



INFORME FINAL

Convenio de desempeño 2018:

Determinación de las escalas de intercambio de agua en
fiordos y canales de la Patagonia sur, Etapa II
SUBSECRETARÍA DE ECONOMÍA Y EMT / octubre 2019

INFORME FINAL

Convenio de desempeño 2018:
Determinación de las escalas de intercambio de
agua en fiordos y canales de la Patagonia sur, Etapa II

SUBSECRETARÍA DE ECONOMÍA Y EMT / octubre 2019

REQUIRENTE

**SUBSECRETARÍA DE ECONOMÍA Y
EMPRESAS DE MENOR TAMAÑO**

Subsecretaria de Economía y
Empresas de Menor Tamaño
Ignacio Guerrero Toro

EJECUTOR

INSTITUTO DE FOMENTO PESQUERO, IFOP

Director Ejecutivo
Luis Parot Donoso

Jefe División Investigación en Acuicultura
Leonardo Guzmán Méndez

JEFE PROYECTO

Elías Pinilla Matamala

AUTORES

Elías Pinilla Matamala
Gabriel Soto Soto
Camila Soto Riquelme

COLABORADORES

Oliver Venegas Mella
Patricio Salas Salas
Pablo Reche García
Marcela Arriagada Ortega
Manuel Moya Vega
Miguel Vergara Barría
Javier Cortes Puebla

INDICE GENERAL

INDICE GENERAL		i
RESUMEN EJECUTIVO		iii
1. ANTECEDENTES		5
2. OBJETIVOS		8
2.1 Objetivo general		8
2.2 Objetivos específicos.....		8
3. METODOLOGÍA		9
3.1 Objetivo específico 2.2.1		9
3.2 Objetivo específico 2.2.2		15
3.3 Objetivo específico 2.2.3		19
4. RESULTADOS		
4.1 Objetivo específico 2.2.1		21
4.2 Objetivo específico 2.2.2		33
4.3 Objetivo específico 2.2.3		39
5. DISCUSIÓN		41
6. CONCLUSIONES		45
7. REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS		46

ÍNDICE FIGURAS Y TABLA

Figura 1. Dominios establecidos para la simulación, con resolución espacial de 9km y 3km para el dominio 1, 2 respectivamente.

Figura 2: Batimetría y malla no-estructurada del modelo hidrodinámico MIKE 3 FM para la región de Aysén y puntos con medición de parámetros oceanográficos para evaluación modelo hidrodinámico.

Figura 3: Ciclo anual de a) temperatura y b) salinidad basado en perfiles de CTD de cruceros Cimarfjordos para estaciones cercanas a boca del Guafo.

Figura 4: Caudales de ríos Palena (negro) y Aysén (gris) utilizados en las simulaciones.

Figura 5: a) Caudales de los ríos Moro (negro) y Cisnes (gris). b) Modelo de regresión lineal entre ambos ríos.

Figura 6: Zonas de interés centrada en los fiordos de la región de Aysén para evaluar el tiempo de renovación. En cada zona de color rojo el trazador tiene un valor de 1, el entorno tiene valor 0.

Figura 7. Esquema modelo de cajas y los componentes para el balance de salinidad y agua de Knudsen.

Figura 8: Series de tiempo observadas (negro) y modeladas (gris) para a) presión atmosférica, b) Temperatura del aire a 10 m y c) Magnitud del viento en un punto ubicado en Melinka. Todas las series filtradas con un filtro paso bajo coseno de Lanczos de poder medio 5 días.

Figura 9: Series de tiempo horaria de nivel del mar observado (negro) y modelado (azul) para a) canal Errázuriz y b) fiordo Puyuhuapi.

Figura 10: Perfiles de temperatura y salinidad en canal Moraleda (a, b, c y d), canal Costa (e, f, g y h) y fiordo Quitralco (i, j, k y l) observados (negro) y modelados (rojo) para invierno (agosto 2018) y primavera (noviembre 2018).

Figura 11: Series de tiempo de temperatura en canal Moraleda: a 20 m (a) y 120 m (b), canal Costa a 20 m (c) y 120 m (d) y en fiordo Quitralco a 15 m (e) y 110 m (f) para valores observados (negro) y modelados (rojo).

Figura 12: a) Nivel del mar, b) caudal río Cisnes, c) viento N-S del modelo WRF, d) perfil de corriente N-S residual observada y d) perfil de corriente N-S residual modelada en el canal Moraleda.

Figura 13: a) Nivel del mar, b) caudal río Aysén, c) viento N-S del modelo WRF, d) perfil de corriente N-S residual observada y d) perfil de corriente N-S residual modelada en el canal Costa.

Figura 14: a) Nivel del mar, b) caudal río Aysén, c) viento N-S del modelo WRF, d) perfil de corriente N-S residual observada y d) perfil de corriente N-S residual modelada en el fiordo Quitralco.

Figura 15: Circulación media superficial (intermedia) en a) invierno (JJA-2018) y b) primavera (OND-2018) en el mar interior de Aysén.

Figura 16: Circulación media profunda en a) invierno (JJA-2018) y b) primavera (OND-2018) en el mar interior de Aysén.

Figura 17: Edad del agua integrada para a) 0-50 m y b) 50-200 m de profundidad. Porcentaje del trazador de agua dulce integrado para a) 0-50 m y b) 50-200 m en el mar interior de Aysén.

Figura 18: Porcentaje del trazador para los fiordos Jacaf-Puyuhuapi, Aysén, Quitralco y Cupquelán a los a) 100, b) 150, c) 250 y d) 300 días. Solo valores >5% fueron graficados.

Figura 19. Panel superior: resultado para el balance del método Knudsen, incluyendo los tiempos de renovación para el fiordo Quitralco y sus diferentes cajas esquematizadas en el panel inferior.

Figura 20. Panel superior: resultado para el balance del método Knudsen, incluyendo los tiempos de renovación para el fiordo Aysén y sus diferentes cajas esquematizadas en el panel inferior.

Figura 21: Interfaz de la plataforma de información geográfica ATLAS, perteneciente al sistema de información oceanográfica CHONOS.

RESUMEN EJECUTIVO

El uso de modelos hidrodinámicos de la alta resolución en zonas estuarinas a lo largo del mundo y en particular el método de edad del agua se ha incrementado en los últimos años como una forma de dilucidar los mecanismos presentes en su dinámica. A lo largo de este estudio se presentan resultados sobre la variabilidad de la edad del agua en el mar interior de Aysén

Durante junio de 2018 y marzo de 2019 se realizan campañas oceanográficas en el mar interior de Aysén con medición de parámetros como: corrientes, temperatura, salinidad, oxígeno disuelto, así como también parámetros atmosféricos. Para ampliar la información derivada de las observaciones realizadas en las campañas oceanográficas se desarrolló un modelo hidrodinámico, basado en MIKE 3 FM, que incluye el forzamiento atmosférico de alta resolución mediante el modelo meteorológico WRF de 3 Km. El modelo hidrodinámico implementado utilizó una malla desestructurada de elementos triangulares que permiten ajustar la resolución horizontal en zonas costeras de topografía compleja, alcanzando una máxima resolución de 200 m. Acoplado a este, se implementó un modelo que permite simular el transporte de trazador pasivo mediante el cual es posible para calcular la edad del agua, y el tiempo de renovación esto fue implementado en el módulo ECOLab de MIKE 3.

El modelo hidrodinámico entregó un buen ajuste respecto de diversos parámetros físicos medidos, capturando la dinámica de este sistema estuarino. La estructura hidrográfica vertical es bien resuelta generando perfiles de temperatura y salinidad adecuados de acuerdo a su ubicación y estacionalidad en el mar interior de Aysén, siendo consistente en replicar zonas mayormente mezcladas o bien estratificadas.

En el canal Moraleda las corrientes marinas, especialmente durante el invierno, estuvieron fuertemente influenciadas por eventos intensos de viento. En este lugar, tanto el modelo, como las observaciones realizadas mediante un perfilador acústico de corrientes, mostraron que el esfuerzo del viento sobre la superficie, en episodios transitorios, puede llegar a mover la columna de agua hasta 40 m de profundidad hacia el interior del canal, actuando en oposición al gradiente de presión y cambiando el balance dinámico durante estos eventos, generando una intensa mezcla turbulenta durante estos periodos. En primavera en cambio, la estratificación se fortalece, al generarse cambios en la dirección del viento (hacia el norte) y aumentos en los caudales de los ríos, generando una capa superficial (~20 m) con flujos residuales ocasionales del orden de 20 cm s^{-1} .

