

2024

INFORME FINAL

Convenio de Desempeño 2023 - 2024

DETERMINACIÓN DE LAS ESCALAS
DE INTERCAMBIO DE AGUA EN
FIORDOS Y CANALES DE LA
PATAGONIA CHILENA, 2023 - 2024

Subsecretaría de Economía y EMT

Agosto 2024.



INSTITUTO DE FOMENTO PESQUERO - CHILE



INFORME FINAL

Convenio de Desempeño 2023 – 2024

Determinación de las
escalas de intercambio de agua en fiordos y canales de la
Patagonia chilena, 2023-2024

Subsecretaría de Economía y EMT / agosto 2024.

Requirente

**Subsecretaría de Economía y
Empresas de Menor Tamaño**

Javiera Constanza Petersen Muga

Ejecutor

Instituto de Fomento Pesquero, IFOP

Director Ejecutivo

Gonzalo Pereira Puchy

Jefe División Investigación Acuicultura

Gastón Vidal Santana

Jefe Departamento de Medio Ambiente (I)

Alejandra Oyanedel Pérez

Jefe de Proyecto

Pablo Reche



Autores

*Camila Soto Riquelme
Elías Pinilla Matamala
Javiera San Martín Parra
Gabriel Soto Soto
Pablo Reche García*

Colaboradores

*Marcela Arriagada Ortega
Patricio Salas Salas
Sebastián Sepúlveda Manríquez
Miguel Vergara Barría
Pedro Valdebenito Muñoz
Oliver Venegas Mella*



ÍNDICE

RESUMEN EJECUTIVO	5
1. OBJETIVOS	7
1.1 OBJETIVO GENERAL	7
<i>Determinar la variabilidad interanual de las escalas de intercambio de agua en fiordos y canales de la Patagonia</i>	
1.2 OBJETIVOS ESPECÍFICOS.....	7
Objetivo 1. <i>Calibrar el modelo hidrodinámico implementado en la etapa anterior de este proyecto en Golfo Almirante Montt</i>	7
Objetivo 2. <i>Implementar un índice de calidad de agua que integre información de los modelos desarrollados e información observacional</i>	7
Objetivo 3. <i>Generar mapas de tiempos de intercambio de agua y de calidad de agua en el Golfo Almirante Montt acoplados a la plataforma de información oceanográfica Chonos</i>	7
2. ANTECEDENTES	8
3. METODOLOGÍA	12
3.1 Metodología objetivo 1	12
3.2 Metodología objetivo 2	25
3.3 Metodología objetivo 3	32
4. RESULTADOS	33
4.1 Resultados objetivo 1.....	33
4.2 Resultados objetivo 2.....	66
4.3 Resultados objetivo 3.....	74
5. GESTIÓN DEL PROYECTO	75
6. DISCUSIÓN	77
7. CONCLUSIONES	85
8. REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS	87

RESUMEN EJECUTIVO

Los tiempos de renovación de aguas y su relación con variables como el oxígeno disuelto son parámetros clave para diseñar estrategias de apoyo en la toma de decisiones que permitan la estimación de la capacidad de asimilación de los ecosistemas para soportar actividades acuícolas garantizando su salud hidrobiológica. Es por ello que el presente estudio tiene el objetivo de estimar los transportes e intercambios de agua, junto a la implementación de un índice de calidad de agua, en el Golfo Almirante Montt, por tratarse de un cuerpo de agua de limitada renovación de aguas que alberga una importante y creciente actividad productiva basada en la salmonicultura, haciendo del Golfo Almirante Montt un sistema potencialmente delicado que demanda de información relevante para el desarrollo sustentable de esta importante actividad económica y la conservación y bienestar del medioambiente y las comunidades locales.

A fin de estudiar la circulación e hidrodinámica del Golfo Almirante Montt se utilizaron mediciones de diferentes campañas oceanográficas de los años 2014 al 2024 junto con simulaciones numéricas. El modelo numérico, que simuló la hidrodinámica de los años 2016, 2017 y 2018, integra una serie de productos e información de otros modelos desarrollados por IFOP como un modelo atmosférico de alta resolución para resolver los complejos patrones meteorológicos locales, un modelo hidrológico para cuantificar los caudales de los numerosas ríos y glaciares que vierten al sistema, y un modelo batimétrico que gracias a la malla flexible del modelo permite un mejor discretización del dominio y representación de su compleja batimetría y línea de costa. El modelo respondió satisfactoriamente en su desempeño al reproducir en buen grado las estructuras verticales de estratificación de la columna de agua dadas por la temperatura y salinidad, así como la correntometría euleriana, por lo que su uso posterior se considera pertinente y confiable. En base a ello se determinó que el Golfo Almirante Montt es un sistema dominado por su particular geomorfología, especialmente por las constricciones batimétricas de sus 2 canales de conexión, Kirke y Santa María, con los sistemas exteriores y el océano adyacente, que limitan el intercambio de agua al interior del sistema (promedios conjuntos de salida $4603 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ vs entrada $4686 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$). Estos limitados intercambios de agua llevan a una diferenciación en la salinidad entre las aguas de propiedades más oceánicas (agua estuarina salada, agua subantártica modificada y agua subantártica) anteriores a las constricciones donde la salinidad se sitúa entre los 21 PSU en superficie hasta los 33 PSU en las capas más profundas, y al interior del golfo donde la salinidad de las aguas (agua estuarina dulce, agua estuarina salobre y agua estuarina salada) es sustancialmente menor, yendo desde los 5 PSU en superficie hasta los 24 PSU en las capas más profundas. La salinidad varía estacionalmente, como se observó a través de las mediciones de los años 2023-2024, e interanualmente entre los años de modelación 2016-2018. Así la variabilidad estacional e interanual de la salinidad se relaciona con los ingresos de agua dulce al Golfo Almirante Montt, lo cual guarda a su vez una estrecha relación directa con las variaciones en temperatura y precipitación que puedan favorecer, o disminuir, la escorrentía y derretimiento de los ríos y glaciares que vierten al sistema. Este es el caso del río Serrano que, con un caudal promedio anual de $420 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$, representa el 55% de todos los aportes de agua dulce del sistema. Además, estas masas de agua dulce de altas boyantes en su ingreso al medio marino generan gradientes de presión horizontales, motor de la circulación estuarina, que conduce flujos salientes hacia el océano por superficie en sentido Este-Oeste, y que, en competencia con los constantes vientos de componente sinóptica

principal del Oeste, controlan la renovación e intercambio de aguas del sistema. Estas mismas masas de agua de baja densidad superficial también incrementan la estratificación de la columna de agua como muestra la anomalía de energía potencial, con un promedio en el golfo de 600 Joule m^{-3} y máximas en las cabeceras de fiordos como el Última Esperanza (por donde ingresa el río Serrano) de $1500 \text{ Joule m}^{-3}$, todos ellos valores superiores a otros sistemas similares de la Patagonia chilena. Esta fuerte estratificación favorece la disipación de energía hacia las capas profundas, restringiendo la mezcla turbulenta y transferencia de *momentum* en el sistema, lo que da lugar a la formación de amplias zonas de retención y estancamiento de aguas, especialmente en cabeceras de fiordos como Última Esperanza, Worsley y Poca Esperanza. A esta escasa circulación de aguas profundas tampoco favorece la casi nula influencia mareal, pues la onda de marea, en su ingreso a través de las constricciones de los canales Kirke y Santa María, disipa gran parte de su energía y ve atenuada la amplitud del constituyente M2 en un promedio del 88%, pasando de una amplitud de 0.49 m en el canal Unión (antes de las constricciones) a menos de 0.1 m ya en el interior del golfo (mínima amplitud de 0.054 m en isla Salustio). Todos estos factores reflejan un sistema en el cual la renovación de aguas es muy lenta con edades del agua que van desde los 300 días en los canales de conexión hasta los 700-800 días (máximos superiores a 1000 días) en las cabeceras de los fiordos.

Es en este contexto que se han establecido los cimientos de un índice de calidad del agua escalable y replicable que permita estimar la capacidad del Golfo Almirante Montt para soportar perturbaciones naturales y/o antrópicas, como la salmonicultura, y así categorizar sus estados de riesgo. Este índice de calidad está basado en el oxígeno disuelto por ser una variable clave en la salud del ecosistema, su relativa facilidad de monitoreo y modelación (observaciones vs modelo: $r \approx 0.8$), su fuerte correlación con otros parámetros como los nutrientes (nitrato $r = -0.7$; silicato $r = -0.8$) y que, además, se trata de una variable que ya se encuentra considerada en el Reglamento Ambiental para la Acuicultura, lo cual facilita su inclusión y aplicación en la normativa vigente. En este mismo reglamento se definen los límites de aceptabilidad de oxígeno disuelto en la capa del fondo (mínimo de 3 mg/L a 1 metro del fondo), criterio que ha sido análogamente adoptado en el diseño del índice para establecer la categoría de un sitio con variabilidad del oxígeno disuelto en diferentes estratos de la columna de agua; así se establece que los valores en la capa más profunda del modelo (< 10 m sobre el fondo) y por debajo del umbral de $\leq 3 \text{ mg/L}$ definen zonas de categoría crítica, mientras que el umbral entre las categorías regular y adecuada se estimó estadísticamente como el percentil 75 de todos los perfiles de oxígeno disuelto de campañas oceanográficas históricas disponibles. El índice de calidad del Golfo Almirante Montt categorizó como zonas críticas los fiordos Última Esperanza, Worsley y Poca Esperanza, especialmente los sectores ubicados en las cabeceras. Estas zonas críticas son las mismas identificadas en el modelo hidrodinámico como zonas de bajas tasas de renovación y elevada edad del agua, parámetro que está fuertemente relacionado con bajos niveles de oxígeno disuelto ($r = 0.71$), lo que hace de la simulación numérica una confiable herramienta para estimar el oxígeno disuelto.

Los modelos numéricos de los cuales se obtuvieron los resultados del presente informe están disponibles en la plataforma de información ambiental CHONOS (chonos.ifop.cl), bajo la herramienta ATLAS (chonos.ifop.cl/atlas/), repositorio que permite al usuario de manera libre la exploración y visualización de datos de éste y otros modelos históricos de la Patagonia chilena.



1. OBJETIVOS

1.1 *Objetivo general*

Determinar la variabilidad interanual de las escalas de intercambio de agua en fiordos y canales de la Patagonia.

1.2 *Objetivos específicos*

- **Objetivo 1:** Calibrar el modelo hidrodinámico implementado en la etapa anterior de este proyecto en Golfo Almirante Montt.
- **Objetivo 2:** Implementar un índice de calidad de agua que integre información de los modelos desarrollados e información observacional.
- **Objetivo 3:** Generar mapas de tiempos de intercambio de agua y de calidad de agua en el Golfo Almirante Montt acoplados a la plataforma de información oceanográfica Chonos.

2. ANTECEDENTES

1.1 Escalas de transporte temporal

Los océanos exhiben ecosistemas altamente diversos y variables que son gobernados por complicados conjuntos de interacciones físico-biogeoquímicas que tienen lugar en una variedad de escalas espaciales y temporales entre el océano, la atmósfera y la interfaz de contacto entre ambos, (Gregoire & Oguz, 2003). Las escalas temporales de transporte es una medida que proporciona una visión de los procesos de transporte advectivo y difusivo que puede ser usada para estimar la variabilidad en la distribución de importantes propiedades que son críticas para los ecosistemas marinos y el clima tales como temperatura, salinidad, clorofila, macro y micronutrientes, O₂ y CO₂ disueltos (Sandery & Kampf, 2007). Por ejemplo, la producción biológica marina es modificada mediante procesos físicos como la mezcla y arrastre de nutrientes desde capas inferiores de la columna de agua, penetración de luz, confinamiento de fitoplancton en la zona eufótica por estratificación y aporte de nutrientes por descargas de ríos (Gregoire & Oguz, 2003). De hecho, en este sentido, se ha sugerido que el tiempo de retención es un parámetro clave en el control del balance de nutrientes en los ecosistemas marinos (Boynton *et al.*, 1995).

Las características de los procesos de transporte de una sustancia disuelta dependen principalmente del flujo residual de baja frecuencia que depende de las interacciones entre el campo de densidad, el flujo del río, el viento y la rectificación no lineal de las mareas periódicas en un estuario dado (Shen & Wan, 2007). Por lo tanto, es difícil separar y cuantificar las influencias de diferentes mecanismos en el transporte a largo plazo. Para entender la dinámica subyacente en el transporte y su cuantificación se utilizan diferentes métricas y aproximaciones, como *flushing time*, tiempo de residencia o la edad del agua. Existen muchos estudios en que se han utilizado estas escalas temporales de transporte para trazar la masa de agua y estimar ventilación en el océano (England, 1995; Karstensen y Tomczak, 1998; Hirst, 1999; Deleersnijder *et al.*, 2002) o para investigar la circulación en sistemas marinos semi-cerrados, estuarios o fiordos (Oliveira & Baptista, 1997; Walker, 1999; Delhez & Deleersnijder, 2002; Monsen *et al.*, 2002; Sandery & Kampf, 2007; Gustafsson & Bendtsen, 2007; Zhang *et al.*, 2010; Kawase & Bang, 2013; Hong & Shen, 2013; Bendtsen *et al.*, 2014; Viero & Defina, 2016).

En estricto rigor, sólo dos escalas de tiempo son suficientes para trazar el movimiento del agua, estos son, la edad del agua y el tiempo de residencia. Zimmerman (1976) introdujo el concepto de "tiempo de residencia" como el tiempo que tarda una parcela de agua en abandonar el dominio de interés; mientras que la edad del agua es un complemento del tiempo de residencia y es definido como el tiempo transcurrido desde que la parcela de agua en consideración salió de la región en la que su edad se define como cero, o bien, el tiempo requerido para que una parcela viaje desde un límite o borde del sistema a un lugar determinado dentro del cuerpo de agua. (Bolin & Rodhe, 1973; Delhez *et al.*, 1999; Monsen *et al.*, 2002). La colocación de los límites para definir una región de interés es una elección arbitraria, e influirá en los valores absolutos de las escalas de tiempo. Hasta cierto punto, las distribuciones de escala temporal en el sistema son relativas por naturaleza, por consecuencia los patrones similares serán vistos sin importar la localización del límite (Sandery & Kampf, 2007).

En la mayoría de los casos no es posible estimar estas escalas de tiempo de manera exhaustiva mediante promedios de datos de campo. La ausencia de mediciones intensivas de temperatura y salinidad hacen dificultoso el cálculo de la mezcla vertical vía estos parámetros. Por otra parte, la evaluación del tiempo de descarga o *flushing time* como la razón entre el volumen del dominio de interés y un flujo saliente es una aproximación gruesa que es válida sólo para un flujo en estado estacionario en un dominio infinitamente bien mezclado (Deleersnijder, 2007). Así el enfoque de un sistema en estado estacionario no toma en cuenta las variaciones espaciales y temporales en un gran estuario y, por tanto, es deseable conocer el patrón de distribución espacial del tiempo de residencia y su variación temporal (Shen & Wan, 2007). Por otra parte, las técnicas que implican modelos numéricos tienen la ventaja de proporcionar una visión cuantitativa directa de la dinámica y funcionamiento del sistema marino (Delhez *et al.*, 2004). Esto resulta muy valioso en un medio ambiente interdisciplinario y bajo una perspectiva de su gestión (Deleersnijder, 2007).

Los métodos mediante los cuales es posible calcular las escalas de tiempo en un modelo numérico pueden estar centrados desde una óptica lagrangiana o bien euleriana. Los modelos de transporte eulerianos son usualmente preferidos a sus homólogos lagrangianos (Deleersnijder *et al.*, 2001) debido al gran número de partículas requeridos por estos últimos para producir mapas sinópticos lo cual implica una alta demanda de tiempo de cómputo, así como también los problemas asociados con la modelación de la turbulencia en condiciones no homogéneas (Hunter *et al.*, 1993; Visser, 1997; Deleersnijder *et al.*, 2001). En cambio, un enfoque euleriano permite que las masas de agua que interactúan sean modificadas por procesos advectivos y difusivos, (Delhez *et al.*, 1999). Esto a su vez permite que la estimación del tiempo de transporte se presente como una variable espacial y revele información detallada del tiempo de tránsito en un estuario complejo (Shen & Wan 2007).

1.2 Oceanografía en la Patagonia de Chile

La geografía patagónica es producto de la acción glacial acontecida principalmente en el periodo cuaternario (<2.5 millones de años), que labró una línea de costa desmembrada, caracterizada por fiordos profundos y canales que comunican numerosos cuerpos de agua (Araya-Vergara 1997, 1999 y 2006), donde la topografía submarina, es particularmente irregular alternando conformaciones tipo cuencas explanadas de represamiento y cuencas explanadas tipo cubeta (Rodrigo, 2006).

Debido a la escasez de información sobre estudios ambientales en los canales y fiordos australes, el Comité Oceanográfico Nacional (CONA), elaboró en el año 1994 un programa denominado CIMAR (Cruceros de Investigación Científica Marina en Áreas Remotas), para efectuar una serie de cruceros oceanográficos con la finalidad de cubrir la extensa área de la Patagonia chilena. Los 3 primeros cruceros fueron de carácter exploratorio, para posteriormente ir realizando un número significativo de otros cruceros o campañas con la finalidad de determinar y documentar procesos oceanográficos relevantes (Silva & Palma, 2006). Este programa CIMAR permitió generar una base de datos y un conjunto de publicaciones científicas, además de generar líneas base de investigación para estas zonas, en muchas de las cuales existe además un fuerte desarrollo productivo acuícola e intereses asociados y problemáticas derivadas (CONA, 2021). Dentro de los resultados destacables, se logró establecer patrones y procesos oceanográficos, identificándose y caracterizando las principales masas de agua presentes, no solo en la zona oceánica, sino que también los cuerpos de agua que se

forman dentro de la zona de canales y fiordos, diseñando algunos esquemas de circulación (Silva *et al.*, 1995). Se constató que las propiedades físicas (*e.g.*) de los cuerpos de agua localizados dentro de estos sistemas está en gran medida determinadas por las tipologías de las masas de agua del océano costero adyacente (aguas oceánicas) y su mezcla con las masas de agua dulce continentales (aporte fluvial, nival, glacial y pluvial) (Silva *et al.*, 1998), siendo esta mezcla proporcional a la distancia de la fuente de agua dulce (Carrasco & Silva, 2006). De esta forma las condiciones oceanográficas, producto de la interacción de agua oceánica y agua dulce, revela la presencia de una columna de agua estratificada, constituida en 2 capas: una capa superficial de mayor variabilidad espacial y temporal de profundidad variable, determinada por menor salinidad, menor densidad y mayor concentración de oxígeno disuelto, y una segunda capa profunda, de mayor salinidad y densidad, y menor concentración de oxígeno disuelto. Entre ambas capas se observa un intenso gradiente conformando una marcada haloclina, pycnoclina, oxiclina y nutriclina, habiendo sido esta estructura utilizada como trazador para realizar modelos esquemáticos de circulación horizontal, donde el agua dulce sale de los fiordos y canales por la capa superficial, la cual va mezclándose con el agua oceánica que ingresa en dirección opuesta por la capa profunda (Silva *et al.*, 1997; Silva *et al.*, 1998; Sievers *et al.*, 2002; Valdenegro & Silva, 2003).

En este sistema de condiciones geográficas y oceanográficas de la zona sur Austral de Chile se ha desarrollado una acuicultura centrada en salmónidos (salmón del Atlántico y trucha arco iris principalmente), llevando a Chile a ser el segundo productor a nivel mundial, por lo que esta actividad ha sido considerada de gran importancia en la dinámica económica del país (Buschmann *et al.*, 2009). No obstante, el desarrollo de la acuicultura no ha estado exento de problemáticas, especialmente a partir del año 2007, cuando la industria salmonicultora experimentó una fuerte crisis producto de problemas sanitarios relacionados con el virus ISA (Godoy *et al.*, 2008), lo que también trajo como consecuencia grandes pérdidas económicas. Bajo estos antecedentes, la gestión de la acuicultura y su regulación por parte del estado de Chile se proyectaron como una actividad de alta complejidad (Bustos, 2012), donde por una parte se debe promover el máximo nivel posible de crecimiento económico en el tiempo, pero dentro de un marco de sustentabilidad ambiental. Si bien a partir del año 1991 se elaboran cambios en la Ley General de Pesca y Acuicultura (LGPA) enfocados en acuicultura, sólo a partir del año 2003 es que se comienzan a incluir los conceptos de sustentabilidad ambiental, mediante la Política Nacional de la Acuicultura (PNA) que establece un marco regulatorio para esta actividad. Sin embargo, debido a la insuficiencia de este marco regulatorio, evidenciado tras la crisis del salmón producto del Virus ISA, es que actualmente la LGPA establece un marco de obtención de información científica en los cuales se deben sostener las decisiones de carácter público y sobre la base de esta información es que deberán ser desarrollados los instrumentos de ordenamiento territorial, donde no solo estaría contenida la salmonicultura, sino todo los usuarios que ejerzan alguna actividad dentro del borde costero (Fuentes, 2014).

2.3 Índices de calidad del agua

Para el desarrollo sustentable de la acuicultura es fundamental no sobrepasar la capacidad del ecosistema para absorber entradas antropogénicas sin dañar su salud o su capacidad para proporcionar bienes y servicios. Esta necesidad es crucial para la sostenibilidad de los océanos,

especialmente en regiones como los fiordos de la Patagonia, que enfrentan perturbaciones tanto antrópicas como naturales por la variabilidad climática. En este contexto, se propone el inicio de una estrategia para evaluar la capacidad de estos sistemas para sostener la acuicultura, basada en conceptos simples como es un índice de calidad del agua (ICA).

La calidad del agua permite monitorear la salud de los ecosistemas acuáticos, asegurando que un lugar sea adecuado para otorgar servicios ecosistémicos y pueda ayudar a identificar posibles amenazas. En la acuicultura, mantener una buena calidad del agua es también crucial para la vida y el crecimiento de los organismos. Los índices de calidad del agua combinan variables ambientales y/o bióticas, asignando un peso específico a cada una y estableciendo umbrales claros para definir niveles aceptables. Es una técnica de evaluación rápida que convierte una serie de datos en una única expresión numérica (Uddin *et al.*, 2023).

El oxígeno disuelto (OD) es un indicador clave para evaluar la calidad del agua, ya que su mayor concentración indica una mejor capacidad del ecosistema para asimilar perturbaciones tanto antropogénicas como naturales. Las bajas concentraciones de OD o hipoxia (< 2-3 mg/L) afectan negativamente a la mayoría de la fauna, por lo que es pragmático medir y/o modelar el OD directamente para determinar los posibles impactos (Miller *et al.*, 2002; Landman *et al.*, 2005; Vaquer-Sunyer & Duarte, 2008; Riedel *et al.*, 2014). En la Patagonia, se han documentado áreas donde la hipoxia es un fenómeno permanente, como en los fiordos Puyuhuapi, Quintralco y el golfo Almirante Montt (Silva & Vargas, 2014; Linford *et al.*, 2023). Estos lugares han sido monitoreados intensivamente por IFOP durante los últimos 10 años, desarrollando modelos numéricos adecuados para cuantificar las zonas de baja concentración de OD. Esto ha resultado en una base de datos extensa de observaciones y productos numéricos, revelando también relaciones significativas con otras variables, como los nutrientes (nitrato, fosfato) o los tiempos de residencia.

En este informe, el oxígeno disuelto se propone como un primer proxy para el desarrollo de índices de calidad del agua, debido a su alta correlación con otros parámetros biogeoquímicos y su relativa simplicidad en el monitoreo y modelado, lo que permite hacerla potencialmente extensiva al enorme espacio territorial de la Patagonia chilena en donde la acuicultura opera intensivamente. Para la evaluación inicial, se ha desarrollado un modelo simple de OD en el Golfo Almirante Montt, región de Magallanes. Este modelo, validado con una cantidad adecuada de observaciones, permite la generación de mapas explícitos de calidad del agua en el Golfo Almirante Montt mediante una función de transformación con límites precisos.

3. METODOLOGÍA

3.1 Metodología objetivo 1. *Calibrar el modelo hidrodinámico implementado en la etapa anterior de este proyecto en Golfo Almirante Montt.*

Mediciones in situ

Dentro del sistema Golfo Almirante Montt se realizaron mediciones de la corriente euleriana y de nivel del mar en base a 6 ADCP (Acoustic Doppler Current Profiler) y 6 mareógrafos.

Los ADCP (RDI 300kHz y ADCP ROWE 300kHz) fueron instalados a media agua (100 m), orientados hacia arriba y registrando con una frecuencia de medición de 1 hora. Mayor información en la **tabla 1**. En el preprocesamiento de los datos de ADCP se realizó un análisis entre los cuatro transductores de cada ADCP, y sólo se trabajó con los datos que obtuvieron al menos un 90% de correlación; además se eliminó el nivel más cercano a la superficie, para eliminar el efecto de variación de nivel del mar. Posteriormente, se realizó la corrección magnética correspondiente a cada punto, de esta manera los datos fueron orientados al norte geográfico. Luego se calculó las componentes ortogonales de la corriente; U (este) y V (norte). En el postproceso se realizó un análisis espectral, en el dominio de la frecuencia, utilizando la técnica de auto espectro (Bendat & Piersol, 1986) para las componentes vectoriales de la corriente (Mooers, 1973); para una mayor significancia estadística, las series se dividieron en segmentos de igual tamaño, y con cada segmento se calculó un espectro, el cual se promedió para cada frecuencia (Emery & Thomson, 1998). Puesto que cada estimación espectral posee una distribución X^2 con dos grados de libertad, los grados de libertad del espectro promedio son dos veces el número de trozos (Bendat & Piersol, 1986). Se calculó el flujo residual de la corriente, aplicando un filtro de pasa-baja, coseno de Lanczos de 121 pesos y periodo de corte de 40 horas y se realizó un análisis EOF vertical de la corriente residual. Además, se calculó el *shear* (ecuación 1) vertical de la corriente;

$$shear = \sqrt{\left(\frac{\delta u}{\delta z}\right)^2 + \left(\frac{\delta v}{\delta z}\right)^2} \quad (1)$$

Para el registro del nivel del mar se utilizaron 6 mareógrafos que midieron durante los años 2012, 2022, 2023 y 2024, en el canal Unión, Paso Morla Vicuña, Salustio (post constricción Santa María), canal Valdés (post constricción Kirke), canal Obstrucción y Última Esperanza (ver **tabla 2**). Se realizó un análisis armónico (Pawlowicz *et al.*, 2002) del nivel del mar y se comparó la amplitud de los principales componentes de marea; se calculó el coeficiente de Courtier " F " (ecuación 2), para caracterizar el régimen de marea presente en Golfo Almirante Montt (Boon, 2004) y se realizó un análisis espectral del nivel del mar.

$$F = \frac{K_1 + O_1}{S_2 + M_2} \quad (2)$$

Del coeficiente de Courtier se desprende que si $0 < F < 0,25$, el régimen de mareas se clasifica como semi-diurno; si $0,25 < F < 1,50$, el régimen de marea se clasifica como semi-diurno mixto con una

marcada desigualdad diaria en las alturas de las pleamares y bajamares; si $1,50 < F < 3,00$, el régimen de mareas se clasifica como diurno mixto; y si $F > 3,0$, el régimen de mareas se clasifica como diurno.

Se analizó una estación meteorológica HOBO (**tabla 2**) ubicada frente a Puerto Natales ($51^{\circ}44'10.7''S - 72^{\circ}31'36.9''W$), que registró desde noviembre 2022 a julio 2024, variables como: magnitud de la velocidad del viento, dirección del viento, PAR, presión atmosférica y temperatura del aire. Se utilizó la serie de tiempo de magnitud y dirección del viento, para calcular las componentes ortogonales del viento: U (este) y V (norte).

Para evaluar la estratificación dentro del sistema Golfo Almirante Montt se calculó la anomalía de energía potencial con los datos de CTD para las 7 campañas oceanográficas desplegadas en GAM.

$$PEA = \varphi = \frac{g}{h} \int_{-h}^1 (\rho_m - \rho) z \delta z \quad (3)$$

donde g es la aceleración gravitacional, h la profundidad y ρ_m la densidad promedio de la columna de agua y ρ la densidad a la profundidad z (ecuación 3).

Tabla 1. Información de ADCP instalados y analizados en GAM.

Instrumento	Latitud (°)	Longitud (°)	Referencia	fecha inicio	fecha final	z (m)
ADCP (RDI)	-52.09642	-73.14279	Entrada sur Santa María	13-11-2022	13-05-2023	9.6 - 77.6 (Z:142 m)
ADCP (RDI)	-52.02561	-72.95567	Canal Valdés	13-11-2022	14-05-2023	9.1 - 77.1 (Z: 170m)
ADCP (Rowe)	-51.82079	-72.88965	Paso Vattuone	14-11-2022	13-05-2023	8.2 - 72.2 (Z: 150m)
ADCP (RDI)	-52.09642	-73.14279	Entrada sur Santa María	13-05-2023	11-05-2024	7.7 - 75.7 (Z:142 m)
ADCP (RDI)	-52.02561	-72.95567	Canal Valdés	15-05-2023	13-05-2024	3.6 - 79.6 (Z: 170m)
ADCP (Rowe)	-51.82079	-72.88965	Paso Vattuone	16-05-2023	9-12-2023	6.9 - 70.9 (Z: 150m)
ADCP (RDI)	-52.0784	-73.0629	Kirke	05-03-2016	05-05-2016	2.4 - 22.9

Tabla 2. Información de mareógrafos y estación meteorológica instalados y analizados en GAM.

Instrumento	Latitud (°)	Longitud (°)	Referencia	fecha inicio	fecha final	z (m)
Mareógrafo (Hobo)	-52.06757	-73.46998	Canal Unión	13-11-2022	14-05-2023	1.8 m
Mareógrafo (Hobo)	-52.05102	-72.9991	Salida Kirke Valdés	13-11-2022	14-05-2023	1.9 m
Mareógrafo (Hobo)	-51.73591	-72.52682	Ultima Esperanza	17-05-2023	19-05-2024	1.5 m
Mareógrafo (RBR)	-51.86468	-72.88065	Sta. María (Salustio)	12-02-2013	22-03-2013	1.5 m
Mareógrafo (RBR)	-52.09922	-73.21923	Morla Vicuña	29-02-2012	26-03-2012	5.69 m
Mareógrafo (RBR)	-51.98748	-72.69571	Obstrucción	06-03-2012	26-03-2012	3.67 m
Meteorológica (Hobo)	-51.73633	-72.52693	Frente Natales	15-11-2022	30/06/2024	
Meteorológica (Hobo)	-52.13944	-73.50822	Canal Unión	14-01-2016	03-07-2016	

Modelos numéricos

La simulación hidrodinámica del Golfo Almirante Montt comprende una serie de otros modelos e información que forman parte del balance dinámico del sistema, como son las descargas de agua dulce, el estrés del viento, flujos de calor con la atmósfera, la oscilación del nivel del mar y la geometría de la propia cuenca dada por la batimetría (**Figura 1**). De este esquema de modelación se derivan los productos finales, que en el presente estudio son las escalas de intercambio de agua por el método de la edad del agua, los cuales están disponibles libremente para su exploración y visualización en portal web oceanográfico CHONOS (chonos.ifop.cl).

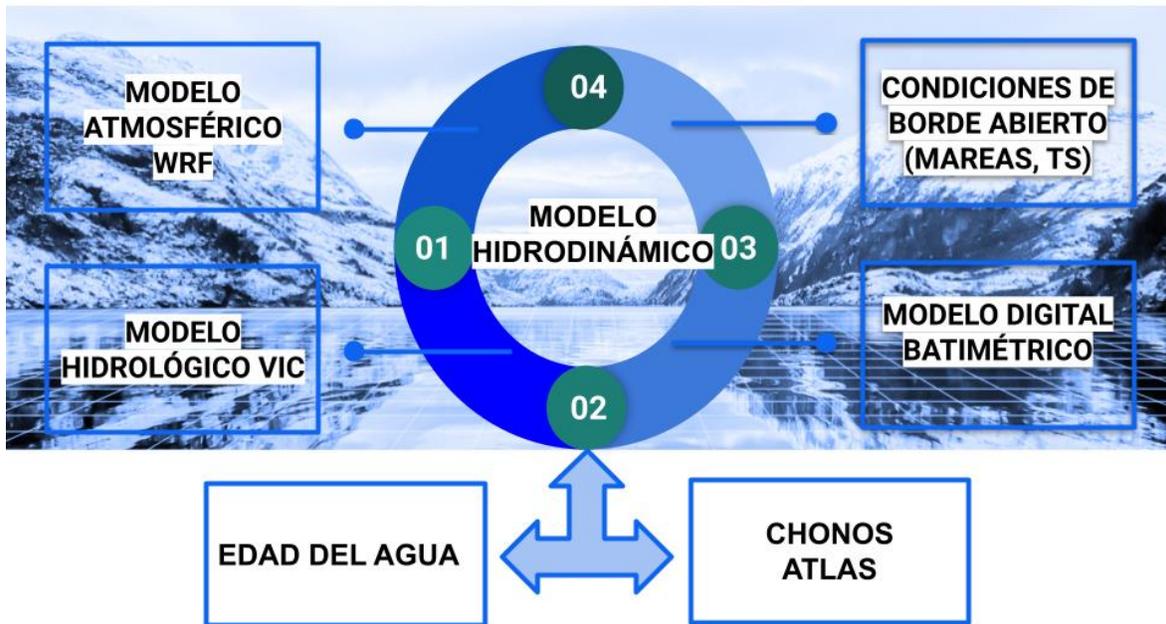


Figura 1. Esquema del sistema de modelación y distribución de información del estudio.

Modelo Atmosférico WRF

La circulación marina es modificada por el forzante atmosférico desde la superficie hacia capas más profundas. En sistemas marinos al interior de fiordos, canales y archipiélagos, los patrones de viento locales derivados de la interacción del viento con la topografía requieren de modelos atmosféricos de alta resolución para entender y reproducir adecuadamente estos patrones locales (Myksovoll *et al.*, 2012). A este efecto se ha empleado el modelo no hidrostático WRF (Weather Research Forecast versión 3.5.1) (Skamarock *et al.*, 2008) para simular las condiciones atmosféricas locales. Este modelo está anidado dentro del sistema operacional global NCEP de 25 km de resolución horizontal espacial (National Centers for Environmental Prediction, 2000). De esta manera, el modelo WRF anidado tiene una resolución horizontal espacial de 1 km, entre los 51.2°S - 52.5°S y 72°W - 74°W (**Figura 2**), área que cubre ampliamente la zona de interés del GAM.

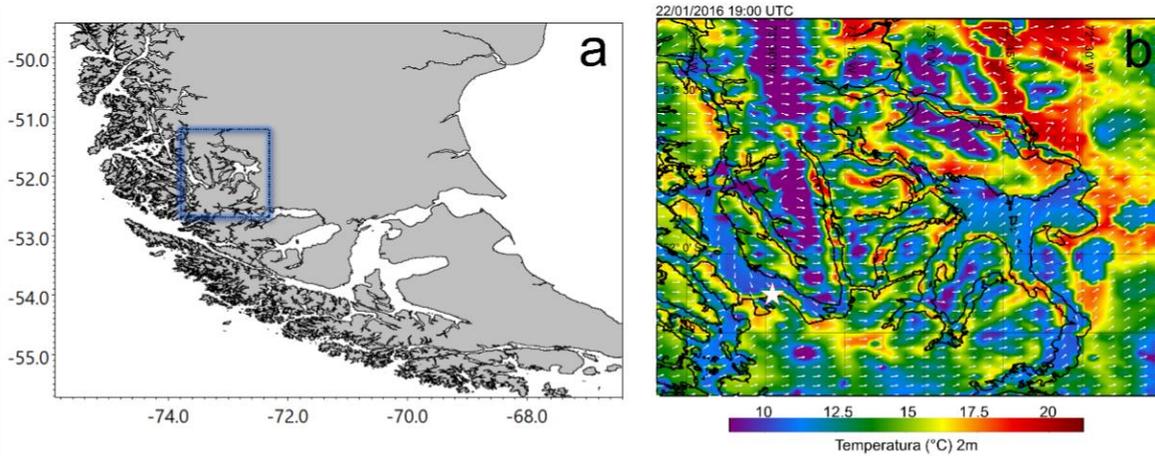


Figura 2. a) Dominio establecido para la simulaci3n atmosf3rica (WRF), con resoluci3n espacial de 1km; b) un ejemplo de campo de temperatura y vectores de viento para el verano de 2016. La estrella de color blanca muestra la posici3n de la estaci3n meteorol3gica para evaluar el modelo WRF.

Dentro de los par3metros modelados por el modelo WRF durante el per3odo 2016 al 2018 se encuentran la velocidad del viento a 10 m, temperatura a 2 m, radiaci3n, presi3n atmosf3rica y humedad relativa, entre otros. Para evaluar la eficacia del modelo atmosf3rico reflejando las tendencias temporales de presi3n, temperatura y componentes del viento, los datos de WRF se compararon con los recopilados por la estaci3n meteorol3gica ubicado en el canal Uni3n (**tabla 2, Figura 2**). Se emplearon m3tricas estadísticas como la correlaci3n y la raíz del error cuadrático medio (RMSE) para esta comparativa.

La correlaci3n determinada a trav3s del coeficiente de correlaci3n de Pearson (r_{yx}), evalúa la relaci3n lineal entre los datos modelados y observados. Matemáticamente, r_{yx} se define mediante la covarianza de los conjuntos de datos modelados y observados, normalizada por sus desviaciones est3ndar (ecuaci3n 4). Sus valores varían entre -1 y 1, donde 1 indica un ajuste lineal perfecto, 0 ninguna relaci3n y -1 una relaci3n inversa.

$$\frac{cov_{yx}}{S_y S_x} = \frac{\sum_{i=1}^N (Y_i - \bar{Y})(X_i - \bar{X})}{\sum_{i=1}^N (Y_i - \bar{Y})(X_i - \bar{X})} \quad (4)$$

Por otro lado, el RMSE (ecuaci3n 5) proporciona un indicador de la diferencia promedio entre las observaciones y las predicciones del modelo. Los menores valores de RMSE implican un modelo con predicciones m3s precisas en t3rminos de desviaci3n respecto a los datos reales.

$$RMSE = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^N (Y_i - \bar{Y})(X_i - \bar{X})}{N}} \quad (5)$$

Modelo hidrológico VIC

Los aportes de agua dulce hacia el Golfo Almirante Montt provienen de una extensa red de ríos que desembocan en su interior. Entre estos cursos fluviales, destaca el río Serrano situado en el sector norte del dominio. Junto a esta contribución fluvial terrestre la propia superficie del GAM experimenta un aporte sustancial de precipitación, que se presenta tanto en forma de lluvia como nieve que se distribuye de manera heterogénea dentro del dominio.

