



UNIVERSIDAD DE CONCEPCIÓN
FACULTAD DE CIENCIAS NATURALES Y OCEANOGRÁFICAS
DEPARTAMENTO DE OCEANOGRAFÍA

VARIABILIDAD INTERANUAL DE LA
HIDROGRAFÍA Y PRODUCTIVIDAD EN EL
COMPLEJO DE FIORDOS BAKER-MARTÍNEZ

PEDRO FIGUEROA GUENANTE

TESIS PRESENTADA A LA FACULTAD DE CIENCIAS NATURALES Y
OCEANOGRÁFICAS DE LA UNIVERSIDAD DE CONCEPCIÓN PARA OPTAR AL
GRADO DE MAGÍSTER EN CIENCIAS CON MENCIÓN EN OCEANOGRAFÍA

NOVIEMBRE, 2022
CONCEPCIÓN-CHILE

PROFESOR GUÍA: DR. FABIÁN TAPIA



© 2022, Pedro Figueroa Guenante

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

Universidad de Concepción
Dirección de Postgrado

La tesis de Magister en Ciencias con mención en Oceanografía titulada “Variabilidad interanual de la hidrografía y productividad en el complejo de fiordos Baker-Martínez”, del Sr. Pedro Figueroa Guenante y realizada bajo la Facultad de Ciencias Naturales y Oceanográficas, Universidad de Concepción, ha sido aprobada por la siguiente Comisión de Evaluación:

PROFESOR(A):

FIRMA:

Dr. Fabián Tapia Jorquera,

Profesor Guía

Departamento De Oceanografía

Facultad de Ciencias Naturales y Oceanográficas

Universidad de Concepción

Dr. Gonzalo Saldías

Miembro Comité de Tesis

Departamento De Física

Facultad De Ciencias

Universidad de Bío-Bío



Dr. Diego Narváez

Miembro Comité de Tesis

Departamento De Oceanografía

Facultad de Ciencias Naturales y Oceanográficas

Universidad de Concepción

Dr. Iván Pérez-Santos

Evaluador Externo

Centro i-Mar

Universidad de los Lagos

Dr. Diego Narváez

Director de Programa de Magister

Departamento de Oceanografía

Facultad de Ciencias Naturales y Oceanográficas

Universidad de Concepción

Índice general

1. Introducción	1
1.1. La Patagonia Chilena	1
1.1.1. Clima y oceanografía de la zona	2
1.1.2. Evidencia de cambio climático	4
1.2. Dinámica física e importancia biogeoquímica de los fiordos	6
1.3. El complejo de fiordos Baker-Martínez	10
2. Materiales y Métodos	13
2.1. Data utilizada	13
2.1.1. Caudal de ríos	13
2.1.2. Datos de viento	14
2.1.3. Datos de precipitación y flujos de calor	14
2.1.4. Índices climáticos	15
2.1.5. Data Hidrográfica e <i>in situ</i>	16
2.1.6. Datos satelitales	20
2.2. Anomalías estacionales y variables acumuladas	22
2.3. Análisis de tendencias	23
2.4. Análisis de correlaciones	23
2.5. Análisis de variables predictoras	23
2.6. Análisis de wavelets	24
3. Resultados	29
3.1. Variabilidad interanual de los forzantes físicos	29
3.1.1. Variabilidad del caudal de los ríos	31
3.1.2. Variabilidad del Q_{net} y la precipitación	33
3.1.3. Variabilidad del viento	38
3.1.4. Relación entre precipitación, flujo de calor y caudal del sistema	40

3.1.5. Influencia de forzantes de gran escala	45
3.2. Variabilidad Interanual de la hidrografía en Baker-Martínez	58
3.3. Análisis de nutrientes	61
3.3.1. Descripción espacial y temporal	61
3.3.2. Variabilidad intranual del Nitrato en BMFS	65
3.4. Variabilidad interanual de la clorofila y propiedades ópticas del BMFS	67
3.4.1. Evaluación de algoritmos MODIS Chl-a y MODIS nFLH	67
3.4.2. Variabilidad estacional de la clorofila y propiedades ópticas	69
3.4.3. Variabilidad interanual de la Chl-a	72
3.4.4. Relación entre anomalías de caudal y Rrs	77
4. Discusión	79
4.1. Variabilidad de la entrada de agua dulce y contexto regional	80
4.2. Mecanismo de la variabilidad interanual en condiciones hidrográficas	85
4.3. Óptica y biología en el canal	89
4.4. Variabilidad de nutrientes en el canal	92
4.5. Efectos del año 2016	94
5. Conclusión	98
Bibliografía	101
Anexo	115
A. Reconstrucción de datos de caudal de estaciones de DGA	116
B. Validación de datos de viento ERA5	122
C. Manuscrito asociado a la tesis	125



Índice de figuras

1.1. Distribución de masas de agua a lo largo de los canales de la Patagonia Chilena. EW = Agua Estuarina; SAAW = Agua Subantártica; MSAAW = Agua Subantártica modificada; ESSW = Agua Ecuatorial Subsuperficial. Extraído de Sievers y Silva (2008).	5
1.2. Esquema de principales procesos físicos que ocurren en un fiordo de latitud media. Extraído de Inall et al. (2010).	8
1.3. Distribución de masas de agua y batimetría del complejo de fiordos Baker-Martínez. EW = Agua Estuarina; SAAW = Agua Subantártica; MSAAW = Agua Subantártica modificada. Extraído de Castillo et al. (2020).	11
2.1. Imagen MERIS para el área de estudio (arriba), indicando la localización de las estaciones de la Dirección General de Aguas (DGA). Batimetría del BMFS (color, abajo), estaciones de CTD con información hidrográfica disponible para el periodo de estudio y posición de la Boya LOBO (estrella morada). NPI y SPI corresponden a los Campos de Hielo Norte y Sur (CHN y CHS) respectivamente	17
3.1. Series de tiempo de los principales forzantes físicos usados en este estudio y sus respectivas climatologías mensuales. a-b: Caudal de los ríos Baker (azul) y Pascua (rojo); c-d: Precipitación sobre la región de los canales, e-f: Q_{net} sobre campos de Hielo Norte (CHN, azul) y campos de Hielo Sur (CHS, rojo); g-h: Componentes zonal (azul) y meridional (rojo) del viento; i-j Magnitud del viento.	29

3.2.	Anomalías mensuales para los caudales de los ríos Baker (a) y Pascua (b), Q_{net} sobre los campos de Hielo Norte (c) y Sur (d), precipitación sobre los fiordos (e) y magnitud del viento en el Golfo de Penas (f). Las anomalías fueron calculadas en base a las climatologías mostradas en la Fig. 3.1 y posteriormente estandarizadas.	30
3.3.	Anomalías estacionales para la estación de verano (a,c,e) e invierno (b,d,f) para las series de caudal (a-b), precipitación en diferentes cuencas (c-d), y Q_{net} (e-f).	32
3.4.	<i>Wavelets</i> para los caudales mensuales en el río Baker (a-b) y río Pascua (c-d). (a,c) <i>Wavelet</i> de la serie original; (b,d) <i>Wavelet</i> de la serie sin ciclo anual. Las líneas blancas verticales indican el inicio de cada año.	33
3.5.	<i>Wavelets</i> de precipitación mensual en diferentes regiones para el periodo 2004-2020. a) Sobre la cuenca del río Baker; b) Sobre la cuenca del río Pascua; c) Sobre los canales Martínez y Baker. Las líneas blancas verticales indican el inicio de cada año.	36
3.6.	<i>Wavelets</i> para flujos de calor mensuales para el Campo de Hielo Norte (a-b) y Campo de Hielo Sur (c-d) para el periodo 2004-2020. (a,c) <i>Wavelet</i> de la serie original; (b,d) <i>Wavelet</i> de la serie sin ciclo anual. Las líneas blancas verticales indican el inicio de cada año.	37
3.7.	<i>Wavelets</i> para las series de viento mensual para el periodo 2004-2020. a) Componente zonal; b) Componente meridional; c) Magnitud respectiva. Las líneas blancas verticales indican el inicio de cada año.	39
3.8.	Correlación entre las anomalías de Q_{net} estacional y las anomalías de caudal estacional. a-b) Correlación con el río Baker en verano (nov-abr; a) e invierno (may-oct; b). c-d) Igual que (a-b), pero para el río Pascua.	41
3.9.	Correlación entre las anomalías de precipitación estacional y las anomalías de caudal estacional. a-b) Correlación con el río Baker en verano (nov-abr; a) e invierno (may-oct; b). (c-d) Igual que (a-b), pero para el río Pascua.	41
3.10.	Correlación entre las anomalías de magnitud del viento estacional y las anomalías de caudal estacional. a-b) Correlación con el río Baker en verano (nov-abr; a) e invierno (may-oct;b). c-d) Igual que (a-b), pero para el río Pascua.	42

3.11. Modelos <i>stepwise</i> (línea naranja) obtenidos para cada serie de anomalías de caudal estacional (línea azul) para el río Baker (a-b) y Pascua (c-d). Los paneles a y c corresponden a verano (nov-apr) y los paneles b-d a invierno (may-oct).	43
3.12. Anomalías de caudal estacional (línea amarilla) obtenidas utilizando los modelos <i>stepwise</i> de la fig. 3.11, utilizando las series de anomalías de precipitación (naranja) y Q_{net} (azul) para el periodo de 1980-2020. a-b) río Baker, verano (a) e invierno (b); c-d) río Pascua, verano (c) e invierno (d).	46
3.13. Correlación entre el índice de MEI estacional y las anomalías de precipitación (a-b) y Q_{net} (c-d) estacionales. (a,c): Verano; (b,d): Invierno.	47
3.14. Correlación entre el índice de AAO estacional y las anomalías de precipitación (a-b) y Q_{net} (c-d) estacionales. (a,c): Verano; (b,d): Invierno.	48
3.15. Campos de correlación del MEI y las anomalías de precipitación (a-b) y Q_{net} (c-d), luego de eliminar los puntos en los cuales la correlación no fuera significativa ($p \geq 0.05$)	49
3.16. Campos de correlación del AAO y las anomalías de precipitación (a-b) y Q_{net} (c-d), luego de eliminar los puntos en los cuales la correlación no fuera significativa ($p \geq 0.05$)	49
3.17. Correlación entre anomalías estacionales de la magnitud del viento y los índices AAO (a-b) y MEI (c-d) para verano (a,c) e invierno (b-d).	50
3.18. Campos de correlación del viento con los índices AAO y MEI de la fig. 3.17, luego de eliminar las correlaciones no significativas ($p \geq 0.05$).	51
3.19. <i>Wavelet Coherence</i> entre las diferentes variables físicas de interés y el AAO con resolución mensual. a) Caudal de río Baker; b) Caudal de río Pascua; c) Precipitación sobre cuenca río Baker; d) Precipitación sobre cuenca río Pascua; e) Q_{net} en CHN; f) Q_{net} en CHS; g) Magnitud del viento en Golfo de Penas.	53
3.20. <i>Wavelet Coherence</i> entre las diferentes variables físicas de interés y el MEI con resolución mensual. a) Caudal de río Baker; b) Caudal de río Pascua; c) Precipitación sobre cuenca río Baker; d) Precipitación sobre cuenca río Pascua; e) Q_{net} en CHN; f) Q_{net} en CHS; g) Magnitud del viento en el Golfo de Penas.	55

3.21. <i>Wavelet Coherence</i> entre las diferentes variables físicas de interés y el PDO con resolución mensual. a) Caudal de río Baker; b) Caudal de río Pascua; c) Precipitación sobre cuenca río Baker; d) Precipitación sobre cuenca río Pascua; e) Q_{net} en CHN; f) Q_{net} en CHS; g) Magnitud del viento en el Golfo de Penas.	56
3.22. <i>Wavelet Coherence</i> entre el índice AAO y las anomalías de Q_{net} (a-b) y precipitación (c-d) y para el periodo 1980-2020. a) Q_{net} en CHN; b) Q_{net} en CHS; c) Precipitación en cuenca río Baker; d) Precipitación en cuenca río Pascua.	57
3.23. <i>Wavelet Coherence</i> entre el índice MEI y las anomalías de Q_{net} (a-b) y precipitación (c-d) y para el periodo 1980-2020. a) Q_{net} en CHN; b) Q_{net} en CHS; c) Precipitación en cuenca río Baker; d) Precipitación en cuenca río Pascua.	57
3.24. <i>Wavelet Coherence</i> entre el índice PDO y las anomalías de Q_{net} (a-b) y precipitación (c-d) y para el periodo 1980-2020. a) Q_{net} en CHN; b) Q_{net} en CHS; c) Precipitación en cuenca río Baker; d) Precipitación en cuenca río Pascua.	58
3.25. Diagramas Temperatura-Salinidad con todos los perfiles disponibles por estación. a) Invierno (junio-agosto); b) Primavera (septiembre-noviembre); c) Verano (diciembre-marzo). Las líneas continuas corresponden a isóneas de σ_t , mientras que las líneas segmentadas ploma y roja indican la separación entre RW-EW y EW-MSAW respectivamente.	59
3.26. Distribución espacial de nutrientes en μM para 3 localizaciones a lo largo del sistema Baker-Martínez. Los rombos corresponden a la boca del fiordo, el círculo al centro del fiordo y al cuadrado a la cabeza del fiordo (boca de los ríos). Ordenados de izquierda a derecha marcan posiciones de menor a mayor influencia de la descarga de ríos. a) Nitrato; b) Fosfato; c) Ácido Silícico.	63
3.27. Distribución espacial de las razones de nutrientes a lo largo de Patagonia. a) Si/N integrado entre 0-5m; b) Si/N a 25m; c) N/P integrado entre 0-5m; d) N/P a 25m.	64
3.28. a) Diagrama T-S-Nitrato para los datos de la boya LOBO instalada en la isla Irene; b) Igual que el panel (a), pero indicando el mes de cada punto.	66

- 3.29. *Wavelet Coherence* entre diferentes variables de la Boya lobo y entradas de agua dulce. a) Nitrato y Densidad; b) Densidad y caudal diario río Baker; c) Densidad y entrada total de agua dulce (Baker+Pascua); d) Densidad y caudal diario de río Pascua. 67
- 3.30. Estaciones disponibles con información de fluorescencia, utilizada en el testeo de los algoritmos satelitales y concentración de Clorofila obtenida de MODIS (color). Los puntos rojos corresponden a información fuera del rango latitudinal del canal Baker, mientras que los puntos azules corresponden a la información definida dentro del canal Baker para efectos de comparación. 68
- 3.31. Serie de Chl-a satelital dentro del canal Baker (verde) y Chl-a integrada entre 0-5 metros derivada de datos de CTD. Los cuadrados rojos y azules corresponden a los colores de las estaciones presentadas en Fig.3.30 y las líneas indican la mediana de cada serie. 68
- 3.32. Climatologías de Chl-a MODIS (a) y nFLH MODIS (b) calculadas para el periodo 2002-2020 en los pixeles obtenidos dentro del canal Baker. Los valores de correlación corresponden a la variable respectiva con la climatología del río Pascua (línea azul). La línea roja corresponde a la climatología de Rrs 645 MODIS. 70
- 3.33. Climatologías de Chl-a (a), nFLH (b) y Rrs(645) (c) obtenida de series satelitales de MODIS para el interior del Canal Baker (naranja) y para el Golfo de Penas (azul). 71
- 3.34. Climatología de Rrs(645) para el periodo 2002-2020. Los cuadrados delimitan las áreas definidas como océano abierto (amarillo), entrada del BMFS (rojo) e interior del BMFS (negro). 73
- 3.35. Climatología espectral de las bandas de Rrs de MODIS, para el océano abierto (a), entrada del sistema Baker-Martínez (b) y al interior del canal Baker (c). Los colores indican los meses del año, siendo azul enero y verde claro diciembre. 73
- 3.36. Medianas estacionales y rangos intercuartiles de Chl-a (a), nFLH (b) y Rrs(645) (c) obtenidos de MODIS para verano (noviembre-abril; azul-amarillo) e invierno (mayo-octubre; naranja-morado) al interior del canal Baker (azul-naranja) y en el Golfo de Penas (amarillo-morado). 74

3.37. Anomalías estacionales de $Rrs(\lambda)$ para verano (a; noviembre-abril) e invierno (b; mayo-octubre), calculadas con respecto a la climatología estacional de cada banda. El color indica la banda correspondiente en el espectro de luz visible.	77
3.38. Modelos multivariable lineales para anomalías estacionales de caudal del río Baker (a-b) y Pascua (c-d) para verano (a,c) e invierno (b,d), utilizando como variable predictora las reflectancias disponibles de MODIS para el espectro visible.	78
3.39. Coeficientes para el ajuste lineal multivariado asociado a cada longitud de onda de reflectancia utilizada de MODIS. Azul: Río Baker en verano; Naranja: Río Pascua en verano; Amarillo: Río Baker en invierno; Morado: Río Pascua en invierno.	78
4.1. <i>Wavelets</i> obtenidas para 2 ríos de la región al norte y sur de la zona de estudio considerando la serie original (a,c) y la serie sin ciclo anual (b,d). a-b: Río Aysen (45.05°S). c-d: Río Serrano (51.31°S).	83
4.2. Temperatura superficial del mar integrada para las estaciones de verano (diciembre-febrero) sobre el Golfo de Penas, calculada a partir de los promedios cada 7 días de MODIS. Los años en naranja corresponden a los veranos previos a los cuales se tienen mediciones hidrográficas en invierno.	86
4.3. Mediana y rango intercuartil de las temperaturas de la MSAW en las campañas de mediciones <i>in situ</i> , con respecto a su día lunar correspondiente. Las líneas indican el inicio del ciclo lunar y los correspondientes cuartos lunares y luna llena (día 15).	87
4.4. Mediana y rango intercuartil para la EW utilizando como referencia el día lunar de cada perfil. a) Combinando todos los perfiles disponibles; b) Campañas de primavera (septiembre-noviembre); c) Campañas de verano (diciembre-febrero); d) Campañas de invierno (junio-agosto).	88
A.1. Comparativa diaria entre descargas de ríos derivadas de Glofas, estaciones de la DGA, considerando coherencia y fase. Se entrega el respectivo valor de correlación y valor p entre las series. La línea roja en los paneles de la izquierda indica una correspondencia uno a uno entre variables.	118

A.2. Comparativa diaria entre descargas de ríos derivadas de FLOW y estaciones de la DGA, considerando coherencia y fase. Se entrega el respectivo valor de correlación y valor p entre las series. La línea roja en los paneles de la izquierda indica una correspondencia uno a uno entre variables. 119

A.3. Estaciones DGA vs productos Glofas (paneles superiores) y FLOW (paneles inferiores) en escala mensual separados por estaciones de alto caudal (izquierda) y bajo caudal (derecha). Se entrega el respectivo valor de correlación y valor p entre las series. La línea roja indica una correspondencia uno a uno entre variables. 120

A.4. Reconstrucción (azul) de los datos de caudal de la DGA (naranja), utilizando los respectivos modelos FLOW para el río Baker (arriba) y Pascua (abajo) 121

B.1. Comparativa diaria entre estaciones meteorológicas en Faro Raper (a), Faro San Pedro(b) y series de tiempo más cercana obtenida de ERA5. Se entrega la respectiva correlación entre series (r) y el valor p correspondiente. 124



Índice de tablas

2.1. Campañas hidrográficas realizadas en la zona de estudio, indicando canal de medición, numero de perfiles por campaña y disponibilidad de datos de fluorescencia. Todas las campañas fueron realizadas utilizando un CTD Seabird 25	18
2.2. Campañas en las cuales se obtuvo información de nutrientes (nitrato, fosfato y ácido silícico), así como el método de medición utilizado. . .	19
2.3. Campañas en las cuales se obtuvo información sobre concentración de clorofila-a, y detalle sobre el método utilizado para obtener las mediciones.	19



AGRADECIMIENTOS

En primer lugar, quiero agradecer a mis padres, por la paciencia, la comprensión y el apoyo a lo largo del desarrollo de esta tesis y magíster. Agradezco también a mi hermana, por las risas y el apoyo a lo largo de los años. También agradecer a mis amigos, tanto los que han estado a lo largo del todo el proceso como aquellos con los que no nos mantenemos en contacto continuamente. Las conversaciones y el apoyo en los tiempos de pandemia, aun cuando el panorama no era alentador, fueron invaluable para lograr la finalización de esta tesis.

Quiero agradecer también a mi profesor guía Dr. Fabián Tapia, quien me acepto para trabajar en un tema en el cual tenía cero conocimiento, teniéndome infinita paciencia y contribuyendo de gran manera a mi aprendizaje y formación académica en estos años de magíster. Agradecer también a los diferentes miembros del Departamento de Oceanografía, quienes me entregaron una sólida formación en el programa de magíster, la cual contribuyó a llevar a cabo esta tesis. Agradezco de manera especial al Dr. Gonzalo Saldías, miembro del comité de tesis, quien además de aportar en parte importante de este trabajo, ha resultado ser un apoyo invaluable tanto en el ámbito académico como fuera de este.

Quiero agradecer especialmente a mi pareja Barbara Candia por el amor, la fuerza, la alegría y el gran apoyo de diversas maneras a lo largo de este proceso, así como el empujarme a seguir este magíster aun cuando las cosas se veían desmotivantes.

Gracias por la compañía hasta tarde en las noches, así como los fines de semana de trabajo, así como el soporte emocional a lo largo del camino. Sin duda fuiste un pilar importante en el desarrollo de este trabajo y fuera de este.

Finalmente agradecer el apoyo económico entregado por la Dirección de Postgrado y la Agencia Nacional de Investigación (ANID-PFCHA/Magíster Nacional/2020 - 22200887) a través de sus programas de becas. Agradecer a todo el equipo de COPAS Sur-Austral, ahora COPAS COASTAL, por su continuo trabajo realizando mediciones y aportando a la ciencia chilena. Sin su trabajo no se hubiera podido contar con la información para este trabajo. También agradecer al Servicio Hidrográfico y Oceanográfico de la Armada (SHOA) por facilitar información adicional para este trabajo.



Resumen

El complejo de fiordos Baker-Martínez es un extenso sistema estuarino compuesto por dos fiordos de orientación zonal, ubicado en Patagonia Central, que recibe la descarga de los dos ríos más caudalosos de la región: el río Baker y el río Pascua. Ubicado entre los Campos de Hielo Norte y Sur, y conectado con el Océano Pacífico a través del Golfo de Penas, este sistema ha sido el foco de un creciente interés para la investigación científica y la conservación, dado su aparente rol en conectar los ecosistemas marinos de la Patagonia con los ríos y glaciares de la región. Este interés ha llevado a un incremento en las observaciones hidrográficas y de diversas variables ambientales en la zona, generando durante la última década numerosos trabajos científicos que han permitido caracterizar aspectos de la variabilidad hidrográfica, hidrodinámica, productividad biológica y biogeoquímica de este sistema, demostrando su estrecha conexión con las fluctuaciones en descargas de agua dulce, y revelando tendencias potencialmente asociadas al cambio climático.

Si bien el conocimiento en la zona ha aumentado, los estudios publicados hasta ahora se han enfocado en fenómenos de escala estacional, mareal o incluso sinóptica, mientras que la variabilidad del sistema a escala interanual ha recibido escasa atención. Dado el volumen de información generado en la última década por mediciones *in-situ*, así como la disponibilidad de información remota para esta zona, en esta tesis se buscó recopilar y sintetizar dicha información con el fin de caracterizar la variabilidad interanual de las condiciones hidrográficas en este sistema de fiordos, y

entender cómo esta variabilidad responde a cambios en el forzamiento atmosférico e hidrológico de la región.

Específicamente, se analizó la variabilidad interanual de forzantes físicos relevantes para las condiciones hidrográficas del sistema (radiación, viento, precipitación y descargas de ríos) y su relación con variabilidad climática de gran escala. Se caracterizó la estructura hidrográfica y las distribuciones de nutrientes en el sistema, y cómo éstas responden a fluctuaciones en la interacción océano-río. Finalmente, se combinó información in situ con datos satelitales para estudiar la variabilidad de la concentración de Clorofila-a, como un *proxy* de la productividad del sistema, y los cambios en cualidades ópticas de la columna de agua en escalas estacionales e interanuales.

Los resultados indican que la variabilidad interanual en el caudal de los ríos Baker y Pascua responde a la variabilidad de la radiación solar neta (Q_{net}) y de la precipitación en la zona, y que éstos a la vez se correlacionan estacionalmente con índices para El Niño (MEI) y la Oscilación Antártica (AAO). Además de la señal estacional, las series de tiempo de variables físicas revelaron variabilidad significativa en periodos de 2.5 años, lo que indica una posible influencia de procesos de escala regional sobre el sistema. La hidrografía y condiciones de nutrientes responden principalmente a la variabilidad en descarga de los ríos, la cual impone las condiciones de estratificación y gradientes horizontales en el sistema. En términos biológicos, los registros disponibles (in situ y satelitales) indican la ausencia de un ciclo anual marcado en la biomasa fitoplanctónica, y posiblemente en la productividad del sistema. La fluorescencia satelital (nFLH) mostró un patrón temporal que sugiere el acople con el ciclo anual del caudal de ríos. Sin embargo, la variabilidad temporal en características ópticas (i.e. espectro de reflectancia) de la columna de agua en la zona es mucho más compleja que la variabilidad de los ríos de la zona. Adicionalmente, los resultados revelaron que el invierno de 2016 fue altamente anómalo en el sistema. Una combinación de

entradas de agua dulce reducidas, lo que permitió una mayor influencia oceánica en el sistema, mayor radiación solar y mayor absorción de ésta en la columna de agua se proponen como el mecanismo para explicar la alta biomasa fitoplanctónica observada en el invierno de 2016, superando a otros inviernos en el registro e incluso a algunos veranos en algunas secciones del fiordo.

En conjunto, estos resultados revelan la necesidad de estudios específicamente dirigidos a conectar las variaciones en color y propiedades ópticas de la columna de agua en el fiordo con las condiciones de productividad y composición del fitoplancton. Llenar estas brechas de conocimiento permitirá una caracterización y comprensión más detallada de los procesos que generan la variabilidad interanual en el complejo de fiordos Baker-Martínez, así como la influencia de este sistema estuarino en las tramas tróficas y flujos biogeoquímicos de esta sección de la Patagonia.



Abstract

The Baker-Martínez fjord system (BMFS) is an extensive estuarine system in central Patagonia, composed of two zonally-oriented fjords which receive the discharges of the two largest rivers in the region: the rivers Baker and Pascua. Due to its location, between the Northern and Southern Ice Fields, and its apparent role in connecting the rivers and glaciers of Patagonia with the adjacent marine ecosystems, there has been growing interest in scientific research and conservation efforts focused on this system. Consequently, data on the hydrographic structure and other environmental features in the area have been collected over the past decade, generating numerous scientific publications that describe different aspects of the hydrographic variability, hydrodynamics, biological productivity, and biogeochemistry of this system. These studies have revealed a strong relationship between the dynamics of this system and fluctuations in freshwater discharges and suggest potential trends associated with the effects of climate change in the region.

The scientific studies published thus far have focused on phenomena spanning seasonal, tidal, and synoptic scales. However, the variability at interannual scale has received little attention. Given the large amount of *in-situ* measurements available, as well as information derived from remote sensing, the objective of this thesis was to characterize the interannual variability of hydrographic conditions in the BMFS and analyze how such variability responds to changes in physical and atmospheric forcing at a regional scale.

Specifically, the interannual variability of physical forcing (solar radiation, wind, precipitation, and river discharge) and its relationship with climatic variability were analyzed. The hydrographic structure and nutrient distribution and their response to fluctuations in river-ocean interaction were characterized. Finally, the variability in Chlorophyll-a concentrations, used as a proxy for productivity in the system, and the optical properties of the water column were studied over seasonal and interannual scales.

The results indicate that the interannual variability in freshwater discharges from the Baker and Pascua rivers responds to variability in net surface radiation (Q_{net}) and precipitation in the area and that these variables are, in turn, correlated with indices for El Niño (MEI) and the Antarctic Oscillation (AAO). The time series of physical variables revealed that, in addition to the annual cycle, there is significant variability at periods of 2.5 years, which may indicate an influence of regional-scale physical phenomena. Hydrographic and nutrient conditions in the system respond mainly to variability in river discharges, which drive the stratification and horizontal gradients along the BMFS. In terms of biological features, the available data from in situ and satellite measurements indicated the absence of a clear annual cycle in phytoplankton biomass and possibly in primary productivity. Data on satellite fluorescence (nFLH from MODIS-Aqua) showed a temporal pattern that suggests a coupling of photosynthetic pigments and river discharges. However, patterns of temporal variability in optical features (i.e., reflectance spectrum) of the water column in the BMFS are more complex than the fluctuations in river outflow. Additionally, the analyses revealed that the winter of 2016 was anomalously warm and dry in the region. A combination of reduced freshwater inputs, which increased the oceanic influence along the BMFS, increased solar radiation, and greater absorption of such radiation in the water column, are proposed as an explanation for the high levels of phytoplankton biomass observed during the winter of 2016, which was greater than

other winters on record, and even greater than in summer at some sections of the fjord.

Together, these results highlight the need to conduct studies specifically aimed at connecting the fluctuations in surface color and optical properties of the water column with the productivity and composition of phytoplankton in the BMFS. Filling these knowledge gaps will improve our understanding of the processes driving interannual variability in hydrography and biological productivity in the BMFS, as well as the influence of this fjord system on marine food webs and biogeochemical fluxes in this section of Patagonia.



Capítulo 1

Introducción

1.1. La Patagonia Chilena

En el escenario global, Chile es uno de los principales productores acuícolas (FAO, 2020) debido a las condiciones prístinas y alta productividad biológica de sus aguas costeras, particularmente en el extremo sur. En términos de regímenes de productividad, la costa chilena se puede separar en 2 regiones principales. La primera corresponde a los dos tercios de costa chilena inmersa en el sistema de corrientes de Perú-Chile, afectada estacional o permanentemente por la surgencia costera, y que se ubica desde aproximadamente los 44°S hacia el norte. Esta región forma parte de uno de los sistemas de surgencia de borde oriental, que cubren una pequeña porción del océano mundial, pero son sistemas altamente productivos en términos de biomasa fitoplanctónica y producción pesquera (Chavez y Messié, 2009). Dada la importancia ecológica, biogeoquímica y económica de esta región costera (Thiel et al., 2007), y la relevancia de los sistemas de surgencia a nivel global, esta región ha sido el foco principal de la investigación científica desarrollada en las últimas 3 décadas, lo cual ha generado un vasto conocimiento sobre procesos y fenómenos oceanográficos relevantes tales como las zonas de mínimo oxígeno (Ulloa y Pantoja, 2009), El Niño-

Oscilación del Sur (ENSO) (Montecinos y Gomez, 2010), formación de remolinos de mesoescala (Chaigneau et al., 2009) y procesos de submesoescala (Thomsen et al., 2016).

La otra región oceanográfica de interés en la costa chilena corresponde a los fiordos y canales Patagónicos, entre los 41°S y 56°S. Este tercio sur del territorio nacional se caracteriza por una extensa línea de costa, topografía muy compleja y una fuerte influencia del agua dulce de origen continental (Pantoja et al., 2011; Silva y Vargas, 2014). A diferencia de la región dominada por la surgencia costera, donde la alta productividad responde principalmente al ascenso de aguas frías con un alto contenido de nutrientes, la productividad en la Patagonia Chilena está dominada por el balance entre la influencia oceánica - principalmente de la Corriente Circumpolar Antártica - y los aportes de agua dulce, materia orgánica y nutrientes descargados por ríos y glaciares, generando uno de los sistemas estuarinos más extensos a nivel global (Acha et al., 2004; Stramma et al., 1995). Adicionalmente, la Patagonia Chilena alberga los cuerpos de hielo continental más extensos del hemisferio sur. En conjunto, los Campos de Hielo Norte (CHN), Campos de Hielo Sur (CHS) y Campos de Hielo de la Cordillera Darwin (Aniya et al., 1996; Aniya, 1988) conforman una de las mayores reservas de agua dulce continental del planeta.

1.1.1. Clima y oceanografía de la zona

El clima y condiciones atmosféricas de la Patagonia Chilena responden principalmente al efecto de los vientos del Oeste o Westerlies. A diferencia de su contraparte del hemisferio norte, los Westerlies tienen poca o nula interacción con masas continentales, y por ello generan una de las corrientes más rápidas y de mayor volumen del mundo, la Corriente Circumpolar Antártica (ACC por su sigla en inglés), también conocida como West Wind Drift current (WWD) (Stramma et al., 1995; Strub et al., 1998). Estas dos fuentes de forzamiento físico de gran escala interactúan con

el extremo sur de Sudamérica, que es la única masa continental que se extiende más allá de los 45 grados de latitud, y generan las condiciones climáticas características de esta región.

El impacto de la ACC en la zona se ve reflejado en un clima templado y húmedo, con una variabilidad estacional modesta en la temperatura del aire y abundantes precipitaciones, resultado de la advección de ondas baroclínicas de Rossby y sus respectivos sistemas de alta y baja presión atmosférica, los que al interactuar con la Cordillera de los Andes generan altos volúmenes de precipitación en el sector oeste debido a efectos orográficos, y condiciones secas en el sector este de la Patagonia, generando un gradiente muy marcado entre la costa Pacífica y Atlántica de la Patagonia (Garreaud et al., 2013).

Debido al impacto del flujo zonal en las precipitaciones en Patagonia, se espera que diversos modos de variabilidad de gran escala afecten directa o remotamente a la zona. Se ha mostrado la existencia de correlaciones y modulaciones de diferentes modos climáticos con variables atmosféricas, como El Niño-Oscilación del Sur (ENSO) y el modo anular del Sur u Oscilación Antártica (AAO) (Garreaud et al., 2009; Silvestri y Vera, 2009). Sobre esto, también se ha documentado eventos en los cuales ambos modos interactúan y generan condiciones anómalas sobre la zona, como las condiciones secas que se dieron el año 2016 a lo largo de Patagonia, con diversos efectos negativos en la zona (Garreaud, 2018).

Con respecto a las condiciones oceanográficas, la zona presenta principalmente 3 masas de agua características, asociadas a la interacción océano-ríos predominante de la zona. En superficie, las costas patagónicas se caracterizan por una baja salinidad, efecto directo de los diversos ríos presentes en la zona, aguas que se caracterizan por tener altas concentraciones de ácido silícico, pero bajas concentraciones de fosfato y nitrato. Estas aguas se denominan Agua Estuarina (EW). Bajo esta capa de baja

salinidad, la circulación advecta a la zona Agua Sub Antártica (SAAW), la cual aporta nitrato y fosfato al sistema (Dávila et al., 2002; Palma y Silva, 2004). Esta masa de agua ingresa a los diferentes fiordos y canales de la región, generando una circulación estuarina y fuertes gradientes de salinidad y nutrientes tanto en la vertical como en la horizontal. La interacción por mezcla vertical de estas dos masas de agua en fiordos y canales genera el Agua Sub Antártica Modificada (MSAAW) (Sievers y Silva, 2008). Además, se han observado intrusioniones de Agua Ecuatorial Subsuperficial (ESSW), ingresando incluso a algunos canales y fiordos en el extremo norte de la región (Silva y Vargas, 2014). En la zona más profunda de la Patagonia también se encuentra Agua Intermedia Antártica (AIWW, 200-1000m) y bajo ésta el Agua Profunda del Pacífico (PDW).

La gran cantidad de ríos que desembocan en la zona convierte a la Patagonia Chilena en una región estuarina de gran importancia, tanto por la alta productividad de sus aguas interiores como por los volúmenes de agua dulce que descarga al océano adyacente, y la influencia de estas descargas sobre la hidrodinámica y productividad del océano costero. Estas condiciones estuarinas y la alta productividad biológica asociada han hecho que la Patagonia atraiga un creciente interés por parte de la industria acuícola.

1.1.2. Evidencia de cambio climático

Las tendencias de calentamiento asociadas al cambio climático también se han observado en Patagonia. Diversos estudios ya han cuantificado la pérdida de hielo en la región, asociada al derretimiento de los Campos de Hielo Norte y Campos de Hielo Sur (Willis et al., 2012). Este derretimiento de glaciares conlleva un aporte importante para el aumento del nivel del mar. Así mismo, estudios basados en datos de estaciones pluviométricas locales, y estudios basados en anillos de crecimiento de árboles, han mostrado que en la región ha habido una disminución en la intensidad

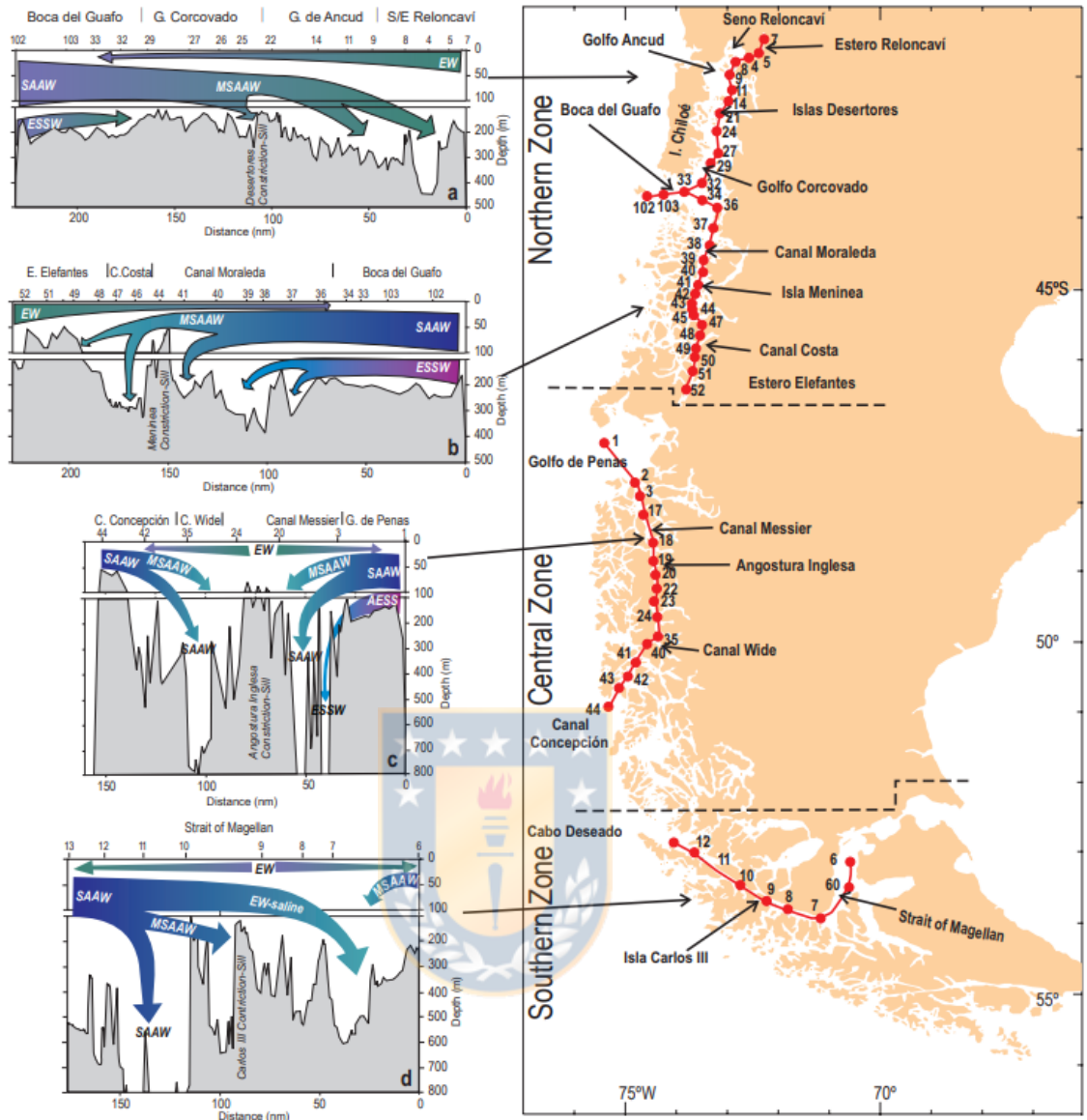


Figura 1.1: Distribución de masas de agua a lo largo de los canales de la Patagonia Chilena. EW = Agua Estuarina; SAAW = Agua Subantártica; MSAAW = Agua Subantártica modificada; ESSW = Agua Ecuatorial Subsuperficial. Extraído de Sievers y Silva (2008).

del viento zonal y de las precipitaciones en las últimas décadas, la cual es más marcada en verano y otoño (Garreaud et al., 2013; Muñoz et al., 2016). Esta disminución de precipitaciones también se ha visto reflejada en una caída en la descarga de agua dulce en ríos de la región (Lara et al., 2008; León-Muñoz et al., 2018; Muñoz et al., 2016). Adicional a esta disminución de caudal, Ross et al. (2020) mostraron que en las últimas décadas ha habido un incremento en la ocurrencia de eventos de vaciado

abrupto de un lago de origen glacial - conocidos como GLOFs (Glacial Lake Outburst Flood) -, con el consecuente aumento transitorio en el caudal de ríos y en el riesgo de inundaciones peligrosas para los asentamientos humanos.

Toda la evidencia anterior ha llevado al aumento del interés científico en la región, incrementando el conocimiento a escala regional y local de las dinámicas de la zona. Por ejemplo, se ha establecido las escalas de variabilidad del forzante físico regional (Narváez et al., 2019), así como la relación regional entre el caudal de los ríos y la productividad (Cuevas et al., 2019; Jacob et al., 2014). Sin embargo aún queda mucho por dilucidar en términos de la variabilidad interanual de las diferentes cuencas y fiordos de la zona, y cómo cada una puede estar siendo afectada por las tendencias ligadas al cambio climático y las condiciones antropogénicas y naturales locales.

1.2. Dinámica física e importancia biogeoquímica de los fiordos



Los fiordos corresponden a sistemas estuarinos profundos, generalmente largos originados por el retroceso de glaciares. Debido a este origen glacial, los fiordos solo se encuentran en latitudes medias a altas, y en el hemisferio sur solo se encuentran en la Patagonia Chilena, Nueva Zelanda y la Antártica. Los fiordos están compuestos por una entrada de agua dulce, generalmente en su sección más interna (cabeza), que puede provenir directamente de un glaciar o de un río de origen glacial. En el extremo más externo (boca) del fiordo, usualmente se encuentra una elevación del fondo, denominada "sill", que bloquea parcialmente el intercambio de agua con el océano adyacente (Farmer y Freeland, 1983; Inall y Gillibrand, 2010). La profundidad del sill determina en buena medida la interacción fiordo-océano y la dinámica de recambio de agua en su interior, por lo que los fiordos presentan un amplio rango de condiciones dependiendo de las características de su sill, las entradas de agua dulce

y la topografía relacionada.

La circulación en fiordos es típicamente del tipo estuarina de 2 capas, con una capa superficial de baja salinidad que sale del sistema hacia el océano, y un flujo de compensación que entra desde el océano, ingresando agua más densa y con diferentes propiedades físico-químicas al sistema. Esta diferencia de características oceanográficas genera fuertes gradientes verticales y horizontales (Farmer y Freeland, 1983; Inall y Gillibrand, 2010). La diferencia de salinidad entre las capas superficial y profunda genera una marcada haloclina y pycnoclina en el sistema, lo cual actúa como barrera a los movimientos verticales. Sin embargo, dependiendo de la profundidad del fiordo, este puede presentar desviaciones de la circulación de 2 capas, presentando 3 capas y un desacople de la circulación superficial con respecto a la circulación profunda del sistema (Farmer y Freeland, 1983; Inall y Gillibrand, 2010). Esta variedad de patrones de circulación puede darse dentro de un mismo fiordo - como variabilidad estacional - y define las características verticales de la hidrografía. En algunos fiordos el agua profunda puede permanecer en el sistema por un tiempo suficientemente largo como para generar condiciones de anoxia (Castillo et al., 2016; Cottier et al., 2010; Inall y Gillibrand, 2010). Estudios sobre los forzantes de la circulación e intercambio de agua fiordo-océano han mostrado que las diferencias de densidad entre aguas oceánicas e interiores son el principal mecanismo que regula la entrada de aguas oceánicas a los fiordos, diferencia que a su vez depende de los flujos de calor y la velocidad y dirección del viento (Aiken, 2012; Nilsen et al., 2008; Spall et al., 2017; Sundfjord et al., 2017).

La alta estratificación asociada a las condiciones físicas del sistema también impacta la distribución de nutrientes en el sistema. En general, el oxígeno es abundante en superficie, debido al contacto con la atmósfera y a la productividad primaria. Debido a las diferencias de origen del agua dulce superficial y el agua en profundidad, gene-

ralmente el sistema presenta gradientes verticales en nutrientes, como altos niveles de nitrato y ortofosfato en profundidad y altos niveles de sílice en superficie, como es característico de la Patagonia Chilena (González et al., 2013) donde la estratificación además juega un papel importante al limitar el intercambio de nutrientes de una capa a otra. De la misma manera, los fiordos presentan gradientes horizontales relacionados con el nivel de impacto que tiene el río en el sistema. El efecto del agua dulce disminuye al aumentar la distancia a la cabeza del fiordo, y la haloclina se hace más somera. Horizontalmente esto se observa como una cuña superficial de agua de baja salinidad que disminuye su grosor a medida que aumenta la distancia a la cabeza del fiordo, aunque en algunos sistemas y épocas del año puede llegar a ser lo suficientemente importante para impactar la zona costera adyacente (Saldías et al., 2019).

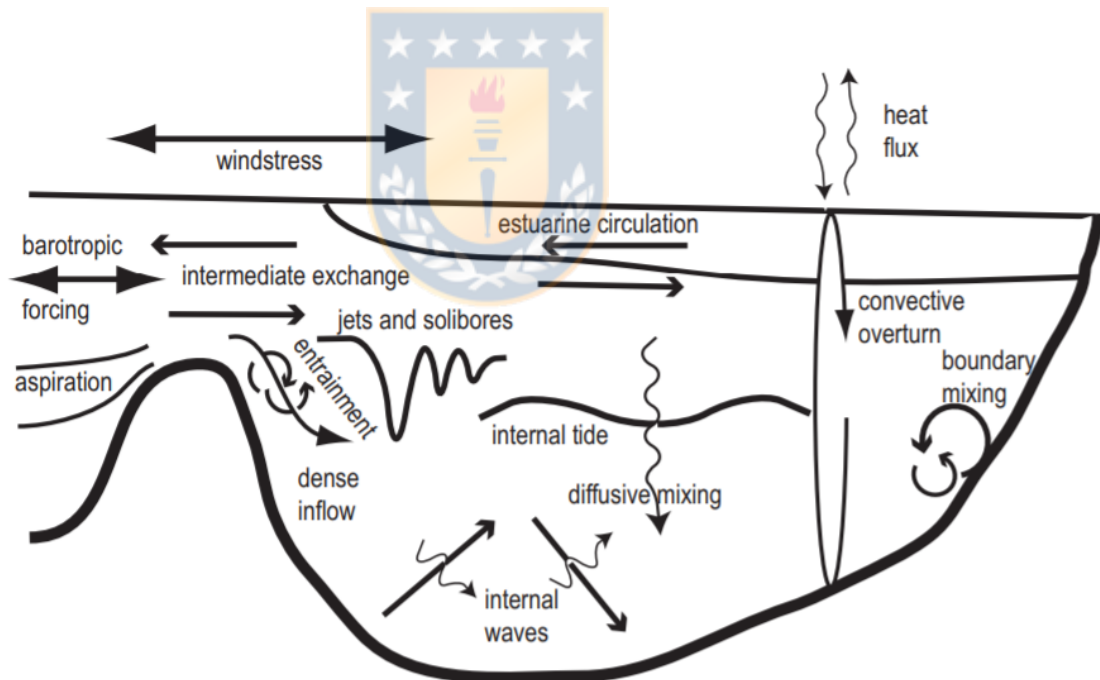


Figura 1.2: Esquema de principales procesos físicos que ocurren en un fiordo de latitud media. Extraído de Inall et al. (2010).

Desde un punto de vista biogeoquímico, los estuarios han sido catalogados como sistemas importantes para el balance global de CO_2 . Inicialmente, se considera a los estuarios como zonas de emisión de CO_2 atmosférico, debido a la alta entrada de

nutrientes y materia orgánica de origen continental a estos sistemas y la consecuente sobresaturación del estuario con respecto a las concentraciones de CO_2 atmosférico (Chen y Borges, 2009; Chen et al., 2012; Laruelle et al., 2010). Sin embargo, la escasez de datos a nivel global y la alta heterogeneidad espacial en los flujos de carbono océano-atmósfera aún no permiten determinar si a nivel global los estuarios funcionan como fuentes o sumideros de carbono. Esto es mucho más marcado en los estuarios de tipo 4, i.e. fiordos (Dürr et al., 2011), que corresponden a un 43% de la superficie estuarina global, y que sin embargo presentan una cantidad de datos de flujos de carbono considerablemente pobre con respecto a estuarios de tipo 1 y 2 (Laruelle et al., 2010).

