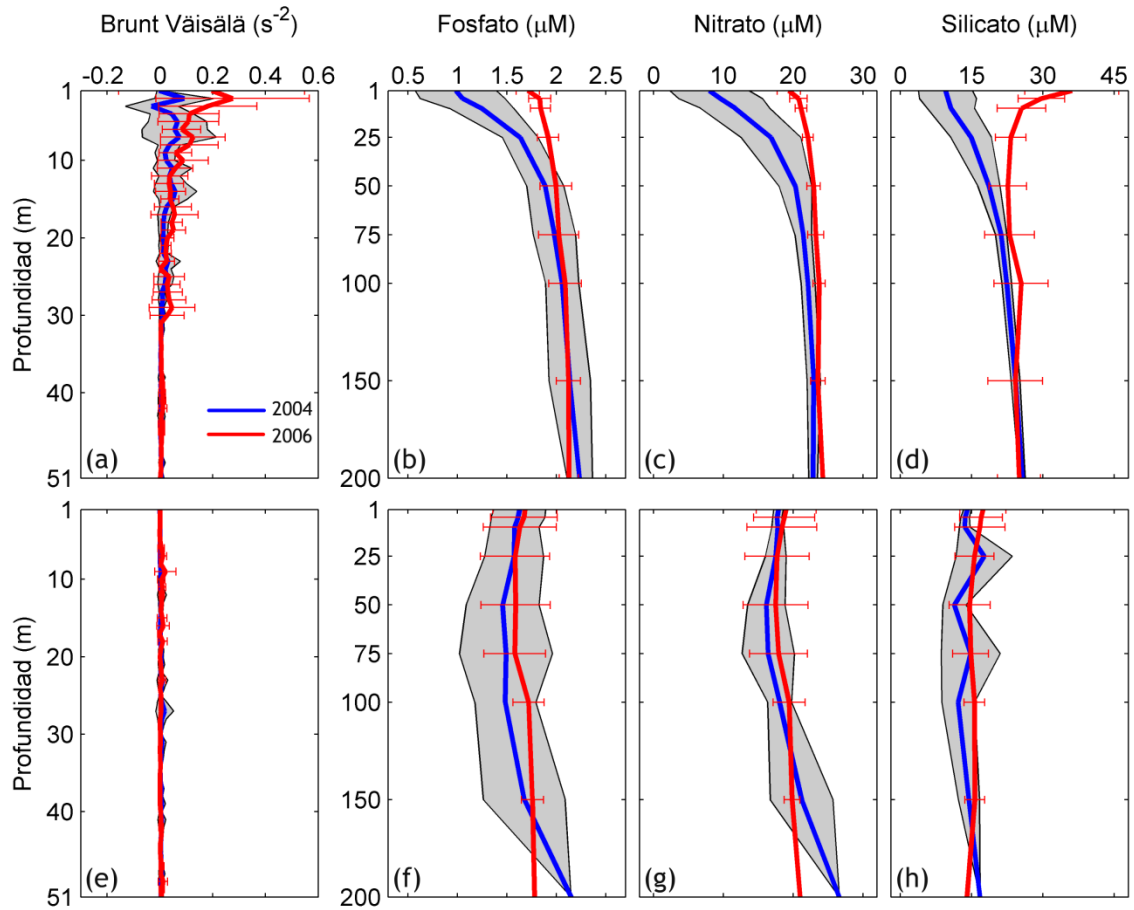


Figura 4.23. Perfiles verticales de: (a,e) la estabilidad de la columna de agua , (b,f) fosfato, (c,g) nitrato y (d,h) silicato, para las estaciones de los cruceros CIMAR 10 (C10F; año 2004, líneas azules) y CIMAR 12 (C12F; año 2006, líneas rojas) Fiordos correspondiente al sector norte de la cadena de islas Desertores-Apiao-Quemchi (panel superior) y al sector sur (panel inferior). La desviación estándar está dada por el área gris, para el crucero C10F, y las barras rojas, para el crucero C12F.