La relevancia de estas fuentes de agua dulce incide directamente en la dinámica y condiciones oceánicas del sistema. Para caracterizar este forzante, se empleó un modelo hidrológico que brinda una estimación de la escorrentía en el sistema, complementado con un producto de modelación de alta resolución para estimar la distribución de las precipitaciones.

El modelo hidrológico utilizado fue el modelo VIC (Variable Infiltration Capacity) (Liang *et al.*, 1994), el cual es alimentado con series de precipitaciones y temperatura del producto grillado CR2MET (<http://www.cr2.cl/datos-productos-grillados/>) de una resolución 0.05° (5 km aproximadamente) para un periodo comprendido entre 1980-2021. Con estas características VIC proporciona escorrentías de cientos (≈ 500) de fuentes de descarga de agua dulce al dominio de GAM que, para facilitar su ingreso al modelo hidrodinámico, son posteriormente agregadas por cuencas hidrográficas mayores. Estas escorrentías son calculadas a frecuencia de intervalos horarios, lo que permite posteriormente calcular series diarias de caudales en una red hidrográfica sintética (obtenida a partir de información satelital) correspondiente al área de análisis.

Posteriormente, se lleva a cabo un proceso de calibración utilizando observaciones fluviométricas de la Dirección General de Aguas (DGA) (<https://dga.mop.gob.cl/>). Durante este proceso, se ajustan ciertos parámetros del modelo VIC para optimizar su desempeño en función de los datos observados. Una vez calibrado, el modelo se ejecuta para estimar el caudal diario en el periodo comprendido entre 1980 al 2021 en todas las cuencas costeras del dominio espacial de la simulación. La **Figura 3** muestra las 50 cuencas hidrográficas relevantes, utilizadas para caracterizar el forzante. El análisis se complementa junto a tres estaciones de la DGA que tienen información de ríos que desembocan en GAM. Las observaciones diarias comprenden los ríos Serrano, con mediciones entre 1995 y 2020; el río Prat, cuyos datos abarcan el periodo de 2005 a 2018; y finalmente, el río Holleberg, del cual se dispone de información entre los años 2007 y 2020.

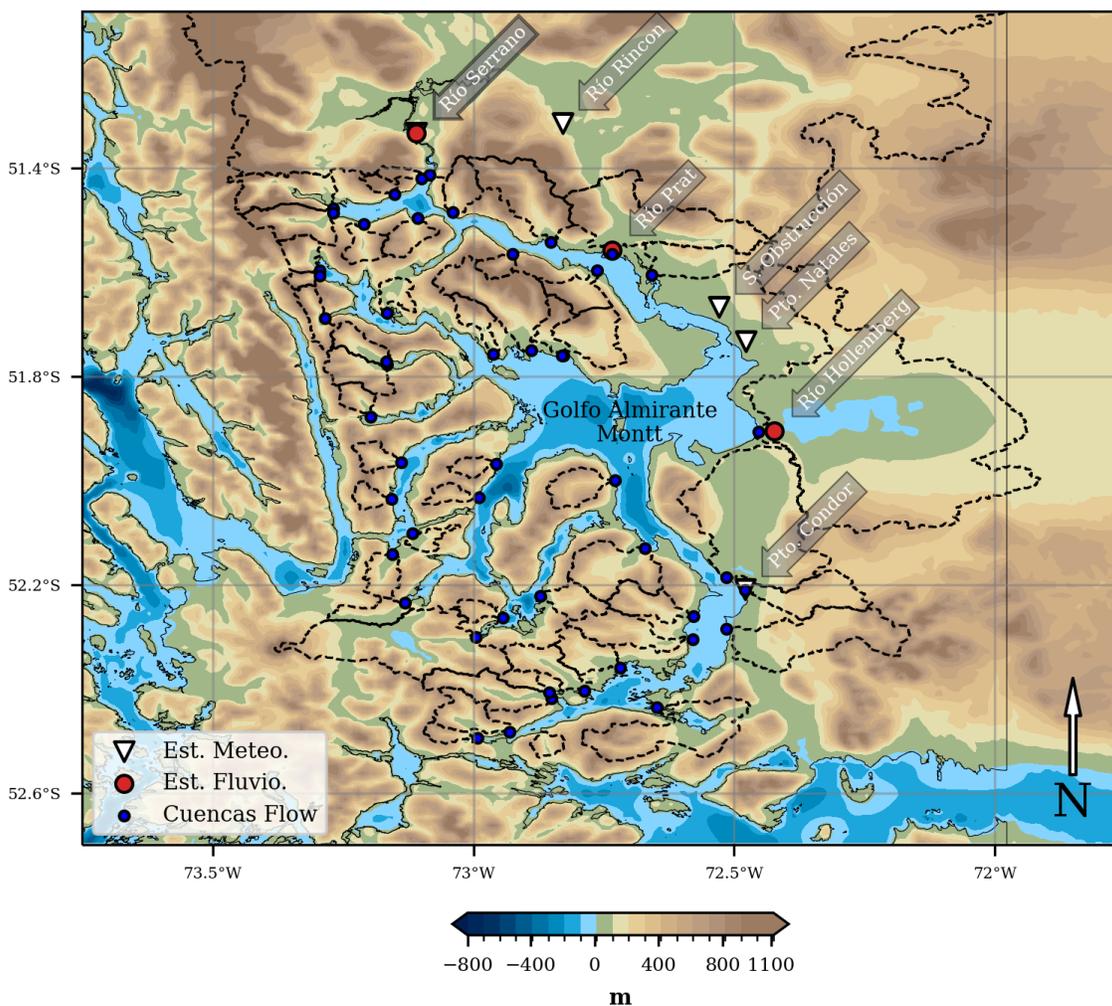


Figura 3. Estaciones fluviométricas de la Dirección General de Aguas (DGA), pluviométricas de la Dirección Meteorológica de Chile (DMC) y principales cuencas estimadas por el modelo hidrológico VIC en el dominio Golfo Almirante Montt.

Las observaciones de estaciones fluviométricas fueron utilizadas para evaluar la capacidad del modelo en replicar la variabilidad de los caudales característica de la región. Las series temporales se compararon con las simulaciones correspondientes de cada cuenca utilizando estadísticas de validación. Se identificaron las fuentes con mayor aporte de agua dulce en GAM y se utilizaron los caudales estimados por el modelo VIC para caracterizar el forzante hidrológico de manera espacio-temporal. También se exploraron las tendencias presentes en casi 40 años de información simulada. Para analizar las tendencias se aplicó el test de Mann-Kendall (Mann 1945; Kendall 1975), método no paramétrico utilizado ampliamente para evaluar tendencias estadísticamente significativas en series de tiempo hidrológicas y climatológicas. Algunos ejemplos de trabajos en Chile donde se aplique el método son los llevados a cabo por Pellicciotti *et al.* (2007), Aguayo *et al.* (2019), Medina & Muñoz

(2020), Pérez *et al.* (2018) y Sarricolea *et al.*, (2017). En este informe se consideran tendencias significativas aquellas que alcancen el nivel de confianza, 95% ($p < 0.05$). Para estimar la magnitud de la tendencia se utilizó el método de la pendiente de Sen (Sen, 1968), el cual es un método no paramétrico robusto que evalúa tendencias, con la ventaja de permitir la existencia de lagunas de datos y es altamente tolerable para valores escapados en la señal.

Adicionalmente, se utilizó el producto CR2MET para caracterizar de manera complementaria los patrones espacio-temporal de precipitación que afectan la superficie del sistema. Se estimó la precipitación media considerando el periodo 1980-2019 y se analizó la variabilidad interanual de la precipitación acumulada anualmente.

Toda la información de las simulaciones de caudales para cada cuenca marina es desplegada en la plataforma Chonos de IFOP en la herramienta FLOW (<https://chonos.ifop.cl/flow/>). Tanto el modelo VIC, como su visualizador FLOW han sido desarrollado para IFOP por la empresa consultora Meteodata Limitada (<https://www.meteodata.cl/>), comprendiendo la estructura y los componentes detallados en la **Figura 4** y la **tabla 3**.

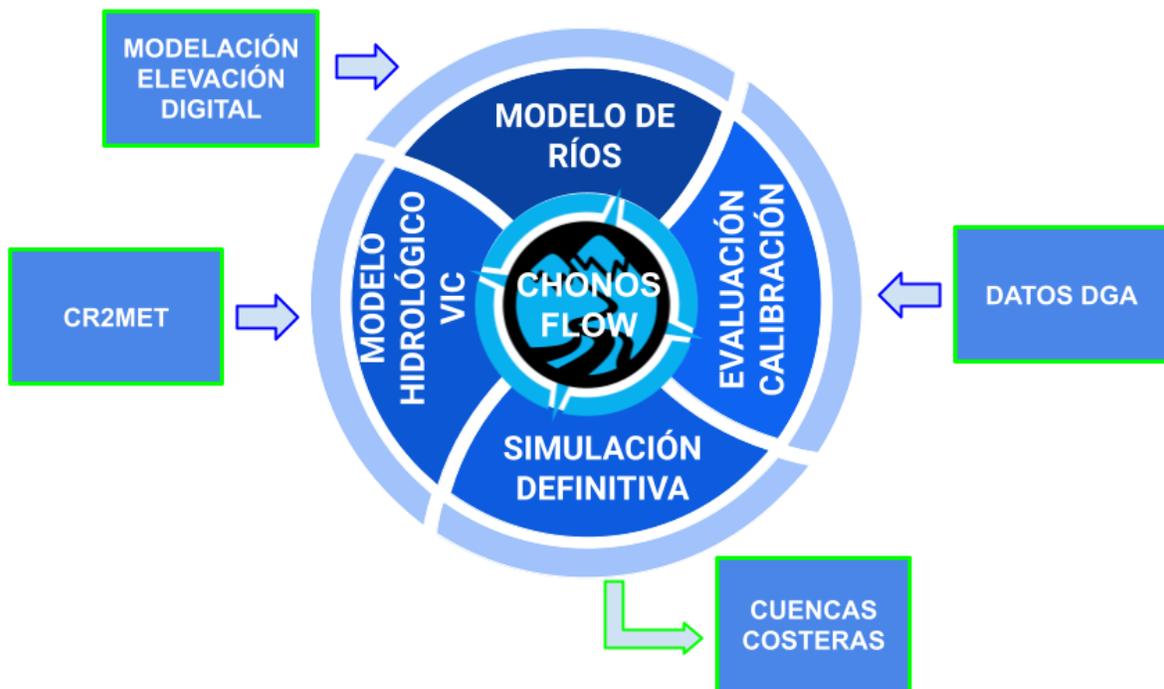


Figura 4. Esquema general del proceso de modelación y construcción de los productos del proyecto.

Tabla 3. Características sistema de modelación hidrológico.

Parámetros	Variable Infiltration Capacity (VIC)
Resolución espacial	0.05° (aproximadamente 5 km)
Área de la simulación	Territorio Chileno entre 41°S y 56°S
Resolución temporal	Diario
Periodo de simulación	1980-2021
Datos de entrada	Base de datos CR2MET
Modelo terreno digital	SRTM (90 metros de resolución)
Modelo para red hidrográfica	TauDEM
Calibración y evaluación	Datos fluviométricos de la DGA (~50 estaciones)

Modelo hidrodinámico 3D (MIKE 3)

Para simular la hidrodinámica del Golfo Almirante Montt se utilizó el modelo hidrodinámico 3D MIKE 3 FM (DHI, 2019). Este es un sistema de modelamiento en 3 dimensiones que considera la solución numérica de las ecuaciones tridimensionales incompresibles de Navier-Stokes utilizando el enfoque de Reynolds, los supuestos de Boussinesq y de presión hidrostática, por lo que el modelo consiste en las ecuaciones de conservación de masa y momentum, transporte de calor y de sal. Como algoritmo de solución de las ecuaciones indicadas, el modelo utiliza el método de volúmenes finitos centrados en cada celda. La estructura de discretización, triángulos de distintos tamaños (**Figura 5**), permite un ajuste flexible de la resolución horizontal del modelo, por ejemplo, una alta definición del borde costero. Por esta razón, se considera que este tipo de solución es la adecuada para zonas de topografía compleja. En el plano vertical utiliza coordenadas sigma combinadas con rectangulares (denominadas Z), que permiten una mejor solución de la estratificación en las zonas con altos gradientes verticales de densidad (DHI, 2019).

El dominio del modelo se extiende por el seno semicerrado del Golfo Almirante Montt y su salida por el oeste a través de los canales Morla Vicuña, Santa María y Kirke hacia el canal Unión y demás sistemas marinos de la Patagonia chilena en la región de Magallanes (**Figura 5**). La información batimétrica fue obtenida de las cartas náuticas del Servicio Hidrográfico y Oceanográfico de la Armada de Chile (SHOA), reprocesadas e interpoladas linealmente mediante el método del vecino natural (Sibson, 1981). Se utilizan distintos tamaños de elementos de acuerdo con la geometría de la cuenca dejando aquellos lugares someros y estrechos con mayor resolución. Los sectores de menor resolución corresponden a las zonas más profundas del Golfo Almirante Montt con una resolución aproximada de 1000 m, mientras que la mayor resolución se encuentra en los canales de intercambio

más estrechos, para un total de 19927 elementos en la horizontal (**Figura 5**). En la dimensión vertical el modelo está dividido en 45 capas combinadas sigma-cuadrangular, con mayor resolución en las capas superficiales, esto y algunos otros parámetros se pueden ver en la **tabla 4**.

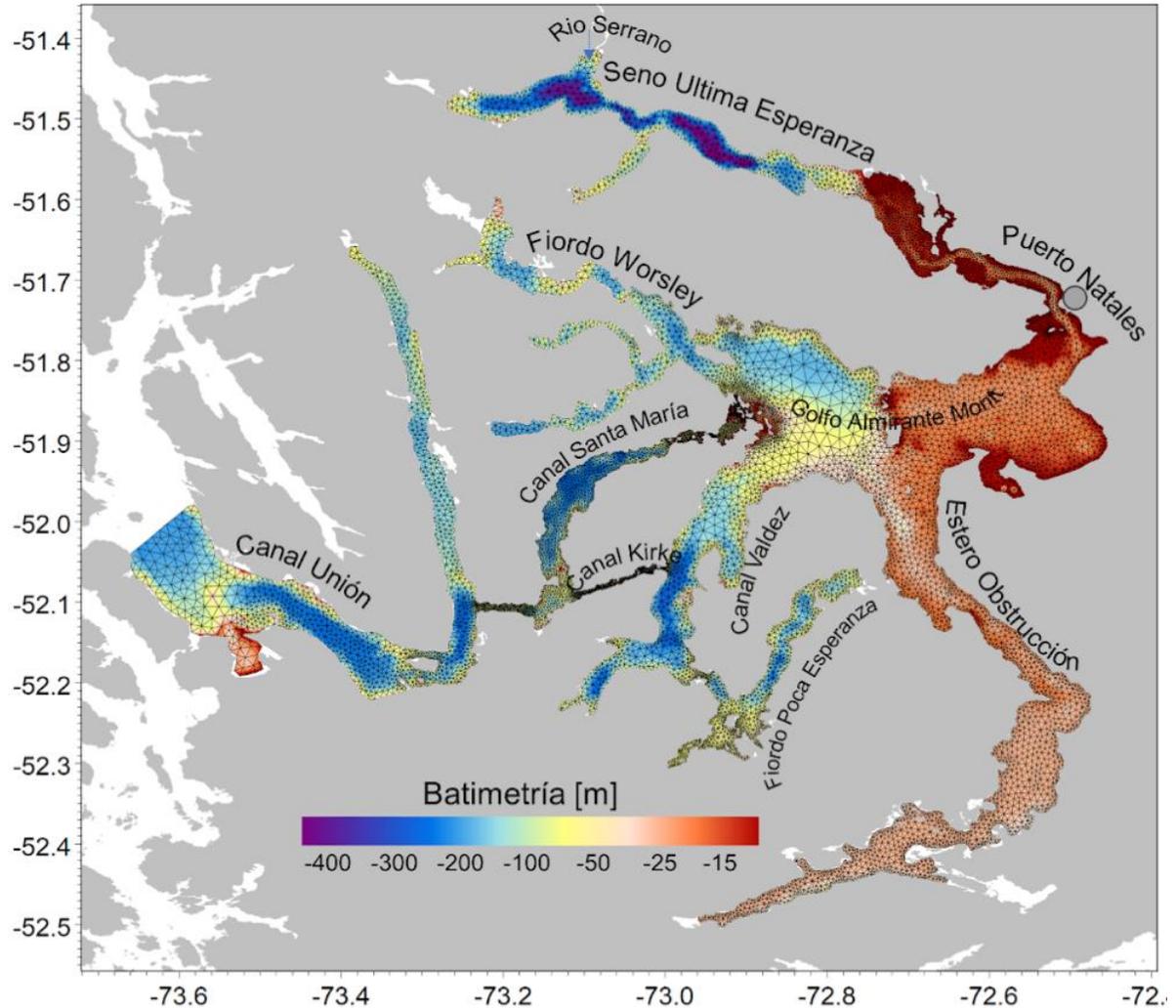


Figura 5. Golfo Almirante Montt en la región de Magallanes, modelo digital de elevación basado en cartas náuticas SHOA y malla de modelo hidrodinámico con resolución variable.

Tabla 4. Características de implementación del modelo hidrodinámico en Golfo Almirante Montt.

Parámetros MIKE 3 FM	Golfo Almirante Montt
Resolución espacial horizontal	Variable ~100 a 1000 m
Resolución espacial vertical	43 capas sigma-Z sigma: superficie – 25 m / Z: 25 m - fondo
Resolución temporal	300 s / (almacena datos horarios)
Periodo de simulación	01-01-2016: 31-12-2018 (3 años)
Condiciones de borde	Climatología CTD -IFOP
Forzante atmosférico	WRF-IFOP 1 Km
Ríos	FLOW-IFOP
Modelo de turbulencia	Esquema k-epsilon
Tiempo de cómputo simular 1 año	~28 días (servidor Intel-56 núcleos)
Periodo de estabilización (spin up)	5 años

Las condiciones de borde del nivel del mar se calcularon mediante el análisis armónico (Pawlowicz *et al.*, 2002) de información de nivel del mar obtenidas en proyectos anteriores de IFOP (Soto *et al.*, 2015). Para las condiciones iniciales referidas a temperatura y salinidad se utilizó el paso de tiempo final del periodo de estabilización del modelo (*spin-up*), el cual tomó un tiempo de 5 años de simulación.

La elección del período de estudio, que comprende los años 2016, 2017 y 2018, se fundamenta en que todos los modelos elaborados por el IFOP en las regiones de Los Lagos, Aysén y el seno Skyring en Magallanes, coinciden en este intervalo. Esta coherencia temporal facilita la comparación de datos a lo largo del tiempo en diversas áreas de la Patagonia. En cualquier caso, estos modelos se han ido actualizando posteriormente hasta la fecha actual, integrándose en el sistema de información operacional CHONOS a través de la aplicación ATLAS (<https://chonos.ifop.cl/atlas/>).

Evaluación modelo hidrodinámico:

Para la evaluación de las propiedades físicas del modelo de salinidad y temperatura se utilizaron mediciones de CTD realizadas por IFOP (**Figura 6**), considerando 3 periodos estacionales diferentes: noviembre 2022 (primavera), febrero 2023 (verano) y mayo 2023 (otoño). Para realizar la comparación de las observaciones con los datos extraídos del modelo, se elaboraron diagramas TS mediante el

software ODV (Schlitzer, 2021). Es importante mencionar que las observaciones, fueron realizadas en años diferentes a la modelación (2018).

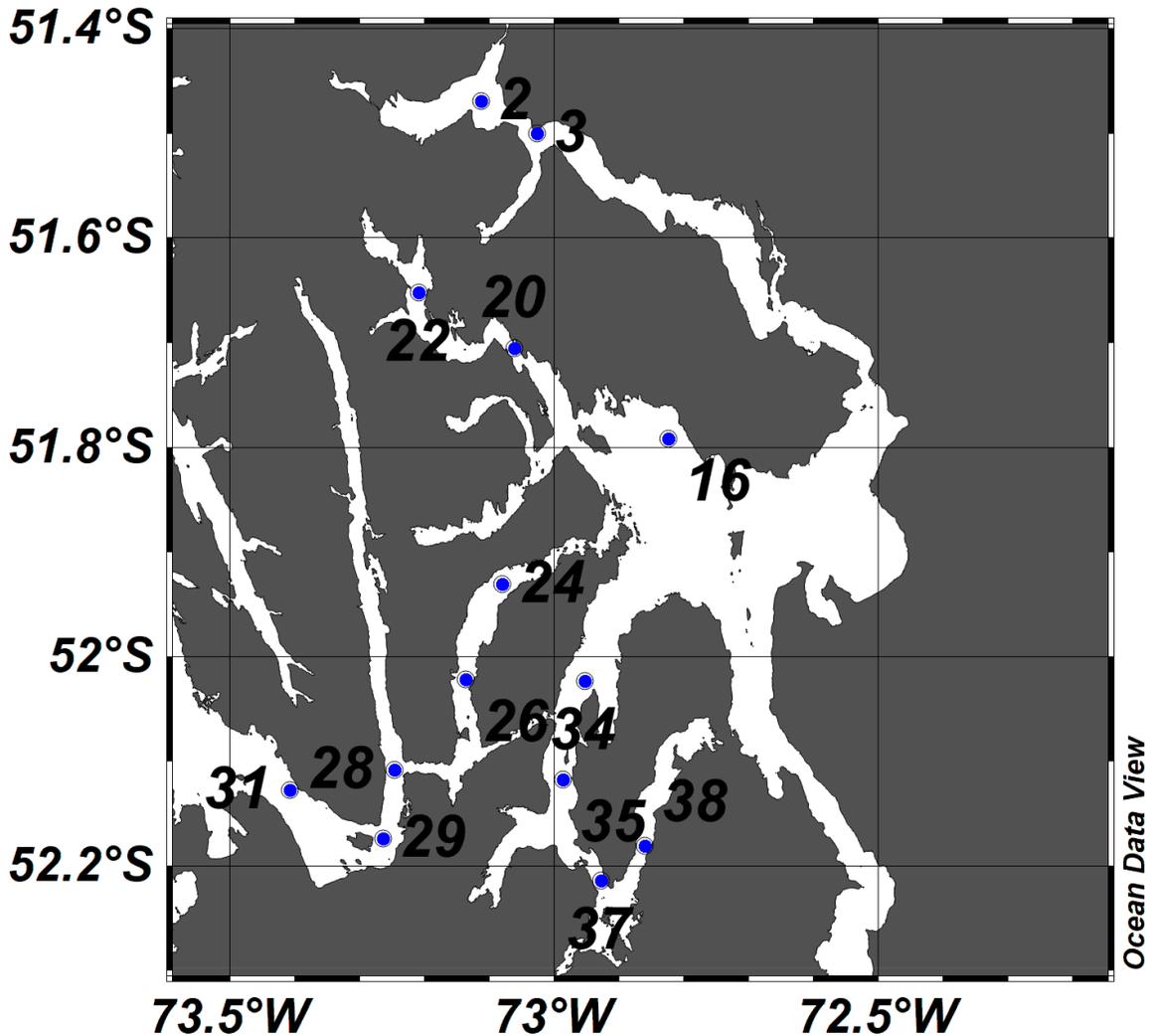


Figura 6. Puntos de estaciones oceanográficas realizadas en los años 2013 y 2021.

La capacidad del modelo hidrodinámico de reproducir los principales procesos que modulan la estructura temporal y espacial de las corrientes al interior del Golfo Almirante Montt fue evaluada mediante un análisis de Función Ortogonal Empírica (EOF) (Thomson & Emery, 2014), contrastando las corrientes submareales modeladas y las provistas por un perfilador de corrientes (ADCP) instalado durante el año 2016, por un periodo aproximado de 2 meses, en el canal Kirke (-52.07°S - 73.06°W) (tabla 1). El periodo de medición sí coincide con el de modelación, y así el análisis de EOF permitió

comparar la estructura vertical y temporal de las corrientes en ese sector. Se obtuvieron las corrientes submareales aplicando un filtro coseno de Lanczos con una potencia media de 40 h.

Finalmente, la capacidad del modelo de reproducir la propagación de la onda de marea en el sistema GAM fue evaluado mediante una comparación de la amplitud de los principales constituyentes mareales (M_2+K_1) en base a un análisis armónico (Pawlowicz *et al.*, 2002) del nivel del mar modelo vs observado (mareógrafos; **tabla 2**). Además, se calculó el porcentaje de atenuación de la onda de marea entre una estación exterior a la cuenca semicerrada de GAM en el canal Unión y una estación interior de GAM (posterior a las constricciones batimétricas) en el canal Valdés.

Escalas de intercambio de agua

Para calcular el intercambio de agua se utilizó la metodología más actual de la edad de agua. El método de la edad del agua utilizado en este estudio forma parte de una completa teoría que ha sido desarrollada en los últimos 20 años a través de teoría de la edad y tiempo de residencia orientada a los constituyentes, CART (Delhez *et al.*, 1999, Deleersnijder *et al.*, 2001). Para calcular la distribución de la edad del agua, se resuelven las ecuaciones de transporte para un trazador conservativo y para la concentración de la edad, de acuerdo con las ecuaciones 6 y 7, respectivamente (Delhez *et al.*, 1999).

La edad del agua se define como el tiempo requerido para que una parcela viaje desde un límite o borde del sistema a un lugar determinado dentro del cuerpo de agua, aquí el límite se refiere al borde abierto del modelo hidrodinámico, pero también a las entradas de agua dulce, entonces las cuencas interiores son renovadas por aguas de origen oceánico que penetran a través de los canales de conexión Kirke y Santa María y por los ríos. Como resultado, se deduce que las áreas con valores más altos de edad (tiempo) del agua son aquellas donde las parcelas de agua han estado dentro del sistema durante más tiempo. Este método ya ha sido utilizado en otros fiordos patagónicos (Pinilla *et al.*, 2020).

$$\frac{\partial c(t, \bar{x})}{\partial t} + \nabla(uc(t, \bar{x}) - k\nabla c(t, \bar{x})) = 0 \quad (6)$$

$$\frac{\partial \alpha(t, \bar{x})}{\partial t} + \nabla(u\alpha(t, \bar{x}) - k\nabla \alpha(t, \bar{x})) = c(t, \bar{x}) \quad (7)$$

Donde, c es la concentración del trazador, α es la concentración de la edad, u es el campo de velocidad, K es el tensor de difusividad, t es el tiempo y x la posición. La edad media “a” entonces puede calculada como:

$$\alpha(t, \bar{x}) = \frac{\alpha(t, \bar{x})}{c(t, \bar{x})} \quad (8)$$

En este estudio, la edad del agua está implementada en el módulo Ecolab, este es un sistema de modelación numérico que se acopla al modelo hidrodinámico MIKE 3 FM ya implementado. El trazador pasivo que ingresa por los ríos y por los bordes abiertos, o sea el agua nueva, tiene una concentración

de 1 y una edad de 0 y va aumentando a medida que esa parcela de agua permanece al interior del sistema. Las condiciones iniciales para c se igualan a cero.

3.2 Metodología objetivo 2. Implementar un índice de calidad de agua que integre información de los modelos desarrollados e información observacional.

Marco Conceptual

El desarrollo de un índice de calidad de agua (ICA) enfocado en la gestión ambiental de la acuicultura de salmónidos se fundamenta en la necesidad de evaluar y asegurar la sostenibilidad ambiental de estas actividades. En esta etapa inicial de implementación de índices de calidad de agua el oxígeno disuelto (OD) se propone como variable entorno a la cual se construye el índice, al ser uno de los indicadores críticos de la capacidad de carga del sistema acuático, entiendo esto como la capacidad del cuerpo de agua para absorber los aportes antropogénicos de sustancias sin dañar la salud del ecosistema o su capacidad para proporcionar bienes y servicios (Fisher *et al.*, 2023). Bajos niveles de OD, y especialmente condiciones de hipoxia, indican que el entorno tiene menos habilidad para procesar la materia orgánica y los nutrientes provenientes de la acuicultura.

Escalas Espaciales

La evaluación actual del desempeño ambiental de la acuicultura se realiza principalmente a la escala del centro de cultivo de salmón. Sin embargo, esta aproximación puede limitar la capacidad para obtener una visión más amplia y espacialmente integrada del comportamiento del ecosistema. Este enfoque más restringido puede dificultar la gestión ambiental de los ecosistemas marinos donde se ubican los centros de cultivo.

Para abordar esta limitación, este enfoque propone una definición ambiental de las áreas de evaluación, basándose en la calidad del agua de los ecosistemas y cuerpos de agua que contienen a los centros de cultivo en lugar de los límites físicos de los centros de cultivo estrictamente. Este método abarca desde áreas específicas de cultivo hasta fiordos y bahías enteras o partes de estos, permitiendo una evaluación más amplia de los posibles efectos ambientales. De este modo, los índices de calidad del agua categorizan los espacios de producción salmoniculora facilitando una gestión más integrada y efectiva de estos complejos ecosistemas.

Monitoreo y Modelación

El monitoreo y la modelación son instrumentos fundamentales para la construcción de índices de calidad del agua (Sutadian *et al.*, 2015; Uddin *et al.*, 2022). Hasta ahora, estos métodos han sido esenciales para desarrollar índices basados en oxígeno disuelto. Básicamente se conjugan modelos

numéricos que contienen información explícita en el espacio y en tiempo con observaciones que permiten calibrar y validar estos modelos.

Sin embargo, es necesario expandir estos métodos en el futuro. La integración de nuevas variables y procesos relevantes es esencial para lograr una evaluación más completa y precisa de la calidad del agua. Esto incluye incorporar variables tanto en la columna de agua como en los sedimentos marinos. De manera similar, los modelos numéricos deben evolucionar para incluir procesos más complejos y variables adicionales, reflejando mejor la dinámica de los ecosistemas acuáticos.

Selección de variables

El oxígeno disuelto es la variable principal en esta metodología debido a su papel como indicador de la salud del ecosistema y su facilidad de monitoreo (Kannel *et al.*, 2007; Sánchez *et al.*, 2007). Sin embargo, indirectamente, se consideran otras variables como la concentración de nutrientes y el tiempo de residencia del agua, ya que éstas están integradas a través de sus relaciones con el OD. Esto ocurre cuando existen correlaciones relativamente altas entre el OD y otras variables, lo que implica una integración implícita de éstas en la evaluación del OD.

Sin embargo, la estrategia de más largo plazo de este instrumento permite la escalabilidad para integrar nueva información en el futuro. Es esencial tener en cuenta la complejidad del ecosistema y reconocer que, aunque actualmente se correlacionan algunas variables con el OD, otras importantes variables no están incluidas. En particular, la información sobre los sedimentos marinos, como índices bióticos, potencial redox, pH y materia orgánica, representan un horizonte necesario para hacer más integral esta estrategia en futuras etapas.

El avance hacia la inclusión de estos indicadores está actualmente limitado por la extensión espacial de las observaciones y modelos disponibles. En esta primera etapa, dichos indicadores no son considerados, pero se reconocen como elementos esenciales para futuras fases del proyecto. La metodología se diseñará para incorporar estos aspectos adicionales, asegurando una evaluación más completa y precisa de la calidad del agua y la sostenibilidad de la acuicultura.

Construcción del Índice de Calidad del Agua

De modo genérico, la construcción del índice de calidad del agua se realiza en sucesivas fases, desde la conversión a sub-índices, a la determinación de factores de ponderación de cada variable y, finalmente, el cálculo del índice final. Este proceso permite convertir datos complejos de múltiples variables en un valor único que facilita la evaluación y comparación de la calidad del agua en diferentes áreas. En esta primera etapa de desarrollo del índice se han simplificado algunas de estas fases, ya que únicamente se emplea al OD como variable, por lo tanto, contiene la ponderación completa del índice.

Aplicación y Recomendaciones

Los índices generados producen mapas que identifican áreas con diferentes estados de calidad del agua: 'Adecuado', 'Regular' y 'Crítico'. Estos mapas sirven como herramienta de apoyo para la gestión ambiental de la acuicultura, proporcionando información necesaria para la planificación y regulación de actividades acuícolas. Cada uno de estos estados lleva a recomendaciones específicas como disminuir la producción en ciertas áreas o aumentar el monitoreo de determinadas variables. Sin embargo, la especificidad de estas recomendaciones será abordada en una segunda etapa, luego de la evaluación de esta etapa.

Caso de estudio: Golfo Almirante Montt, región de Magallanes.

El Golfo Almirante Montt se encuentra en la región de Magallanes y representa un sistema estuarino semi cerrado con conexiones limitadas al océano costero y antecedentes de zonas con hipoxia. Esta área es una importante zona para la acuicultura de salmones, con 43 concesiones otorgadas y alrededor de otras 10 solicitudes en proceso de solicitud (**Figura 7**).

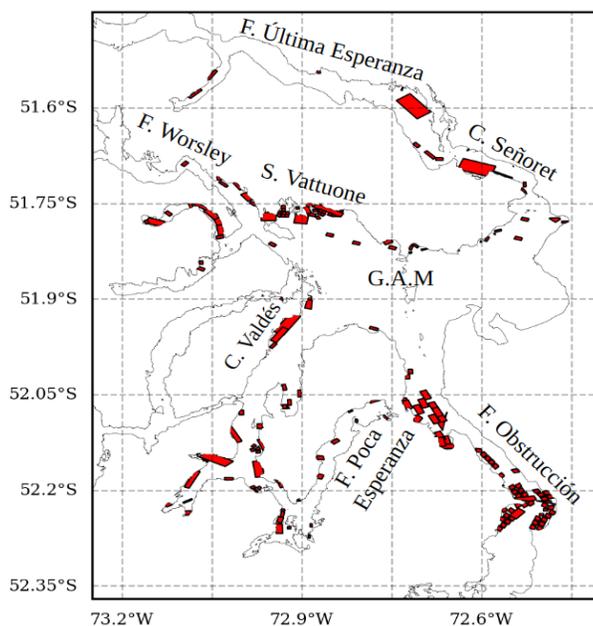


Figura 7. Concesiones de acuicultura (otorgada o en solicitud de proceso en el Golfo Almirante Montt.

Modelo de oxígeno disuelto

Se implementó un modelo de oxígeno disuelto semi-empírico, simplificado, el cual está basado en el trabajo de Hong & Shen (2013). Para la generación del modelo se utilizó el módulo MIKE ECO Lab de

MIKE 3, que comprende una herramienta numérica para la modelación ecológica 2D y 3D de ecosistemas, y que permite ser acoplada al modelo hidrodinámico MIKE 3 FM (DHI, 2019). A través de este módulo, es posible simular la distribución espacial de las concentraciones de variables de estado como OD, mediante la parametrización de procesos como transporte advectivo, transformaciones biológicas, físicas y químicas, así como procesos de sedimentación y resuspensión. El uso de este modelo de OD simplificado no pretende predecir el OD según de la entrada de nutrientes y la dinámica del fitoplancton, sino capturar las variaciones de OD en función de procesos biológicos acotados y de parámetros observados, lo que permitirá realizar un diagnóstico de la influencia de los procesos físicos en las dinámicas de OD.

El método utilizado en este estudio se ha implementado y evaluado previamente por el Instituto de Fomento Pesquero en la región de Aysén (Pinilla *et al.*, 2020). Esta evaluación reveló una alta correlación entre los patrones de OD modelados y las mediciones del crucero CIMAR-7, destacando una distribución estratificada con altas concentraciones en superficie y cerca de grandes ríos. Se detectaron zonas hipóxicas en los fiordos Puyuhuapi y Quitalco, contrastando con niveles altos de OD cerca del Campo de Hielo Norte y áreas adyacentes como la Laguna San Rafael, el fiordo Cupquelán y el estero Elefantes. Es importante resaltar que el modelo identificó al fiordo Quitalco como uno de los fiordos con niveles más bajos de OD en la región, lo cual se correlaciona con las observaciones hechas por IFOP en anteriores estudios (Soto *et al.*, 2017) y fortaleció la elección de la zona de estudio.

La dinámica de OD se controla mediante el transporte neto de OD, el consumo de oxígeno biogeoquímico y la aireación, tal como se describen en la ecuación 9:

$$\frac{\partial O}{\partial t} + u \frac{\partial O}{\partial x} + v \frac{\partial O}{\partial y} + w \frac{\partial O}{\partial z} = \frac{\partial}{\partial z} A_v \frac{\partial O}{\partial z} - B_c \quad (9)$$

Donde O es la concentración de OD en la columna de agua; u , v , w son los componentes horizontales y vertical de la corriente respectivamente; A_v es la difusividad turbulenta, todas estas expresiones calculadas por el modelo hidrodinámico; y B_c es la tasa de consumo de oxígeno por la degradación del carbono orgánico y otros procesos en la columna de agua. Esta tasa será utilizada para tener en cuenta el oxígeno neto perdido en la columna de agua.

En la superficie del agua ($z = 0$), $A_v \frac{\partial O}{\partial z} = \theta_s$, donde θ_s es el flujo de oxígeno en la superficie (reaireación). En la interfaz agua-sedimento ($z = H$), $A_v \frac{\partial O}{\partial z} = SOD$, donde SOD es la demanda de oxígeno del sedimento.

El período de modelación (años 2016-2018), parte de una condición inicial de OD que se calcula a partir de una climatología realizada con las campañas históricas en Golfo Almirante Montt de los años 2012, 2013, 2022, y 2023, usando el método de interpolación DIVAnd (Data-Interpolating Variational Analysis in n dimensions) (Barth *et al.*, 2014). Posteriormente se aplica una interpolación lineal final para corregir valores no numéricos que no son aceptados por el modelo. Luego de esta primera aproximación para la generación de la condición inicial, se aplican iteraciones en la simulación realizando múltiples ciclos de modelación. Este proceso iterativo permitió al modelo alcanzar un estado de equilibrio dinámico, minimizando la influencia de las condiciones iniciales y mejorando la precisión

de las simulaciones. La implementación del modelo simple puede ser esquematizada de acuerdo con la **Figura 8**:

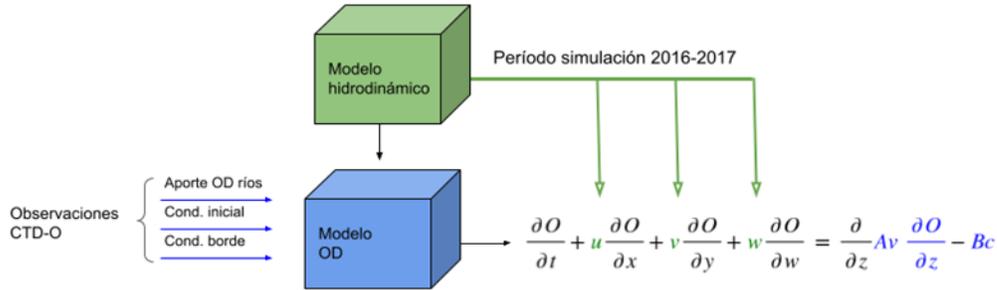


Figura 8. Implementación del modelo acoplado de oxígeno disuelto en MIKE 3.