En la última década, algunos estudios han comprobado que los fiordos actúan como sumideros de carbono orgánico (Smith et al., 2015) y de CO_2 (Fransson et al., 2015; Rysgaard et al., 2012), dando cuenta de hasta el 11% del secuestro de carbono orgánico del océano global (Smith et al., 2015), y pudiendo presentar una alternancia estacional en su rol de sumidero o fuente de carbono (Torres et al., 2011). Sin embargo, de la misma manera que un conjunto de variables determina la dinámica física e hidrográfica de un fiordo, la dinámica de este secuestro depende de un conjunto de variables como el tipo de glaciar de origen, la geometría del fiordo, los nutrientes limitantes y la interacción de forzantes físicos dentro del sistema (Hopwood et al., 2020).

Debido a la alta dependencia de factores geográficos y físicos, si bien hay aspectos generales de los fiordos como su circulación y la presencia de estructuras características como sills o una pluma de baja salinidad, la evidencia indica que cada fiordo presenta características únicas en su física y biogeoquímica debido a condiciones locales, lo cual amerita una caracterización a nivel individual para poder entender el rol de estos sistemas estuarinos a escala global.

1.3. El complejo de fiordos Baker-Martínez

Dentro de la Patagonia Chilena, se encuentra el sistema de fiordos Baker-Martínez (BMFS), aproximadamente a 48°S. El sistema consiste en 2 canales de orientación zonal (Canal Baker y Canal Martínez), los cuales se conectan al océano adyacente a través del Golfo de Penas y reciben las descargas de los dos ríos más caudalosos de la región: el río Baker y río Pascua. Además, el BMFS recibe aportes de agua dulce del río Bravo, y de los glaciares Steffen y Jorge Montt. Este complejo de fiordos se ubica entre los Campos de Hielo Norte y Sur, donde se originan los ríos Baker y Pascua, respectivamente. Al igual que otros fiordos en la región, este sistema presenta una configuración estuarina con agua oceánica en profundidad, específicamente Agua Subantártica (SAAW) y una capa superficial de agua fluvial y agua estuarina (EW) (Aiken, 2012). La interacción entre EW y SAAW genera una capa intermedia de agua modificada (MSAAW), cada una identificable por un rango específico de salinidad (Aiken, 2012). Debido a la distribución de aguas oceánicas y fluviales, el sistema presenta fuertes gradientes verticales en nutrientes, presentando agua dulce con altas concentraciones de sílice en superficie y aguas salinas con altos niveles de nitrato y ortofosfato en profundidad (González et al., 2013).

Junto con estar compuesto por los dos canales ya mencionados, otra peculiaridad de este sistema estuarino es que no se observa un sill típico en la boca como en otros fiordos. En este caso el Golfo de Penas actúa como la principal restricción geomorfológica a la conexión fiordo-océano. La entrada de agua oceánica al sistema está mediada por el ajuste de la hidrografía de los canales a los cambios de boyantez generados en el Golfo de Penas. Específicamente, el calentamiento superficial en verano permite la entrada de agua oceánica al sistema, generando un régimen estacional de intercambio de agua, que puede observarse luego como un máximo de temperatura subsuperficial al interior de los canales (Aiken, 2012; Moffat et al., 2018). Adicional-

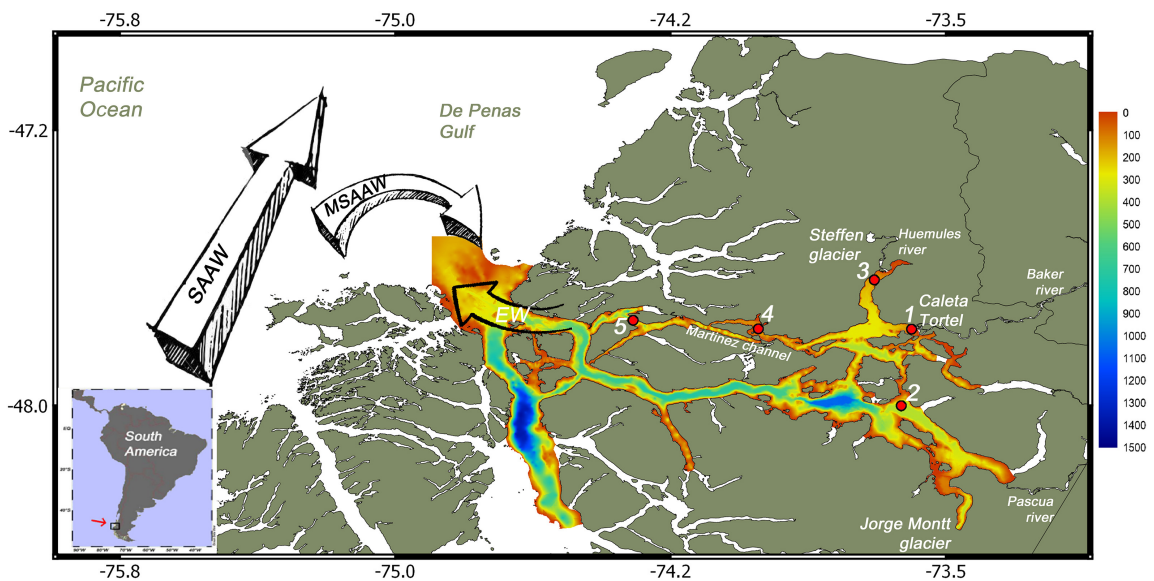


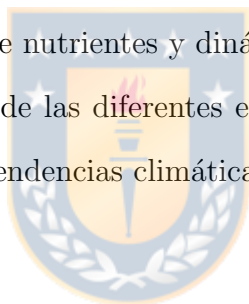
Figura 1.3: Distribución de masas de agua y batimetría del complejo de fiordos Baker-Martínez. EW = Agua Estuarina; SAAW = Agua Subantártica; MSAAW = Agua Subantártica modificada. Extraído de Castillo et al. (2020).

mente se ha observado un patrón de circulación que es más complejo que el típico esquema de circulación estuarina de 2 capas, observándose asimetrías y heterogeneidades espaciales a lo largo del sistema y en diferentes épocas del año (Meerhoff et al., 2015; Ross et al., 2015).

Diversos estudios en la última década han mostrado la estrecha relación que presenta el sistema entre la variabilidad biológica - especialmente en la composición y abundancia del plancton - y el comportamiento estacional de las descargas de agua dulce en la zona (González et al., 2013; Meerhoff et al., 2013, 2014). En cuanto a la productividad primaria en la zona, estudios de los sedimentos han mostrado que el patrón espacial de productividad en el sistema se ve reflejado en el contenido de carbono en los sedimentos superficiales (Rebolledo et al., 2019), lo cual sugiere que este sistema presenta un importante nivel de exportación de carbono orgánico y captura de CO_2 (Torres et al., 2011).

En las últimas dos décadas se ha incrementado sustancialmente el número de estudios científicos y observaciones oceanográficas desarrollados en el sistema de fiordos

Baker-Martínez, lo cual ha generado importantes avances en sentar las bases para entender la variabilidad de los diferentes componentes físicos y biogeoquímicos de la zona. Sin embargo, estos estudios han abordado escalas temporales no mayores a la estacional, enfocándose en patrones detectados o tasas estimadas durante campañas oceanográficas individuales (e.g. Meerhoff et al., 2015), o en el análisis de registros continuos de corta duración (e.g. Ross et al., 2020). Esto ha llevado a que aún se desconozca cómo el sistema varía en escalas más largas como la escala interanual, que es necesaria para sentar las bases de variabilidad natural del sistema y poder entender el impacto que las tendencias climáticas globales pueden tener sobre su productividad y rol biogeoquímico. Es por eso que en este trabajo se presenta un análisis que recurre a toda la data disponible para el BMFS para caracterizar la variabilidad interanual de los forzantes físicos del sistema, y el impacto de éstos sobre la hidrografía, condiciones de nutrientes y dinámica biológica del sistema, con el fin de mejorar el conocimiento de las diferentes escalas de variabilidad y respuesta de este sistema a las actuales tendencias climáticas a escala global y regional.

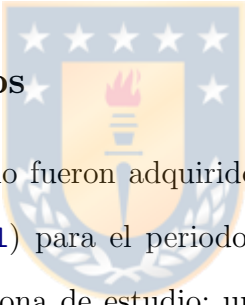


Capítulo 2

Materiales y Métodos

2.1. Data utilizada

2.1.1. Caudal de ríos



Datos de caudal medio diario fueron adquiridos de la Dirección General de Aguas de Chile (DGA, www.dga.cl) para el periodo comprendido entre los años 2004 y 2018 en 2 estaciones de la zona de estudio: una para el río Baker (Estación Colonia [47.354°S, 72.853°W]) y otra para el río Pascua (Estación Junta río, [48.159°S, 73.088°W]). Complementariamente se utilizó datos del producto FLOW distribuido por el Instituto de Fomento Pesquero (IFOP) en su plataforma Chonos (<http://chonos.ifop.cl/flow/visor>). El producto FLOW corresponde a una simulación de las descargas de agua dulce a lo largo de la Patagonia chilena y está basado en el modelo hidrológico VC (Hamman et al., 2018; Liang et al., 1994).

Para rellenar las brechas presentes en la data de las estaciones fluviométricas de la DGA, se utilizó una regresión lineal tipo 2 (Legendre y Legendre, 2012) donde los datos del modelo FLOW para las cuencas del río Baker y Pascua se utilizaron como la variable predictora. Detalles de la validación y generación del ajuste se encuentran

en el Anexo 1.

2.1.2. Datos de viento

Se utilizaron los datos del producto de reanálisis ERA5 (Hersbach et al., 2020) obtenidos a través de la plataforma Copernicus (<https://cds.climate.copernicus.eu/>). Específicamente se hizo uso de datos de velocidad zonal y meridional del viento a 10 m sobre el nivel del mar entre 1980 y el presente. Estos datos tienen resolución espacial de $0.25^{\circ} \times 0.25^{\circ}$ y resolución temporal de 1 hora.

Para validar los datos de ERA5 se utilizaron mediciones *in situ* obtenidas por dos estaciones meteorológicas ubicadas en faros de la Armada de Chile. Se utilizaron datos registrados cada 3 horas entre los años 2008 y 2018 en los faros San Pedro (47.72°S , 74.89°W) y Raper (46.82°S , 75.62°W). Detalles de la validación y análisis correspondientes se encuentran en el Anexo 2.

2.1.3. Datos de precipitación y flujos de calor

Se obtuvieron datos horarios de precipitación para el periodo 1980-2020 del producto de reanálisis ERA5 (Hersbach et al., 2020). Estos datos fueron transformados a la unidad de interés siguiendo la documentación correspondiente (<https://confluence.ecmwf.int/display/CKB/ERA5%3A+data+documentation>), integrados en escala diaria y, posteriormente, escala mensual para obtener campos de precipitación acumulada en la zona de estudio.

Para el análisis de la radiación solar y flujos de calor asociados al balance radiativo, se obtuvieron datos horarios de radiación de onda corta neta (SWF), radiación de onda larga neta (LWF), flujo neto de calor sensible (SHF) y flujo neto de calor latente (LHF) del producto ERA5. Estos datos fueron integrados para el intervalo horario 8:00-19:00 (12:00-23:00 UTC) y posteriormente integrados a escala mensual.

Usando estas 4 variables, se calculó el calor neto (Q_{net}) recibido en el área de estudio mediante la ecuación:

$$Q_{net} = SWF + LWF + SHF + LHF \quad (2.1)$$

con lo cual se obtuvieron campos mensuales de calor acumulado neto para la zona de estudio, abarcando desde enero de 1979 hasta diciembre de 2020.

2.1.4. Índices climáticos

Se estudió la relación entre variables de interés en la zona y el forzamiento remoto de gran escala. Para ello se utilizaron 5 índices climáticos relacionados con forzamiento ecuatorial y forzamiento antártico.

Con respecto al forzamiento ecuatorial, se utilizaron 2 índices para evaluar los posibles efectos de eventos El Niño-Oscilación del Sur (ENOS) en la zona: el Multivariate El Niño Index (MEI V2) y el Oceanic El Niño Index (ONI). El MEI es el resultado de un análisis de funciones ortogonales empíricas (EOF) de 5 variables de interés afectadas por eventos El Niño: temperatura superficial del mar, presión atmosférica a nivel del mar, componentes zonal y meridional de velocidad del viento, y radiación de onda larga que sale de la atmósfera (Wolter y Timlin, 1998). Por otro lado, el ONI corresponde a un índice que caracteriza la anomalía típica de temperatura ecuatorial (Trenberth, 1997). Este índice se calcula aplicando una media móvil de 3 meses sobre las anomalías estandarizadas de temperatura entre las regiones 3 y 4 en el Ecuador. Además de índices de ENOS, se utilizó el índice asociado a la Oscilación Decadal del Pacífico (PDO) (Mantua et al., 1997) para analizar oscilaciones con periodos mayores a eventos el Niño, pero que generan anomalías de temperaturas similares en la región del océano Pacífico Norte y Ecuatorial y que también tienen diferentes

efectos a escala global (Newman et al., 2016).

Para caracterizar el forzamiento antártico se utilizaron 2 índices: el Modo Anular del Sur (SAM)(Marshall, 2003), que describe la diferencia de presión entre 45°S y 60°S utilizando mediciones de estaciones meteorológicas, y el Índice de la Oscilación Antártica (AAO) (Gong y Wang, 1999) que corresponde a la primera componente de la EOF de la presión mensual de 700 hPa, desde 20°S hasta el polo. Ambos índices caracterizan el mismo fenómeno atmosférico, pero sus valores presentan algunas diferencias que pueden impactar resultados derivados de su análisis (Ho et al., 2012).

Los índices MEI y PDO se obtuvieron desde el NOAA Physical Sciences Laboratory (<https://psl.noaa.gov/enso/mei/>), los índices ONI y AAO son generados y distribuidos por el National Weather Service Climate Prediction Center (<https://www.cpc.ncep.noaa.gov/>), y el SAM se obtuvo del National Center for Atmospheric Research (NCAR) (<https://ncar.ucar.edu/>).

2.1.5. Data Hidrográfica e *in situ*

El aumento de interés científico en la zona ha resultado en la generación de un numerosas campañas oceanográficas y por lo tanto de abundante información *in situ* que hasta ahora no ha sido analizada en su conjunto. Para este trabajo se recopiló toda la información hidrográfica disponible asociada a campañas realizadas entre los años 2008 y 2018 (Fig. 2.1). Esto incluye diversos cruceros CIMAR realizados por el Comité Oceanográfico Nacional (CONA) y campañas del centro de investigación COPAS-Sur Austral de la Universidad de Concepción. El detalle de los datos recopilados se entregan en la Tabla 2.1.

También se recopiló información de nutrientes (nitrato, fosfato, ácido silícico) medidos en algunas de las campañas hidrográficas, las cuales se listan en la Tabla 2.2. Esta información incluye mediciones de nutrientes en muestras de agua, así como perfiles

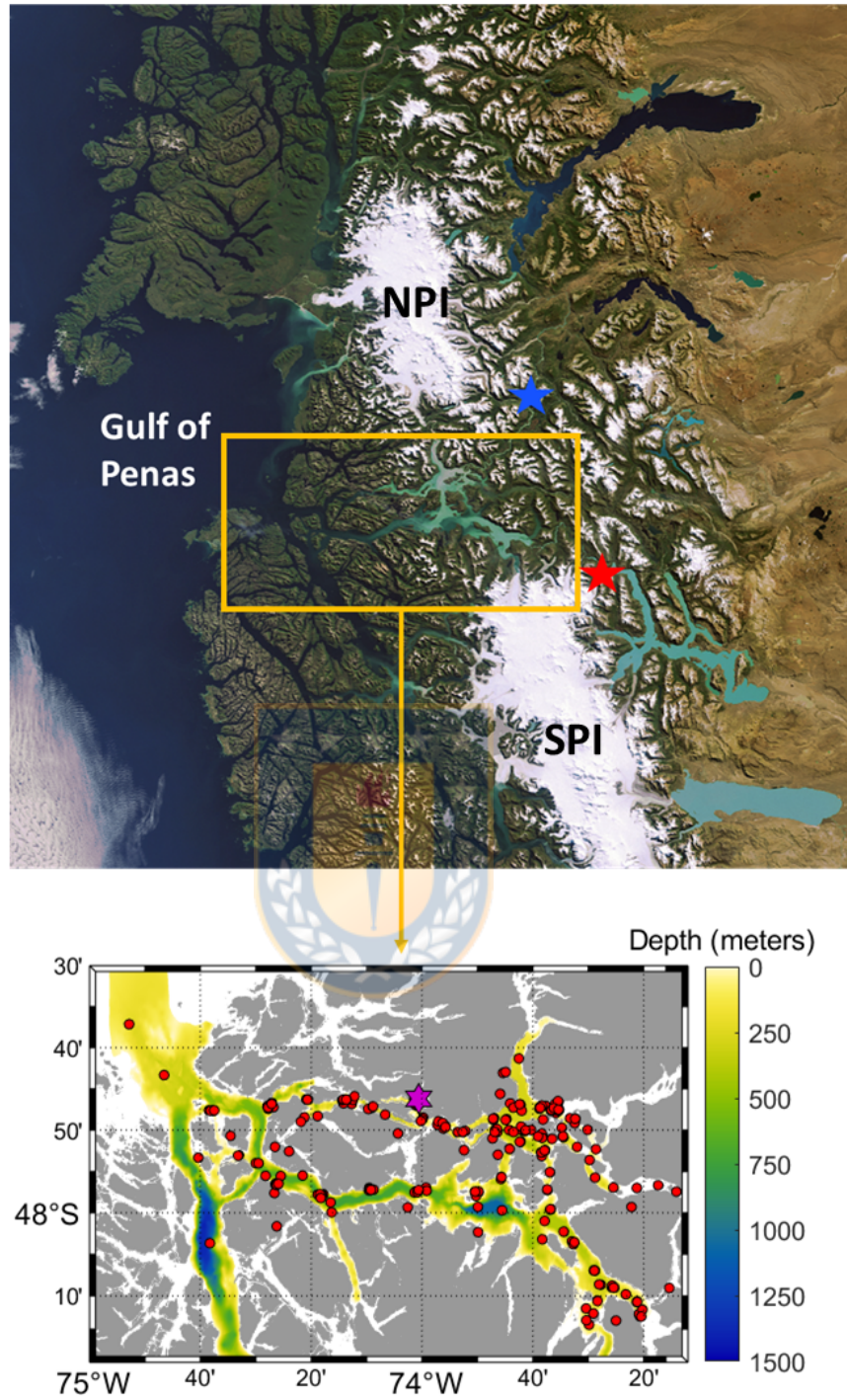


Figura 2.1: Imagen MERIS para el área de estudio (arriba), indicando la localización de las estaciones de la Dirección General de Aguas (DGA). Batimetría del BMFS (color, abajo), estaciones de CTD con información hidrográfica disponible para el periodo de estudio y posición de la Boya LOBO (estrella morada). NPI y SPI corresponden a los Campos de Hielo Norte y Sur (CHN y CHS) respectivamente

Tabla 2.1: Campañas hidrográficas realizadas en la zona de estudio, indicando canal de medición, número de perfiles por campaña y disponibilidad de datos de fluorescencia. Todas las campañas fueron realizadas utilizando un CTD Seabird 25

Crucero	Fecha	Área	Fluorescencia	No. de Perfiles
COPAS Sur-Austral	Sep 2008	Tortel-Steffen	No	17
CIMAR 14	Nov 2008	Ambos canales	No	15
COPAS Sur-Austral	Feb 2009	Tortel	No	4
COPAS Sur-Austral	Oct 2012	Canal Martínez	Si	10
COPAS Sur-Austral	Feb 2013	Canal Martínez	Si	46
COPAS Sur-Austral	Nov 2013	Ambos canales	No	19
COPAS Sur-Austral	Ago 2014	Ambos canales	Si	6
COPAS Sur-Austral	Oct 2014	Ambos canales	Si	17
CIMAR 20	Oct 2014	Ambos canales	Si	15
COPAS Sur-Austral	Ene 2015	Ambos canales	Si	6
COPAS Sur-Austral	Oct 2015	Ambos canales	No	28
COPAS Sur-Austral	Ene 2016	Ambos canales	Si	30
COPAS Sur-Austral	Mar 2016	Ambos canales	Si	27
COPAS Sur-Austral	Ago 2016	Ambos canales	Si	52
COPAS Sur-Austral	Ene 2017	Ambos canales	Si	35
CIMAR 23	Oct 2017	Ambos canales	No	15

de nitrato derivados de las mediciones del CTD. Las concentraciones de nitrato en los perfiles de CTD fueron estimadas a partir de un sensor óptico modelo SUNA V2 Nitrate Sensor (Satlantic, Canadá), y la función para convertir el voltaje registrado (V) a concentración de nitrato fue:

$$[NO_3] = (27,87xV) - 1,63 \quad (2.2)$$

Junto a los datos de hidrografía y nutrientes, en la mayoría de las campañas se obtuvo además información sobre la concentración de clorofila-a, principalmente mediante el sensor de fluorescencia adosado al CTD. En algunos casos se midió directamente la concentración de clorofila en muestras de agua obtenidas mediante botellas Niskin y sometidas al procedimiento descrito en Cuevas et al. (2019). En la Tabla 2.3 se entrega una lista de las campañas con información sobre clorofila-a en la columna de agua.

Tabla 2.2: Campañas en las cuales se obtuvo información de nutrientes (nitrato, fosfato y ácido silícico), así como el método de medición utilizado.

Crucero	Fecha	Nitrato	Fosfato	Ac. Silícico	Instrumento
CIMAR 14	Nov 2008	Si	Si	Si	Botella
COPAS Sur Austral	Jul 2014	Si	Si	Si	Botella
COPAS Sur-Austral	Oct 2014	Si	No	No	CTD
CIMAR 20	Nov 2014	Si	Si	Si	Botella
COPAS Sur Austral	Ene 2015	Si	Si	Si	Botella
COPAS Sur-Austral	Ene 2016	Si	No	No	CTD
COPAS Sur-Austral	Mar 2016	Si	No	No	CTD
COPAS Sur-Austral	Ago 2016	Si	No	No	CTD
COPAS Sur-Austral	Ene 2017	Si	No	No	CTD



Tabla 2.3: Campañas en las cuales se obtuvo información sobre concentración de clorofila-a, y detalle sobre el método utilizado para obtener las mediciones.

Crucero	Fecha	Instrumento
COPAS Sur-Austral	Oct 2012	Fluorómetro
COPAS Sur-Austral	Feb 2013	Fluorómetro
COPAS Sur-Austral	Nov 2013	Fluorómetro
COPAS Sur Austral	Jul 2014	Botella
COPAS Sur-Austral	Oct 2014	Fluorómetro
COPAS Sur Austral	Ene 2015	Botella
COPAS Sur-Austral	Ago 2015	Fluorómetro
COPAS Sur-Austral	Oct 2015	Fluorómetro
COPAS Sur-Austral	Ene 2016	Fluorómetro
COPAS Sur-Austral	Mar 2016	Fluorómetro
COPAS Sur-Austral	Ago 2016	Fluorómetro
COPAS Sur-Austral	Ene 2017	Fluorómetro

Además de los datos obtenidos durante campañas hidrográficas, se hizo uso de la información obtenida por medio de sensores superficiales adosados a una boya instalada en el sector Isla Irene (47.77°S, 74.01°W), en la sección media del canal Martínez. Los sensores adosados a esta boya, y ubicados a ~ 1 m bajo la superficie, entregan mediciones de salinidad, temperatura, presión, fluorescencia, turbidez, concentración de nitrato y materia orgánica coloreada (CDOM) con una resolución temporal de 1 hora. El registro obtenido cubre el periodo noviembre del 2016 a marzo del 2019.

2.1.6. Datos satelitales

Se obtuvo datos diarios de los productos clorofila-a (Chl-a) y fluorescencia normalizada (nFLH) a partir de imágenes satelitales MODIS (Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer) para el periodo 2002-2020. Estas imágenes fueron obtenidas de la sitio web de la Nasa (<http://oceancolor.gsfc.nasa.gov/>). Se trabajó a partir de imágenes MODIS-Aqua con un nivel de procesamiento L2, con una resolución de 1 km, ajustando las imágenes procesadas a una grilla regular definida entre 46°S-49°S y 73°W-77°W. La resolución de 1km permite obtener información dentro del complejo de fiordos Baker-Martínez, lo que hizo posible generar series de tiempo de Chl-a y nFLH complementarias a la información *in situ*. A su vez, la información *in situ* se utilizó para realizar una validación de los datos derivados de imágenes satelitales.

El algoritmo utilizado para generar el producto Chl-a de MODIS se basa en las bandas de reflectancia asociadas a los colores verde, azul y rojo, utilizando la combinación de 2 algoritmos, el OC3/4 ratio (O'Reilly et al., 1998) y el color index (CI; Hu et al. (2012)). La calidad de las estimaciones de Chl-a obtenidas con este método ha sido verificada principalmente para aguas de Tipo I. En el caso de aguas costeras ópticamente más complejas (Tipo II), trabajos como el de Hu et al. (2015) y Vásquez et al. (2021) han mostrado que el producto Chl-a contiene artefactos asociados a factores como el material terrestre en suspensión, material coloreado que ingresa por

escorrentía superficial (CDOM) e incluso la batimetría local. Por ello, para este tipo de sistemas se ha recomendado utilizar el producto nFLH como un mejor indicador de biomasa fitoplanctónica. El algoritmo de nFLH entrega una estimación de la fluorescencia de pigmentos fotosintéticos (principalmente clorofila-a) disueltos en superficie, utilizando una combinación de bandas asociadas al rojo e infrarrojo (Behrenfeld et al., 2009). Dada la menor penetración del rojo en la columna de agua, el algoritmo de nFLH no se ve afectado por otros componentes del color del océano – aparte de las microalgas – que pueden encontrarse en aguas ópticamente complejas (Szeto et al., 2011). Para verificar la viabilidad del uso de estos algoritmos al interior del BMFS, se realizó una comparación con la información *in situ* disponible de Chl-a derivada de botellas y fluorómetros.

Además de los productos descritos anteriormente, también se obtuvieron imágenes diarias de las diferentes bandas de reflectancia (Rrs) en el rango de la luz visible ($\lambda = 400-700$ nm), para la realización de diferentes caracterizaciones espectrales ($Rrs(\lambda)$). Estas imágenes fueron sometidas al mismo tratamiento que los productos de Chl-a y nFLH de MODIS.

Debido a la topografía y condiciones meteorológicas predominantes en la zona de estudio, debe realizarse una depuración de la data para obtener información lo más limpia posible en la zona costera. El efecto de la topografía y valores escapados cerca de la costa fue suavizado utilizando un filtro espacial 2D para cada imagen diaria. Este filtro consiste en una ventana móvil de 3x3 píxeles, dentro de la cual se calcula la mediana de los datos. Para evitar la propagación de data a píxeles adyacentes, se impuso la condición de un mínimo de 4 píxeles en cada ventana para realizar el cálculo de la mediana, en caso contrario el valor fue sustituido con un NaN. Esto evita que ventanas en las cuales solo exista uno o 2 valores en los extremos, generen un dato falso en el centro de la ventana móvil, generando una extensión artificial de

la data existente.

Con respecto al efecto meteorológico, la presencia persistente de nubes en la zona conlleva que los datos diarios presenten una distribución temporal y espacial muy variable, con muchos días en los cuales no existen datos. Debido a esto se tomaron promedios mensuales con el fin de compensar la alta variabilidad en la presencia de datos diarios. Además, se eliminaron los píxeles que presentaban datos en menos del 2% de los días entre 2002 y 2020, así como los píxeles de compuestos mensuales cuyo valor estuviese basado en menos de 2 datos. Este límite de 2 días se consideró como el mejor balance entre evitar información poco representativa y obtener una cobertura temporal lo más amplia posible en los píxeles que resuelven el interior del BMFS. Se debe notar que estas condiciones afectan principalmente a los píxeles más cercanos a la costa e interior de canales, mientras que en el área oceánica la cobertura mensual de datos se mantiene prácticamente intacta a lo largo del periodo.

2.2. Anomalías estacionales y variables acumuladas

En algunas secciones, el análisis se hizo sobre series y anomalías estacionales o acumuladas. En esta sección se describe esta nomenclatura y como fueron calculadas.

Se define una serie de anomalías estandarizadas $x'(t)$ de una serie de tiempo $x(t)$ como:

$$x'(t) = \frac{x(t) - \bar{x}(t)}{s} \quad (2.3)$$

donde $\bar{x}(t)$ es el promedio temporal de la serie y s es la desviación estándar respectiva. Las anomalías serán diarias, mensuales, anuales, etc., dependiendo de la escala temporal de la serie $x(t)$.

Debido a las condiciones climatológicas de la zona, la configuración estacional clásica de 3 meses por estación no es completamente correcta. Por ello, los promedios estacionales presentados en este trabajo corresponderán a promedios de 6 meses, generando 2 temporadas definidas a partir del comportamiento climatológico del caudal de los ríos Baker y Pascua. La estación de alto caudal corresponde al periodo noviembre-abril, mientras que la estación de bajo caudal va desde mayo hasta octubre. Como resultado, los promedios o anomalías estacionales presentados en esta tesis corresponden a valores obtenidos para los meses recién indicados.

2.3. Análisis de tendencias

La presencia de tendencias interanuales relevantes en las diferentes variables físicas y biológicas de interés fue estudiada realizando ajustes lineales por mínimos cuadrados, siguiendo lo indicado en Thomson y Emery (2014) y comprobando la significancia estadística de los ajustes mediante el test no paramétrico de Mann-Kendall.

2.4. Análisis de correlaciones

La importancia del forzamiento remoto de gran escala en las variables de interés fue estudiada mediante el uso de correlaciones no-paramétricas (Spearman), correlacionando los índices climáticos con campos mensuales (One-point Correlation) de diferentes variables. La significancia de estas correlaciones fue determinada a partir del valor p , considerando un nivel de significancia de $\alpha = 0,05$.

2.5. Análisis de variables predictoras

La importancia de los distintos términos que aportan al caudal de los ríos en la zona y a sus anomalías fue estudiada mediante un modelo lineal ajustado por medio de

una regresión lineal por pasos.

La regresión lineal por pasos o *stepwise*, es un proceso iterativo en que las diversas variables predictoras se incorporan de manera secuencial para ajustar el mejor modelo posible de acuerdo a algún criterio de bondad de ajuste. Si al agregar una variable predictor a al modelo se observa una mejora en el criterio elegido, como por ejemplo puede ser el R^2 , el modelo se actualiza y se continua con la siguiente variable. En caso contrario, si la inclusión de esta variable empeora el ajuste, esta variable se descarta del modelo.

En este trabajo, la regresión *stepwise* fue realizada utilizando la función `stepwiselm` incluida en MATLAB. Se utilizó como parámetro estadístico el valor de R^2 , y lo que se buscaba en cada iteración es la maximización de este valor.

2.6. Análisis de wavelets

Para caracterizar la variabilidad interanual de las frecuencias dominantes en las series temporales analizadas, se utilizó un análisis de ondeletas (*Wavelets* en inglés) sobre las series mensuales. El análisis de *wavelets* permite visualizar la variabilidad temporal de cada frecuencia e identificar los modos dominantes de variabilidad de una serie.

Se utilizó el toolbox para MATLAB “A cross wavelet and wavelet coherence toolbox for MATLAB” creado por Aslak Grinsted y colaboradores (Grinsted et al., 2004). Este toolbox se basa en Torrence y Compo (1998) y entrega los códigos para obtener figuras de *wavelet* de manera directa, incluyendo estimaciones de significancia estadística para la energía representada en los resultados.

El análisis de *wavelet* consiste en tomar una serie x_n , la cual tiene un espaciado temporal constante δt , y realizar una transformación de esta serie al espacio frecuencia-

tiempo, mediante el uso de una función ‘Wavelet’, la cual debe cumplir ciertos criterios como media cero y ser localizada en tiempo y frecuencia (Farge et al., 1992; Torrence y Compo, 1998). Para nuestro caso particular, se utilizó como función base la *wavelet* de Morlet, definida como :

$$\psi_0(\eta) = \pi^{-1/4} e^{i\omega_0\eta} e^{-\eta^2/2} \quad (2.4)$$

Utilizando esta base, la transformada de *wavelet* continua (CWT) de una serie x_n con espaciado temporal constante, se obtiene realizando una convolución de la función $\psi_0(\eta)$ sobre la serie x_n :

$$W_n(s) = \sum_{n'=0}^{N-1} x_{n'} \psi^* \left[\frac{(n' - n)\delta t}{s} \right] \quad (2.5)$$

Esta convolución se realiza variando la escala s , la cual consiste en un factor que modifica la función de *wavelet*, permitiendo así variar el modo de variabilidad que se está analizando. Por otro lado, la convolución se mueve a través del tiempo variando el índice temporal n' . Esta modificación del *wavelet* y translación en el tiempo permiten analizar la energía tanto en tiempo como en frecuencia dentro de la serie estudiada.

Con la transformada anteriormente descrita, se puede generar el espectro del *Wavelet* (*Wavelet Power Spectrum*, WPS), el cual puede entenderse como un símil del espectro de Fourier, en el cual se permite variabilidad a lo largo del tiempo. El WPS se obtiene como:

$$WPS(s) = |W_n(s)|^2 \quad (2.6)$$

El WPS permite estudiar la energía contenida en cada frecuencia (o periodo) que permite resolver la serie, así como analizar la evolución temporal de la energía en cada frecuencia de manera clara.

Se ha observado que el WPS tiende a sobreestimar la energía en los periodos más largos (Torrence y Compo, 1998), lo que aparentemente se debe a la definición de la energía del WPS (2.6). Liu et al. (2007) entregaron una corrección que soluciona este problema, y que consiste en escalar cada valor de energía por la escala a la cual corresponde. Esto se expresa como:

$$Wrec_n(s) = \frac{1}{2^{-n}} W_n(s) \quad (2.7)$$

Con esta *wavelet* rectificada, el WPS(s) se calcula de manera directa, solucionando el problema de la sobreestimación para periodos largos. En este trabajo, el análisis de *wavelet* se basó inicialmente en los algoritmos de Torrence y Compo (1998), aplicando posteriormente la corrección de Liu et al. (2007).

El análisis de *wavelet* anteriormente descrito permite el estudio de los modos de variabilidad de una serie individual en términos de frecuencia y tiempo. De la misma manera uno puede definir una ondeleta cruzada (*cross wavelet*), utilizando los *wavelets* de 2 series individuales. Este *cross wavelet* entrega información de la energía en común que tienen estas series para cada frecuencia, y como esta varia a lo largo del tiempo (Grinsted et al., 2004).

Consideremos 2 series de tiempo, x_n y y_n , ambas con un espaciado temporal constante idéntico. Sean sus transformadas de *wavelet* W^X y W^Y respectivamente, se define la transformada de *cross wavelet* (XWT) de x_n y y_n como:

$$W^{XY} = W^X W^{Y*} \quad (2.8)$$

De la misma manera que para el *wavelet* individual, se puede obtener un espectro de potencia, indicativo de la energía común entre las series del *cross wavelet*:

$$XWS = |W^{XY}| \quad (2.9)$$

Adicional a esto, del *cross wavelet* se puede obtener la fase local relativa entre las series. La combinación del XWS y la fase local permite analizar en qué periodos (o frecuencias) las series presentan energía en común, cómo varía esta energía a lo largo del tiempo y la relación que hay entre estas series a lo largo del tiempo en términos de fase-desfase (Grinsted et al., 2004).

Maraun y Kurths (2004) mostraron que el XWS puede llevar a conclusiones erróneas, debido a que si el WPS de una serie presenta un *peak* de energía muy destacable, esto puede llevar a que el XWS entre esa serie y otra dada también muestre un *peak* de energía, que sin embargo no corresponde a un *peak* compartido de energía. Ante esto, se propone que para estudiar la variabilidad conjunta de 2 series en términos tiempo-frecuencia, se debe optar por analizar la coherencia de ondeletas (*Wavelet Coherence*, WTC). La WTC entre 2 series se define según Torrence y Webster (1999):

$$R_n^2(s) = \frac{|S(s^{-1}W_n^{XY}(s))|^2}{S(s^{-1}|W_n^X(s)|^2)S(s^{-1}|W_n^Y(s)|^2)} \quad (2.10)$$

donde S es un operador para suavizar las transformadas de *wavelet* y *cross wavelet* (Grinsted et al., 2004). El WTC entrega información sobre qué tan coherentes son ambas series utilizadas en el *cross wavelet*, cómo esta coherencia varía para diferentes frecuencias y a la vez a lo largo del tiempo. Dado que es un derivado de la transformada de *cross wavelet*, la información asociada a la fase sigue siendo válida y por lo tanto se obtiene un símil al espectro de coherencia y fase del análisis de Fourier.

La principal diferencia entre XWT y el WTC radica en la normalización al definir el WTC utilizando las WT individuales. Esto lleva a que los problemas asociados a los *peaks* de energía generados por *peaks* individuales en uno de los WPS no generen *peaks* en el WTC. Esto permite estudiar realmente en qué frecuencias y para qué periodos ambas series presentan comportamientos acoplados y, por lo tanto, poder indagar en potenciales mecanismos explicativos (Maraun y Kurths, 2004).



Capítulo 3

Resultados

3.1. Variabilidad interanual de los forzantes físicos

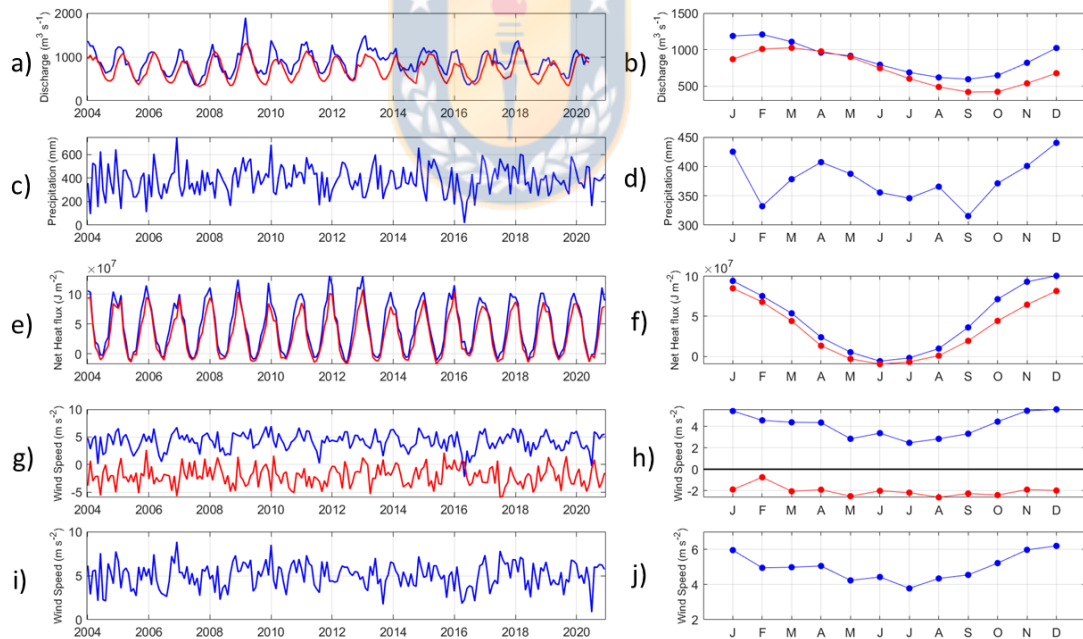


Figura 3.1: Series de tiempo de los principales forzantes físicos usados en este estudio y sus respectivas climatologías mensuales. a-b: Caudal de los ríos Baker (azul) y Pascua (rojo); c-d: Precipitación sobre la región de los canales, e-f: Q_{net} sobre campos de Hielo Norte (CHN, azul) y campos de Hielo Sur (CHS, rojo); g-h: Componentes zonal (azul) y meridional (rojo) del viento; i-j Magnitud del viento.

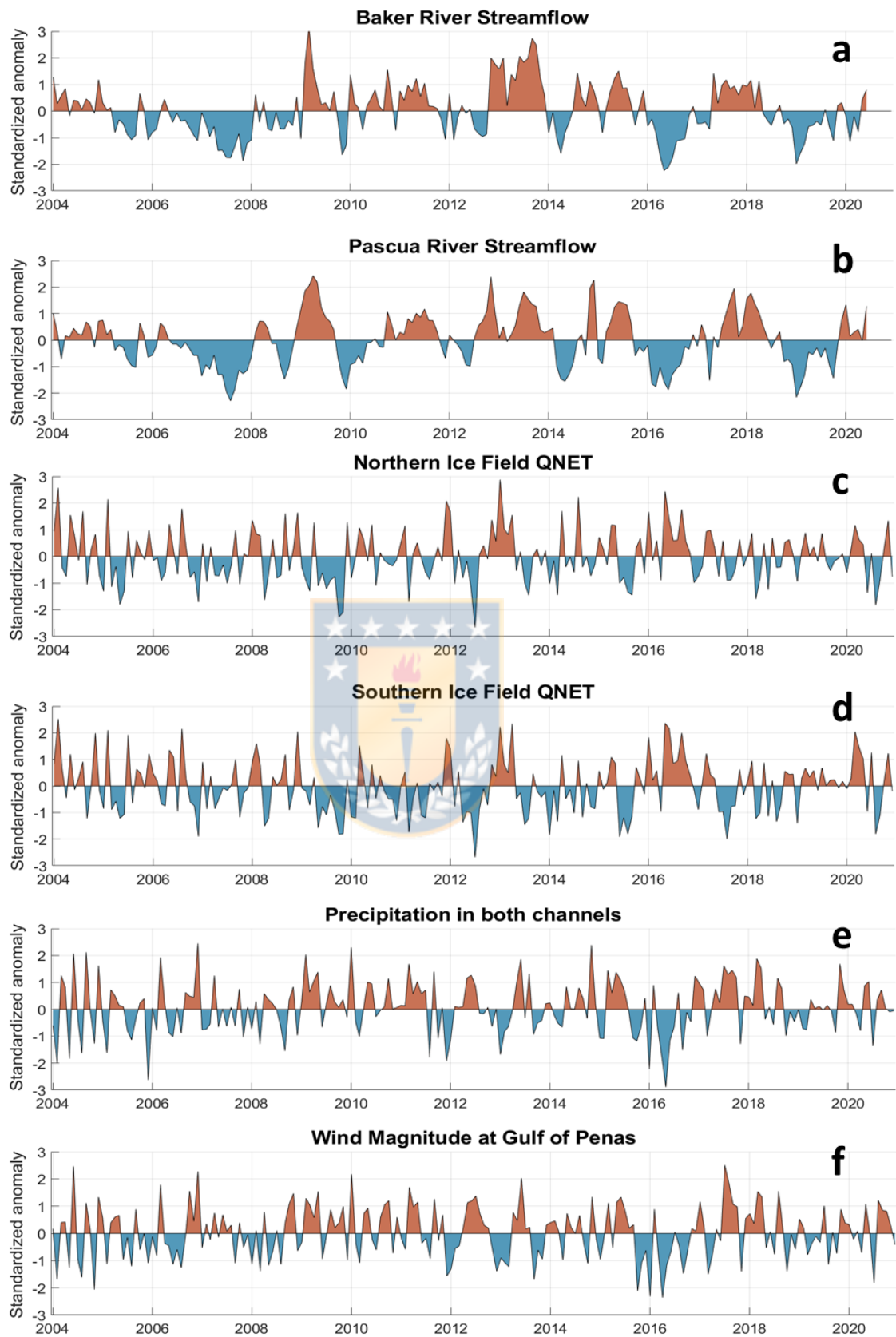


Figura 3.2: Anomalías mensuales para los caudales de los ríos Baker (a) y Pascua (b), Q_{net} sobre los campos de Hielo Norte (c) y Sur (d), precipitación sobre los fiordos (e) y magnitud del viento en el Golfo de Penas (f). Las anomalías fueron calculadas en base a las climatologías mostradas en la Fig. 3.1 y posteriormente estandarizadas.

3.1.1. Variabilidad del caudal de los ríos

Los caudales de los ríos Baker y Pascua presentan un marcado ciclo anual, con descargas máximas en febrero para el río Baker y en marzo para el río Pascua, y el mínimo de descarga anual en septiembre para ambos ríos (Fig. 3.1, paneles a-b). Este patrón es típico de ríos de origen glacial y coincide con otros trabajos en la zona de estudio. En general, el río Pascua muestra un ciclo anual bastante estable y marcado, en tanto el río Baker presenta un mayor nivel de ruido sobre su ciclo anual, con periodos en donde no es notable, como es el año 2013. En términos de las desviaciones con respecto a esta climatología (Fig. 3.2, paneles a-b), se observa la presencia en ambos ríos de periodos de caudal sobre la media o bajo la media sostenidos por algunos meses, los cuales presentan una mayor persistencia en el río Pascua que en el río Baker, como puede verse en el periodo 2009-2012. También se observa la existencia de periodos largos de anomalías negativas y positivas persistentes, como son el periodo 2006-2008, 2016-2017 y 2018-2020, los cuales indicarían una disminución de la entrada de agua dulce al sistema por ambos ríos. De la misma manera se observan periodos de aumento sostenido del caudal sostenidos como en 2012-2014 y los años 2009, 2013 y 2017, en que ambos ríos presentaron un aumento sostenido del caudal por varios meses. Esta variabilidad conjunta de ambos ríos indica que los cambios en caudal mensual responden a procesos de escala mayor a las cuencas individuales.

En términos estacionales, las anomalías del río Baker y Pascua muestran comportamientos altamente variables tanto para las estaciones de verano (noviembre-abril) como invierno (mayo-octubre) (Fig. 3.3, paneles a-b). En verano se observa una covariabilidad para todo el periodo de estudio, con periodos de alto caudal acumulado en los años 2009 y 2018 (más de una desviación estándar), así como periodos de bajo caudal como los veranos del 2007 y 2019. Aparte de estos años compartidos, ambos ríos presentan años anómalos independientes, como el verano altamente caudaloso del año 2013 en el río Baker y el verano seco del 2010 en el río Pascua. En invierno,

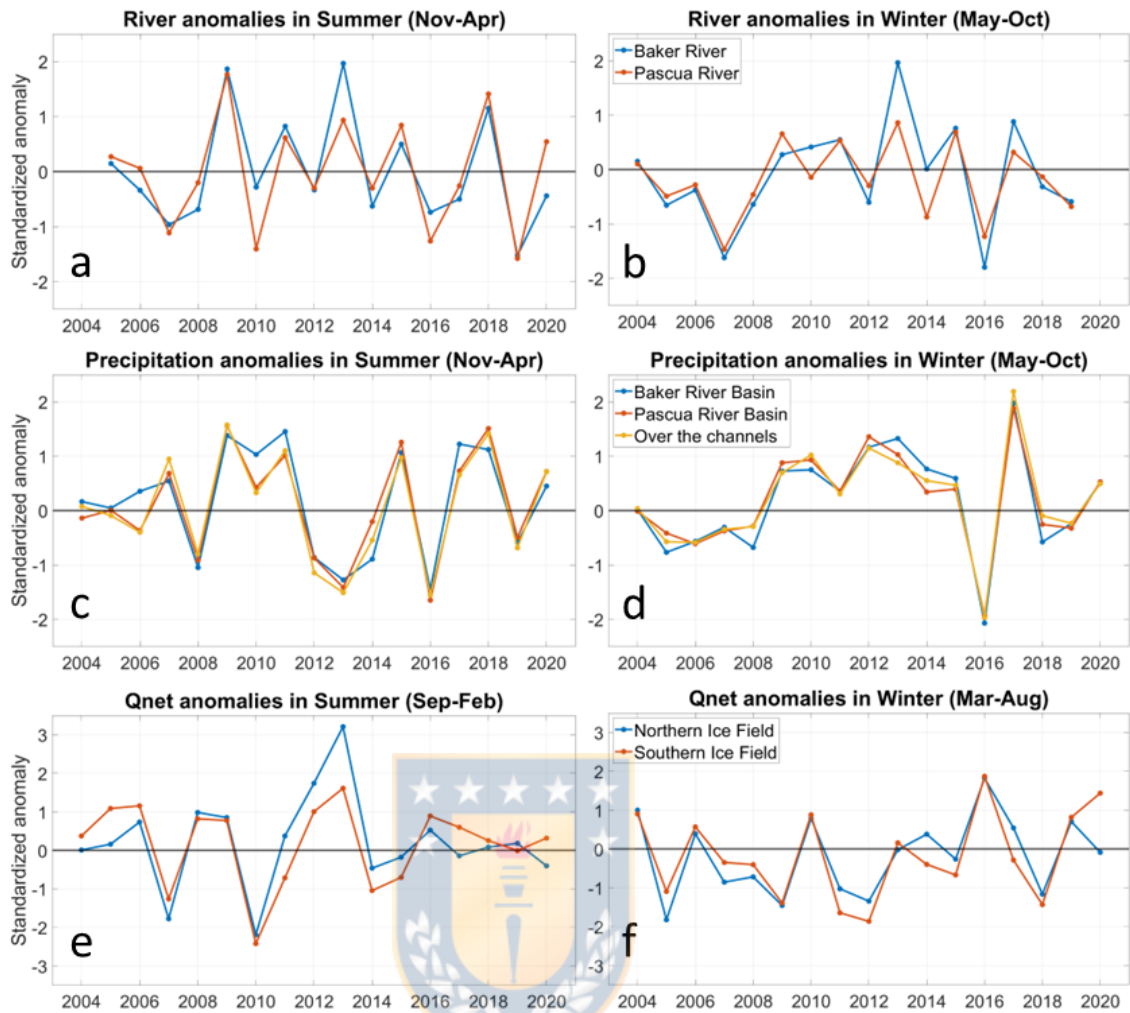


Figura 3.3: Anomalías estacionales para la estación de verano (a,c,e) e invierno (b,d,f) para las series de caudal (a-b), precipitación en diferentes cuencas (c-d), y Q_{net} (e-f).

la variabilidad interanual no presenta diferencias notables entre ríos como en el caso del verano. De la misma manera, en invierno se observa que ambos ríos covarían en sus anomalías, con algunos años en que el río Baker presenta anomalías mayores que el río Pascua (2013 y 2016), pero con los mismos patrones de variabilidad.