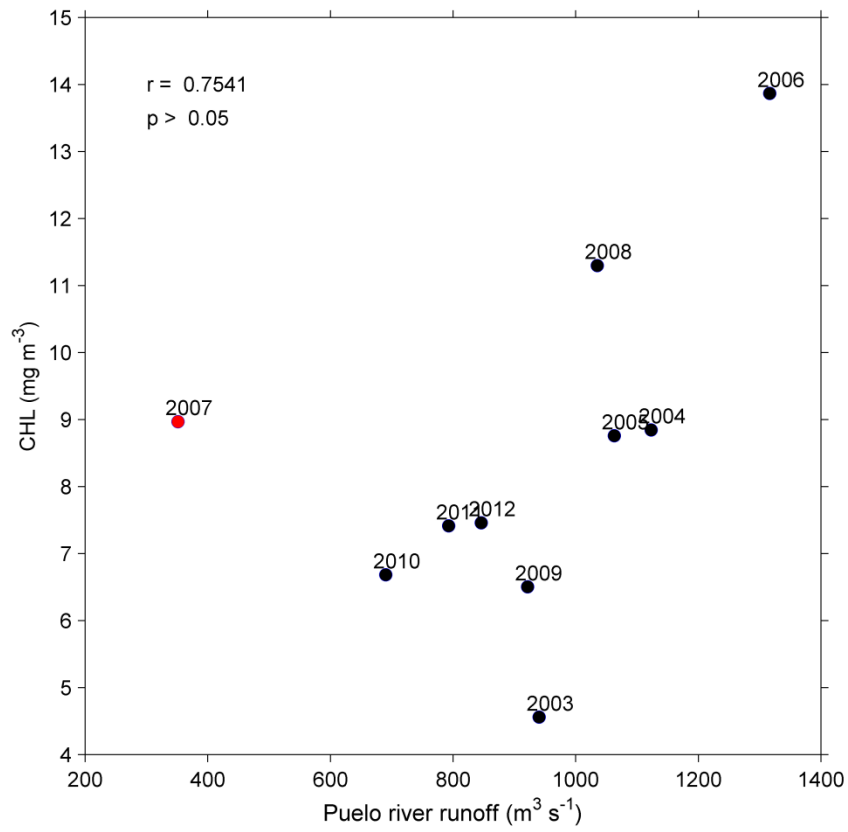


Figura 4.24. Relación entre el caudal de invierno del río Puelo (promedio Junio-Agosto) y la concentración de CHL-a primaveral (promedio) en el seno de Reloncaví (punto de máxima correlación mostrado en la Figura 4.19).

## 10. Anexo

### 10.1. Salinidad

Los siete tipos de perfiles verticales de salinidad, agrupados en siete estructuras por Pickard (1971), Silva *et al.* (1997) y Silva & Calvete (2002) se describen a continuación.

- Tipo S1, S2, S4: El agua dulce es importante en la formación de estas estructuras, cuyas capas superiores presentan salinidades bajas ( $< 25 \text{ psu}$ ) (Pickard, 1971; Silva *et al.*, 1997; Silva & Calvete, 2002). En particular, el tipo S1 tiene como forzante, además del agua dulce, el efecto del viento que aumenta la turbulencia generando la capa de mezcla superficial que la caracteriza.
- Tipo S3, S5: Dentro de estos tipos de estructuras verticales se consideran las zonas de aguas interiores en que la salinidad es superior a  $25 \text{ psu}$ .
- Tipo S6: Está asociado a una capa de mezcla profunda producto del forzamiento del viento en algunas zonas someras o de profundidades intermedias. Sin embargo, la mezcla por el viento no parece ser la única explicación para este caso, ya que podría estar relacionada con una posible intrusión de agua menos salina y más homogénea proveniente desde canales laterales.
- Tipo S7: Esta estructura vertical es observada en la zona oceánica, presenta una baja salinidad en la capa superficial debido al aporte de aguas menos salinas provenientes de la región de aguas interiores. Bajo esta capa se produce primero un aumento de salinidad, producto de la advección, entre 150-300 *m*, de aguas más salinas remanentes de AESS, seguida de una menor salinidad de origen intermedio antártico, centrada a unos 600 *m*

de profundidad (Silva & Neshyba, 1979-1980). Este tipo de estructura, dada las profundidades de la boca del Guafo no es observada en el MIC.