La circulación media superficial (0-10 m) derivada del modelo, muestra diferencias en la intensidad del flujo de salida desde los fiordos, siendo el estero Elefantes y fiordo Aysén los que presentan mayor velocidad ($\sim 20 \text{ cm s}^{-1}$) y los fiordos Puyuhuapi y Quitralco los menores, esto probablemente asociado a que estos presentan ríos con caudales menores a los antes descritos. En tanto, en el canal Moraleda se presentó una persistente corriente que recorre el lado oeste del canal hasta conectar con el borde norte de las islas Guaitecas, continuando su recorrido hasta el borde más oceánico de estas islas, incluso deflactándose hacia el sur en esta zona, esta corriente es visualizada hasta los 50 m, y es en parte interrumpida durante el invierno por una corriente que se origina en la zona costera del golfo Corcovado, cercana a la desembocadura del río Palena y que se direcciona hacia el sur por el borde este del canal Moraleda, esta corriente está posiblemente inducida por el viento y sería capaz de transportar parte de la pluma del río Palena hacia el sur.

Uno de los principales rasgos que mostró el modelo en el estrato más profundo (50-300 m) es la presencia de una corriente relativamente intensa ($\sim 10 \text{ cm s}^{-1}$) que comunica el golfo Corcovado con el canal Moraleda y que intensifica durante la primavera ($\sim 15 \text{ cm s}^{-1}$) y que conecta al golfo Corcovado tanto con la boca del fiordo Puyuhuapi como con el umbral de Meninea. Es posible que esta intensificación durante la primavera permita la ventilación de las cuencas más profundas, en específico en el fiordo Puyuhuapi.

La edad del agua mostró valores promedio mayores en cuenca sur de la región de Aysén, especialmente en la Laguna San Rafael y el fiordo Cupquelán (~ 500 días) disminuyendo hacia el norte, especialmente en el canal Moraleda. En la parte central del archipiélago de los Chonos, en las cercanías de canal King, se observa un aumento en los valores de edad del agua respecto de otros canales ubicados más al sur o más al norte de este, lo que podría indicar que los canales ubicados en la parte central reciben aguas desde el interior, mientras que los canales ubicados hacia el sur, como el canal Darwin, contienen aguas de origen más oceánico, por tanto, aguas de relativa menor edad. Los trazadores de agua dulce que fueron introducidos en la descarga de los ríos, mostraron valores más altos (25 a 30%) en la zona sur (Laguna San Rafael y fiordo Cupquelán), tanto en superficie como en zonas más profundas, lo que coincide con los valores más altos de edad del agua, esto estaría indicando que el agua dulce permanece por un tiempo relativamente alto en esta zona, esto explicado por la gran capacidad de mezcla que tiene esta zona principalmente debido a las intensas corrientes de marea especialmente hacia el sur del canal Elefantes, lo cual, permite llevar agua dulce a los estratos más profundos, y no transportándola rápidamente fuera del sistema, lo cual permitiría mantener bien oxigenado al fiordo Cupquelán y Laguna San Rafael. Para las cuencas al norte de la constricción de Meninea, especialmente en fiordo Puyuhuapi, la cantidad de trazador de agua dulce en las zonas profundas es menor al 5%, lo cual devela que en este fiordo la influencia del agua dulce es importante solo en las capas superiores.

Los resultados de tiempo de renovación para los fiordos de la región mostraron que el fiordo Aysén presenta la mayor capacidad para renovarse alcanzando valores cercanos a los 100 días, por el contrario, la cuenca norte del fiordo Puyuhuapi, presenta la menor ventilación solo alcanzada a los ~ 250 días y aún más en el seno Magdalena con tiempos de ~ 300 días. Lo que significa que el fiordo Puyuhuapi se renueva 3 veces más lento que el fiordo Aysén y dos veces lo que lo hacen el fiordo Quitralco y Cupquelán.

Los resultados de este estudio fueron montados en una plataforma de información geográfica interactiva que permite a los usuarios navegar sobre los resultados, siendo un importante avance en la apropiación de la información que deriva de estudios que incluyen modelación numérica. A través de esta plataforma se cumple con el objetivo por poner a disposición de tomadores de decisiones y público en general, información relevante para la gestión costera.

1. 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 entre la atmósfera, la superficie del océano y su interior, en una variedad de escalas espaciales y temporales (Gregoire, 2003). Las escalas temporales de transporte, en general, proporcionan una visión de los procesos de transporte advectivo y difusivo pudiendo ser usado 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, 2007). Por ejemplo, la producción biológica marina es modificada mediante procesos físicos como la mezcla y arrastre de nutrientes desde abajo, penetración de luz, confinamiento de fitoplancton en la zona eufótica por estratificación y aporte de nutrientes por descargas de ríos (Gregoire, 2003). De hecho, 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, 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 que contribuye en las propiedades de transporte de un estuario, se han utilizado escalas de tiempo de transporte, tales como "flushing time", tiempo de residencia o la edad del agua para cuantificar las condiciones dinámicas generales de un sistema marino. 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 (Oliviera y Baptista, 1997; Walker, 1999; Delhez y Deleersnijder, 2002; Monsen et al., 2002; Sandery, 2007; Gustafsson, 2007; Zhang et al 2010; Kawase, 2013; Hong et al, 2013; Bendtsen, 2014; Viero, 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 y 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, 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, por tanto, es deseable conocer el patrón de distribución espacial del tiempo de residencia y su variación temporal (Shen, 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 o en una perspectiva de 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, 2001). La necesidad de un gran número de partículas lagrangianas para producir mapas sinópticos y su consecuente alta demanda de tiempo de cómputo, como también, los problemas asociados con la modelación de la turbulencia en condiciones no homogéneas (Hunter et al., 1993; Visser, 1997; Deleersnijder, 2001). En cambio, un enfoque euleriano permite que las masas de agua que interactúan sean modificadas por procesos advectivos y difusivos, (Delhez, 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, 2007).

1.2 Oceanografía en la Patagonia de Chile

La geografía patagónica es producto de la acción glacial acontecida principalmente en el cuaternario, estos eventos formaron una línea de costa desmembrada, caracterizada por fiordos profundos y canales que comunican numerosos cuerpos de agua, particularmente la topografía submarina, se exhibe como irregular alternando conformaciones tipo cuencas explanadas de represamiento y cuencas explanadas tipo cubeta (Rodrigo, 2006).

Debido a que no existía un gran desarrollo de la información sobre estudios ambientales en los canales y fiordos australes, el comité oceanográfico nacional CONA, elaboró el año 1994 un programa denominado crucero CIMAR, para efectuar una serie de cruceros oceanográficos, con la finalidad de cubrir esta extensa área, siendo los 3 primeros de carácter exploratorio. Posteriormente sobre la base de estos cruceros, se realizó un número significativo de cruceros, con la finalidad de determinar y documentar procesos oceanográficos relevantes, considerando que en muchas de estas áreas existe un fuerte desarrollo productivo acuícola (Silva y Palma 2006). Esto permitió generar una base de datos y un conjunto de publicaciones científicas, además de generar líneas base de investigación para estas zonas. 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. Las propiedades físicas (e.g), de los cuerpos de agua

localizados dentro de estos sistemas está en gran medida determinada por las tipologías de las masas de agua adyacentes (aguas oceánicas) y la mezcla que experimenta esta masa de agua con el agua dulce (aporte fluvial, nival, glacial y pluvial), siendo esta mezcla proporcional a la distancia de la fuente de agua dulce (Carrasco y Silva 2010). 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 superficial de profundidad variada, determinada por menor salinidad, menor densidad y mayor concentración de oxígeno disuelto, siendo esta capa superficial la que presenta mayor variabilidad espacial y temporal. Mientras que la segunda capa, es de mayor salinidad y densidad, menos concentración de oxígeno. Entre ambas capas se observa un intenso gradiente conformando una marcada haloclina, picnoclina, oxiclina y nutriclina, esta estructura ha sido utilizada como trazador para realizar modelos esquemáticos de circulación horizontal, donde el agua dulce sale de los fiordos y canales (capa superficial), mezclándose en diferentes grados con el agua oceánica que ingresa en dirección opuesta (capa profunda), Silva et al., (1997 1998); Sievers et al., 2002; Valdenegro y Silva, 2003). De esta forma, desde la hidrodinámica, este transporte de agua dulce genera la llamada circulación gravitacional, o comúnmente denominada circulación estuarina y sus principales rasgos estarán definidos por la combinación entre la circulación y el gradiente salino, definiéndose básicamente con un flujo medio por diferencias de densidad.

En estas condiciones geográficas y oceanográficas se ha desarrollado la acuicultura en la zona sur Austral de Chile, centrada básicamente en Salmónidos, llevando a Chile a ser uno de los principales productores a nivel mundial, por lo que esta actividad ha sido considerada de gran importancia en la dinámica económica del país (Buschman et al., 2009). No obstante, el desarrollo de la acuicultura no ha estado exento de problemas, a partir del 2007, la industria salmoniculora 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), ya que por una parte se debe promover el máximo nivel posible de crecimiento económico en el tiempo, pero en 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, solo en 2003 se comienza a incluir los conceptos de sustentabilidad ambiental, mediante la Política Nacional de la Acuicultura (PNA) estableciendo 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 debe sostener las decisiones de carácter público y sobre la base de esta información deberán ser desarrolladas 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).