El análisis de *wavelet* para el caudal mensual de ambos ríos (Fig. 3.4) muestra la importancia del ciclo anual, con un ligero aumento de la energía correspondiente a dicho ciclo entre los años 2008 y 2010 para ambos ríos, indicativos de un mayor contraste entre la estación de alto y bajo caudal para estos años. De manera adicional se observa una disminución de la importancia de la franja asociada al ciclo anual en

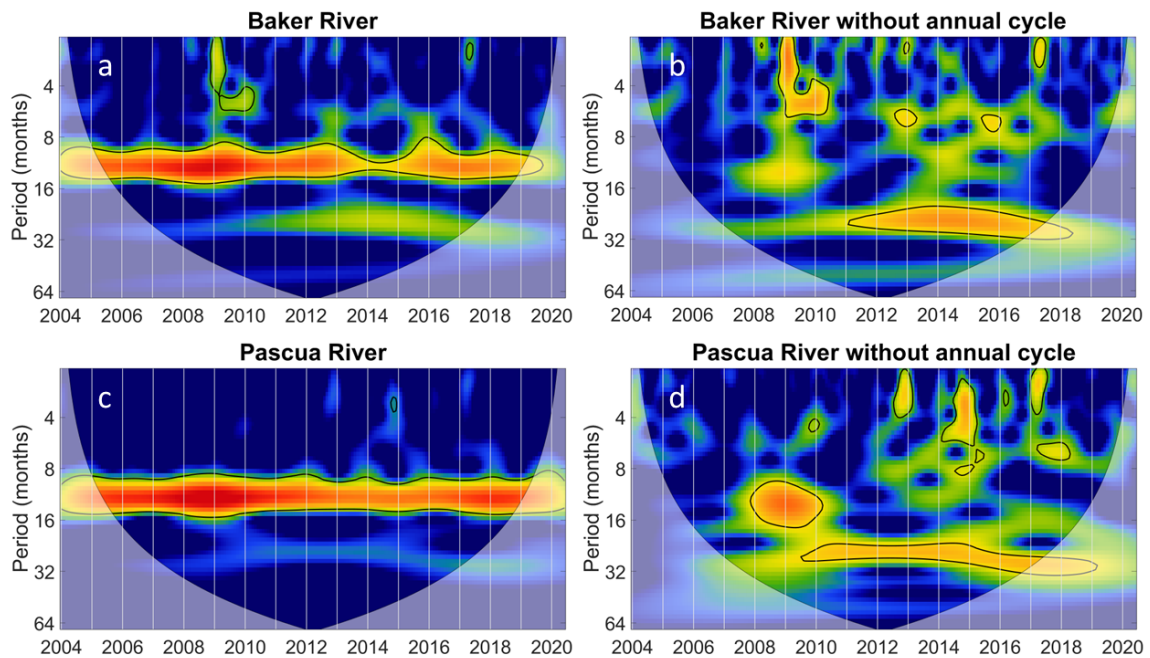


Figura 3.4: *Wavelets* para los caudales mensuales en el río Baker (a-b) y río Pascua (c-d). (a,c) *Wavelet* de la serie original; (b,d) *Wavelet* de la serie sin ciclo anual. Las líneas blancas verticales indican el inicio de cada año.

el río Baker en el año 2014. La remoción del ciclo anual desde ambas series mediante el ajuste de Fourier permitió visualizar otras frecuencias significativas e indicativas de alta variabilidad en diferentes escalas temporales que son importantes. En ambos ríos aparecen zonas de alta energía de escala intra-estacional, con periodos menores a los 8 meses, entre los años 2009-2010 para el río Baker y 2015-2016 para el río Pascua. En ambos ríos se observó energía significativa en el rango de 20-30 meses, el cual se observa en el río Baker desde el año 2011 hasta finales del 2017, mientras que en el río Pascua se presenta desde el año 2009 hasta finales del 2016. Esta oscilación de escala interanual aparece superpuesta al ciclo anual y debido a su periodo alrededor de 2 años, estaría impactando épocas de alto o bajo caudal consecutivas.

3.1.2. Variabilidad del Q_{net} y la precipitación

La precipitación sobre los canales presenta una variabilidad estacional caracterizada por altos valores de precipitación en diciembre, seguido de un segundo máximo

relativo en abril (Fig. 3.1; c-d). Las menores precipitaciones medias se observan en los meses de febrero y septiembre. Mensualmente se observa que la precipitación presenta alta variabilidad en diferentes escalas, sin embargo, ronda en promedio los 350-400 mm promedio al mes. Dentro de este registro mensual, el año 2016 destaca por ser el año con menores precipitaciones.

Para el análisis de anomalías estacionales de precipitación, la data disponible se separó en tres regiones: dos regiones asociadas a las cuencas del río Baker y río Pascua respectivamente, y que corresponden a la cantidad de agua dulce que el caudal de estos ríos recibe por precipitación, y una tercera región que abarca ambos canales en el complejo, y que correspondería al aporte de agua dulce por precipitación al sistema que no está contemplado en las series de caudal de ambos ríos. En general, las 3 regiones presentan alta covariabilidad con ligeras variaciones en el valor de la anomalía en algunos años, pero patrones temporales similares (Fig. 3.3; c-d). En verano, los años 2016 y 2013 fueron los años menos lluviosos en la región, con un déficit de 1.5 desviaciones estándar respecto de la media histórica en algunas cuencas. La cuenca del río Pascua presentó sus anomalías positivas más altas en los años 2009 y 2018, mientras que en el río Baker los años más lluviosos fueron los periodos 2009-2011 y 2017-2018. Los inviernos exhibieron patrones más regulares, con un periodo de anomalías negativas desde el 2004 hasta el año 2008, seguido por un periodo de anomalías positivas desde 2009 hasta 2015, el cual fue interrumpido por el anómalo año 2016. Los años 2016 y 2017 se fueron, respectivamente, los años con menor y mayor precipitación, distanciándose más de 2 desviaciones estándar respecto de la media histórica.

El espectro de *wavelet* para las series de precipitación fue consistente entre las 3 series de precipitación obtenidas (Fig. 3.5), sugiriendo una dinámica regional más que local, pero con variaciones de menor escala. Sobre el ciclo anual destacan 2 periodos de

energía significativa, el periodo 2011-2015 y el periodo 2015-2019. Para el primero, la precipitación muestra periodos significativos entre 12 y 16 meses, indicando una posible intensificación del ciclo anual en la zona. Este periodo es más marcado sobre la cuenca del río Baker que sobre los canales o el río Pascua. Para el segundo periodo, una región de energía significativa aparece alrededor de los 32 meses, siendo similar en las 3 regiones estudiadas e indicando un proceso de escala regional que intensificó el contraste entre escalas de 2 a 3 años, coincidentes con la oscilación observada en los *wavelets* de los caudales de los ríos.

El Q_{net} presentó un ciclo anual marcado en ambos campos de hielo (Fig. 3.1; e-f) con valores máximos entre noviembre y febrero, ligeramente mayores en el Campo de Hielo Norte (CHN). Esta diferencia es más marcada en el periodo de octubre-diciembre y puede observarse en los *peaks* de cada año en las series mensuales. En cuanto a las anomalías mensuales (Fig. 3.2; c-d), ambos campos de hielo presentaron patrones temporales muy similares, con diferencias solo en la magnitud de la anomalía. Adicionalmente, se observaron periodos de anomalías sostenidas por algunos meses, pero en general el comportamiento presentó alta variabilidad entre meses.

El cálculo de las anomalías estacionales para el Q_{net} se realizó utilizando un rezago (lag) con respecto a las estaciones de alto y bajo caudal definidas para las otras variables de interés (los periodos noviembre-abril y mayo-octubre). En el caso del Q_{net} , con base en la climatología (3.1; f) se definió como el periodo de alta radiación el periodo septiembre-febrero, y el de baja radiación entre marzo y agosto. En general, los patrones de variabilidad interanual del Q_{net} en ambos campos de hielo presentaron una alta coherencia para el verano (Fig. 3.3; e-f), pero en algunos años la anomalía fue más marcada en uno de los campos. La anomalía positiva más grande se dio para ambos campos de hielo en el año 2013, superando las 3 desviaciones estándar en el CHN. En el Campo de Hielo Sur (CHS), el 2013 no fue muy diferente de 2005 o 2006

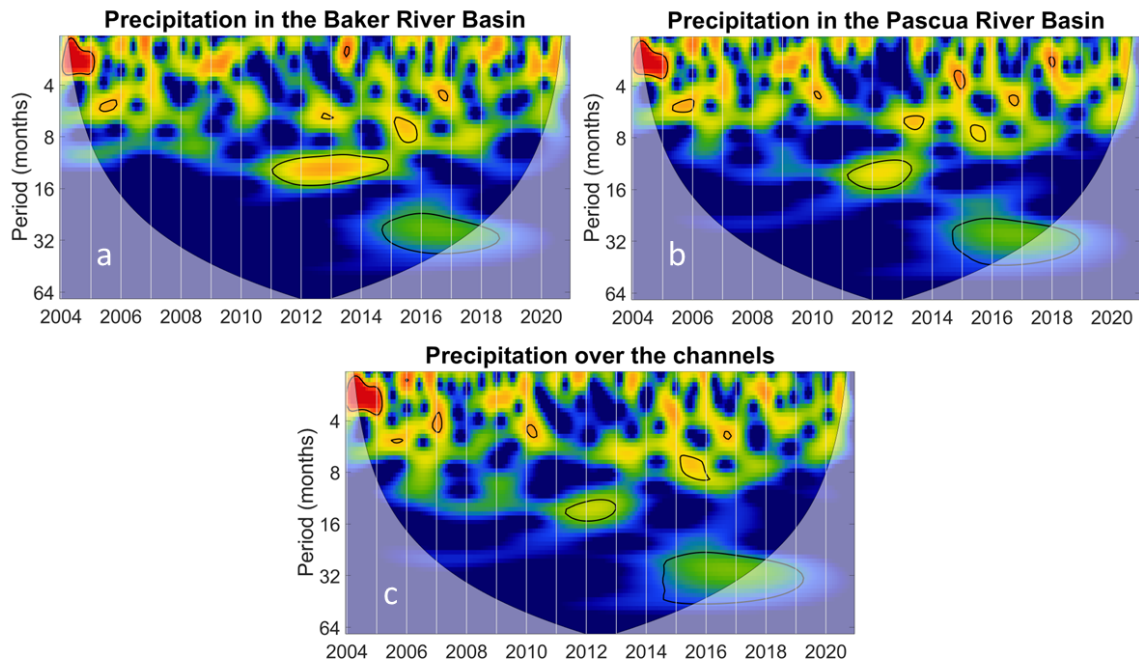


Figura 3.5: *Wavelets* de precipitación mensual en diferentes regiones para el periodo 2004-2020. a) Sobre la cuenca del río Baker; b) Sobre la cuenca del río Pascua; c) Sobre los canales Martínez y Baker. Las líneas blancas verticales indican el inicio de cada año.

en cuanto a la magnitud de las anomalías. Con respecto a los periodos con radiación neta reducida, el año 2010 destaca en ambos campos de hielo como el año con la mayor anomalía negativa para el periodo de estudio, siendo mucho más marcado en el CHS que en el CHN. Otros años destacables en términos de anomalías negativas fueron los años 2007 en ambos campos y el 2014 en el CHS. Los inviernos también presentan una alta covariabilidad, con el mayor Q_{net} para ambos campos en el año 2016, mientras que la mayor anomalía negativa corresponde al año 2005 para el CHN y 2012 para el CHS.

Al comparar las anomalías de precipitación y Q_{net} para la cuenca del río Baker y sobre CHN, así como la precipitación sobre la cuenca del río Pascua y el Q_{net} sobre CHS con las respectivas anomalías de caudal para el periodo 2004-2019 (Fig. 3.3), se observó para algunos años que los caudales extremos coinciden anomalías importantes en precipitación y Q_{net} tanto en invierno como verano. Por ejemplo, en

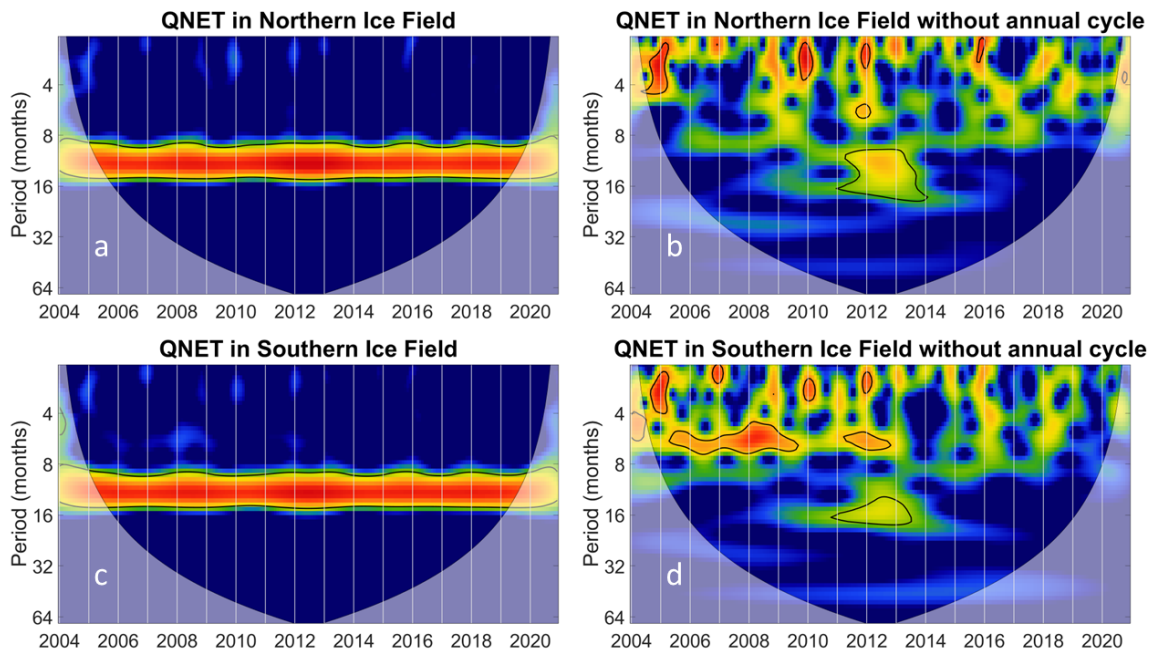


Figura 3.6: *Wavelets* para flujos de calor mensuales para el Campo de Hielo Norte (a-b) y Campo de Hielo Sur (c-d) para el periodo 2004-2020. (a,c) *Wavelet* de la serie original; (b,d) *Wavelet* de la serie sin ciclo anual. Las líneas blancas verticales indican el inicio de cada año.



el año 2013 el río Baker presentó uno de los caudales acumulados más altos para verano, lo que con la anomalía de Q_{net} más alta registrada para el periodo en el CHN, lo que a su vez puede relacionarse a una alta tasa de derretimiento glacial para ese verano. Otro caso corresponde al periodo de bajo caudal del invierno del 2016 en ambos ríos, que coincide con un déficit en la precipitación acumulada en ambas cuencas. Sin embargo, esta conexión directa entre precipitación y caudal, o entre Q_{net} y caudal, se vuelve menos clara en otros años. Por ejemplo, los veranos del 2007 y 2010 presentaron déficits notables en Q_{net} para el campo de hielo respectivo, los cuales no se vieron reflejados en un déficit de caudal que podría esperarse al tener un menor derretimiento glacial.

3.1.3. Variabilidad del viento

Las componentes zonal y meridional del viento (U y V respectivamente) presentaron comportamientos variados a lo largo del periodo de estudio (Fig. 3.1; g-j). La dirección dominante es hacia el este, con algunos pocos meses en los cuales el comportamiento promedio presenta inversiones hacia el oeste, con la máxima inversión observada el año 2016. Además de esto, el viento zonal presenta un ciclo anual marcado, con valores máximos en verano y mínimos en invierno. La componente meridional no presenta un ciclo anual marcado y se orienta predominantemente hacia el sur. Las máximas magnitudes hacia el sur se dan en otoño-invierno y las menores en verano, específicamente en febrero. La magnitud del viento respectiva presenta un ciclo anual marcado por la estacionalidad de la componente zonal, con los valores máximos en verano y los menores en invierno y con un valor promedio de 5 m/s para todo el periodo de estudio.

El *wavelet* para la componente zonal (Fig. 3.7) muestra que la intensidad del ciclo anual también presenta cambios a lo largo del periodo de estudio, siendo dominante entre el año 2000 y finales del año 2009, periodo en el cual disminuyó ligeramente la intensidad de esta frecuencia. Luego del año 2009, la señal anual desapareció y volvió a aparecer el año 2015, para luego desaparecer nuevamente a inicios del 2019. La disminución de energía en el periodo 2000-2009 se puede observar en la serie de viento mensual como un aumento en la intensidad del viento zonal en los meses de invierno, lo cual disminuye el contraste entre verano e invierno, y se puede observar en el aumento de las magnitudes mínimas de invierno. La desaparición del ciclo anual que se observa entre 2009 y 2015 aparece en la serie de tiempo como un periodo en donde el rango de variabilidad del viento zonal no supera los 2 m/s entre máximo y mínimo anual, sin patrón estacional claro, con algunos años como el 2012 que presentan valores poco variables de manera sostenida. Además, pudo observarse en algunos años episodios de alta energía en escalas intra-anales. La componente meridional presentó

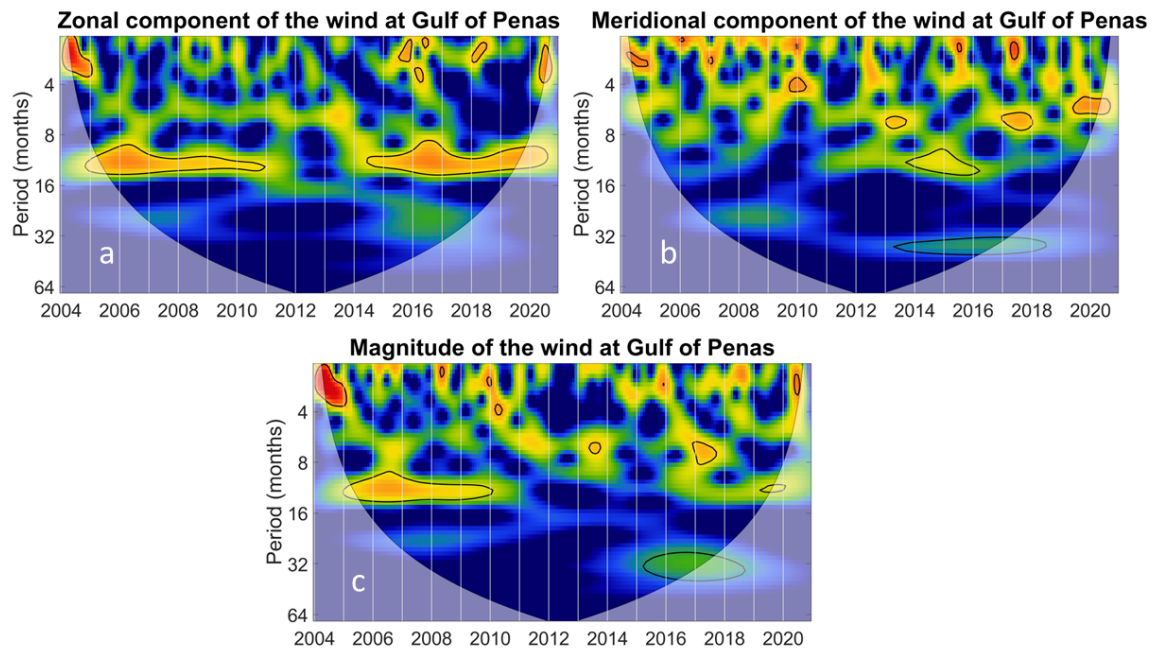


Figura 3.7: *Wavelets* para las series de viento mensual para el periodo 2004-2020. a) Componente zonal; b) Componente meridional; c) Magnitud respectiva. Las líneas blancas verticales indican el inicio de cada año.



episodios en los cuales algunas frecuencias se volvieron significativas, como el ciclo anual entre 2014 y 2016. Además, una oscilación con periodo de aproximadamente 36 meses se volvió significativa entre 2014 y 2019. El comportamiento de ambas componentes lleva a que el *wavelet* de la magnitud del viento presente un marcado ciclo anual entre 2000 y 2009, dominado por el comportamiento del viento zonal, el cual luego desaparece completamente, aun cuando el viento zonal vuelve a presentar un comportamiento anual marcado desde el 2015. La desaparición del ciclo anual en la magnitud del viento puede indicar un balance entre los periodos de altas velocidades zonales y bajas velocidades meridionales y viceversa. Adicionalmente, la magnitud del viento también muestra energía significativa alrededor del periodo de 32 meses, entre 2015 y 2019, influencia de la oscilación observada en la componente meridional para la misma fecha.

3.1.4. Relación entre precipitación, flujo de calor y caudal del sistema

Para estudiar la relación de los forzantes físicos como Q_{net} , precipitación y viento en los caudales de los ríos Baker y Pascua, se realizaron análisis de One-Point Correlation entre las series de caudal y las variables físicas de interés. Especialmente se observó que los caudales del río Baker y Pascua no presentan correlaciones significativas con el Q_{net} en la zona tanto para verano como invierno (Fig 3.8). Algunas áreas exhiben correlaciones significativas en los meses de invierno para ambos ríos, con correlaciones negativas alrededor del Golfo de Penas, pero dichas áreas no llegan a traslaparse con las cuencas de los ríos Baker y Pascua. En contraste, se observaron correlaciones significativas entre los caudales de los ríos y la precipitación de la región, especialmente en invierno (Fig. 3.9). El río Baker presentó correlaciones positivas sobre un área extensa para la estación de invierno (42°S hasta 52°S) abarcando tanto las aguas interiores de Patagonia como el océano abierto, pero no presentó correlaciones significativas para verano. El río Pascua presentó correlaciones significativas en el océano adyacente al Golfo y sobre su lago de origen (lago O'Higgins), mientras que en invierno presentó un comportamiento similar al río Baker, pero con correlaciones acotadas desde 50°S al norte.

Para la magnitud del viento (Fig. 3.10), el río Baker no presentó correlaciones significativas en verano. Sin embargo, mostró correlaciones significativas para invierno en un área desde los 40°S hasta 48.5°S, coincidentes con las correlaciones observadas con la precipitación. Estas correlaciones aparecieron también en la zona interior de Patagonia. De la misma manera, el río Pascua presenta correlaciones significativas solo en invierno, con un patrón similar al río Baker, pero en un área reducida.

El análisis de las series de anomalías estacionales reveló años con Q_{net} acumulado mayor a una desviación estándar por sobre o bajo la media histórica en que no se

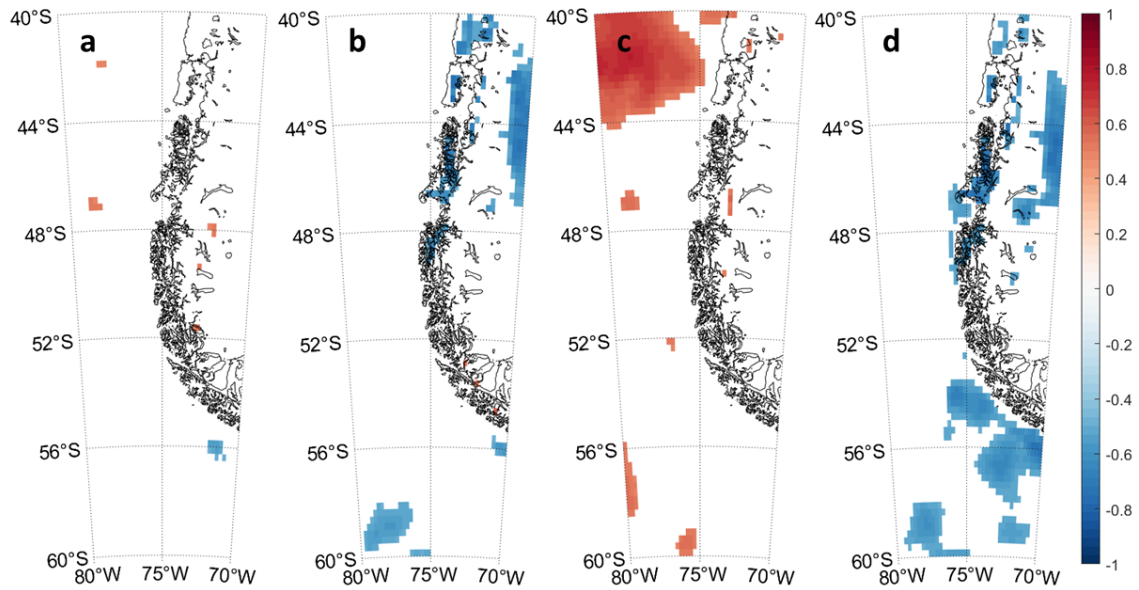


Figura 3.8: Correlación entre las anomalías de Q_{net} estacional y las anomalías de caudal estacional. a-b) Correlación con el río Baker en verano (nov-abr; a) e invierno (may-oct; b). c-d) Igual que (a-b), pero para el río Pascua.

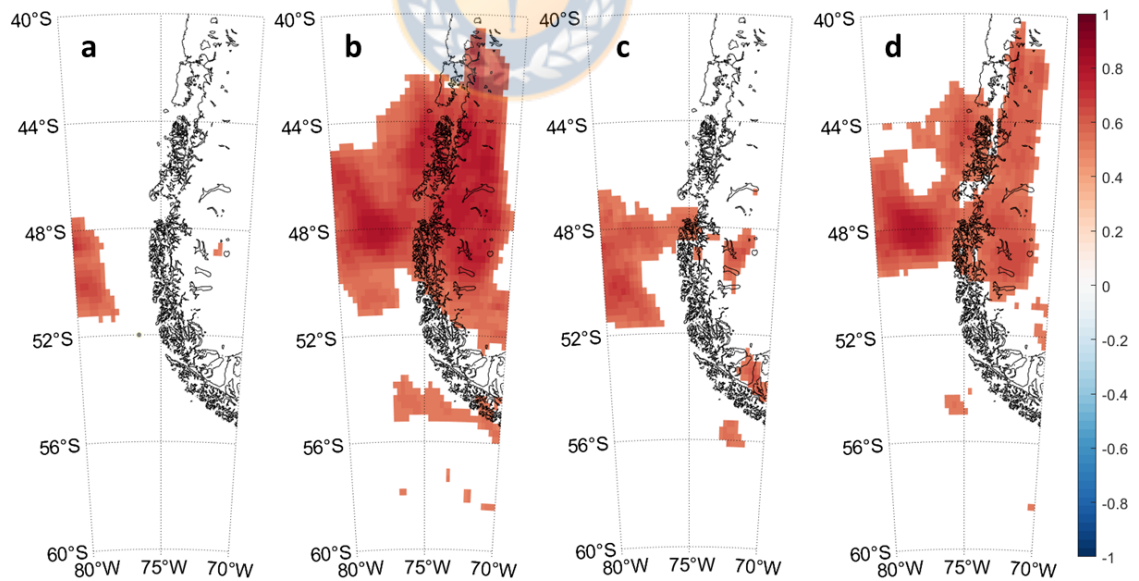


Figura 3.9: Correlación entre las anomalías de precipitación estacional y las anomalías de caudal estacional. a-b) Correlación con el río Baker en verano (nov-abr; a) e invierno (may-oct; b). (c-d) Igual que (a-b), pero para el río Pascua.

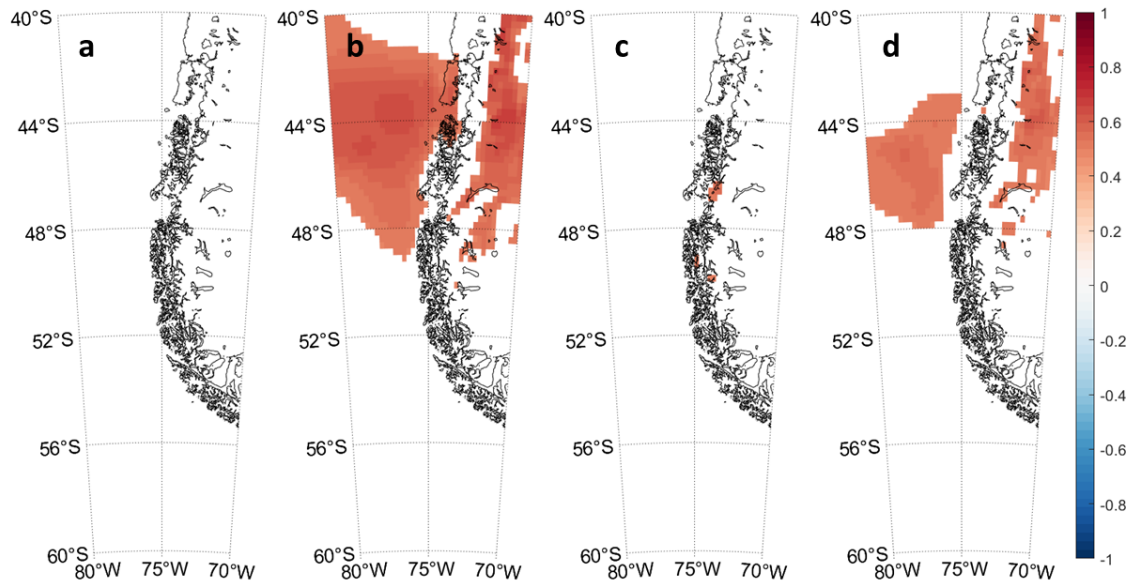


Figura 3.10: Correlación entre las anomalías de magnitud del viento estacional y las anomalías de caudal estacional. a-b) Correlación con el río Baker en verano (nov-apr; a) e invierno (may-oct;b). c-d) Igual que (a-b), pero para el río Pascua.

observa una respuesta directa en el caudal acumulado. Esto generalmente coincide con anomalías de signo opuesto en la precipitación acumulada, como en los veranos de 2010 en el río Baker y 2013 en el río Pascua. De manera opuesta, las anomalías de caudal de invierno responden aparentemente bien solo a las anomalías de precipitación acumulada, sin observarse una relación directa con las anomalías de Q_{net} .

Para comprobar la relación anterior, se realizó una regresión lineal múltiple por pasos (i.e. *stepwise*), asumiendo que las contribuciones de los aportes de agua dulce del derretimiento de los hielos (cuantificado por el Q_{net}) y el aporte a las cuencas por la precipitación influyen de manera lineal en el caudal observado en aquel año. Los modelos de regresión obtenidos (Fig. 3.11) fueron consistentes con esta conceptualización y corroboraron las observaciones descritas anteriormente entre Q_{net} , precipitación y caudal estacional. Para ambos ríos, el mejor ajuste en la época de alto caudal (noviembre-abril) se obtuvo considerando un ajuste con contribuciones de Q_{net} y precipitación, con una mayor sensibilidad de las anomalías de caudal hacia las anomalías de precipitación. En términos de la bondad de ajuste, el modelo

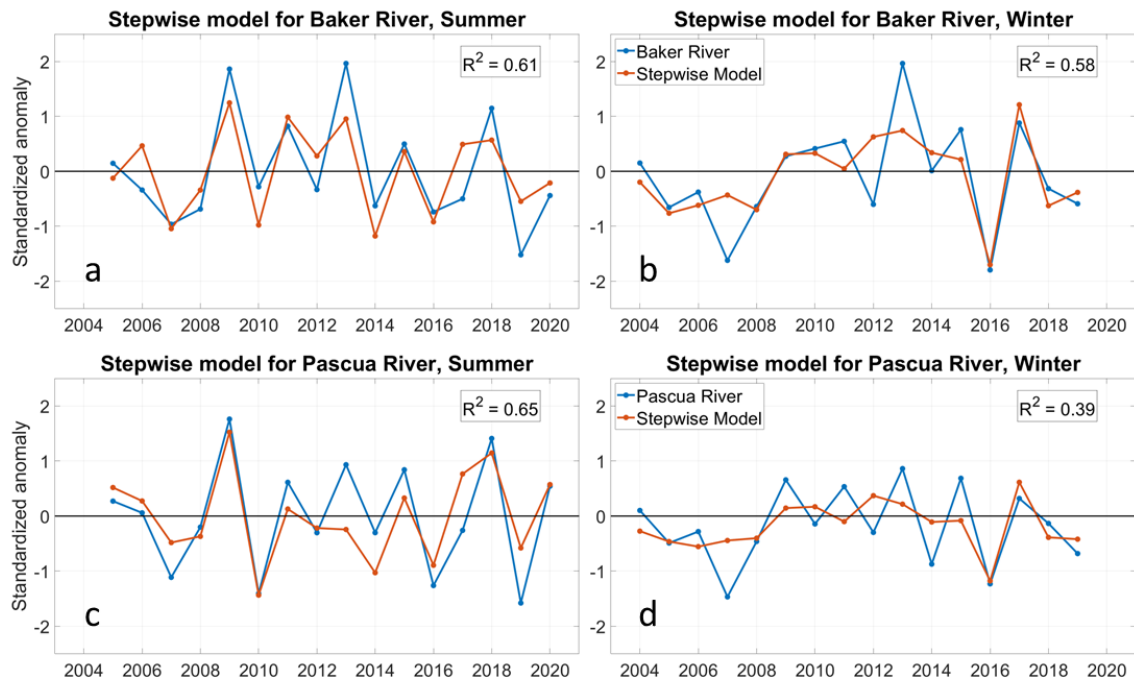


Figura 3.11: Modelos *stepwise* (línea naranja) obtenidos para cada serie de anomalías de caudal estacional (línea azul) para el río Baker (a-b) y Pascua (c-d). Los paneles a y c corresponden a verano (nov-apr) y los paneles b-d a invierno (may-oct).

de verano para el río Baker presentó un $R^2 = 0.61$ y para el río Pascua un $R^2 = 0.64$, indicativos de que las anomalías de precipitación y Q_{net} explican de manera adecuada las anomalías de caudal para los veranos en la zona, pero no completamente. En contraste, el modelo que mejor explicó las anomalías del caudal en invierno solo consideró las anomalías de precipitación en el ajuste. Sin embargo, los modelos para invierno en ambos ríos no presentaron la misma efectividad en reproducir las anomalías de caudal, lo cual se observa en los valores de R^2 , siendo para el río Baker $R^2 = 0.58$ y para el río Pascua $R^2 = 0.39$, el cual es un indicativo de que si bien un modelo lineal se ajusta mejor usando solo la precipitación, en ambos casos y en especial en el río Pascua, la precipitación por si sola y de manera lineal no es suficiente para predecir las anomalías de caudal en invierno.

Para contextualizar las mediciones de caudal y campañas oceanográficas utilizadas en este estudio, se extendió el periodo de las series de Q_{net} y precipitación, así como

los respectivos modelos de regresión hasta el año 1980 (Fig. 3.12). Se observó que, en términos de Q_{net} para verano (Fig. 3.12, paneles a,c), las anomalías negativas del año 2010 fueron las de mayor magnitud en todo el registro para ambos campos, seguidas por los años 2001 y 2007 en el CHN y por el año 1996 en el CHS. En el caso de las anomalías positivas, el valor extremo del año 2013 en el CHN no presenta valores similares para el periodo 1980-2020, doblando en magnitud al siguiente evento de superávit de Q_{net} observado en 1985. En el caso del CHS, si bien el año 2013 corresponde al año más anómalo en el periodo 2004-2019, este valor es menos extremo que el observado en 1985. En el caso de invierno (Fig. 3.12, paneles b y d), los valores extremos del año 2016 en ambos campos solo fueron superados por el periodo 1997-1998 en el CHN y por el año 1998 en el CHS. Cabe destacar que estos 2 máximos ocurrieron en años de eventos El Niño intensos. En contraste, los años con anomalías negativas marcadas en cada campo solo fueron superados por 1986, cuando en ambos campos se registraron las mayores anomalías negativas del periodo.

Con respecto a la precipitación, las condiciones altamente lluviosas observadas para ambas cuencas en el periodo 2004-2020 fueron observadas en otros periodos como los años 1984, 1989, 1996 y 2001. De la misma manera, los periodos con baja precipitación en verano también fueron observados antes, en el año 1988, y no fueron tan extremos como las anomalías negativas del verano de 1998, considerado un año extremadamente seco para ambas cuencas según el registro. En invierno, se observó en los años 1990 y 1998 anomalías similares a las observadas en 2017, sin embargo, las condiciones secas observadas el año 2016 no fueron observadas previamente en el registro. Los periodos continuos de anomalías positivas de precipitación, como el periodo 2009-2015, no fueron observados en ninguna de las 2 cuencas previo a 2004, indicando que la precipitación de invierno y su correspondiente efecto en el caudal, podrían estar insertos en algún periodo de variabilidad especial, que produjo una sucesión de años con anomalías de precipitación sostenidas. Junto a este comporta-

miento anómalo, el Q_{net} en ambas épocas presentó una mayor cantidad de eventos anómalos negativos en el periodo de estudio (principalmente observables en el CHN).

Se utilizó los modelos *steupise* obtenidos para las anomalías de caudal, los cuales se extendieron hasta 1980 utilizando las anomalías de Q_{net} y precipitación anteriormente descritas (Fig. 3.12, líneas amarillas). Los caudales del río Baker para meses de verano presentaron anomalías positivas entre 2008 y 2014 que no fueron observadas antes de 2004. Por otro lado, los años con los mayores déficits en el periodo 2004-2020 son superados por los veranos de 1999 y 2003 que presentaron anomalías mayores. En el río Pascua, el superávit que presentan algunos años entre 2004-2020 son menores a los observados previo a 2004, pero también menos frecuentes. Las anomalías negativas entre 2004 y 2020, al igual que el río Baker, no fueron las mayores del registro, pero se encuentran dentro de los rangos observados en el pasado. Para invierno en el río Baker, las anomalías positivas en 2017 son comparable con eventos anteriores sucedidos en 1990 y 1998. Sin embargo, el periodo de grandes anomalías positivas observado entre 2009 y 2015 es el único en el cual los inviernos mostraron anomalías positivas sostenidas. El déficit observado en el año 2016 superó cualquier valor de anomalías negativas observada en el pasado. En el caso del río Pascua, éste no presenta variaciones entre los periodos pre y post 2004, además de las anomalías observadas el año 2016, las cuales corresponden al único año en el cual el río Pascua alcanzó anomalías mayores a una desviación estándar bajo la media histórica. Cabe destacar que de acuerdo con los valores de R^2 , la modelación realizada para los meses de verano presentó un mejor desempeño que los modelos de invierno.

3.1.5. Influencia de forzantes de gran escala

Las correlaciones espaciales de la precipitación y el Q_{net} mostraron que el BMFS se encuentra en el centro de una zona dipolar de correlaciones con los modos de variabilidad de gran escala (MEI-AAO) (Figs. 3.14-3.13). Para las siguientes seccio-

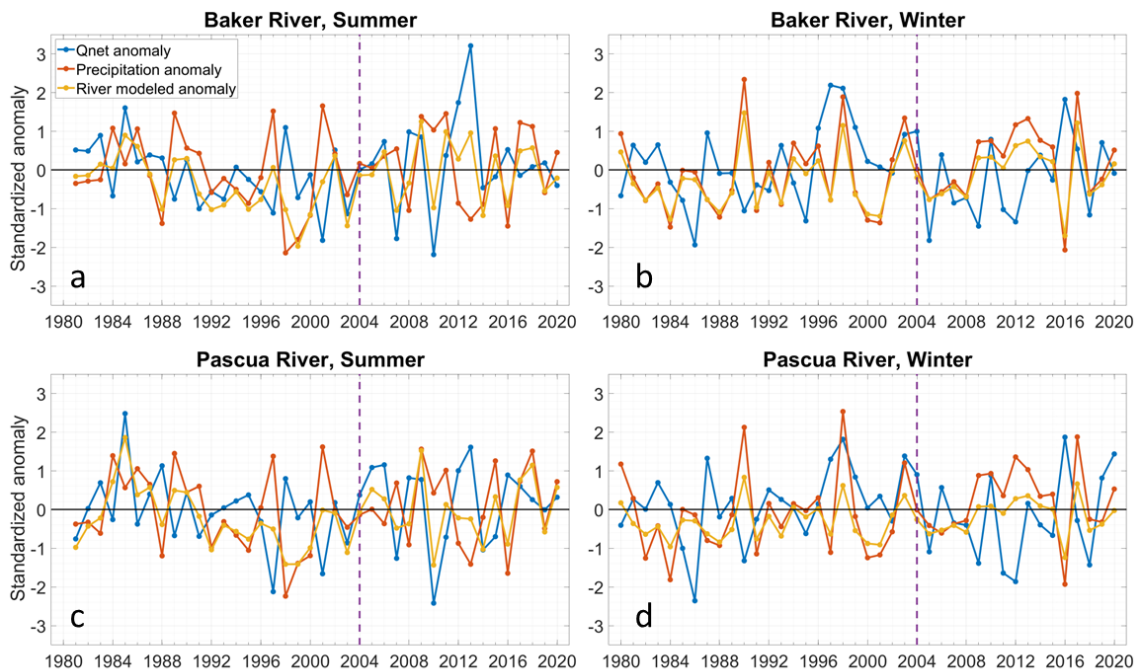


Figura 3.12: Anomalías de caudal estacional (línea amarilla) obtenidas utilizando los modelos *stepwise* de la fig. 3.11, utilizando las series de anomalías de precipitación (naranja) y Q_{net} (azul) para el periodo de 1980-2020. a-b) río Baker, verano (a) e invierno (b); c-d) río Pascua, verano (c) e invierno (d).

nes, el análisis se centrará en los índices de AAO para el Modo anular del Sur y el MEI para la influencia de El Niño, debido a que espacialmente el AAO entregó resultados similares al SAM y el MEI al ONI (no mostrado), pero estos son versiones más generales del índice. Por otro lado, los mapas de correlación asociados a la PDO no se muestran debido a que no existen patrones de correlación significativa en la zona. Las precipitaciones presentan correlaciones negativas con el MEI al sur de 44°S para noviembre-abril, y un comportamiento dipolar alrededor del Golfo de Penas para mayo-octubre (Fig. 3.13, a-b). Por otro lado, las correlaciones con el AAO son negativas en la zona de estudio para noviembre-abril, y positivas al sur, en 52°S. En mayo-octubre, si bien las correlaciones son muy bajas, se logra observar una combinación de correlaciones positivas y negativas en la zona del BMFS (Fig. 3.14, a-b). En el caso del Q_{net} , este presenta correlaciones ligeramente positivas con el MEI tanto para los periodos de septiembre-febrero como de marzo-agosto (Fig.

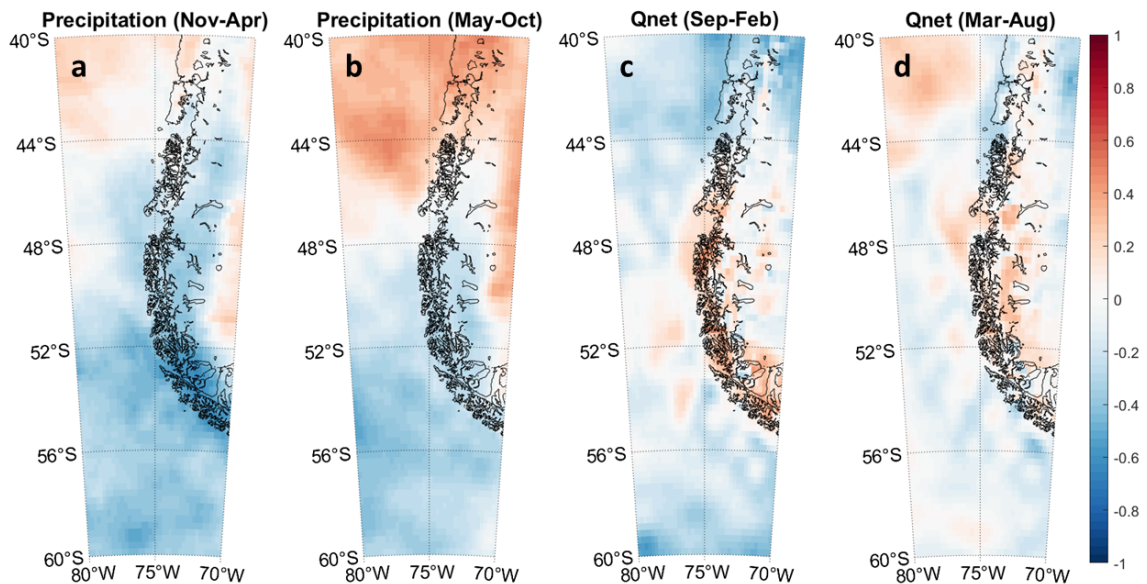


Figura 3.13: Correlación entre el índice de MEI estacional y las anomalías de precipitación (a-b) y Q_{net} (c-d) estacionales. (a,c): Verano; (b,d): Invierno.

3.13, c-d). En el caso del AAO, el periodo septiembre-febrero presentó un cambio de signo en las correlaciones alrededor del BMFS ($\sim 48^{\circ}\text{S}$), mientras que el periodo de marzo-agosto corresponde a correlaciones positivas en toda la zona Patagónica (Fig. 3.14, c-d).