En general, en la región de los canales continentales, donde el aporte de agua dulce es importante, predominan las estructuras de tipo S1, S2 y S4 con fuertes haloclinas, las que, solas o reforzadas por termoclinas producen, a su vez, fuertes pycnoclinas. Estos gradientes de densidad dificultan o impiden la mezcla vertical reforzando la estructura en dos capas (Sievers, 2006). Por su parte, en los canales oceánicos donde la salinidad es mayor por su cercanía al mar y los aportes de agua dulce son menores, las haloclinas son más débiles por lo que en estos canales predominan las estructuras de tipo S3, S5 y S6.

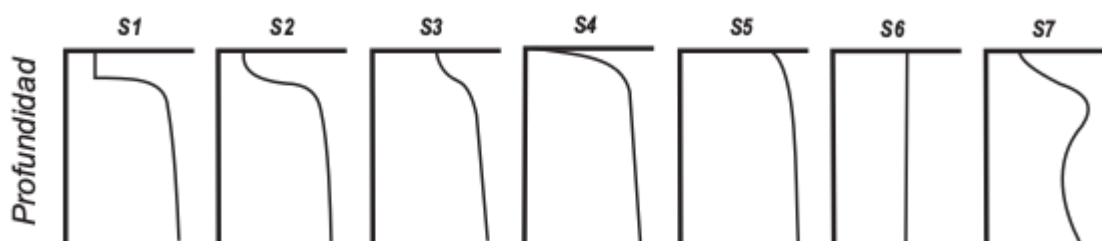


Figura A1. Representación esquemática de los diferentes tipos de estructura vertical de salinidad (S) propuesto para los canales y fiordos australes chilenos (extraída de Sievers, 2006).

## 10.2. Fosfato y nitrato

La descripción de las siete estructuras verticales de fosfato y nitrato se detalla a continuación.

Tipo P-N1, P-N2:

El aumento de la concentración de ambos nutrientes en la capa profunda de esta estructura se debe a la remineralización de la materia orgánica (que los libera) y a la presencia de aguas de origen marino. En el caso de la estructura P-N2, el aumento permanente de nutrientes hacia el fondo se asocia al ingreso de aguas ricas en nutrientes.

Tipo P-N3:

Perfil representativo de estaciones oceánicas. El máximo subsuperficial (150 – 350 m) está asociado a remanentes de AECS, con mayor contenido de nutrientes, y el máximo

intermedio a agua intermedia antártica (400 – 1200 m) comparativamente menos ricas en nutrientes.

Tipo P-N4: Estructura resultante de la presencia de una capa de mezcla profunda debido a la acción del viento.

Tipo P-N5, P-N6: El aumento del contenido de nutrientes en la capa profunda se explica en función de la descomposición de materia orgánica, liberando nutrientes, asociado al ingreso de aguas comparativamente más pobres en nutrientes en el nivel intermedio que genera un máximo subsuperficial, un mínimo relativo a nivel intermedio y nuevamente un máximo en profundidad. En el caso de la estructura P-N6 los nutrientes ingresan por el nivel profundo.

Tipo P-N7: Esta estructura, observada solo en el canal Baker y estero Steffen, no fluctuó en forma similar con el nitrato en su porción superior y se produjo un máximo superficial de fosfato atribuido al ingreso de aguas dulces provenientes del río Baker, que serían ricas en fosfato, pero pobres en nitrato.