El mar interior de Aysén es ampliamente utilizado en actividades acuícolas, principalmente en el cultivo de salmones. Tanto los efectos ambientales como el rendimiento productivo de estas industrias pueden ser sostenibles si la renovación de agua es suficiente, ya que el seston y el oxígeno deben suministrarse continuamente a los bivalvos y el exceso de materia orgánica debe eliminarse de los sitios de cultivo (Boghen, 1995). La renovación del agua depende de factores hidrodinámicos y, más específicamente, de la mezcla asociada a las mareas, el forzamiento meteorológico, la circulación gravitacional y el forzamiento remoto. Es importante comprender el funcionamiento hidrodinámico y el

potencial de renovación de un sistema costero antes de seleccionar un sitio para el desarrollo de una industria acuícola (Koutitonsky, 2004).

2. OBJETIVOS

2.1 Objetivo general

Determinar las escalas de tiempo del intercambio de agua en los fiordos y canales de la Patagonia sur, Región de Aysén.

2.2. Objetivos específicos

2.2.1 Modelar hidrodinámicamente la variabilidad anual del sistema de fiordos y canales de la Patagonia sur.

2.2.2 Calcular el intercambio de agua mediante un modelo de trazadores acoplados al modelo hidrodinámico.

2.2.3 Generar mapas de tiempos de intercambio de agua montados en una plataforma de información geográfica.

3. METODOLOGÍA

3.1 Objetivo específico 2.2.1 Modelar hidrodinámicamente la variabilidad anual del sistema de fiordos y canales de la Patagonia sur.

3.1.1 Campaña oceanográfica:

Durante junio de 2018 y marzo de 2019 se realizaron campañas oceanográficas en el mar interior de Aysén con el fin de observar la variabilidad estacional de variables oceanográficas como las corrientes, temperatura y salinidad. Además de información meteorológica y recopilación de información de caudales de ríos. Esta información fue utilizada para la calibración y evaluación del modelo hidrodinámico. La **Tabla 1** muestra la descripción de la información utilizada y la **Fig. 2** las posiciones en el mapa.

Tabla 1: Descripción del instrumental utilizado en campaña oceanográfica

Variable	Instrumento	Periodo	Posición
Series de corrientes	ADCP RDI 300 kHz	08/08/2018 - 10/03/2019	Canal Moraleda -73.497°, -44.611°
	ADCP ROWE 300 kHz	23/08/2018 - 15/03/2019	Canal Costa -73.530°, -45.523°
	ADCP ROWE 300 kHz	25/08/2018 - 17/3/2019	fiordo Quitralco -73.463°, -45.754°
Serie tiempo Temperatura	MiniDot Logger 20 y 120 m	08/08/2018 - 10/03/2019	Canal Moraleda -73.497°, -44.611°
	MiniDot Logger 20 y 120 m	23/08/2018 - 15/03/2019	Canal Costa -73.530°, -45.523°
	MiniDot Logger 15 y 110 m	25/08/2018 - 17/3/2019	fiordo Quitralco -73.463°, -45.754°
Perfiles de temperatura y salinidad	CTD SBE 19plus	Campañas agosto 2018 y noviembre de 2018	Ídem posición a anclajes de ADCP
Estaciones meteorológicas	EMA Hobo RX300 con anemómetro Young	Registro continuo desde junio de 2017	Melinka -73.756°, -43.886°
Nivel del mar	Sensor de presión HOBO U-20, compensado con sensor de presión atmosférica.	Junio 2018 - marzo 2019	f. Puyuhuapi -73.299°, -44.907° Canal Errázuriz -73.737°, -45.409°

3.1.2 Modelos numéricos océano-atmósfera.

Para resolver la circulación en el mar interior de Aysén se implementó un modelo hidrodinámico de malla no-estructurada MIKE 3 FM (DHI, 2016) y junto a este y con el fin de otorgarle el forzamiento desde la atmósfera, se utilizó el modelo meteorológico de mesoescala WRF. La modelación cubrió un ciclo anual completo, iniciándose en abril de 2018 a abril de 2019.

La circulación marina en fiordos con entornos montañosos está fuertemente influenciada por el patrón de viento local, esto requiere de modelos atmosféricos con resolución suficientemente alta para resolver los impactos de la topografía en la circulación atmosférica (Myksovoll et al., 2012). Se modelaron las condiciones atmosféricas locales utilizando el modelo no hidrostático (WRF v. 3.5.1) (Skamarock et al., 2008), anidado dentro del sistema operacional NCEP con resolución espacial de 25 km (National Centers for Environmental Prediction, 2000). Para este caso se establecieron dos dominios (Fig. 1), siguiendo una relación de 1:3. El primero corresponde al padre y comprendió un área entre $\sim 39 - 48^{\circ}\text{S}$ y $\sim 69 - 85^{\circ}\text{W}$, con resolución espacial de 9km. Y el segundo corresponde al dominio hijo, alcanzando una resolución horizontal de 3 km y abarcando un área entre $\sim 41 - 47^{\circ}\text{S}$ y $\sim 71 - 76^{\circ}\text{W}$. Este último dominio contuvo la región de mares interiores de Chiloé y Aysén.

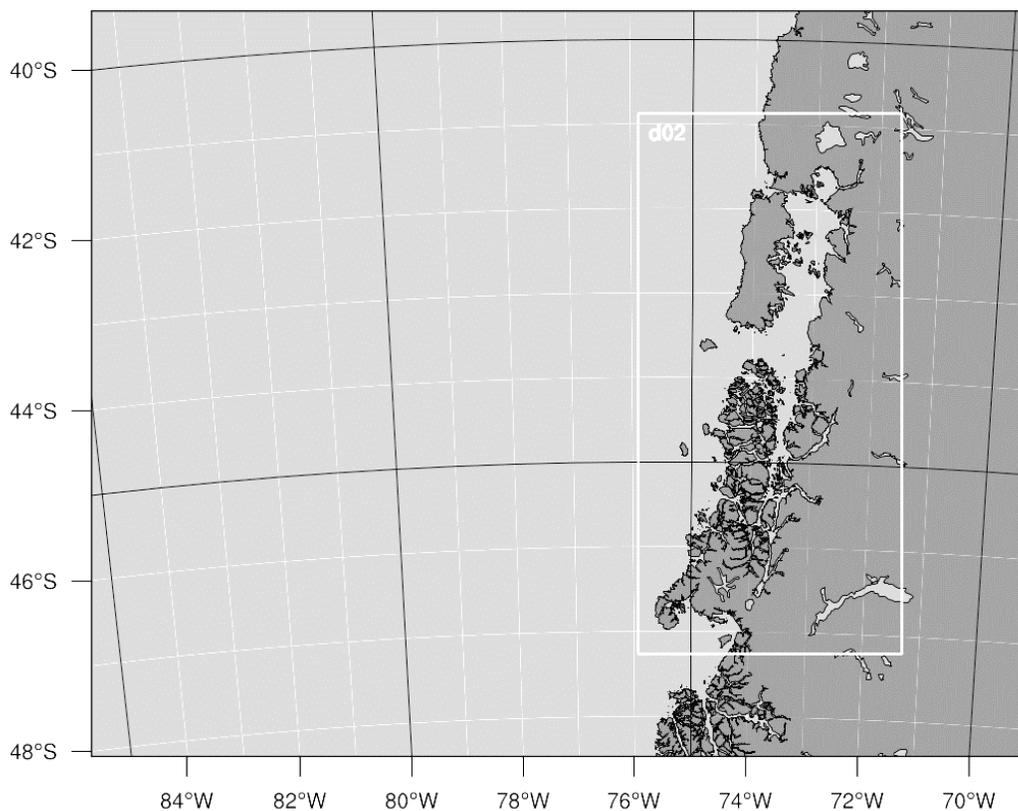


Figura 1. Dominios establecidos para la simulación de WRF, con resolución espacial de 9km y 3km para el dominio 1, 2 respectivamente.

El modelo hidrodinámico MIKE 3D FM, 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 considerando un esquema turbulento de cierre. Como algoritmo de solución discreta de las ecuaciones indicadas, el modelo utiliza el método de volúmenes finitos centrados en cada celda (DHI, 2016). La estructura de discretización horizontal en una malla irregular de elementos triangulares que permite un buen ajuste al borde costero. En la vertical se utilizó un sistema híbrido de coordenadas sigma y rectangulares, de manera de definir de mejor forma la estructura superficial de la columna de agua.

El dominio del modelo tuvo 21811 elementos en la horizontal y se extiende desde la boca del Guafo por el norte hasta la Laguna San Rafael por el sur (**Fig. 2**). La información batimétrica corresponde a sondas de cartas náuticas SHOA, interpoladas linealmente. Se utilizan distintos tamaños de elementos de acuerdo a la geometría de la cuenca dejando aquellos lugares someros y estrechos con mayor resolución. El sector de menor resolución es el más cercano al borde abierto oceánico con un tamaño aproximado de 1000 m, en algunos lugares como pasos restringidos o zonas someras la resolución puede alcanzar los 200 m. En la dimensión vertical el modelo está dividido en 40 capas sigma combinada con rectangulares. Además, a esta discretización se introdujeron parámetros para que las capas más finas estuvieran en la superficie, en donde los procesos físicos están sujetos a mayor variabilidad.