Al analizar la significancia de estas correlaciones (Figs. 3.15-3.16), varios patrones desaparecieron sobre nuestra de área de estudio, como las correlaciones de MEI- Q_{net} para ambos periodos (Fig. 3.15 c-d) y las correlaciones de MEI-precipitación y AAO-precipitación para el periodo mayo-octubre (Figs. 3.15-3.16b). Dentro de las correlaciones significativas sobre el BMFS, destacan las correlaciones entre la precipitación y el MEI/AAO para la época de noviembre-abril en la zona norte y sur del BMFS respectivamente (Figs. 3.15-3.16a), las correlaciones positivas sobre toda la zona patagónica al sur de 44°S entre el AAO y el Q_{net} para marzo-agosto, y correlaciones positivas entre el AAO y el Q_{net} para la zona norte en septiembre-febrero (Fig. 3.16c-d). Esta heterogeneidad espacial en las correlaciones significativas muestra la compleja interacción que presenta el BMFS con los forzantes de gran

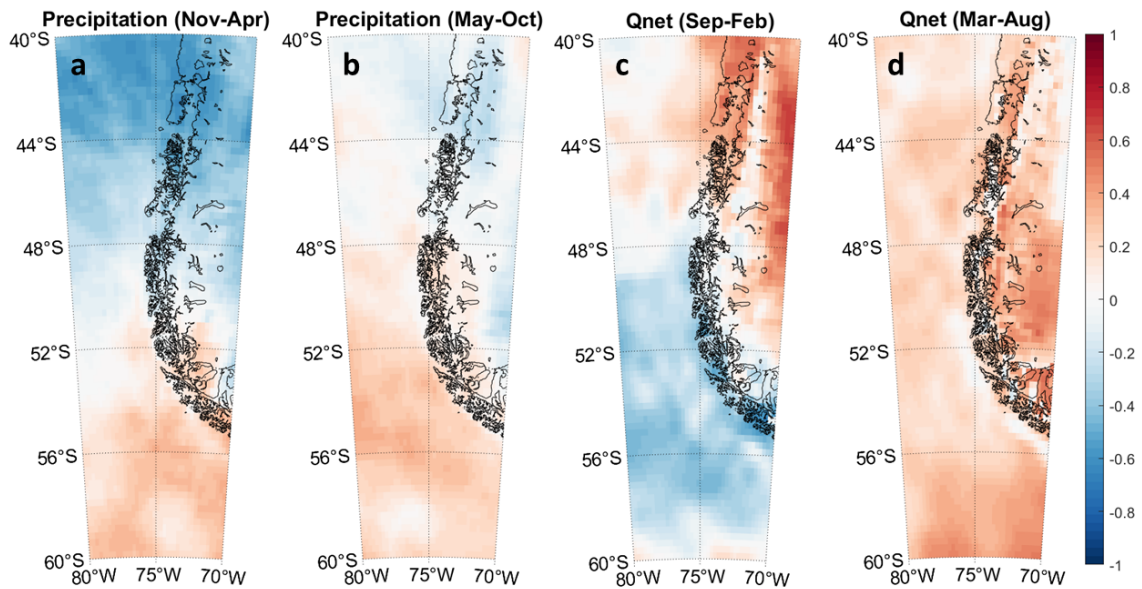


Figura 3.14: Correlación entre el índice de AAO estacional y las anomalías de precipitación (a-b) y Q_{net} (c-d) estacionales. (a,c): Verano; (b,d): Invierno.

escala, donde las precipitaciones pueden variar de manera no uniforme sobre las cuencas que llegan al BMFS dependiendo de la fase del AAO y la presencia de eventos el Niño-la Niña.

Para la magnitud del viento (Fig. 3.17), se observaron correlaciones positivas altas con la AAO en la zona sur de la Patagonia en verano (Fig. 3.17a). El AAO mostró una distribución por bandas en verano, con una sección de correlaciones negativas extendiéndose entre 42°S hasta los 50°S. En invierno la relación es menos heterogénea en la región con una franja de correlaciones positivas desde los 44°S hasta los 60°S (Fig. 3.17b). Con respecto al MEI, las correlaciones en verano son negativas, con valores alrededor de -0.4 para la región, mientras que en invierno, se observó una distribución dipolar alrededor de los 44-45°S con correlaciones ligeramente positivas al norte y negativas hacia el sur (Fig. 3.17 c-d). Al evaluar la significancia de estas correlaciones (Fig. 3.18), se observa que el AAO no presenta correlaciones significativas con la magnitud del viento sobre nuestra zona de estudio, pero si al sur de la Patagonia en ambas temporadas. Con respecto al MEI, se observó un área de

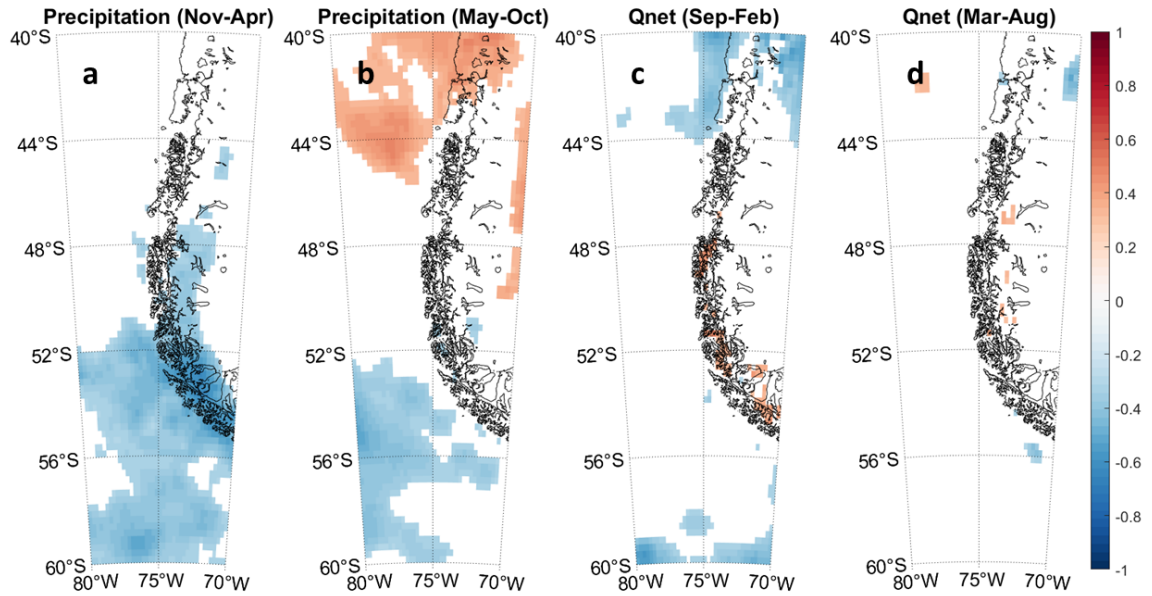


Figura 3.15: Campos de correlación del MEI y las anomalías de precipitación (a-b) y Q_{net} (c-d), luego de eliminar los puntos en los cuales la correlación no fuera significativa ($p \geq 0.05$)

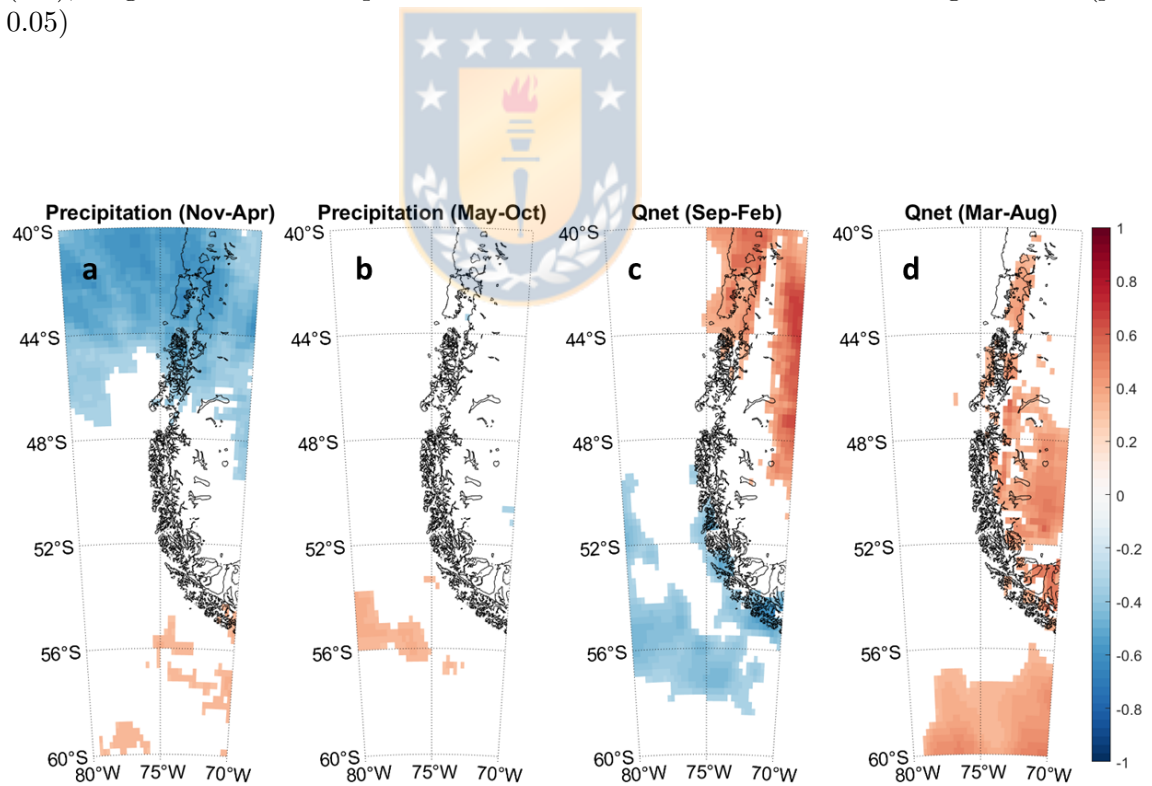


Figura 3.16: Campos de correlación del AAO y las anomalías de precipitación (a-b) y Q_{net} (c-d), luego de eliminar los puntos en los cuales la correlación no fuera significativa ($p \geq 0.05$)

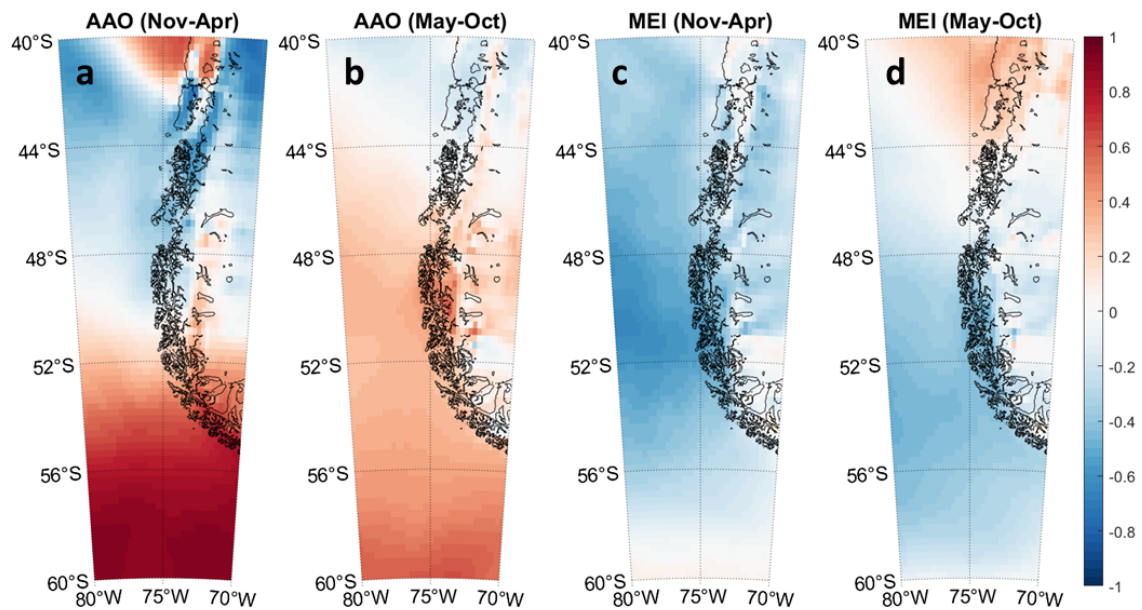


Figura 3.17: Correlación entre anomalías estacionales de la magnitud del viento y los índices AAO (a-b) y MEI (c-d) para verano (a,c) e invierno (b-d).

correlaciones negativas significativas en verano fuera de Patagonia Central y hacia el sur, indicando la posibilidad de una influencia de gran escala en los meses de verano cuando el MEI se encuentra en fase positiva o negativa en el viento fuera de la costa y por lo tanto en la circulación asociada en la zona. Para invierno no se observan patrones destacables.

El análisis de WTC, realizado para las anomalías mensuales de las variables físicas descritas anteriormente (caudales, Q_{net} , precipitación y viento) entregó información complementaria de las escalas de variabilidad asociadas a los patrones de gran escala y que no son observables en la correlación espacial. Con respecto al AAO (Fig. 3.19), observamos que ambos ríos presentaron un periodo coherente y significativo con periodos alrededor de 30 meses entre 2004 y 2010, con una fase de 90° entre ambas series, indicando que los caudales van adelantados al AAO (Fig. 3.19 a-b). El río Baker presentó un periodo de antifase importante entre 2012 y 2017, que inicia en los 4 meses y posteriormente se expande al ciclo anual, el cual no fue claramente observable en el río Pascua. Finalmente, la franja de 30 meses vuelve a aparecer, con

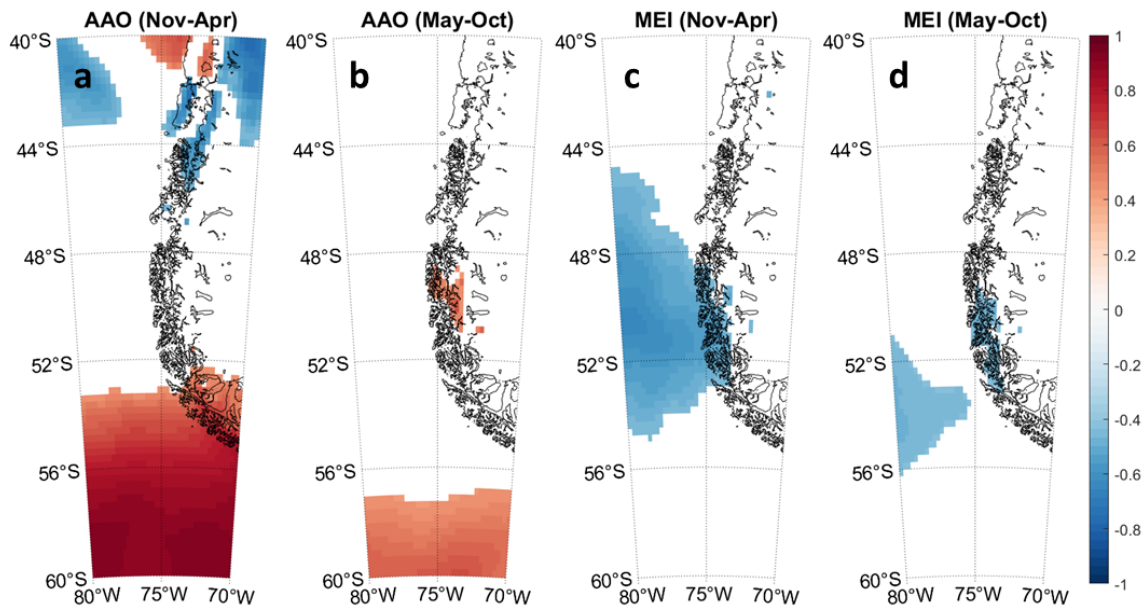


Figura 3.18: Campos de correlación del viento con los índices AAO y MEI de la fig. 3.17, luego de eliminar las correlaciones no significativas ($p \geq 0.05$).

una fase de 270° y mucho más amplia en el río Pascua. Con respecto a la precipitación (Fig.3.19 c-d), la cuenca del río Pascua presentó también una región amplia entre periodos de 16 y 32 meses con una fase de 90° desde el año 2004 hasta el año 2011, la cual no es significativa en la cuenca del río Baker. Ambas cuencas presentaron regiones de alta coherencia entre 2012 y 2015, y desde 2017 en adelante, alrededor de los 12 meses. De la misma manera, desde 2014 se presentó una región de coherencias altas y significativas con fase de 270° sobre los 32 meses de periodo. Para el Q_{net} en ambos campos de hielo, se observó zonas de alta coherencia alrededor de los 32 meses para los periodos 2004-2010 y 2016-2020, pero con ligeras diferencias entre ambas regiones (Fig.3.19 e-f). El CHN también mostró una región de alta coherencia que va desde los 8 a los 16 meses en fase, desde el año 2016 hasta el final del periodo, y ambos campos presentaron una región de alta coherencia con una fase 90° desde el año 2016 en adelante alrededor de los 32 meses. Finalmente, la magnitud del viento (Fig.3.19g) presentó una zona de alta coherencia entre 2004 y 2011 que abarca entre los 16 y 32 meses con una fase de 90° , y una región de coherencia sobre los 32 meses

con una fase de 270° desde 2014 hasta el final del periodo.

Con respecto a la coherencia entre el MEI y las variables físicas (Fig. 3.20), el caudal del río Baker no presentó regiones importantes de coherencia, solo una pequeña banda entre 2004 y 2006 con una fase de 270° entre los 16 y 32 meses. Esta misma banda se observó en el caso del río Pascua, pero abarcando desde el 2004 hasta finales del año 2010 (Fig. 3.20 a-b). Para la precipitación en ambas cuencas, se observó una región de coherencia alrededor de los 16 meses, con una fase de 270° , ligeramente más extensa en rango temporal en la cuenca del río Pascua, y que abarca desde 2014 hasta 2020. Una pequeña franja sobre los 32 meses también se observó en ambas cuencas con una fase entre 180 y 270° desde el 2016 hasta final del periodo (Fig. 3.20 c-d). Con respecto al Q_{net} (Fig. 3.20 e-f), no se observaron regiones coherentes importantes sobre la banda anual antes del año 2015 en ambos campos de hielo. Posterior al 2015, una banda sobre los 16 meses aparece en ambos campos, siendo más importante en el CHS desde 2015 hasta 2019, con una fase de 180° . De la misma manera, se observó una banda sobre los 32 meses con una fase de 90° en ambos campos, nuevamente más amplia en el CHS. Finalmente la magnitud del viento (Fig. 3.20g) solo presentó un periodo de coherencia sobre la banda anual importante desde el 2016 hasta finales del periodo, coincidente con la precipitación sobre los 32 meses y con fase entre 180 y 270° .

Las WTC de la PDO (Fig. 3.21) mostraron patrones similares al MEI para el río Pascua, con una región alrededor de los 32 meses desde 2004 hasta 2010 con una fase de 200° . En el río Baker también se observó una franja de periodos sobre los 32 meses, con una fase de 90° y que se extiende desde 2004 hasta 2014. Las otras variables no presentaron regiones de coherencia importantes. Destacan la franja entre 8 y 16 meses entre PDO y Q_{net} en el CHN entre 2009 y 2013, la franja entre 16 y 32 meses entre 2008 y 2010 para el CHS y una franja para la precipitación sobre

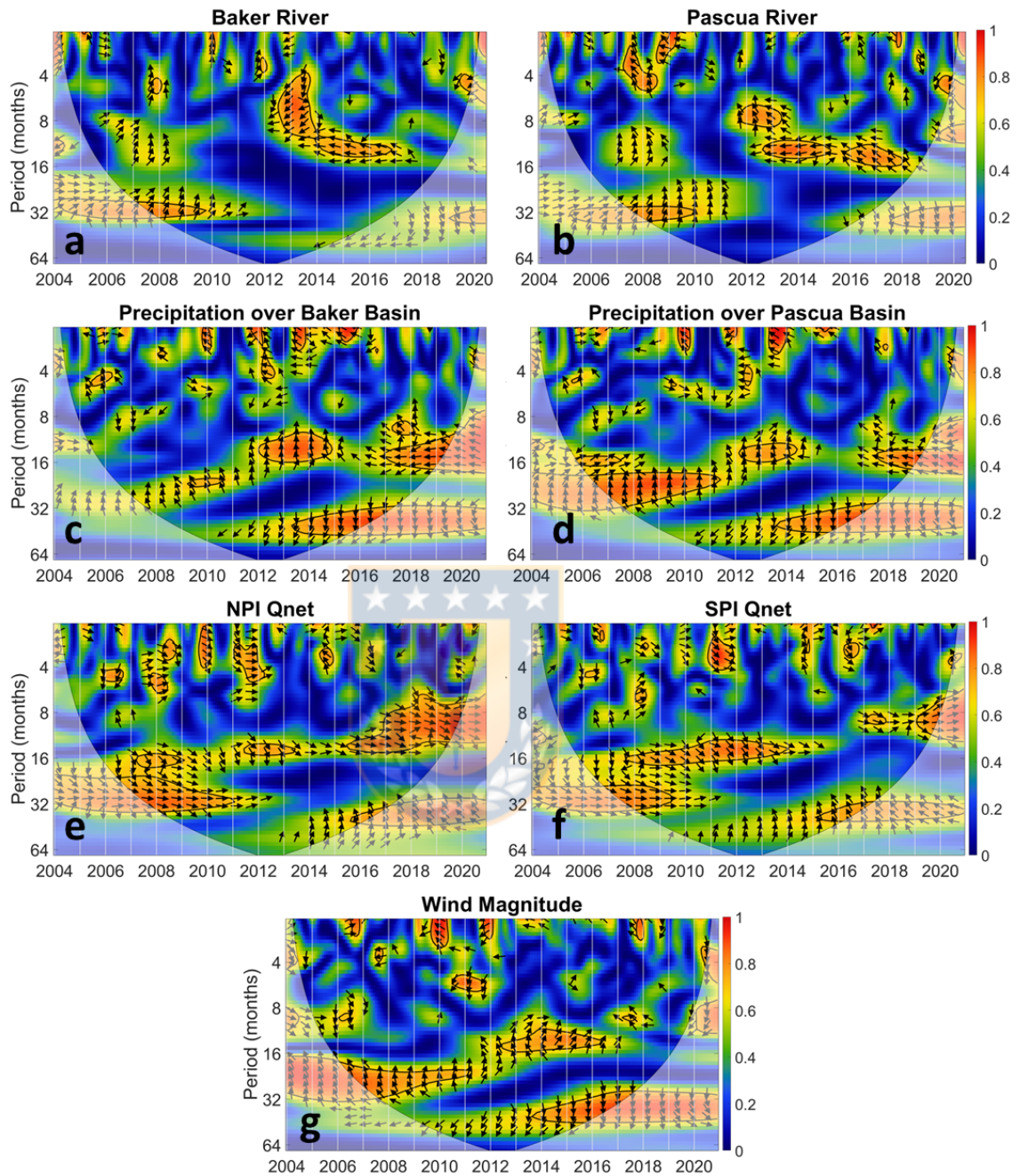


Figura 3.19: *Wavelet Coherence* entre las diferentes variables físicas de interés y el AAO con resolución mensual. a) Caudal de río Baker; b) Caudal de río Pascua; c) Precipitación sobre cuenca río Baker; d) Precipitación sobre cuenca río Pascua; e) Q_{net} en CHN; f) Q_{net} en CHS; g) Magnitud del viento en Golfo de Penas.

la cuenca del río Baker alrededor de los 32 meses entre 2005 y 2008, pero que no alcanzó a ser significativa en la cuenca del río Pascua. Esta franja también coincide con una pequeña región en los 32 meses para la magnitud del viento entre 2005 y 2007.

Los análisis de WTC para el Q_{net} y la precipitación fueron extendidos hasta 1980, para analizar si las bandas de coherencia observadas en el periodo cubierto por este estudio son recurrentes o si el periodo de estudio es especialmente anómalo. Para la AAO (Fig. 3.22), la banda de coherencia alrededor de los 32 meses al inicio del periodo de estudio en ambos campos solo fue observada antes en el CHN entre 1992 y 1996. Sin embargo, al extender el periodo de análisis, es posible resolver una nueva franja de coherencias altas con una fase de 270° alrededor de los 64 meses, que abarcan desde 1984 hasta finales del año 2002 en ambos campos, y que es única para el periodo 1980-2020. Por otro lado, para la precipitación se observa que el periodo 2004-2020 presenta actividad similar a 1980-1992, y que en 1992-2004 hubo baja coherencia entre la AAO y la precipitación en las diferentes escalas temporales.

Con respecto al MEI (Fig. 3.23), al igual que con el AAO, los eventos coherentes de Q_{net} en periodos de 16 meses fueron observados a lo largo de 1980-2020, con mayor relevancia en el CHS, y de la misma forma que con el AAO, una nueva franja importante alrededor de los 64 meses se vuelve relevante en el CHS entre 1980 y 2003 y entre 1992 y 2002 en el CHN. Para la precipitación, se observa que las coherencias alrededor de 16 meses solo son observables entre 1996 y 2000 en ambas cuencas, con mayor extensión de frecuencias en la cuenca del río Pascua. En este caso también una franja alrededor de 64 meses apareció entre 1980 y 1992 en ambas cuencas, con una fase de 270° .

Finalmente, para la PDO (Fig. 3.24) se observa una amplia región de alta coherencia entre 32 y un poco más de 64 meses en el CHN y CHS, abarcando desde 1984-1986

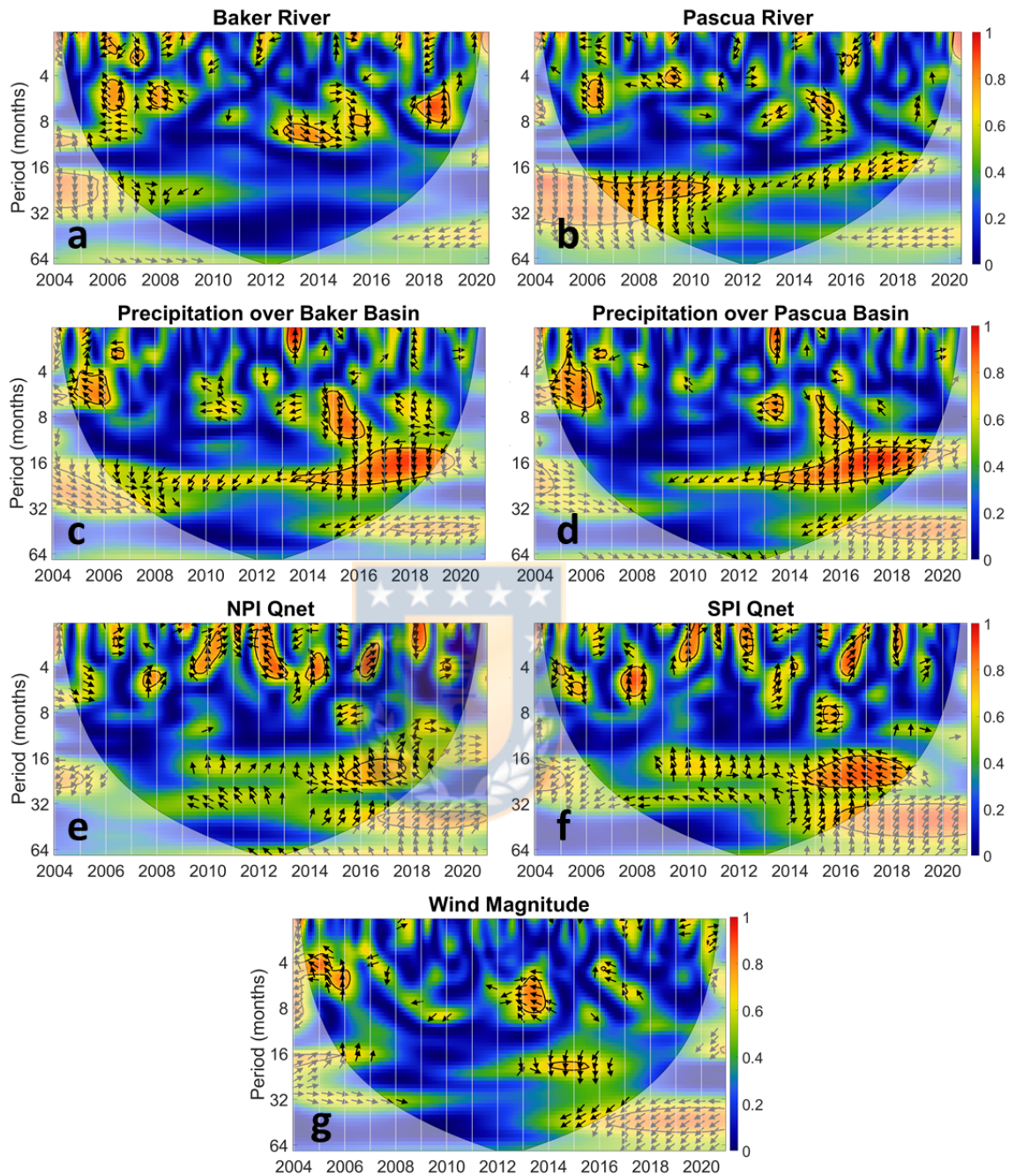


Figura 3.20: *Wavelet Coherence* entre las diferentes variables físicas de interés y el MEI con resolución mensual. a) Caudal de río Baker; b) Caudal de río Pascua; c) Precipitación sobre cuenca río Baker; d) Precipitación sobre cuenca río Pascua; e) Q_{net} en CHN; f) Q_{net} en CHS; g) Magnitud del viento en el Golfo de Penas.

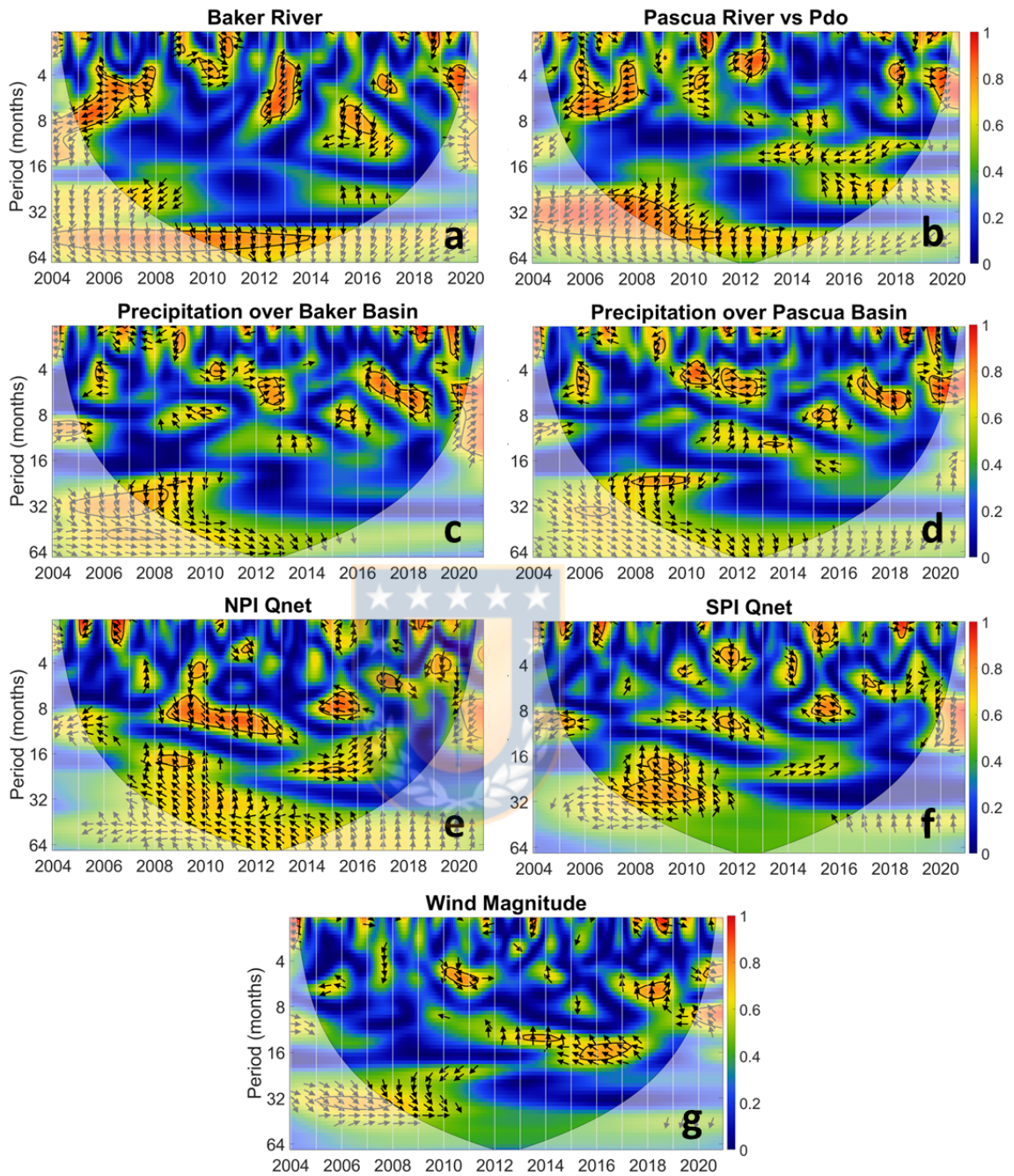


Figura 3.21: *Wavelet Coherence* entre las diferentes variables físicas de interés y el PDO con resolución mensual. a) Caudal de río Baker; b) Caudal de río Pascua; c) Precipitación sobre cuenca río Baker; d) Precipitación sobre cuenca río Pascua; e) Q_{net} en CHN; f) Q_{net} en CHS; g) Magnitud del viento en el Golfo de Penas.

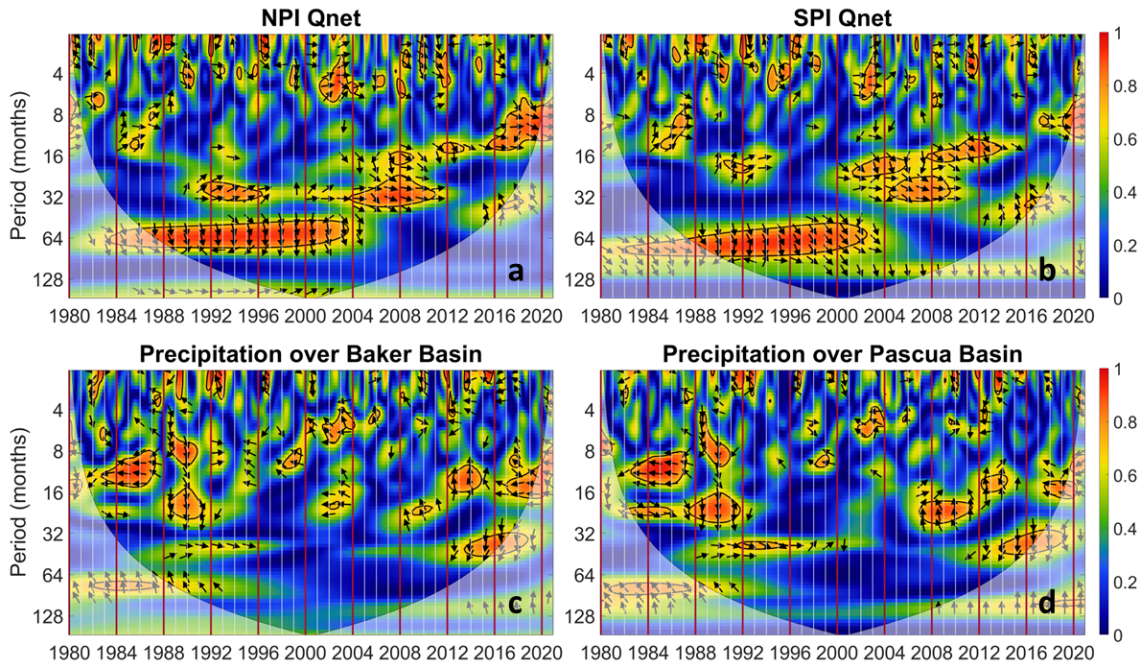


Figura 3.22: *Wavelet Coherence* entre el índice AAO y las anomalías de Q_{net} (a-b) y precipitación (c-d) y para el periodo 1980-2020. a) Q_{net} en CHN; b) Q_{net} en CHS; c) Precipitación en cuenca río Baker; d) Precipitación en cuenca río Pascua.

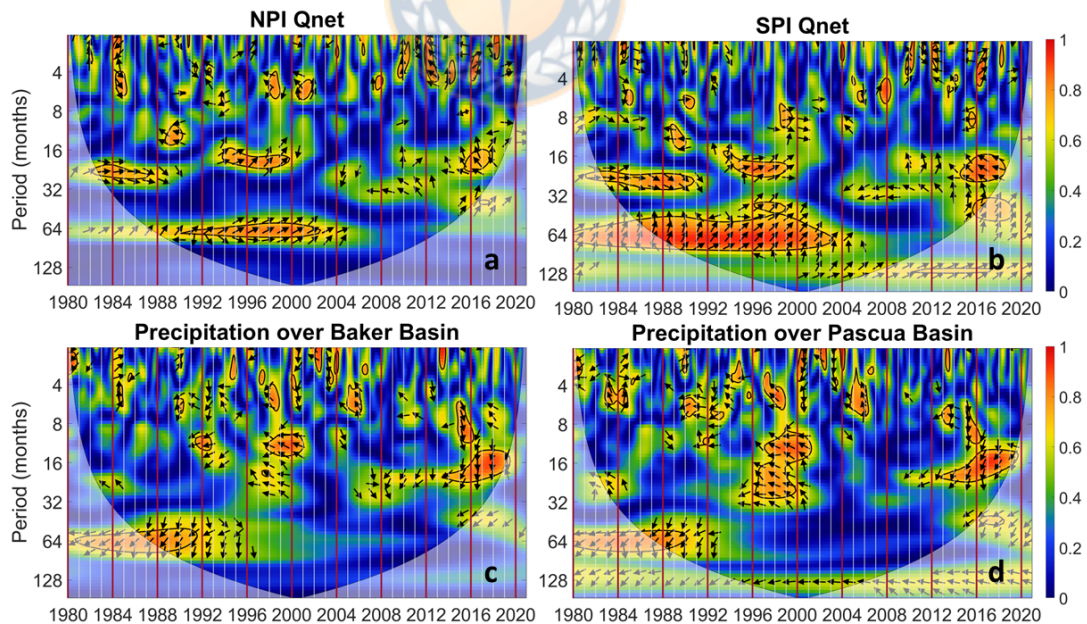


Figura 3.23: *Wavelet Coherence* entre el índice MEI y las anomalías de Q_{net} (a-b) y precipitación (c-d) y para el periodo 1980-2020. a) Q_{net} en CHN; b) Q_{net} en CHS; c) Precipitación en cuenca río Baker; d) Precipitación en cuenca río Pascua.

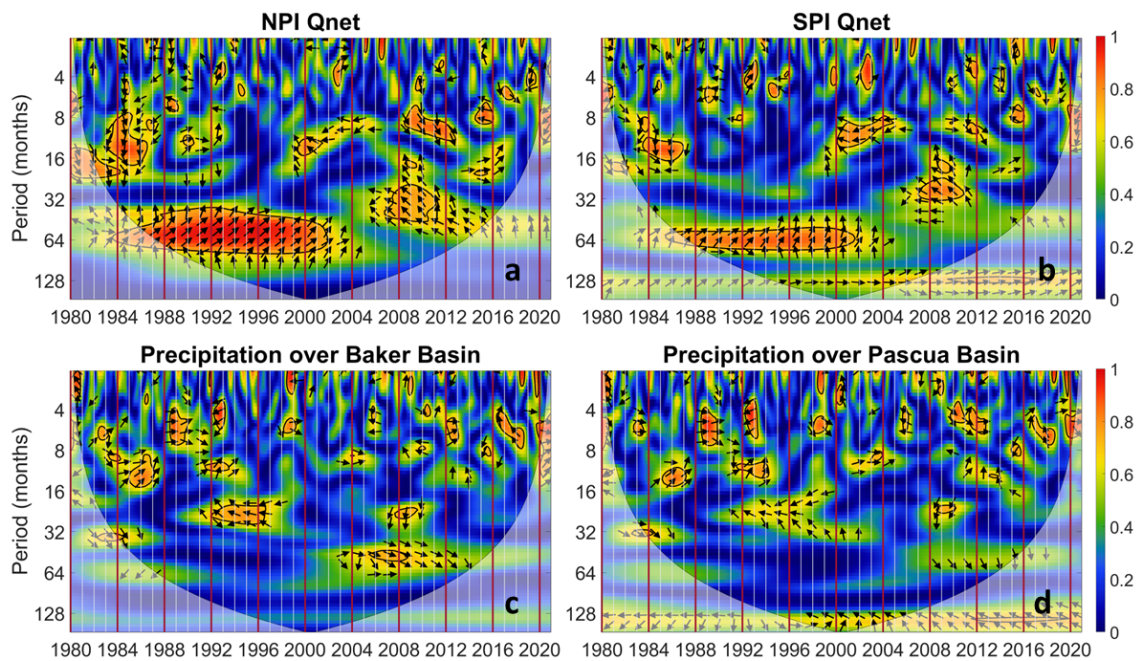


Figura 3.24: *Wavelet Coherence* entre el índice PDO y las anomalías de Q_{net} (a-b) y precipitación (c-d) y para el periodo 1980-2020. a) Q_{net} en CHN; b) Q_{net} en CHS; c) Precipitación en cuenca río Baker; d) Precipitación en cuenca río Pascua.

hasta el 2002. En el caso de la precipitación, más allá de algunos años con alta coherencia, no se observó ninguna diferencia entre el periodo de estudio principal y los años previos a 2004. Estos resultados indican que los periodos de alta coherencia observados entre 2004 y 2020 no son completamente anómalos. Sin embargo, hay escalas mayores de variabilidad coherente que no alcanzan a impactar el periodo principal de estudio.

3.2. Variabilidad Interanual de la hidrografía en Baker-Martínez

Los diagramas temperatura-salinidad (TS) para las 3 estaciones en las cuales existen campañas oceanográficas mostraron patrones estacionales característicos. En invierno (Fig. 3.25a), las menores temperaturas coinciden con las menores salinidades en superficie, correspondiente al agua dulce que ingresa a través de los ríos al siste-

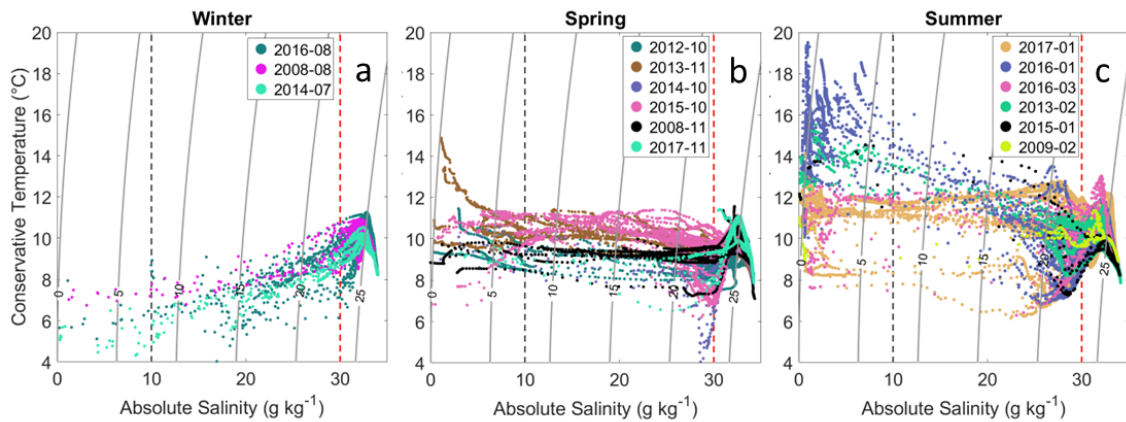


Figura 3.25: Diagramas Temperatura-Salinidad con todos los perfiles disponibles por estación. a) Invierno (junio-agosto); b) Primavera (septiembre-noviembre); c) Verano (diciembre-marzo). Las líneas continuas corresponden a isolíneas de σ_t , mientras que las líneas segmentadas ploma y roja indican la separación entre RW-EW y EW-MSAW respectivamente.

ma (RW). La salinidad y la temperatura aumentan con la profundidad, generando la región de EW, entre 10 y 30 g/kg de salinidad absoluta (líneas plomas y rojas en Fig. 3.25). Finalmente, en profundidad, el máximo en temperatura se alcanza en el MSAW, justo en la isopícnica 25, el cual genera una característica cuña en el diagrama TS. En primavera (Fig. 3.25b), se observa que a medida que el sistema empieza a recibir mayor radiación, las temperaturas ascienden en las capas de RW y EW. En general, las temperaturas se mantienen constantes entre la RW y EW, con la excepción de algunos perfiles. Esto indica que, en primavera, la diferencia entre RW y EW solo obedece a la salinidad, a diferencia de invierno. En profundidad, la cuña de MSAW mantiene los valores de temperatura de invierno, sin embargo, se presentan algunos perfiles en los cuales la temperatura desciende a valores mínimos en la interfase de EW-MSAW. En verano (Fig. 3.25c), se observa una distribución inversa en el RW y EW con respecto a invierno. Las máximas temperaturas se encuentran en superficie, coincidiendo con el efecto máximo de radiación en la zona. La temperatura desciende en la capa de EW, mostrando en general temperaturas mayores a primavera tanto en RW como EW. La cuña de MSAW en profundidad sigue manteniendo su forma característica, sin embargo, presenta una ligera disper-

sión mayor alrededor de la isopícnica 25. En general, podemos ver que cada época del año en el sistema presenta determinadas características en la zona de RW Y EW, mientras que en profundidad, el núcleo de MSAW mantiene sus características a lo largo del periodo año y es una característica marcada del sistema.

De los diagramas TS, también es posible observar variabilidad entre temporadas para diferentes años. En invierno (Fig. 3.25a), las principales diferencias entre años se dieron en las densidades superiores de la EW y en el sector de la MSAW, principalmente asociado a diferencias de temperatura. Se observa que la temperatura y dispersión de la cuña de MSAW presentó cambios entre años, con la máxima temperatura del núcleo observada el año 2016 y la menor observada en 2014. El año 2008, que si bien no destacó por sus valores de temperatura, presentó el núcleo de MSAW ligeramente desplazado de la isopícnica 25, hacia densidades más bajas. Para primavera (Fig. 3.25b), las principales diferencias se dieron en las RW y EW, y correspondieron principalmente a cambios en la temperatura. Se observa que años como el 2013 y 2015 son los que presentaron las mayores temperaturas en la RW y que estas se extendieron a la EW, mientras que años como 2012 presentaron las mínimas temperaturas en estas capas, con diferencias de hasta 4 °C entre años. La MSAW no presentó cambios marcados, con excepción del año 2012, que de la misma manera que en superficie, presentó los perfiles con la menor temperatura en el sector del MSAW. Finalmente, verano fue la época con la mayor variabilidad entre años (Fig. 3.25c). La mayor variabilidad se dio en la capa superficial, asociada a la RW y por lo tanto al efecto radiativo. La variación en temperatura alcanzó hasta 10°C entre campañas, con el año 2016 presentando las mayores temperaturas y 2017 las menores. La variabilidad de la superficie se propagó de la misma manera a la capa de EW, con una mayor dispersión entre los puntos y sin una variabilidad clara entre años. Al alcanzar la MSAW, se vuelve a observar una variabilidad marcada en la temperatura asociada al núcleo de la MSAW, con diferencias de hasta 3°C

entre algunos años. Las menores temperaturas en el MSAW se observaron en 2015, y las mayores en enero del 2017 y marzo del 2016. El máximo de temperatura de marzo del 2016 se ve ligeramente desplazado de la isopieca 25, sin embargo, por no contar con otros perfiles de otoño, no se pudo determinar si esta distribución es una característica del periodo de dicha época del año o una anomalía, debido a que enero del 2016 presentó menores temperaturas en el núcleo de MSAW. Finalmente, se observa que dentro de todos los veranos analizados, el verano del 2017 presentó una desviación del comportamiento típico de alta estratificación térmica observado, siendo este verano el único que presentó un patrón similar a los diagramas TS de primavera, con una temperatura constante entre RW y EW. Este año también fue el único en que se observaron 2 máximos de temperatura en profundidad, uno en la interfaz entre EW y MSAW y luego el correspondiente a la MSAW, indicativo de un verano anómalo en comparación a las otras campañas.



3.3. Análisis de nutrientes

3.3.1. Descripción espacial y temporal

En la figura 3.26, se muestra la variabilidad espacial de los nutrientes a lo largo del sistema. Para todas las campañas realizadas, se cumple el patrón de altas concentraciones de ácido silícico en superficie, bajas concentraciones en profundidad y un gradiente horizontal que disminuye en función de la distancia a la boca de los ríos (Fig. 3.26c). En términos de nitrato y fosfato (Fig. 3.26 a-b), éstos presentan sus máximas concentraciones en profundidad y una distribución variada a lo largo del sistema. El ácido silícico presentó concentraciones desde los 15 hasta los 30 μM cerca de la boca de los ríos, y todas las campañas mostraron un descenso abrupto en la concentración bajo los 20 metros de profundidad, bajando a valores cercanos a 0-5 μM . Horizontalmente, las campañas de primavera (noviembre de 2008 y no-

viembre de 2014) mostraron un marcado gradiente entre la cabeza y la boca del canal, con concentraciones cercanas a cero en la boca. En la campaña de invierno (agosto de 2008) las concentraciones fueron mayores, pero se mantuvo el gradiente horizontal. En la campaña de verano (enero de 2015), se observó una distribución más homogénea en superficie, pero en todos los casos las concentraciones altas fueron encontradas entre la superficie y los 20 metros de profundidad. Con respecto al fosfato, las concentraciones más altas se encontraron cerca de la boca de los canales, disminuyendo hacia la cabeza. En profundidad no se observó un patrón claro, pero las concentraciones aumentaron desde los 20 metros hacia el fondo. Para el nitrato, en superficie no se observa un gradiente horizontal, pero las bajas concentraciones empiezan a aumentar desde los 10 metros, a excepción de la campaña de enero de 2017, en la cual se observó una extensión de las concentraciones encontradas a 10 metros hasta la superficie cerca de la cabeza del fiordo. Dependiendo la estación del año, la posición de la nutriclina correspondiente al nitrato presentó variaciones en profundidad, como se puede observar al comparar las campañas del año 2016. En verano, el mayor gradiente vertical de nitrato se observó alrededor de los 50 metros de profundidad, con concentraciones entre 10 y 15 μM entre los 20 y 50 metros de profundidad, para luego pasar a valores mayores que 20 μM bajo los 50 metros. Para la campaña de otoño, se observó un ligero desplazamiento de la nutriclina hacia la superficie aproximadamente hasta los 40 metros, con una distribución más homogénea de nitrato bajo la nutriclina y concentraciones similares a la campaña de verano sobre la nutriclina. Posteriormente en invierno, una homogeneización del nitrato entre los 10 y 90 metros fue observada, con valores alrededor de los 17 μM que solo superan los 20 μM en los 100 metros. Finalmente, para el siguiente verano (enero de 2017), se observa una disminución de la profundidad de la nutriclina en comparación al verano anterior, con el mayor gradiente entre los 10 y 30 metros de profundidad y con valores $\geq 25 \mu M$ bajo los 50 metros.