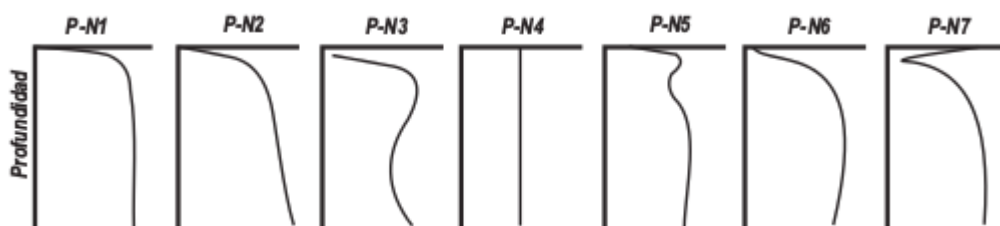


Figura A2. Representación esquemática de los diferentes tipos de estructura vertical de fosfato (P) y nitrato (N) propuestos para la zona norte y centro de fiordos y canales patagónicos (extraída de Silva, 2006).

### 10.3. Silicato

Dentro de las nueve estructuras verticales de silicato la Si1, Si2, Si3, Si8 y Si9 representan bajas concentraciones en la capa superficial, debido a la presencia de agua marina con bajo



contenido de este nutriente por el consumo de estructuras silíceas por parte del fitoplancton (diatomeas). Por el contrario, las estructuras Si4, Si5 y Si6, con altas concentraciones en la capa superficial, se deben a la mezcla con agua dulce, rica en silicato, proveniente de ríos y glaciares. La caracterización detallada de estas estructuras es detallada a continuación.

- Tipo Si1: El aumento en la concentración de silicato en la capa profunda este perfil vertical se debe principalmente a la disolución de las estructuras silíceas biogénicas, que lo libera, y al ingreso de aguas marinas con mayor contenido de silicato.
- Tipo Si2: Esta estructura caracterizada por un aumento permanente de los nutrientes hacia el fondo está asociada al ingreso de aguas externas más pobres en silicato que ingresan por la zona profunda.
- Tipo Si3: Perfil representativo de estaciones oceánicas. El máximo subsuperficial (150 – 350 *m*) está asociado a remanentes de AESS, con mayor contenido de nutrientes, y el máximo intermedio a agua intermedia antártica (400 – 1200 *m*) comparativamente menos ricas en nutrientes.
- Tipo Si4: Similar a la estructura Si1. En este caso el máximo superficial debido al aporte de silicato por aguas fluviales provoca el cambio en la estructura.
- Tipo Si5: En esta estructura los forzantes y procesos son similares a los de Si4, con ingreso de aguas comparativamente más pobres en silicato a nivel intermedio, provocando un mínimo relativo a nivel intermedio, seguido de un máximo en profundidad.
- Tipo Si6: El aporte de sílice por ríos es alto y el efecto del mínimo oceánico en la capa superficial es muy bajo y no muestra el mínimo subsuperficial de las estructuras Si4 y Si5, pasando de inmediato a una capa profunda más homogénea y de menor concentración que la superficial.

Tipo Si7: Resulta de la presencia de una capa de mezcla profunda por acción del viento.

Tipo Si8: El aumento del contenido de nutrientes en la capa profunda se explica en función de la descomposición de materia orgánica, liberando nutrientes y disolución de estructuras silíceas, asociado al ingreso de aguas comparativamente más pobres en silicato en el nivel intermedio que genera un máximo subsuperficial, un mínimo relativo a nivel intermedio y nuevamente un máximo en profundidad.

Tipo Si9: En esta estructura, bajo el mínimo superior, se presentó una capa con contenido cuasi homogéneo y parece no haber un ingreso de aguas más o menos ricas en silicato.