Los valores asociados al aporte de oxígeno disuelto de ríos se mantuvieron constantes con una concentración de 15 mg L^{-1} , la cual fue calculada a partir de las observaciones de las campañas oceanográficas. Por otra parte, en la superficie del agua ($z = 0$), se aproxima el flujo de reaeración = $1.8 \text{ (g m}^{-2} \text{ d}^{-1})$. En la interfaz agua-sedimento ($z = H$), $A_v \frac{\partial O}{\partial z} = SOD$, donde SOD es aproximado a $1.5 \text{ (g m}^{-2} \text{ d}^{-1})$. Finalmente, el parámetro del consumo de oxígeno en la columna de agua el cual es aproximado a $0.02 \text{ (g m}^{-3} \text{ d}^{-1})$. Estos parámetros fueron inicialmente establecidos siguiendo las aproximaciones propuestas por Hong *et al.* (2013). Posteriormente, estos valores fueron refinados mediante un proceso de calibración basado en análisis de sensibilidad. Esta estrategia permitió ajustar los parámetros del modelo para que reflejaran de manera más precisa las condiciones específicas del área de estudio en Golfo Almirante Montt.

La malla del modelo cuenta con un único borde abierto, ubicado en Canal Unión (73.48°W , 52.09°S). La condición de borde del modelo se estableció mediante un análisis espacial de los datos recopilados en las campañas oceanográficas. Aunque este borde presenta múltiples nodos de entrada a la malla del modelo, para la condición OD se consideró únicamente la variabilidad vertical que representa la estratificación de la columna de agua, adoptándose una aproximación estacionaria tanto en la horizontal y en el tiempo, lo que permitió simplificar el análisis sin perder precisión en la representación de la estratificación vertical.

Rangos de categorización para el oxígeno disuelto

La definición de umbrales específicos es necesario para categorizar la calidad del agua en niveles adecuados, regulares y críticos. La metodología para evaluar el indicador de Oxígeno Disuelto (OD) utiliza una "curva de puntuación" basada en una interpolación lineal para asignar puntajes según los niveles de OD (**Figura 9**). Los puntajes obtenidos a través de esta función reflejan las condiciones observadas en el área de estudio y se dividen en 3 categorías:

- **Categoría crítica ($0 \leq OD \leq 3 \text{ mgL}^{-1}$):** Para establecer un umbral crítico, hemos considerado las concentraciones de oxígeno disuelto (OD) que indican condiciones de hipoxia, las cuales son letales para la mayoría de los organismos. Por lo tanto, el rango crítico de 0 a 3 mgL^{-1} de oxígeno disuelto se ha definido para señalar una amenaza evidente al ecosistema, reflejando situaciones donde los niveles de oxígeno son insuficientes para mantener la vida del ecosistema acuático.
- **Categoría regular ($3 < OD \leq 7.5 \text{ mgL}^{-1}$):** Para establecer el umbral de categoría regular, se realizó un análisis de los datos históricos de oxígeno disuelto recopilados por el Instituto de Fomento Pesquero (IFOP) en la Patagonia, cubriendo aproximadamente desde 41.6°S hasta 52.2°S , con información entre los períodos 2010 a 2023. En este análisis, se calcularon los percentiles anuales de OD, y se determinó el promedio interanual del percentil 75, como medida de dispersión comúnmente usada en análisis estadístico, el cual arrojó un valor de 7.5 mgL^{-1} .
- **Categoría adecuada ($OD > 7.5 \text{ mgL}^{-1}$):** Se establece como adecuado los valores que superen el umbral establecido de 7.5 mgL^{-1} , señalando un adecuado nivel de oxigenación en el agua.

Categoría	Concentración de Oxígeno Disuelto		
	mg/L	ml/L	μM
Adecuado	> 7.5	> 5.23	> 234
Regular	$3 < OD \leq 7.5$	$2.09 < OD \leq 5.23$	$94 < OD \leq 234$
Crítico	$0 \leq OD \leq 3$	$0 \leq OD \leq 2.09$	$0 \leq OD \leq 94$

Tabla 5. Conversión de los rangos de concentración de OD a mg/L, ml/L y μM , respectivamente.

Curva de puntuación y transformación a modelo de calidad de agua

Para la categorización del valor del índice de calidad de agua (ICA) se definió la curva de puntuación que, asignando una puntuación proporcional al valor de OD, define los 3 rangos de índice de calidad del agua considerados (crítico, regular, adecuado). Los rangos y las puntuaciones correspondientes se muestran en la **Figura 9**, en donde la transformación de los valores de OD a índices de calidad se realiza mediante una función de interpolación lineal dentro de los rangos definidos en la **tabla 5**. El proceso de transformación, por ende, está compuesto por la identificación del rango, donde se determina en qué rango de OD se encuentra el valor de entrada (es decir, el valor obtenido del modelo para un punto específico), y posteriormente la interpolación a un puntaje dentro del ICA.

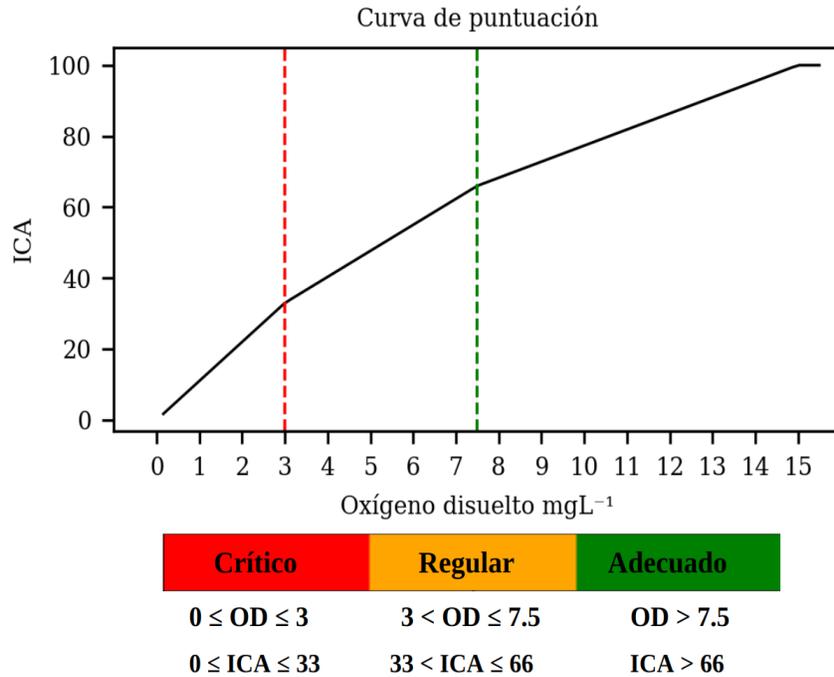


Figura 9. Función de transformación o “curva de puntuación” de oxígeno disuelto en mg/L al Índice de Calidad de Agua (ICA).

Evaluación Vertical del Índice de Calidad del Agua

Debido a que en la columna de agua se pueden presentar múltiples rangos distintos de ICA, el criterio en que se define la dimensión vertical es muy importante. Como los índices deben simplificar la información, la variación vertical del OD se reduce a una capa, limitando la evaluación a una expresión horizontal. La decisión de cómo abordar esta cuestión está guiada por la normativa establecida.

El Reglamento Ambiental para la Acuicultura (RAMA) establece un límite de aceptabilidad de 2.5 mg/L de oxígeno disuelto (OD) a 1 metro del fondo para evitar condiciones anaeróbicas y permitir la operación en los centros de cultivo. Para la reanudación de operaciones en centros previamente evaluados como anaeróbicos, se exige un mínimo de 3.0 mg/L de OD.

Dado esta definición en la normativa ambiental, en este estudio se ha adoptado un criterio similar para definir la dimensión vertical del OD, utilizando el ICA de la última capa, la más cercana al fondo, de un espesor variable que, en promedio, está entre 3 a 10 metros.

3.3 Metodología objetivo 3. *Generar mapas de tiempos de intercambio de agua y de calidad de agua en el Golfo Almirante Montt acoplados a la plataforma de información oceanográfica Chonos.*

Los resultados de los modelos numéricos desarrollados para este proyecto, como es el modelo hidrodinámico del Golfo Almirante Montt con sus variables directas de temperatura, salinidad, nivel del mar y velocidad y dirección de las corrientes, así como variables derivadas como la edad el agua y variables de modelos desacoplados del modelo hidrodinámico como el oxígeno disuelto han sido procesados para su visualización y exploración en la plataforma de información oceanográfica CHONOS, disponible libre en www.ifop.cl/chonos.

CHONOS es una iniciativa del IFOP, desarrollada por el grupo de Oceanografía y Clima de la División de Investigación en Acuicultura en su departamento de Medio Ambiente con base en Castro, Chiloé. CHONOS se concibió para servir de nexo entre el IFOP como institución asesora del Estado en materia de oceanografía y productos dirigidos a la toma de decisiones para la pesca y acuicultura, así como también hacia la sociedad chilena como parte de las políticas públicas de transparencia.

CHONOS cuenta con una variedad de herramientas o aplicaciones web de diferente alcance como un pronóstico oceanográfico/atmosférico (MOSA), simulador de pronósticos de dispersiones de partículas (parti - MOSA), visualizador de matrices de conectividad de modelos biofísicos (CLIC), bases de datos observacionales, boyas oceanográficas y estaciones meteorológicas en línea (CENTRO de DATOS y REDMET), modelo hidrológico de caudales de ríos (FLOW) y ATLAS, repositorio de modelos históricos o *hindcast*, en donde se pueden explorar y visualizar modelos de diferentes áreas de la Patagonia chilena como el presente modelo hidrodinámico del Golfo Almirante Montt (Figura 10).



Figura 10: Portada de CHONOS mostrando las aplicaciones disponibles.

4. RESULTADOS

4.1 Resultados objetivo 1. *Calibrar el modelo hidrodinámico implementado en la etapa anterior de este proyecto en Golfo Almirante Montt.*

Marea

La onda de marea ingresa al sistema Golfo Almirante Montt desde el océano adyacente a través del canal Unión, paso Morla Vicuña, y finalmente los canales de conexión Santa María y Kirke. En su ingreso por estos últimos, la onda de marea experimenta una atenuación, debido a la presencia de constricciones batimétricas, con profundidades menores a 20 m. La atenuación de marea se observó en un análisis de 6 mareógrafos; 2 instalados previo a las constricciones (canal Unión y Morla Vicuña) y 4 posterior a ellas (Salustio, canal Valdés, Obstrucción y Última Esperanza).

En base a un análisis armónico, se calculó el coeficiente de Courtier "F" (**Figura 11**), se determinó que el régimen mareal en el canal Unión es semidiurno mixto con un $F = 0.54$ y una amplitud de 0.49 m para el constituyente M2. En el paso Morla Vicuña, con un $F = 0.43$, la amplitud de M2 es de 0.45 m. Posterior a las constricciones, en isla Salustio ($F = 1.15$) y canal Valdés ($F = 1.34$), el régimen es semidiurno mixto, con amplitudes M2 de 0.054 m y 0.062 m, respectivamente. En el Seno Obstrucción, con un $F = 0.80$, la amplitud de M2 alcanza los 0.074 m y en Última Esperanza con un $F = 1.11$, la amplitud de M2 alcanza los 0.09 m. La atenuación de la onda de marea, evidenciada por una disminución del 89% en la amplitud del constituyente M2 posterior a la constricción en Santa María (isla Salustio) y del 87% tras la constricción en Kirke (canal Valdés).

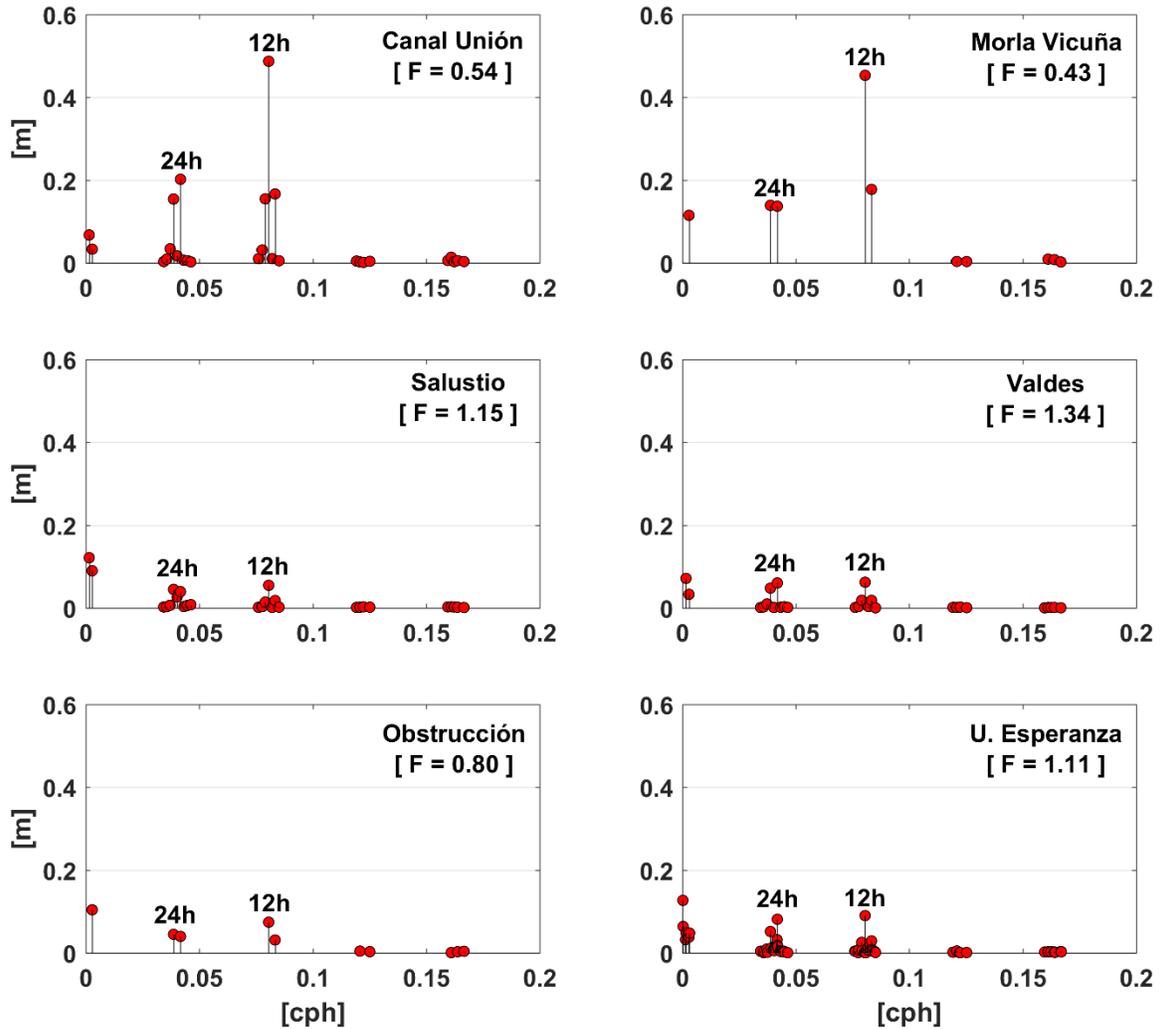


Figura 11: Espectros de amplitud y coeficiente de Courtyer “*F*” sistema GAM. a) canal Unión; b) Morla Vicuña; c) isla Salustio; d) canal Valdés; e) fiordo Obstrucción; f) Fiordo Última Esperanza.

Condiciones Meteorológicas

Las condiciones meteorológicas en el sistema del Golfo Almirante Montt fueron registradas desde noviembre 2022 hasta agosto 2024 con la estación HOBO instalada frente a Puerto Natales (51°44’10.7”S – 72°31’36.9”W), la cual registró variables de temperatura atmosférica, presión atmosférica, radiación, velocidad y dirección del viento. Se identificó un patrón energético en el que la mayor magnitud (**Figura 12**) y energía mecánica del viento (**Figura 13.c**) se alcanza en los meses de primavera y verano. En términos atmosféricos la variabilidad estacional es una importante componente; la radiación, la temperatura atmosférica y la magnitud del viento alcanzan su máximo en

primavera – verano, 2559uE, 25.42°C, 11.43 m/s y los mínimos valores en invierno; 1uE, -9.51°C, 0.06 m/s. Existe una dominancia a lo largo del año del viento del oeste, las velocidades más altas del viento se presentan particularmente en diciembre y enero, con direcciones predominantes desde el oeste y suroeste.

En contraste, en otoño e invierno, las velocidades del viento disminuyen, predominando los vientos del oeste y noroeste. Durante los meses de invierno las altas velocidades de viento se reducen a eventos de alta magnitud.

La variabilidad interanual entre el año 2023 y 2024 dicha estación meteorológica se comparó usando los promedios mensuales de enero a junio (**tabla 6**). En promedio la energía mecánica del viento fue mayor en el 2023, mientras la radiación y temperatura atmosférica fueron menores el año 2024 - exceptuando el mes de febrero del 2024. Las mayores diferencias interanuales de temperatura se dieron en los meses de mayo y junio siendo el promedio de mayo y junio del año 2023 de 6.50°C y 3.46°C, y de 2.87 °C y 0.01 °C para los meses de mayo y junio del año 2024.

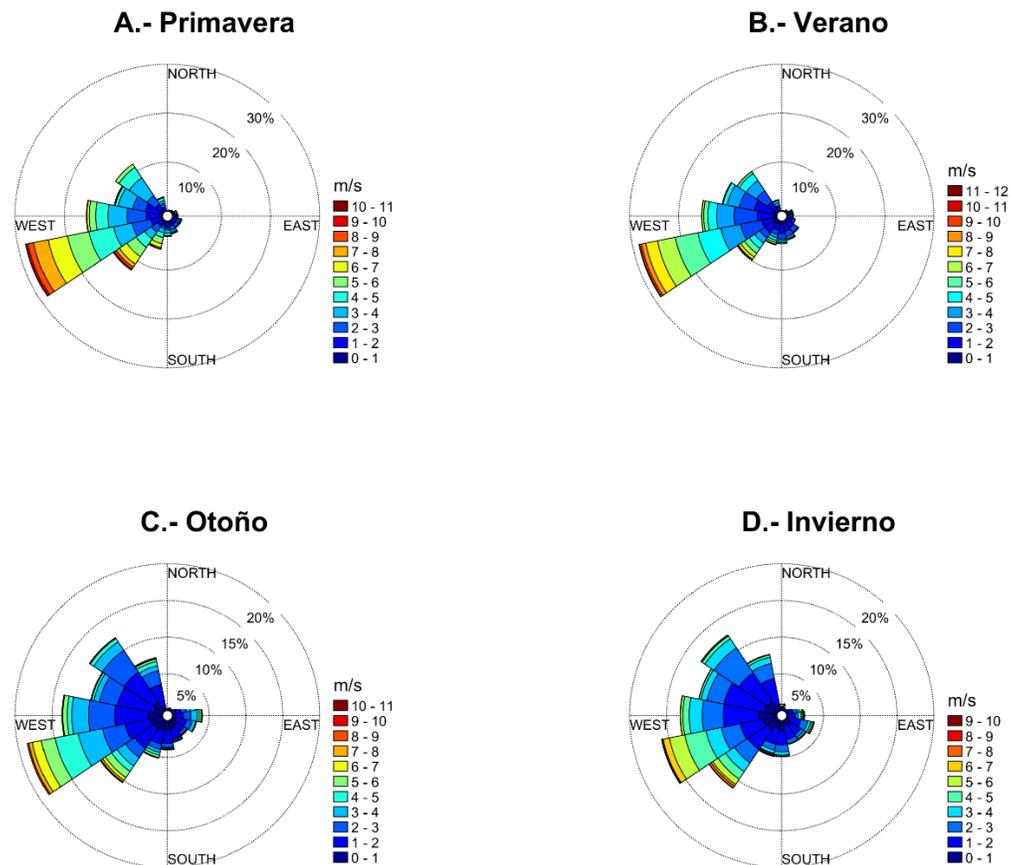


Figura 12: Rosa de los vientos estacional. a) primavera (octubre, noviembre y diciembre); b) verano (enero, febrero y marzo); c) otoño (abril, mayo y junio); d) invierno (julio, agosto y septiembre).

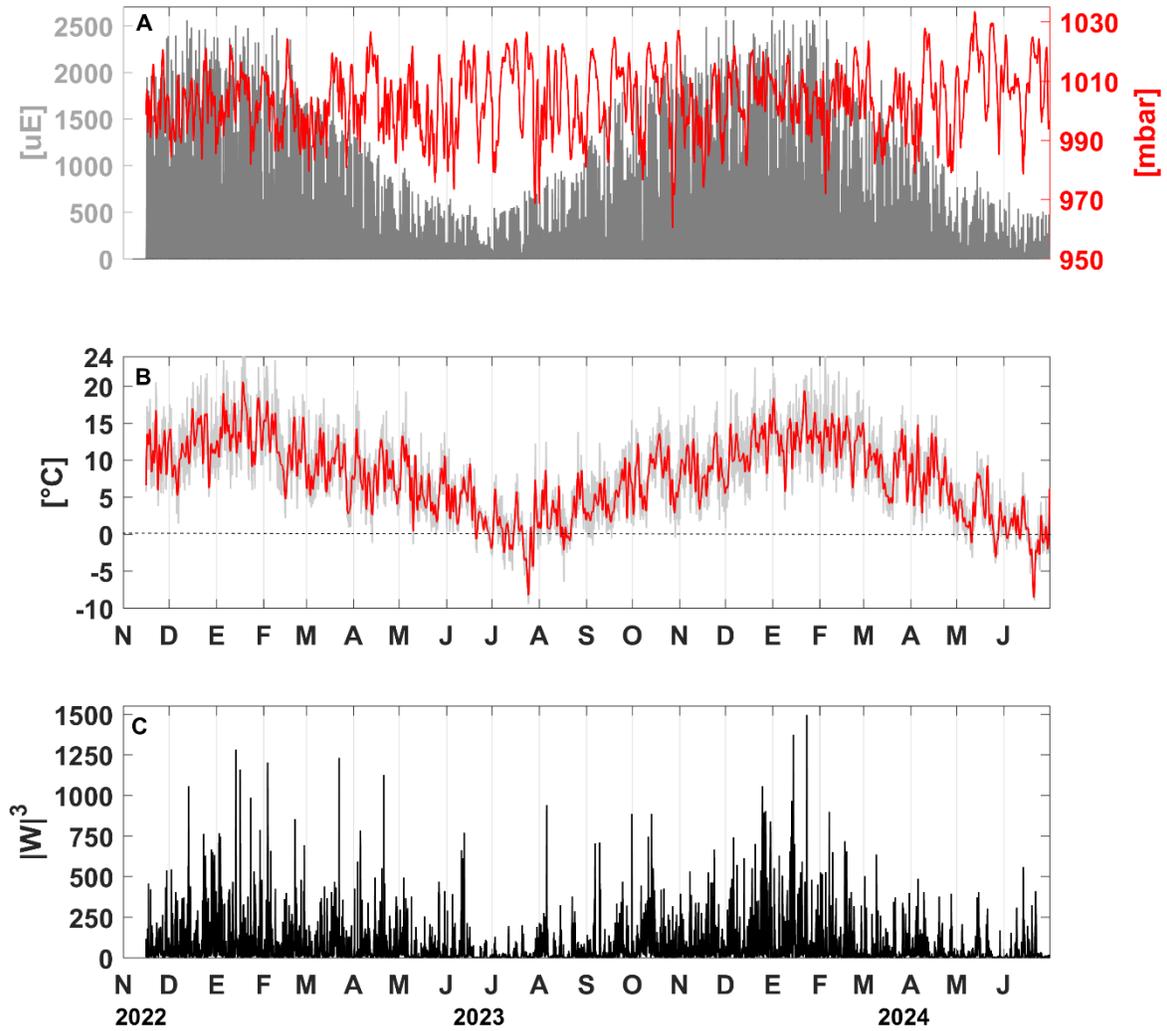


Figura 13: Serie de tiempo estaci3n meteorol3gica (2023 - 2024). a) radiaci3n fotosint3tica activa PAR (izquierda), presi3n atmosf3rica (derecha); b) temperatura atmosf3rica; c) energa mec3nica del viento.

Tabla 6: Estadística descriptiva: promedio y desviación estándar (std) comparativa de variables meteorológica. T: temperatura atmosférica, PAR, vel: velocidad del viento, W: energía mecánica del viento.

2023	T	Par	vel	W ³	2024	T	Par	vel	W ³
Enero	14.12 std 3.7	501.06 std 643	3.85 std 2.0	110.92 std 167	Enero	13.32 std 3.5	431.22 std 583	3.64 std 2.0	101.30 std 163
Febrero	11.84 std 3.9	372.09 std 542	3.42 std 1.8	80.17 std 129	Febrero	12.78 std 3.5	375.57 std 527	3.0 std 1.9	67.42 std 113
Marzo	8.70 std 3.4	278.08 std 429	3.10 std 1.6	59.01 std 96	Marzo	8.88 std 3.2	230.32 std 380	2.54 std 1.5	38.39 std 73
Abril	7.96 std 3.3	171.29 std 300	3.06 std 1.7	62.19 std 111	Abril	7.46 std 3.3	155.46 std 276	2.74 std 1.5	43.16 std 70
Mayo	6.50 std 3.5	81.49 std 161	2.48 std 1.5	37.09 std 69	Mayo	2.87 std 3.1	92.88 std 173	2.08 std 1.3	24.32 std 52
Junio	3.46 std 2.9	55.4 std 112	2.18 std 1.5	32.01 std 76	Junio	0.01 std 2.8	56.6 std 115	2.15 std 1.4	28.9 std 65

Agua Dulce - río Serrano

Se analizó la serie de tiempo de caudales del río Serrano entre los años 1995 y 2024, registradas en estaciones fluviométricas de la Dirección General de Aguas (DGA). El río Serrano es la principal entrada de agua dulce al sistema GAM con un promedio anual de $411 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$, a lo largo de un régimen anual glaciar (**Figura 14.d**) que presenta máximos valores en primavera/verano ($> 800 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$) y mínimos valores ($< 150 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$) en invierno. El río Serrano presenta una tendencia positiva, lo que indica una tendencia a aumentar los valores de descarga desde 1995 al presente; esta tendencia se observa en la comparación interanual tanto del mínimo anual (**Figura 14.b**), del máximo anual (**Figura 14.c**) y del promedio anual (**Figura 14.a**).

La variabilidad interanual focalizada a los años 2016, 2017 y 2018 (periodo del modelo) se observa en la **Figura 14.d**. El año 2016 estuvo dentro del promedio del ciclo anual excepto julio, donde se observó un máximo anómalo $\sim 300 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$; el año 2017 presentó una descarga bajo el promedio en verano y sobre el promedio en primavera; el año 2018 estuvo sobre el promedio en verano (entre enero a marzo) alcanzando máximos cercanos a $2000 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$. En la variabilidad interanual de los años 2023 y 2024 (periodo de las mediciones), el año 2024 tuvo promedios mensuales superiores en todos los meses por encima del año 2023. Para ambos años (2023 y 2024) los meses de verano (enero, febrero) presentaron caudales por encima del promedio 1995-2024, mientras que el resto del año los promedios mensuales del año 2023 estuvieron muy cerca del promedio 1995-2024.

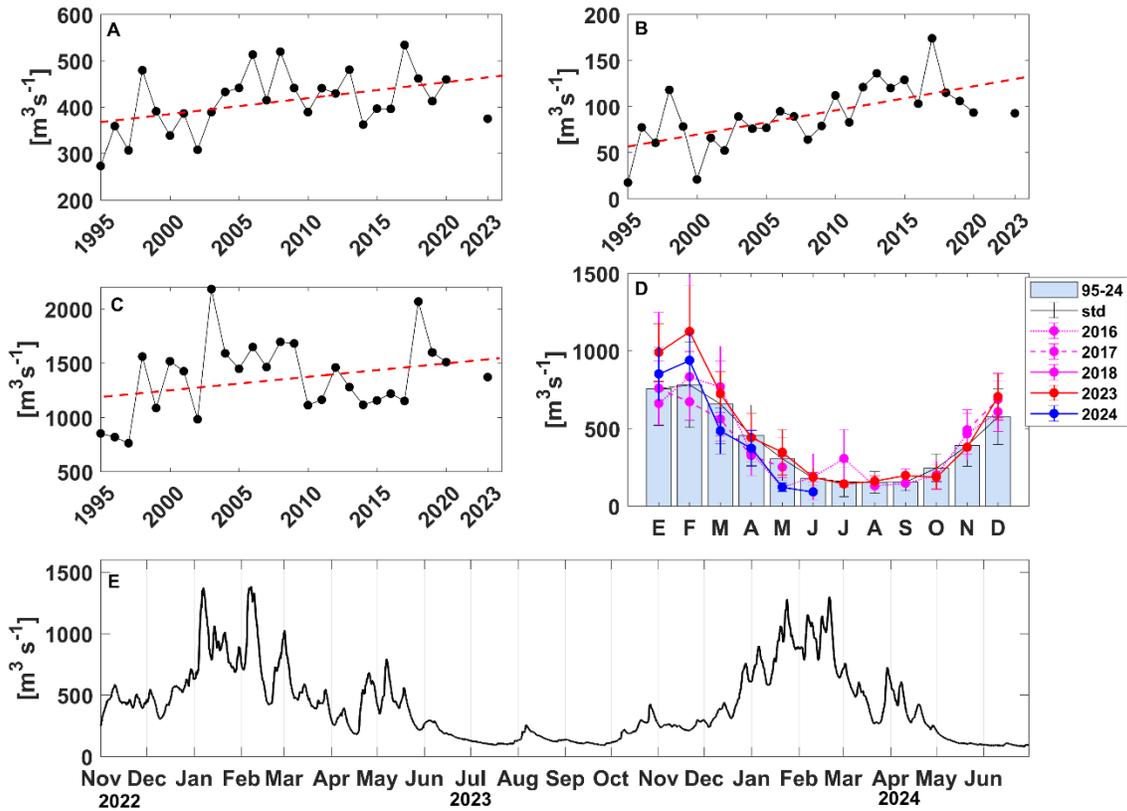


Figura 14: Tendencia y variabilidad interanual río Serrano (1995 - 2024): a) descarga interanual; b) mínimo interanual; c) máximo interanual; d) promedio 1995-2024 (barras), y promedios años de modelación 2016, 2017, 2018 y promedios años de observación 2023, 2024; e) serie de tiempo caudal serrano 2023-2024.

Salinidad

La distribución de salinidad en el sistema Golfo Almirante Montt se observa en las **Figuras 15 y 16**, donde se realiza una comparación entre verano 2023, 2024 y otoño 2023, 2024 respectivamente. La salinidad promedio al interior del sistema GAM se sitúa en 21 g/kg, con una salinidad máxima alcanza 24 g/kg en las capas más profundas. El Fiordo Última Esperanza presenta salinidades entre 5 g/kg y 16 g/kg (salinidades de los tipos de Agua estuarina dulce y agua estuarina salobre, respectivamente); el fiordo Worsley, paso Vattuone, canal Valdés y Poca esperanza con salinidades entre 12g/kg y 24 g/kg (Agua estuarina salobre y Agua estuarina salada); del canal Santa María a Canal Unión (canales de conexión) la salinidad fluctúa verticalmente entre 21g/kg a 33g/kg (Agua estuarina salada, agua subantártica modificada y agua Subantártica).

Durante verano (**Figura 15**), en el periodo de medición 2023, la energía mecánica del viento promedio fue de solo 52 (**Figura 15.a**) y la descarga del serrano 436 m³s⁻¹ (**Figura 15.b**). Durante el verano 2024 la energía mecánica del viento promedió 194 y la descarga del serrano 671 m³s⁻¹. La salinidad

superficial fue menor durante el periodo de verano 2023 (Figura 15.c) que el 2024 (Figura 15.d), a pesar de la mayor descarga del Serrano en el periodo 2024, lo cual indicaría que la energía del viento se contrapone al ingreso de agua dulce, propiciando comparativamente la mezcla, lo cual se corrobora al observar los valores de PEA (Figura 17), los cuales fueron mayores en 2023 que 2024.

En otoño 2023 (Figura 16), durante el periodo de medición, la energía mecánica del viento promedió 17 y la descarga del río Serrano un caudal de 459 m³s⁻¹. Durante otoño 2024 la energía mecánica del viento promedió 22 y la descarga del río Serrano un caudal de 124 m³s⁻¹. Por su parte la salinidad superficial fue menor durante el periodo de otoño 2023 que en el otoño de 2024, lo cual se complementa al observar los valores de PEA (Figura 17), los mayores en el periodo 2023, indicando que la estratificación fue mayor en el otoño 2023 que en el correspondiente periodo de 2024. Estas diferencias interanuales se pueden explicar por el menor caudal del río Serrano en mayo 2024 que en 2023. En general el agua dulce y el viento presentan un similar ciclo energético, destacando mayo, donde la intensidad del viento disminuye y el agua dulce alcanza una media de 400 m³s⁻¹.

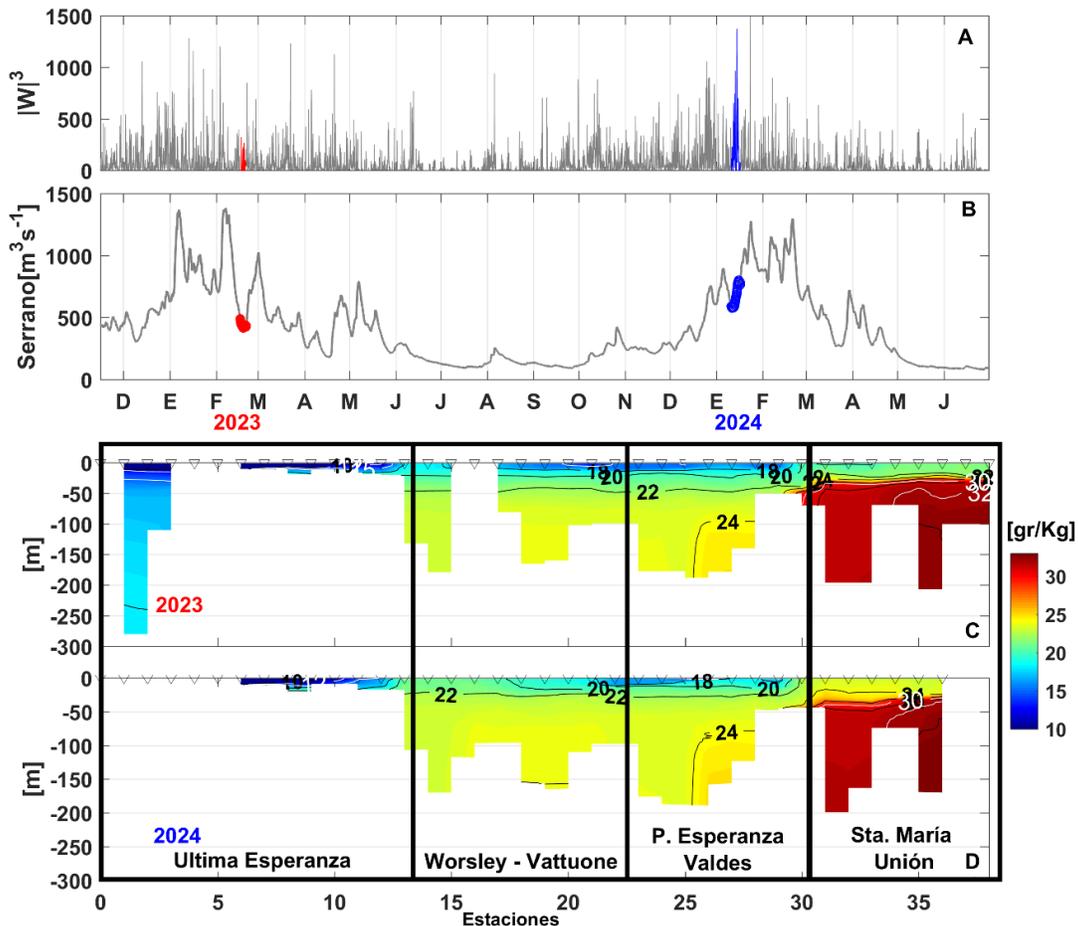


Figura 15: Transecta de salinidad absoluta comparativa (2023 - 2024) de verano para sistema GAM: a) energía mecánica del viento (periodo en rojo y azul indica periodo de medición); b) descarga del río Serrano; c) transecto de la salinidad absoluta febrero 2023; d) transecto de salinidad absoluta de enero 2024.