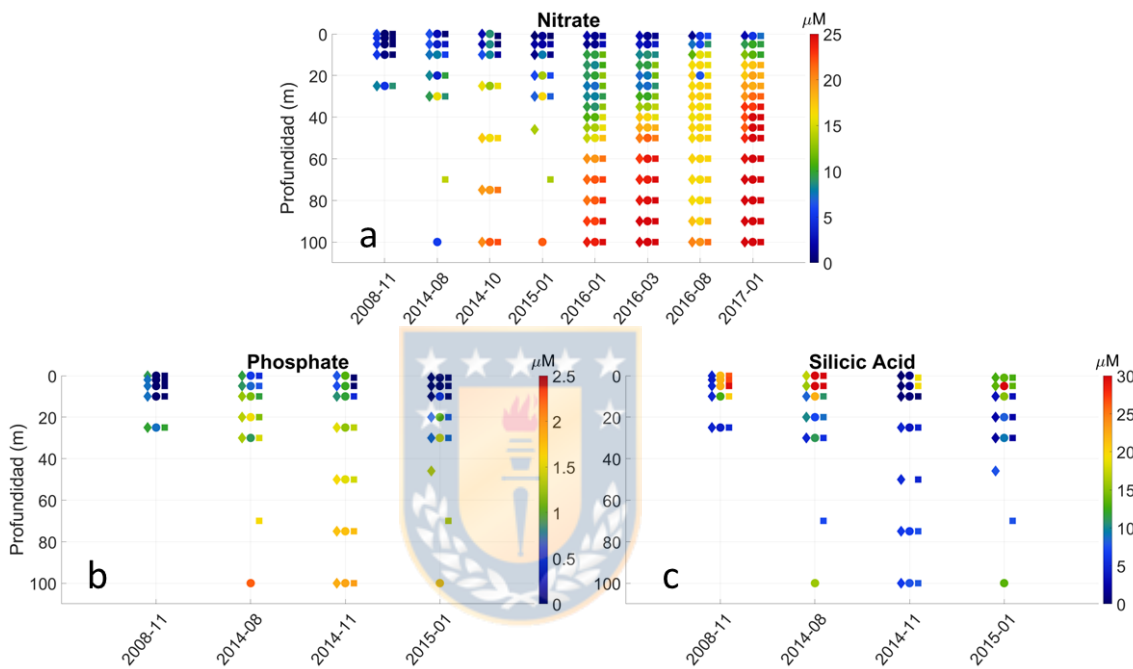


Figura 3.26: Distribución espacial de nutrientes en μM para 3 localizaciones a lo largo del sistema Baker-Martínez. Los rombos corresponden a la boca del fiordo, el círculo al centro del fiordo y al cuadrado a la cabeza del fiordo (boca de los ríos). Ordenados de izquierda a derecha marcan posiciones de menor a mayor influencia de la descarga de ríos. a) Nitrato; b) Fosfato; c) Ácido Silícico.

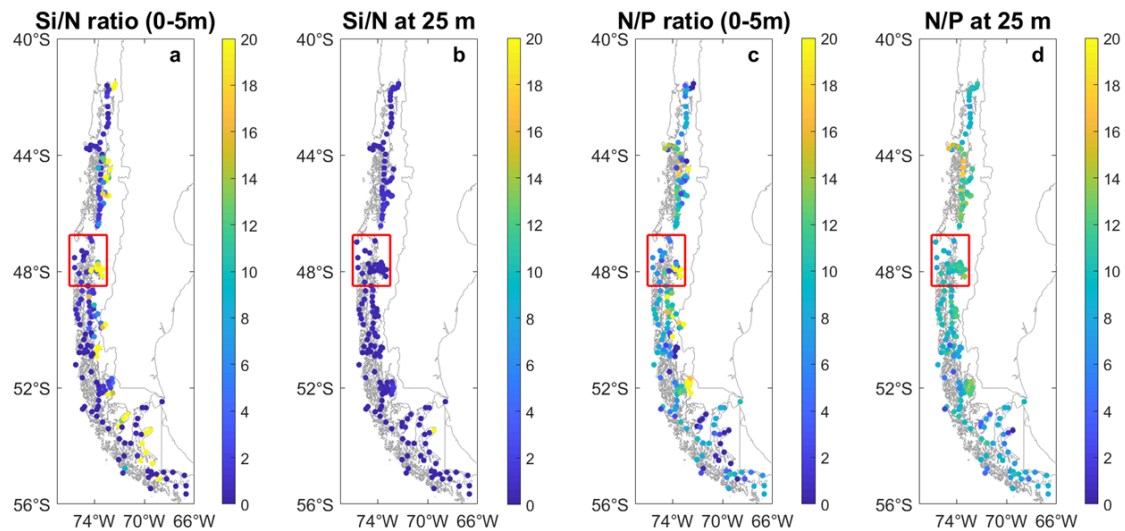


Figura 3.27: Distribución espacial de las razones de nutrientes a lo largo de Patagonia. a) Si/N integrado entre 0-5m; b) Si/N a 25m; c) N/P integrado entre 0-5m; d) N/P a 25m.

Al poner las campañas realizadas en un contexto regional, comparando con distintas campañas realizadas en otras zonas de la Patagonia (Fig. 3.27), las razones Si/N integradas en los primeros 5 metros presentaron valores altos en la zona de la desembocadura de los ríos, los cuales son comparables con zonas similares a lo largo de la región. En general, el valor de esta razón en la capa superficial disminuye rápidamente con la distancia a las descargas de agua dulce, y es cercana o igual a 0 en toda la región al considerar las concentraciones a 25m de profundidad. Las razones N/P en superficie mostraron valores extremadamente altos en 2 zonas de la región, el BMFS y en 52°S, mientras que en el resto de la región los valores varían entre 0 y 15. Estos altos valores en la zona del BMFS pueden indicar que las concentraciones de nitrato en la superficie son superiores a las zonas aledañas o que los valores de la razón son extremadamente altos debido a que los niveles de fosfato son muy bajos. Para los 25 metros de profundidad, las razones N/P en el BMFS se presentaron dentro de lo normal para la zona patagónica, sin diferencias importantes de nutrientes con respecto a otros fiordos y canales de la región.

3.3.2. Variabilidad intranual del Nitrato en BMFS

Se utilizó la data disponible de la boya LOBO ubicada en la isla Irene en el canal Martínez, para realizar análisis e inspeccionar las escalas de variabilidad del nitrato con una resolución temporal continua, a diferencia de las observaciones discretas de las campañas oceanográficas. Los diagramas T-S-Nitrato (TSN) (Fig. 3.28), muestran que el máximo de nitrato registrado en la boya corresponde a aguas con salinidad y temperatura asociadas a EW en los meses de invierno (agosto-septiembre), con concentraciones cercanas a $6 \mu M$. Se observaron 2 regiones de concentraciones de nitrato entre $3-5 \mu M$, dentro de las cuales la primera corresponde a una extensión de las máximas concentraciones de invierno descritas anteriormente y que en conjunto conforman la distribución TS típica de invierno para la RW y EW. El segundo núcleo de aguas con concentraciones de nitrato entre $3-5 \mu M$ se corresponde con bajas salinidades y altas temperaturas en los meses de enero-febrero. Este aumento de nitrato en condiciones de alto caudal corresponde al verano de 2019, el cual presenta valores anómalos comparados a los veranos de 2017 y 2018. Sin embargo, debido a que no se cuenta con un registro completo del año 2019, se hace difícil caracterizar este comportamiento. En general, los otros meses presentan concentraciones que varían entre los 1 y $2.5 \mu M$.

La WTC entre la densidad y la concentración de nitrato (Fig.3.29a) muestra una región de alta coherencia que abarca periodos de 1-30 días para los segmentos de febrero-marzo del 2017 y, luego de un quiebre, desde mayo hasta finales de septiembre, manteniéndose la importancia de la escala mensual hasta finales de noviembre. Esta alta coherencia se observa predominantemente en fase, indicando una variabilidad conjunta de la densidad con el nitrato, donde aumentos de densidad, principalmente manejados por la salinidad en esta escala temporal, covarían con aumentos en el nitrato y viceversa. De la misma manera, la WTC de los datos de caudal y la densidad (Fig.3.29 b-d), muestra que para el periodo de invierno, ambas series

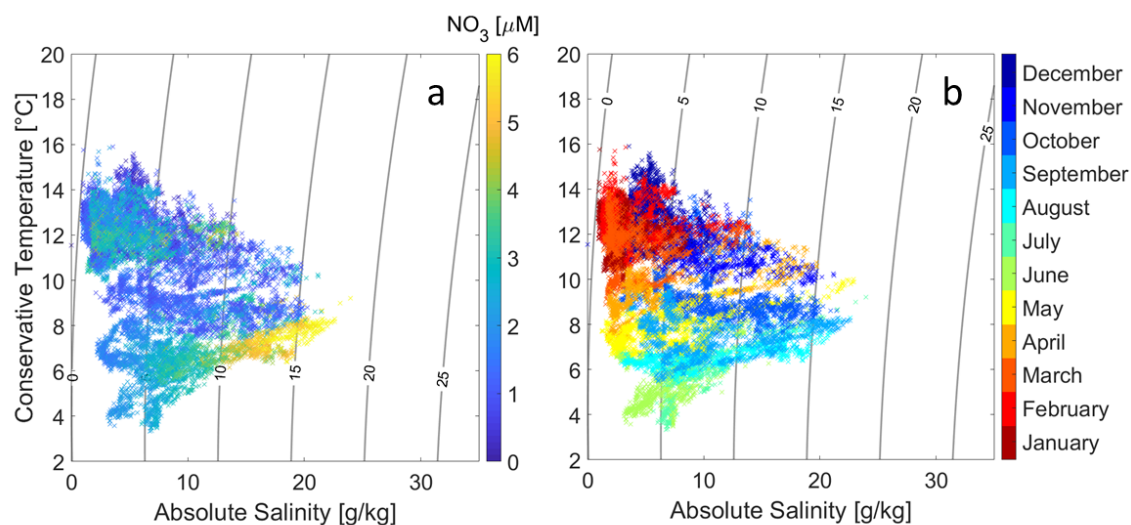


Figura 3.28: a) Diagrama T-S-Nitrato para los datos de la boya LOBO instalada en la isla Irene; b) Igual que el panel (a), pero indicando el mes de cada punto.

covarían predominantemente en fase para periodos de escala mensual (16-32 días), siendo más extenso y notorio en el caudal del río Pascua que en el del río Baker. Diversos eventos esparcidos bajo periodos de 12 días se observan a lo largo del año para ambos ríos. Otra escala de variabilidad que se logra observar corresponde a la variabilidad intraanual (64-128 días), siendo esta coherente y con un desfase de casi 90 grados entre ambas series en invierno en el río Pascua, desde mayo hasta septiembre, y observándose ligeramente desde enero hasta junio, en 2 franjas separadas de 64 y 90 días.

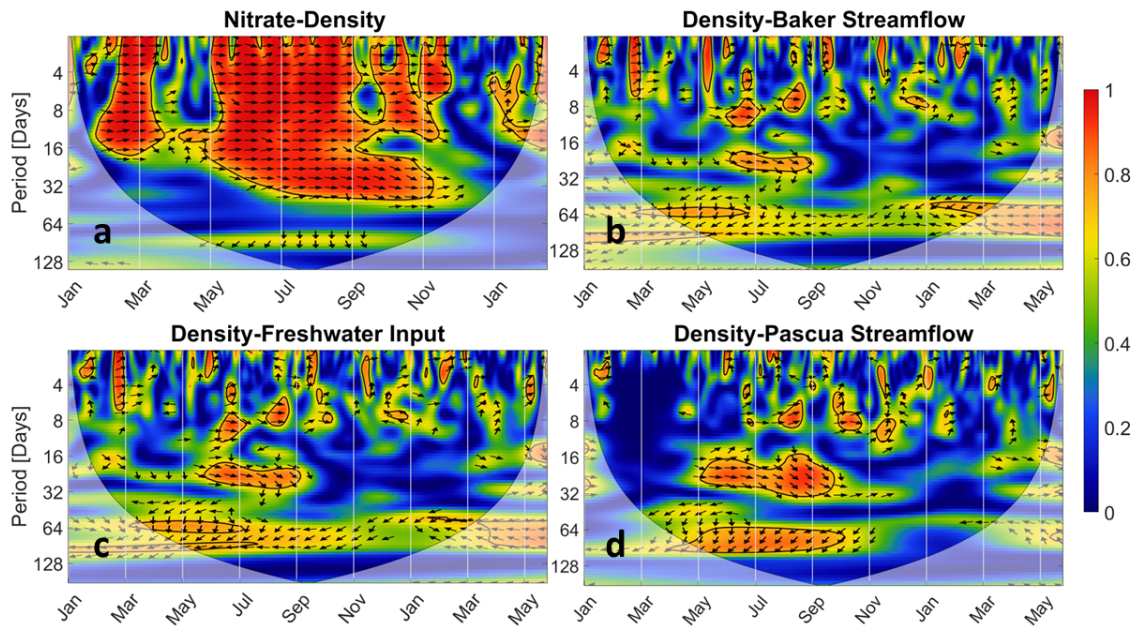


Figura 3.29: *Wavelet Coherence* entre diferentes variables de la Boya lobo y entradas de agua dulce. a) Nitrato y Densidad; b) Densidad y caudal diario río Baker; c) Densidad y entrada total de agua dulce (Baker+Pascua); d) Densidad y caudal diario de río Pascua.

3.4. Variabilidad interanual de la clorofila y propiedades ópticas del BMFS

3.4.1. Evaluación de algoritmos MODIS Chl-a y MODIS nFLH

Los datos derivados de los productos de Chl-a y nFLH de MODIS fueron comparados con la data disponible de fluorescencia *in situ*, con el fin de validar ambos productos. Esto debido a que el área de estudio es altamente influenciada por la turbidez de los ríos y que por lo tanto puede generar señales erróneas en los productos de color satelital como se ha mencionado en diferentes trabajos (Abbas et al., 2019; Behrenfeld et al., 2009; Son y Wang, 2012).

En la comparación se consideró todos los puntos disponibles de Chl-a y nFLH de MODIS con los perfiles integrados de fluorescencia *in situ* disponibles en los canales

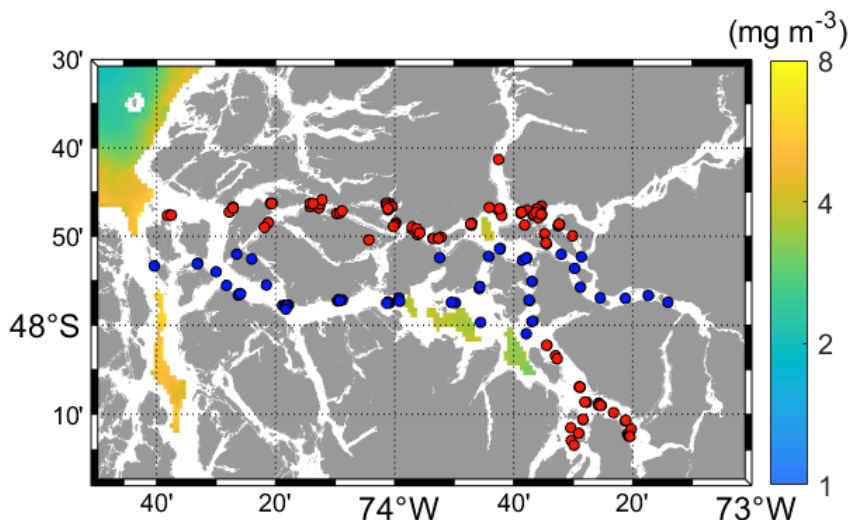


Figura 3.30: Estaciones disponibles con información de fluorescencia, utilizada en el testeo de los algoritmos satelitales y concentración de Clorofila obtenida de MODIS (color). Los puntos rojos corresponden a información fuera del rango latitudinal del canal Baker, mientras que los puntos azules corresponden a la información definida dentro del canal Baker para efectos de comparación.

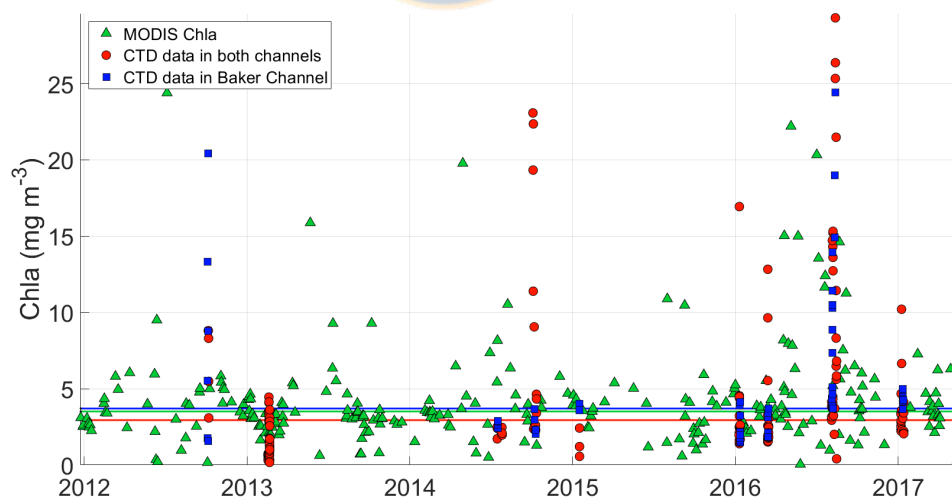


Figura 3.31: Serie de Chl-a satelital dentro del canal Baker (verde) y Chl-a integrada entre 0-5 metros derivada de datos de CTD. Los cuadrados rojos y azules corresponden a los colores de la las estaciones presentadas en Fig.3.30 y las líneas indican la mediana de cada serie.

Baker-Martínez (Fig. 3.30). Debido a la resolución de los datos MODIS, los puntos extraídos dentro del canal solo se encuentran dentro del Canal Baker. En general, los datos de Chl-a MODIS coinciden con la magnitud de los datos de fluorescencia *in situ* integrados desde la superficie hasta los 5 metros de profundidad (Fig. 3.31). Los valores de fluorescencia integrada que se escapan del rango para el mismo día de medición indican la alta variabilidad espacial del sistema, la cual no es completamente reproducida por los datos de MODIS.

El producto de nFLH, no es comparable directamente con las series *in situ*. Un análisis cualitativo mostró una alta variabilidad en los valores de nFLH comparados con el producto de Chl-a, variabilidad no comparable a aquella mostrada por las mediciones *in situ* de fluorescencia para cualquier valor de integración. Sin embargo, la climatología mensual de todos los valores de nFLH disponibles presenta un patrón con una alta correlación con la climatología de los ríos Baker ($r=0.63$, $p=0.03$) y Pascua ($r=0.93$, $p<0.005$) (Fig. 3.32b). Dada la turbidez asociada a la descarga de los ríos de la zona, esta relación entre las climatologías se puede entender como que el producto nFLH dentro de los canales está siendo afectado por la entrada de agua dulce de los ríos, y por lo tanto la señal biológica que podría representar es diferente a la del producto Chl-a. Para las siguientes secciones, se estudiarán de manera conjunta los productos Chl-a, nFLH y el espectro de reflectancia ($Rrs(\lambda)$) para complementar los resultados obtenidos.

3.4.2. Variabilidad estacional de la clorofila y propiedades ópticas

La climatología de Chl-a obtenida para el interior del canal Baker a partir de la data satelital no muestra un ciclo estacional claro (Fig. 3.32a y 3.33a). Los valores rondan los $3-4 \text{ mg m}^{-3}$, con mayo siendo el mes con mayor concentración de clorofila,

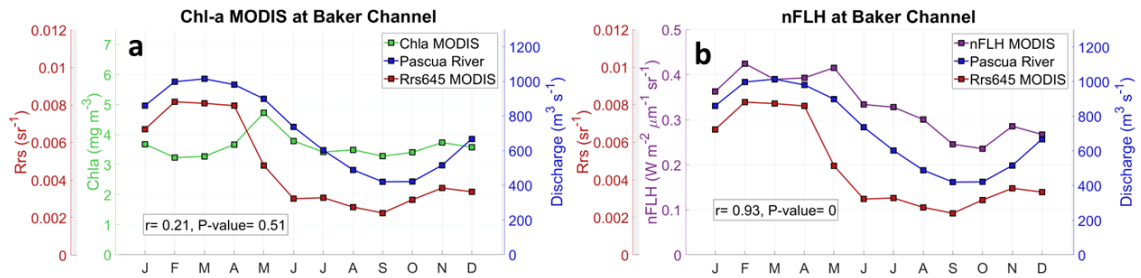


Figura 3.32: Climatologías de Chl-a MODIS (a) y nFLH MODIS (b) calculadas para el periodo 2002-2020 en los pixeles obtenidos dentro del canal Baker. Los valores de correlación corresponden a la variable respectiva con la climatología del río Pasqua (línea azul). La línea roja corresponde a la climatología de Rrs 645 MODIS.

superando los 4 mg m^{-3} . El rango intercuartil fue mayor para los meses de invierno, disminuyendo al pasar primavera y llegando a la menor dispersión para los meses de verano, siendo el mes de julio aquel que presentó la mayor variabilidad. En comparación al interior del canal, el Golfo de Penas muestra magnitudes cercanas a 1 mg m^{-3} , pero con un ciclo anual coincidente con la descarga de los ríos, con concentraciones mayores en febrero y menores en julio. De la misma manera que dentro del canal, los meses de invierno fueron los que presentaron la mayor dispersión, en este caso con una tendencia a que la distribución esté sesgada hacia valores altos, pero con una diferencia de dispersión entre verano e invierno menor que dentro del canal.

La climatología de nFLH para el interior del canal Baker (Fig. 3.33b) presentó un ciclo anual coincidente con la descarga de los ríos, con valores máximos en verano, para los meses de mayor caudal, y una disminución hacia la primavera, con el mes de octubre marcando el cambio de fase. Los meses de verano y otoño presentaron los mayores rangos intercuartiles, especialmente entre febrero y mayo, con una disminución en invierno. En contraste, al interior del canal la climatología para el Golfo de Penas mostró un patrón con 2 *peaks* anuales, uno en los meses de abril-mayo y uno más tardío en septiembre. En contraste con el canal, la menor fluorescencia se observó en febrero. En términos de magnitudes, la mayor diferencia se observó en los meses de verano, para luego en invierno reducirse al aumentar la fluorescencia en

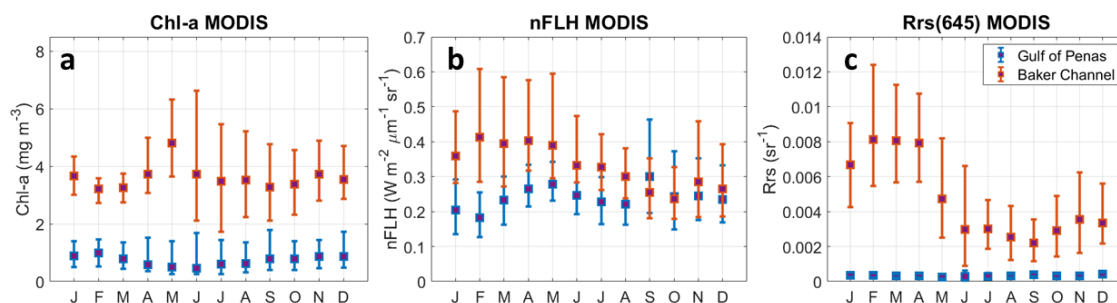


Figura 3.33: Climatologías de Chl-a (a), nFLH (b) y Rrs(645) (c) obtenida de series satelitales de MODIS para el interior del Canal Baker (naranja) y para el Golfo de Penas (azul).

el Golfo y disminuir en los canales. En septiembre y octubre se observan valores de fluorescencia en el Golfo mayores que en el canal, para luego revertirse en noviembre.

La reflectancia en la banda de los 645 nm (Fig. 3.33c) siguió el patrón de la climatología de los ríos dentro del canal, con los valores máximos en febrero-marzo que luego disminuyen hasta alcanzar el mínimo en agosto-septiembre. Al igual que la fluorescencia, la variabilidad es mayor para los meses de verano que para los meses de invierno. En el Golfo de Penas, la señal de Rrs(645) es casi inexistente en comparación al interior del canal, consistente con la influencia del río (Fig. 3.33).

Para obtener una mejor interpretación de la variabilidad óptica estacional, en la figura 3.35 se presentan 3 espectros mensuales para 3 áreas ópticamente diferentes alrededor del BMFS (Fig 3.34). Se observa que en aguas de océano abierto (Fig 3.35a) la reflectancia decae casi linealmente desde el ultravioleta (400-450 nm) hasta el infrarrojo (≥ 650 nm). Temporalmente se observa poca variabilidad en el sector rojo-infrarrojo, y una mayor variabilidad relativa en el sector verde y azul-violeta, con las mayores reflectancias para cada banda en enero. El área costera (Fig 3.35b), región de transición entre los canales altamente afectados por la descarga de los ríos y el océano abierto, muestra una distribución típica de aguas tipo II (Spyrakos et al., 2018), con un *peak* en la región del color verde y un patrón diferente del observado en aguas oceánicas. La variabilidad temporal de cada banda también es compleja,

con la banda del azul-violeta alcanzando sus valores mínimos entre mayo y junio, mientras que la región del verde y rojo presento sus valores mínimos en los meses desde septiembre hasta noviembre. Las máximas reflectancias se dan en el mes de febrero para varias longitudes del espectro, coincidentes con uno de los meses de máxima descarga de ríos en la región, con excepción de la banda del ultravioleta, la cual muestra su máximo en junio. Finalmente, para la zona interior de los canales (Fig 3.35c), se observa un patrón completamente diferente a la zona de transición y oceánica, con un aumento lineal desde el ultravioleta hasta el verde y una posterior disminución lineal desde el verde al infrarrojo. Los meses de máxima reflectancia en todas las bandas se dan en febrero y marzo, observándose un claro contraste óptico en la región del verde entre el periodo de alto caudal (enero-abril) y el resto del año en la región del verde, donde las reflectancias de verano casi doblan las observadas el resto del año. Los meses de invierno presenta un comportamiento semejante a los espectros de la zona de transición costera, con un máximo relativo en el ultravioleta y en el verde y ligeras diferencias en la zona del azul. Las menores reflectancias en todas las bandas se observan para los meses de agosto-septiembre, y al igual que para la banda del verde, las bandas del azul y rojo presentan diferencias importantes entre verano y el resto del año en términos relativos.

3.4.3. Variabilidad interanual de la Chl-a

Se analizó la variabilidad interanual de la Chl-a para las temporadas de alto y bajo caudal en la zona (Fig 3.36a). En verano, la mediana dentro del canal varía entre 3 y 4.5 mg m⁻³, con una baja variabilidad intraestacional indicada por el estrecho rango intercuartil para cada año, así como una baja variabilidad interanual observable como la diferencia entre años del valor de la mediana. El año con mayor concentración de Chl-a fue 2011, mientras que la menor concentración se observó para el verano de 2005, aunque estos valores no se alejan mucho de la concentración pro-

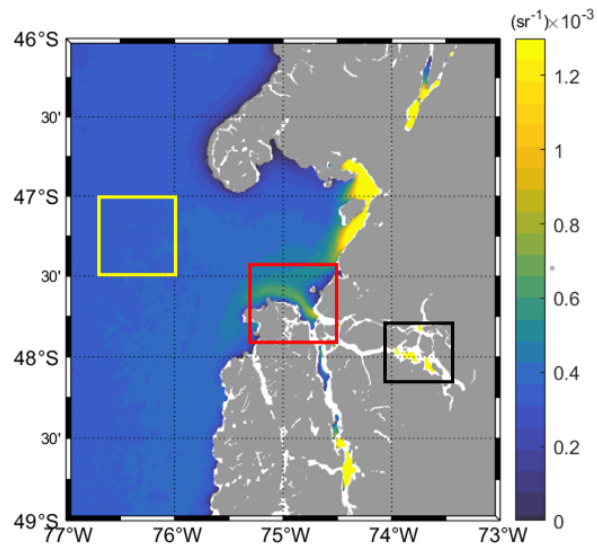


Figura 3.34: Climatología de $Rrs(645)$ para el periodo 2002-2020. Los cuadrados delimitan las áreas definidas como océano abierto (amarillo), entrada del BMFS (rojo) e interior del BMFS (negro).

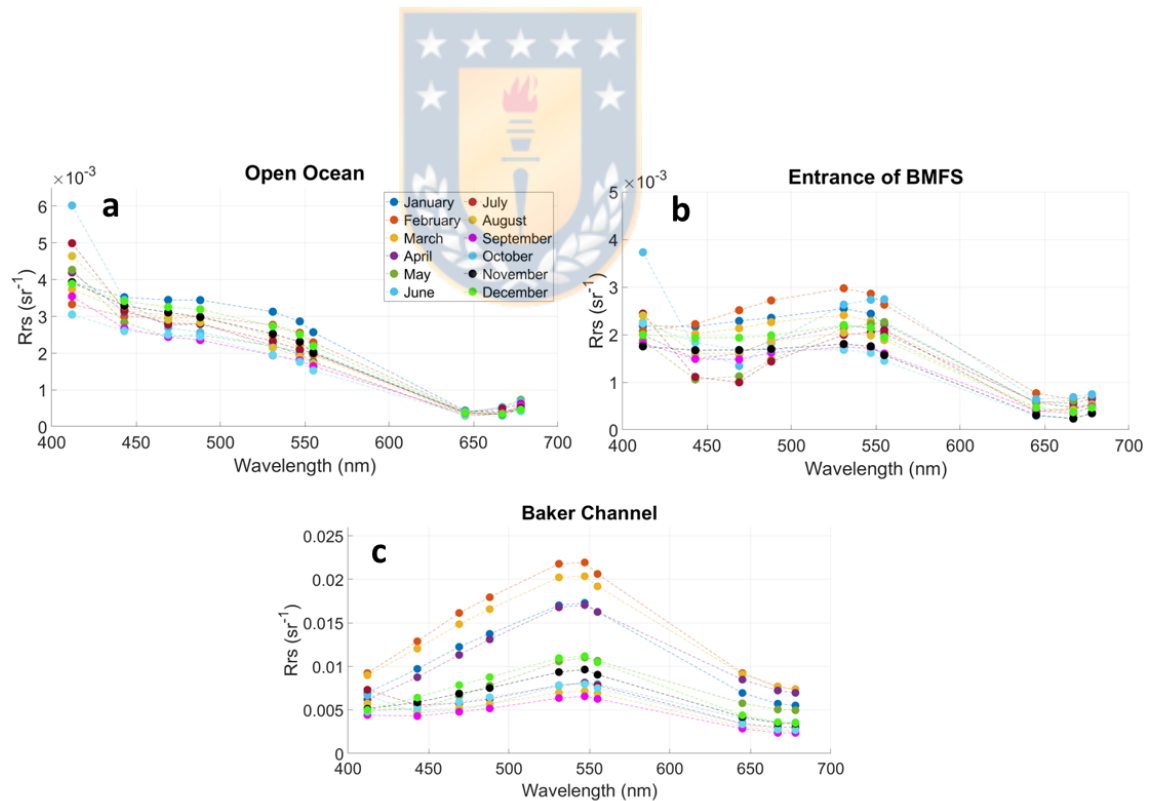


Figura 3.35: Climatología espectral de las bandas de Rrs de MODIS, para el océano abierto (a), entrada del sistema Baker-Martínez (b) y al interior del canal Baker (c). Los colores indican los meses del año, siendo azul enero y verde claro diciembre.

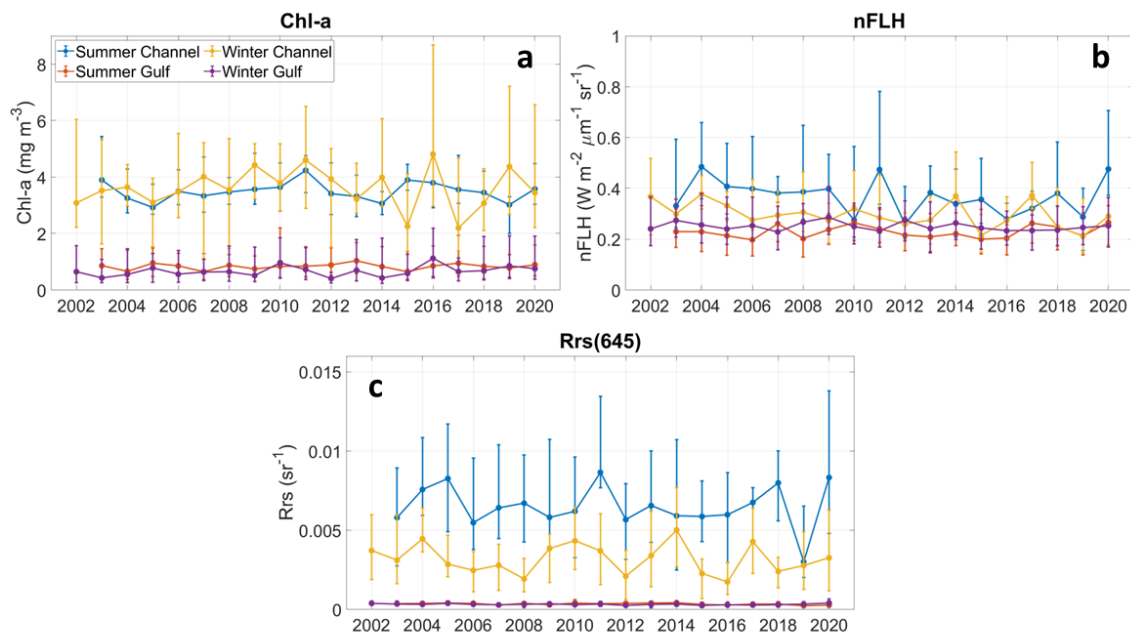


Figura 3.36: Medianas estacionales y rangos intercuartiles de Chl-a (a), nFLH (b) y Rrs(645) (c) obtenidos de MODIS para verano (noviembre-abril; azul-amarillo) e invierno (mayo-octubre; naranja-morado) al interior del canal Baker (azul-naranja) y en el Golfo de Penas (amarillo-morado).

medio para la estación. En invierno, la mediana dentro del canal varía entre 2 y 5 mg m^{-3} , con rangos intercuartiles mucho más amplios que los observados en verano, indicando una mayor variabilidad intraestacional. Interanualmente, el año 2016 presentó concentraciones anómalas, con una mediana ligeramente por sobre los valores observados a la fecha y un rango intercuartil con valores superiores a 6 mg m^{-3} . Los años con la menor concentración de Chl-a fueron los años 2015 y 2017, siendo el periodo 2015-2017 el más anómalo del registro. En general, la Chl-a dentro del canal presentó valores ligeramente superiores en invierno, mientras que en el Golfo las concentraciones tienden a ser mayores en verano.

En cuanto a la fluorescencia (Fig. 3.36b), ésta presenta una amplitud interanual ligeramente mayor en verano al interior del canal (0.28 y 0.5 $\text{W m}^{-2} \mu\text{m}^{-1} \text{sr}^{-1}$), que en invierno (0.2 y 0.4 $\text{W m}^{-2} \mu\text{m}^{-1} \text{sr}^{-1}$). Además, la variabilidad intraestacional en verano es mayor que en invierno (Fig. 3.36b). Destacan los veranos de años como

el 2011, donde la fluorescencia mediana alcanzó uno de sus mayores valores ($0.5 \text{ Wm}^{-2}\mu\text{m}^{-1}\text{sr}^{-1}$) y el percentil 75 alcanzó los $0.8 \text{ Wm}^{-2}\mu\text{m}^{-1}\text{sr}^{-1}$. Otros años con altos valores de fluorescencia en verano corresponden a 2004 y 2020, mientras que los años con menor fluorescencia corresponden a 2010 y 2012, seguidos de 2016 y 2019. En invierno, los años con mayor fluorescencia fueron 2002, 2004, 2014 y 2017, mientras que los con fluorescencia mediana más baja corresponden a 2015 y 2019. En general, la fluorescencia en verano dentro del canal presentó valores superiores a invierno, con algunos años donde este comportamiento se invierte ligeramente (2010 y 2017). Por el contrario, en el Golfo los valores de invierno tendieron a ser mayores que en verano, observándose algunos inviernos en que la fluorescencia en el Golfo fue igual o mayor a la observada dentro del canal, como en 2009, 2012, 2015 y 2019. La variabilidad interanual de la reflectancia de 645nm (Fig. 3.36c) en verano dentro del canal presentó en algunos años una variación coincidente con los valores de fluorescencia, como son los *peaks* de verano en los años 2011 y 2020. Sin embargo, también se observó otros años con comportamientos destacables como 2005 o 2019 que no se vieron reflejados en la fluorescencia. La variabilidad en invierno se encuentra en general desacoplada de la variabilidad en verano, con *peaks* en años como 2004, 2010 y 2014, y mínimos en 2008, 2012 y 2016. Estos *peaks* presentaron una buena coherencia con los *peaks* en fluorescencia. En el caso del Golfo, dado que el efecto del río se ve disminuido, no se observó una diferencia clara entre los valores de invierno y verano en la zona del Golfo en $R_{rs}(645\text{nm})$.

Para obtener una mejor descripción de la variabilidad óptica del sistema, se extendió el análisis interanual por estación a todas las bandas de reflectancia, enfocándose en las anomalías interanuales (Fig. 3.37). Para verano (Fig. 3.37a), la variabilidad de las diferentes bandas de color presentó un comportamiento en fase para algunos periodos, como 2002-2006, 2009-2014 y 2017-2020. Los años 2004, 2005, 2011 y 2020 presentaron anomalías positivas superiores a una desviación estándar sobre la

media histórica, sin embargo, la composición óptica de estas anomalías varía, siendo más destacable en la región del azul-ultravioleta para los años 2004-2005, en el ultravioleta e infrarrojo para el 2011 y en la región del verde para el 2020. De la misma manera, años con anomalías negativas destacables también presentaron composiciones ópticas diferentes, como el año 2007, con las mayores anomalías en el color azul, los años 2016 y 2017, con anomalías negativas solamente en el ultravioleta, y el año 2019, en que todas las bandas presentaron las mayores anomalías negativas para el periodo de estudio, principalmente en el rojo y verde. Aún con esta complejidad óptica, estas anomalías presentaron una alta coherencia temporal. En contraste, invierno presentó patrones altamente complejos y no coherentes (Fig. 3.37b). Diferentes eventos de anomalías positivas y negativas importantes son observables, con composiciones ópticas diversas. Los años 2002, 2004, 2005, 2010, 2014 y 2017 presentaron anomalías positivas superiores a una desviación estándar en algunas bandas, destacando la banda del rojo-infrarrojo en 4 de 6 eventos. Los años 2002 y 2005 tuvieron una composición predominantemente en la región del azul, y en el caso del 2005, este presentó anomalías negativas en el rojo. Por otro lado, años como 2010 y 2014 son dominados por las bandas del verde y rojo. Otros eventos relevantes fueron las anomalías negativas de los años 2006-2008, 2012 y 2016. El año 2016 destacó por ser el año más anómalo del registro, alcanzando las 3 desviaciones estándar en algunas bandas, principalmente violeta y rojo. En síntesis, esta variabilidad indica que, si bien el ciclo anual observado en los espectros mensuales muestra un comportamiento coherente y altamente variable en la región del verde dentro del canal, interanualmente las estaciones presentan una composición óptica compleja. También se observó que en general, la variabilidad en las bandas del verde y rojo tiende a ir en fase en ambas estaciones, siendo las bandas del azul y violeta las que presentan comportamientos desacoplados en invierno.

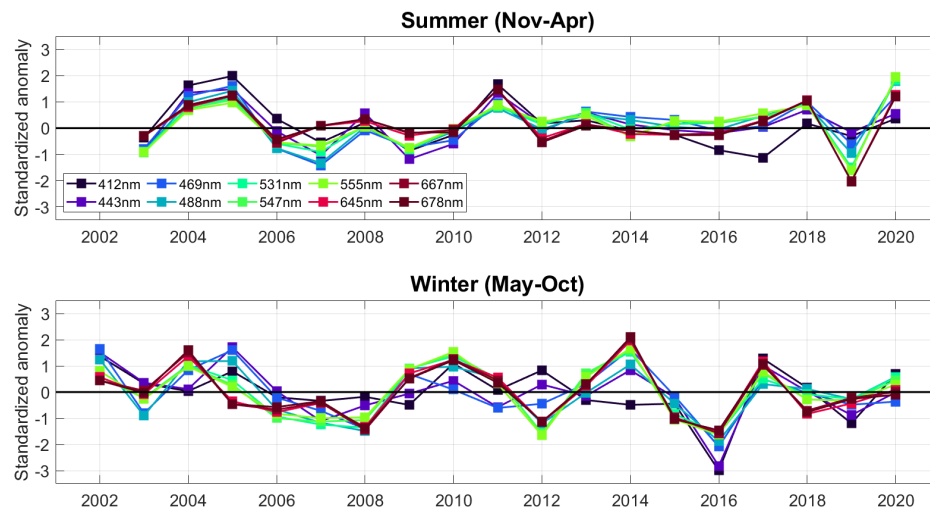


Figura 3.37: Anomalías estacionales de $Rrs(\lambda)$ para verano (a; noviembre-abril) e invierno (b; mayo-octubre), calculadas con respecto a la climatología estacional de cada banda. El color indica la banda correspondiente en el espectro de luz visible.

3.4.4. Relación entre anomalías de caudal y Rrs

Debido a que una de las principales fuentes de variabilidad de reflectancia dentro del canal corresponde a las entradas de agua dulce de los ríos y su correspondiente material suspendido, se espera que las anomalías observadas en Rrs para cada banda se encuentren ligadas de alguna manera a las anomalías de caudal del sistema. Para estudiar esta relación y asumiendo una relación lineal entre las diferentes bandas de reflectancia y el caudal de los ríos Baker y Pascua, se realizaron regresiones lineales multivariable para cada río y para cada estación. El mejor ajuste en términos de correlación y error cuadrático medio se obtuvo al utilizar las 10 bandas disponibles de MODIS para ambos ríos (Fig. 3.38). Los modelos obtenidos resolvieron bien la variabilidad año a año, indicado por los valores de R^2 mayores a 0.6 de para todos los ajustes obtenidos. Sin embargo, hay una subestimación de la magnitud de las anomalías en verano para ambos ríos (Fig. 3.38a,c). En contraste, en invierno se obtuvo el menor MSE para cada río, destacando el río Pascua por la alta similitud entre el ajuste y las anomalías observadas. Los coeficientes obtenidos para cada ajuste son mostrados en la figura 3.39.

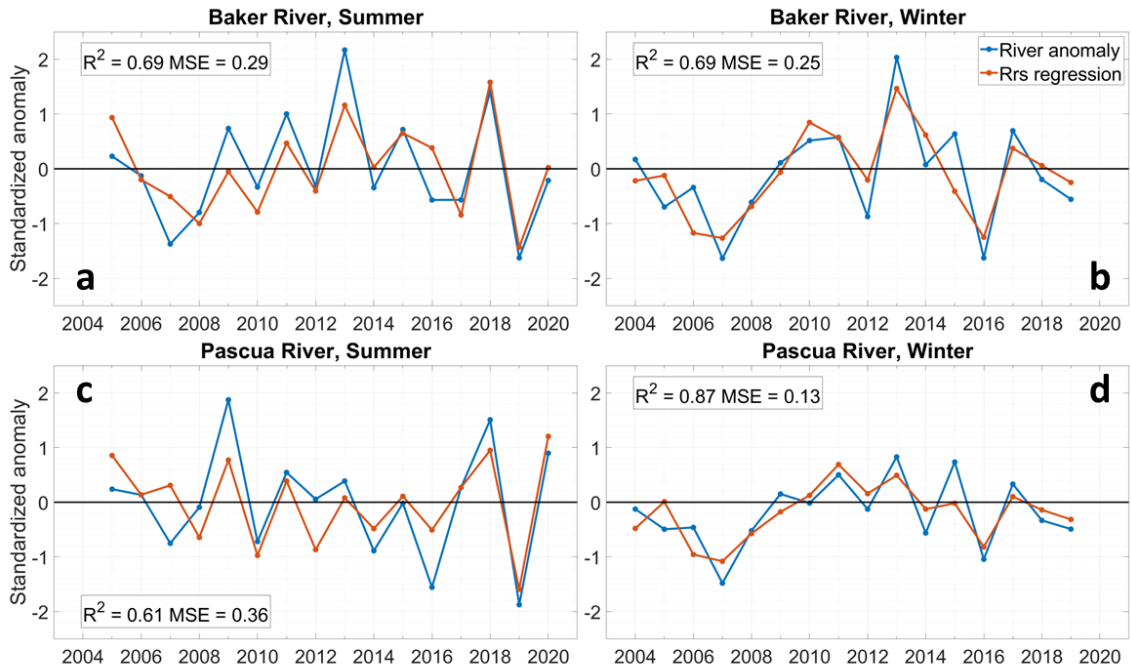


Figura 3.38: Modelos multivariable lineales para anomalías estacionales de caudal del río Baker (a-b) y Pascua (c-d) para verano (a,c) e invierno (b,d), utilizando como variable predictora las reflectancias disponibles de MODIS para el espectro visible.

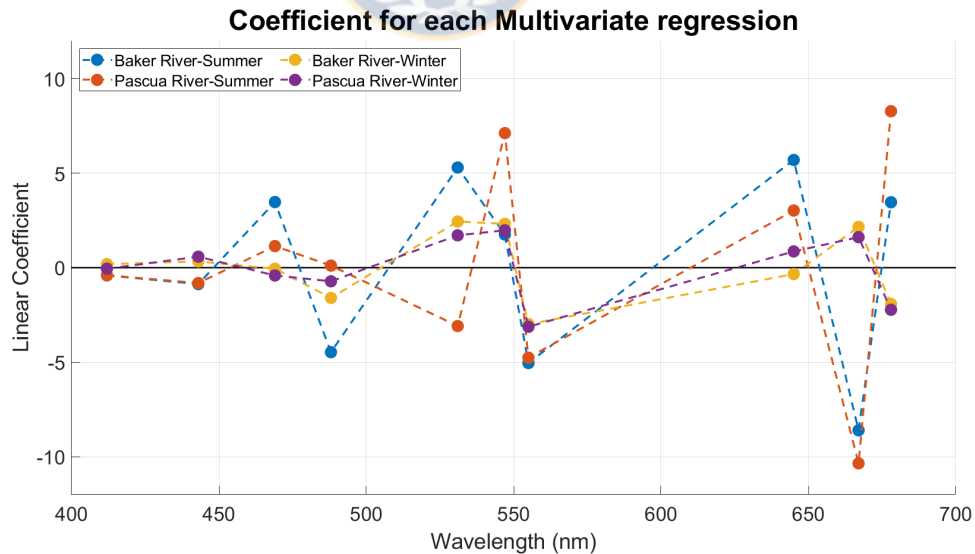
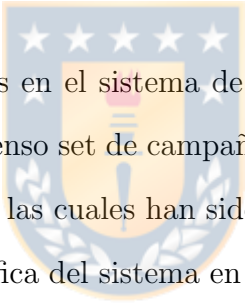


Figura 3.39: Coeficientes para el ajuste lineal multivariado asociado a cada longitud de onda de reflectancia utilizada de MODIS. Azul: Río Baker en verano; Naranja: Río Pascua en verano; Amarillo: Río Baker en invierno; Morado: Río Pascua en invierno.