Las condiciones de borde de nivel del mar, fueron obtenidas de datos de un modelo barotrópico regional implementado y validado producto de desarrollos en proyectos anteriores de IFOP (Pinilla et al., 2012). Se hicieron extracciones de series de tiempo de 30 días en cada uno de los bordes y se realizó un análisis armónico (Pawlowicz et al., 2002), de esta manera fue posible hacer una predicción para el periodo requerido. En cuanto a temperatura y salinidad fueron utilizadas observaciones provenientes de perfiles de CTD realizados durante cruceros oceanográficos del programa Cimar fiordos: CF-4, CF-7, CF-8, CF-9, CF-10, CF-11 y CF-12 (Guzmán y Silva 2002; Silva y Guerra 2004; Valdenegro y Silva 2008; Carrasco y Silva 2010), de esta forma se pretendió cubrir la máxima cantidad de meses a lo largo del año, de manera que fuera representativo del ciclo anual de temperatura y salinidad, los meses que no contaban con datos fueron interpolados entre valores anteriores y posteriores (Fig. 3). La incerteza de este método para generar condiciones de borde de temperatura y salinidad es que no representan necesariamente la condición real para el año 2018-2019, sin embargo, dada la escasa información sobre la variabilidad estacional e interanual de las masas de aguas intermedias y profundas (ASAAM, ASAA y AESS), este método permite otorgar una buena medida basada en mediciones.

La condición inicial resultó de la propagación de las condiciones de borde y de descarga de ríos por un periodo de 3 años (spin-up), luego de verificar que el modelo estuviera estabilizado, se extrajeron las condiciones finales de temperatura y salinidad de la simulación y se procedió a incorporarla como nueva condición inicial.

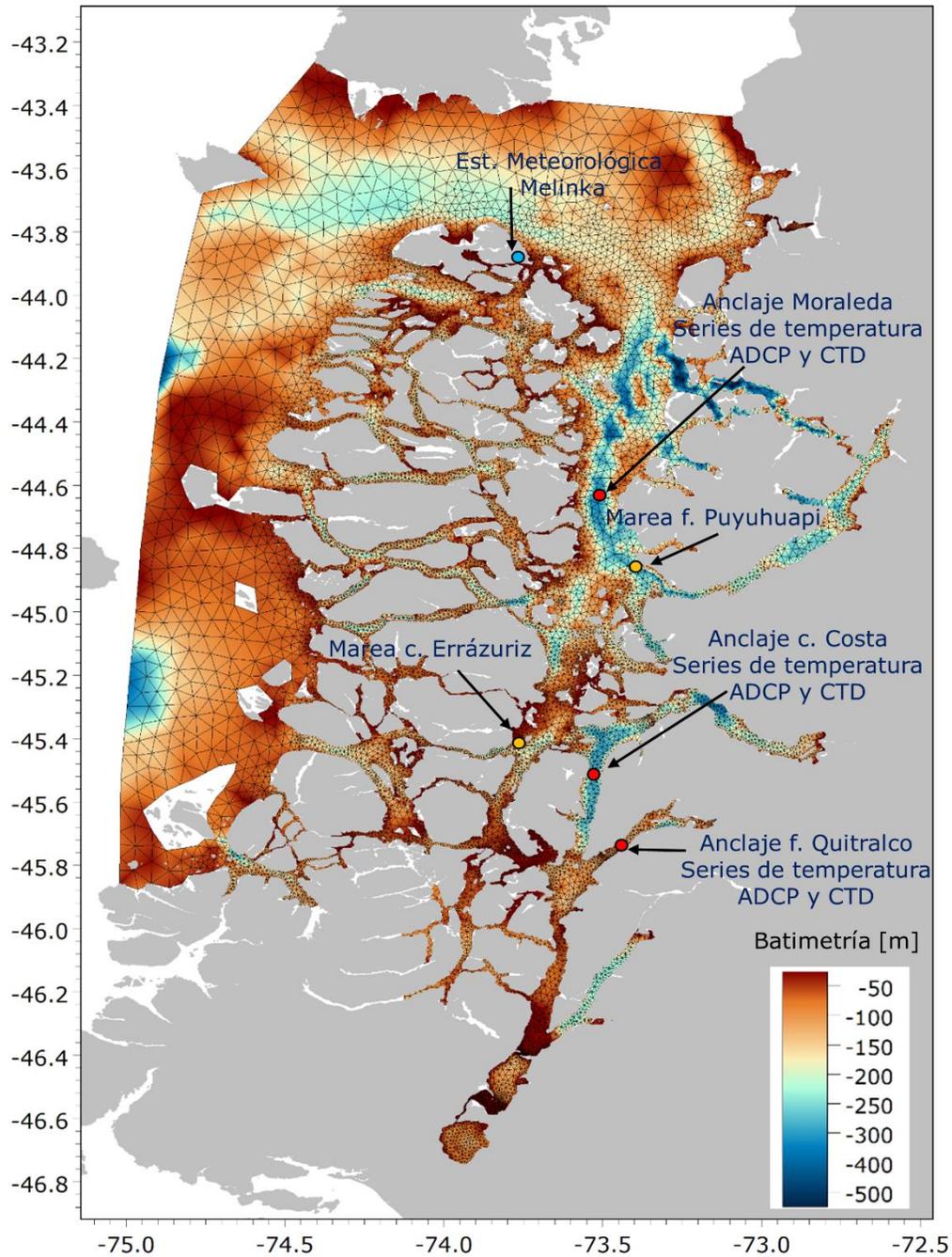


Figura 2: Batimetría y malla no-estructurada del modelo hidrodinámico MIKE 3 FM para la región de Aysén y puntos con medición de parámetros oceanográficos para evaluación modelo hidrodinámico.

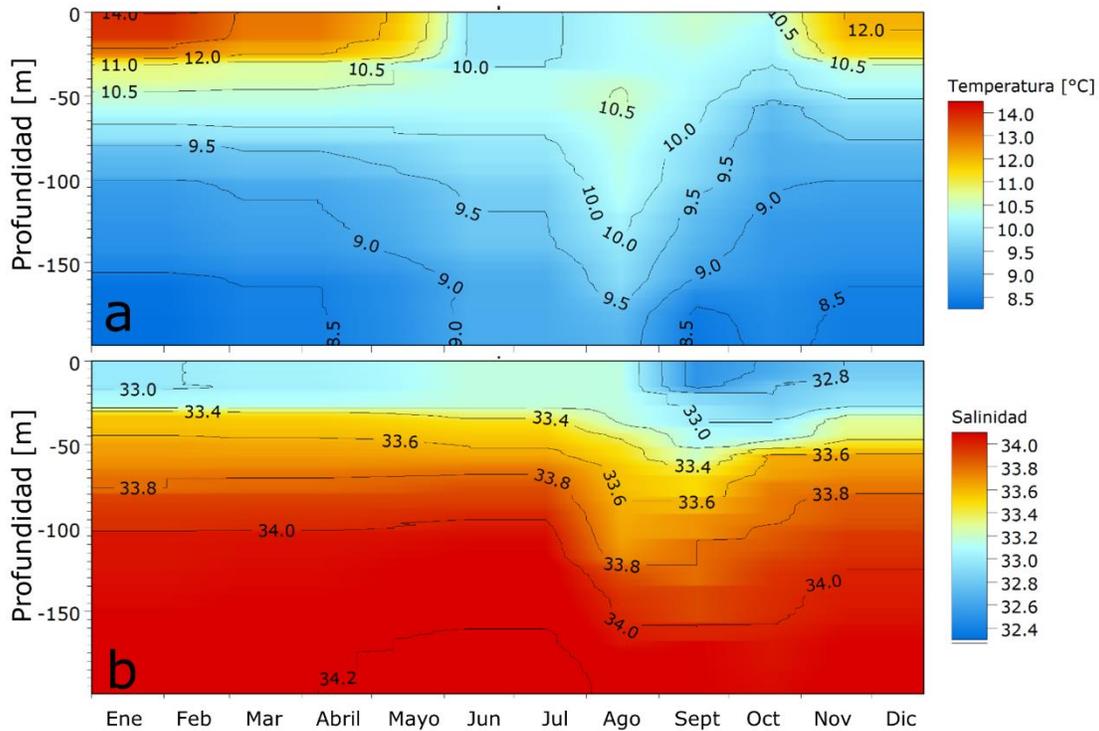


Figura 3: Ciclo anual de a) temperatura y b) salinidad basado en perfiles de CTD de cruceros Cimar-fjordos para estaciones cercanas a boca del Guafo.