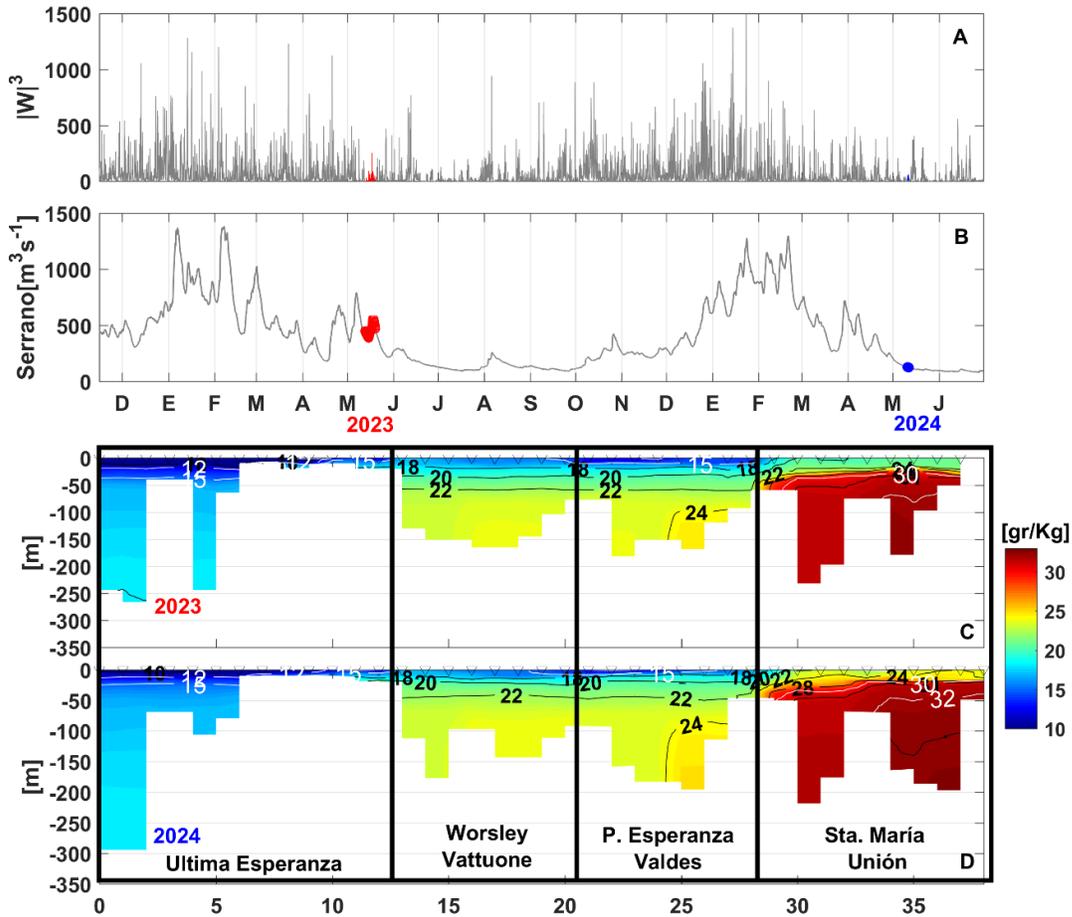


Figura 16: Transecta de salinidad absoluta comparativa (2023 - 2024) de otoño para sistema GAM: a) energía mecánica del viento (periodo en rojo y azul indica periodo de medición); b) descarga del río Serrano; c) transecto de la salinidad absoluta mayo 2023; d) transecto de salinidad absoluta de mayo 2024.

Estratificación en Golfo Almirante Montt.

En base a mediciones con CTD durante siete campañas oceanográficas en los meses de noviembre 2022, febrero, mayo, agosto, noviembre 2023 y enero y mayo 2024, se calculó la anomalía de energía potencial (PEA), para evaluar la estratificación/mezcla del sistema Golfo Almirante Montt. La **Figura 17** muestra, que el sistema GAM es altamente estratificado a lo largo del año. Los valores de PEA presentan una variabilidad espacial, estacional e interanual. En promedio el sistema presenta un PEA de 600 Joule m^{-3} (std: 344), un máximo de $1568 \text{ Joule m}^{-3}$ (en la cabeza del Fiordo Última Esperanza, santa María) y un mínimo de 14 Joule m^{-3} en áreas someras ($\sim 20\text{m}$) como la boca del Fiordo Última Esperanza y seno Obstrucción. En promedio el sistema GAM presentó un PEA de 549 Joule m^{-3} en

noviembre 2022, 712 Joule m⁻³ en febrero 2023, 753 Joule m⁻³ en mayo 2023, 516 Joule m⁻³ en agosto 2023, 484 Joule m⁻³ en noviembre 2023, 468 Joule m⁻³ en enero 2024 y 581 Joule m⁻³ en mayo 2024.

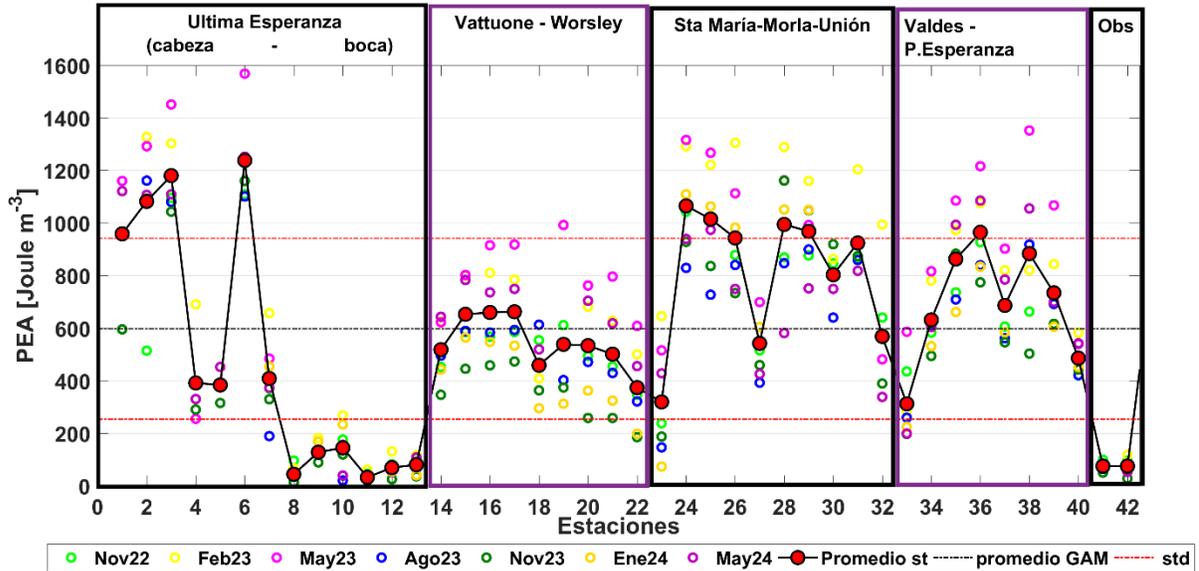


Figura 17: Anomalia de Energía Potencial durante 7 campañas oceanográficas en Golfo Almirante Montt.

Corriente

Se analizaron seis ADCP instalados en canal Santa María, canal Valdés y paso Vattuone (**tabla 1**), durante 2 periodos: I) noviembre 2022 a mayo 2023 y II) mayo 2023 a mayo 2024.

En el canal Santa María (**Figura 18**), el ADCP situado previo a las constricciones, muestra que la corriente oscila principalmente en dirección norte-sur alcanzando velocidades de hasta 15 cms⁻¹ (**Figuras 18.a** y **18.b**). El análisis espectral muestra que la señal de alta frecuencia presenta máximos significativos principalmente en los componentes diurnos y semidiurnos de la marea, en la baja frecuencia existe máximos no significativos en la banda sinóptica (**Figura 18.c**). En la **Figura 18. a** y **Figura 18.b** se compara la corriente residual para la componente *v* del periodo de enero a mayo del 2023 con el 2024; en ambos años la corriente mantiene su estructura vertical; en la capa superficial, entre los 7 m a 20 m, la corriente va hacia el sur en promedio y desde los 25 m a los 80 m la corriente presenta una dirección promedio hacia el norte; por lo tanto, la estructura vertical presenta un modelo baroclínico de la corriente de dos capas. El *shear* promedio calculado por periodo (**Figura 18.f**), muestra un perfil que disminuye con la profundidad: en la capa superficial sobre los 20 m el *shear* es menor que entre los 20 m y los 30m de profundidad (esta capa presenta el máximo *shear*), lo cual se relaciona a la fuerte estratificación que domina la capa superficial (0 - 20m). Entre los 30 a 80 m el *shear* disminuye con la profundidad.

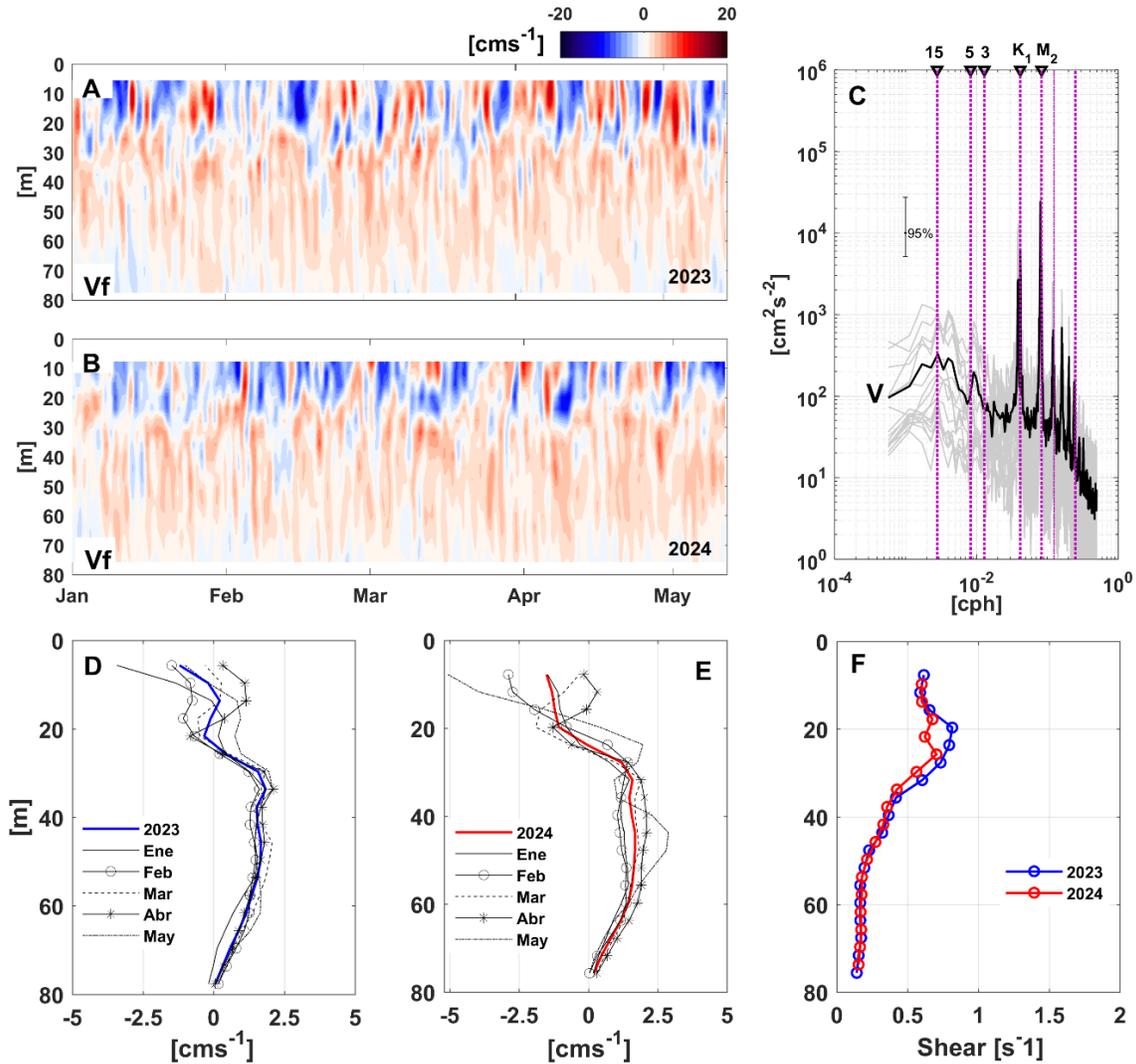


Figura 18: Corriente anclaje canal Santa María (comparación 2023/2024), a) corriente residual de la componente v, año 2023; b) corriente residual de la componente v, año 2024; c) espectro de la velocidad de la corriente, componente v; d) perfil promedio de corriente residual v, año 2023; e) perfil promedio de corriente residual v, año 2024; f) *shear* promedio año 2023 (azul) y año 2024 (rojo).

La corriente en el canal Valdés (**Figura 19**) oscila principalmente en dirección norte-sur con velocidades que alcanzan los 20 cms^{-1} . El análisis espectral (**Figura 19.c**) indica que la señal de alta frecuencia, correspondiente a la señal de marea, presenta máximos significativos, pero la energía disminuye comparativamente con los que sucede fuera de GAM, siendo en la baja frecuencia de la corriente en Valdés donde se concentra la mayor energía asociada a señal sinóptica. En las **Figuras 13.a** y **13.b** se compara la corriente residual para la componente v de enero a mayo del 2023 respecto del mismo periodo del 2024; en ambos años la corriente mantiene su estructura vertical, donde entre los 5 m y 12 m la corriente tiene dirección hacia el sur, de 13 m a 37 m la corriente presenta una

dirección media hacia el norte y bajo los 40 m la corriente disminuye su velocidad hacia el sur. Comparativamente durante el periodo del año 2023 la corriente presentó una mayor velocidad que en el año 2024, destacando el mes de mayo 2024, donde se observó una disminución de velocidad y un cambio en la estructura vertical de la corriente. El *shear* promedio calculado por periodo (Figura 19.f), muestra un perfil que disminuye con la profundidad: en la capa superficial sobre los 8 m el *shear* es menor que bajo los 8 m de profundidad, esto se relaciona a la fuerte estratificación que domina sobre los 8 m en este punto. Entre los 8 a 40 m el *shear* es mayor y más pronunciado y bajo los 40 m el *shear* es bajo y menos pronunciado.

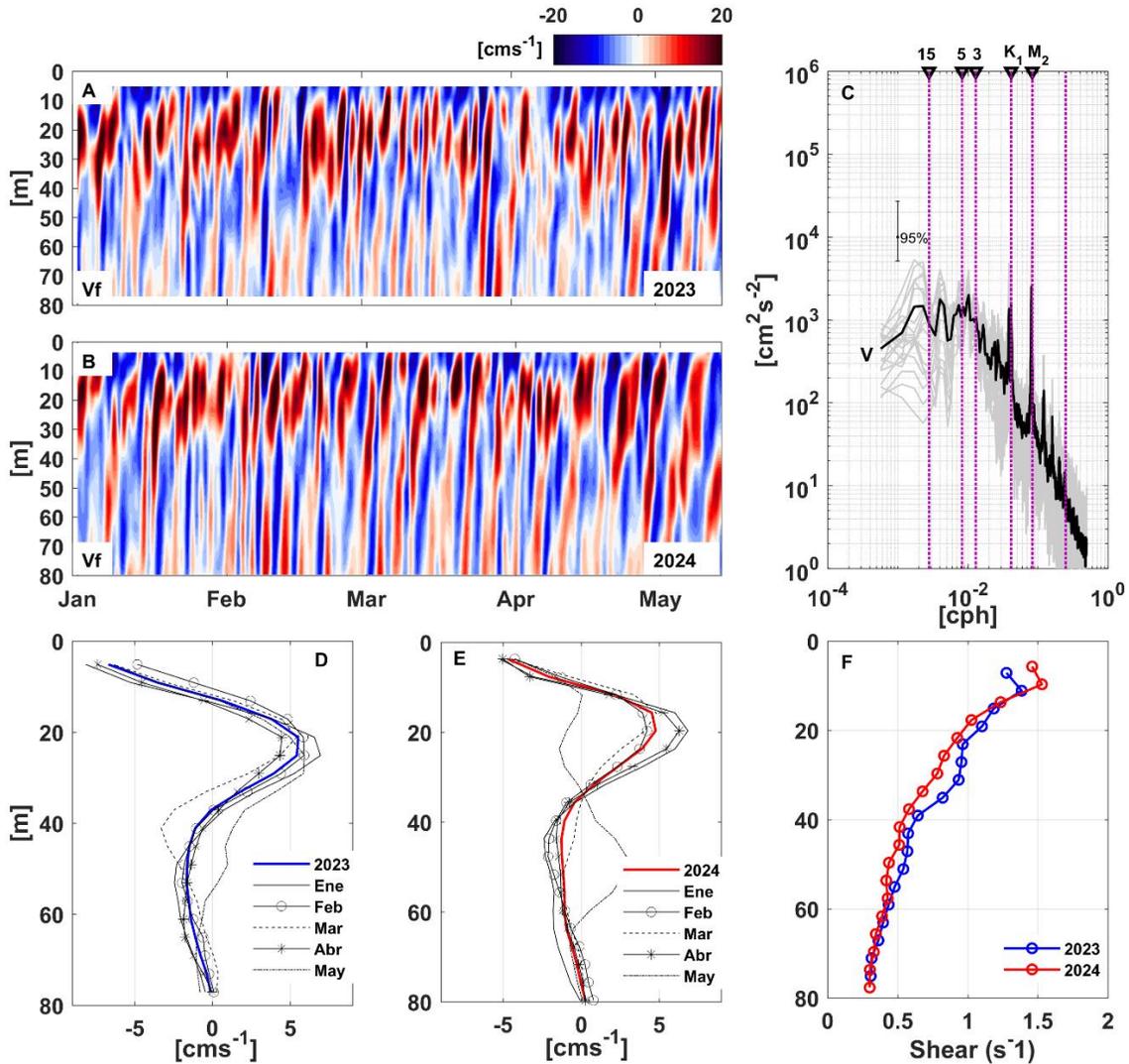


Figura 19: Corriente anclaje canal Valdés (comparación 2023/2024): a) corriente residual de la componente v , año 2023; b) corriente residual de la componente v , año 2024; c) espectro de la velocidad de la corriente, componente v ; d) perfil promedio de corriente residual v , año 2023; e) perfil promedio de corriente residual v , año 2024; f) *shear* promedio año 2023 (azul) y año 2024 (rojo).

La corriente en el paso Vattuone (**Figura 20**) fue principalmente de dirección oeste-este, con velocidades de hasta 20 cms^{-1} . El análisis espectral muestra máximos significativos en la alta frecuencia, lo cual concentra baja energía comparativamente con lo que sucede fuera de GAM; esto evidencia la atenuación que presenta la señal de marea al ingresar al interior de GAM. En la baja frecuencia existe alta energía con máximos no significativos, correspondiente a la banda sinóptica. La corriente en Vattuone disminuye con la profundidad y las mayores velocidades se concentran dentro de los primeros 20 m. El *shear* promedio disminuye con la profundidad, siendo más pronunciado dentro de los primeros 20 m. Tanto la velocidad de la corriente promedio como el *shear*, fueron mayores en el periodo 2023 que en el año 2024.

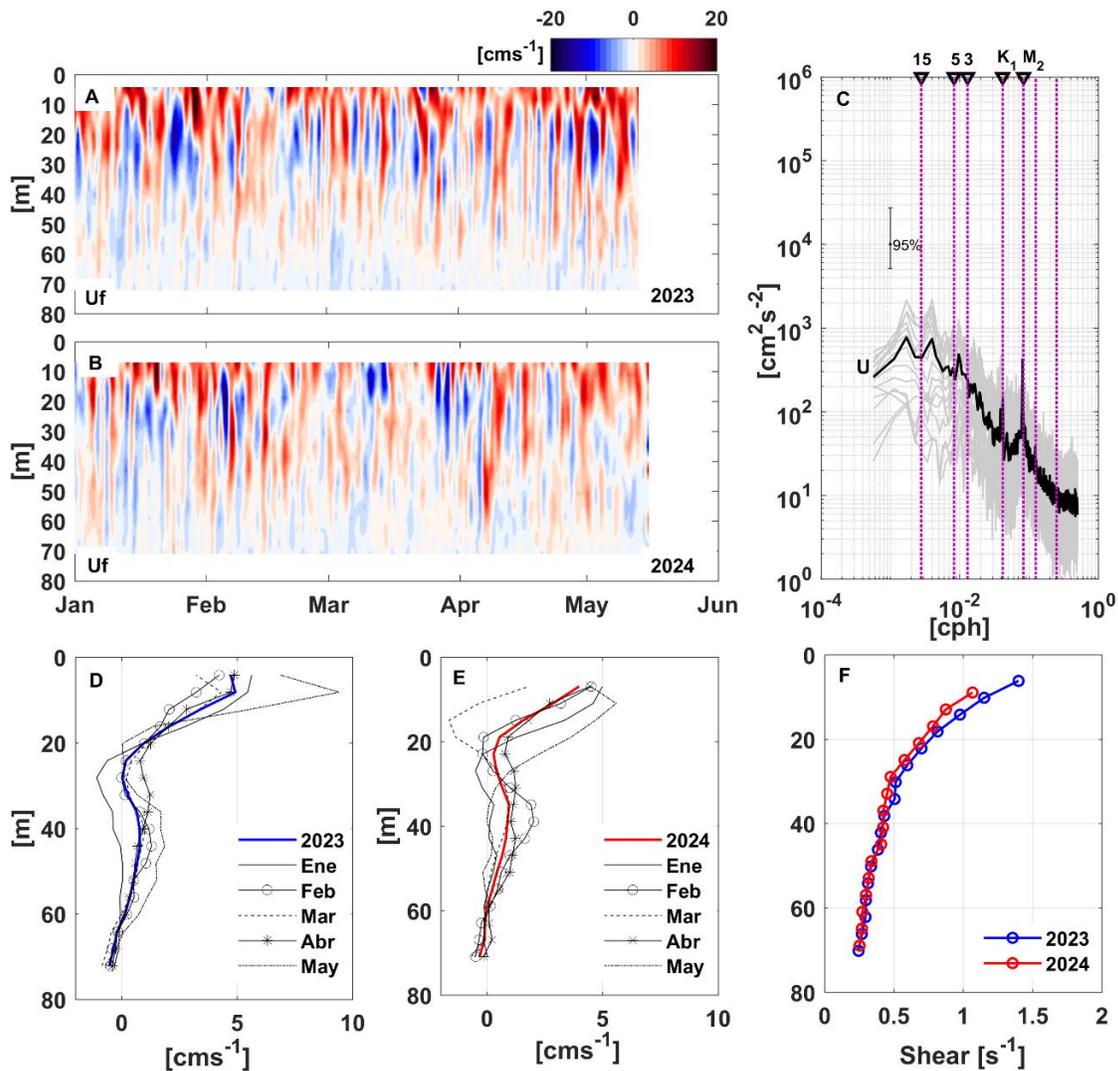


Figura 20: Corriente anclaje paso Vattuone (comparación 2023/2024): a) corriente residual de la componente u , año 2023; b) corriente residual de la componente u , año 2024; c) espectro de la velocidad de la corriente, componente u ; d) perfil promedio de corriente residual u , año 2023; e) perfil promedio de corriente residual u , año 2024; f) *shear* promedio año 2023 (azul) y año 2024 (rojo).

Modelos Numéricos

Los resultados y respectivas evaluaciones del modelo hidrodinámico del Golfo Almirante Montt, se presentarán a continuación para cada uno de los componentes que interactúan en el sistema de modelación: modelo atmosférico WRF, modelo hidrológico VIC y marea, corriente e hidrografía del modelo hidrodinámico GAM.

Evaluación y patrones atmosféricos: modelo WRF

Durante los años 2016, 2017 y 2018, el modelo WRF mostró una variabilidad estacional del viento, dominando una dirección constante desde el oeste a lo largo del año. Específicamente, en la región occidental de GAM, la empinada topografía da lugar a un núcleo donde la intensidad del viento alcanza intensidades de entre 15 y 20 ms^{-1} , tal como se refleja en la **Figura 21**. Durante el verano, es cuando tienen lugar los vientos más intensos, intensidad que decrece paulatinamente al acercarse el otoño. Aunque en zonas más interiores del GAM hay una tendencia a menores velocidades de viento, se destaca que los promedios pueden superar los 10 m s^{-1} en primavera, y sobre todo en verano.

Para la validación de las simulaciones del modelo WRF se contrastaron los datos simulados frente a observaciones de una estación meteorológica ubicada en los alrededores del canal Unión (**Figura 5**), durante el periodo de verano y otoño del año 2016. Con relación a la presión atmosférica, se obtuvo una correlación de 0.97, mientras que el RMSE para este parámetro fue de 2.3 hPa. La temperatura exhibió una correlación de 0.84 y un RMSE de 2.2° C. Al evaluar las componentes del viento, la componente u (este-oeste) mostró una correlación de 0.84 y un RMSE de 2.1 m s^{-1} , mientras que la componente v tuvo una correlación de 0.87 y un RMSE de 2.2 m s^{-1} (**Figura 22**). Estos resultados muestran que el modelo WRF es capaz de simular las condiciones meteorológicas en topografías complejas como el canal Unión, capacidad que brinda confianza en la utilización del WRF como forzante atmosférico en el modelo hidrodinámico.

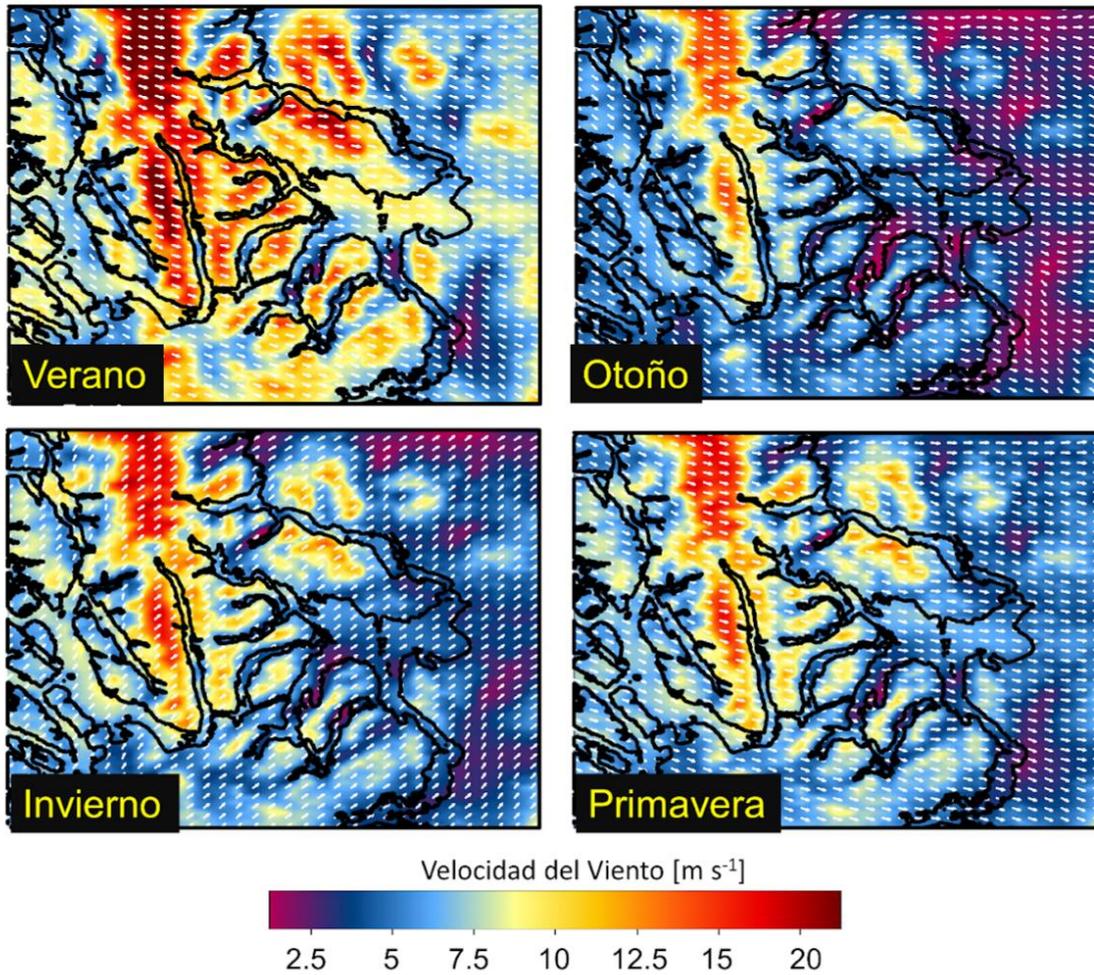


Figura 21. Campos de magnitud (colores) y dirección (flechas) del viento estacional en Golfo Almirante Montt modelados por WRF entre 2016-2018.

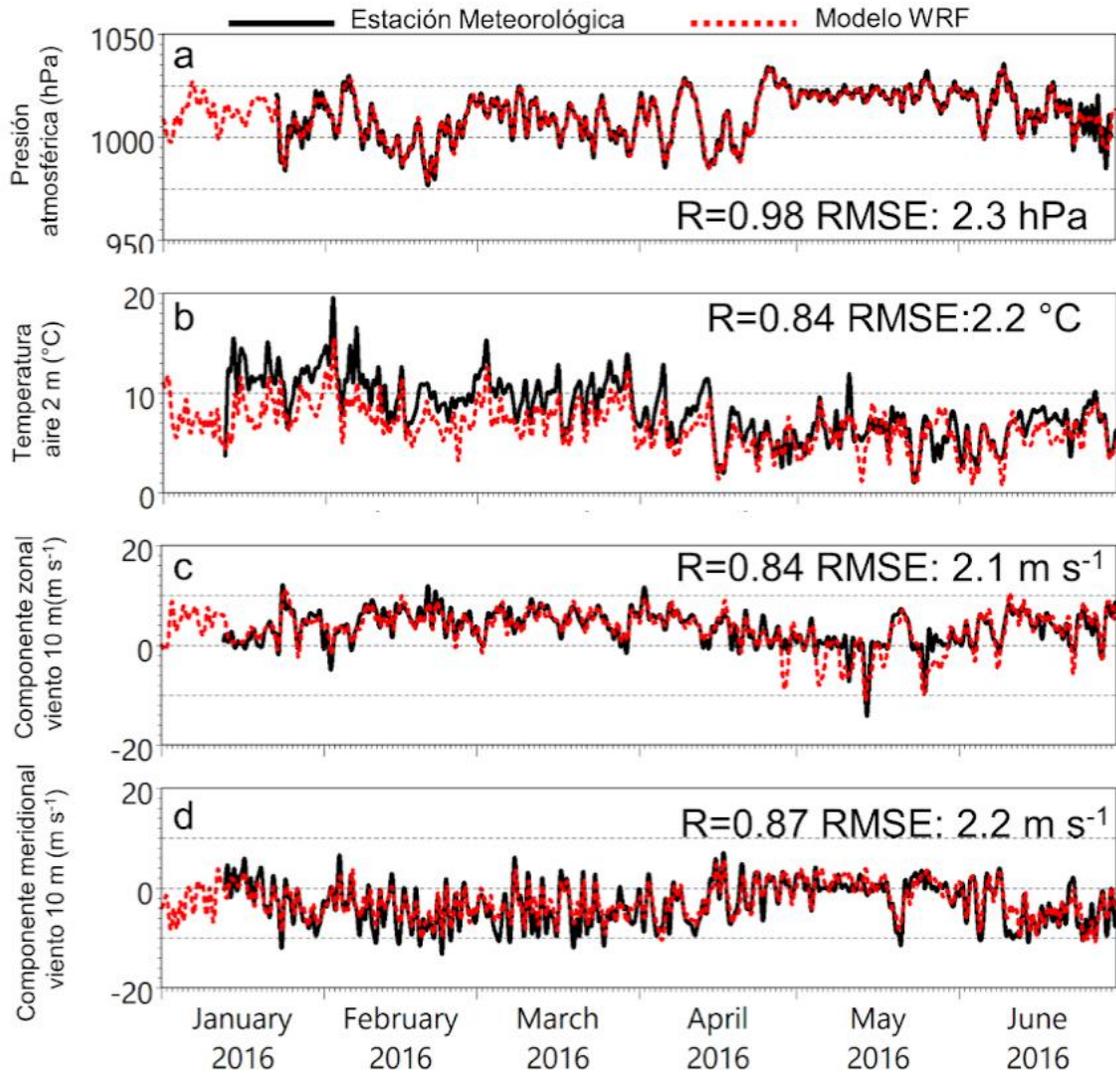


Figura 22. Evaluación de la simulación del modelo WRF en comparación con las observaciones de la estación meteorológica en el Canal Unión durante el verano y otoño de 2016. Se muestran indicadores de correlación (R) y RMSE para la presión atmosférica, temperatura y componentes del viento zonal U y meridional V.

Evaluación y caracterización hidrológica: modelo VIC

Para forzar el modelo hidrodinámico se identificaron las cuencas que desembocan en GAM, utilizando el Modelo VIC. Se utilizaron 50 cuencas, donde el modelo hidrológico VIC muestra que las

estimaciones se ajustan a las observaciones (**Figura 23**) con correlaciones significativas por sobre 0.5, a excepción de río Holleberg ($r = 0.22$). En este caso el modelo suele sobreestimar el caudal observado, posiblemente debido a que por definición la cuenca sintética estimada representa una mayor superficie que abarca un gran número de otras pequeñas fuentes de agua dulce que en conjunto sumar un mayor caudal que el río Holleberg únicamente. Por otro lado, es importante destacar la habilidad del modelo en representar la magnitud del río Serrano, pues este río representa el 55% del caudal total que ingresa al sistema GAM; en este caso la correlación alcanza 0.75, con una desviación estándar que representa aproximadamente un 70% de las observaciones y un sesgo que no supera los $7 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ (**tabla 7**). Los caudales medidos por las tres estaciones de monitoreo muestran un marcado ciclo anual, con una estacionalidad que revela máximos en verano y primavera, y mínimos en invierno (**Figura 23**). Si bien el modelo hidrológico suele sobrestimar la magnitud de los caudales en algunas cuencas pequeñas, la variabilidad del ciclo anual está bien representada.

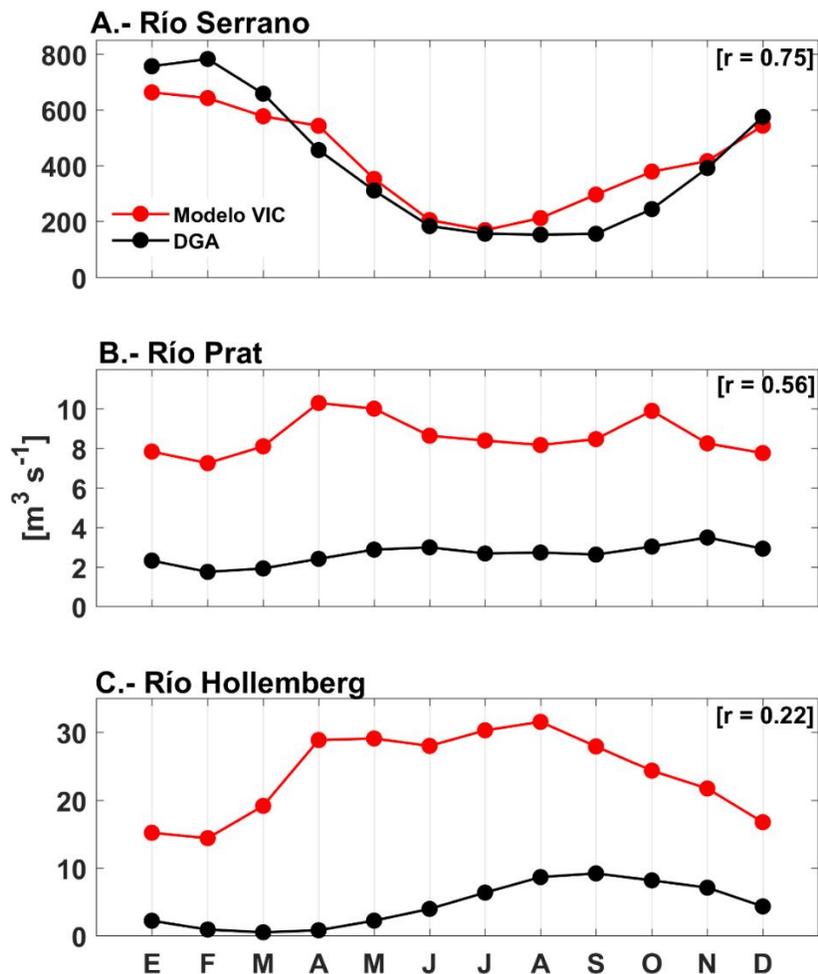


Figura 23. Validación del ciclo anual del modelo VIC, producto FLOW-CHONOS (rojo: modelo y negro: DGA). a) río Serrano; b) río Prat; c) río Holleberg.

Tabla 7: Estadísticos de validación entre las estaciones DGA y las estimaciones del modelo hidrológico VIC. x; observado (estaciones DGA), y; Estimado (VIC), r: Correlación, S: Desviación estándar.

Fuente	DGA (x)	Modelo (y)	r	Sy/Sx	(x - y)
Río Serrano	421	428	0.75	0.761	6.36
Río Prat	2.6	9.4	0.56	3.87	6.8
Río Holleberg	4.2	26	0.22	5.31	21.8

Los resultados del modelo VIC (**Figura 24**) muestra que el sistema GAM recibe un importante aporte fluvial en la zona norte del dominio donde destaca la cuenca del río Serrano con un caudal medio estimado de $428 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$. Con un caudal menor le siguen la cuenca que integran al río Holleberg y la cuenca al sur de Estero Poca Esperanza con un caudal estimado de $24 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ (**Figura 24.a**). Por otro lado, la distribución espacial de la precipitación revela un gradiente longitudinal, con máximos entre 4 a 6 mm dia^{-1} hacia el oeste del dominio y menores a 2 mm dia^{-1} al este de Puerto Natales (**Figura 24.b**).

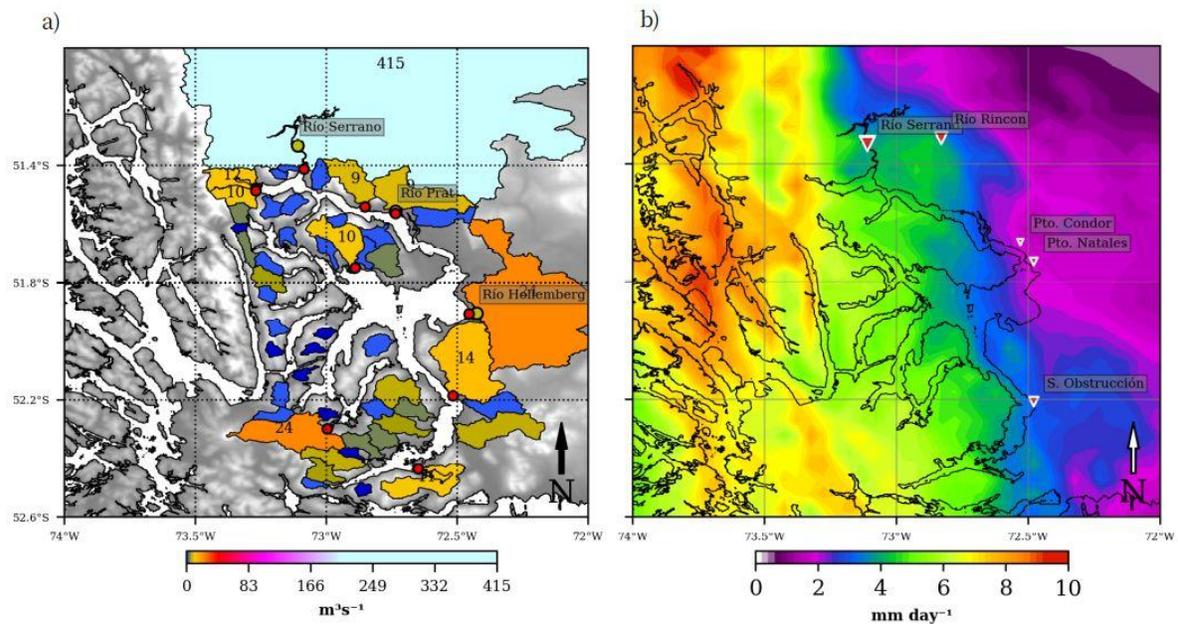


Figura 24 a) Caudal medio de las 50 principales cuencas que desembocan en GAM (FLOW); b) Precipitación media diaria (producto CR2MET).