Capítulo 4

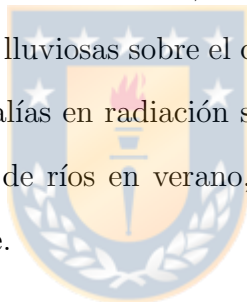
Discusión



Los esfuerzos observacionales en el sistema de fiordos Baker-Martínez en la última década han generado un extenso set de campañas y mediciones oceanográficas tanto físicas como biogeoquímicas, las cuales han sido utilizadas en este trabajo para evaluar la variabilidad hidrográfica del sistema en escalas interanuales. La combinación de estos datos con imágenes MODIS de alta resolución permitió una caracterización más completa de las condiciones ópticas y biológicas en los canales Baker-Martínez, además de proporcionar las primeras series de tiempo de color del océano dentro de este sistema. Los análisis entregaron nuevos conocimientos sobre (i) las escalas de variabilidad de las entradas de agua dulce al sistema y como estas pueden relacionarse a la variabilidad física del sistema, (ii) variabilidad de los nutrientes acoplada a las entradas de agua dulce y, (iii) variabilidad en las características ópticas y biológicas al interior de los canales. En las siguientes secciones se discuten los resultados en comparación a otros estudios realizados en la zona y en la región, los posibles mecanismos generadores de variabilidad y la validez de los resultados así como áreas de trabajo a futuro para mejorar estos resultados.

4.1. Variabilidad de la entrada de agua dulce y contexto regional

Los resultados mostraron las diferentes escalas de variabilidad que presentan las entradas de agua dulce al complejo Baker-Martínez y cómo éstas se relacionan a diferentes forzantes físicos. Las anomalías de precipitación parecen ser un forzante importante para la variabilidad del caudal de los ríos, según lo indicado por los patrones de correlación y los resultados de los modelos de regresión. Se observa una mayor relación entre la precipitación y las anomalías de caudal en invierno, donde la correlación espacial indica que los ríos responden a patrones de precipitación regionales más que locales. Esto implica que la variabilidad en el caudal de los ríos se correlacione también con la intensidad del viento, dada la importancia del viento zonal en la generación de condiciones lluviosas sobre el continente (Garreaud et al., 2013). De la misma manera, las anomalías en radiación superficial neta (Q_{net}) y precipitación se relacionan con el caudal de ríos en verano, generando modelos estadísticos con una buena bondad de ajuste.



Con respecto a las frecuencias dominantes en el sistema, la presencia de un ciclo anual marcado en los análisis de *wavelet* es una característica observada en otros ríos (e.g (Flores et al., 2022; Juez et al., 2021; Saldías et al., 2020; Scordo et al., 2018; Whitney, 2010) de origen glacial y pluvial. En el caso de los ríos Baker y Pascua, la energía en el ciclo anual varía entre ríos, llegando a casi desaparecer el contraste entre la temporada de alto y bajo caudal en el río Baker en 2014. Esta desaparición del ciclo anual también se ha observado en otros ríos, con periodos y escalas temporales diferentes. Por ejemplo, Scordo et al. (2018) documentaron la desaparición del ciclo anual en el río Serguer en la Patagonia Argentina entre 1998 y 2000, y luego desde 2012 hasta 2016. En dicho estudio, se encontró que la desaparición de ciclo anual para el periodo 1998-2000 coincide con una alta coherencia entre el

Southern Oscillation Index (SOI) y el caudal del río Serguer, indicando la posibilidad de un forzamiento remoto sobre el ciclo anual. En el río Baker, la disminución de la banda alrededor del ciclo anual coincide con una coherencia significativa en fase con el MEI, y con un periodo de coherencia en antifase con el AAO. Sin embargo, para dar una explicación más detallada se requiere un estudio de la influencia climática y cómo estos dos modos climáticos interactúan sobre los diferentes ríos de Patagonia.

Las diferencias entre la energía y consistencia del ciclo anual de ambos ríos también pueden asociarse a la estabilidad estacional de cada río debido a la cantidad de tributarios que cada uno presenta, siendo el río Baker el que más ruido presenta sobre la señal estacional. Además, eventos GLOF en el río Baker generan eventos de alta energía en periodos bajos, como el sucedido en el año 2009, el cual fue lo suficientemente marcado para afectar el promedio mensual de la serie. Otros eventos GLOF podrían ser identificados en la descarga de los ríos como pulsos de bajo periodo en la *wavelet* de los ríos, pero debido a que se utilizaron promedios mensuales, su efecto sobre la serie temporal se ve amortiguado. Al extraer el ciclo anual en ambos ríos, se detectaron diferentes eventos y en particular, una oscilación interanual entre 2 y 2.5 años (16-32 meses) entre los años 2011 y 2018 en el río Baker, y 2009-2019 en el río Pascua. Un análisis regional de otros ríos al norte y al sur de la zona (Fig. 4.1) muestra esta oscilación en un río al norte (río Aysen), mientras que otro río más al norte (río Palena), no muestra señales de esta oscilación. Hacia el sur, el río Serrano tiene un fuerte ciclo anual, muestra una franja alargada de diferentes periodos importantes al extraer el ciclo anual, alcanzando los 32 meses entre 2016 y 2019. El hecho de que un río al norte de la zona de estudio muestre una oscilación coincidente, pero que sea un río de origen predominantemente pluvial, podría indicar que además de ser un patrón regional el que ocasiona esta oscilación, este mecanismo además puede afectar tanto ríos pluviales como glaciales. Por otro lado, la ausencia de esta misma oscilación en ríos aledaños complica una causa regional como explicación posible a este

proceso y da cuenta de una respuesta específica de cada cuenca a este posible efecto regional. En el estudio de Scordo et al. (2018) también se encontró una coherencia en fase para el río Serger con los índices del SOI y el AAO entre 2005 y 2011 para periodos de 2-2.5 años, coincidiendo en frecuencia con los ríos Baker y Pascua, pero no en rango temporal. Adicionalmente, las correlaciones entre los diferentes índices climáticos y variables físicas en el sistema mostraron que el BMFS se correlaciona de manera compleja con estos índices. Se observó la presencia de correlaciones significativas sobre el BMFS entre la precipitación de noviembre-abril con el AAO y el MEI, junto a correlaciones significativas entre el AAO y el Q_{net} para marzo-septiembre. La distribución espacial de estas correlaciones es heterogénea e indica la posibilidad adicional de que las diferentes entradas de agua dulce, las cuales están ligadas al Q_{net} y la precipitación dependiendo de la estación, puedan interactuar de manera independiente según la cuenca a considerar. La robustez de estas correlaciones y coherencias debe evaluarse utilizando diferentes conjuntos de datos y periodos de tiempo. De la misma forma, estos resultados también refuerzan la necesidad de una comparación regional entre ríos y modos climáticos para mejorar el entendimiento del forzamiento remoto en la descarga de los diversos ríos en Patagonia.

Las *wavelets* de precipitación y viento muestran una oscilación de periodos parecidos para rangos temporales coincidentes, pero no de la misma extensión. El viento muestra periodos de variabilidad significativa entre 2015 y 2018 en la magnitud del viento, y entre 2013 y 2018 para la componente meridional. La precipitación en las diferentes cuencas muestra una señal significativa alrededor de los 32 meses para el mismo periodo. La oscilación en el río Pascua parte en el 2009, mientras que en el río Baker comienza en el año 2011 y se extiende en ambos casos hasta 2018-2019. De la misma manera, la *wavelet* del Q_{net} luego de extraer el ciclo anual muestra variabilidad significativa en periodos de 8-20 meses desde 2011 hasta 2014. En conjunto, los resultados de estas *wavelets* sugieren que la oscilación de 2-2.5 años observada

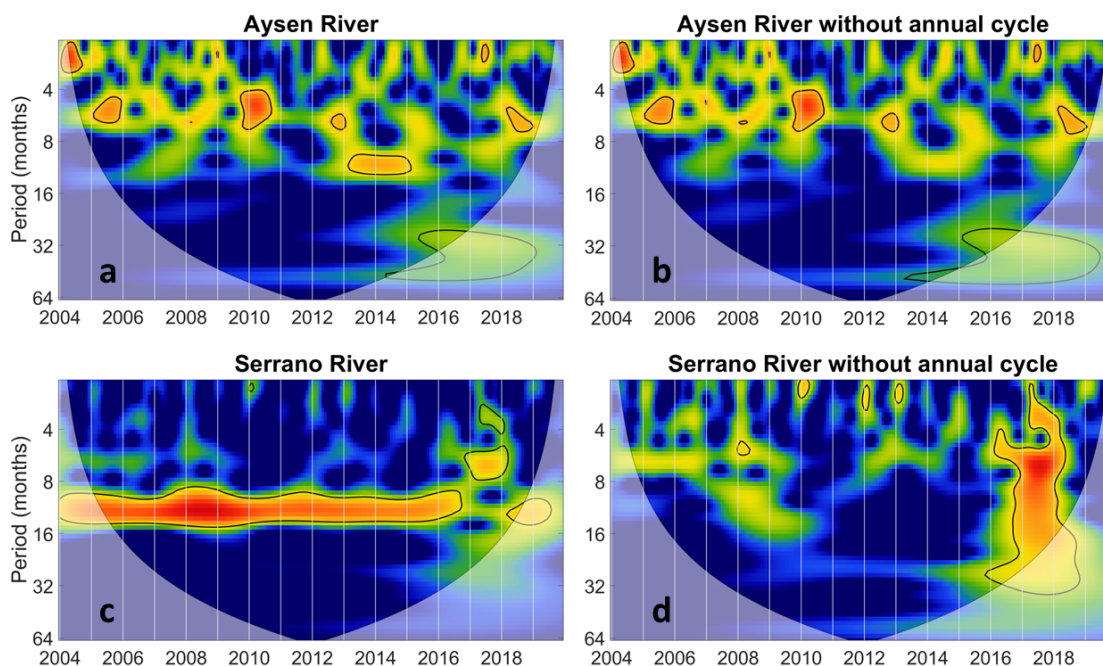


Figura 4.1: *Wavelets* obtenidas para 2 ríos de la región al norte y sur de la zona de estudio considerando la serie original (a,c) y la serie sin ciclo anual (b,d). a-b: Río Aysen (45.05°S). c-d: Río Serrano (51.31°S).

en ambos ríos podría responder a un proceso que afecta inicialmente a los Campos de Hielo, aumentando el contraste verano-invierno, y posteriormente una respuesta atmosférica en los patrones de viento que en esta región están estrechamente relacionados a la precipitación. Esto es más claro al observar la coherencia entre *wavelets* para las diferentes variables y los modos climáticos AAO y MEI (Fig. 3.19 y 3.20). Ninguno de los ríos no covaría con el AAO para el periodo y rango de tiempo de interés. Sin embargo, la precipitación, el Q_{net} y la magnitud del viento covarían con el AAO desde el año 2014 en adelante. El Q_{net} tiene una fase de 90° con el AAO, mientras que la precipitación y el viento tienen una fase de 270° , indicando desfases hacia atrás y adelante con respecto del AAO. Por otra parte, el río Pascua presenta una región de alta coherencia con el MEI previo al inicio de la oscilación de 2-2.5 años. Posteriormente, el MEI presenta una alta coherencia con el Q_{net} , la precipitación y el viento, en periodos de 16 y 32 meses, siendo más amplias las áreas de coherencia para la cuenca del río Pascua. Esto nos permite relacionar parte de la va-

riabilidad observada en los forzantes físicos a un forzamiento remoto de gran escala. Sin embargo, el proceso específico que generó esta oscilación en ambos ríos requiere un mayor estudio de cómo las descargas de los ríos y el forzamiento físico responden a eventos de mayor escala. De la misma manera, existe la posibilidad de que el Q_{net} no sea el mejor *proxy* de descarga de hielo, y que otra variable o índice entregue una mejor información respecto a las condiciones físicas de este evento anómalo.

Bajo los escenarios de cambio climático, se prevé una disminución en precipitaciones y cambios en los caudales de la zona. En este contexto, los resultados de esta tesis muestran que caudales anómalos en invierno dependen en parte importante de las anomalías en precipitación. Un aumento en la frecuencia de años con anomalías negativas de precipitación puede generar una disminución en los caudales de la zona, lo cual ha sido relacionado con eventos de blooms de fitoplancton debido a los cambios en las condiciones de radiación PAR y distribución de nutrientes (Monteiro et al., 2017). De la misma manera, un aumento en la radiación incidente en los glaciares y en el océano adyacente puede generar cambios importantes en las tasas de derretimiento glacial y consecuente descarga de ríos en verano, correspondiente a la época productiva de la región, mientras que cambios en la temperatura superficial del océano puede impactar la temperatura al interior del fiordo (Aiken, 2012; Moffat et al., 2018), por lo cual pronosticar la evolución hidrográfica del sistema Baker-Martínez requiere estudios más detallados en las diferentes escalas de variabilidad física que afectan al sistema. Los resultados de esta tesis muestran la presencia de fases de alto y bajo caudal, además de correlaciones significativas con modos climáticos y escalas de variabilidad para las cuales no se han realizado estudios en la zona (periodos $> 2-2.5$ años), procesos que deben considerarse al poner en contexto diferentes campañas de mediciones y estudios en la zona.

4.2. Mecanismo de la variabilidad interanual en condiciones hidrográficas

La variabilidad entre inviernos observada en la MSAW coincide con estudios previos que han mostrado que las intrusiones de agua cálida en verano desde la superficie del Golfo de Penas afectan las temperaturas profundas en los canales (Aiken, 2012; Mofat et al., 2018). Específicamente, se observó que el orden de temperaturas máximas coincide con las temperaturas máximas observadas en los compuestos de 7 días de MODIS para la SST en el Golfo (Fig. 4.2). Aquellos años donde la temperatura en verano fue mayor en el Golfo coinciden con los años en que la temperatura fue mayor en el invierno siguiente dentro del canal. Sin embargo, la información hidrográfica analizada corresponden a mediciones discretas en el tiempo realizadas en diferentes épocas del año, lo cual da lugar al cuestionamiento sobre si la variabilidad interanual observada refleja además efectos de mezcla mareal, que se ha mostrado puede generar cambios importantes en la hidrografía de un fiordo en las fases de pleamar-bajamar (Llanillo et al., 2019; Valle-Levinson et al., 2001), así como en fases de sicigia y cuadratura (Salamena et al., 2021).

Para analizar esto, las mediciones fueron ordenadas utilizando como referencia el día lunar al cual corresponden. Se definió el día de luna nueva como el día 1, el día 8 como el primer cuarto lunar, el día 15 como luna llena, el día 23 como el tercer cuarto lunar y el día 29 como el final de ciclo lunar. Cada perfil fue luego clasificado según su posición relativa en el mes lunar correspondiente y posteriormente se obtuvieron estadísticos para cada día. Las masas de agua fueron separadas mediante los rangos de densidad utilizados en la descripción de Aiken (2012). La MSAW (Fig. 4.3) presenta las menores temperaturas en el último cuarto lunar, alcanzando diferencias de hasta 1°C con mediciones tomadas en el segundo y tercer cuarto lunar. También es observable un cambio claro de la temperatura al pasar de luna llena al tercer cuarto

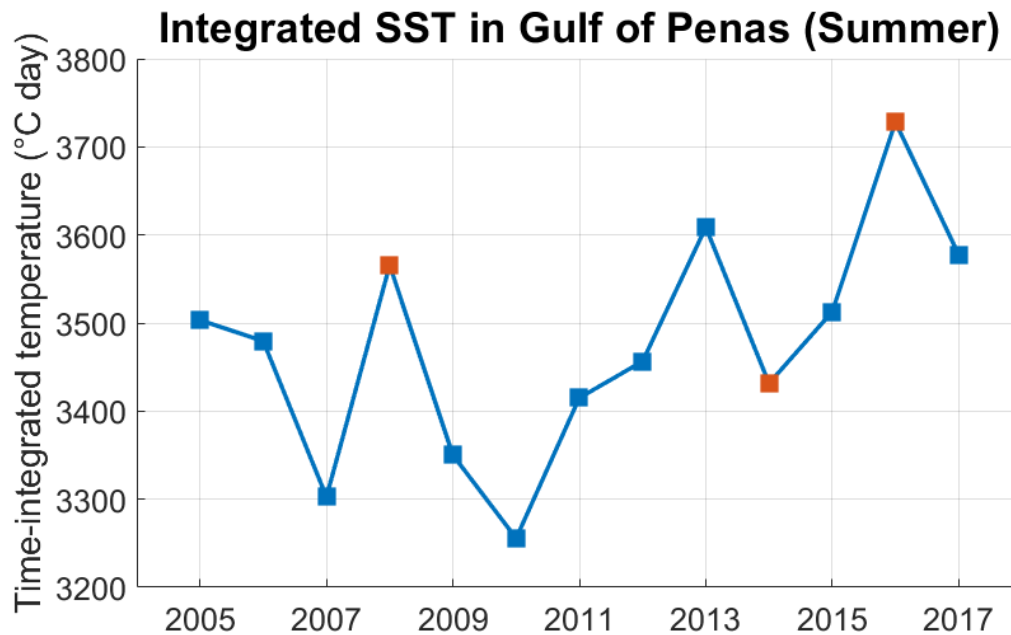


Figura 4.2: Temperatura superficial del mar integrada para las estaciones de verano (diciembre-febrero) sobre el Golfo de Penas, calculada a partir de los promedios cada 7 días de MODIS. Los años en naranja corresponden a los veranos previos a los cuales se tienen mediciones hidrográficas en invierno.

lunar, con un ascenso de 1°C . Lo mismo puede ser observado al inicio del periodo, con un aumento de casi 1°C entre el día 4.5 y el día 11.5. En general las diferencias de temperatura pueden alcanzar los 2°C de diferencia como máximo en el MSAW. Para la EW (Fig. 4.4) no se observa un patrón claro en términos de días lunares, y al separar por estaciones, se observa que los principales cambios en la temperatura responden más a la estacionalidad que al día lunar. Por lo tanto, la variabilidad interanual observada en los diagramas TS es menos probable que sea afectada por el día lunar de la medición y por el consecuente efecto mareal. Sin embargo, en el caso de la MSAW no es posible afirmar que variabilidad interanual observada en esta masa de agua es solamente un efecto de la temperatura en el Golfo de Penas en la temporada anterior, ya que existe una posible dependencia del día lunar en las mediciones. Estudios futuros sobre mareas y mezcla dentro del canal son necesarios para dilucidar los mecanismos de variabilidad mensual e interanual en las masas de agua profundas.

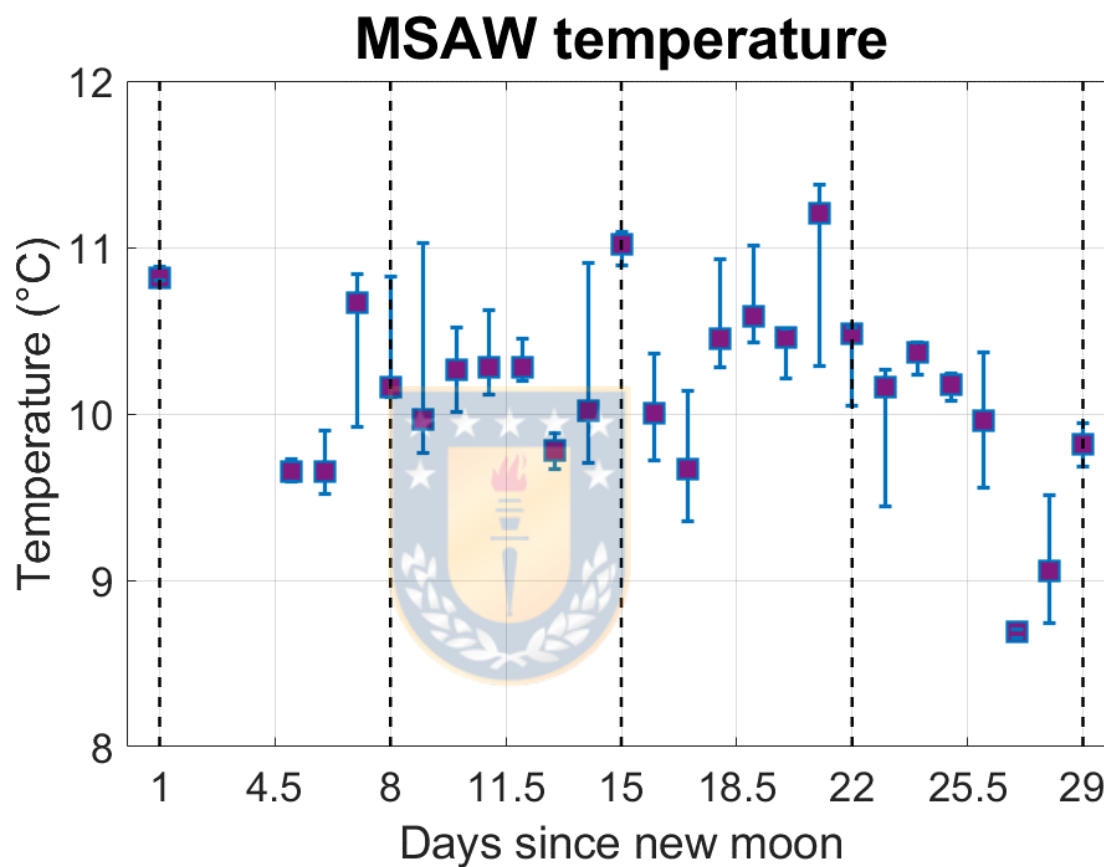


Figura 4.3: Mediana y rango intercuartil de las temperaturas de la MSAW en las campañas de mediciones *in situ*, con respecto a su día lunar correspondiente. Las líneas indican el inicio del ciclo lunar y los correspondientes cuartos lunares y luna llena (día 15).

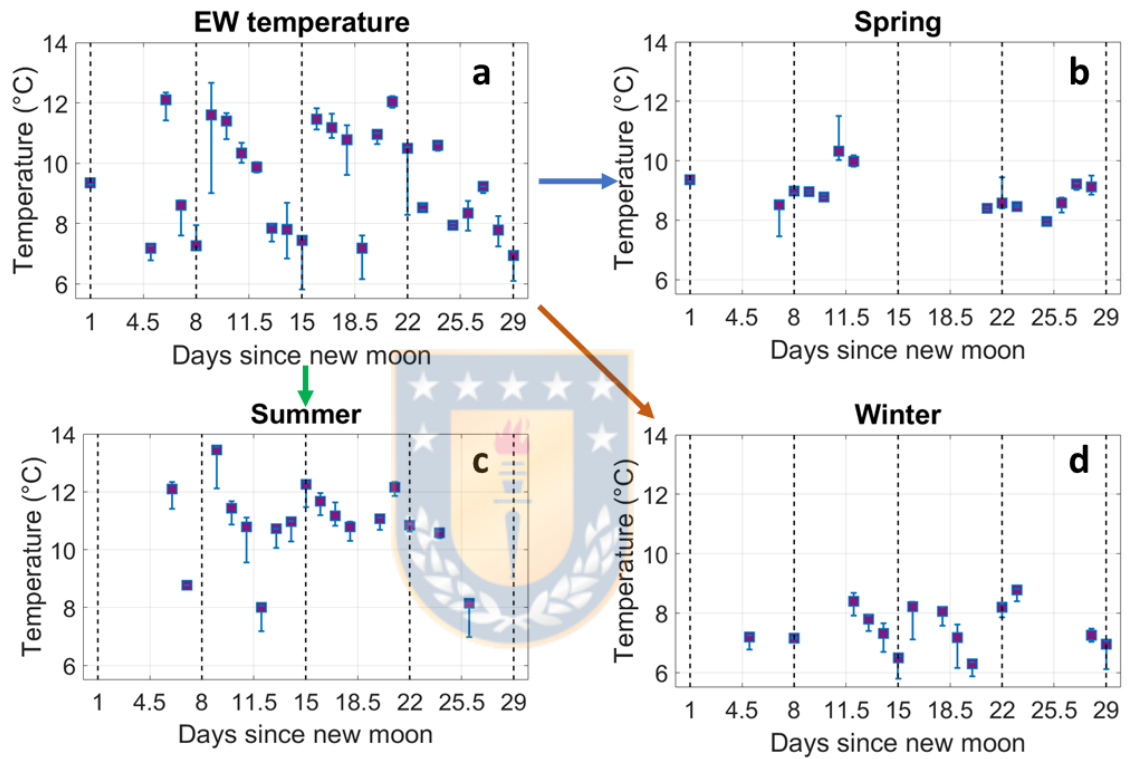


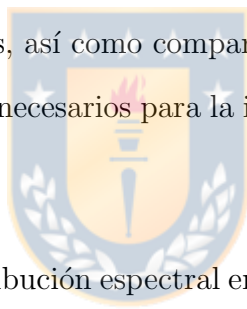
Figura 4.4: Mediana y rango intercuartil para la EW utilizando como referencia el día lunar de cada perfil. a) Combinando todos los perfiles disponibles; b) Campañas de primavera (septiembre-noviembre); c) Campañas de verano (diciembre-febrero); d) Campañas de invierno (junio-agosto).

4.3. Óptica y biología en el canal

Los resultados sobre el ciclo anual de la Chl-a dentro del canal, derivados de datos MODIS, indican la ausencia de un patrón estacional en el sistema. Este resultado es contrario al paradigma clásico de productividad en fiordos, donde la época productiva correspondiente a primavera y verano es marcada por blooms de fitoplancton y presenta mayores valores de Chl-a que invierno [e.g. Fiordos en Chile (Castillo et al., 2016; Iriarte et al., 2017); Noruega (Lalande et al., 2020; van de Poll et al., 2021) y Groenlandia (Juul-Pedersen et al., 2015)]. Los resultados de esta tesis se asemejan a la ausencia de patrón estacional documentado para el Estrecho de Georgia en Canadá por Suchy et al. (2019) o para las costas danesas por Jakobsen y Markager (2016). También existe la posibilidad de que la productividad en el sistema Baker-Martínez presente variaciones importantes en profundidad, y que por lo tanto, debido a que el algoritmo de MODIS reproduce bien la magnitud de la Chl-a *in situ* integrada entre 0-5 metros, probablemente no logra capturar la real variabilidad del sistema.

Por otro lado, el producto nFLH muestra un patrón estacional coherente con el ciclo anual de las descargas de ríos, con valores más altos hacia el fin de verano, alrededor de febrero, cuando la turbidez del sistema alcanza su máximo debido al efecto del deshielo sobre las descargas de los ríos. Considerando que el algoritmo de nFLH es un producto basado en las bandas del rojo-infrarrojo, es poco probable que la información de este algoritmo sea incorrecta considerando que no se ve afectado por el CDOM en aguas ópticamente complejas (Behrenfeld et al., 2009). Estudios en el Mar Interior de Chiloé han mostrado que en zonas donde el efecto de la descarga de los ríos es mayor, los productos MODIS Chl-a y nFHL muestran un desacople temporal, por lo cual la diferencia entre patrones anuales en la zona de estudio es esperable debido a la alta descarga de ríos (Vásquez et al., 2021). Por otro lado, si bien se ha demostrado que la Chl-a MODIS presenta alteraciones en aguas ópticamente complejas, llevando

a sobreestimaciones de la biomasa fitoplanctónica (Dall'Olmo et al., 2005; Schalles, 2006), las comparaciones realizadas para el sistema Baker-Martínez indican que este producto reproduciría magnitudes comparables a aquellas encontradas al integrar la biomasa derivada de mediciones *in situ* en los primeros 5 metros de profundidad. Esto indica que a pesar de una ausencia de ciclo anual en la Chl-a de MODIS, este comportamiento no necesariamente es un buen indicativo del comportamiento de la biomasa bajo los 5 metros, correspondiente al área bajo la picnoclina, zona donde se ha mostrado la mayor biomasa en algunos fiordos de la región (Castillo et al., 2016). Adicionalmente, que el producto nFLH tenga un patrón estacional similar al caudal del río puede ser un indicativo de especies de fitoplancton específicas de agua dulce, o que depende de la entrada de agua dulce al sistema y puede ser una fracción de toda la información contenida en el producto de Chl-a MODIS. Futuros estudios sobre la validez de estos productos, así como comparación de estos productos a diferentes especies de fitoplancton son necesarios para la interpretación y uso de la información satelital en la zona.



En términos ópticos, la distribución espectral en la boca los canales Baker y Martínez corresponde al espectro de una zona altamente influenciada por ríos (Gitelson et al., 2007; Saldías et al., 2012). Se observó un desplazamiento hacia la banda del verde, desde el océano abierto hacia las secciones internas del fiordo, con un aumento importante en la reflectancia de las bandas 531-547nm y 555nm. La zona al interior de los canales recibe el efecto directo de la descarga de los ríos y por lo tanto se atribuye esta distribución principalmente a la firma óptica de los ríos de la zona. Basado en esto, y si se considera una composición estable del agua de los ríos, se esperaría que un aumento en las descargas en años altamente caudalosos, y la disminución en años secos, tengan un efecto lineal en la contribución al color del océano, especialmente en el color verde, de aumento en reflectancia y disminución correspondiente. Sin embargo, un análisis de las anomalías estacionales muestra que las anomalías en la

reflectancia del agua al interior de los canales no coinciden con las anomalías de caudal estacional en la mayoría de los años. Más aún, se observa que el comportamiento de las bandas en términos de contribución relativa varía año a año y por estaciones, indicando que la evolución óptica del sistema es altamente compleja. En verano, las bandas tienden a covariar, indicando que para la mayoría de los años la causa de la variación en la reflectancia afecta todas las bandas disponibles. Sin embargo, en invierno este comportamiento desaparece y vemos que diferentes años tienen diferentes composiciones de color, indicando que ópticamente los ríos en invierno presentan variaciones mucho más complejas que en verano. Esta variabilidad desacoplada del caudal de los ríos también puede indicar que otros aportes, como escorrentía y derretimiento de los glaciares aledaños como Jorge Montt y Steffen pueden aportar en la señal óptica del sistema. Estudios en esta dirección deben enfocarse en determinar las características espectrales de cada río y cuáles son los factores que aportan a determinadas longitudes de onda, desde composición de los glaciares y lagos de origen hasta el efecto de las diferentes fuentes de sedimento que acarrearán los ríos. De la misma forma, el impacto de la lluvia en la señal óptica del sistema es una variable que aquí no fue considerada.

De manera más general, es necesario trabajar sobre las cualidades espectrales del canal con el fin de poder obtener algoritmos calibrados localmente para las aguas complejas del sistema. Los algoritmos utilizados en el producto de Chl-a MODIS utilizando los métodos de O'Reilly et al. (1998) y Hu et al. (2012) utilizan bandas afectadas por la turbidez de los ríos, y que en esta zona son un factor importante. Se ha propuesto el uso de otros algoritmos aparte de nFLH para aguas ópticamente complejas, como el OC5, algoritmo basado en el propuesto por O'Reilly et al. (1998), pero que utiliza más bandas para mitigar el efecto del CDOM en la señal. Similarmente, estudios con información de reflectancia *in situ* en diferentes zonas con aguas de tipo II han permitido la generación de algoritmos locales mediante diferentes me-

todologías (e.g (Jiang et al., 2017; Konik et al., 2020; Qi et al., 2014; Ventura et al., 2022)), así como mejores evaluaciones del uso de los algoritmos satelitales en zonas específicas (Delgado et al., 2021; Isada et al., 2022). En general estos resultados aún siguen mostrando la necesidad de mejores algoritmos satelitales, pero los avances actuales han permitido una mejora en los valores de Chl-a derivados, entregando una herramienta útil en lugares con poca información *in situ*. Futuros trabajos requerirán registros *in situ* más extensos sobre de Chl-a y reflectancia, en las secciones del fiordo que MODIS logra resolver dentro del canal, con el fin de generar y/o adaptar algoritmos satelitales para obtener mejores estimaciones de Chl-a.

4.4. Variabilidad de nutrientes en el canal

El análisis de nutrientes en el BMFS ha permitido dilucidar los primeros patrones de evolución espacio-temporal de nitrato, ácido silícico y fosfato, y cómo éstos covarían con otras variables físicas del sistema. Espacialmente se observa altas concentraciones de ácido silícico en superficie y cerca de la boca de los ríos Baker y Pascua, indicando el origen principalmente terrestre de este nutriente, mientras que bajo la picnoclina las concentraciones de nitrato y ortofosfato aumentan a medida que el agua oceánica se vuelve más importante. Esta distribución espacial coincide con los resultados de González et al. (2013) durante de la campaña CIMAR 14 en los canales Baker y Martínez. Los datos que aquí se analizaron extienden el alcance temporal de lo presentado por González et al. (2013) y confirman que la estructura espacial de las condiciones de nutrientes son consistentes entre años. En el contexto de toda la región, las concentraciones de ácido silícico en los canales Baker y Martínez se encuentran entre las más altas observadas en Patagonia, mientras que las concentraciones de nitrato y fosfato están entre las más bajas (Cuevas et al., 2019). Esto se refleja en la alta razón de Si/N observada en superficie en la zona de estudio

(Fig. 3.27a), Si bien el nitrato y el fosfato son bajos en el sistema, las razones N/P presentaron valores similares a otros fiordos de la zona.

Aunque se observaron diferencias interanuales en las concentraciones de nutrientes, la dependencia entre estos y la actividad biológica limita las conclusiones que pueden derivarse de este hallazgo. El registro de nitrato permitió ver la evolución temporal del nitrato en la columna de agua a través del año 2016, donde se pudo observar que a medida que disminuye la influencia del río, las concentraciones ascienden en la columna de agua, siendo en invierno donde se encuentran las mayores concentraciones en superficie. Esto es importante para la biología del sistema, ya que se ha descrito que este sistema podría calificar como limitado por nitrato (González et al., 2013) y por lo tanto este aumento de nutrientes por disminución de la estratificación en superficie podría llevar a un aumento de la actividad biológica en invierno, como se ha mostrado para otros fiordos de la región (Montero et al., 2017).

Complementariamente, los resultados derivados de los datos de la boya LOBO permiten resolver la evolución del nitrato en el sistema con una resolución temporal mucho mayor a las campañas oceanográficas. La coherencia temporal y en fase que mostró el nitrato con la densidad es otra indicación de como el nitrato está ligado a la influencia de aguas oceánicas, cuya intrusión en el fiordo genera aumentos de nitrato superficial en la sección del Canal Martínez donde está instalada la boya. El aumento de nitrato en dicho punto puede responder en primera instancia al desplazamiento horizontal del frente de salinidad, asociado a una caída en las descargas de agua dulce, y en menor grado a eventos de mezcla vertical que puedan generar altas concentraciones de nitrato en superficie. La combinación de estos eventos, con una importancia mucho mayor de la posición horizontal del frente, podría explicar la coherencia alta en periodos de 1 a 32 días entre la densidad y el nitrato. Por otro lado, la coherencia en fase observada entre la densidad y la descarga de agua

dulce para periodos de entre 16 y 32 días, coincide con los periodos atribuidos al modo baroclínico anular o BAM (Ross et al., 2015). Se ha mostrado para invierno en estos canales que el BAM está relacionado con un incremento en la velocidad del viento, y las corrientes horizontales en el canal (Ross et al., 2015). Este aumento de los vientos puede explicar el aumento de caudal coincidente con un aumento de la densidad (y viceversa), debido a que mayores velocidades del viento pueden generar una mayor advección de bajas presiones al sistema y generar precipitación, lo que generaría un aumento de caudal en invierno. Por otro lado, el aumento de la velocidad del viento puede generar un aumento de la mezcla inducida en el fiordo, lo cual puede relacionarse a los aumentos de densidad en superficie. Complementariamente, una intensificación del viento zonal, dirigido hacia el continente, podría generar un desplazamiento del frente salino hacia la cabeza de los canales, advectando aguas oceánicas al sistema. La coherencia en fase en este caso no indica un efecto del río sobre la densidad, sino un mecanismo que hace variar a ambas variables a la vez, y que probablemente corresponde al BAM. Se requiere mayor investigación para caracterizar en detalle los efectos del BAM sobre la hidrografía y condiciones de nutrientes en la zona de estudio.

4.5. Efectos del año 2016

El año 2016 fue un año con un impacto negativo en la salmonicultura y pesca artesanal en la Patagonia norte. Un evento de floraciones algales nocivas (FAN), y los posteriores efectos biológicos y sanitarios asociados a la mortalidad generada por el FAN de *Pseudochattonella sp.* y *Alexandrium catenella* (IFOP, 2016) en Patagonia Norte han sido documentados por diversos autores (e.g. Apablaza et al. (2017); Hernández et al. (2016)). Este bloom ha sido relacionado a un forzamiento atmosférico anómalo, generado por el acople entre un evento El Niño y una fase positiva en

el modo anular del Sur (Garreaud, 2018), lo cual conllevó a condiciones secas tanto en precipitación como descarga de ríos, y condiciones de alta radiación solar. Esto junto a una disminución de la estratificación por la reducción de las entradas de agua dulce permitió condiciones óptimas de radiación y nutrientes para la generación del bloom (León-Muñoz et al., 2018). Estas condiciones secas en los caudales de los ríos son notables en Patagonia Norte, principalmente por el origen pluvial de los ríos, mientras que más al sur, el origen glacial de los ríos puede haber sido la causa de un menor impacto en términos de la disminución de agua dulce. Las observaciones *in situ* y registros de caudal analizados en esta tesis entregan información sobre cómo respondió el complejo Baker-Martínez a estas condiciones de forzamiento atmosférico anómalo.

Los resultados muestran que para Patagonia Central, el año 2016 fue un año seco en términos de descargas de ríos, con el río Baker y Pascua alcanzando anomalías negativas de 2 desviaciones estándar a lo largo de todo el año 2016. Sin embargo, en la zona de estudio se han registrado anomalías como estas en otros periodos, como desde 2006 hasta 2008, en donde ambos ríos presentaron una temporada larga de disminución en los caudales. El año 2016 también muestra anomalías positivas en el Q_{net} sobre ambos campos de hielo, coincidentes con la radiación solar anómala descrita por otros autores para el periodo. Sin embargo, estas condiciones también han sido observadas en otros periodos como el año 2013. Destacables son las anomalías negativas observadas en la precipitación en la zona para el año 2016, alcanzando las 3 desviaciones estándar bajo la media histórica y siendo las menores precipitaciones observadas en todo el periodo de estudio. De la misma manera, se observaron anomalías negativas sostenidas en la magnitud del viento en el Golfo de Penas desde octubre de 2015 hasta mediados de invierno de 2016. Estas anomalías son las más extremas observadas en el periodo de estudio de manera sostenida. Esta disminución de la intensidad del viento se da principalmente por una disminución en el viento

zonal y es un reflejo de la influencia del modo anular del Sur/Oscilación Antártica alrededor de 40°S.

Hidrográficamente, las campañas realizadas en enero de 2016 en los canales muestran las mayores temperaturas en las capas superiores asociadas a la RW, con temperaturas que alcanzaron los 20°C, siendo las mayores observadas en todos los veranos y superando las máximas temperaturas observadas en otros años por al menos 3°C. De la misma manera, las observaciones obtenidas en marzo de 2016, muestran las mayores temperaturas en el núcleo de la MSAW, coincidentes con la entrada de agua superficial de Golfo de Penas a las capas profundas de los canales mediante el mecanismo descrito por Aiken (2012) y Moffat et al. (2018), superando por casi 1°C al siguiente valor más alto en MSAW. De la misma manera, el año 2016 muestra las mayores temperaturas en MSAW en comparación a las otras 2 campañas invernales disponibles. Finalmente, las mediciones obtenidas en enero del 2017 muestran una desviación del patrón de T-S usual de verano, con una distribución T-S similar a primavera. Este comportamiento anómalo puede tener su causa en las condiciones anómalas sostenidas en el año 2016 en los distintos forzantes físicos del sistema. La disminución de entrada de agua dulce sostenida genera un efecto en la estratificación y consecuente mezcla de propiedades en la distribución vertical, así como mayor presencia oceánica debido a la disminución de los caudales.

De manera particular, en la zona de estudio destaca el invierno de 2016 como la estación más anómala. Las precipitaciones, descarga de ríos y estrés del viento alcanzaron valores mínimos para el periodo de estudio, junto a un aumento sustancial de la radiación solar. Complementariamente, una mayor influencia oceánica es observable con altas temperaturas y salinidades en el fiordo para 2016. Ópticamente, las reflectancias mostraron una disminución significativa, de hasta 3 desviaciones estándar en algunas bandas, indicando que el invierno de 2016 fue anómalo en mu-

chos aspectos del sistema. Estos cambios impactaron la productividad del sistema, generando aumentos de Chl-a con respecto a otros inviernos e incluso a un verano normal. Los análisis y resultados asociados a este año en particular se presentan en detalle en el manuscrito asociado a esta tesis “*Enhanced phytoplankton biomass in a Patagonian fjord during a warm and dry winter (2016)*”, enviado a la revista *Limnology & Oceanography Letters* (Anexo 3).



Capítulo 5

Conclusión

En este trabajo se analizaron los diversos forzantes físicos que afectan al sistema de fiordos Baker-Martínez y su variabilidad interanual, usando una recopilación de mediciones *in situ* realizadas en la zona, complementadas con información satelital de alta resolución y datos de reanálisis. Esto permitió analizar la variabilidad de las diferentes variables físicas y biogeoquímicas del sistema. Los resultados mostraron periodos sostenidos de anomalías positivas y negativas en los caudales de ríos. Las anomalías estacionales en el caudal se correlacionan con las anomalías de precipitación y magnitud de viento en el área de estudio en invierno y, combinando anomalías de precipitación y flujos de calor, es posible modelar el comportamiento interanual de las anomalías de caudal. En escalas interanuales, periodos de 2-2.5 años aparecen como significativos en los diferentes forzantes del sistema, indicando un posible efecto de gran escala que impacta al sistema y generando variabilidad sobre el ciclo anual de las condiciones físicas. Esta variabilidad interanual presenta correlaciones y coherencia significativas con los índices climáticos MEI y AAO, pero la interacción de cada modo con el sistema debe ser estudiada para una mejor caracterización de los mecanismos de gran escala que afectan al sistema.

La hidrografía del sistema presenta 3 patrones TS definidos para las temporadas de

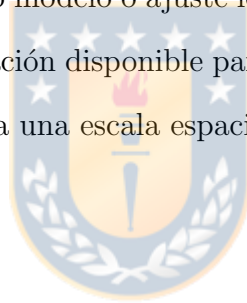
invierno, primavera y verano, con las mayores diferencias en las capas superficiales asociados a cambios en la radiación incidente. En general, el nitrato covaría con la densidad cerca de la superficie, indicando intrusiones de agua oceánica con alto nitrato y fosfato, pero bajo ácido silícico. Estas intrusiones de agua densa son coherentes en escalas de 1-30 días con cambios en el caudal de los ríos, lo que sugiere una conexión con efectos del BAM en la zona. En términos regionales, el BMFS presenta razones Si/N en superficie comparables a otros sistemas en la región, pero presenta una de las mayores razones N/P en superficie en Patagonia.

En cuanto a la productividad del sistema, la Chl-a satelital no presentó un patrón estacional claro, con ausencia de un bloom primaveral. Complementariamente, la fluorescencia dentro del canal presentó una alta correlación con la descarga de los ríos, sugiriendo la posibilidad de alguna especie fitoplanctónica dependiente del agua dulce o de las condiciones generadas por estas. Ópticamente, la composición del río varía año a año de manera independiente para cada banda de reflectancia, y se mostró que es posible reconstruir el caudal estacional del sistema combinando todas las bandas de reflectancia. Estos resultados requieren mayores estudios de óptica y composición de los ríos para una mejor caracterización de las cualidades ópticas del sistema, y para mejorar los algoritmos de estimación de pigmentos fotosintéticos a partir de imágenes satelitales.

Dentro de toda la variabilidad interanual analizada, el invierno del año 2016 destacó por ser un invierno cálido y seco, mostrando los mayores déficits de precipitación y descarga de ríos para el periodo de estudio, además de mostrar un aumento en la radiación incidente. La combinación de estas condiciones anómalas generó altas concentraciones de Chl-a para ese invierno, debido a un aumento de la influencia oceánica en el sistema, lo cual aumentó la disponibilidad de nutrientes en las capas bien iluminadas de la columna de agua. Se propone que esto, combinado con las

condiciones mejoradas de radiación y menor estratificación constituye el mecanismo del incremento en productividad evidenciado por las concentraciones de Chl-a significativamente mayores observadas en el invierno de 2016 en el BMFS.

Estos resultados entregan nueva información sobre las escalas de variabilidad en las que se encuentra inmerso el sistema Baker-Martínez, escalas que anteriormente no habían sido analizadas. De la misma manera este trabajo es el primero en utilizar información satelital al interior de este sistema de fiordos para caracterizar el mismo interanualmente. Futuros estudios deberán enfocarse en esclarecer los mecanismos involucrados en estas fluctuaciones a escala interanual, así como la forma en que cada modo climático impacta a este sistema específico. Por otro lado, se requiere una mejor caracterización óptica y biológica del sistema para poder utilizar información satelital en la zona, con un respectivo modelo o ajuste local de los algoritmos existentes, para así complementar la información disponible para esta zona remota y de difícil acceso para la observación directa a una escala espacial relevante.



Bibliografía

- Abbas , M. M., Melesse , A. M., Scinto , L. J., y Rehage , J. S. Satellite estimation of chlorophyll-a using moderate resolution imaging spectroradiometer (MODIS) sensor in shallow coastal water bodies: Validation and improvement. *Water*, 11(8):1621, 2019. doi:<https://doi.org/10.3390/w11081621>.
- Acha , E. M., Mianzan , H. W., Guerrero , R. A., Favero , M., y Bava , J. Marine fronts at the continental shelves of austral South America: Physical and ecological processes. *Journal of Marine systems*, 44(1-2):83–105, 2004. doi:<https://doi.org/10.1016/j.jmarsys.2003.09.005>.
- Aiken , C. M. Seasonal thermal structure and exchange in Baker Channel, Chile. *Dynamics of Atmospheres and Oceans*, 58:1–19, 2012. doi:<https://doi.org/10.1016/j.dynatmoce.2012.07.001>.
- Aniya , M., Sato , H., Naruse , R., Skvarca , P., y Casassa , G. The use of satellite and airborne imagery to inventory outlet glaciers of the Southern Patagonia Icefield, South America. *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing*, 62:1361–1369, 1996.
- Aniya , M. Glacier inventory for the Northern Patagonia Icefield, Chile, and variations 1944/45 to 1985/86. *Arctic and Alpine Research*, 20(2):179–187, 1988. doi:[10.1080/00040851.1988.12002663](https://doi.org/10.1080/00040851.1988.12002663).
- Apablaza , P., Frisch , K., Brevik , Ø. J., Småge , S. B., Vallestad , C., Duesund , H., Mendoza , J., y Nylund , A. Primary isolation and characterization of *Tenacibaculum maritimum* from Chilean Atlantic salmon mortalities associated with a *Pseudochattonella* spp. algal bloom. *Journal of Aquatic Animal Health*, 29(3):143–149, 2017. doi:[10.1080/08997659.2017.1339643](https://doi.org/10.1080/08997659.2017.1339643).
- Behrenfeld , M. J., Westberry , T. K., Boss , E., O'Malley , R. T., Siegel , D. A., Wiggert , J. D., Franz , B., McClain , C., Feldman , G., Doney , S. C., et al.