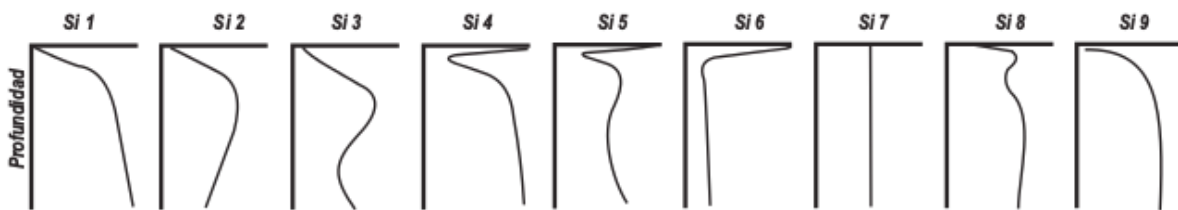


Figura A3. Representación esquemática de los diferentes tipos de estructura vertical de silicato (Si) propuestos para la zona norte y centro de fiordos y canales patagónicos (extraída de Silva, 2006).

#### 10.4. Temperatura

Los perfiles verticales de temperatura, en la zona norte y central de los canales y fiordos australes, fueron caracterizados en once tipos por Silva *et al.* (1997), cuyas características se describen a continuación.

Tipo T1, T2: En ambas estructuras la capa superficial es más cálida que la profunda (debido a la incidencia de la radiación solar), pudiendo o no haberse formado una capa de mezcla (provocada por el viento), para luego descender hasta el fondo sin presentar inversiones.

- Tipo T3: Perfil característico de la inyección de aguas fluviales, con temperaturas relativamente bajas, a una estructura inicial T1 o T2.
- Tipo T4: Estructura correspondiente al calentamiento de la capa superficial de una estructura T3. Debido a esto, al aumentar la temperatura en los primeros metros, permanece un mínimo subsuperficial, seguido de un máximo relativo preexistente, para continuar con el remanente profundo de la estructura T1 o T2.
- Tipo T5: Perfil asociado a la presencia de glaciares. Es producto de la acción individual o combinada del calentamiento local, aporte de aguas dulces frías y advección de aguas más cálidas adyacentes.
- Tipo T6: Estructura caracterizada por un mínimo subsuperficial seguido por un calentamiento en la capa profunda debido a la renovación de aguas profundas provenientes de canales adyacentes.
- Tipo T7: Se caracteriza por un aumento de la temperatura hacia el fondo, que se explicaría por la existencia inicial de estructuras tipo T1 y T2 alteradas en su parte intermedia o profunda por el ingreso de agua de menor temperatura a niveles intermedios, ingreso en profundidad de agua más cálida pero más densa o por un calentamiento causado por fuentes hidrotermales y/o de transferencia de calor por conducción desde un fondo cálido (punto caliente) debido a la existencia de termas.
- Tipo T8: Estructura resultante de una fuerte mezcla vertical que genera una columna prácticamente homotermal, que en algunas zonas de profundidad intermedia (100-150 m), puede llegar hasta el fondo.

Tipo T9: Perfil característico del enfriamiento invernal y/o aporte de agua fluvial o glacial fría a una columna de agua cuasi homotermal.

Tipo 10: Perfil correspondiente al tipo T9 cuya capa superficial ha aumentado su temperatura debido a un calentamiento superficial.

Tipo 11: Corresponde al tipo T9 que mantiene un mínimo superficial pero presenta una pequeña capa de mezcla debido al viento.

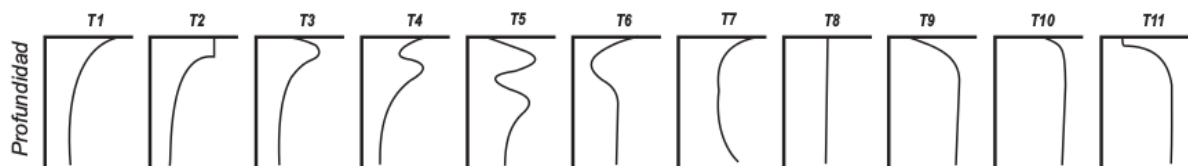


Figura A4. Representación esquemática de los diferentes tipos de estructura vertical de temperatura (T) propuesto para los canales y fiordos australes chilenos (extraída de Sievers, 2006).