La variabilidad estacional de los aportes de agua dulce y temperatura en el sistema GAM se observa en la **Figura 25**. Al considerar todas las cuencas que contribuyen con agua dulce al sistema se estima

un caudal medio de $762 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ donde aproximadamente el 55% corresponde al río Serrano. La precipitación acumulada anual promedio de todo el dominio es de 1534 mm , mientras que la temperatura media se sitúa alrededor de $5 \text{ }^\circ\text{C}$. GAM exhibe un marcado ciclo anual, caracterizado por máximos desde noviembre hasta abril, superando los $1000 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ en términos de caudal. En contraste, durante invierno se registran mínimos de hasta $400 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ como en julio. Este patrón estacional está vinculado a las variaciones de precipitación y temperatura, variables utilizadas directamente para la simulación de los flujos.

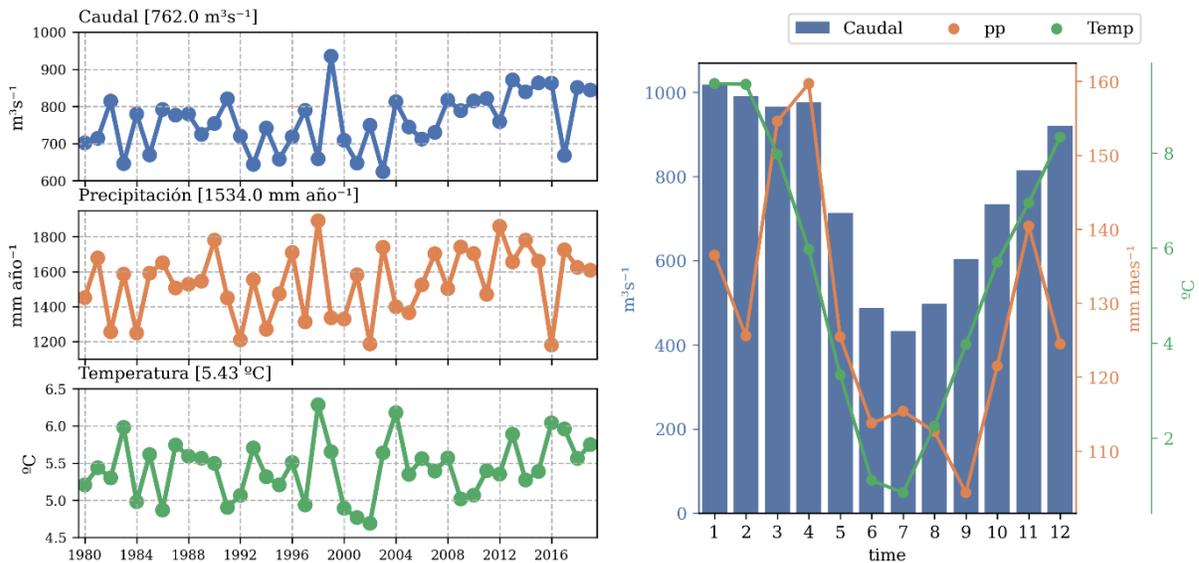


Figura 25. Variabilidad interanual (izquierda) y ciclo anual (derecha), del caudal (FLOW-CHONOS), precipitación (CR2MET) y temperatura (CR2MET) en el Golfo Almirante Montt.

Los caudales presentan una tendencia positiva de $2.32 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ por año, con una confianza del 95% en base a la prueba de Mann-Kendall. Esta tendencia se relaciona con el aumento de las temperaturas y a que son ríos glaciares en su mayoría, además del aumento de precipitaciones en las últimas décadas (**Figura 25**). Las tendencias son significativas en el sector norte del dominio (**Figura 26**). Este sector coincide con la zona que presenta una mayor cobertura glaciar, lo que podría sugerir una mayor influencia de la temperatura sobre la tendencia de los caudales en el dominio GAM.

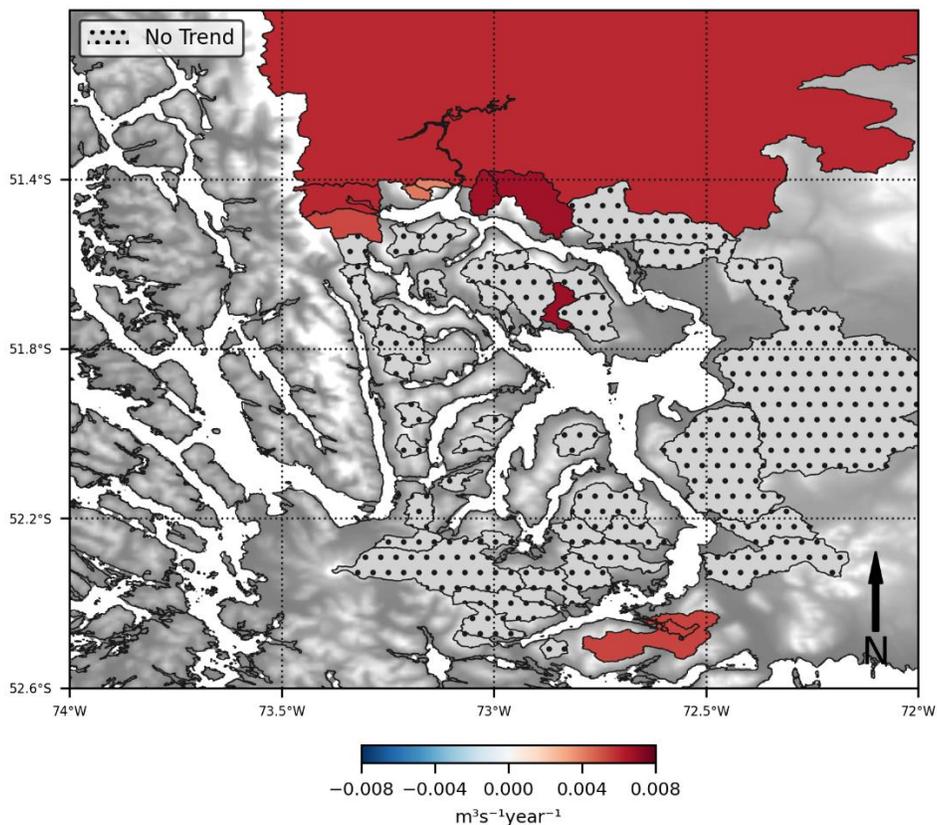


Figura 26. Magnitud de la tendencia estandarizada en las principales 50 cuencas que aportan agua dulce sobre el sistema de Golfo Almirante Montt. Los puntos señalan las cuencas que no son estadísticamente significativas ($p > 0.05$). Caudales simulados entre 1980-2021 por el modelo hidrológico VIC.

Evaluación de la marea en el modelo hidrodinámico: modelo MIKE 3

Se realizó una comparación entre la amplitud de la marea registrada en observaciones y la generada por el modelo, para evaluar la habilidad de éste en replicar una característica esencial del sistema del GAM: la atenuación de la onda de marea en su ingreso al sistema GAM en dirección oeste-este. La **Figura 27** muestra la comparativa de la amplitud de marea de los principales constituyentes diurnos y semidiurnos del sistema ($M2 + K1$).

La onda de marea ingresa desde el oeste a través del Canal Unión, donde se registra la amplitud de marea más elevada, aproximadamente 0.7 m. Esta amplitud disminuye al pasar por el Paso Morla Vicuña, alcanzando alrededor de 0.6 m. Posteriormente, después de las constricciones en Santa María y Kirke, la onda de marea ingresa al GAM con una amplitud notablemente reducida, menor a 0.1 m (como se observa en isla Salustio y canal Valdés). Esta representación evidencia una atenuación de

la onda de marea del 88%. El modelo reproduce esta característica con gran precisión, mostrando una atenuación del 89%.

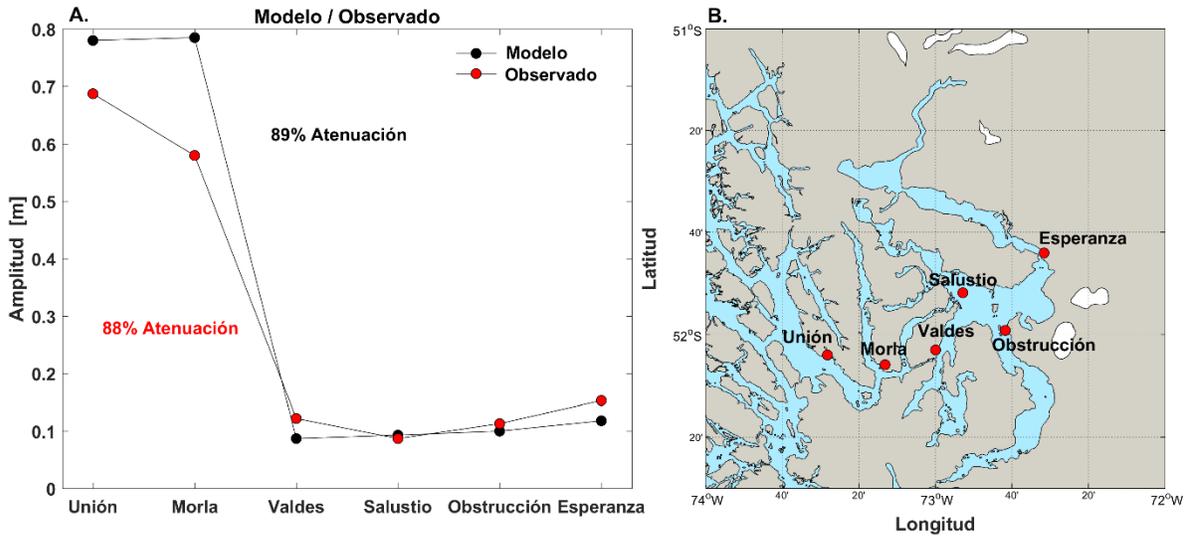


Figura 27: Amplitud de marea ($M_2 + K_1$). a) comparación de amplitud entre el modelo (negro) y el observado (rojo) en el sistema Golfo Almirante Montt; b) ubicación geográfica de los puntos utilizados.

Evaluación y caracterización hidrográfica del modelo hidrodinámico

En esta sección se analizó el desempeño del modelo para reproducir las estructuras hidrográficas en diferentes áreas de GAM. Es fundamental evaluar la habilidad del modelo hidrodinámico para simular las estructuras verticales de propiedades físicas de la columna de agua como la temperatura y salinidad. Para analizar de manera integral estas estructuras se elaboraron diagramas-TS, con datos de CTD y se compararon con perfiles obtenidos del modelo. Es crucial destacar que esta comparación se llevó a cabo usando datos de diferentes años, lo que podría introducir una potencial fuente de error. Este error podría deberse no sólo al rendimiento del modelo, sino también a las fluctuaciones naturales que ocurren con el tiempo en este sistema interanualmente.

En la **Figura 28**, se muestran gráficos de estaciones situadas dentro del GAM. Aunque el modelo reproduce adecuadamente la estructura en la mayoría de las estaciones, se aprecian diferencias. Por ejemplo, en la estación E2, el modelo tiende a subestimar tanto la temperatura como la salinidad. Sin embargo, en las estaciones E20, E37 y E18, el modelo sobreestima la salinidad, aunque no necesariamente la temperatura. Es relevante mencionar que en otoño se observan las mayores discrepancias entre el modelo y las mediciones reales.

Para una comprensión detallada de la temperatura y la salinidad, se comparó un transecto vertical promedio en el tiempo (primavera, verano y otoño). En relación con la salinidad, el modelo representa la estratificación y las distintas masas de agua en el sistema GAM, especialmente en los fiordos más profundos (estaciones 2, 20 y 22). Sin embargo, se observa una sobreestimación de la salinidad, siendo más notorio en las estaciones 16, 8, 35 y 34. A pesar de estas variaciones temporales entre mediciones y observaciones, el modelo simula correctamente las diferencias espaciales observadas en el transecto (**Figura 29.b y 29.c**). En cuanto a la temperatura promedio, el modelo muestra una concordancia adecuada en las zonas más oceánicas (estaciones 26-31) que hacia la región interior del GAM. No obstante, el modelo subestima la temperatura superficial promedio, desplazando la isoterma de 8°C a un estrato más superficial que las observaciones (**Figura 29.d y 29.e**).

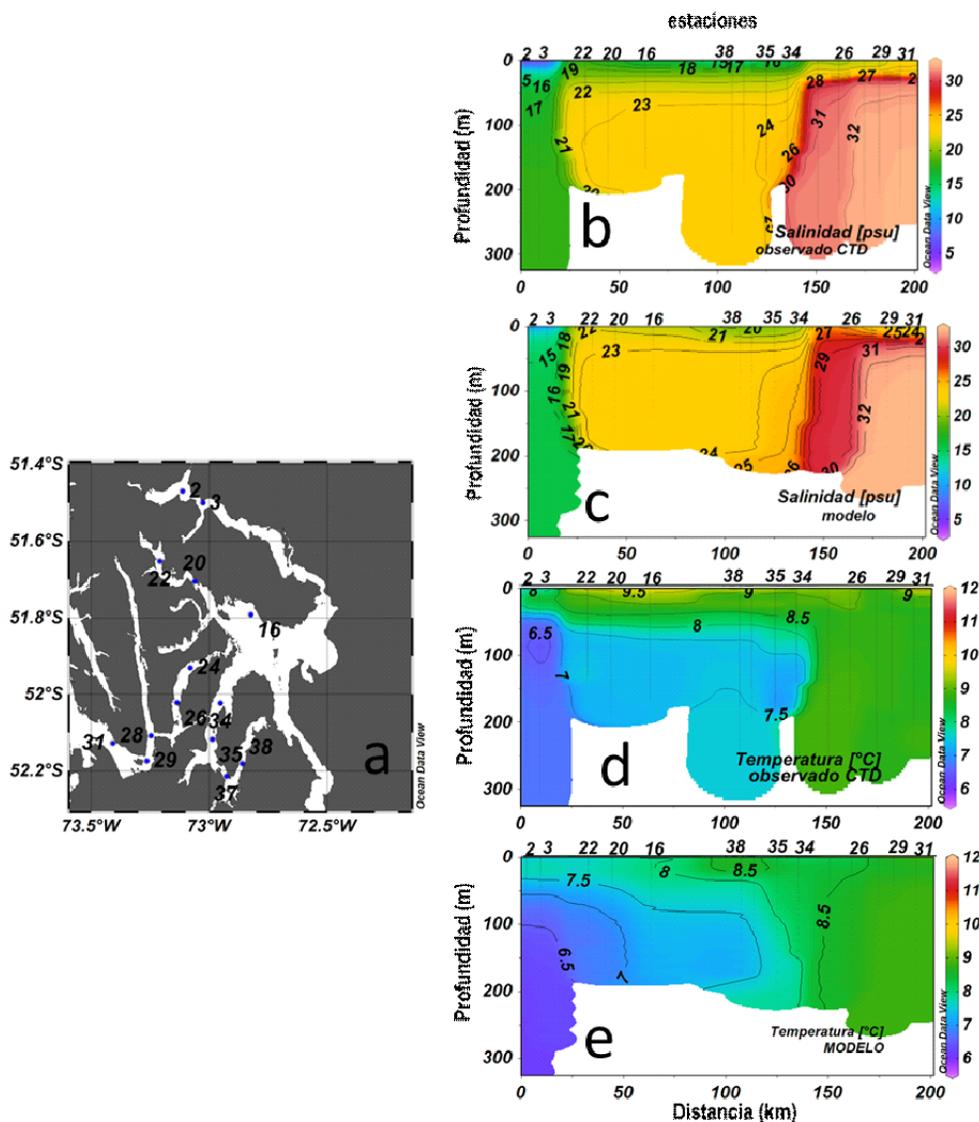


Figura 29. Secciones verticales de salinidad y temperatura entre el modelo y las observaciones de CTD.

Evaluación de la corriente del modelo hidrodinámico

Se comparó la salida del modelo del año 2016 con los datos del ADCP del mismo año del canal Kirke (**tabla 1**), en base a un análisis EOF de la corriente submareal. En la **Figura 30.a, 30.b y 30.c** se observa comparativamente que el modelo replica de buena manera la variabilidad de la corriente, ajustando la dispersión de la corriente submareal a lo largo del canal. El modelo logra simular los pulsos periódicos de corriente que ingresa al canal (en rojo). Los 2 principales modos verticales de la corriente (Figura **24.d** y **24.e**) concentran sobre el 90% de la variabilidad total de la corriente residual en el modelo y en el ADCP. El modo 1 mostró una estructura barotrópica hacia el norte que disminuye su amplitud con la profundidad, En el modelo el modo 1 explicó el 74% de la variabilidad total, mientras que el modo 1 del ADCP alcanzó un 80% de la variabilidad total. El modo 2 presentó una estructura baroclínica con una capa hacia el sur (de alta amplitud) en los primeros 5 a 10 metros y una capa hacia el norte bajo los 10 metros. El modo 2 de la corriente residual explicó el 18% de la variabilidad total de la corriente en el modelo y un 14% de la variabilidad total de la corriente en el caso del ADCP.

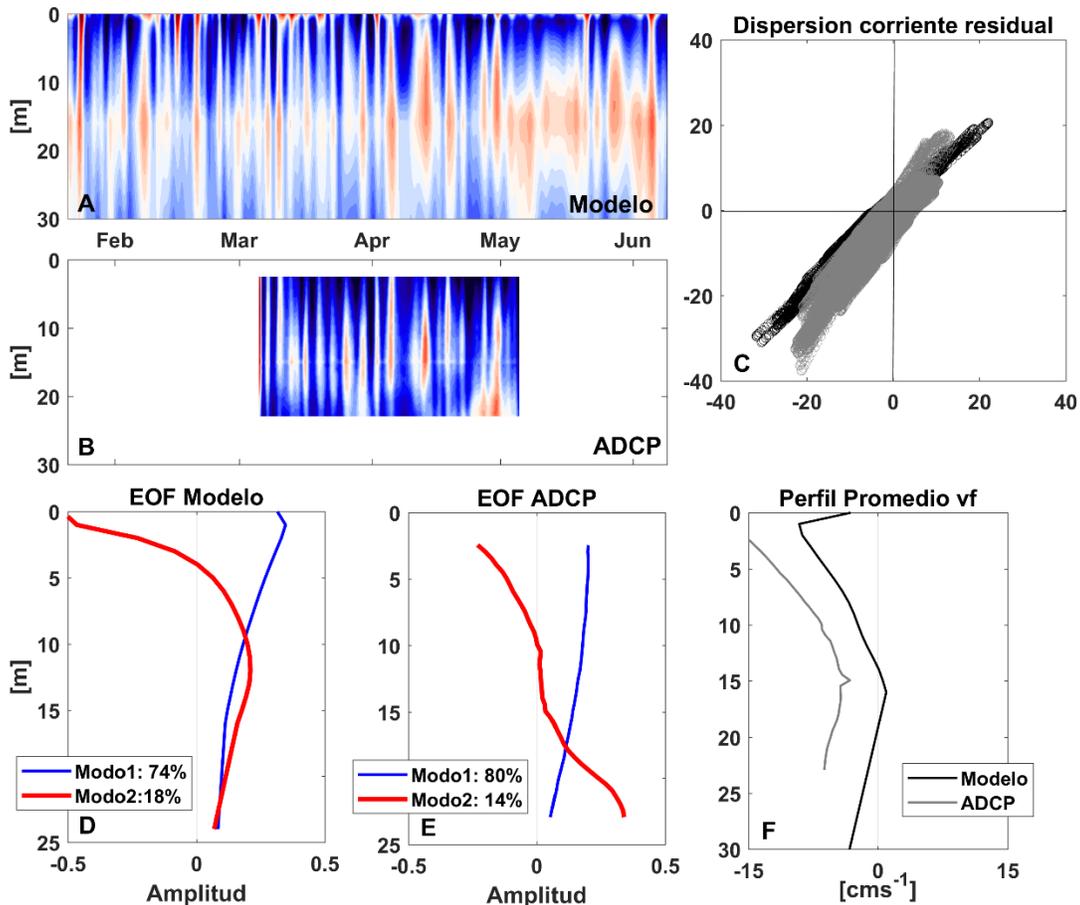


Figura 30: Corriente canal Kirke: a) Modelo 2016; b) ADCP 2016; c) dispersión corriente residual comparativa entre el modelo y ADCP; d) EOF corriente residual Modelo; e) EOF corriente residual ADCP; f) perfil promedio residual comparativo modelo (negro) y ADCP (gris).

Temperatura, salinidad y circulación; modelo Hidrodinámico.

El GAM presenta una componente estacional, la cual se observa en la **Figura 31**, con máximos en verano y mínimos en invierno. En la temporada estival, la temperatura en la capa superficial (0 – 20 m) es más alta hacia el lado sur, promediando más de 12°C. En el área norte, especialmente cerca de las descargas de agua dulce glacial en el Fiordo Última Esperanza, la temperatura es más baja, aproximadamente 10°C. Al considerar mayores profundidades (20 m-fondo), se identifica un patrón espacial análogo, aunque con temperaturas alrededor de 2°C inferiores. Durante el invierno, las temperaturas más bajas rondan los 5°C, siendo menores en la región sur. En ciertas áreas, como los canales de conexión (Unión, Kirke, Santa María), las temperaturas de fondo superan en aproximadamente 1°C a las superficiales. Esta anomalía podría deberse a una inversión térmica invernal, fenómeno común en fiordos.

En el verano, la salinidad media superficial (0 - 20 m) (**Figura 32**) tiende a ser inferior en comparación con el invierno, debido a una mayor descarga de agua dulce, siendo evidente en el Fiordo Última Esperanza, donde se registran salinidades inferiores a 15 psu. En cuanto a las capas más profundas, la salinidad se mantiene relativamente constante entre verano e invierno, oscilando desde 33 psu en las zonas periféricas del canal Unión hasta cerca de 20 psu en Última Esperanza. Cabe destacar una salinidad elevada en el Canal Valdés, indicando una principal vía de conexión entre el exterior y el interior del GAM a través del canal Kirke. La validación de este modelo reveló, en general, una sobrestimación tanto en salinidad como en nivel del mar dentro del GAM. Este hallazgo apunta a que el intercambio en el canal Kirke podría estar excesivamente valorado, posiblemente debido a una representación imprecisa de la batimetría en dicho canal. Estas observaciones se abordarán con más detalle en el capítulo de *Discusión*. La variabilidad en la circulación de las corrientes, influenciada por factores como la descarga de ríos y viento, muestran la máxima variabilidad durante las estaciones de verano y otoño. El patrón de circulación superficial, representado en la **Figura 33**, muestra una dirección predominante del flujo desde el interior hacia el exterior. Esta tendencia es especialmente pronunciada y parece estar fuertemente asociada al gradiente de presión baroclínico. Durante el verano, este flujo es más intenso que en otoño, llegando en algunas áreas a exceder los ~15 cms⁻¹.

En contraste, las cabezas de los fiordos, específicamente en los fiordos Worsley y Poca Esperanza, exhiben una significativa reducción de la velocidad, a menudo descendiendo a menos de 5 cms⁻¹. En las capas profundas (**Figura 34**), es evidente la presencia de vastas áreas con velocidades bajas, particularmente en sitios como el Fiordo Última Esperanza, fiordo Worsley y el fiordo Poca Esperanza, donde las velocidades son menores a 1 cms⁻¹.

La **tabla 8** detalla las velocidades de las corrientes, medidas en centímetros por segundo (cm s⁻¹), en diferentes ubicaciones y profundidades. Los rangos se dividen en dos columnas, representando las capas de superficie entre 0 m y 20 m y la capa de fondo entre 25 m y el fondo. Esto permite una comparación directa del comportamiento de las corrientes en diferentes niveles de profundidad en cada ubicación.

La transición de la magnitud de la corriente entre los canales Kirke y Santa María hacia la zona interior experimenta una reducción notable en la velocidad de las corrientes, particularmente evidente cuando

se compara con sitios como el canal Valdés. En los canales Kirke y Santa María las velocidades de la corriente disminuyen significativamente desde la superficie hacia el fondo, con Kirke registrando 60 - 130 cm s^{-1} en la superficie y 1 - 30 cm s^{-1} en las profundidades, y Santa María mostrando un espectro aún más amplio de 30 - 200 cm s^{-1} en la superficie reduciéndose a 1 - 40 cm s^{-1} hacia el fondo. En contraste, el canal Valdés presenta velocidades mucho menores de 10 - 30 cm s^{-1} en la superficie y una disminución de 0.2 - 5 cm s^{-1} en las profundidades. Esta comparación subraya la atenuación extremadamente alta en los canales Kirke y Santa María, respecto de la zona interior representada por canal Valdés. Las corrientes en el seno de Última Esperanza, fiordo Worsley y fiordo Poca Esperanza presentan características distintas en comparación con áreas marinas más expuestas. Estas regiones, más resguardadas, exhiben velocidades de corriente significativamente más bajas, especialmente en las capas más profundas del agua. Los datos específicos reflejan estas diferencias:

Fiordo Última Esperanza: 5 - 60 cm s^{-1} en la superficie y 0.2 - 1 cm s^{-1} en profundidades.

Fiordo Worsley: 1 - 20 cm s^{-1} en la superficie y 0.2 - 1 cm s^{-1} en profundidades.

Fiordo Poca Esperanza: 1 - 15 cm s^{-1} en la superficie y 0.2 - 1 cm s^{-1} en profundidades.

La atenuación de la velocidad de las corrientes es notable hacia el fondo. Este fenómeno puede atribuirse a varios factores que afectan la transferencia de energía en estas áreas. Por ejemplo, las fuerzas generadoras de energía, como las mareas y el viento superficial, están notablemente atenuadas en estos entornos. Una razón crítica detrás de esta atenuación parece ser la alta estratificación de las aguas en estos fiordos. La estratificación, un proceso donde el agua se separa en capas de diferentes densidades, inhibe la transferencia de energía entre la superficie y las zonas más profundas. Como resultado, los efectos impulsados por el viento en la superficie tienen un impacto limitado en las capas inferiores del agua.

La variabilidad interanual de la corriente entre los años 2016, 2017 y 2018 en la capa superficial (0 m - 20 m) del sistema GAM durante el verano, periodo cuando el ingreso de agua dulce alcanza máximos de descarga, se observa en la **Figura 35**. Interanualmente la corriente superficial mantiene un patrón de salida desde el interior al exterior inducida por el gradiente de presión baroclínica impulsado por las altas descargas de agua dulce. En el año 2018 esta corriente se observa más intensa alcanzando mayores velocidades, relacionado a las altas descargas de agua dulce el año 2018 ($>900 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$) en comparación al 2016 y 2017 los cuales estuvieron dentro de la media ($<700 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$). En cambio, en la capa de fondo ($>20 \text{ m}$ - fondo) (**Figura 36**) no se observan cambios en el patrón de circulación de fondo ni en la magnitud de la velocidad, manteniéndose zonas con reducida velocidad en las zonas más profundas (>200) como son las cabezas de los fiordos Worsley, Última Esperanza y Poca Esperanza.

En la **Figura 37** se observa el transporte de entrada y salida entre los canales Kirke y Santa María, únicas conexiones entre GAM y el océano costero, donde en promedio el transporte de entrada por Kirke (Q_{in}) es de $2614 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ y transporte de salida (Q_{out}) alcanza un promedio de $2751 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$, mientras que en canal Santa María en promedio el transporte de entrada (Q_{in}) es de $1873 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ y el transporte de salida (Q_{out}) de $2072 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$. Estos resultados indican que el canal Kirke intercambia una cantidad mayor de agua con GAM que el canal Santa María.

Interanualmente el transporte por los canales de conexión (**Figura 38**), revela una variabilidad relacionada a la magnitud de la descarga de agua dulce, por ejemplo, el verano (enero, febrero y marzo) del año 2018 la descarga del Serrano estuvo sobre el promedio ($>900 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$) y el transporte de salida tanto por canal Kirke ($2900 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$) como canal Santa María ($2200 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$) fue mayor en este periodo, comparativamente que los años 2016 y 2017. En invierno 2018 la descarga del río Serrano estuvo dentro de la media del ciclo anual, mientras que los años 2016 y 2017 presentaron una descarga por sobre la media ($> 250 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$). En términos de transporte de salida por ambos canales fue menor en el año 2018 (Kirke $2600 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$, Santa María $2000 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$) que en los años 2016 y 2017. En el caso del transporte de entrada fue mayor en los años 2016 y 2017 en ambos canales (Kirke $2700 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$, Santa María $1950 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$) que el año 2018 (Kirke $2600 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$, Santa María $1850 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$).

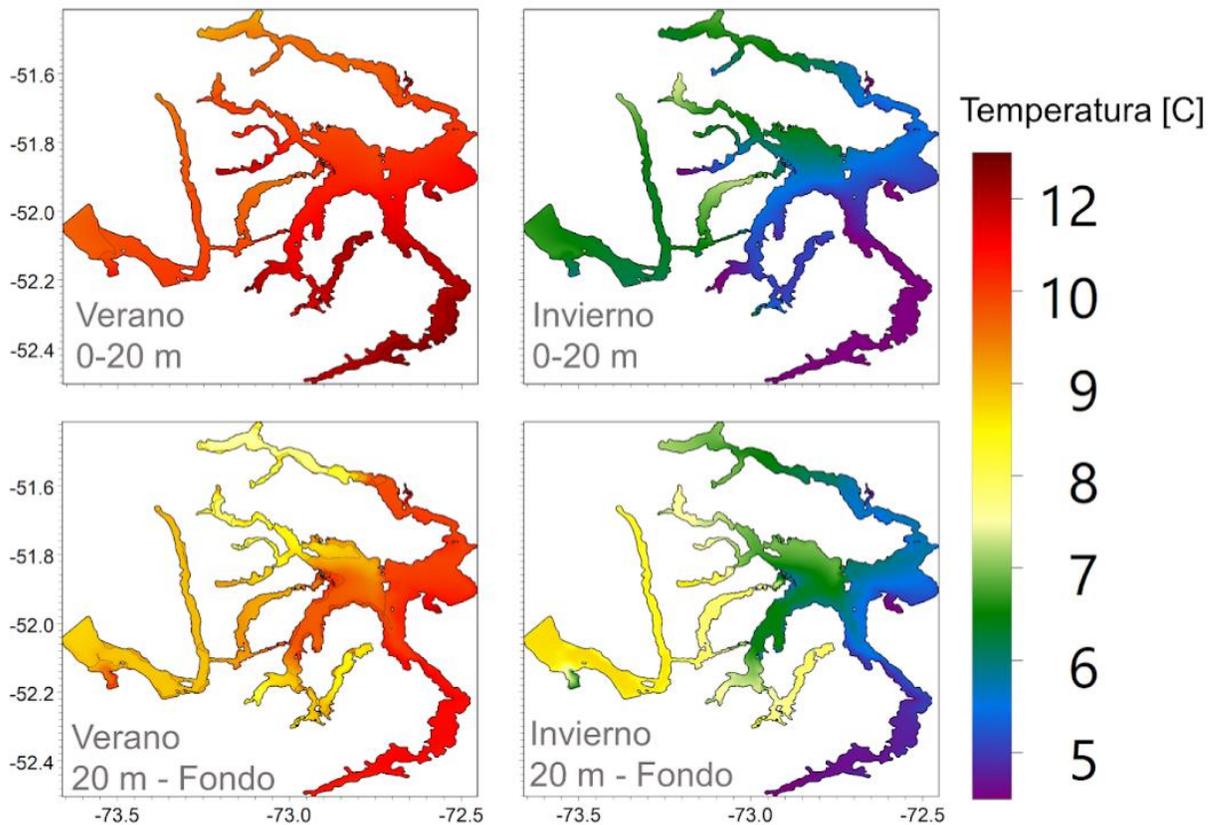


Figura 31: Temperatura superficial modelada (0-20 m) (panel superior) y 20 m- fondo (panel inferior) para la estación de verano (panel izquierdo) e invierno (panel derecho) entre 2016-2018.

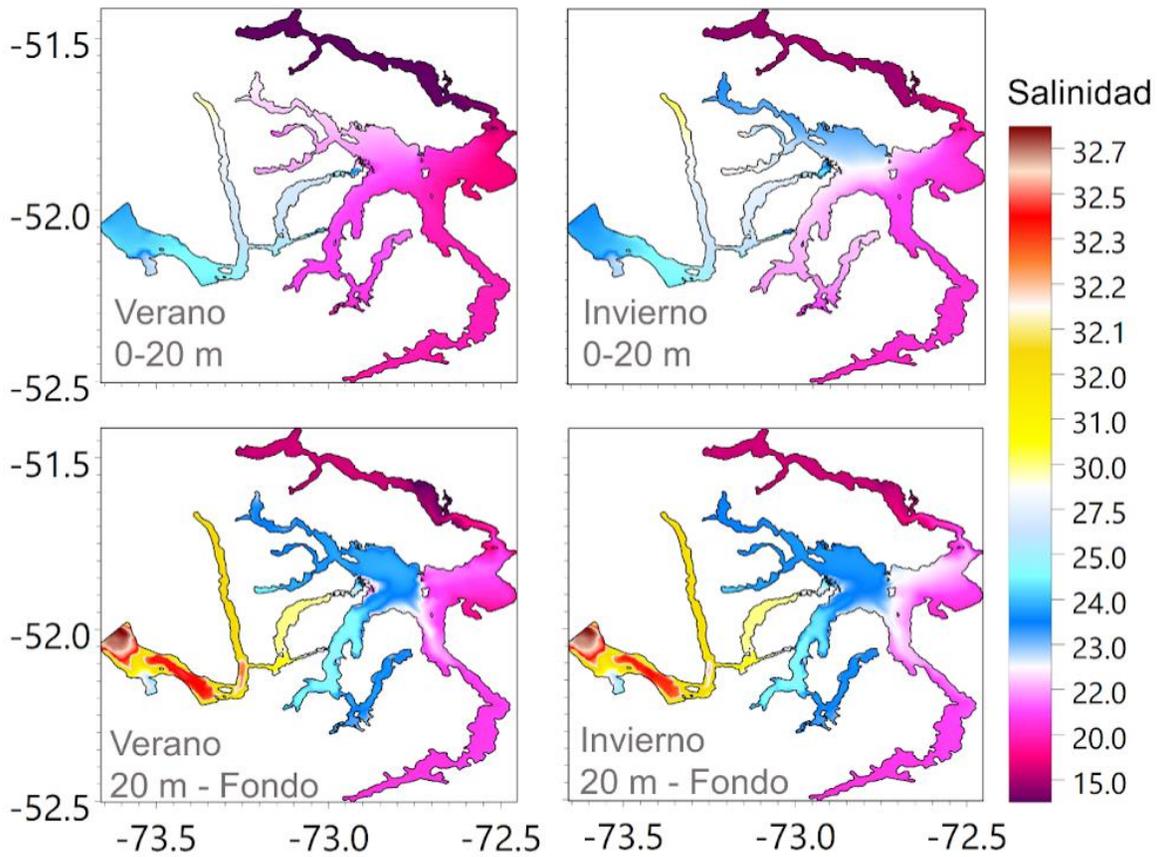


Figura 32: Salinidad superficial modelada (0-20 m) (panel superior) y 20-fondo (panel inferior) para la estación de verano (panel izquierdo) e invierno (panel derecho) entre 2016-2018.

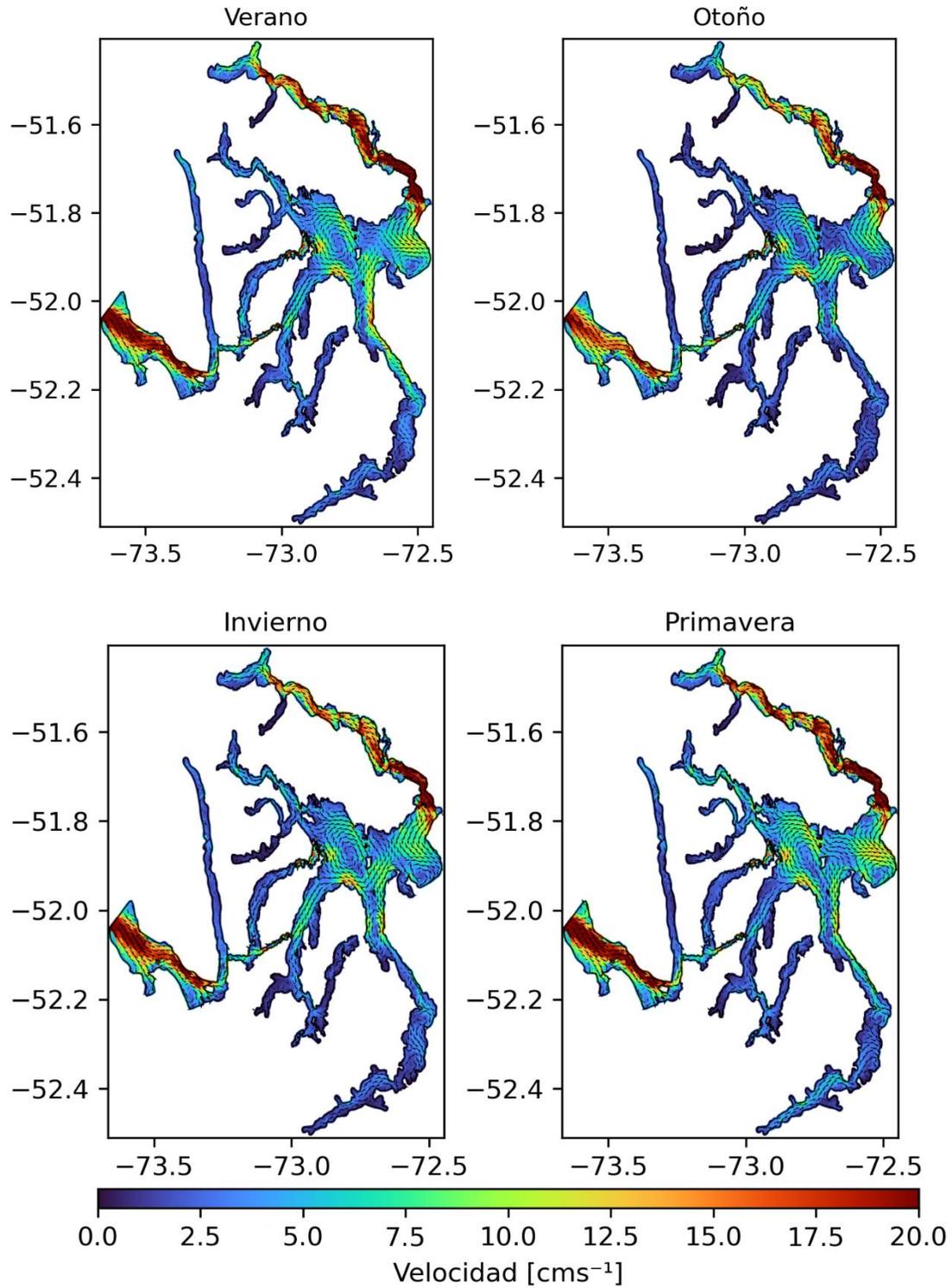


Figura 33: Corriente superficial (0 – 20m) estacional. Modelo hidrodinámico.