Para otorgar fuentes de agua dulce se utilizó la información de caudal de los ríos Palena y Aysén, únicos disponibles para el periodo 2018-2019 en esta zona (Fig. 4), estos provinieron de los registros de la Dirección General de Aguas (DGA). El caudal de río Cisnes, del cual no se dispone de información desde el año 2016, fue aproximado mediante una relación lineal respecto del río Moro, ubicado en la misma cuenca, el cual mantiene sus registros hasta el presente (Fig. 5). Con el fin de considerar otras descargas de agua dulce que no cuentan con información, se utilizó una estimación basada en el método de proporción de áreas (Archfield y Vogel 2010). Este método estima la descarga en una ubicación sin observaciones (Q_{Sobs}), al multiplicar el caudal observado (Q_{obs}) o de referencia por la razón entre el área de las cuencas sin observación (A_{Sobs}) y de referencia (A_{obs}).

$$Q_{Sobs} = Q_{obs} * \frac{A_{Sobs}}{A_{obs}} \quad (1)$$

En este caso, el caudal de referencia corresponde al río Palena, Cisnes y Aysén para cada cuenca respectiva, mientras que las áreas correspondientes a cada cuenca y los principales afluentes pertenecen a la información proveniente de la DGA. Las descargas de las fuentes que conforman las cuencas de Estero Elefantes, Laguna San Rafael, fiordo Quitalco y Cupquelán son ingresadas como valores mensuales basado en un estudio realizado por IFOP anteriormente (Soto et al., 2016).

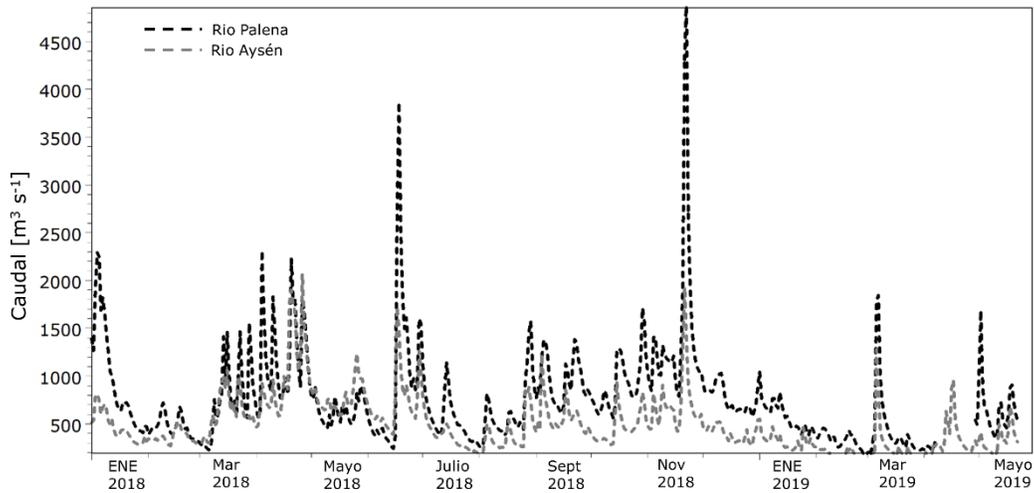


Figura 4: Caudales de ríos Palena (negro) y Aysén (gris) utilizados en las simulaciones.

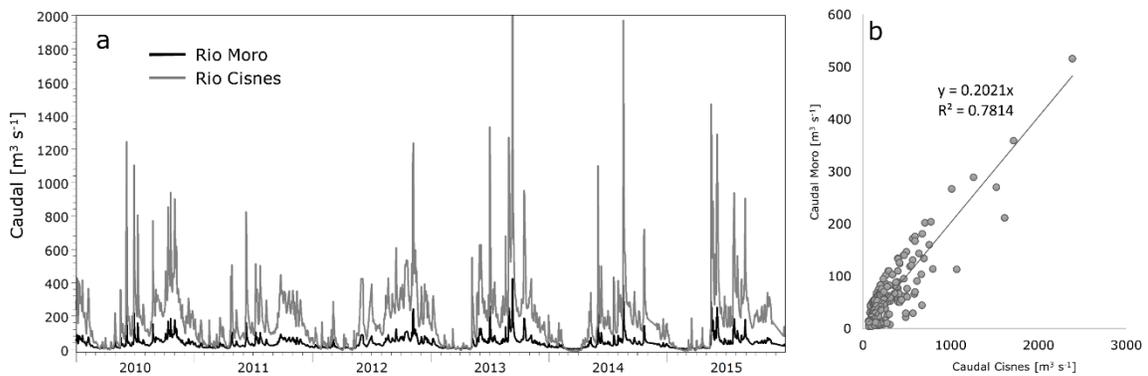


Figura 5: a) Caudales de los ríos Moro (negro) y Cisnes (gris). b) Modelo de regresión lineal entre ambos ríos.

3.1.4 Evaluación modelo hidrodinámico:

Para evaluar el desempeño del modelo hidrodinámicos se analizó la consistencia del modelo para reproducir estructuras espaciales y temporales, y, por otro lado, para medir cuantitativamente la calidad del modelo en las series de tiempo, se utilizaron dos índices estadísticos: Coeficiente de Correlación de Pearson (r) (1) e Índice de Willmott (d) (2) (Willmott et al., 1985), estos están basados en comparaciones entre valores simulados y observados y son dados respectivamente por:

$$d = 1 - \frac{\sum_{i=1}^N (OBS_i - SIM_i)^2}{\sum_{i=1}^N (|SIM_i - \overline{OBS}| + |OBS_i - \overline{OBS}|)^2} \quad (2)$$

$$r = \frac{\sum_{i=1}^N (OBS_i - \overline{OBS})(SIM_i - \overline{SIM})}{\sum_{i=1}^N (OBS_i - \overline{OBS})^2 (SIM_i - \overline{SIM})} \quad (3)$$

Donde, OBS_i es la variable observada y SIM_i es la variable modelada; \overline{OBS} y \overline{SIM} son el promedio en el tiempo de N valores. El Índice de Willmott (d) es una medida adimensional del error promedio relativo entre el modelo y las observaciones, donde una habilidad de 1 significa un acuerdo perfecto, y una habilidad de 0 significa que el modelo tiene un nulo acuerdo y coeficiente de correlación de Pearson indica el grado de dependencia lineal entre los observado y lo modelado, un valor de cero indica que no hay dependencia lineal entre las dos variables, mientras que un valor de 1 o -1 indica una dependencia lineal perfecta (el último con una dependencia inversa).

3.2 Objetivo específico 2.2.2 Calcular el intercambio de agua mediante un modelo de trazadores acoplado al modelo hidrodinámico.

3.2.1 Edad del agua

Este 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). Entonces, para calcular la distribución de la edad del agua, se utilizó un trazador pasivo, así las ecuaciones de transporte para calcular el trazador y la concentración de la edad se escriben de acuerdo a la ecuación 4 y 5 (Delhez et al., 1999). Aquí la edad del agua es definida 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, es decir, la principal pregunta que se pretendió responder es: Cuál es el tiempo que toma el agua de origen oceánico (controlado en el límite arbitrariamente dado por los bordes abiertos del modelo hidrodinámico y que se definió como edad cero en estos lugares) en ocupar cada cuenca del mar interior de Aysén.

$$\frac{\partial c(t, \vec{x})}{\partial t} + \nabla(u c(t, \vec{x}) - K \nabla c(t, \vec{x})) = 0 \quad (4)$$

$$\frac{\partial \alpha(t, \vec{x})}{\partial t} + \nabla(u \alpha(t, \vec{x}) - K \nabla \alpha(t, \vec{x})) = c(t, \vec{x}) \quad (5)$$

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 distancia. La edad media “ α ” entonces puede calculada como:

$$\alpha(t, \vec{x}) = \frac{\alpha(t, \vec{x})}{c(t, \vec{x})} \quad (6)$$

En este estudio, la edad del agua está implementada en el módulo Ecolab que es acoplado al modelo hidrodinámico MIKE 3 FM ya implementado y con forzamiento realístico. El trazador pasivo que ingresa por los ríos y por los bordes abiertos tiene una concentración de 1 y una edad de 0. Las condiciones iniciales para c se igualan a cero.

3.2.2 Tiempo de renovación de agua

Complementariamente se estimó el tiempo de renovación, que de acuerdo a Takeoka 1984 y Monsen 2002, se define como el tiempo necesario para que la masa total de un material dentro de un área de interés, en este caso los fiordos de la región de Aysén, se reduzca a un factor de e^{-1} (~ 37%) (Prandle, 1984). Para este caso se definieron arbitrariamente las zonas de interés, las cuales, coinciden con los fiordos Puyuhuapi-Jacaf, Aysén, Quitralco y Cupquelán (Fig. 6). La concentración inicial se define con valor de 1 dentro de las zonas de interés y fuera se establece un valor de cero.