- Satellite-detected fluorescence reveals global physiology of ocean phytoplankton. *Biogeosciences*, 6(5):779–794, 2009. doi:10.5194/bg-6-779-2009.
- Castillo , C., Fernández , C., Gutiérrez , M. H., Aranda , M., Urbina , M. A., Yáñez , J., Álvarez , Á., y Pantoja-Gutiérrez , S. Water column circulation drives microplastic distribution in the Martínez-Baker channels; A large fjord ecosystem in Chilean Patagonia. *Marine Pollution Bulletin*, 160:111591, 2020. doi:10.1016/j.marpolbul.2020.111591.
- Castillo , M. I., Cifuentes , U., Pizarro , O., Djurfeldt , L., y Caceres , M. Seasonal hydrography and surface outflow in a fjord with a deep sill: the Reloncaví fjord, Chile. *Ocean Science*, 12(2):533–544, 2016. doi:10.5194/os-12-533-2016.
- Chaigneau , A., Eldin , G., y Dewitte , B. Eddy activity in the four major upwelling systems from satellite altimetry (1992–2007). *Progress in Oceanography*, 83(1-4):117–123, 2009. doi:10.1016/j.pocean.2009.07.012.
- Chavez , F. P. y Messié , M. A comparison of eastern boundary upwelling ecosystems. *Progress in Oceanography*, 83(1-4):80–96, 2009. doi:https://doi.org/10.1016/j.pocean.2009.07.032.
- Chen , C.-T. A. y Borges , A. V. Reconciling opposing views on carbon cycling in the coastal ocean: Continental shelves as sinks and near-shore ecosystems as sources of atmospheric CO₂. *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, 56(8-10):578–590, 2009. doi:10.1016/j.dsr2.2009.01.001.
- Chen , C.-T. A., Huang , T.-H., Fu , Y.-H., Bai , Y., y He , X. Strong sources of CO₂ in upper estuaries become sinks of CO₂ in large river plumes. *Current Opinion in Environmental Sustainability*, 4(2):179–185, 2012. doi:10.1016/j.cosust.2012.02.003.
- Cottier , F., Nilsen , F., Skogseth , R., Tverberg , V., Skarhamar , J., y Svendsen , H. Arctic fjords: a review of the oceanographic environment and dominant physical processes. *Geological Society, London, Special Publications*, 344(1):35–50, 2010. doi:10.1144/sp344.4.
- Cuevas , L. A., Tapia , F. J., Iriarte , J. L., González , H. E., Silva , N., y Vargas , C. A. Interplay between freshwater discharge and oceanic waters modulates phytoplankton size-structure in fjords and channel systems of the Chilean Patagonia. *Progress in Oceanography*, 173:103–113, 2019. doi:10.1016/j.pocean.2019.02.012.

- Dall'Olmo , G., Gitelson , A. A., Rundquist , D. C., Leavitt , B., Barrow , T., y Holz , J. C. Assessing the potential of SeaWiFS and MODIS for estimating chlorophyll concentration in turbid productive waters using red and near-infrared bands. *Remote Sensing of Environment*, 96(2):176–187, 2005. doi:10.1016/j.rse.2005.02.007.
- Dávila , P. M., Figueroa , D., y Müller , E. 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, 2002. doi:10.1016/S0278-4343(01)00072-3.
- Delgado , A. L., Pratolongo , P. D., Dogliotti , A. I., Arena , M., Celleri , C., Cardona , J. E. G., y Martinez , A. Evaluation of MODIS-aqua and OLCI chlorophyll-a products in contrasting waters of the southwestern atlantic ocean. *Ocean and Coastal Research*, 69, 2021. doi:10.1590/2675-2824069.20-003ald.
- Dürr , H. H., Laruelle , G. G., van Kempen , C. M., Slomp , C. P., Meybeck , M., y Middelkoop , H. Worldwide typology of nearshore coastal systems: Defining the estuarine filter of river inputs to the oceans. *Estuaries and coasts*, 34(3):441–458, 2011. doi:10.1007/s12237-011-9381-y.
- FAO . *FAO Yearbook. Fishery and Aquaculture Statistics 2018/FAO annuaire. Statistiques des pêches et de l'aquaculture 2018/FAO anuario. Estadísticas de pesca y acuicultura 2018*. 2020. ISBN 9789251333716. doi:10.4060/cb1213t.
- Farge , M. et al. Wavelet transforms and their applications to turbulence. *Annual review of fluid mechanics*, 24(1):395–458, 1992. doi:https://doi.org/10.1146/annurev.fl.24.010192.002143.
- Farmer , D. M. y Freeland , H. J. The physical oceanography of fjords. *Progress in oceanography*, 12(2):147–219, 1983. doi:10.1016/0079-6611(83)90004-6.
- Flores , R. P., Lara , C., Saldías , G. S., Vásquez , S. I., y Roco , A. Spatio-temporal variability of turbid freshwater plumes in the Inner Sea of Chiloé, northern Patagonia. *Journal of Marine Systems*, 228:103709, 2022. doi:10.1016/j.jmarsys.2022.103709.
- Fransson , A., Chierici , M., Nomura , D., Granskog , M. A., Kristiansen , S., Martma , T., y Nehrke , G. Effect of glacial drainage water on the CO₂ system and ocean acidification state in an Arctic tidewater-glacier fjord during two contrasting

- years. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 120(4):2413–2429, 2015. doi:
<https://doi.org/10.1002/2014JC010320>.
- Garreaud , R., Lopez , P., Minvielle , M., y Rojas , M. Large-scale control on the Patagonian climate. *Journal of Climate*, 26(1):215–230, 2013. doi:10.1175/JCLI-D-12-00001.1.
- Garreaud , R. Record-breaking climate anomalies lead to severe drought and environmental disruption in western Patagonia in 2016. *Climate Research*, 74(3):217–229, 2018. doi:<https://doi.org/10.3354/cr01505>.
- Garreaud , R. D., Vuille , M., Compagnucci , R., y Marengo , J. Present-day South American climate. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 281(3-4):180–195, 2009. doi:10.1016/j.palaeo.2007.10.032.
- Gitelson , A. A., Schalles , J. F., y Hladik , C. M. Remote chlorophyll-a retrieval in turbid, productive estuaries: Chesapeake Bay case study. *Remote Sensing of Environment*, 109(4):464–472, 2007. doi:10.1016/j.rse.2007.01.016.
- Gong , D. y Wang , S. Definition of Antarctic Oscillation index. *Geophysical Research Letters*, 26(4):459–462, 1999. doi:10.1029/1999gl900003.
- González , H., Castro , L., Daneri , G., Iriarte , J., Silva , N., Tapia , F., Teca , E., y Vargas , C. Land–ocean gradient in haline stratification and its effects on plankton dynamics and trophic carbon fluxes in Chilean Patagonian fjords (47–50 S). *Progress in Oceanography*, 119:32–47, 2013. doi:10.1016/j.pocean.2013.06.003.
- Grinsted , A., Moore , J. C., y Jevrejeva , S. Application of the cross wavelet transform and wavelet coherence to geophysical time series. *Nonlinear processes in geophysics*, 11(5/6):561–566, 2004. doi:10.5194/npg-11-561-2004.
- Hamman , J. J., Nijssen , B., Bohn , T. J., Gergel , D. R., y Mao , Y. The Variable Infiltration Capacity model version 5 (VIC-5): Infrastructure improvements for new applications and reproducibility. *Geoscientific Model Development*, 11(8):3481–3496, 2018. doi:10.5194/gmd-11-3481-2018.
- Harrigan , S., Zsoter , E., Alfieri , L., Prudhomme , C., Salamon , P., Wetterhall , F., Barnard , C., Cloke , H., y Pappenberger , F. GloFAS-ERA5 operational global river discharge reanalysis 1979–present. *Earth System Science Data*, 12(3):2043–2060, 2020. doi:<https://doi.org/10.5194/essd-12-2043-2020>.

- Hernández , C., Díaz , P., Molinet , C., y Seguel , M. Exceptional climate anomalies and northwards expansion of Paralytic Shellfish Poisoning outbreaks in Southern Chile. *Harmful Algae News*, 54(1), 2016.
- Hersbach , H., Bell , B., Berrisford , P., Hirahara , S., Horányi , A., Muñoz-Sabater , J., Nicolas , J., Peubey , C., Radu , R., Schepers , D., Simmons , A., Soci , C., Abdalla , S., Abellan , X., Balsamo , G., Bechtold , P., Biavati , G., Bidlot , J., Bonavita , M., Chiara , G., Dahlgren , P., Dee , D., Diamantakis , M., Dragani , R., Flemming , J., Forbes , R., Fuentes , M., Geer , A., Haimberger , L., Healy , S., Hogan , R. J., Hólm , E., Janisková , M., Keeley , S., Laloyaux , P., Lopez , P., Lupu , C., Radnoti , G., Rosnay , P., Rozum , I., Vamborg , F., Villaume , S., y Thépaut , J.-N. The ERA5 global reanalysis. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 146(730):1999–2049, 2020. doi:10.1002/qj.3803.
- Ho , M., Kiem , A. S., y Verdon-Kidd , D. C. The Southern Annular Mode: a comparison of indices. *Hydrology and Earth System Sciences*, 16(3):967–982, 2012. doi:10.5194/hess-16-967-2012.
- Hopwood , M. J., Carroll , D., Dunse , T., Hodson , A., Holding , J. M., Iriarte , J. L., Ribeiro , S., Achterberg , E. P., Cantoni , C., Carlson , D. F., Chierici , M., Clarke , J. S., Cozzi , S., Fransson , A., Juul-Pedersen , T., Winding , M. H. S., y Meire , L. How does glacier discharge affect marine biogeochemistry and primary production in the arctic? *The Cryosphere*, 14(4):1347–1383, 2020. doi:10.5194/tc-14-1347-2020.
- Hu , C., Barnes , B. B., Qi , L., y Corcoran , A. A. A Harmful Algal Bloom of *Karenia brevis* in the Northeastern Gulf of Mexico as Revealed by MODIS and VIIRS: A Comparison. *Sensors*, 15(2):2873–2887, 2015. doi:10.3390/s150202873.
- Hu , C., Lee , Z., y Franz , B. Chlorophyll-a algorithms for oligotrophic oceans: A novel approach based on three-band reflectance difference. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 117(C1), 2012. doi:10.1029/2011jc007395.
- IFOP . Red tide monitoring project. *Instituto Chileno de Fomento Pesquero*. 2016. URL <https://www.ifop.cl/marearoja/>.
- Inall , M. y Gillibrand , P. The physics of mid-latitude fjords: a review. *Geological Society, London, Special Publications*, 344(1):17–33, 2010. doi:10.1144/SP344.3.

- Iriarte , J., León-Muñoz , J., Marcé , R., Clément , A., y Lara , C. Influence of seasonal freshwater streamflow regimes on phytoplankton blooms in a Patagonian fjord. *New Zealand Journal of Marine and Freshwater Research*, 51(2):304–315, 2017. doi:10.1080/00288330.2016.1220955.
- Isada , T., Hooker , S. B., Taniuchi , Y., y Suzuki , K. Evaluation of retrieving chlorophyll a concentration and colored dissolved organic matter absorption from satellite ocean color remote sensing in the coastal waters of Hokkaido, Japan. *Journal of Oceanography*, 2022. doi:10.1007/s10872-022-00633-w.
- Jacob , B. G., Tapia , F. J., Daneri , G., Iriarte , J. L., Montero , P., Sobarzo , M., y Quiñones , R. A. Springtime size-fractionated primary production across hydrographic and PAR-light gradients in Chilean Patagonia (41–50 S). *Progress in Oceanography*, 129:75–84, 2014. doi:10.1016/j.pocean.2014.08.003.
- Jakobsen , H. H. y Markager , S. Carbon-to-chlorophyll ratio for phytoplankton in temperate coastal waters: Seasonal patterns and relationship to nutrients. *Limnology and Oceanography*, 61(5):1853–1868, 2016. doi:10.1002/lno.10338.
- Jiang , W., Knight , B. R., Cornelisen , C., Barter , P., y Kudela , R. Simplifying regional tuning of MODIS algorithms for monitoring chlorophyll-a in coastal waters. *Frontiers in Marine Science*, 4, 2017. doi:10.3389/fmars.2017.00151.
- Juez , C., Garijo , N., Hassan , M., y Nadal-Romero , E. Intraseasonal-to-Interannual Analysis of Discharge and Suspended Sediment Concentration Time-Series of the Upper Changjiang (Yangtze River). *Water Resources Research*, 57(8):e2020WR029457, 2021. doi:10.1029/2020wr029457.
- Juul-Pedersen , T., Arendt , K. E., Mortensen , J., Blicher , M. E., Søgaard , D. H., y Rysgaard , S. Seasonal and interannual phytoplankton production in a sub-Arctic tidewater outlet glacier fjord, SW Greenland. *Marine Ecology Progress Series*, 524:27–38, 2015. doi:10.3354/meps11174.
- Konik , M., Kowalczyk , P., Zabłocka , M., Makarewicz , A., Meler , J., Zdun , A., y Darecki , M. Empirical Relationships between Remote-Sensing Reflectance and Selected Inherent Optical Properties in Nordic Sea Surface Waters for the MODIS and OLCI Ocean Colour Sensors. *Remote Sensing*, 12(17):2774, 2020. doi:10.3390/rs12172774.

- Lalande , C., Dunlop , K., Renaud , P. E., Nadaï , G., y Sweetman , A. K. Seasonal variations in downward particle fluxes in Norwegian fjords. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 241:106811, 2020. doi:10.1016/j.ecss.2020.106811.
- Lara , A., Villalba , R., y Urrutia , R. A 400-year tree-ring record of the Puelo River summer–fall streamflow in the Valdivian Rainforest eco-region, Chile. *Climatic Change*, 86(3):331–356, 2008. doi:10.1007/s10584-007-9287-7.
- Laruelle , G. G., Dürr , H. H., Slomp , C. P., y Borges , A. V. Evaluation of sinks and sources of CO₂ in the global coastal ocean using a spatially-explicit typology of estuaries and continental shelves. *Geophysical Research Letters*, 37(15), 2010. doi:10.1029/2010GL043691.
- Legendre , P. y Legendre , L. *Numerical ecology*. Elsevier, 2012. Third Edition.
- León-Muñoz , J., Urbina , M. A., Garreaud , R., y Iriarte , J. L. Hydroclimatic conditions trigger record harmful algal bloom in western Patagonia (summer 2016). *Scientific Reports*, 8(1):1–10, 2018. doi:10.1038/s41598-018-19461-4.
- Liang , X., Lettenmaier , D. P., Wood , E. F., y Burges , S. J. A simple hydrologically based model of land surface water and energy fluxes for general circulation models. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 99(D7):14415–14428, 1994. doi:10.1029/94jd00483.
- Liu , Y., San Liang , X., y Weisberg , R. H. Rectification of the bias in the wavelet power spectrum. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 24(12):2093–2102, 2007. doi:https://doi.org/10.1175/2007JTECHO511.1.
- Llanillo , P., Aiken , C. M., Cordero , R., Damiani , A., Sepúlveda , E., y Fernández-Gómez , B. Oceanographic variability induced by tides, the intraseasonal cycle and warm subsurface water intrusions in Maxwell Bay, King George Island (West-Antarctica). *Scientific reports*, 9(1):1–17, 2019. doi:10.1038/s41598-019-54875-8.
- Mantua , N. J., Hare , S. R., Zhang , Y., Wallace , J. M., y Francis , R. C. A Pacific interdecadal climate oscillation with impacts on salmon production. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 78(6):1069–1080, 1997. doi:https://doi.org/10.1175/1520-0477(1997)078<1069:APICOW>2.0.CO;2.
- Maraun , D. y Kurths , J. Cross wavelet analysis: significance testing and pitfalls. *Nonlinear Processes in Geophysics*, 11(4):505–514, 2004. doi:10.5194/npg-11-505-2004.

- Marshall , G. J. Trends in the Southern Annular Mode from Observations and Reanalyses. *Journal of Climate*, 16(24):4134–4143, 2003. doi:10.1175/1520-0442(2003)016<4134:titsam>2.0.co;2.
- Meerhoff , E., Castro , L., y Tapia , F. Influence of freshwater discharges and tides on the abundance and distribution of larval and juvenile *Munida gregaria* in the Baker river estuary, Chilean Patagonia. *Continental Shelf Research*, 61:1–11, 2013. doi:10.1016/j.csr.2013.04.025.
- Meerhoff , E., Tapia , F. J., y Castro , L. R. Spatial structure of the meroplankton community along a Patagonian fjord—The role of changing freshwater inputs. *Progress in oceanography*, 129:125–135, 2014. doi:10.1016/j.pocean.2014.05.015.
- Meerhoff , E., Tapia , F. J., Sobarzo , M., y Castro , L. Influence of estuarine and secondary circulation on crustacean larval fluxes: a case study from a Patagonian fjord. *Journal of Plankton Research*, 37(1):168–182, 2015. doi:10.1093/plankt/fbu106.
- Moffat , C., Tapia , F. J., Nittrouer , C. A., Hallet , B., Bown , F., Boldt Love , K., y Iturra , C. Seasonal evolution of ocean heat supply and freshwater discharge from a rapidly retreating tidewater glacier: Jorge Montt, Patagonia. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 123(6):4200–4223, 2018. doi:10.1002/2017JC013069.
- Montecinos , A. y Gomez , F. ENSO modulation of the upwelling season off southern-central Chile. *Geophysical Research Letters*, 37(2), 2010. doi:10.1029/2009GL041739.
- Montero , P., Pérez-Santos , I., Daneri , G., Gutiérrez , M., Igor , G., Seguel , R., Purdie , D., y Crawford , D. A winter dinoflagellate bloom drives high rates of primary production in a Patagonian fjord ecosystem. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 199:105–116, 2017. doi:10.1016/j.ecss.2017.09.027.
- Muñoz , A. A., González-Reyes , A., Lara , A., Sauchyn , D., Christie , D., Puchi , P., Urrutia-Jalabert , R., Toledo-Guerrero , I., Aguilera-Betti , I., Mundo , I., et al. Streamflow variability in the Chilean Temperate-Mediterranean climate transition (35° s–42° s) during the last 400 years inferred from tree-ring records. *Climate Dynamics*, 47(12):4051–4066, 2016. doi:10.1007/s00382-016-3068-9.
- Narváez , D. A., Vargas , C. A., Cuevas , L. A., García-Loyola , S. A., Lara , C., Segura , C., Tapia , F. J., y Broitman , B. R. Dominant scales of subtidal

- variability in coastal hydrography of the Northern Chilean Patagonia. *Journal of Marine Systems*, 193:59–73, 2019. doi:10.1016/j.jmarsys.2018.12.008.
- Newman , M., Alexander , M. A., Ault , T. R., Cobb , K. M., Deser , C., Lorenzo , E. D., Mantua , N. J., Miller , A. J., Minobe , S., Nakamura , H., Schneider , N., Vimont , D. J., Phillips , A. S., Scott , J. D., y Smith , C. A. The Pacific Decadal Oscillation, Revisited. *Journal of Climate*, 29(12):4399–4427, 2016. doi:10.1175/jcli-d-15-0508.1.
- Nilsen , F., Cottier , F., Skogseth , R., y Mattsson , S. Fjord–shelf exchanges controlled by ice and brine production: the interannual variation of Atlantic Water in Isfjorden, Svalbard. *Continental Shelf Research*, 28(14):1838–1853, 2008. doi:https://doi.org/10.1016/j.csr.2008.04.015.
- O’Reilly , J. E., Maritorena , S., Mitchell , B. G., Siegel , D. A., Carder , K. L., Garver , S. A., Kahru , M., y McClain , C. Ocean color chlorophyll algorithms for SeaWiFS. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 103(C11):24937–24953, 1998. doi:10.1029/98jc02160.
- Palma , S. y Silva , N. 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(6-9):513–535, 2004. doi:10.1016/j.dsr2.2004.05.001.
- Pantoja , S., Iriarte , J. L., y Daneri , G. Oceanography of the Chilean Patagonia. *Continental shelf research*, 31(3-4):149–153, 2011. doi:10.1016/j.csr.2010.10.013.
- Qi , L., Hu , C., Duan , H., Barnes , B., y Ma , R. An EOF-Based Algorithm to Estimate Chlorophyll a Concentrations in Taihu Lake from MODIS Land-Band Measurements: Implications for Near Real-Time Applications and Forecasting Models. *Remote Sensing*, 6(11):10694–10715, 2014. doi:10.3390/rs61110694.
- Rebolledo , L., Bertrand , S., Lange , C. B., Tapia , F. J., Quiroga , E., Troch , M., Silva , N., Cárdenas , P., y Pantoja , S. Compositional and biogeochemical variations of sediments across the terrestrial-marine continuum of the Baker-Martínez fjord system (Chile, 48 S). *Progress in Oceanography*, 174:89–104, 2019. doi:10.1016/j.pocean.2018.12.004.
- Ross , L., Pérez-Santos , I., Parady , B., Castro , L., Valle-Levinson , A., y Schneider , W. Glacial lake outburst flood (GLOF) events and water response in a Patagonian fjord. *Water*, 12(1):248, 2020. doi:10.3390/w12010248.

- Ross , L., Valle-Levinson , A., Pérez-Santos , I., Tapia , F. J., y Schneider , W. Baroclinic annular variability of internal motions in a Patagonian fjord. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 120(8):5668–5685, 2015. doi:10.1002/2014JC010669.
- Rysgaard , S., Mortensen , J., Juul-Pedersen , T., Sørensen , L. L., Lennert , K., Sogaard , D., Arendt , K., Blicher , M., Sejr , M. K., y Bendtsen , J. High air–sea CO₂ uptake rates in nearshore and shelf areas of Southern Greenland: Temporal and spatial variability. *Marine Chemistry*, 128:26–33, 2012. doi:10.1016/j.marchem.2011.11.002.
- Salamena , G. G., Whinney , J. C., Heron , S. F., y Ridd , P. V. Internal tidal waves and deep-water renewal in a tropical fjord: Lessons from Ambon Bay, eastern Indonesia. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 253:107291, 2021. doi:10.1016/j.ecss.2021.107291.
- Saldías , G. S., Sobarzo , M., Largier , J., Moffat , C., y Letelier , R. Seasonal variability of turbid river plumes off central Chile based on high-resolution MODIS imagery. *Remote Sensing of Environment*, 123:220–233, 2012. doi:10.1016/j.rse.2012.03.010.
- Saldías , G. S., Sobarzo , M., y Quiñones , R. Freshwater structure and its seasonal variability off western Patagonia. *Progress in Oceanography*, 174:143–153, 2019. doi:10.1016/j.pocean.2018.10.014.
- Saldías , G. S., Strub , P. T., y Shearman , R. K. Spatio-temporal variability and ENSO modulation of turbid freshwater plumes along the Oregon coast. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 243:106880, 2020. doi:10.1016/j.ecss.2020.106880.
- Schalles , J. F. Optical remote sensing techniques to estimate phytoplankton chlorophyll-a concentrations in coastal waters with varying suspended matter and cdom concentrations. En *Remote Sensing and Digital Image Processing*, págs. 27–79. Springer Netherlands, 2006. doi:10.1007/1-4020-3968-9_3.
- Scordo , F., Perillo , G. M., y Cintia Piccolo , M. Effect of southern climate modes and variations in river discharge on lake surface area in Patagonia. *Inland Waters*, 8(3):341–355, 2018. doi:10.1080/20442041.2018.1487118.
- Sievers , H. A. y Silva , N. Water masses and circulation in austral Chilean channels and fjords. En Silva , N. y Palma , S., eds., *Progress in the oceanographic knowledge of Chilean interior waters, from Puerto Montt to Cape Horn*, págs. 53–58.

- Comite Oceanografico Nacional - Pontificia Universidad Catolica de Valparaiso, Valparaíso, Chile, 2008.
- Silva , N. y Vargas , C. A. Hypoxia in Chilean Patagonian Fjords. *Progress in Oceanography*, 129:62–74, 2014. doi:10.1016/j.pocean.2014.05.016.
- Silvestri , G. y Vera , C. Nonstationary impacts of the Southern Annular mode on Southern Hemisphere climate. *Journal of Climate*, 22(22):6142–6148, 2009. doi:10.1175/2009jcli3036.1.
- Smith , R. W., Bianchi , T. S., Allison , M., Savage , C., y Galy , V. High rates of organic carbon burial in fjord sediments globally. *Nature Geoscience*, 8(6):450–453, 2015. doi:10.1038/NGEO2421.
- Son , S. y Wang , M. Water properties in chesapeake bay from modis-aqua measurements. *Remote Sensing of Environment*, 123:163–174, 2012. doi:https://doi.org/10.1016/j.rse.2012.03.009.
- Spall , M. A., Jackson , R. H., y Straneo , F. Katabatic wind-driven exchange in fjords. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 122(10):8246–8262, 2017. doi:10.1002/2017jc013026.
- Spyrakos , E., O'Donnell , R., Hunter , P. D., Miller , C., Scott , M., Simis , S. G. H., Neil , C., Barbosa , C. C. F., Binding , C. E., Bradt , S., Bresciani , M., Dall'Ólmo , G., Giardino , C., Gitelson , A. A., Kutser , T., Li , L., Matsushita , B., Martinez-Vicente , V., Matthews , M. W., Ogashawara , I., Ruiz-Verdú , A., Schalles , J. F., Tebbs , E., Zhang , Y., y Tyler , A. N. Optical types of inland and coastal waters. *Limnology and Oceanography*, 63(2):846–870, 2018. doi:10.1002/lno.10674.
- Stramma , L., Peterson , R. G., y Tomczak , M. The South Pacific Current. *Journal of physical oceanography*, 25(1):77–91, 1995. doi:10.1175/1520-0485(1995)025<0077:TSPC>2.0.CO;2.
- Strub , P. T., Mesías , M. J., Montecino , V., Rutllant , J., y Salinas , S. Coastal ocean circulation off western South America coastal segment. En *The Sea*, tomo 11, cap. 10, págs. 273–313. 1998.
- Suchy , K. D., Le Baron , N., Hilborn , A., Perry , R. I., y Costa , M. Influence of environmental drivers on spatio-temporal dynamics of satellite-derived chlorophyll a in the Strait of Georgia. *Progress in Oceanography*, 176:102134, 2019. doi:10.1016/j.pocean.2019.102134.

- Sundfjord , A., Albrechtsen , J., Kasajima , Y., Skogseth , R., Kohler , J., Nuth , C., Skarhamar , J., Cottier , F., Nilsen , F., Asplin , L., et al. Effects of glacier runoff and wind on surface layer dynamics and Atlantic Water exchange in Kongsfjorden, Svalbard; a model study. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 187:260–272, 2017. doi:<https://doi.org/10.1016/j.ecss.2017.01.015>.
- Szeto , M., Werdell , P., Moore , T., y Campbell , J. Are the world's oceans optically different? *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 116(C7), 2011. doi:10.1029/2011jc007230.
- Thiel , M., Macaya , E. C., Acuña , E., Arntz , W. E., Bastias , H., Brokordt , K. B., Camus , P. A., Castilla , J. C., Castro , L. R., Cortes , M., Dumont , C. P., Escribano , R., Fernández , M., Gajardo , J., Gaymer , C. F., Gomez , I., Gonzalez , A. E., González , H. E., Haye , P. A., Illanes , J.-E., Iriarte , J. L., Lancellotti , D. A., Luna-Jorquera , G., Luxoro , C., Manríquez , P. H., Marin , V. H., Muñoz , P., Navarrete , S. A., Perez , E., Poulin , E., Sellanes , J., Sepúlveda , H. H., Stotz , W., Tala , F., Thomas , A. C., Vargas , C. A., Vasquez , J. A., y Vega , J. M. A. The Humboldt Current System of northern and central Chile: Oceanographic processes, ecological interactions and socioeconomic feedback. En *Oceanography and Marine Biology*, tomo 1, cap. 6, págs. 195–344. 2007.
- Thomsen , S., Kanzow , T., Colas , F., Echevin , V., Krahnemann , G., y Engel , A. Do submesoscale frontal processes ventilate the oxygen minimum zone off Peru? *Geophysical Research Letters*, 43(15):8133–8142, 2016. doi:10.1002/2016GL070548.
- Thomson , R. E. y Emery , W. J. *Data analysis in physical oceanography*. 2014. Third Edition.
- Torrence , C. y Compo , G. P. A practical guide to wavelet analysis. *Bulletin of the American Meteorological society*, 79(1):61–78, 1998. doi:10.1175/1520-0477(1998)079<0061:APGTWA>2.0.CO;2.
- Torrence , C. y Webster , P. J. Interdecadal changes in the ENSO–monsoon system. *Journal of Climate*, 12(8):2679–2690, 1999. doi:[https://doi.org/10.1175/1520-0442\(1999\)012<2679:ICITEM>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(1999)012<2679:ICITEM>2.0.CO;2).
- Torres , R., Pantoja , S., Harada , N., González , H. E., Daneri , G., Frangopulos , M., Rutllant , J. A., Duarte , C. M., Rúaiz-Halpern , S., Mayol , E., y Fukasawa , M. Air-sea CO₂ fluxes along the coast of Chile: From CO₂ outgassing in central

- northern upwelling waters to CO₂ uptake in southern Patagonian fjords. *Journal of Geophysical Research*, 116(C9), 2011. doi:10.1029/2010jc006344.
- Trenberth , K. E. The Definition of El Niño. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 78(12):2771–2777, 1997. doi:10.1175/1520-0477(1997)078<2771:tdoen>2.0.co;2.
- Ulloa , O. y Pantoja , S. The oxygen minimum zone of the eastern South Pacific. *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, 56(16):987–991, 2009. doi:10.1016/j.dsr2.2008.12.004.
- Valle-Levinson , A., Jara , F., Molinet , C., y Soto , D. Observations of intratidal variability of flows over a sill/contraction combination in a Chilean fjord. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 106(C4):7051–7064, 2001. doi:10.1029/2000jc900157.
- van de Poll , W. H., Maat , D. S., Fischer , P., Visser , R. J., Brussaard , C. P., y Buma , A. G. Solar radiation and solar radiation driven cycles in warming and freshwater discharge control seasonal and inter-annual phytoplankton chlorophyll a and taxonomic composition in a high Arctic fjord (Kongsfjorden, Spitsbergen). *Limnology and Oceanography*, 66(4):1221–1236, 2021. doi:10.1002/lno.11677.
- Vásquez , S. I., de la Torre , M. B., Saldías , G. S., y Montecinos , A. Meridional Changes in Satellite Chlorophyll and Fluorescence in Optically-Complex Coastal Waters of Northern Patagonia. *Remote Sensing*, 13(5):1026, 2021. doi:10.3390/rs13051026.
- Ventura , D. L. T., Martinez , J.-M., de Attayde , J. L., Martins , E. S. P. R., Brandini , N., y Moreira , L. S. Long-Term Series of Chlorophyll-a Concentration in Brazilian Semiarid Lakes from Modis Imagery. *Water*, 14(3):400, 2022. doi:10.3390/w14030400.
- Whitney , M. M. A study on river discharge and salinity variability in the Middle Atlantic Bight and Long Island Sound. *Continental Shelf Research*, 30(3-4):305–318, 2010. doi:10.1016/j.csr.2009.11.011.
- Willis , M. J., Melkonian , A. K., Pritchard , M. E., y Rivera , A. Ice loss from the Southern Patagonian ice field, South America, between 2000 and 2012. *Geophysical research letters*, 39(17), 2012. doi:10.1029/2012GL053136.

Wolter , K. y Timlin , M. S. Measuring the strength of ENSO events: How does 1997/98 rank? *Weather*, 53(9):315–324, 1998. doi:10.1002/j.1477-8696.1998.tb06408.x.

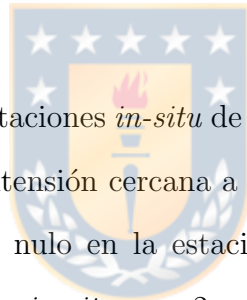


Anexo



Apéndice A

Reconstrucción de datos de caudal de estaciones de DGA

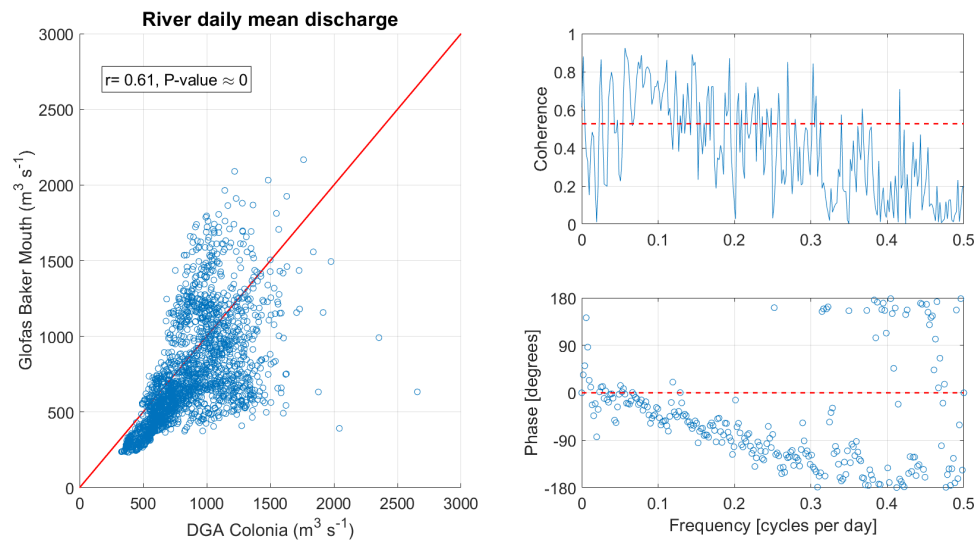


Los datos obtenidos de las estaciones *in-situ* de la DGA presentan numerosas brechas, en algunos casos con una extensión cercana a un mes, y datos claramente erróneos, como mediciones de caudal nulo en la estación del río Pascua. Para llenar estas brechas, se comparó la data *in-situ* con 2 modelos hídricos de cuenca integrada. El modelo Glofas-ERA5 (Global Flood Awareness System) es un modelo de cuenca integrada global, que utiliza como forzantes atmosféricos los datos de reanálisis del producto ERA5 y genera datos en una grilla global de $0.1^\circ \times 0.1^\circ$, con un paso temporal de 1 día (Harrigan et al., 2020). Por su parte, el producto FLOW del Instituto de Fomento Pesquero es un producto obtenido a partir del modelo hidrológico VC (Hamman et al., 2018). El producto entrega datos diarios para toda la zona de Patagonia Occidental, a lo largo de una malla de puntos que integran diversas cuencas hidrológicas.

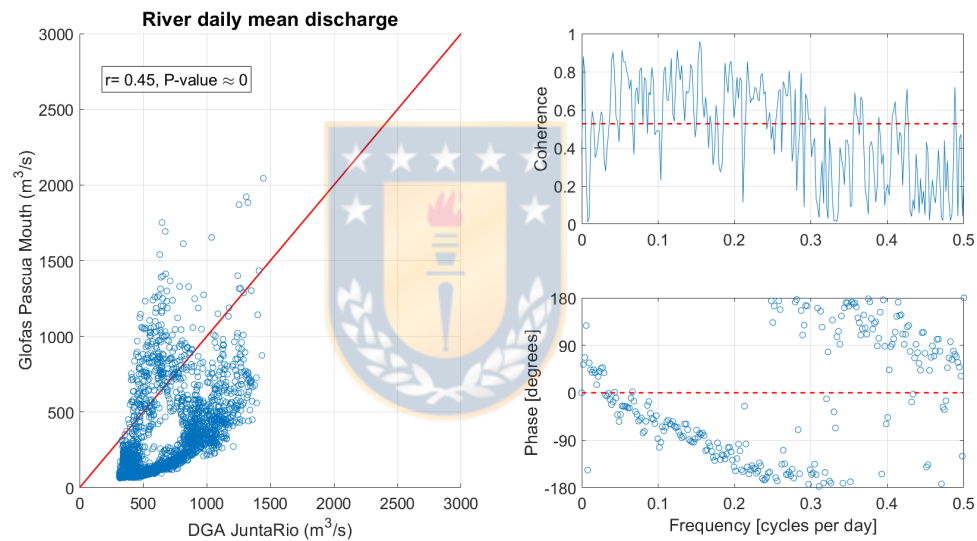
Se realizó una comparación de los datos diarios entre cada modelo con la data *in-situ* disponible para el periodo 2004-2018, utilizando el punto más cercano correspondien-

te a la desembocadura del río Baker y río Pascua. En general, las correlaciones entre el modelo FLOW y la data *in-situ* son superiores en ambos ríos con respecto a la data de GLOFAS (Fig. A.1 y A.2). Al realizar un análisis de coherencia y fase, siguiendo el método de Thomson y Emery (2014), entre los modelos y la data *in-situ*, se observa que el modelo GLOFAS presenta un mayor coherencia significativa en la banda de frecuencias 0.05-0.2 [ciclos/día] con respecto a los datos del modelo FLOW. En escalas temporales mayores, de interés para este estudio, la respuesta en coherencia es variada. Sin embargo, llama la atención el comportamiento de la fase en la coherencia GLOFAS-DGA, con una clara tendencia lineal hacia fases negativas al aumentar la frecuencia.

Para poder discriminar que datos utilizar en la reconstrucción, se realizó un análisis de correlaciones, utilizando promedios mensuales, separando en época de caudal alto (noviembre-abril) y caudal bajo (mayo-octubre) en la zona, con el fin de determinar que set de datos resuelve mejor la variabilidad anual (Fig. A.3). Los resultados muestran que el modelo FLOW presenta una respuesta con un mejor ajuste lineal por estaciones que los datos del modelo GLOFAS, los cuales en algunos casos ni siquiera logran acercarse a un ajuste lineal (Estación Colonia, época de bajo caudal). Debido a esto, se determinó usar los datos del modelo FLOW, el cual si bien no presenta una coherencia tan buena como GLOFAS en diferentes escalas, resuelve mejor las diferencias estacionales y no presenta comportamientos extraños en la fase como GLOFAS.



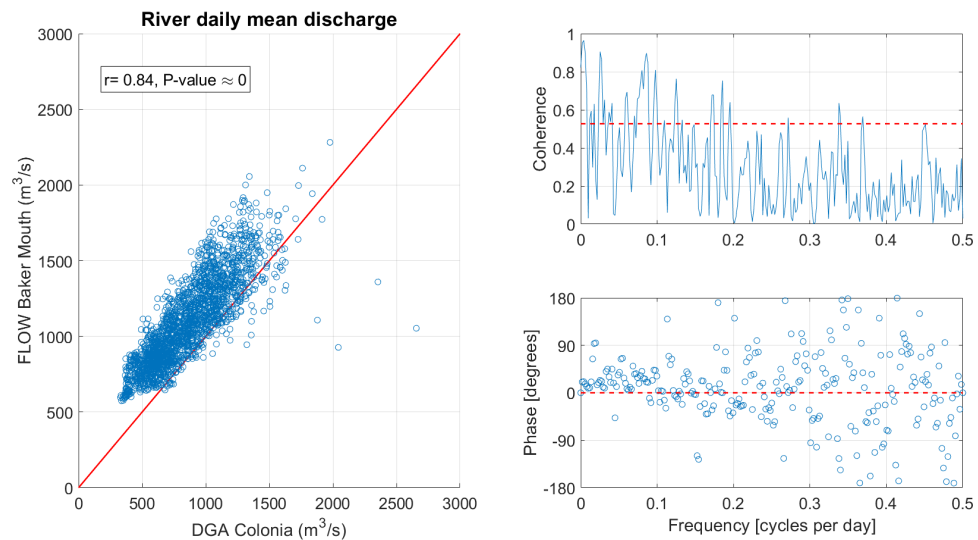
(a) Glofas vs DGA Río Baker en Colonia



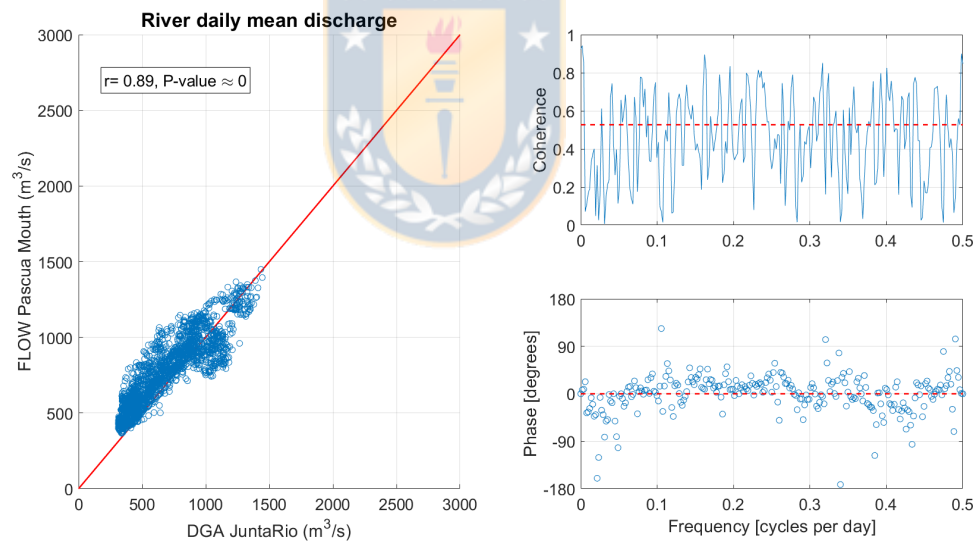
(b) Glofas vs DGA Río Pascua en JuntaRío

Figura A.1: Comparativa diaria entre descargas de ríos derivadas de Glofas, estaciones de la DGA, considerando coherencia y fase. Se entrega el respectivo valor de correlación y valor p entre las series. La línea roja en los paneles de la izquierda indica una correspondencia uno a uno entre variables.

La reconstrucción de brechas en la data *in-situ* se realizó utilizando un ajuste lineal Tipo 2 (Legendre y Legendre, 2012), debido al error intrínseco que presenta el modelo FLOW como variable predictora no controlada. Los datos reconstruidos pueden verse en la figura A.4, con su respectivo valor de R^2 .

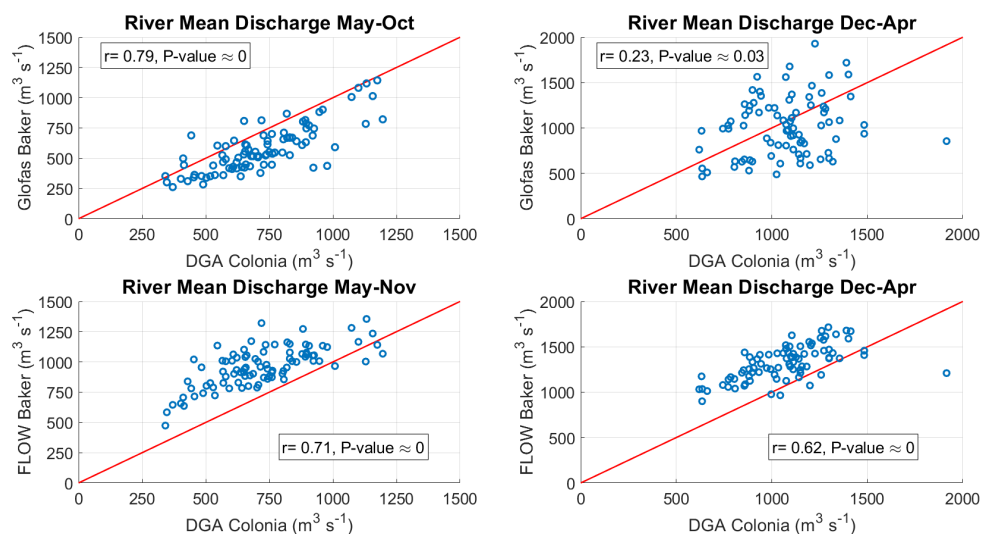


(a) FLOW vs DGA Río Baker en Colonia

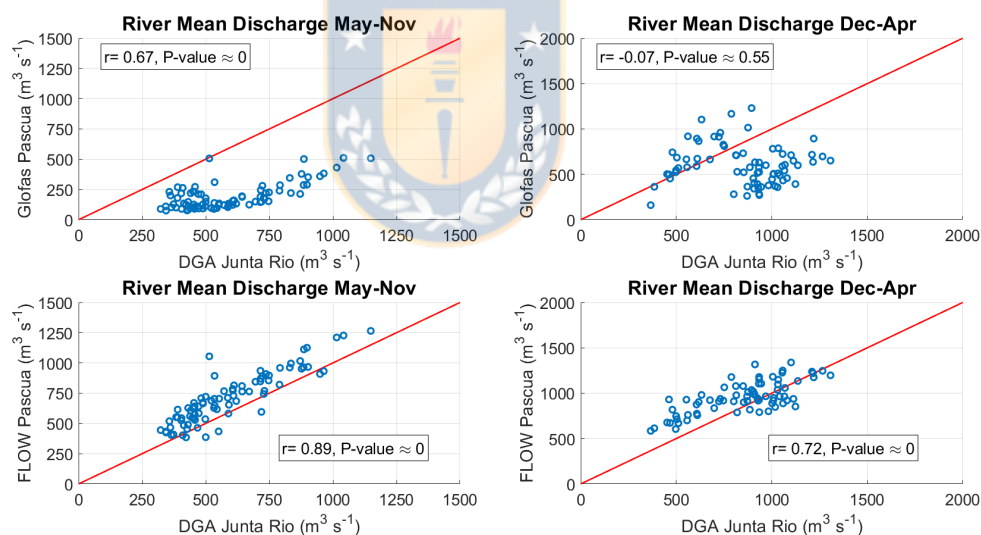


(b) FLOW vs DGA Río Pascua en JuntaRío

Figura A.2: Comparativa diaria entre descargas de ríos derivadas de FLOW y estaciones de la DGA, considerando coherencia y fase. Se entrega el respectivo valor de correlación y valor p entre las series. La línea roja en los paneles de la izquierda indica una correspondencia uno a uno entre variables.



(a) DGA Rio Baker en Colonia



(b) DGA Rio Pascua en JuntaRío

Figura A.3: Estaciones DGA vs productos Glofas (paneles superiores) y FLOW (paneles inferiores) en escala mensual separados por estaciones de alto caudal (izquierda) y bajo caudal (derecha). Se entrega el respectivo valor de correlación y valor p entre las series. La línea roja indica una correspondencia uno a uno entre variables.

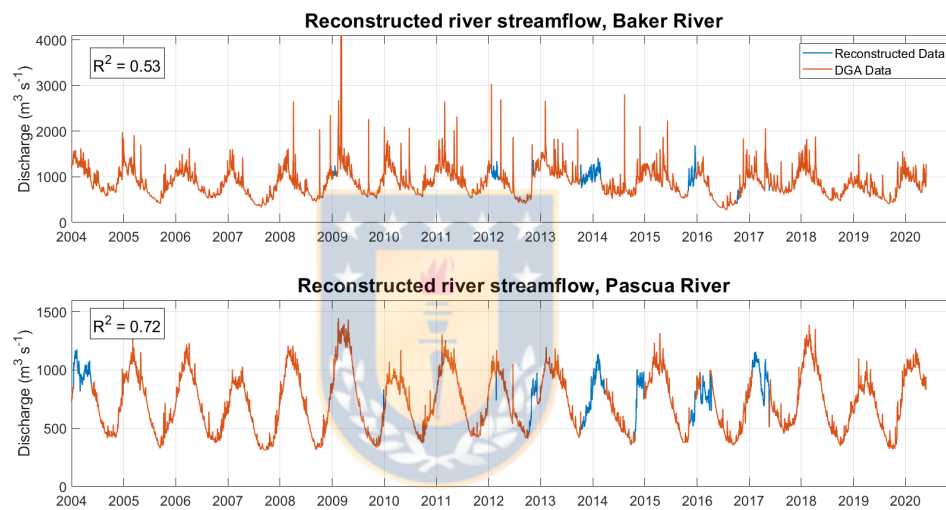


Figura A.4: Reconstrucción (azul) de los datos de caudal de la DGA (naranja), utilizando los respectivos modelos FLOW para el río Baker (arriba) y Pascua (abajo)

Apéndice B

Validación de datos de viento

ERA5

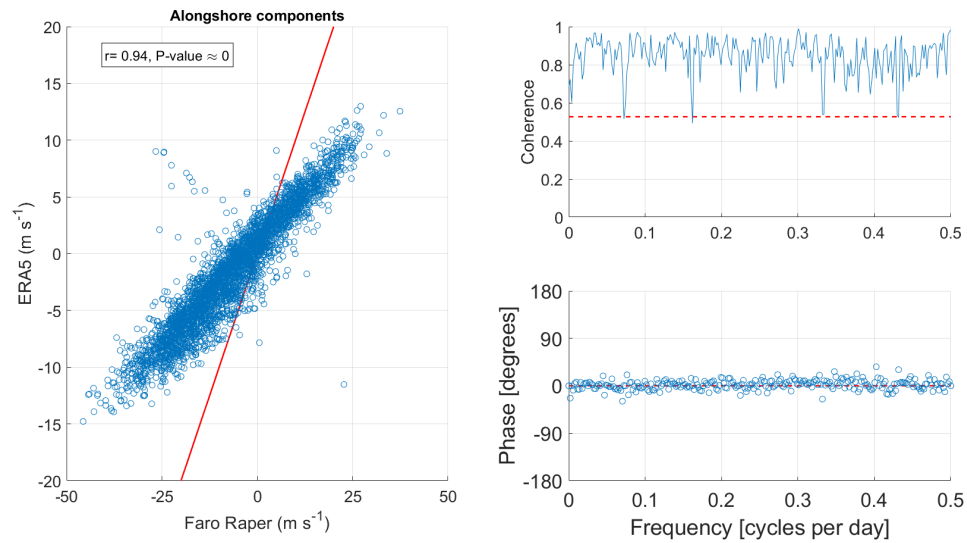


Los datos horarios obtenidos del producto ERA5, descargados a través de la plataforma Copernicus (<https://cds.climate.copernicus.eu/>), fueron validados utilizando datos de 2 estaciones meteorológicas pertenecientes a la Armada de Chile, las cuales se encuentran ubicadas en 2 faros en la zona del Golfo de Penas. Existen otras estaciones meteorológicas dentro del complejo Baker-Martínez. Sin embargo, los datos de estas estaciones se encuentran influenciados por la topografía y por lo tanto es probable que no representen el patrón general de viento en la zona. Debido a esto, se utilizaron los datos diarios de 2 estaciones en ubicaciones que se encuentran mucho menos influenciadas por la topografía, y que abarcaban desde enero de 2008 hasta abril 2019, con un intervalo de muestreo de 3 horas. Estas estaciones corresponden al Faro San Pedro (47.72°S, 74.89°W) y el Faro Raper (46.82°S, 75.62°W), mantenidos por el Servicio Hidrográfico y Oceanográfico de la Armada (SHOA).