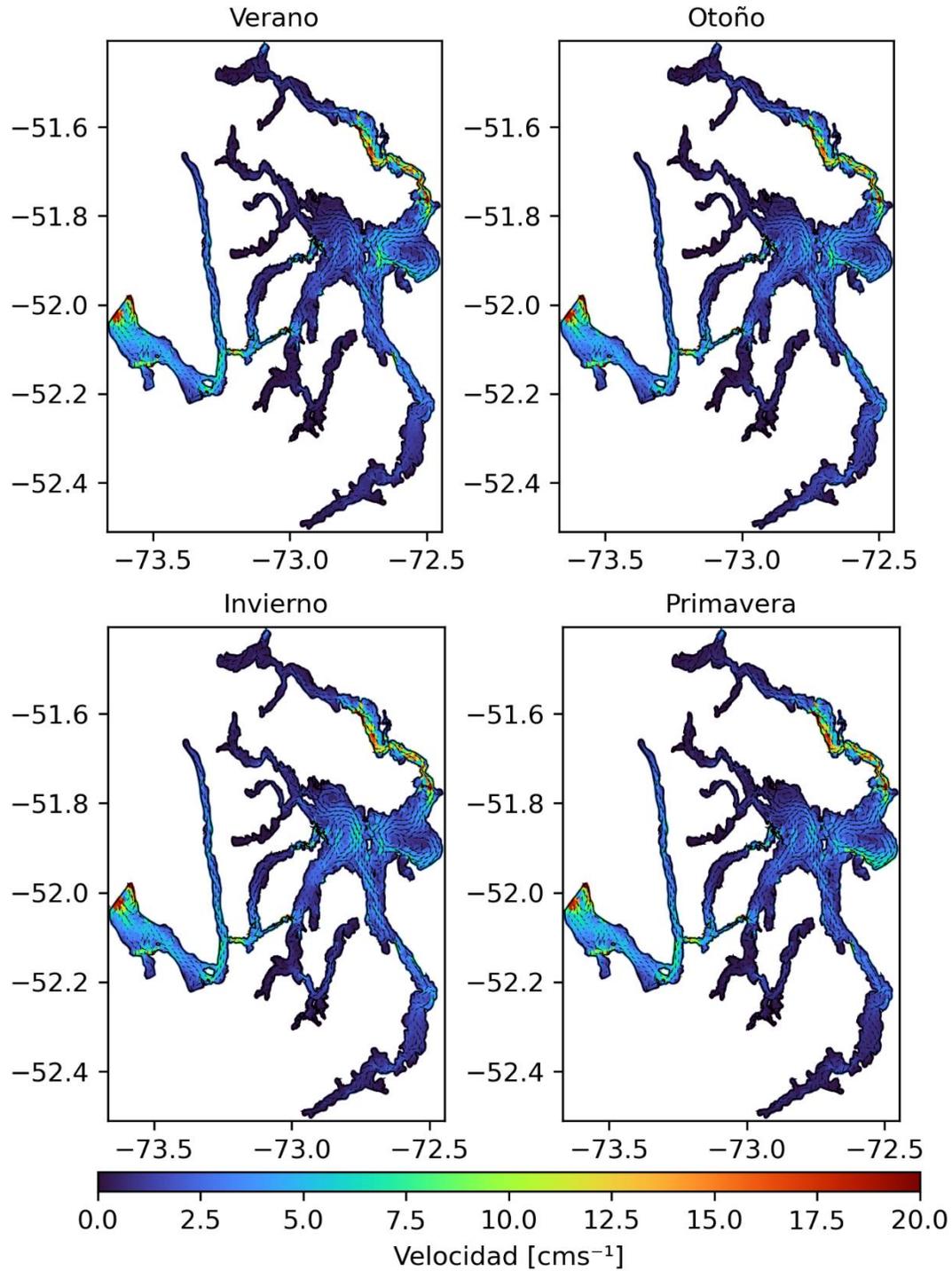


Figura 34: Corriente capa de fondo (20m - fondo) estacional. Modelo hidrodinámico.

Tabla 8: Rango promedio de magnitud de la corriente en diferentes áreas del sistema Golfo Almirante Montt.

Lugar	Rango promedio de velocidad (cms^{-1})	
	Capa superficial (0m- 20m)	Capa de fondo (25m - fondo)
Canal Morla Vicuña	25 – 85	1 – 20
Canal Santa María	30 - 200	1 - 40
Canal Kirke	60 - 130	1 - 30
Canal Valdés	10 - 30	0.2 - 5
Golfo Almirante Montt	10 - 30	0.2 - 1
Fiordo Poca Esperanza	1 - 15	0.2 - 1
Fiordo Worsley	1 - 20	0.2 - 1
Fiordo Ultima Esperanza	5 - 60	0.2 - 1

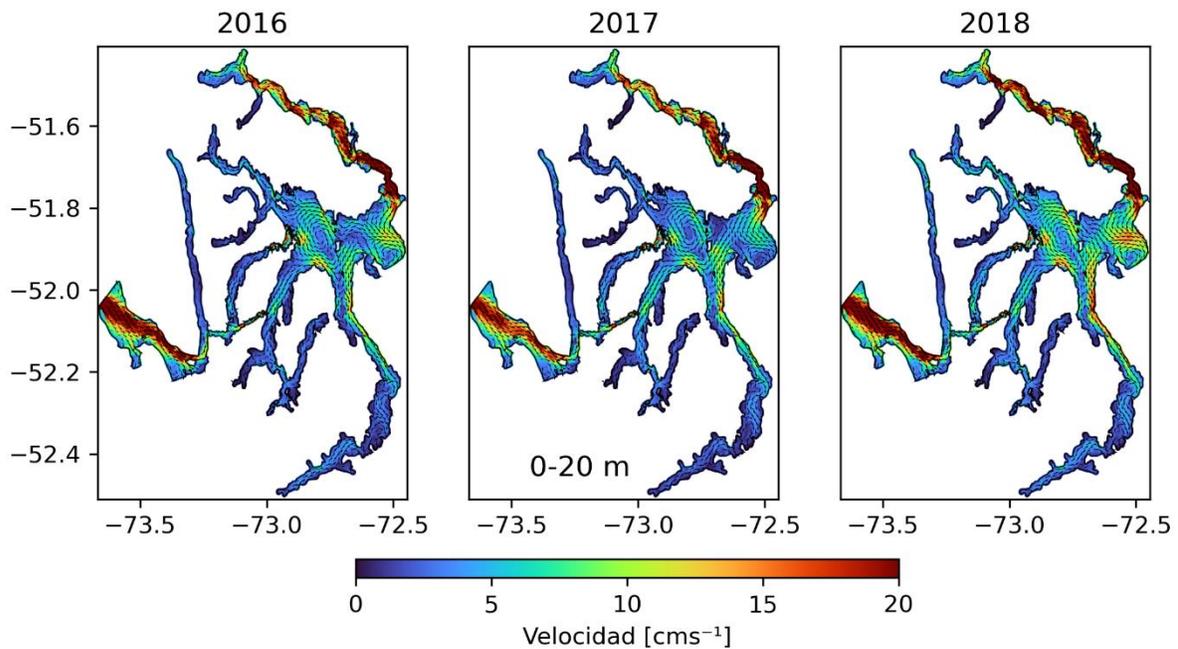


Figura 35: Comparación interanual de la corriente, capa superficial (0 – 20 m) de verano (enero, febrero, marzo).

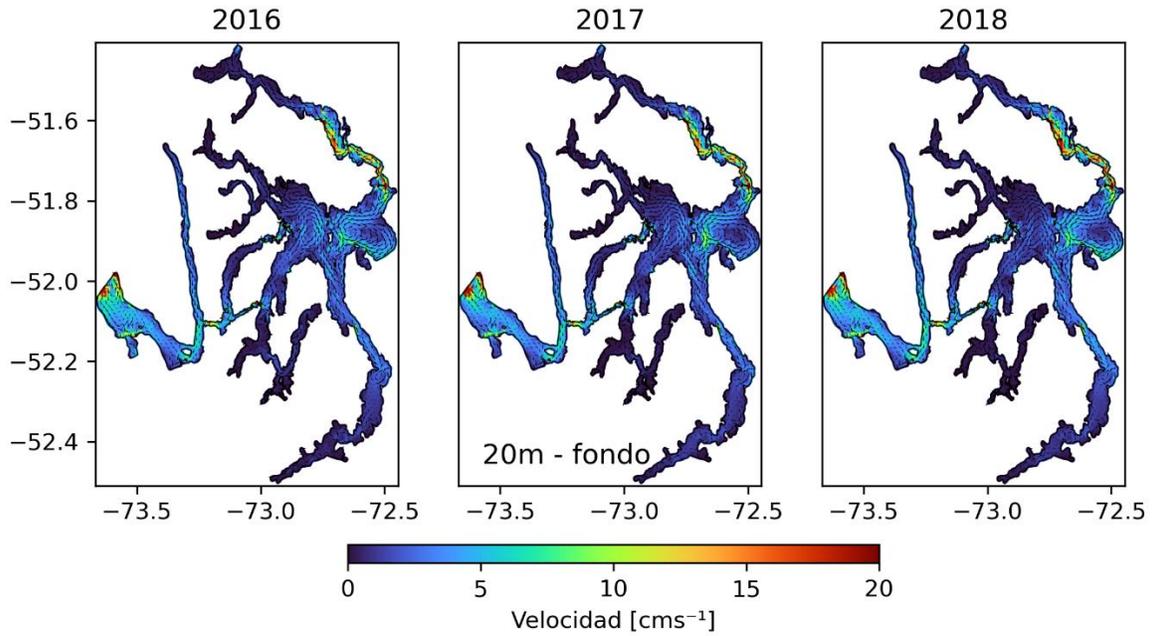


Figura 36: Comparación interanual de la corriente, capa de fondo (20 m - fondo) de verano (enero, febrero, marzo).

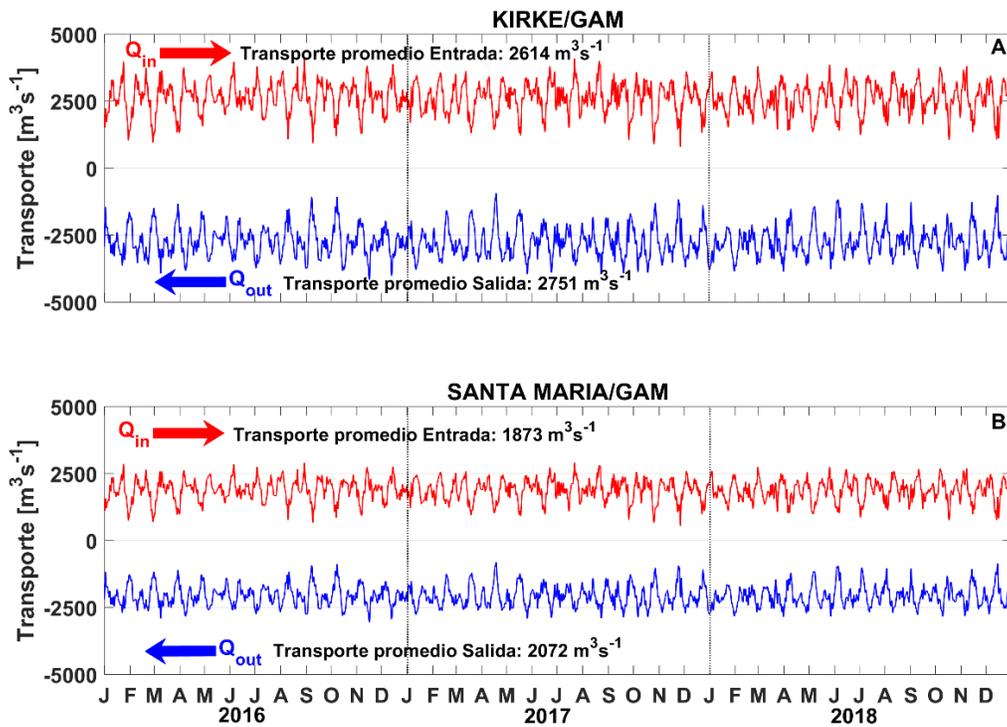


Figura 37: Serie de transporte de entrada y salida de GAM (2016 - 2018): a) canal Kirke; b) canal Santa María.

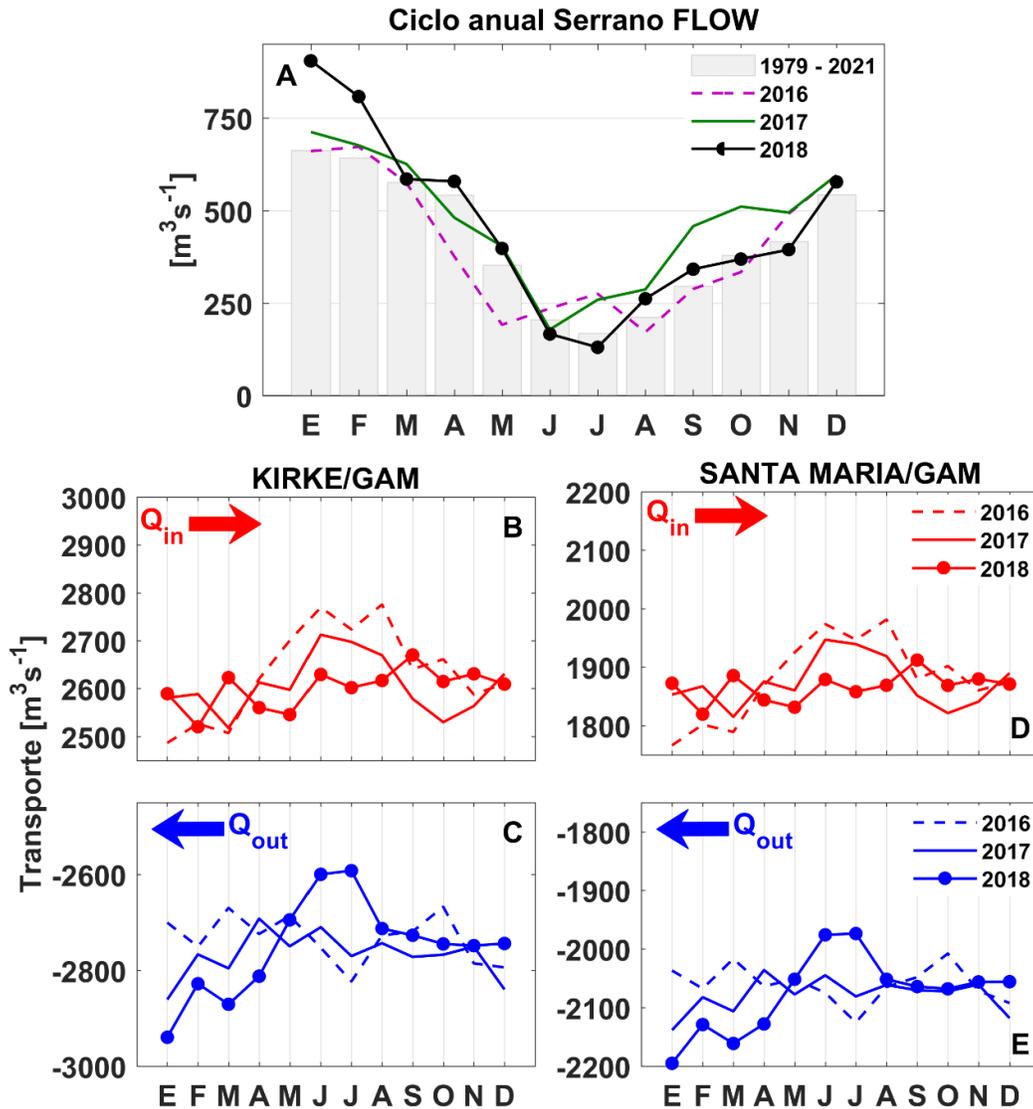


Figura 38: Comparación interanual de transporte de entrada y salida de GAM (2016,2017 y 2018) por canales de conexión: a) ciclo anual del río Serrano incluyendo los años 2016, 2017 y 2018 (FLOW); b) transporte de entrada canal Kirke; c) transporte de salida canal Kirke; d) transporte de entrada canal Santa María; e) transporte de salida canal Santa María.

Escalas de intercambio de agua

El intercambio de agua se calculó con la edad del agua, que es el tiempo que pasó desde que una partícula de agua (o cualquier otro trazador) entró en un sistema (borde canal Unión y ríos) hasta el momento en que se considera o se mide. Esta métrica ayuda a entender cuánto tiempo ha pasado

desde que una parcela de agua entró al sistema y cuánto tiempo ha estado circulando dentro. Esta métrica puede ser crucial para entender procesos como la mezcla, la difusión, la circulación y otros fenómenos relacionados con el movimiento y la calidad del agua.

Los valores de edad del agua, promediadas estacionalmente para el periodo 2016-2018 e integrados verticalmente, muestran que el Golfo Almirante Montt tiene valores máximos cercano a los 3 años (>1000 días), con una clara estructuración espacial, con valores menores a 300 días en los canales Kirke y Santa María hasta por encima de 400 días hacia el interior del golfo (**Figura 39**). Los mayores valores se encuentran, por lo general, en las cabezas de los fiordos, siendo aquellos más profundos como el seno Última Esperanza el que presenta mayores edades del agua (>1000 días), destacando también los fiordos Worsley y Poca Esperanza, con edades del agua de entre 700 a 800 días.

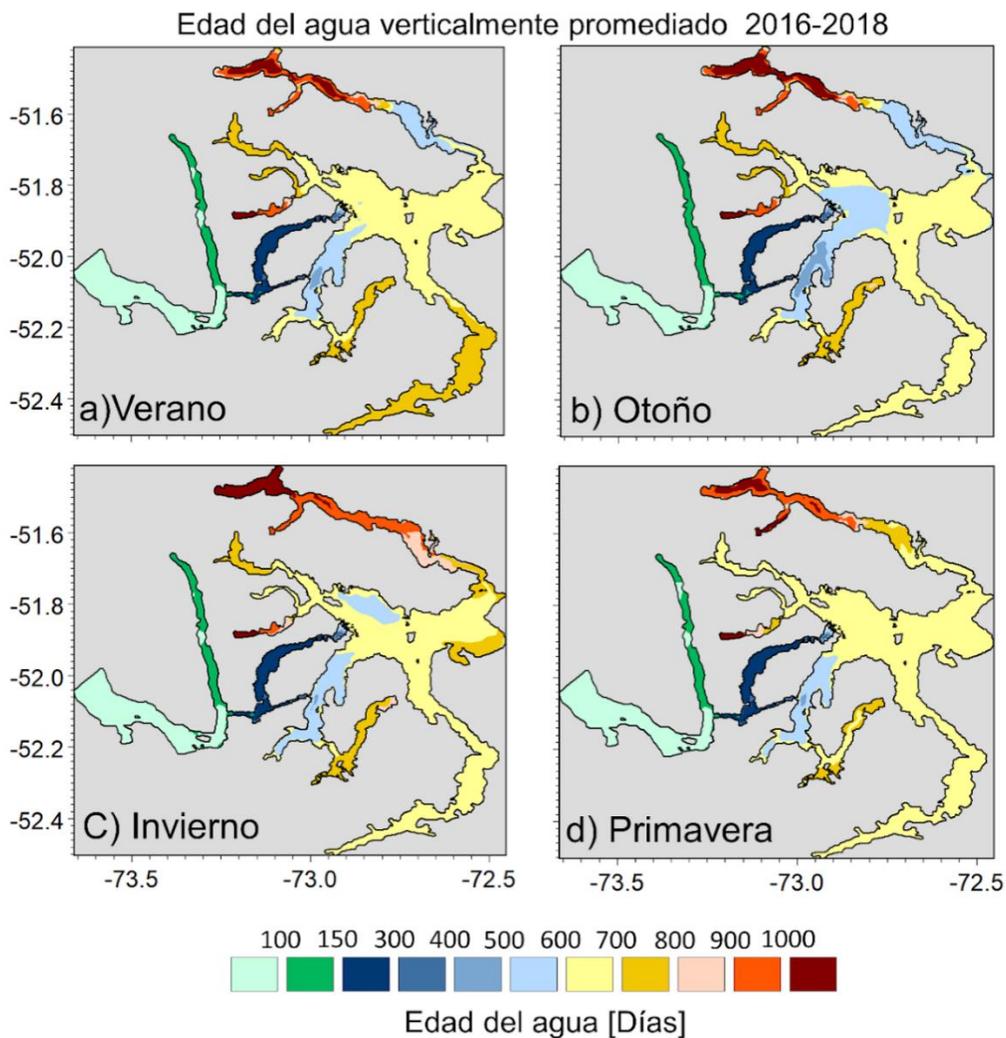


Figura 39: Mapa integrado verticalmente (arriba) y sección vertical de la edad del agua promedio 2016-2017 en golfo Almirante Montt.

4.2 Resultados objetivo 2. Implementar un índice de calidad de agua que integre información de los modelos desarrollados e información observacional.

Diagnóstico de oxígeno disuelto observado y parámetros ambientales.

Para evaluar las condiciones generales de OD observado en GAM durante los períodos 2022-2023, se establece un resumen con estadísticos descriptivos que facilitan la comprensión de la distribución espacial del parámetro en observación, además de un análisis de correlación de OD de variables fisicoquímicas disponibles en la zona de estudio. Se analizaron 169 perfiles de OD, de los cuales 74 también incluyen nutrientes. Estos perfiles, distribuidos en secciones verticales, abarcan una extensa área del sistema del GAM. El período y ubicación exacta en la que fueron realizadas estas mediciones se presenta en la **Figura 40**.

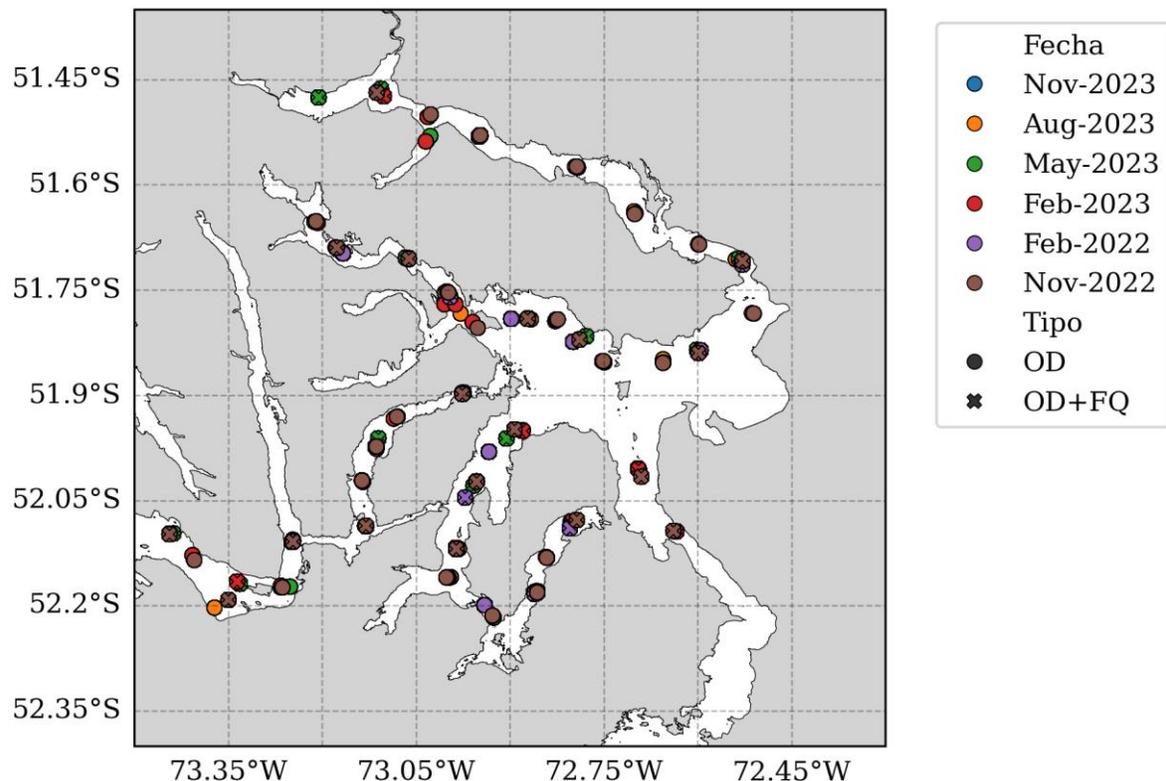


Figura 40. Distribución espacio-temporal de los perfiles realizados en Golfo Almirante Montt (GAM). Los círculos representan la posición de los perfiles únicamente de OD, las "x" representan perfiles de OD y variables fisicoquímicas (FQ).

El análisis de correlación de los parámetros observados (**Figura 41**) establece una relación lineal significativa entre las variables, señalando una relación estadística importante. En particular, se observa que el OD se caracteriza por presentar la correlación más fuerte con todas las otras variables relacionadas, excepto en el caso de la clorofila y los feopigmentos ($r=0.8$) son la variable con mayor correlación.

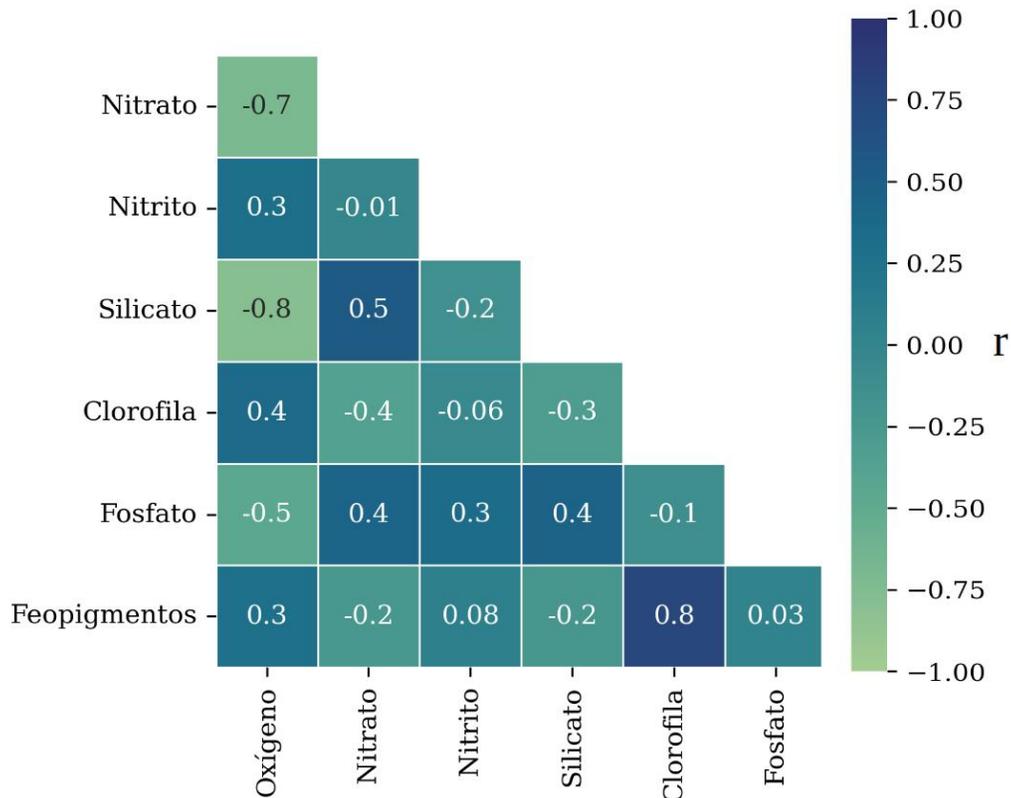


Figura 41. Matriz del coeficiente de correlación lineal r de variables fisicoquímicas observacionales.

Los diagramas de dispersión de la **Figura 42** muestran la relación entre el OD y los demás parámetros ambientales. Se identifica una estructura que sugiere relaciones dependientes de las diferentes capas de profundidad, producto de la estratificación presente en el medio. Por ejemplo, en el caso de la clorofila y feopigmentos, se observa que ambos alcanzan sus valores máximos en la capa superficial (1-20 m). En contraste, el nitrato muestra altas concentraciones presentes en las condiciones de bajo oxígeno (menores a 5 mg/L) a partir de la capa mayor a 50 m de profundidad. De manera similar, en el caso del silicato se observan mayores concentraciones a menores niveles de OD en la capa

profunda (>100 m). Los datos observados muestran que las concentraciones de cada variable responden a un rango determinado por profundidad.

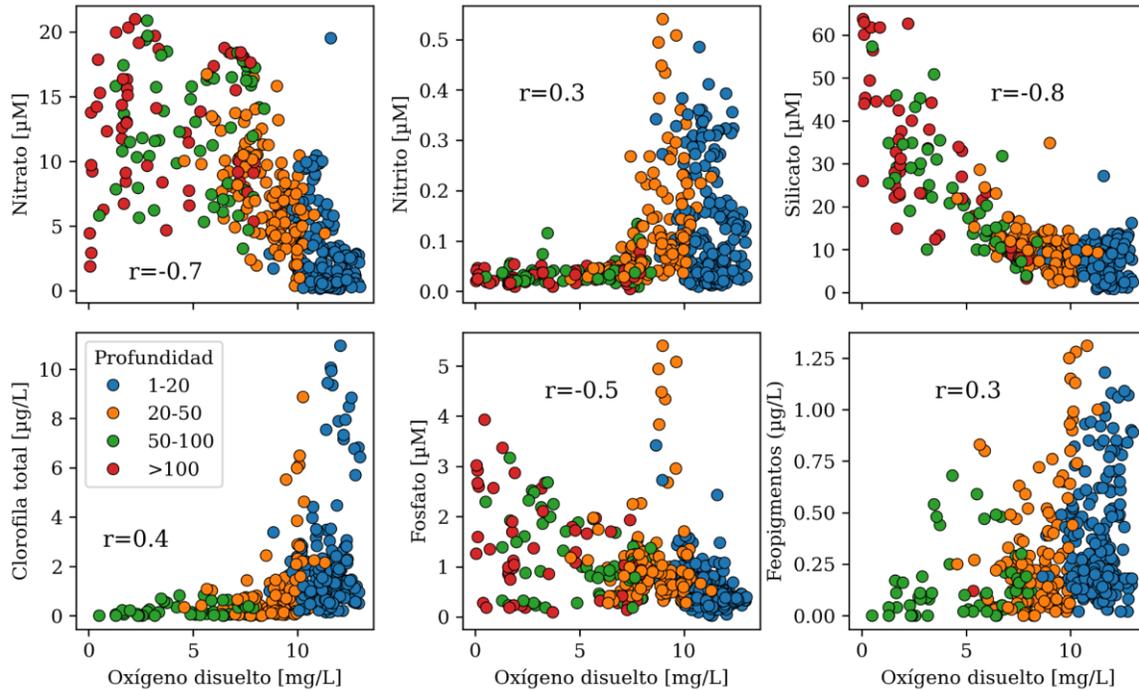


Figura 42. Diagramas de dispersión de oxígeno disuelto vs variables fisicoquímicas observacionales. Los colores representan el nivel de profundidad en que se observó el dato de cada perfil.

En particular, al aplicar la misma categorización de profundidades, pero en un gráfico *boxplot* para el OD (**Figura 43.a**) se puede apreciar definitivamente cómo varía su distribución en diferentes estratos de profundidad. En la capa superficial (1-20 m) el promedio de OD observado varía entre 10 a 12 mg/L, teniendo su máximo en primavera. A medida que aumenta la profundidad, la concentración media de OD disminuye, alcanzando en la capa más profunda (>100 m), valores medios entre 3 y 5 mg/L. Es importante señalar que, a partir de los 50 m de profundidad, se observa la presencia de valores por debajo del umbral considerado como bajo nivel de oxígeno, o hipóxico, el cual fue definido en este informe por debajo de los 3 mg/L. La **Figura 43.b** muestra la distribución espacial de las observaciones con valores críticos, ocurriendo éstas en la cabeza del Fiordo Última Esperanza (~51.45°S), Fiordo Worsley (~51.65°S), Paso Vattuone (~51.8°S) y Fiordo Poca Esperanza (~52.1°S)

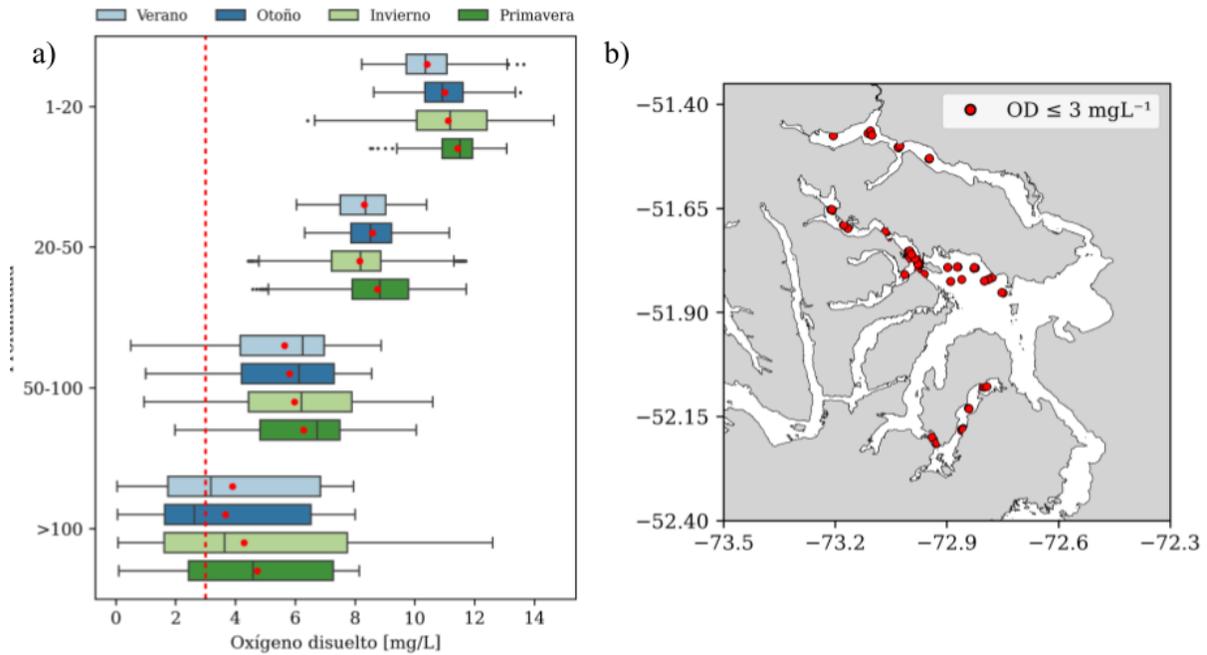


Figura 43. a) boxplot distribuci3n de OD observado vs profundidad; b) distribuci3n espacial de observaciones dentro del rango hip3xico.

Modelo de oxígeno disuelto

La validaci3n del modelo de OD se llev3 a cabo utilizando 169 perfiles CTDO distribuidos espacial y temporalmente, seg3n se muestra en la **Figura 40**. Aunque los datos *in situ* no abarcan el per3odo de simulaci3n, la validaci3n se centr3 en evaluar la capacidad del modelo para reproducir las caracter3sticas espaciales y la identificaci3n de patrones estructurales del OD.

El sistema del GAM fue zonificado, analizando distintos fiordos y canales por separado, obteniendo diferentes valores de correlaci3n en cada zona, como se muestra en la **Figura 44**. Se calcul3 el coeficiente de correlaci3n lineal de Pearson para cada zona del GAM, a partir del total de perfiles observados y los resultados del modelo. Los coeficientes de correlaci3n en los diferentes dominios del GAM son buenos, con valores mayores a 0.7, con un nivel de confianza del 95%. Los diagramas de dispersi3n en la figura muestran el coeficiente de correlaci3n (r), el error cuadrático medio (RMSE) y la cantidad de datos que se utiliz3 para validar cada zona (n). Los niveles de profundidad son representados a trav3s de la paleta de colores, donde se observa que la mayor dispersi3n del modelo se presenta en la capa superficial, hasta aproximadamente los 20 m de profundidad.