Durante la simulación, la masa de agua original de la cuenca se reemplaza gradualmente por entradas a través de los límites abiertos, así como desde los ríos, lo que lleva a una reducción en el valor de la cantidad inicial. Esta variable muestra la cantidad de agua original que contiene cada elemento dentro del dominio de interés y, por lo tanto, se puede esperar que revele las áreas menos ventiladas de las cuencas modeladas (Andrejev et al., 2004). Cuando la concentración del trazador en un lugar de interés, disminuya por debajo de un valor especificado a priori, en este caso, ~37%, entonces se considera que el tiempo que tomó en llegar a esta concentración como el tiempo de renovación. Si bien la edad del agua proporciona información sobre la edad media del agua en una cada elemento, respecto de borde arbitrario impuesto, en este caso, aguas oceánicas, el índice de renovación muestra la cantidad de agua original que aún contiene esta celda en un momento dado (Andrejev et al., 2004).

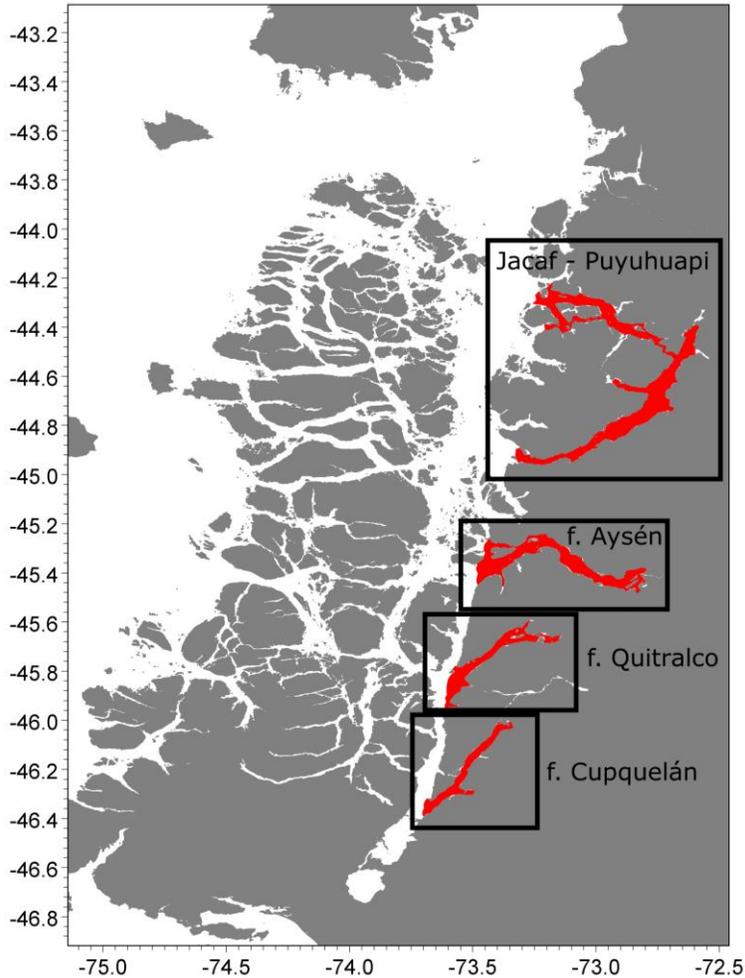


Figura 6: Zonas de interés centrada en los fiordos de la región de Aysén para evaluar el tiempo de renovación. En cada zona de color rojo el trazador tiene un valor de 1, el entorno tiene valor 0.

3.2.3 Relación de Knudsen

El cálculo del tiempo de renovación de aguas, bajo el principio de Knudsen, se aplica a un sistema estuarino, expresado mediante un modelo de cajas estratificadas, donde se tiene un estrato superior, el cual corresponde al agua estuarina de salinidad S_1 con un flujo de salida Q_1 . Un estrato inferior correspondiente al agua salada S_2 con un flujo de ingreso Q_2 (Fig. 7).

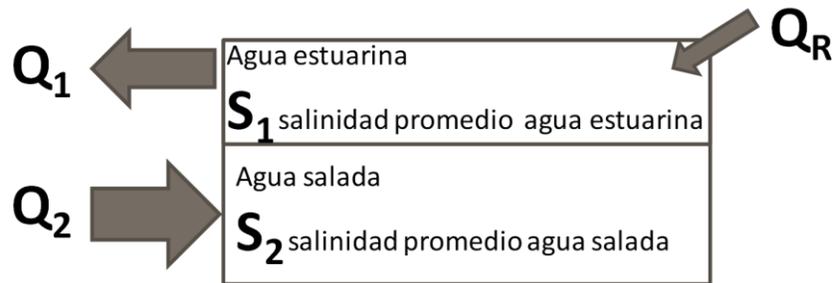


Figura 7. Esquema modelo de cajas y los componentes para el balance de salinidad y agua de Knudsen.

Mediante el principio de conservación del volumen:

$$Q_2 + Q_R = Q_1 \quad (7)$$

Y el balance de sal
$$Q_2 S_2 = Q_1 S_1 \quad (8)$$

En función del caudal de agua Dulce (Q_R) y la salinidad promedio de la capa estuarina (S_1) la capa salada (S_2), se puede obtener los flujos que ingresan (Q_2) y que salen del sistema (Q_1) mediante las ecuaciones:

$$Q_1 = Q_R \left[\frac{S_2}{S_2 - S_1} \right] \quad (9)$$

$$Q_2 = Q_R \left[\frac{S_1}{S_2 - S_1} \right] \quad (10)$$

Tiempos de renovación del agua (T_f y $T_{f,FW}$)

El tiempo de renovación corresponde al tiempo promedio en que un cuerpo de agua y/o un elemento disuelto llamado "trazador" (en este caso la salinidad) es transportado (Sheldon y Alver, 2002), así se puede determinar el tiempo de renovación como el volumen de agua dividido por la descarga (Lucas, 2010). De esta forma se puede obtener una aproximación del tiempo de renovación utilizando la fracción de agua dulce Fa , mediante el balance Knudsen, por circulación estuarina, utilizando el modelo de cajas para estimar la renovación del estrato superficial ($T_{f,FW}$) constituido por agua salobre además de estimar el tiempo promedio de toda la caja (T_f) (Sheldon y Alber, 2006). Para esto se utilizan las ecuaciones:

$$FA = \left[\frac{S_2 - S_1}{S_2} \right] \quad (11)$$

$$T_{f-FW} = Q_R \left[\frac{FA * V_{FW}}{Q_R} \right] \quad (12)$$

$$T_f = Q_R \left[\frac{FA * V_T}{Q_R} \right] \quad (13)$$

Donde,

FA: Fracción de agua dulce

V_{FW}: Volumen agua de la capa estuarina

V_T: Volumen de agua de toda la caja (capa estuarina más capa agua salada)

Para este experimento se realizaron cálculos en el fiordo Aysén y el fiordo Quitalco, ambos fiordos fueron divididos en 2 cajas que son similares a sub-cuencas, así cada subcuenta correspondió a una caja. Para determinar la capa estuarina se utilizaron datos de CTD de mediciones efectuadas por otros estudios que IFOP ejecutó en la zona en 2018 y 2019, con estos datos se determinó la pycnoclina para todos los periodos (junio, agosto, noviembre marzo), con esto además se pudo determinar la profundidad de la capa estuarina (estrato superficial) y poder determinar el volumen de dicha capa (**V_{FW}**). La salinidad **S₁** fue determinada mediante un promedio de las mediciones de CTD localizados sobre la pycnoclina, **S₂** también correspondió al promedio de la salinidad de las mediciones de CTD bajo la pycnoclina.

Para estimar **Q_R** en fiordo Quitalco se utilizó información generada en un estudio anterior de IFOP (Soto et al., 2016), encargado a la Pontificia Universidad Católica de Santiago, mientras que para el fiordo Aysén se utilizó datos de la DGA.

3.3 Objetivo específico 2.2.3 Generar mapas de tiempos de intercambio de agua montados en una plataforma de información geográfica.

Para montar la información generada por este estudio a una plataforma de información geográfica, se utilizó el sistema de información oceanográfica CHONOS (chonos.ifop.cl), creada como parte de un sistema de distribución de información derivada de estudios oceanográficos llevados a cabo por el grupo de oceanografía de la División de Investigación en Acuicultura de IFOP con asiento en Castro, Chiloé. Este sistema integra diferentes productos, especialmente aquellos derivados de modelos numéricos. Es de libre acceso y pretende convertirse en una importante herramienta para gestión costera.

La plataforma está dividida en distintas herramientas con resultados directos de modelos de pronósticos oceanográficos (MOSA-ROMS), visualizador interactivo de dispersión de partículas (Parti-

MOSA) y una herramienta para calcular conectividad hidrodinámica entre diferentes regiones en base escenarios de riesgo (CLIC).

Se diseñó una herramienta específicamente para distribuir la información de este proyecto, esta aplicación se denominó ATLAS. Actualmente, esta aplicación se encuentra en funcionamiento con información de la región de los Lagos, a lo cual se sumó la información derivada del presente estudio.

4. RESULTADOS

4.1 Objetivo 2.2.1 Modelar hidrodinámicamente la variabilidad anual del sistema de fiordos y canales de la Patagonia sur.