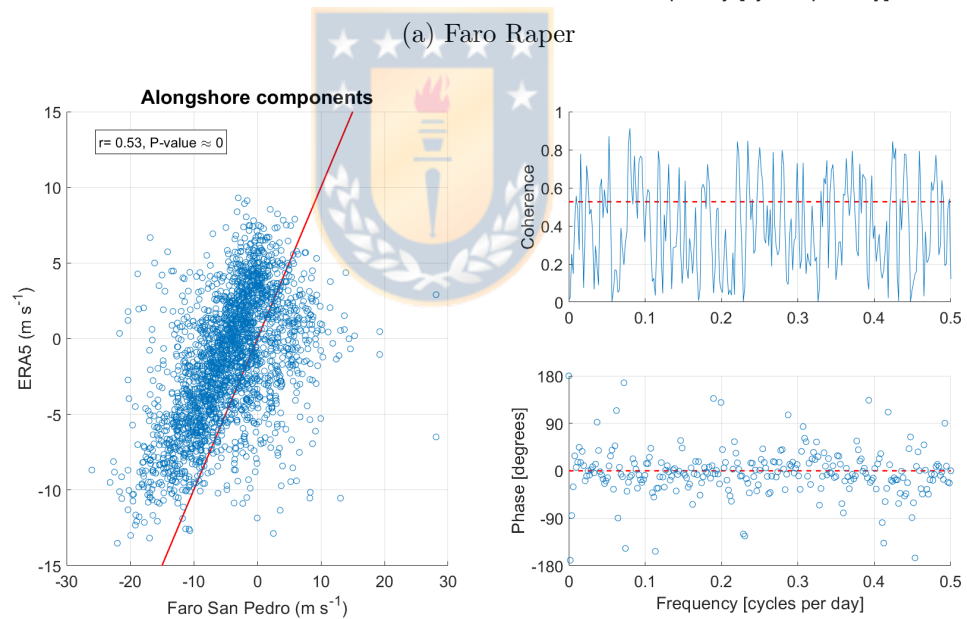
La validación fue realizada mediante un análisis de correlación entre los promedios diarios de ambas estaciones, esto debido a que los datos presentaban un intervalo

de muestreo diferente. Además de esto, los análisis fueron realizados utilizando las componentes a lo largo del eje de máxima varianza. Las correlaciones entre los faros y la data ERA5 fueron altas tanto en el faro Raper ($r = 0.90$) como en el Faro San Pedro ($r = 0.56$). Un análisis de coherencia y fase mostró que ambas estaciones presentan coherencias altas y significativas para todas las frecuencias en el Faro Raper y para un amplio rango de frecuencias en el Faro San Pedro. Con estos antecedentes se procedió a utilizar los datos de ERA5 para tener un registro de mayor cobertura temporal, coincidente con las demás variables hidrometeorológicas en la zona.





(a) Faro Raper



(b) Faro San Pedro

Figura B.1: Comparativa diaria entre estaciones meteorológicas en Faro Raper (a), Faro San Pedro (b) y series de tiempo más cercana obtenida de ERA5. Se entrega la respectiva correlación entre series (r) y el valor p correspondiente.

Apéndice C

Manuscrito asociado a la tesis



Article type: Letter

Title: Enhanced phytoplankton biomass in a Patagonian fjord during a warm and dry winter (2016)

Running Head: Anomalous winter in a Patagonian fjord

Authors: Pedro A. Figueroa¹, Fabián J. Tapia^{2,3,4}, Gonzalo S. Saldías^{3,5,6}, Diego A. Narváez^{2,3}

Affiliations:

¹Programa de Postgrado en Oceanografía, Departamento de Oceanografía, Universidad de Concepción, Concepción, Chile.

²Departamento de Oceanografía, Facultad de Ciencias Naturales y Oceanográficas, Universidad de Concepción, Concepción, Chile.

³Centro de Investigación Oceanográfica COPAS Coastal, Universidad de Concepción, Concepción, Chile.

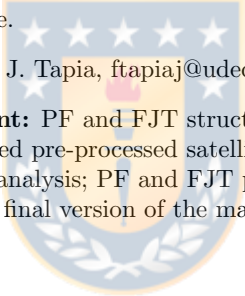
⁴Centro Interdisciplinario para la Investigación Acuícola (INCAR), Universidad de Concepción, Concepción, Chile.

⁵Departamento de Física, Facultad de Ciencias, Universidad del Bío-Bío, Concepción, Chile.

⁶Centro FONDAP de Investigación en Dinámica de Ecosistemas Marinos de Altas Latitudes (IDEAL), Valdivia, Chile.

Corresponding Author: Fabián J. Tapia, ftapiaj@udec.cl

Author Contribution Statement: PF and FJT structured the manuscript; FJT and DN collected field data; GS provided pre-processed satellite imagery; FJT, DN, GS guided data analysis; PF conducted data analysis; PF and FJT produced the first draft; All authors contributed equally to the final version of the manuscript.



Scientific Significance Statement

A combination of climatic anomalies during the austral summer of 2016 resulted in warm and dry conditions in northern Patagonia, where most of the Chilean aquaculture industry is based. Although local impacts on the productivity and composition of coastal plankton were documented, the larger-scale response across this region is not fully understood. Here we show how these anomalous conditions were perceived further south, specifically along a complex network of fjords and channels connecting the two largest Patagonian rivers with the Southern Pacific Ocean. The winter of 2016 was most anomalous in central Patagonia, with reduced freshwater discharges, weaker winds, and higher solar radiation, which enhanced wintertime productivity along the fjord.

Data Availability Statement

All *in situ* data used in this study are available online in the Zenodo data repository <https://doi.org/10.5281/zenodo.7253848>

Abstract

During the austral summer of 2016, the coupling of an El Niño event and a positive phase of the Southern Annular Mode produced large changes in the hydrology, hydrography, and biological productivity of Northern Patagonia. Here we use various datasets from both *in situ* and remote measurements to investigate the impacts of these anomalies over an extensive fjord system of central Patagonia (47.5°S). Extreme negative anomalies in freshwater discharges and precipitation, weaker landward winds, and positive radiation anomalies were observed during the winter of 2016. A stronger oceanic influence resulted in higher temperature and salinity values, whereas reduced freshwater discharges increased water column transparency. We hypothesize that these changes promoted an increase in phytoplankton productivity and biomass, with chlorophyll-a concentrations higher than in previous winters. The potential consequences of these changes for the composition of phytoplankton, food-web dynamics, and carbon fluxes in the region remain to be investigated.

Key Words

Patagonia, fjord, climate anomalies, land-ocean interactions, chlorophyll-a

1 **1 Introduction**

2 The west coast of Patagonia (41.5°S-55.9°S) is a vast estuarine system where numerous
3 fjords and channels conduct large volumes of freshwater from glaciers, rivers, and
4 precipitation to the southern Pacific Ocean. These highly productive waters (González et
5 al., 2010) have been increasingly occupied by a booming aquaculture industry (salmon
6 and mussel farming), hence becoming a focal point for the Chilean economy and
7 environmental protection initiatives (Pantoja et al., 2011; Silva & Vargas, 2014). Studies
8 conducted in the region over the past decade have revealed a tight relationship between
9 biological productivity and freshwater inputs [e.g., Jacob et al. (2014); Iriarte et al.
10 (2017); Cuevas et al. (2019); Rebolledo et al. (2019)], and the crucial role these estuarine
11 waters play in the life cycle of many species of fish and invertebrates [e.g., Leon et al.
12 (2008); Meerhoff et al. (2013, 2019)]. Because of its location, the region is directly
13 impacted by the meridional changes in subtropical and polar pressure systems represented
14 by the Southern Annular Mode (SAM) (Garreaud et al., 2009), whereas ENSO events also
15 impact the pressure/wind fields and generate drier than average conditions in the summer
16 (Montecinos & Aceituno, 2003; Garreaud & Falvey, 2009). Despite the known importance
17 of fjord systems for CO₂ sequestration (Torres et al., 2011; Rysgaard et al., 2012; Smith et
18 al., 2015), the interannual variability of productivity in Patagonian fjords in response to
19 large-scale forcing (i.e., SAM-ENSO) is still poorly understood.

20 In the austral summer of 2016, a series of harmful algal blooms (HAB) affected Northern
21 Patagonia, causing massive mortality of fish and shellfish and generating large economic
22 losses and public health problems (Hernández et al., 2016; Apablaza et al., 2017;
23 León-Muñoz et al., 2018). The evidence indicates that this event was triggered by the
24 coupling of El Niño conditions and the largest positive SAM on record. This climatic
25 scenario was perceived in the region as unusually long periods with clear skies, a drop in
26 precipitation, and reduced freshwater discharges from rivers (Garreaud, 2018). Together,
27 these conditions resulted in a less stratified water column and enhanced solar radiation,
28 ultimately triggering the HABs in Northern Patagonia (León-Muñoz et al., 2018).

29 However, the response of fjords located farther south in central Patagonia has not been
30 documented despite the apparent impact of these regional-scale anomalies on local
31 conditions. Here, we present the evolution of hydrographic conditions and phytoplankton
32 biomass in a central Patagonian fjord in response to the anomalies of 2016. The analysis
33 of data from *in situ* measurements and from satellite and reanalysis products revealed

34 that the central section of Patagonia experienced the largest anomalies during the austral
35 winter of 2016, with concentrations of chlorophyll-a along the fjord that were higher than
36 previous winters and even higher than the preceding summer. This finding provides new
37 insights into how the fjords of Patagonia, and other high-latitude estuarine systems, may
38 respond to the current and future trends in large-scale atmospheric forcing.

39 **2 Study Area**

40 The Baker-Martinez Fjord System (BMFS) is located in central Patagonia between the
41 southern and northern Patagonian Ice Fields (Fig. 1) and consists of two main channels
42 (Baker and Martinez) extending zonally over ca. 100 km. Their maximum depths range
43 between 800 and 1000 m. These channels receive freshwater discharges from the two
44 largest Patagonian rivers (Baker and Pascua) and meltwater from two glaciers (Steffen
45 and Jorge Montt). The BMFS is connected with the SE Pacific Ocean through the Gulf
46 of Penas, a large but relatively shallow embayment (maximum depth $\approx 150\text{m}$), which acts
47 as a sill for the ocean-channel exchange dynamics. Mean streamflows for the Baker and
48 Pascua rivers over the past 20 years have reached $900\text{ m}^3\text{s}^{-1}$ and $700\text{ m}^3\text{s}^{-1}$,
49 respectively. Below a surface layer of river water (RW, $S \leq 10$), the water column in the
50 BMFS consists mainly of estuarine water (EW $10 < S < 30$) and modified subantarctic water
51 (MSAW, $S > 30$) (Sievers & Silva, 2008; Aiken, 2012). Oceanic influence on the BMFS is
52 modulated by meteorological and oceanographic conditions in the Gulf of Penas and their
53 interaction with the seasonally-changing freshwater discharges from the fjord. It has been
54 shown that near-bottom water temperatures in the inner sections of the BMFS during
55 fall-winter are positively correlated with surface conditions in the Gulf of Penas during
56 the previous summer (Moffat et al., 2018). The freshwater influence causes strong
57 along-fjord and vertical gradients, with high concentrations of silicic acid at the surface
58 and high concentrations of nitrate and orthophosphate below the pycnocline (González et
59 al., 2013).

60 **3 Data and Methods**

61 Hydrographic surveys along the BMFS were conducted from 2008 to 2017 and included
62 measurements of physical variables, nutrients, and chlorophyll-a concentrations (Fig. 1b).
63 The profiles were obtained using a SeaBird SBE25 CTD with additional sensors for
64 dissolved oxygen, turbidity, and fluorescence. During some campaigns, a SUNA optical

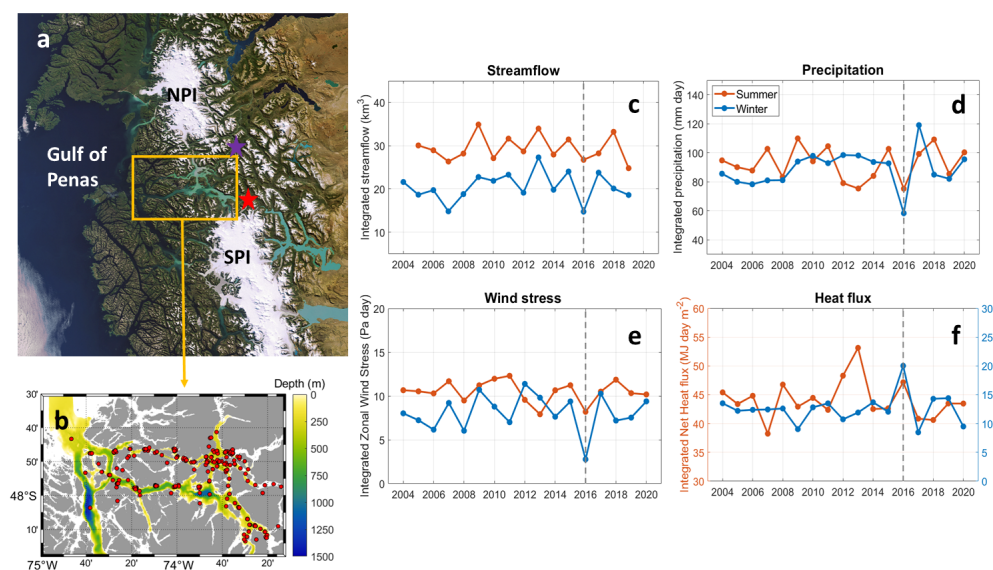


Figure 1. a) MERIS true color image showing the location of the Baker-Martinez fjord system (yellow rectangle) relative to the Northern and Southern Ice Fields (NIF, SIF). The purple and red stars indicate the position of the hydrological stations from Chile's water directorate (Dirección General de Aguas; DGA) for the Baker and Pascua rivers, respectively. b) Distribution of the CTD profiles available for the study area (red dots). The blue-green-yellow color scale indicates bathymetry. c-f) Seasonally integrated values for river discharge, precipitation, zonal wind stress, and net heat flux. Summer: November-April; Winter: May-October.

65 nitrate sensor (Satlantic, Canada) was added to the CTD's sensor array (Table S1). In
 66 addition to the hydrographic campaigns, nine Onset HOBO U24 sensors were deployed
 67 and maintained at different points along the BMFS, recording near-surface temperature
 68 and conductivity (every 1 hour) from 2012 to 2018 (Fig. S6).

69 Hourly data from the ERA5 reanalysis (Hersbach et al., 2020) were used to calculate heat
 70 fluxes, wind stress, and precipitation with a spatial resolution of $0.25^{\circ} \times 0.25^{\circ}$ (see
 71 Supporting Information for more detail). Streamflow data for the Baker and Pascua rivers
 72 were obtained from the Chilean Water Directorate (Dirección General de Aguas, DGA).
 73 The gaps found in these records between 2004 and 2009 were filled with an interpolation
 74 procedure based on type II linear regression [(Legendre & Legendre, 2012), and see
 75 Supporting Information] and information gathered from the output of a hydrological
 76 model implemented for the region (<http://chonos.ifop.cl/flow/>).

77 Level2 MODIS data of remote sensing reflectance ($R_{rs}(\lambda)$) within the 412-678 nm range
 78 were obtained from the Aqua platform and processed with the SeaDAS data analysis

79 software (<https://seadas.gsfc.nasa.gov>) to obtain data at 1 km of spatial resolution. This
80 procedure allowed us to retrieve data from sections inside the BMFS (Fig. S5). In
81 addition, daily Sea Surface Temperature data (1 km of spatial resolution) were obtained
82 from the Multiscale Ultra-high Resolution SST (MUR-SST) reanalysis (Chin et al., 2017).
83 Time series extracted from MUR-SST were compared with the *in situ* data from the
84 HOBO sensors deployed along the fjord (Fig. S6). Our validation revealed that MUR-SST
85 and *in situ* data are highly correlated inside the fjord. However, the strength of this
86 correlation decreases toward the glaciers located at the fjord's head.

87 In the analysis of climate and hydrological forcing for the 2004–2020 period, we divided
88 the year into two distinct seasons – summer and winter –, which were defined according to
89 the annual climatology of river discharges in the area (Fig. S1). The summer season was
90 defined as the high-outflow period spanning from November to April, whereas winter
91 refers to the low-outflow period that spans from May to October. As for the analysis of *in*
92 *situ* hydrographic data, we defined the following three periods: winter (May–September),
93 spring transition (October–December), and summer (January–March). This classification
94 of hydrographic data was based on the visual inspection of the T-S diagrams (see Fig. 2).



95 **4 Results**

96 **4.1 2016 Anomalies**

97 The time series of meteorological and hydrological variables integrated by season (Fig.
98 1c-f) revealed that the winter of 2016 deviated significantly from the mean conditions.
99 The freshwater volume dropped to ca. 15 km³, which is 29% lower than the overall mean.
100 The same was observed for precipitation and zonal wind stress, with the lowest values of
101 all winters on the record. The accumulated precipitation of 60 mm day and cumulative
102 zonal wind stress of 2.5 Pa day represented a 35% and 65% below the mean, respectively.
103 The net surface heat flux was considerably higher than those for other winters, reaching a
104 cumulative value of 20 MJ day m⁻², which is 55% higher than the long-term mean. These
105 are the most anomalous values over the last 40 years for wind, heat flux, and precipitation
106 (ERA5 database) and over the past 20 years for river discharges (DGA data).

107 4.2 Fjord hydrography in 2016

108 The inspection of hydrographic data by season (Fig. 2a-c) revealed patterns of variability
109 that appeared to be associated mainly with changes in solar radiation. In winter (Fig.
110 2a), low temperatures were found at the surface, followed by an increase in temperature
111 from the RW layer to the MSAW layer, with the latter presenting a maximum near the 25
112 isopycnal. In spring (Fig. 2b), the temperature was constant along the RW–EW salinity
113 gradient but varied upon reaching the MSAW layer. A temperature drop from the RW to
114 the MSAW layer was found in summer (Fig. 2c), as opposed to winter. The local maxima
115 in temperature of the MSAW core is a permanent characteristic of the system in all
116 seasons.

117 The summer of 2016 was characterized by a warm surface layer (20°C), about 4°C warmer
118 than other sampling periods. In contrast, the summer of 2017 exhibited a T-S distribution
119 similar to spring, with a nearly constant temperature between the RW and EW layers.
120 The T-S distribution in March 2016 (Fig 2c, orange points) was similar to spring,
121 indicating a seasonal transition. The highest temperature in the MSAW core was found in
122 the winter of 2016, followed by 2008 and 2014. The evolution of nitrate was consistent
123 with the hydrographic conditions (Fig. S7, S8c). Low nitrate concentrations characterized
124 the surface layer during summer and fall, whereas higher and more homogeneous
125 concentrations were found in winter as the freshwater influence decreased. Regarding the
126 T-S differences between the summers of 2016 and 2017, the nitrate was high in 2017,
127 surpassing even the previous winter and with moderate concentrations at the surface
128 along the channel (Fig. S7).

129 Mean chlorophyll-a concentrations were lower during winter 2016 than in other campaigns
130 (2016–2017) in the outer and middle fjord but doubled in the inner section (Fig. 2d-f).
131 Depth-integrated values of chl-a were higher in winter than in the summer and fall of 2016
132 (Fig. S7). Thickness of the high-chlorophyll layer (containing 90% of depth-integrated
133 chl-a) was greater in the winter and fall of 2016 than in the summers of 2016 and 2017
134 (Fig. S7b). Compared to the winter of 2014, which appears to be a normal year in terms
135 of physical forcing (Fig. 1c-f), the concentrations of chl-a were significantly higher in 2016
136 (Welch's $t_{36,7}=10729$, $p<0.001$, see Fig. S8d). This difference in chl-a concentrations
137 between the winters of 2016 and 2014 was twice as large in the outer section of the fjord
138 compared with the inner section (Fig. 2 g-i, solid vs. dashed red lines). A reduced surface

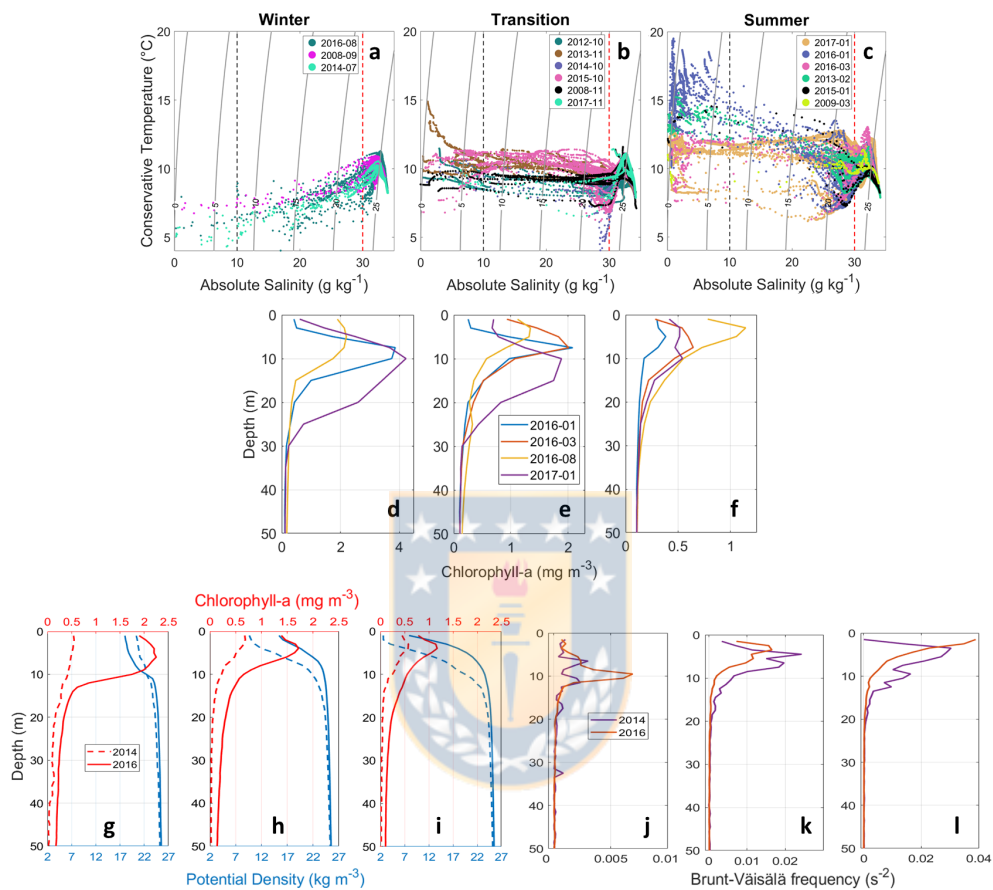


Figure 2. a-c) T-S diagrams for winter (May-Sep), spring transition (Oct-Dec), and summer (Jan-Mar) using all available data for the BMFS (Fig. 1b). The black and red dashed lines indicate reference values to separate between water masses (RW-EW and EW-MSAW, respectively). d-f) Comparison of mean chlorophyll-a profiles for the campaigns of 2016–2017 in the outer (d), middle (e), and inner fjord (f). g-h) Comparison of mean chlorophyll-a (red) and σ_t (blue) profiles during the winters of 2014 (dashed lines) and 2016 (solid lines) for the same fjord sections as (d-f). j-l) Comparison of Brunt-Väisälä frequency for the σ_t profiles of (g-i).

139 stratification and a thicker high-chlorophyll layer were apparent in 2016 (Fig. 2 d-f, blue
140 line, and j-l).

141 Anomalous conditions of SST and salinity were observed throughout the area in the
142 winter of 2016. Data from the conductivity sensors deployed along the BMFS (Fig. 3a-c)
143 showed that salinity values of ca. 20 persisted for longer periods compared to other years.
144 These high values reflect a change in the along-fjord position of the salinity front, which
145 was displaced inland in 2016 due to the lower freshwater outflows. The fraction of days
146 with a presence of estuarine water, defined as days with surface salinity values >10 ,
147 increased from 38% in 2013 (high freshwater input) up to 75% in 2016 (Fig. 3 d-e). A
148 stronger oceanic influence was also apparent in the SST fields, which showed positive
149 anomalies extending from the Gulf of Penas into the BMFS during May 2016 (Fig. 3 f-h)
150 and maintaining warm conditions inside the channels until December 2016. Afterward,
151 cold anomalies developed in January 2017 (Fig. S9), consistent with the anomalies
152 detected in the *in situ* data from the January 2017 campaign (Fig. 2c).

153 **4.3 Optical signature of winter 2016**

154 The seasonal anomalies of $R_{rs}(\lambda)$ computed for the period 2002–2020 revealed that optical
155 conditions in the BMFS were substantially different in the winter of 2016 (Fig. 4a), while
156 in the summer of 2016, they did not differ from previous summers (Fig. 4b). These
157 optical anomalies recorded in the winter of 2016 resulted in a shift of the mean spectrum
158 towards lower reflectance values, but did not alter its shape relative to other winters for
159 wavelengths $\lambda > 500$ nm (Fig. 4c). The general shape of $R_{rs}(\lambda)$ in the winter of 2016 was
160 similar to other periods in terms of having a maximum of reflectance in the green bands
161 and minimum values in the red bands (Fig. 4c). On the blue end of the visible spectrum,
162 however, the pattern of reflectance differed substantially from the long term mean and
163 from years such as 2012 (Fig. 4c), with far lower reflectance in the blue. This reduction in
164 R_{rs} for $\lambda < 500$ nm during the winter of 2016 indicates greater absorption of blue
165 wavelengths, which is consistent with a reduced input of turbid waters from river
166 discharges into the BMFS (Fig. 1c).

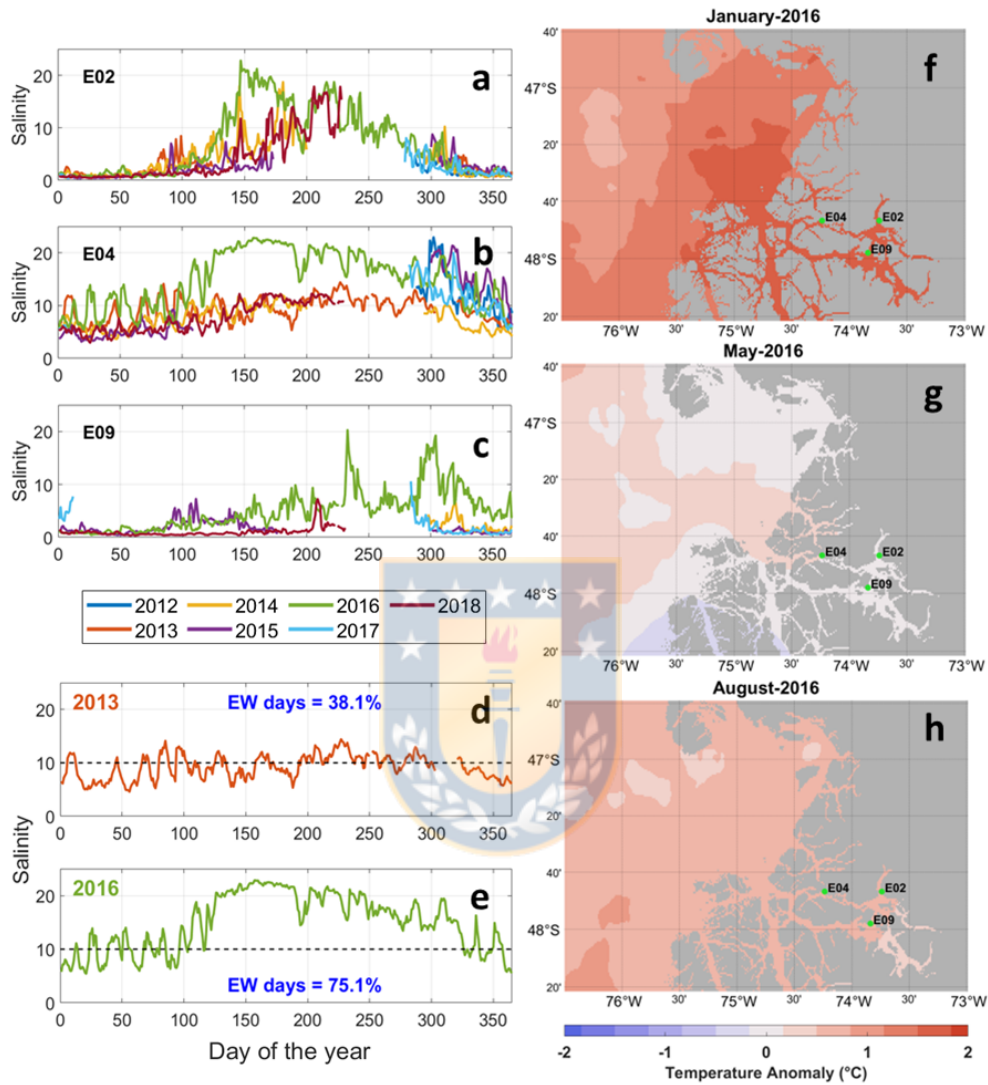


Figure 3. Temporal variability of salinity for different years at 3 locations in the BMFS (a-c). a-b) Martinez channel, middle and inner sections, c) Baker channel, inner section. d-e) Temporal variability of salinity in 2013 and 2016 at the E04 sensor. The percentage of days with EW presence (Salinity >10) is shown in blue. f-h) SST anomalies from MUR-SST for January (f), May (g) and August (h) 2016 based on the climatology calculated from the period 2002-2020.

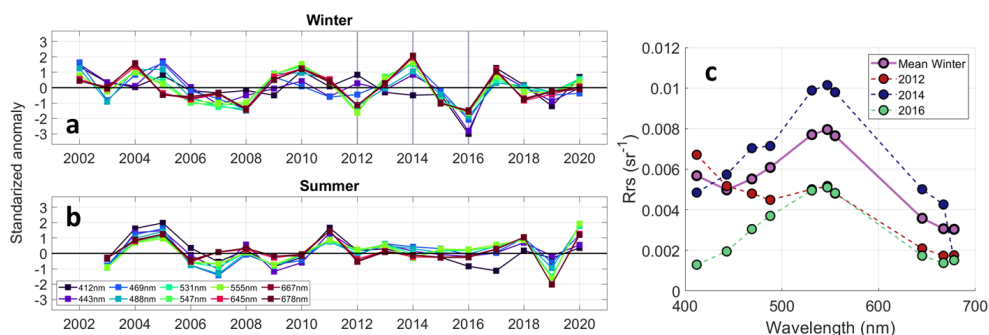


Figure 4. Seasonal anomalies of $Rrs(\lambda)$ in the visible spectrum inside the Baker channel, with each line color representing a different spectral band, for a) winter and b) summer as defined in Figure 1. c) Mean winter spectrum for 2002–2020 (pink) and winter spectra for the years 2012, 2014, and 2016 (shown as gray vertical lines in a).

5 Discussion & Conclusions

Our analyses showed that the anomalous conditions perceived in northern Patagonia during the austral summer of 2016 affected central Patagonia later during winter. The combination of reduced precipitation, weak eastward winds, and higher surface radiation over the Baker-Martinez fjord system (BMFS), together with a change in the reflectance spectrum (suggesting an increased absorption of blue wavelengths), resulted in substantial changes in the physical-chemical properties of the water column along the BMFS. These anomalous conditions ultimately appeared to trigger increased productivity and biomass of phytoplankton along the fjord, being significantly higher than those observed in previous winters.

5.1 Explaining high winter productivity

Chlorophyll-a concentrations measured in the BMFS were anomalously high during the winter of 2016, even higher in some areas than the mean values for summer and spring. This dramatic change disrupts the seasonal pattern of productivity and may imply a change in not only the abundance but also the composition of phytoplankton assemblages in the region (González et al., 2013). Some studies have documented anomalously high (Montero et al., 2017) and low (Pérez-Santos et al., 2021) productivity in some Patagonian fjords under specific winter conditions. Considering the anomalies in atmospheric and hydrological forcing for the winter of 2016 (Fig. 1c-f), we propose an explanation for the enhanced chlorophyll-a concentrations.

187 The reduced freshwater input (from rivers and precipitation) along the BMFS caused a
188 weakening of stratification relative to a normal winter, such as the winter of 2014 (Fig.
189 2g-i). A reduced freshwater discharge also affected the horizontal gradients in salinity,
190 allowing an extended intrusion of ocean water and the landward displacement of the
191 salinity front. Although the eastward component of wind stress was anomalously weak,
192 the reduction in freshwater inputs was large enough to alter the ocean-river water
193 exchange. Indeed, the SST and salinity data revealed a clear intrusion of warmer ocean
194 waters into the BMFS around May 2016. On the other hand, the increase in net surface
195 radiation and a downward shift in the reflectance spectrum during the winter of 2016
196 suggest greater absorption of solar radiation, which in winter is a limiting factor for
197 productivity in Patagonia (Jacob et al., 2014; Cuevas et al., 2019). This enhanced
198 availability of light in the water column, combined with warmer temperatures and a
199 greater supply of nitrate, which is considered a limiting nutrient in Patagonian fjords
200 (González et al., 2013; Jacob et al., 2014; Cuevas et al., 2019), provided favorable
201 conditions for high chlorophyll-a concentrations in the winter of 2016.

202 The causes of these atmospheric and hydrological anomalies have not been inspected in
203 detail. In addition to the large-scale coupling, marine heat waves (MHW) have been
204 shown to affect the coast of central and southern Chile (Mora-Soto et al., 2022). A
205 long-lasting MHW off Patagonia was reported for the winter of 2016 (Pujol et al., 2022),
206 which is coherent with the increase in heat flux (Fig. 1f) and relative warming (Fig.
207 3g,h). Further studies should assess how these events may impact the biological
208 productivity of fjords across Patagonia. As for the summer of 2016, precipitation and
209 wind forcing patterns were similar to those observed in winter, although the magnitude of
210 these anomalies was comparable with those recorded in previous summers (Fig. 1d-e). In
211 contrast, the summer of 2016 in Northern Patagonia was highly anomalous in terms of
212 environmental variability (Garreaud, 2018; León-Muñoz et al., 2018).

213 **5.2 Implications for productivity**

214 Previous characterizations of phytoplankton communities have shown that the physical
215 gradients promote differences in dominant phytoplankton groups along Patagonia
216 (González et al., 2013; Cuevas et al., 2019). Small phytoplankton ($< 20\mu M$;
217 picophytoplankton and nanophytoplankton) dominate in systems with limited nutrients
218 and light availability. In contrast, microphytoplankton ($> 20\mu M$) tend to dominate in

219 environments with fewer limitations, contrary to the ones imposed by freshwater effects
220 (Agawin et al., 2000; Marañón et al., 2001). Accordingly, the inner section of the BMFS is
221 dominated by picophytoplankton, associated with the high turbidity loads by river
222 outflows (González et al., 2013). The chlorophyll-a concentration observed in the winter of
223 2016, combined with the physical context of that year (i.e., enhanced radiation, reduced
224 freshwater input, and stronger ocean influence), could have changed the typical
225 composition of the phytoplankton, leading to a dominance and greater spatial coverage of
226 large phytoplankton due to the reduced freshwater input. Such change in phytoplankton
227 composition could affect food-web dynamics and rates of carbon burial in the BMFS and
228 similar systems, as small phytoplankton are associated with a less efficient sinking of POC
229 (González et al., 2010; Marañón et al., 2012). Although CO₂ fluxes have been estimated
230 for Patagonian waters (Torres et al., 2011), further studies are required to better
231 characterize the temporal patterns and potential trends in the current role of Patagonia as
232 a net sink for atmospheric CO₂. As the frequency of extreme climatic events increases in
233 Patagonia and elsewhere, a better understanding of these connections is critical.

234 **Acknowledgments**

235 Pedro Figueroa was supported by a graduate fellowship from Chile's National Research
236 and Innovation Agency (ANID-PFCHA/Magíster Nacional/2020 - 22200887). Research
237 funding for this study was provided by COPAS Sur-Austral (ANID grants PFB31 and
238 AFB170006) and COPAS Coastal (ANID grant FB210021). Partial funding for FJT was
239 also provided by the Interdisciplinary Center for Aquaculture Research, INCAR
240 (ANID-FONDAP Grant 15110027). GSS was partially funded by Fondecyt grant 1220167.

241 We would also like to acknowledge the invaluable support of our captain and
242 field-laboratory manager Rodrigo Mansilla, as well as the many UdeC students, research
243 assistants, and colleagues that conducted field measurements and serviced moored sensors
244 at this remote location over the years. We also thank the Chilean Navy's Hydrographic
245 and Oceanographic Service (SHOA) for providing access to data from the CIMAR-Fiordos
246 cruises.

References

- 247
- 248 Agawin, N. S. R., Duarte, C. M., & Agustí, S. (2000). Nutrient and temperature control
249 of the contribution of picoplankton to phytoplankton biomass and production.
250 *Limnology and Oceanography*, *45*, 591–600. doi: 10.4319/lo.2000.45.3.0591
- 251 Aiken, C. M. (2012). Seasonal thermal structure and exchange in Baker Channel, Chile.
252 *Dynamics of Atmospheres and Oceans*, *58*, 1–19. doi:
253 10.1016/j.dynatmoce.2012.07.001
- 254 Apablaza, P., Frisch, K., Brevik, Ø. J., Småge, S. B., Vallestad, C., Duesund, H., ...
255 Nylund, A. (2017). Primary isolation and characterization of *Tenacibaculum*
256 *maritimum* from Chilean Atlantic salmon mortalities associated with a
257 *Pseudochattonella* spp. algal bloom. *Journal of Aquatic Animal Health*, *29*(3),
258 143–149. doi: 10.1080/08997659.2017.1339643
- 259 Chin, T. M., Vazquez-Cuervo, J., & Armstrong, E. M. (2017). A multi-scale
260 high-resolution analysis of global sea surface temperature. *Remote Sensing of*
261 *Environment*, *200*, 154–169. doi: 10.1016/j.rse.2017.07.029
- 262 Cuevas, L. A., Tapia, F. J., Iriarte, J. L., González, H. E., Silva, N., & Vargas, C. A.
263 (2019). Interplay between freshwater discharge and oceanic waters modulates
264 phytoplankton size-structure in fjords and channel systems of the Chilean
265 Patagonia. *Progress in Oceanography*, *173*, 103–113. doi:
266 10.1016/j.pocean.2019.02.012
- 267 Garreaud, R. D. (2018). Record-breaking climate anomalies lead to severe drought and
268 environmental disruption in western Patagonia in 2016. *Climate Research*, *74*(3),
269 217–229. doi: 10.3354/cr01505
- 270 Garreaud, R. D., & Falvey, M. (2009). The coastal winds off western subtropical south
271 america in future climate scenarios. *International Journal of Climatology*, *29*(4),
272 543–554.
- 273 Garreaud, R. D., Vuille, M., Compagnucci, R., & Marengo, J. (2009). Present-day South
274 American climate. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, *281*(3-4),
275 180–195. doi: 10.1016/j.palaeo.2007.10.032
- 276 González, H. E., Calderón, M. J., Castro, L. R., Clement, A., Cuevas, L. A., Daneri, G.,
277 ... Clément, A. (2010). Primary production and plankton dynamics in the
278 Reloncaví Fjord and the Interior Sea of Chiloé, Northern Patagonia, Chile. *Marine*
279 *Ecology Progress Series*, *402*, 13–30. doi: 10.3354/meps08360
- 280 González, H. E., Castro, L. R., Daneri, G., Iriarte, J. L., Silva, N., Tapia, F. J., ...
281 Vargas, C. A. (2013). Land-ocean gradient in haline stratification and its effects on
282 plankton dynamics and trophic carbon fluxes in Chilean Patagonian fjords
283 (47–50°S). *Progress in Oceanography*, *119*, 32–47. doi: 10.1016/j.pocean.2013.06.003
- 284
- 285 Hernández, C., Díaz, P. A., Molinet, C., & Seguel, M. (2016). Exceptional climate
286 anomalies and northwards expansion of paralytic shellfish poisoning outbreaks in
287 southern Chile. *Harmful Algae News*, *54*(1), 1–2.
- 288 Hersbach, H., Bell, B., Berrisford, P., Hirahara, S., Horányi, A., Muñoz-Sabater, J., ...
289 Thépaut, J. (2020). The ERA5 global reanalysis. *Quarterly Journal of the Royal*
290 *Meteorological Society*, *146*, 1999–2049. doi: 10.1002/qj.3803
- 291 Iriarte, J. L., León-Muñoz, J., Marcé, R., Clément, A., & Lara, C. (2017). Influence of
292 seasonal freshwater streamflow regimes on phytoplankton blooms in a Patagonian
293 fjord. *New Zealand Journal of Marine and Freshwater Research*, *51*, 304–315. doi:
294 10.1080/00288330.2016.1220955
- 295 Jacob, B. G., Tapia, F. J., Daneri, G., Iriarte, J. L., Montero, P., Sobarzo, M., &
296 Quiñones, R. A. (2014). Springtime size-fractionated primary production across
297 hydrographic and PAR-light gradients in Chilean Patagonia (41–50°S). *Progress in*
298 *Oceanography*, *129*, 75–84. doi: 10.1016/j.pocean.2014.08.003
- 299 Legendre, P., & Legendre, L. (2012). *Numerical ecology*. Elsevier.
- 300 Leon, R., Castro, L. R., & Cáceres, M. A. (2008). Dispersal of *Munida gregaria*
301 (Decapoda: Galatheididae) larvae in Patagonian channels of southern Chile. *ICES*

- 302 *Journal of Marine Science*, 65(7), 1131–1143. doi: 10.1093/icesjms/fsn093
- 303 León-Muñoz, J., Urbina, M. A., Garreaud, R., & Iriarte, J. L. (2018). Hydroclimatic
304 conditions trigger record harmful algal bloom in western Patagonia (summer 2016).
305 *Scientific Reports*, 8(1), 1–10. doi: 10.1038/s41598-018-19461-4
- 306 Marañón, E., Cermeño, P., Latasa, M., & Tadonlécé, R. D. (2012). Temperature,
307 resources, and phytoplankton size structure in the ocean. *Limnology and*
308 *Oceanography*, 57(5), 1266–1278. doi: 10.4319/lo.2012.57.5.1266
- 309 Marañón, E., Holligan, P., Barciela, R., González, N., Mouriño, B., Pazó, M., & Varela,
310 M. (2001). Patterns of phytoplankton size structure and productivity in contrasting
311 open-ocean environments. *Marine Ecology Progress Series*, 216, 43–56. doi:
312 10.3354/meps216043
- 313 Meerhoff, E., Castro, L. R., & Tapia, F. J. (2013). Influence of freshwater discharges and
314 tides on the abundance and distribution of larval and juvenile *Munida gregaria*
315 in the Baker river estuary, Chilean Patagonia. *Continental Shelf Research*, 61-62,
316 1–11. doi: 10.1016/j.csr.2013.04.025
- 317 Meerhoff, E., Castro, L. R., Tapia, F. J., & Pérez-Santos, I. (2019). Hydrographic and
318 biological impacts of a Glacial Lake Outburst Flood (GLOF) in a Patagonian fjord.
319 *Estuaries and Coasts*, 42(1), 132–143. doi: 10.1007/s12237-018-0449-9
- 320 Moffat, C., Tapia, F. J., Nittrouer, C. A., Hallet, B., Bown, F., Boldt Love, K., & Iturra,
321 C. (2018). Seasonal evolution of ocean heat supply and freshwater discharge from a
322 rapidly retreating tidewater glacier: Jorge Montt, Patagonia. *Journal of Geophysical*
323 *Research: Oceans*, 123(6), 4200–4223. doi: 10.1002/2017JC013069
- 324 Montecinos, A., & Aceituno, P. (2003). Seasonality of the enso-related rainfall variability
325 in central Chile and associated circulation anomalies. *Journal of Climate*, 16(2),
326 281–296.
- 327 Montero, P., Pérez-Santos, I., Daneri, G., Gutiérrez, M. H., Igor, G., Seguel, R., ...
328 Crawford, D. W. (2017). A winter dinoflagellate bloom drives high rates of primary
329 production in a Patagonian fjord ecosystem. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*,
330 199, 105–116. doi: 10.1016/j.ecss.2017.09.027
- 331 Mora-Soto, A., Aguirre, C., Iriarte, J. L., Palacios, M., Macaya, E. C., & Macias-Fauria,
332 M. (2022). A song of wind and ice: increased frequency of marine cold-spells in
333 southwestern Patagonia and their possible effects on giant kelp forests. *Journal of*
334 *Geophysical Research: Oceans*, 127(6). doi: 10.1029/2021jc017801
- 335 Pantoja, S., Iriarte, J. L., & Daneri, G. (2011). Oceanography of the Chilean Patagonia.
336 *Continental Shelf Research*, 31(3-4), 149–153. doi: 10.1016/j.csr.2010.10.013
- 337 Pérez-Santos, I., Díaz, P. A., Silva, N., Garreaud, R., Montero, P., Henríquez-Castillo, C.,
338 ... Maulen, J. (2021). Oceanography time series reveals annual asynchrony input
339 between oceanic and estuarine waters in Patagonian fjords. *Science of the Total*
340 *Environment*, 798, 149241. doi: 10.1016/j.scitotenv.2021.149241
- 341 Pujol, C., Pérez-Santos, I., Barth, A., & Alvera-Azcárate, A. (2022). Marine heatwaves
342 offshore central and south Chile: understanding forcing mechanisms during the years
343 2016-2017. *Frontiers in Marine Science*, 9. doi: 10.3389/fmars.2022.800325
- 344 Rebolledo, L., Bertrand, S., Lange, C. B., Tapia, F. J., Quiroga, E., Troch, M., ...
345 Pantoja, S. (2019). Compositional and biogeochemical variations of sediments across
346 the terrestrial-marine continuum of the Baker-Martínez fjord system (Chile, 48°S).
347 *Progress in Oceanography*, 174, 89–104. doi: 10.1016/j.pocean.2018.12.004
- 348 Rysgaard, S., Mortensen, J., Juul-Pedersen, T., Sørensen, L., Lennert, K., Søgaard, D., ...
349 Bendtsen, J. (2012). High air–sea CO₂ uptake rates in nearshore and shelf areas of
350 Southern Greenland: Temporal and spatial variability. *Marine Chemistry*, 128-129,
351 26–33. doi: 10.1016/j.marchem.2011.11.002
- 352 Sievers, H. A., & Silva, N. (2008). Water masses and circulation in austral Chilean
353 channels and fjords. In N. Silva & S. Palma (Eds.), *Progress in the oceanographic*
354 *knowledge of Chilean interior waters, from Puerto Montt to Cape Horn* (pp. 53–58).
355 Valparaíso, Chile: Comité Oceanográfico Nacional - Pontificia Universidad Católica
356 de Valparaíso.

- 357 Silva, N., & Vargas, C. A. (2014). Hypoxia in Chilean Patagonian Fjords. *Progress in*
358 *Oceanography*, 129, 62–74. doi: 10.1016/j.pocean.2014.05.016
- 359 Smith, R. W., Bianchi, T. S., Allison, M., Savage, C., & Galy, V. (2015). High rates of
360 organic carbon burial in fjord sediments globally. *Nature Geoscience*, 8(6), 450–453.
361 doi: 10.1038/NCEO2421
- 362 Torres, R., Pantoja, S., Harada, N., González, H. E., Daneri, G., Frangopulos, M., ...
363 Fukasawa, M. (2011). Air-sea CO₂ fluxes along the coast of Chile: From CO₂
364 outgassing in central northern upwelling waters to CO₂ uptake in southern
365 Patagonian fjords. *Journal of Geophysical Research*, 116(C9), C09006. doi:
366 10.1029/2010JC006344