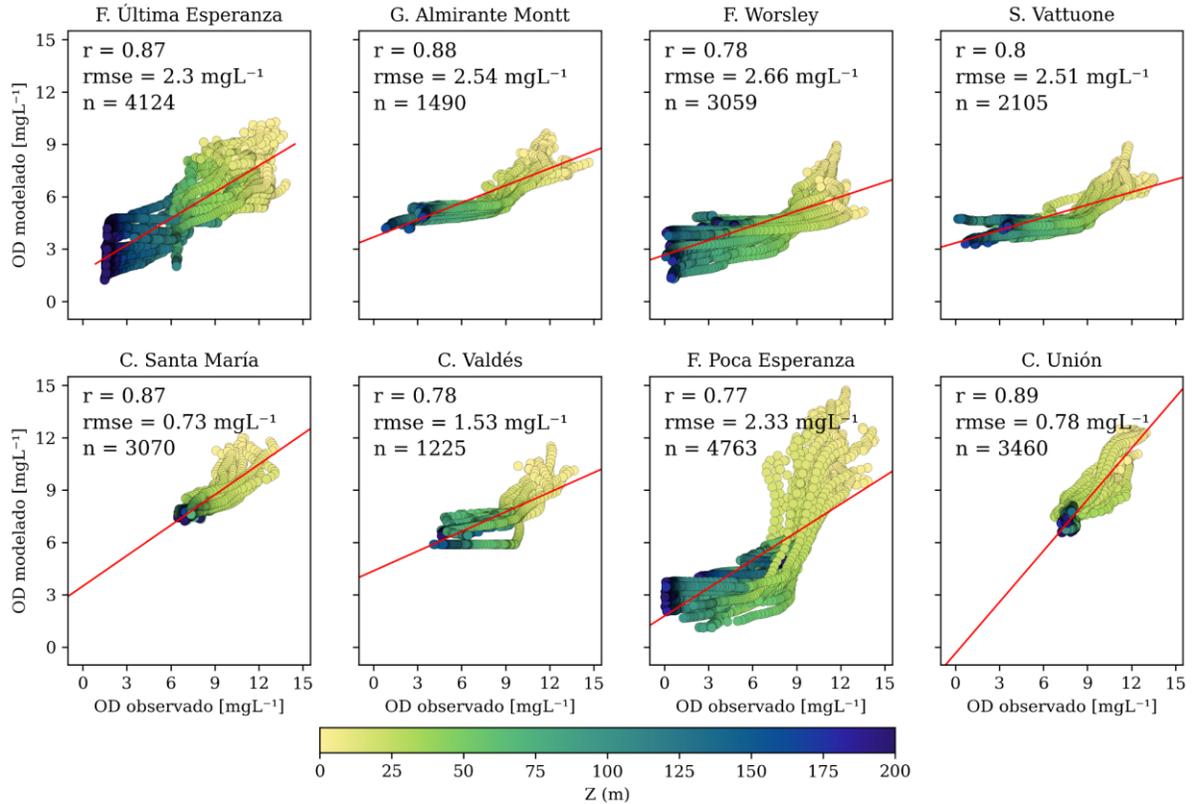


Figura 44. Validación del modelo en diferentes zonas del sistema GAM. La barra de colores representa la profundidad de la observación en metros. Los parámetros r , RMSE, n , representan el coeficiente de correlación, el error cuadrático medio, y el total de observaciones utilizadas en cada caso, respectivamente.

Al realizar una comparación de los transectos obtenidos a partir de observaciones, y los resultados del modelo, los resultados revelan una estructura similar en la componente vertical. Para esta comparación se consideraron perfiles verticales a lo largo del Fiordo Última Esperanza, Fiordo Worsley, Canal Santa María, y Canal Valdés (**Figura 45**). Los resultados revelan una buena reproducibilidad del modelo en la estructura vertical del sistema. Para visualizar los resultados generales del modelo de OD, se calculó un promedio interanual del período de simulación, que se presentan por promedios para cuatro capas de la columna de agua: 0-20 m, 20-50 m, 50-100 m., y superior a 100 m (**Figura 46**).

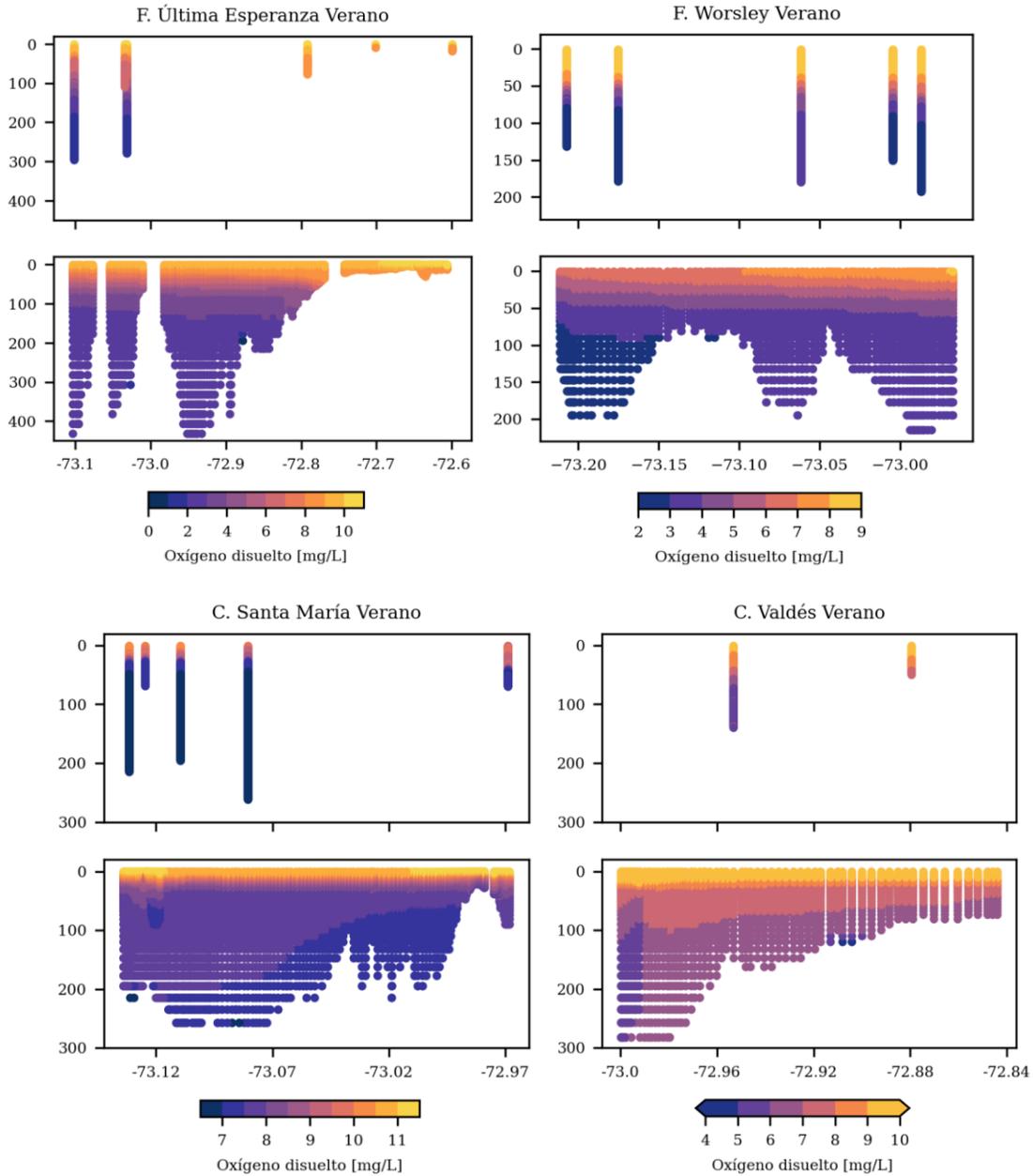


Figura 45. Comparación datos-modelo. Perfiles verticales observados (superior) y modelados (inferior). Las observaciones corresponden a los registros realizados en el período de verano de 2023, los resultados del modelo corresponden al promedio interanual de verano.

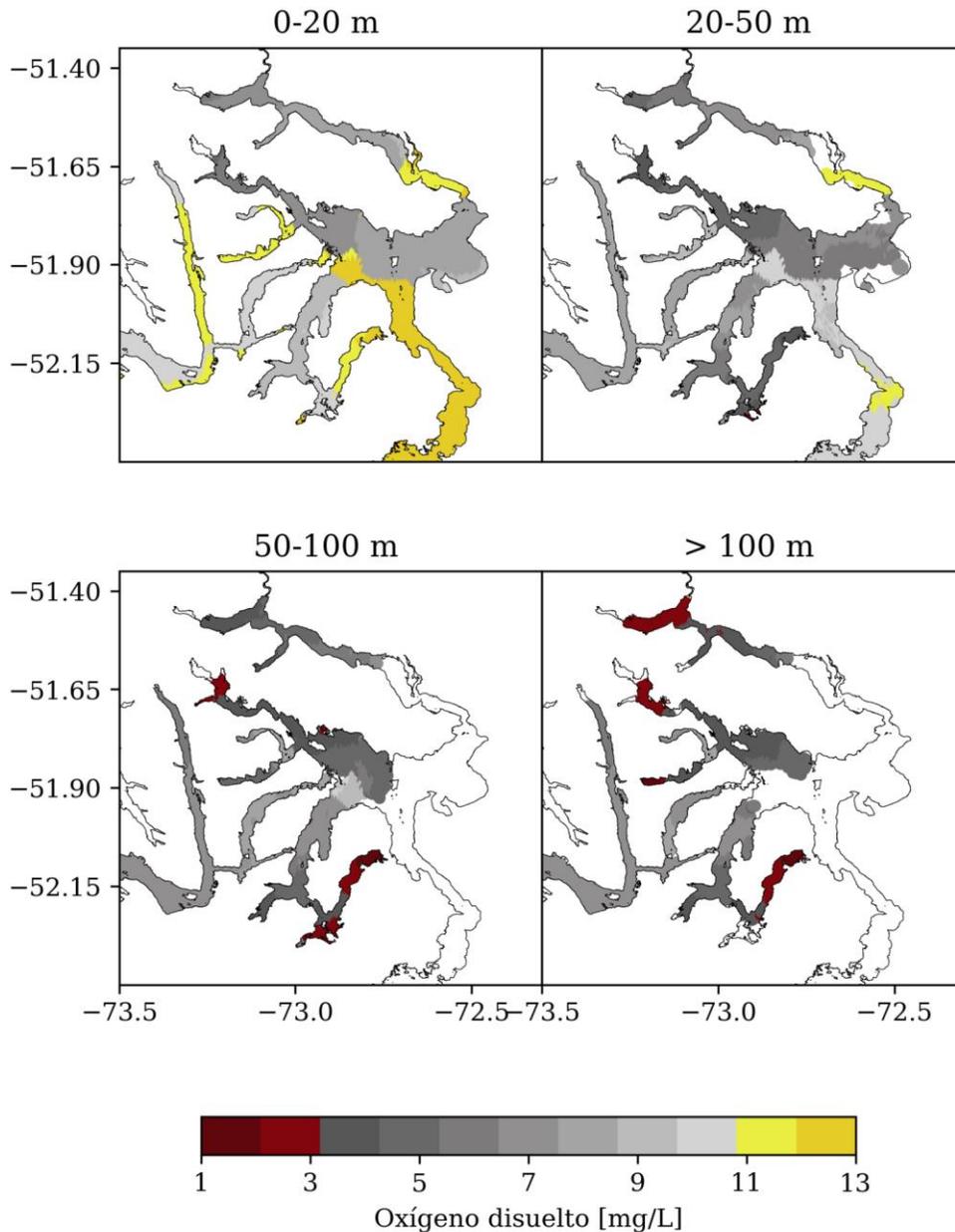


Figura 46. Promedio interanual de oxígeno disuelto. Se obtiene el valor medio para cada capa de profundidad.

Implementación del índice de calidad de agua

La evaluación del índice de calidad del agua (ICA) se llevó a cabo en los puntos de mayor profundidad registrada en la malla del modelo, siguiendo la metodología previamente descrita. En la **Figura 47**, se presenta la distribución espacial del resultado del ICA para el sistema del GAM.

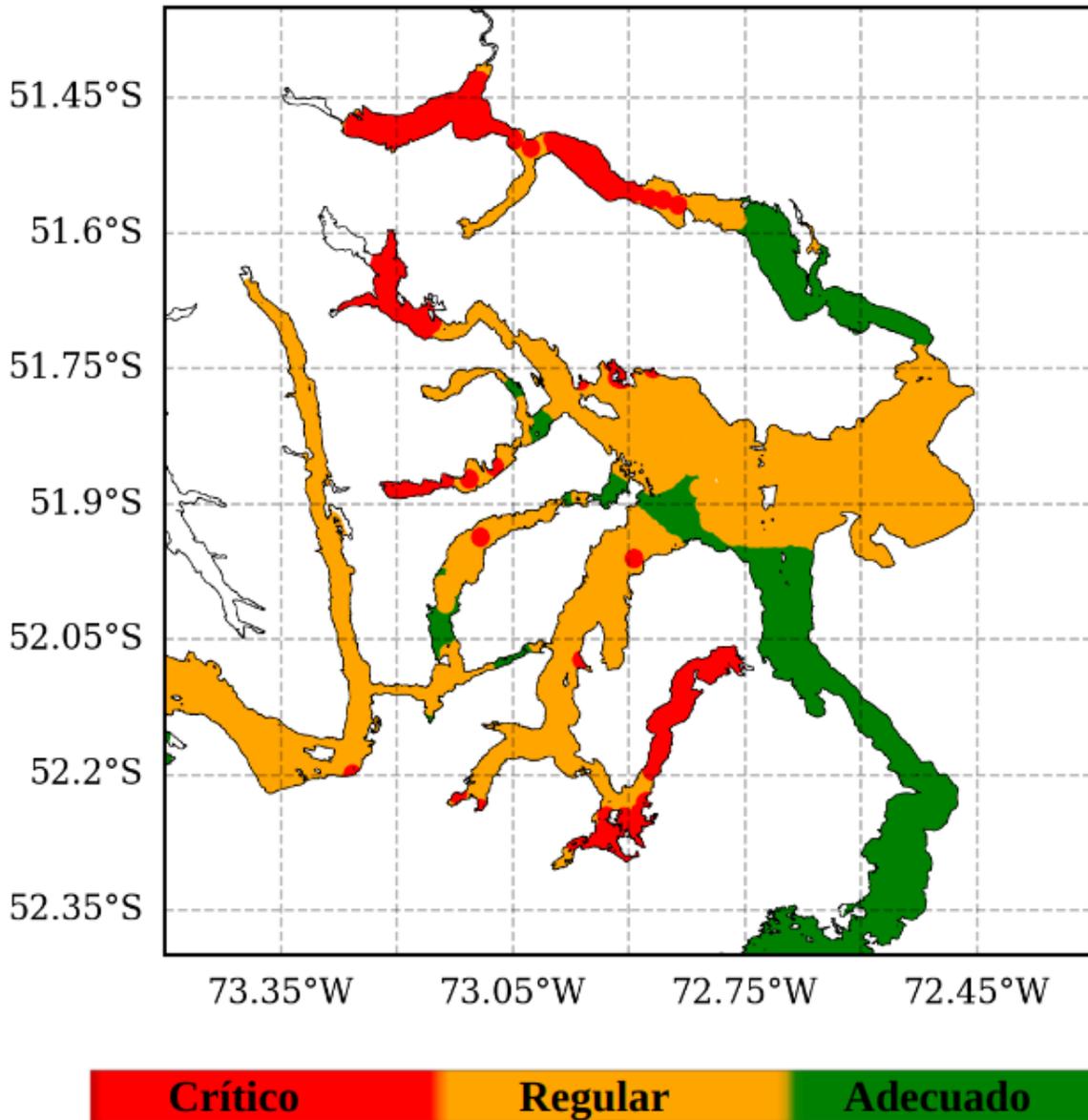


Figura 47. Zonificación del índice de calidad el agua en el Golfo Almirante Montt.

Los resultados del ICA revelan que las zonas de mayor vulnerabilidad (ICA crítico), corresponden a las cabezas de los fiordos Poca Esperanza, Última Esperanza y Worsley, las cuales se encuentran en un estado hipóxico. Además, se observa una predominancia de una condición regular en aproximadamente el 49% de los datos, lo que indica que una gran parte de la zona estudiada se encuentra con niveles de oxigenación relativamente bajos. En el caso del Fiordo Obstrucción y Canal Señoret, estos muestran una condición adecuada, correspondiendo a zonas oxigenadas que mantienen una calidad del agua favorable.

4.3 Resultados objetivo 3. *Generar mapas de tiempos de intercambio de agua y de calidad de agua en el Golfo Almirante Montt acoplados a la plataforma de información oceanográfica Chonos.*

ATLAS es el explorador de modelos históricos de CHONOS que permite al usuario navegar y explorar promedios horarios y/o mensuales de variables oceanográficas a través de los campos 3D de diferentes modelos de la Patagonia chilena, como el Golfo Almirante Montt (**Figura 48**). Las variables disponibles son variables directas del modelo como la temperatura, salinidad, nivel del mar y velocidad y dirección de las corrientes, y variables derivadas como la edad del agua y de modelos desacoplados como el oxígeno disuelto. Las variables se pueden visualizar como datos estadísticos (máx./mín./media) en mapas 2D, perfiles verticales, series de tiempo y transectas. Los datos ploteados en las figuras, y estas mismas también, pueden ser descargados directamente del interfaz como archivos .csv, .xlsx. ATLAS, como el resto de CHONOS es de libre y gratuito acceso en <https://chonos.ifop.cl/atlas/>, y el modelo del Golfo Almirante Montt específicamente en <https://chonos.ifop.cl/atlas3/view/gam>.

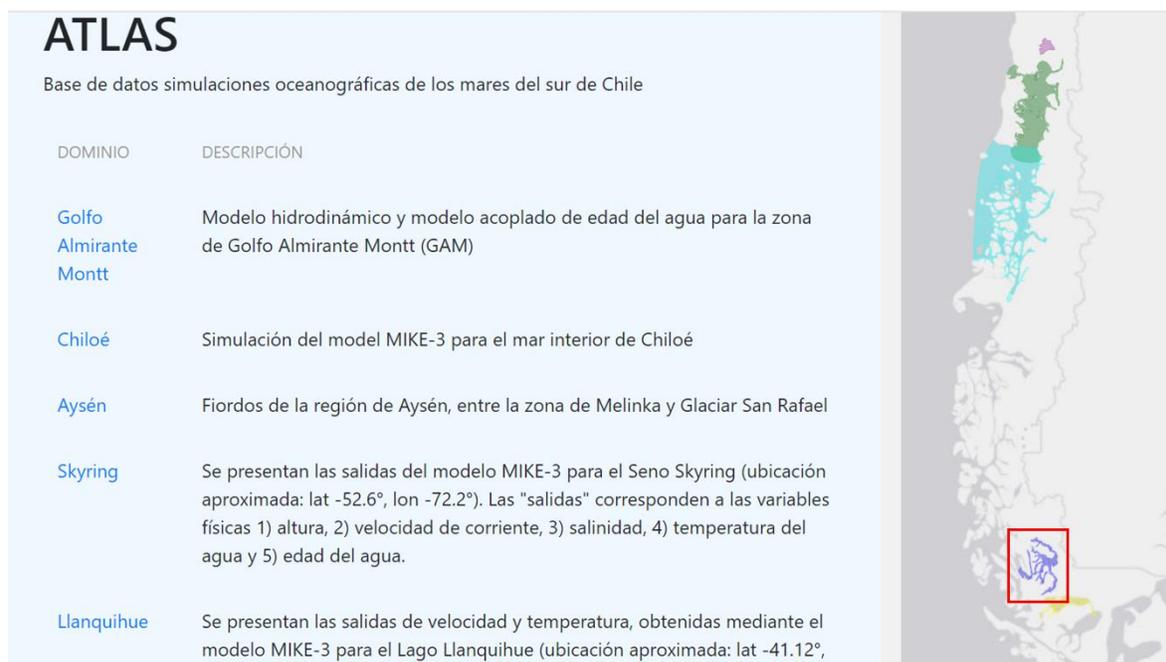


Figura 48: Interfaz de ATLAS y la cobertura de modelos disponible en la Patagonia chilena.

5. GESTIÓN DEL PROYECTO

Durante la ejecución del proyecto se consideraron 2 reuniones de coordinación con la contraparte técnica, representada por la Subsecretaría de Pesca y Acuicultura (SUBPESCA).

1. Reunión IFOP-SUBPESCA

- 24/03/23 – videoconferencia
- Participantes:
 - Susana Giglio (SUBPESCA)
 - Osvaldo Artal (IFOP)
 - Gabriel Soto (IFOP)
 - Pablo Reche (IFOP)

Primera reunión de coordinación en la cual se expone cuál será la estrategia para la implementación de una metodología de índices de calidad del agua en el piloto del Golfo Almirante Montt. Esta estrategia se centra en la elección de la variable ambiental que defina las relaciones y umbrales de riesgo. La variable se seleccionará en función de la revisión bibliográfica y estado del arte en otras experiencias alrededor del mundo junto con la factibilidad y adecuación de la variable en función de su disponibilidad y densidad, no sólo en la zona piloto del golfo Almirante Montt, sino en otros cuerpos marinos a lo largo de la Patagonia chilena, para así poder estandarizar una metodología común. Se propone el oxígeno disuelto como variable central sobre la cual se construirán los índices de calidad el agua.

2. Reunión IFOP-SUBPESCA

- 04/06/24 – videoconferencia
- Participantes:
 - Susana Giglio (SUBPESCA)
 - Gabriel Soto (IFOP)
 - Pablo Reche (IFOP)
 - Cristian Ruiz (IFOP)

Reunión informativa del estado de avance y últimos progresos antes de la entrega final, brechas y desafíos enfrentados en los 3 proyectos de oceanografía desarrollados en IFOP – Putemún (Castro, Chiloé).

Agendamiento del taller de difusión de resultados de este y los otros 2 proyectos de oceanografía. Se consensuó que por el incipiente y creciente interés la temática del taller presentará los resultados orientados hacia el cambio climático.

- Fecha tentativa: 27 de septiembre
- Lugar: Puerto Montt (por definir lugar presencial + streaming)



3. Taller Difusión de Resultados

- 27/09/24 – Hotel Vicente Costanera de Puerto Montt
- Expositores:
 - Pablo Reche (IFOP): CHONOS: plataforma de información oceanográfica al servicio de la toma de decisiones
 - Oliver Venegas (IFOP): Monitoreo y Modelación Operacional Oceanográfica y Atmosférica (Estudio de eventos extremos)
 - Gabriel Soto (IFOP): Dinámica del oxígeno disuelto en la Patagonia: identificación de zonas frágiles y proceso asociados, como línea base frente a perspectiva del cambio climático
 - Jurleys Vellojin (IFOP): Acidificación costera: Desafíos de monitoreo en la Patagonia

El taller contó con la participación de cerca de 50 asistentes presenciales y otros 150 conectados por *streaming*. Más información (presentaciones y vídeos) en <https://chonos.ifop.cl/wiki/difusion-del-conocimiento/talleres-chonos/taller-proyectos-2023-2024/>.

6. DISCUSIÓN

Hidrodinámica del Golfo Almirante Montt

El Golfo Almirante Montt (GAM), localizado en la región de Magallanes, es un sistema estuarino semicerrado con una conexión limitada al océano costero debido a su intrincada línea de costa y constricciones batimétricas. Este sistema alberga un complejo entramado de interacciones físicas que involucran la atmósfera, ríos, glaciares y el océano adyacente. Esta combinación de factores crea un entorno de gran complejidad, donde destaca la importancia de comprender los procesos oceanográficos como base esencial que respalden la toma de decisiones por parte de la Subsecretaría de Pesca y Acuicultura.

La interacción entre el océano y el GAM se caracteriza por una geomorfología única, marcada principalmente por la presencia de constricciones en sus dos canales de conexión: Kirke y Santa María. Estas constricciones dan lugar a zonas con distintas características oceanográficas, por ejemplo, dentro de GAM (post constricción) la salinidad máxima alcanza los 24 g/kg y previo a la constricción la salinidad alcanza un máximo de 33 g/kg.

Las observaciones y los resultados del modelo muestran que la onda de marea se atenúa al pasar por los canales de conexión debido a las constricciones batimétricas, con profundidades menores a 20 m. Esta atenuación afecta significativamente la energía mareal que ingresa al GAM y al intercambio de agua entre el océano costero y GAM. Tras superar las constricciones de los canales Kirke y Santa María, la onda de marea se ha visto reducida en un 88%. Esto significa que dentro del GAM la influencia de la marea no es un factor dominante. Sin embargo, en los canales de conexión, su impacto es considerable y juega un papel crucial en la dinámica del sistema. Fenómenos similares de atenuación de la onda de marea y disipación de energía al atravesar la onda mareal umbrales poco profundas se han documentado en otros sistemas estuarinos de Chile, como el seno Skyring (Soto *et al.*, 2022), y alrededor del mundo como en los fiordos de Noruega (Stigebrandt, 1980), Columbia Británica (Foreman *et al.*, 1995) y Nueva Zelanda (Pritchard *et al.*, 2001), fenómenos que finalmente terminan afectando los procesos de mezcla e intercambio entre el fiordo y el mar abierto.

La dinámica interna del GAM está fuertemente influenciada por la variabilidad estacional. Los principales agentes moduladores son la corriente de boyantes y el viento, ambos forzantes vinculados a patrones estacionales. Por ejemplo, la descarga de los principales ríos de origen glaciar alcanza su máximo durante la primavera y el verano, coincidiendo con el aumento de las temperaturas atmosféricas y el consiguiente derretimiento de los glaciares que vierten al sistema y nutren a la principal fuente de agua dulce del sistema, el río Serrano. Paralelamente, las velocidades máximas del viento también se registran en estos períodos. Esto implica que ambos forzantes, esenciales en la dinámica de GAM, operan bajo un régimen energético similar. Lo cual difiere a lo que sucede en Patagonia Norte (Aysén) donde los principales forzantes presentan regímenes energéticos en diferente temporada (Soto-Riquelme *et al.*, 2023).

El río Serrano destaca dentro los principales ríos de la Patagonia con una media anual de $420 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$, con promedios en verano de unos $800 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ y máximos que alcanzan los $2000 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$. Este río representa el 55 % del total de agua dulce que ingresa al sistema GAM, cuyo valor total es de $762 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$. Esta cantidad de agua dulce le brinda al sistema la energía para hacer circular el agua, en el

conocido proceso denominado circulación estuarina o gravitacional. En este proceso, el gradiente horizontal de densidad genera una capa superficial relativamente delgada y rápida, que tiende a moverse hacia fuera del sistema. Simultáneamente, hay una capa inferior, más gruesa y lenta, que se mueve en dirección opuesta, hacia el interior del sistema.

Comparativamente, el sistema GAM es altamente estratificado, lo que puede ser estimado a través de la Anomalía de Energía Potencial (PEA) (Simpson *et al.*, 1981), resultando en valores superiores a los encontrados en Patagonia Norte (**Figura. 49**). Un índice PEA alto en GAM indica una estratificación pronunciada, la cual a su vez implica grandes gradientes de densidad que propician la disipación de energía hacia las capas profundas, restringiendo la mezcla turbulenta en el sistema, como aquella inducida en la superficie por el viento. Desde una perspectiva dinámica, tal estratificación en GAM limita la mezcla turbulenta y la transferencia de momentum, pudiendo generar en las zonas más profundas, o bajo la pycnoclina, una retención o incluso un cuasi-estancamiento de agua, debido también a la ausencia de otros forzantes como la marea.

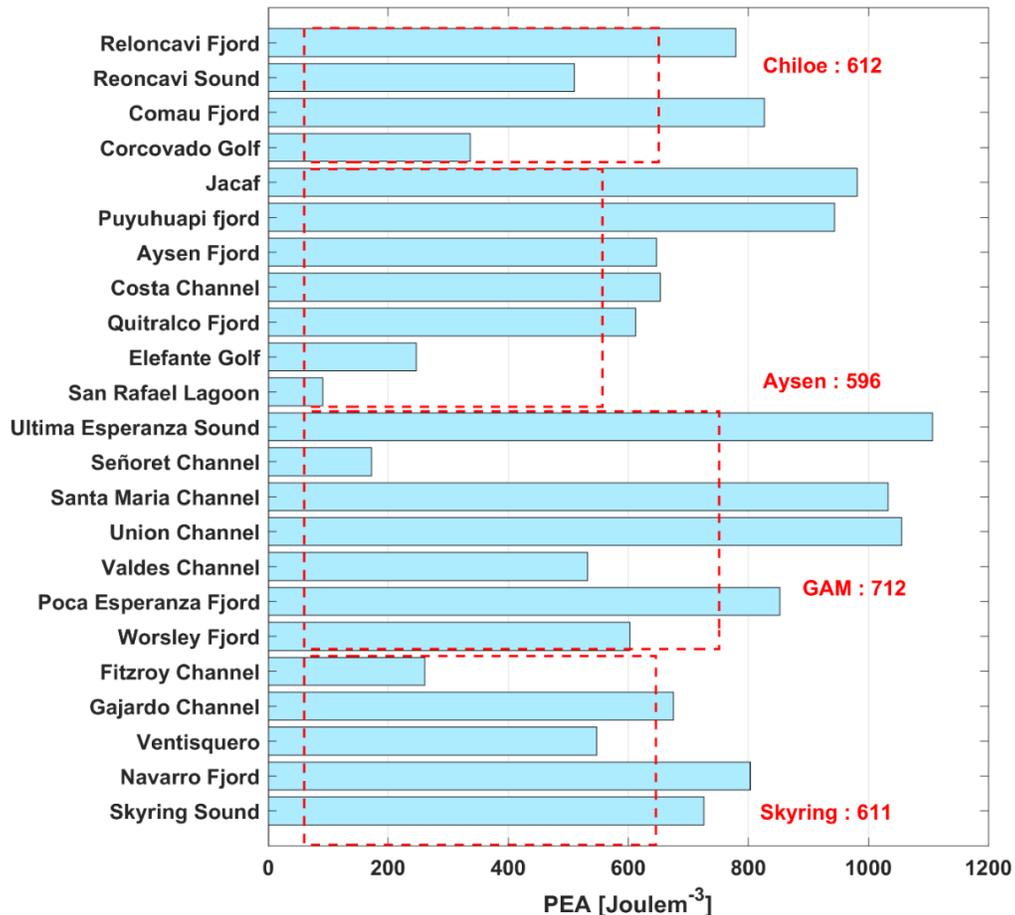


Figura 49: Anomalía de Energía Potencial (PEA) en distintos cuerpos de agua de la Patagonia (barra azul) y los promedios de las cuencas hidrográficas y/o administraciones a las que pertenecen (línea roja fragmentada).

En el GAM el viento es más intenso en primavera y verano, dominando una dirección de oeste a este. Los flujos que el empuje de estos vientos genera en la superficie del agua interaccionan, y a veces compiten, con los flujos creados por el gradiente de presión horizontal debido a la descarga de agua dulce. Aunque esta interacción varía, los modelos sugieren que el gradiente de presión baroclínico domina la circulación del Golfo, lo que se ve en una circulación superficial de este a oeste, opuesta a la del viento. Sin embargo, aún se necesita investigar más acerca de este equilibrio dinámico. El Seno Skyring, otro sistema semicerrado en Magallanes, muestra una circulación influenciada principalmente por el viento (Pinilla *et al.*, 2022), posiblemente debido a las menores descargas fluviales en comparación con el sistema del GAM. Aun así, el viento sigue afectando significativamente a GAM, causando fluctuaciones superficiales, especialmente en primavera y verano.

Las mediciones de corriente en áreas específicas de GAM, como el paso Vattuone o el canal Valdés, muestran velocidades elevadas entre la superficie y los primeros 20 a 40 m de la columna de agua. Sin embargo, a mayores profundidades, la velocidad de la corriente disminuye notablemente, lo que sugiere una fuerte disipación de energía. La alta estratificación del sistema, especialmente en las cabezas de fiordos de descarga de agua dulce se supone es el mecanismo detrás de la disipación de esta gran cantidad de energía que ingresa por la superficie, pero aún se requiere de mayor investigación para su cuantificación y posibles otros procesos. Además, es relevante destacar que las mediciones de corriente en GAM indican que entre el 25% y el 60% de la variabilidad total puede atribuirse a fluctuaciones sinópticas del viento local. También se detectó la presencia de ondas internas en las mediciones de Canal Valdés, las cuales mostraron energía de baja frecuencia a profundidades superiores a 70 m. Estos hallazgos subrayan la complejidad de los procesos oceanográficos en GAM y la importancia de considerar múltiples factores y su interacción para comprender adecuadamente la dinámica de este sistema.

Los flujos de intercambio entre un sistema estuarino y el océano costero son relevantes en términos de circulación, tiempos de residencias, oxígeno, nutrientes etc., y en el caso de GAM el limitado intercambio se da principalmente a través el canal Kirke, lo cual es respaldado por el valor promedio de los volúmenes de transporte (salida Kirke: 2751 m³s⁻¹ y entrada Kirke: 2614 m³s⁻¹) obtenidos en el modelo hidrodinámico.

El modelo hidrodinámico, al proporcionar información detallada en un amplio espacio geográfico revela, al igual que las observaciones, que en las regiones más profundas de GAM, la energía superficial se disipa, llevando a estas áreas a un estado de aislamiento y estancamiento. Zonas como el Fiordo Última Esperanza, Fiordo Worsley y Fiordo Poca Esperanza son ejemplos de estas áreas con circulación limitada. Esta dinámica no solo tiene relevancia desde un punto de vista oceanográfico, sino también ambiental. Estas áreas estancadas pueden presentar condiciones de baja oxigenación y acumulación de sustancias, lo que en última instancia podría afectar a la calidad del agua.

Variabilidad interanual en la hidrodinámica del Golfo Almirante Montt

La dinámica y la circulación en GAM se modulan por la descarga de agua dulce, el viento, la atenuación de la onda de marea y su limitada conexión con el océano costero. Todas estas características

propician un sistema altamente estratificado, donde la variabilidad estacional es dominante. Por otro lado, la variabilidad interanual que presentan los forzantes puede ralentizar o acelerar la circulación, impactando en el transporte, flujos de intercambio con el océano costero, tiempos de residencia, etc.

La magnitud del viento en la región de Magallanes puede variar significativamente debido a patrones de presión atmosférica, como el Cinturón de los Vientos del Oeste y las variaciones en el Índice de Oscilación del Sur. El Modo Anular Austral (SAM) también puede influir en la Patagonia, afectando los patrones de precipitación, temperatura y deshielo glaciar; generando fluctuaciones en las magnitudes de descarga de los ríos.

La cantidad de precipitación influye directamente en la descarga de agua de los ríos, y así años con mayor precipitación resultarán en mayores descargas y mayores gradientes de presión horizontal que impulsen la circulación superficial y el aumento de la estratificación del sistema. En este sentido también la variabilidad interanual de la temperatura atmosférica en Magallanes, puede propiciar (o no) el deshielo de glaciares y nieve, especialmente en los meses de primavera y verano, lo cual juega un papel significativamente a la descarga total de agua dulce al sistema, pues el río Serrano, que es el de mayor contribución al sistema, es de régimen glaciar. En base al modelo hidrodinámico, el cual cubrió los años 2016, 2017 y 2018, se pudo observar el impacto de la variabilidad interanual. Así, por ejemplo, el verano del año 2018 el río Serrano presentó por sobre la media y mayor a los otros 2 años de simulación (2016 y 2017). Este mayor ingreso de energía al sistema se tradujo en un aumento de las velocidades superficiales y en un mayor transporte de salida por los canales de conexión Kirke y Santa María. Por otro lado, en las mediciones del año 2023 y 2024 se observó la mayor variabilidad interanual se dio en otoño, cuando la temperatura atmosférica del año 2024 fue sensiblemente menor al 2023; así en mayo del año 2024 la temperatura de la estación meteorológica alcanzó 2.8°C, respecto de los 6.5°C del mes de mayo del año anterior y en junio del 2024 apenas promedió 0°C en junio respecto de los 3.5°C del año anterior. Esta disminución de la temperatura del otoño del 2023 al 2024 provocó una descarga del río Serrano por debajo de la media inter decadal ($<200 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$) y que también la estratificación del sistema fuese menor (PEA mayo 2024: 580 Joule m^{-3} y PEA mayo 2023: 783 Joule m^{-3}). Igualmente, la menor descarga del río Serrano llevó a un menor gradiente de presión horizontal que se vio reflejado en las mediciones de la corriente euleriana dentro de GAM como en el Canal Valdés y el paso Vattuone, donde las velocidades fueron comparativamente menores durante mayo del año 2024.

Escalas de intercambio de agua

El concepto de edad del agua es una herramienta valiosa para comprender la dinámica de los sistemas acuáticos, en particular en regiones complejas como los fiordos de la Patagonia. La variabilidad en la edad del agua en GAM revela patrones de transporte y mezcla, esenciales para comprender los procesos físicos y biogeoquímicos en la región.

Las escalas de tiempo de intercambio de agua al interior del GAM muestran valores altos (~ 1000 días) comparados con otros lugares de la Patagonia, como en la Patagonia norte donde se encontraron en etapas anteriores de este mismo programa valores máximos de 300 días (Pinilla *et al.* 2020). Las altas edades del agua de GAM solo son superadas por las detectadas en el seno Skyring, un sistema

cercano a GAM, cuyos valores exceden los 5000 días (Pinilla *et al.* 2022). Independientemente de los valores absolutos, tanto en Patagonia norte como en GAM, las cabezas de los fiordos los que en general presentan las edades de agua más alta. En GAM los lugares con mayor tiempo de intercambio son la cabeza de los Fiordos Última Esperanza, Worsley, Poca Esperanza y el propio Golfo Almirante Montt. Debido a las implicancias que la edad del agua tiene con otros procesos relacionados con, entre otros, la calidad el agua es conveniente destacar que estos mismos cuerpos acuáticos y especialmente los 2 últimos (Fiordo Poca Esperanza y GAM) son los que albergan una mayor cantidad de cultivos de salmón (<https://mapas.subpesca.cl/ideviewer/>).

La comprensión de los procesos que controlan el intercambio de agua entre el océano y GAM es relevante, pues puede que, ante la tendencia del incremento de la descarga de agua dulce, estimada en este estudio en $\sim 100 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ en los últimos 40 años, el balance del intercambio pueda estar modificándose y así también las condiciones de calidad del agua, lo que es importante conocer y considerar para la gestión costera a más largo plazo.

Según el modelo de edad del agua, el canal Kirke emerge como el principal conducto de intercambio entre el exterior y el interior. Si bien este intercambio parece estar influenciado por la descarga de agua dulce durante el verano, los procesos involucrados parecen ser más intrincados. En fiordos con umbrales topográficos, es habitual que la renovación de aguas profundas procedentes del exterior ocurra cuando aguas con mayor salinidad fluyen como corrientes gravitacionales en el lecho del fiordo. Así, esta renovación está estrechamente vinculada a periodos donde se incrementa la salinidad como igualmente observaron anteriores trabajos de Diaz *et al.* (2023), Pinilla *et al.* (2020), Stigebrandt & Aure (1989) y Gade & Edwards (1980). Sin embargo, en la confluencia Kirke-Valdés, parece existir un desfase entre la renovación de aguas profundas y el aumento de salinidad. Además, la renovación de estas aguas profundas parece estar ligada a una disminución de la salinidad superficial y a las descargas fluviales, pero no necesariamente a cambios en el patrón de las corrientes.

Índice de Calidad del Agua: contexto de su implementación.