4.1.1 Evaluación modelos numéricos

4.1.1.1 Modelo atmosférico WRF

Se comparó la observación de la estación meteorológica de Melinka (Fig. 2), ubicada dentro del dominio de 3 km del modelo WRF (Fig. 1). Los resultados mostraron que el modelo WRF predice correctamente distintas variables meteorológicas, como la presión atmosférica ($r=0.98$, $d=0.7$) (Fig. 8a), la temperatura ($r=0.93$, $d=0.84$) (Fig. 8b) y la magnitud del viento ($r=0.87$, $d=0.78$) (Fig. 8c). Estas variables evaluadas del modelo WRF son forzantes del modelo hidrodinámico.

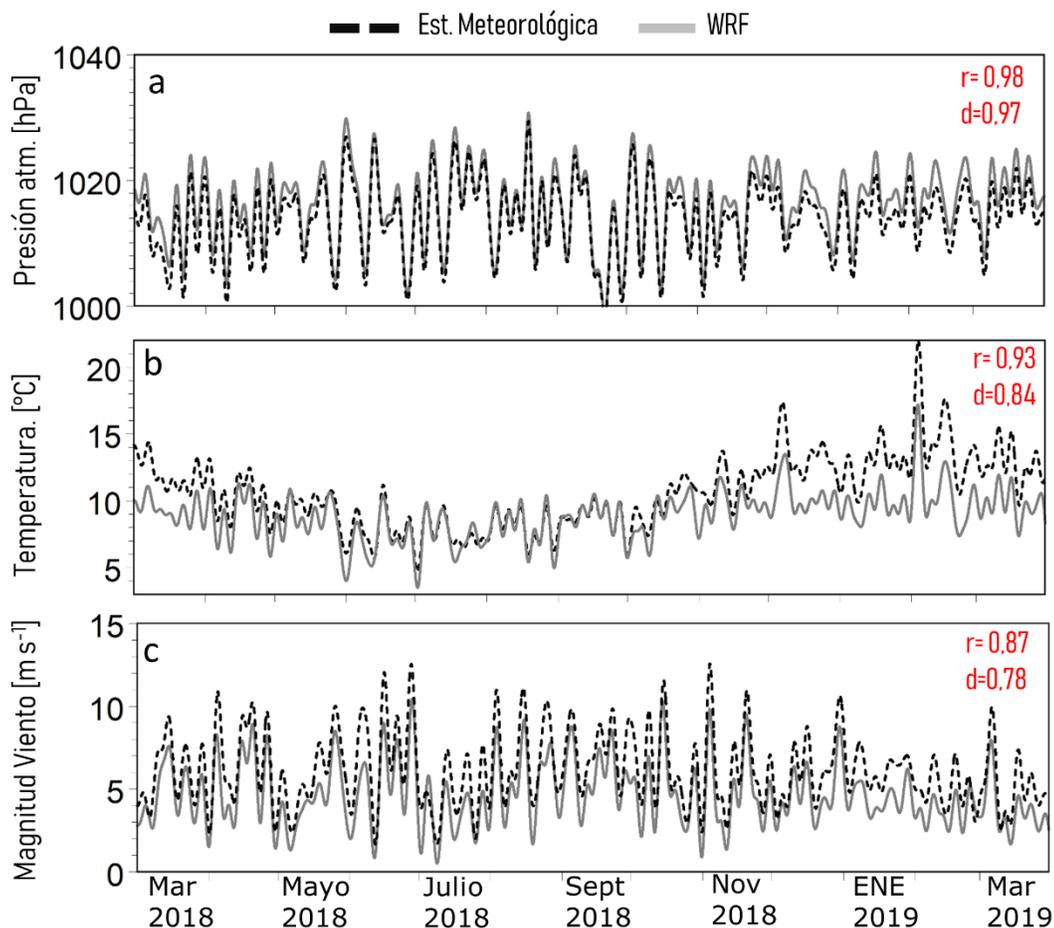


Figura 8: Series de tiempo observadas (negro) y modeladas (gris) para a) presión atmosférica, b) Temperatura del aire a 10 m y c) Magnitud del viento en un punto ubicado en Melinka. Todas las series filtradas con un filtro paso bajo coseno de Lanczos de poder medio 5 días.

4.1.1.2 Evaluación modelo Hidrodinámico

I) Nivel del mar

Un primer punto de control del modelo hidrodinámico es la capacidad que tiene para reproducir las fluctuaciones del nivel del mar, para esto se utilizaron 2 mediciones con mareógrafos, uno ubicado en el canal Errazuriz y otro a la entrada del fiordo Puyuhuapi (Fig. 2). Los resultados muestran un buen acuerdo entre el modelo y la observación, alcanzando valores para el canal Errazuriz de $r=0.93$ y $d=0.96$ (Fig. 9a), mientras que para el fiordo Puyuhuapi valores de $r=0.96$ y $d=0.97$ (Fig. 9b).

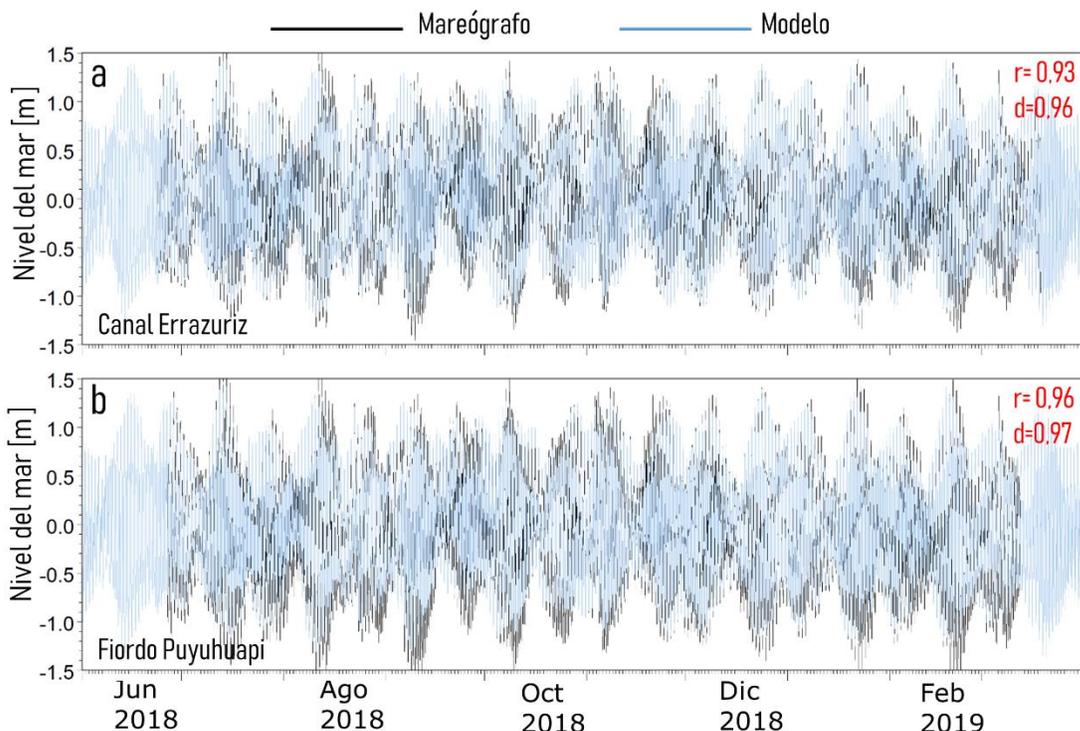


Figura 9: Series de tiempo horaria de nivel del mar observado (negro) y modelado (azul) para a) canal Errázuriz y b) fiordo Puyuhuapi.

II) Hidrografía

La temperatura y salinidad modeladas fueron evaluadas mediante la comparación con perfiles de CTD realizados durante las campañas oceanográficas realizadas en periodo invernal (agosto 2018) y primavera (noviembre 2018) (Fig. 10), en distintos puntos del mar interior de Aysén (Fig. 2). La temperatura hasta los ~20 m presenta cambios estacionales evidentes. Durante agosto, se apreció una inversión térmica en todos los sitios (Fig. 10a, 10e y 10i) siendo más acentuada en fiordo Quitralco, lo cual es correctamente reproducido por el modelo, en este último sitio se observó bajo los 80 m, un aumento ostensible en la temperatura respecto de los otros sitios, lo cual no logró ser reproducido por el modelo (Fig. 10i). Para el periodo de primavera, la temperatura en los primeros 20 m de la columna de agua, aumentó sus valores rompiendo la inversión térmica observada en agosto (Fig. 10b, 10f y

10j), lo cual, es reproducido en general por el modelo, obteniendo una mejor aproximación en canal Costa (Fig. 10f). Al igual que en invierno, en el fiordo Quitralco el perfil de temperatura observado presentó un aumento paulatino de sus valores desde los 40 m hasta profundidades mayores, lo cual, no logró ser reproducido por el modelo.