La sostenibilidad en la acuicultura es un gran desafío en el contexto de cambio climático. Evaluar y gestionar la capacidad de carga ecológica de los ecosistemas acuáticos donde se desarrolla la acuicultura es fundamental para asegurar que estas prácticas sean sostenibles y no comprometan la salud del entorno natural. El índice de calidad del agua (ICA), enfocado inicialmente en el oxígeno disuelto (OD), es una herramienta que busca proporcionar información basada en ciencia de apoyo para la toma de decisiones.

El marco conceptual desarrollado en este estudio tiene como objetivo proporcionar una estrategia a largo plazo para operativizar conceptos complejos como la capacidad de carga en términos de índices simplificados que den cuenta del estado de calidad de agua en los ecosistemas donde se emplaza la acuicultura. Esta primera etapa se centra en el OD como variable principal, pero el marco está diseñado para ser escalable y adaptable en el futuro, pudiendo incluir otras variables que robustezcan este índice.

¿Por qué el oxígeno disuelto como variable base en el índice de calidad del agua?

El oxígeno disuelto (OD) fue seleccionado como la variable principal para este índice debido a su papel en la salud del ecosistema y su fuerte correlación con otros parámetros biogeoquímicos y físicos. El OD es relativamente fácil de monitorear y modelar, respecto de otros parámetros también utilizados en otras experiencias de índices de calidad de agua. Esto, en el contexto de la Patagonia, permite su aplicación a gran escala en un menor tiempo. Además, la normativa ambiental chilena ya reconoce al OD como un parámetro clave, lo que facilita su aceptación e implementación por parte de la administración. El OD actúa como un indicador sensible de la capacidad de carga del sistema acuático, y niveles críticos de OD pueden indicar condiciones hipóxicas que ponen en riesgo la sostenibilidad de la acuicultura y el medio ambiente.

El OD es una variable integradora que se correlaciona fuertemente con los nutrientes, como así se observó en el análisis de mediciones de nutrientes y OD realizadas por el IFOP en los últimos años. El análisis de correlación de los parámetros observados muestra una relación lineal inversa entre el OD y varios nutrientes. Específicamente, las correlaciones entre el OD con el nitrato, el silicato y el fosfato son de -0.7, -0.8 y -0.4, respectivamente. Esto indica que, en general, bajas concentraciones de oxígeno están acompañadas por altos niveles de nutrientes, y viceversa.

Aunque la eutrofización, como respuesta biológica al enriquecimiento de nutrientes, es un proceso bien documentado y representa una amenaza para los ecosistemas costeros globales, la cuantificación y monitoreo de nutrientes es compleja (Coffin *et al.*, 2018). A diferencia de la producción primaria medida por clorofila, el OD podría ser un mejor indicador del impacto de los nutrientes, ya que se mide fácilmente y refleja tanto la producción de oxígeno por fotosíntesis como su consumo por respiración (Kemp & Boynton, 1980).

Igualmente, el OD está directa y fuertemente correlacionado con parámetros físicos como la edad del agua (Hafeez *et al.*, 2019) y, por tanto, bajas concentraciones de oxígeno son esperables en zonas de también escasa circulación y renovación de aguas.

Los avances tecnológicos recientes y el relativo bajo costo de los sensores de OD los convierten en herramientas confiables que proporcionan datos precisos con un mantenimiento mínimo en campo, lo cual es más complicado y costoso para otros parámetros, especialmente los nutrientes. Según Coffin *et al.* (2018), una métrica de hipoxia mostró una alta correlación con factores críticos para la absorción de nutrientes, como la carga de nitrato y el tiempo de residencia del agua, explicando más del 70% de la variabilidad en las condiciones hipóxicas.

El OD permite operativizar indirectamente conceptos complejos como la capacidad de carga ecológica y/o la capacidad de asimilación de un ecosistema marino, conceptos que usualmente son mencionados como parte de normativas y legislación tanto en Chile como en otros países con desarrollo de la acuicultura. En Chile, la Ley 18.892 General de Pesca y Acuicultura establece en sus artículos 74° y 78° que los centros de cultivo deberán mantener el equilibrio ecológico de la zona concedida y operar en niveles compatibles con las capacidades de los cuerpos de agua. Por su parte, el Reglamento Ambiental para la Acuicultura (RAMA) establece un límite de aceptabilidad de OD de 2.5 mg/L a 1 metro del fondo para evitar condiciones anaeróbicas y mantener la operación en los centros de cultivo. Para la reanudación de operaciones en centros evaluados previamente como

anaeróbicos, se exige un mínimo de 3.0 mg/L de OD. Sin embargo, el RAMA no especifica rangos permisibles para los nutrientes, por ejemplo, situación que hace más compleja su implementación en estos momentos. En caso de nuestro índice no requeriría nuevas definiciones normativas o solo requeriría ajustes menores, pues solo considera el OD, al igual que el RAMA, lo que facilita su implementación y operatividad en comparación con otras opciones más complejas. Este enfoque garantiza que el índice sea práctico y alineado con las normativas existentes, proporcionando una herramienta efectiva para la gestión ambiental de la acuicultura.

Otro factor a considerar, y que refuerza la elección del OD como la variable sobre la que se construye este índice, es que se espera que el cambio climático reduzca los niveles de OD en las zonas costeras, expandiendo las regiones hipóxicas existentes y creando nuevas, lo que causará un daño sustancial a los ecosistemas costeros (Hinson *et al.*, 2024; Gilbert *et al.*, 2010). El aumento observado de la hipoxia costera a nivel global es impulsado por el incremento de aportes antropogénicos de nutrientes en exceso, la menor solubilidad del O₂ en un océano más cálido y tasas más rápidas de actividad microbiana (Breitbart, 2018). Proyecciones precisas de las concentraciones de OD en estuarios son necesarias para desarrollar estrategias de gestión que reduzcan los impactos negativos del aumento de la hipoxia (Hinson *et al.*, 2024). Por lo tanto, el OD podría servir como un indicador o centinela de los efectos del cambio climático en el futuro, lo cual, le otorga un valor adicional.

Caso de estudio: Golfo Almirante Montt.

El Golfo Almirante Montt (GAM) abarca un sistema de fiordos que incluye el Fiordo Última Esperanza, el Canal Worsley, el Seno Obstrucción y el Seno Poca Esperanza, entre otros. Los resultados del índice de calidad del agua aplicados en el GAM revelan que gran parte de este cuerpo de agua, que incluye la zona más abierta del GAM y la mayoría de los canales de conexión con el océano (Kirke y Santa María), presentan condiciones regulares ($33 < ICA \leq 66$).

Sin embargo, en las cabezas del Fiordo Worsley, Fiordo Poca Esperanza y, en mayor medida, en el Fiordo Última Esperanza se presentan se observan condiciones críticas ($ICA \leq 33$). Estas zonas son coincidentes con las detectadas en el modelo hidrodinámico como zonas de baja energía y retención de aguas, lo que se alinea con las correlaciones observadas anteriormente en Reche *et al.* (2023) entre la edad del agua y el OD ($r = 0.71$), haciendo de la modelación numérica una útil herramienta para la cuantificación del OD. Estas áreas críticas indican un mayor riesgo para la salud del ecosistema y una capacidad de carga más limitada. La identificación de estas zonas permite focalizar esfuerzos de gestión y monitoreo, orientados a mitigar los impactos negativos y asegurar la sostenibilidad de las actividades acuícolas en el GAM.

Limitaciones y trabajo futuro

Mientras que esta primera etapa del marco conceptual basado en el OD ofrece una herramienta valiosa para la gestión de la acuicultura, este modelo simplificado puede no cuantificar todos los efectos importantes en el ecosistema, particularmente aquellos relacionados con los sedimentos marinos o con otras formas de nutrientes. Factores como los índices bióticos, el potencial redox, el pH



y la materia orgánica en los sedimentos pueden no estar necesariamente correlacionados con el OD. Por lo tanto, para futuras evaluaciones, se hace necesario que el ICA agregue indicadores adicionales que cuantifiquen la calidad del sedimento, lo cual permitirá entregar una evaluación más integral de la salud del ecosistema a través de esta metodología.

7. CONCLUSIONES

Hidrodinámica

- La conexión entre el océano costero y el Golfo Almirante Montt es limitada por la compleja línea de costa y constricciones batimétricas de sus dos canales Santa María y Kirke, que limitan el ingreso de aguas oceánicas y generan diferencias apreciables en las características oceanográficas en las cuencas anteriores y posteriores de dichas constricciones.
- Las constricciones de los canales Kirke y Santa María atenúan la onda de marea tras su paso al del Golfo Almirante Montt en un 88%, reduciendo la influencia mareal al interior del sistema, pero siendo aún crucial en los limitados intercambios de agua que tienen lugar a través de estos canales de conexión.
- La variabilidad estacional ambiental modula la dinámica del Golfo Almirante Montt, especialmente en el rol de las descargas de agua dulce de régimen glaciar y los patrones sinópticos del viento, lo cual es especialmente notorio en primavera y verano.
- Las descargas totales de agua dulce que desembocan en el Golfo Almirante Montt alcanzan un valor superior anual a $700 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$, promoviendo una vigorosa circulación estuarina de baja frecuencia, la cual interacciona y compite con el viento en el control de la circulación y procesos oceanográficos.
- Las descargas totales presentan una tendencia a aumentar sus caudales, este aumento se ha estimado en $\sim 100 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ en los últimos 40 años.
- El patrón estacional del viento tiene un marcado componente del oeste constante durante todo el año, mientras que su intensidad es mayor durante la primavera y verano, y se debilita hacia los meses de otoño.
- Las regiones más profundas del Golfo Almirante Montt, que varían entre 50 y 400 m de profundidad carecen de un forzamiento que le otorgue dinamismo y tienden a quedar aisladas, provocando el estancamiento de aguas, lo cual puede significar la presencia de ecosistemas frágiles a perturbaciones por la escasa renovación de sus aguas. Estas zonas se localizan en amplios sectores del Fiordo Última Esperanza, Fiordo Worsley y Fiordo Poca Esperanza.
- La variabilidad interanual que presentan la temperatura atmosférica, viento y descarga de agua dulce tiene un impacto directo en la velocidad de la corriente, flujos de intercambio y en la estratificación del sistema.
- La edad del agua en Golfo Almirante Montt es alta comparada con otros lugares de la Patagonia, alcanza valores de 700 a 800 días en las cabezas de los fiordos, con máximos por encima de 1000 días en aquellos más profundos (Fiordo Última Esperanza) y mínimo en torno a 300 días en los canales de conexión más cercanos al exterior del golfo (canales Kirke y Santa María).

Índice de Calidad del Agua

- Fue propuesto un marco conceptual para operativizar el concepto de capacidad de carga mediante un índice de calidad de agua. Este marco es escalable y adaptable, permitiendo la integración de nuevas variables y procesos en el futuro.
- Para esta etapa se seleccionó el oxígeno disuelto como la variable principal debido a su papel crucial en la salud del ecosistema, su relativa facilidad de monitoreo y modelación, su fuerte correlación con otros parámetros (nitrato $r = -0.7$; silicato $r = -0.8$) y que, además, al ser una variable que ya se encuentra recogida en el Reglamento Ambiental para la Acuicultura con límites de aceptabilidad definidos, facilita su inclusión a la normativa vigente.
- La variabilidad vertical del oxígeno disuelto a lo largo de los diferentes estratos de la columna de agua, exige un protocolo para la categorización espacial del índice de calidad del agua; se opta por alinearse con el Reglamento Ambiental para la Acuicultura que establece un mínimo de 3.0 mg/L de oxígeno disuelto en la capa más profunda para operar en entornos categorizados anteriormente como anaeróbicos.
- El modelo de oxígeno disuelto tiene una fuerte correlación con todas las áreas estudiadas en el Golfo Almirante Montt, mostrando en todos para casos coeficientes superiores en torno a 0.8. La zona de mejores correlaciones es el canal Unión ($r = 0.89$) que sirve de conexión del sistema interior anterior a las constricciones de los canales Kirke y Santa María, mientras que las menores correlaciones en el Seno Poca Esperanza ($r = 0.77$) al interior del Golfo Almirante Montt.
- Las observaciones muestran zonas hipóxicas en el Fiordo Última Esperanza, Fiordo Worsley, Fiordo Poca Esperanza, y Paso Vattuone. Esta condición ocurre a partir de los 50 m de profundidad, aproximadamente. Los resultados del modelo de oxígeno disuelto reproducen la condición de hipoxia en estos tres fiordos, revelando que las zonas de menor concentración de oxígeno disuelto se encuentran en las cabezas de los fiordos.
- El índice de calidad de agua señala una calidad regular en la mayor parte del Golfo Almirante Montt. Sin embargo, las áreas más vulnerables, donde la calidad de agua es crítica, se presentan principalmente en las cabeceras de los fiordos Worsley, Poca Esperanza y Última Esperanza (éste último en mayor proporción) y, también, aunque en menor proporción, en las inmediaciones del Paso Vattuone.

8. REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Aguayo, R., León-Muñoz, J., Vargas-Baecheler, J., Montecinos, A., Garreaud, R., Urbina, M., & Iriarte, J. L. (2019). The glass half-empty: climate change drives lower freshwater input in the coastal system of the Chilean Northern Patagonia. *Climatic Change*, 155(3), 417-435.
- Araya-Vergara, J. (1997). Geomorfología comparada de los fiordos de Chiloé y Aysén. Resultados del Crucero CIMAR 1 – Fiordos. Comité Oceanográfico Nacional, Valparaíso. Libro de Resúmenes: 15-17. Disponible en: http://aysen.udec.cl/wp-content/uploads/Araya_Vergara_1996.pdf.
- Araya-Vergara, J. F. (1999). Perfiles longitudinales de fiordos de Patagonia Central. *Cienc. Tecnol. Mar.* 22: 3-29.
- Araya-Vergara, J. (2006). Geomorfología submarina de fiordos y piedmonts patagónicos. Avances en el conocimiento oceanográfico de las aguas interiores chilenas, Puerto Montt a cabo de Hornos. N. Silva and S. Palma (Eds.). Valparaíso, Comité Oceanográfico Nacional Pontificia Universidad Católica de Valparaíso: 25-27 pp.
- Bendat, J., A. Piersol. (1986). *Random Data: Analysis and Measurement Procedures*. John Wiley: pp. 566.
- Bendtsen, J., Mortensen, J., Rysgaard, S. (2014). Seasonal surface layer dynamics and sensitivity to runoff in a high Arctic, *J. Geophys. Res.Oceans*, 119, 6461–6478.
- Bolin, B., Rodhe, H. (1973). A note on the concepts of age distribution and transit time in natural reservoirs. *Tellus* 25, 58–62.
- Boon, J.D. (2004). *Secrets of the Tide: Tide and Tidal Current Analysis and Applications, Storm Surges and Sea*.
- Boynton, W. R., Garber, J. H., Summers, R., Kemp, W. M. (1995). Inputs, transformations, and transport of nitrogen and phosphorus in Chesapeake Bay and selected tributaries. *Estuaries*, 18, 285-314.
- Breitburg, D., Levin, L. A., Oschlies, A., Grégoire, M., Chavez, F. P., Conley, D. J., ... Zhang, J. (2018). Declining oxygen in the global ocean and coastal waters. *Science*, 359(6371), eaam7240.
- Buschmann AH, Cabello, F., Young, K., Carvajal, J., Varela, DA. (2009). Salmon aquaculture and coastal ecosystem health in Chile: analysis of regulations, environmental impacts and bioremediation systems. *Ocean Coast Manage* 52: 243–249.
- Bustos B. (2012). Brote del virus ISA: crisis ambiental y capacidad de la institucionalidad ambiental para manejar el conflicto. *Eure*. 38 (115) 219-245 pp. Disponible en http://www.scielo.cl/scielo.php?pid=S0250-71612012000300010&script=sci_arttext

- Carrasco, C., Silva, N. (2006). Comparación de las características oceanográficas físicas y químicas presentes en la zona de Puerto Montt a la boca del Guafo entre el invierno y la primavera de 2004 y entre las primaveras de 1995 y 2004. *Ciencia y Tecnología del Mar* 33(2): 17-44.
- Coffin, M. R., Courtenay, S. C., Pater, C. C., van den Heuvel, M. R. (2018). An empirical model using dissolved oxygen as an indicator for eutrophication at a regional scale. *Marine pollution bulletin*, 133, 261-270.
- Comité Oceanográfico Nacional. (2021). CIMAR 25 años, Cruceros de Investigación Marina en Áreas Remotas. 542 p. ISBN: 978-956-235-032-7. Disponible en: http://www.cona.cl/pub/libros_RS_CIMAR/LRP_cimar_025.pdf.
- Deleersnijder, E., Campin, J.M., Delhez, E.J.M. (2001). The concept of age in marine modelling: I. Theory and preliminary model results. *J. Mar. Syst.* 28, 229–267
- Deleersnijder, E., Mouchet, A., Delhez, E.J.M., Beckers, J.M. (2002). Transient behaviour of water ages in the world ocean. *Math. Comput. Model.* 36, 121–127.
- Deleersnijder, E. (2007). Timescale- and tracer-based methods for understanding the results of complex marine models. *Editorial, Estuarine, Coastal and Shelf Science* 74.
- Delhez, E.J.M., Campin, J.M., Hirst, A.C., Deleersnijder, E. (1999). Toward a general theory of the age in ocean modelling. *Ocean Model.* 1, 17–27.
- Delhez, E.J.M., Deleersnijder, E. (2002). The concept of age in marine modelling II. Concentration distribution function in the English Channel and the North Sea. *Journal of Marine Systems* 31, 279-297.
- Delhez, E.J.M., Heemink, A.W., Deleersnijder, E. (2004). Residence time in a semi-enclosed domain from the solution of an adjoint problem. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 61, 691-702.
- DHI (2019). Mike 3, User guide and reference manual. Danish Hydraulic Institute, Denmark.
- Díaz, P. A., Pérez-Santos, I., Basti, L., Garreaud, R., Pinilla, E., Barrera, F., Tello, A., Schwerter, C., Arenas-Uribe, S., Soto-Riquelme, C., Navarro, P., Díaz, M., Álvarez, G., Linford, P., Altamirano, R., Mancilla-Gutiérrez, G., Rodríguez-Villegas, C. & Figueroa, R. I. (2023). The impact of local and climate change drivers on the formation, dynamics, and potential recurrence of a massive fish-killing microalgal bloom in Patagonian fjord. *Science of the Total Environment*, 865, 161288.
- Emery, W. J., Thomson, R. E. (1998). *Data Analysis Methods in Physical Oceanography*. Pergamon Press: pp. 634.
- England, M.H. (1995). The age of water and ventilation timescales in a global ocean model. *J. Phys. Oceanogr.* 25, 2756–2777.
- Fisher, J., Angel, D., Callier, M., Cheney, D., Filgueira, R., Hudson, B., ... Byron, C. J. (2023). Ecological carrying capacity in mariculture: Consideration and application in geographic strategies and policy. *Marine Policy*, 150, 105516.

- Foreman, M. G. G., Walters, R. A., Cummins, P. F. (1995). "Tidal energy in fjords." *Journal of Physical Oceanography*, 25(8), 1572-1593.
- Fuentes, J. (2014). Evolución del régimen ambiental de la acuicultura en Chile. *Revista de Derecho de la Pontificia Universidad Católica de Valparaíso* no.42 Valparaíso. http://www.scielo.cl/scielo.php?script=sci_arttext&pid=S0718-68512014000100013#footnote-33032-2.
- Gade, H. G., & Edwards, A. (1980). Deep water renewal in fjords. In *Fjord oceanography* (pp. 453-489). Boston, MA: Springer US.
- Gilbert, D., Rabalais, N. N., Diaz, R. J., Zhang, J. (2010). Evidence for greater oxygen decline rates in the coastal ocean than in the open ocean. *Biogeosciences*, 7(7), 2283-2296.
- Godoy, M.G., Aedo, A., Kibenge, M.J., Groman, D.B. (2008) First detection, isolation and molecular characterization of infectious salmon anaemia virus associated with clinical disease in farmed Atlantic salmon (*Salmo salar*) in Chile. *BMC Vet Res* 4:28
- Gregoire, M., Oguz, T. (2003). *Modeling Biogeochemical Processes in Marine Ecosystems*. UNESCO – EOLSS. Sample Chapters. Oceanography – Vol.III.
- Gustafsson, K.E., Bendtsen, J. (2007). Elucidating the dynamics and mixing agents of a shallow fjord through age tracer modeling. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 74 (4), 641–654.
- Hafeez, M. A., Nakamura, Y., Inoue, T., Hosokawa, S., Matsuzaki, Y. (2019). Quantification of bottom water age by using temperature based age index model and its relationship with bottom water dissolved oxygen concentration in Ise Bay, Japan. *Journal of Japan Society of Civil Engineers, Ser. B2 (Coastal Engineering)*, 75(2), I_1003-I_1008.
- Hinson, K.E., Friedrichs, M.A.M., Najjar, R.G. (2024). Response of hypoxia to future climate change is sensitive to methodological assumptions. *Sci Rep* 14, 17544 (2024).
- Hirst, A.C. (1999). Determination of water component age in ocean models: application to the fate of North Atlantic Deep Water. *Ocean Modelling* 1, 81–94.
- Hong, B., J. Shen (2013), Linking dynamics of transport timescale and variations of hypoxia in the Chesapeake Bay, *J. Geophys. Res. Oceans*, 118, 6017–6029.
- Hunter, J.R., Craig, P.D., Phillips, H.E. (1993). On the use of random walks models with spatially variable diffusivity. *Journal of Computational Physics* 106, 366–376.
- Kannel, P. R., Lee, S., Lee, Y. S., Kanel, S. R., & Khan, S. P. (2007). Application of water quality indices and dissolved oxygen as indicators for river water classification and urban impact assessment. *Environmental monitoring and assessment*, 132, 93-110.
- Karstensen, J., Tomczak, M. (1998). Age determination of mixed water masses using CFC and oxygen data. *Journal of Geophysical Research* 103 C9, 18599–18609.
- Kawase, M., Bang, S. (2013). Seasonal variability of salinity and circulation in a silled estuarine fjord: a numerical model study. *Coni. Shelf Res.* 71:109-126.

- Kemp, W. M., Boynton, W. R. (1980). Influence of biological and physical processes on dissolved oxygen dynamics in an estuarine system: Implications for measurement of community metabolism. *Estuarine and Coastal Marine Science*, 11(4), 407-431.
- Kendall, M.G. (1975). Rank correlation methods. London: Griffin.
- Landman MJ, van den Heuvel MR, Ling N. 2005. Relative sensitivities of common freshwater fish and invertebrates to acute hypoxia. *New Zealand Journal of Marine and Freshwater Research*, 39: 1061–1067.
- Liang, X., Lettenmaier, D., Wood, E., Burges, S. (1994), A simple hydrologically based model of land surface water and energy fluxes for general circulation models, *J. Geophys. Res.*, 99(D7), 14415–14428, doi:10.1029/94JD00483
- Linford, P., Pérez-Santos, I., Montero, P., Díaz, P. A., Aracena, C., Pinilla, E., Barrera, F., Castillo, M., Alvera-Azcárate, A., Alvarado, M., Soto, G., Pujol, C., Schwerter, C., Arenas-Urbe, S., Navarro, P., Mancilla-Gutiérrez, G., Altamirano, R., San Martín, J., Soto-Riquelme, C.: Oceanographic processes driving low-oxygen conditions inside Patagonian fjords, *Biogeosciences*, 21, 1433–1459, <https://doi.org/10.5194/bg-21-1433-2024>, 2024.
- Mann, H.B. (1945). Nonparametric tests against trend. *Econometrica*, 13, 245–259.
- Medina, Y., Muñoz, E. (2020). Estimation of Annual Maximum and Minimum Flow Trends in a Data-Scarce Basin. Case Study of the Allipen river Watershed, Chile. *Water*, 12(1), 162.
- Miller, DC, Poucher SL, Coiro L. 2002. Determination of lethal dissolved oxygen levels for selected marine and estuarine fishes, crustaceans, and a bivalve. *Marine Biology*, 140: 287–296.
- Monsen, N.E., Cloem, J.E., Lucas, L.V., Monismith, S.G. (2002). A comment on the use of flushing time, residence time, and age as transport timescales. *Limnology and Oceanography* 47 (5), 1545-1553.
- Mooers, C. (1973). A technique for cross spectrum analysis of pairs of complex-valued time series, with emphasis on properties of polarized components and rotational invariant. *Deep Sea Res.*, 20: 1129 – 1141.
- Myksovoll, M.S., Sandvik, A.D., Skarðhamar J, Sundby S. (2012). Importance of high resolution wind forcing on eddy activity and particle dispersion in a Norwegian fjord. *Estuar Coast Shelf Sci* 113: 293–304. <https://doi.org/10.1016/j.ecss.2012.08.019>.
- National Center for Environmental Prediction (2000). NCEP FNL Operational Model Global Tropospheric Analyses, Continuing from July 1999. National Weather Service, U.S. Department of Commerce, Research Data Archive at the National Center for Atmospheric Research, Computational and Information Systems Laboratory, Boulder, CO.
- Oliveira, A., Baptista, A.M. (1997). Diagnostic modeling of residence times in estuaries. *Water Resour. Res.* 33 (8), 1935–1946.

- Pawlowicz, R., Beardsley, B. Lentz, S. (2002). Classical tidal harmonic analysis including error estimates in matlab using `t_tide`. *Computers and Geosciences*, 28: 929-937.
- Pellicciotti, F., Burlando, P., Vliet, K. V. (2007). Recent trends in precipitation and streamflow in the Aconcagua River Basin, central Chile. *IAHS Publications-Series of Proceedings and Reports*, 318, 17-38.
- Pérez, T., Mattar, C., Fuster, R. (2018). Decrease in snow cover over the Aysén river catchment in Patagonia, Chile. *Water*, 10(5), 619.
- Pinilla, E., Soto, P., Soto-Riquelme, C., Venegas, O., Salas, P., Cortés, J. (2020). Informe final. Determinación de las escalas de intercambio de agua en fiordos y canales de la región de Los Lagos y región de Aysén del general Carlos Ibáñez del Campo / noviembre 2020. Disponible en: <https://www.ifop.cl/wp-content/contenidos/uploads/RepositorioIfop/InformeFinal/2021/P-656119.pdf>
- Pinilla, E., Soto, P., Soto-Riquelme, C., San Martín, J., Valdebenito, P., Reche, P. (2022). Informe final. Determinación de las escalas de intercambio de agua en fiordos y canales de la Patagonia chilena, 2021-2022 / diciembre 2022. Disponible en: <https://www.ifop.cl/wp-content/contenidos/uploads/RepositorioIfop/InformeFinal/2022/P-656144.pdf>
- Pritchard, M., Inall, M. E. (2001). "Tidal processes in New Zealand fjords." *Continental Shelf Research*, 21(12-13), 1365-1383.
- Reche, P., Pinilla, E., Soto-Riquelme, C., Soto, G., San Martín, J., Valdebenito, P. (2023). Informe final. Determinación de las escalas de intercambio de agua en fiordos y canales de la Patagonia chilena, 2022-2023 / agosto 2023. Disponible en: <https://www.ifop.cl/wp-content/contenidos/uploads/RepositorioIfop/InformeFinal/2023/P-656154.pdf>
- Riedel, B., Pados T., Pretterebner K., Schiemer L., Steckbauer A., Haselmair A. (2014). Effect of hypoxia and anoxia on invertebrate behaviour: ecological perspectives from species to community level. *Biogeosciences*, 11: 1491-1518.
- Rodrigo, C. (2006). Topografía submarina en canales de la Patagonia Norte. Avances en el conocimiento oceanográfico de las aguas interiores chilenas, Puerto Montt a cabo de Hornos. N. Silva & S. Palma (eds.) Comité Oceanográfico Nacional - Pontificia Universidad Católica de Valparaíso, Valparaíso, pp. 19-23.
- Sánchez, E., Colmenarejo, M. F., Vicente, J., Rubio, A., García, M. G., Travieso, L., & Borja, R. (2007). Use of the water quality index and dissolved oxygen deficit as simple indicators of watersheds pollution. *Ecological indicators*, 7(2), 315-328.
- Sandery, P.A., Kämpf, J. (2007). Transport timescales for identifying seasonal variation in Bass Strait, south-eastern Australia. *Estuar. Coast. Shelf Sci.* 74, 684-696.
- Sarricolea, P., Meseguer Ruiz, O., Romero-Aravena, H. (2017). Tendencias de la precipitación en el norte grande de Chile y su relación con las proyecciones de cambio climático. *Diálogo andino*, (54), 41-50.

- Schlitzer, R. (2021). Ocean Data View. Version 4.01,1-80 pp. Disponible en: <https://odv.awi.de/software/download/>.
- Sen, P.K., (1968). Estimates of the regression coefficient based on Kendall's tau. *Journal of the American Statistical Association*, 63, 1379–1389.
- Shen, J., Wang, H.V., (2007). Determining the age of water and long-term transport timescale of the Chesapeake Bay. *Estuar. Coast. Shelf Sci.* 74, 585–598.
- Silva, N., Sievers, H., Prado, R. (1995). Descripción oceanográfica de los canales australes de Chile. Zona Puerto Montt-Laguna San Rafael (Crucero Cimar-Fiordo 1). *Revista de Biología Marina. Valparaíso* 30, 2, 207–254.
- Silva, N., Calvete C., Sievers, H.A. (1997). Características oceanográficas físicas y químicas de canales australes chilenos entre Puerto Montt y laguna San Rafael (Crucero Cimar Fiordo 1). *Ciencia y Tecnología del Mar*, 20: 23 - 106.
- Silva, N., Calvete, C., Sievers, H. (1998). Masas de agua y circulación para algunos canales australes entre Puerto Montt y Laguna San Rafael, Chile (Crucero Cimar- Fiordo 1). *Ciencia y Tecnología del Mar* 21, 17–48.
- Silva, N., Palma, S. (2006). Producción científica del Programa CIMAR en los canales y fiordos Australes. Cruceros CIMAR 1 a 4 Fiordos, pp. 145-162. En: N. Silva & S. Palma (eds.). *Avances en el Conocimiento oceanográfico de las aguas interiores chilenas, Puerto Montt a cabo de Hornos*. Comité Oceanográfico Nacional-Pontificia Universidad Católica de Valparaíso, 162 pp.
- Silva, N., Vargas, C. A. (2014). Hypoxia in Chilean patagonian fjords. *Progress in Oceanography*, 129, 62-74.
- Sibson, R. (1981). A brief description of natural neighbor interpolation *Interpreting Multivariate Data* (pp. 21-36). Chichester: John Wiley.
- Sievers, H. A., Calvete, C., Silva, N. (2002). Distribución de características físicas, masas de agua y circulación general para algunos canales australes entre el Golfo de Penas y el estrecho de Magallanes (Crucero CIMAR Fiordo 2), Chile. *Cienc. Tecnol. Mar*, 25(2): 17-43.
- Simpson, J. H. (1981). The shelf-sea fronts: implications of their existence and behaviour. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series A, Mathematical and Physical Sciences*, 302(1472), 531-546.
- Skamarock, W.C., Klemp, J.B., Dudhia, J., Gill, D.O., Barker, D.M., Duda, M.G., Huang, X.-Y., Wang, W., Powers, J.G. (2008). A description of the advanced research WRF version 3. In: NCAR Technical Note (475). p. 125.
- Stigebrandt, A. (1980). The influence of tidal currents on fjord water exchange. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 11(2), 147-160.

- Stigebrandt, A., & Aure, J. (1989). Vertical mixing in basin waters of fjords. *Journal of physical oceanography*, 19(7), 917-926.
- Soto, P., Arriagada, M., Pinilla, E., Ruiz, C., Reche, P. (2015). Modelación de alta resolución aplicada a la conectividad y transporte hidrodinámico al interior de macro – zonas en la XII Región de Magallanes. Disponible en: <https://www.ifop.cl/wp-content/uploads/RepositorioIfop/InformeFinal/P-656080.pdf>
- Soto, P., Pinilla, E., Arriagada, M. (2017). Modelación de alta resolución aplicada al transporte hidrodinámico al interior del estero Elefante XI región de Aysén. Disponible en: <https://www.ifop.cl/wp-content/uploads/RepositorioIfop/InformeFinal/P-656087.pdf>
- Soto, P., Pinilla, E., Reche, P., Soto-Riquelme, C., Cortés, J. (2022). Modelación de alta resolución aplicado al transporte hidrodinámico y su relación con procesos químico-biológicos en seno Skyring y canales aledaños, región de Magallanes y Antártica Chilena. Disponible en: <https://www.ifop.cl/wp-content/uploads/RepositorioIfop/InformeFinal/P-656080.pdf>
- Soto-Riquelme, C., Pinilla, E., Ross, L. (2023). Wind influence on residual circulation in Patagonian channels and fjords. *Continental Shelf Research*, 254, 104905.
- Sutadian, A. D., Muttill, N., Yilmaz, A. G., & Perera, B. J. C. (2016). Development of river water quality indices—a review. *Environmental monitoring and assessment*, 188, 1-29.
- Thomson, R. E., Emery, W. J. (2014). *Data analysis methods in physical oceanography*. Newnes.
- Uddin, M. G., Nash, S., Rahman, A., & Olbert, A. I. (2022). A comprehensive method for improvement of water quality index (WQI) models for coastal water quality assessment. *Water Research*, 219, 118532.
- Uddin, M. G., Nash, S., Rahman, A., & Olbert, A. I. (2023). A sophisticated model for rating water quality. *Science of the Total Environment*, 868, 161614.
- Valdenegro, A., Silva, N. (2003). Caracterización oceanográfica física y química de la zona de canales y fiordos australes de Chile entre el estrecho de Magallanes y cabo de Hornos (CIMAR 3 fiordo). *Ciencia y Tecnología del Mar* 26(2): 19-60.
- Vaquer-Sunyer, R., Duarte, C. M. (2008). Thresholds of hypoxia for marine biodiversity. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 105(40), 15452-15457.
- Viero, DP., Defina, A. (2016). Water age, exposure time, and local flushing time in semi-enclosed, tidal basins with negligible freshwater inflow. *Journal of Marine Systems*, Volume 156, p. 16-29.
- Visser, A.W., (1997). Using random walk models to simulate the vertical distribution of particles in a turbulent water column. *Marine Ecology Progress Series* 158, 275–281.
- Walker, S.J., (1999). Coupled hydrodynamic and transport models of Port Phillip Bay, a semi-enclosed bay in south-eastern Australia. *Australian Journal of Marine and Freshwater Research* 50, 469e481.



Zhang, W.G., Wilkin, J.L., Schofield, O. (2010). Simulation of water age and residence time in New York Bight. *J. Phys. Oceanogr.* 40, 965–982.

Zimmerman, J.T.F. (1976). Mixing and flushing of tidal embayments in the Western Dutch Wadden Sea. Part I: Distribution of salinity and calculation of mixing time scales. *Neth. J. Sea Res.*



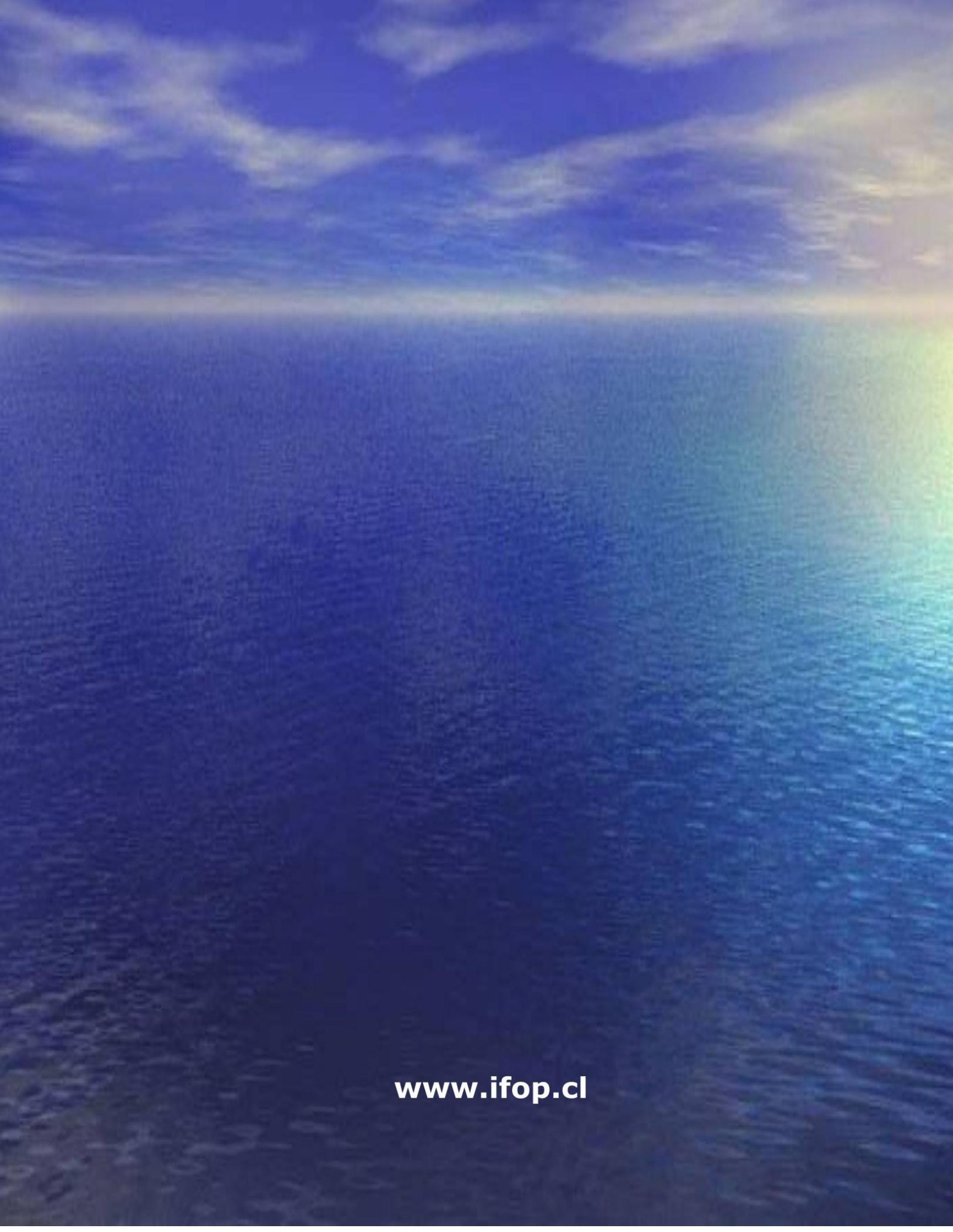
INSTITUTO DE FOMENTO PESQUERO

Almte. Manuel Blanco Encalada 839

Fono 56-32-2151500

Valparaíso, Chile

www.ifop.cl



www.ifop.cl