La Salinidad durante agosto presentó una fuerte mezcla en canal Moraleda (Fig. 10c) y mayor estratificación en el fiordo Quitralco (Fig. 10k), mientras que el canal Costa presentó una condición intermedia entre los sitios anteriormente señalados (Fig. 10c, 10g y 10k), el modelo reproduce, en primer lugar, el orden de magnitud de la salinidad en cada uno de los sitios, >33 en canal Moraleda, ~31 en canal Costa y ~30 en Quitralco, en este último sitio parece más evidente la subestimación por parte del modelo del volumen de agua dulce en los primeros 30 m (Fig. 10k). Hacia noviembre se apreció un aumento de la estratificación en los primeros 20 m de la columna de agua en todos los sitios, especialmente en canal Costa (Fig. 10h).

III) Variabilidad temporal de la temperatura:

La temperatura en los primeros 20 metros en todos los sitios, mostró una alta fluctuación estacional con los valores más bajos hacia finales de agosto y los máximos en febrero, esto fue replicado por el modelo, lo cual se corroboró con las altas correlaciones encontradas ($r > 0.9$) (Fig. 11a, 11c y 11e). En aguas más profundas (~120 m), el canal Moraleda presentó una menor variación respecto de los otros sitios, lo que el modelo reprodujo de manera correcta, sin embargo, la serie observada presentó pulsos que el modelo no logró estimar, lo cual incidió en menores valores de correlación (Fig. 11b). Para el caso de canal Costa y fiordo Quitralco, mostraron una estacionalidad más evidente, lo que fue apreciado tanto en las series observadas, como en las modeladas y sus altas correlaciones (> 0.96) (Fig. 11d y 11f).

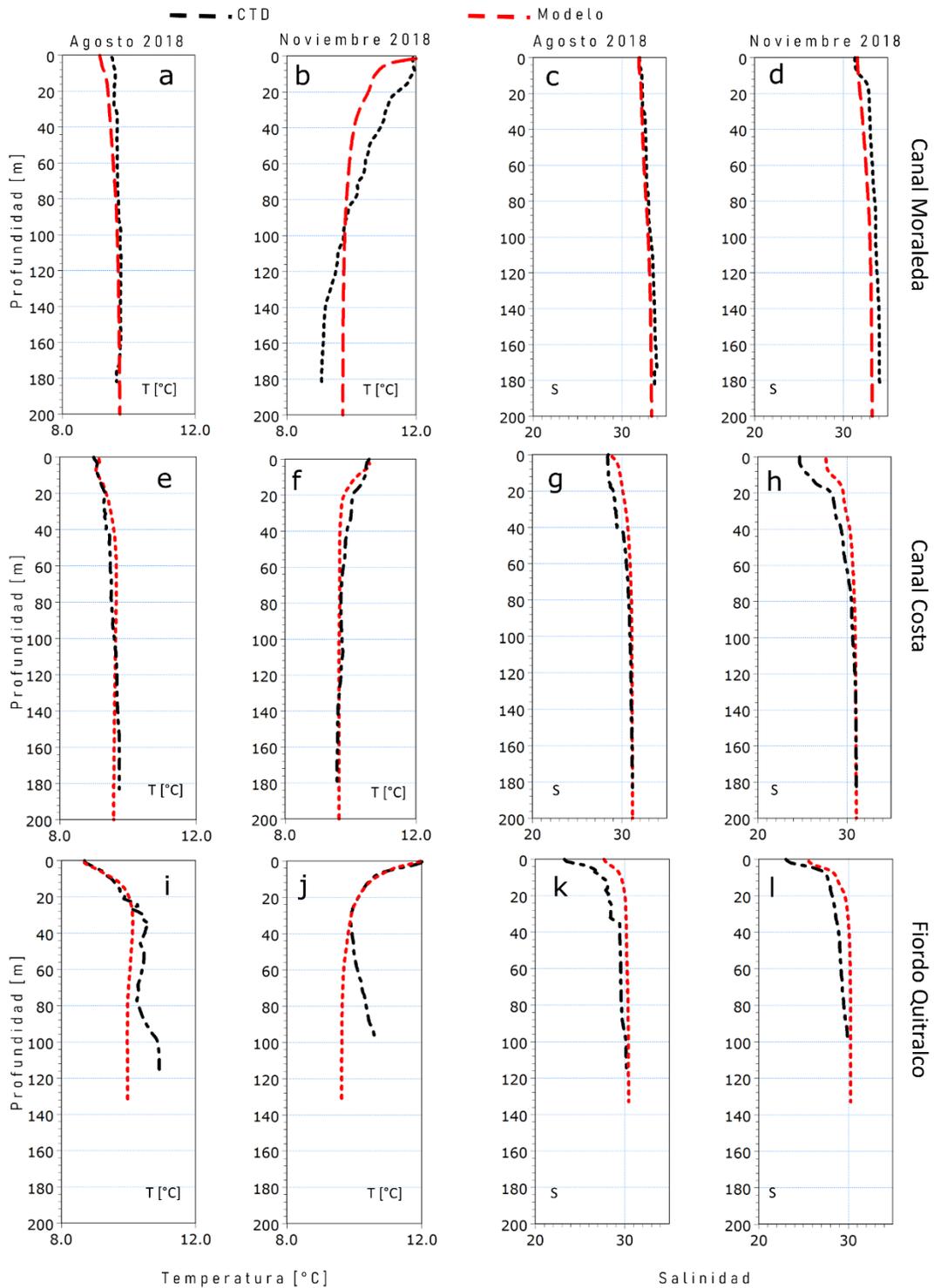


Figura 10: Perfiles de temperatura y salinidad en canal Moraleda (a, b, c y d), canal Costa (e, f, g y h) y fiordo Quitrálco (i, j, k y l) observados (negro) y modelados (rojo) para invierno (agosto 2018) y primavera (noviembre 2018).

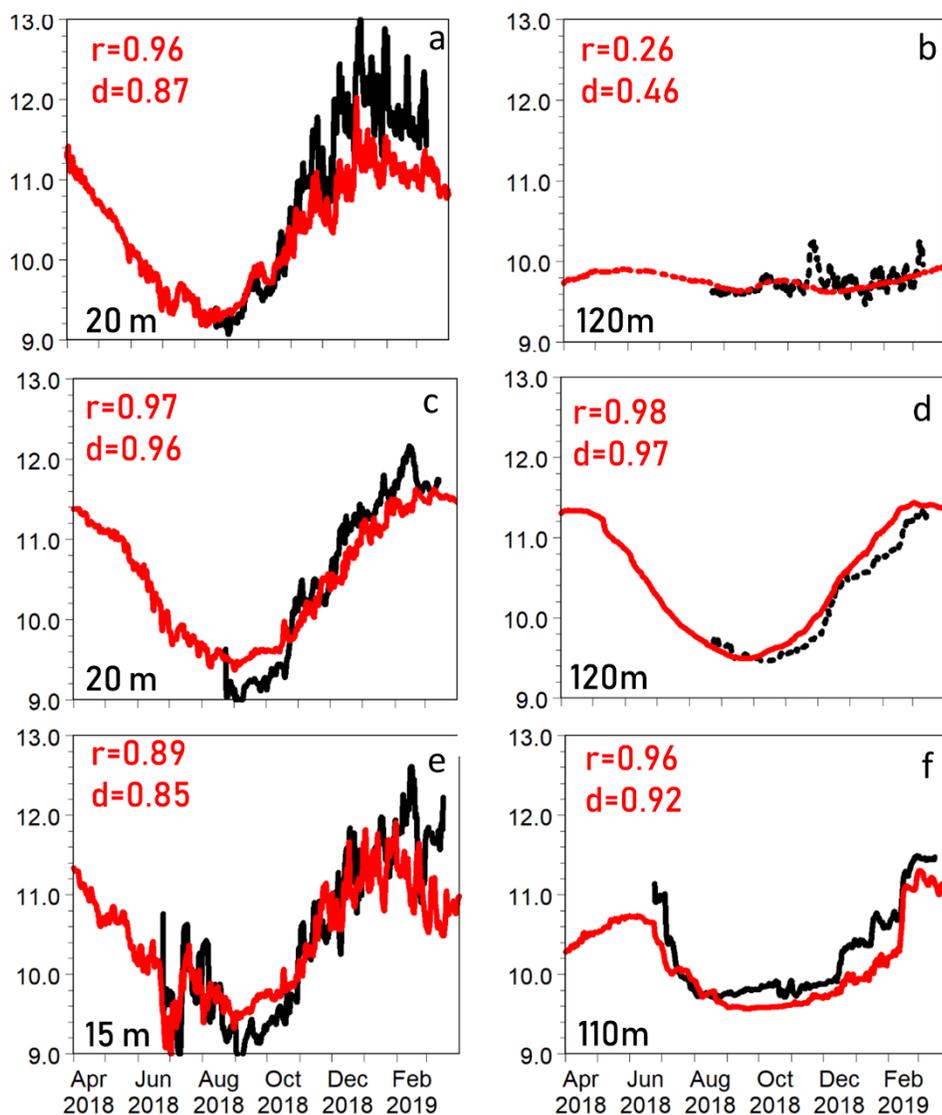


Figura 11: Series de tiempo de temperatura en canal Moraleda: a 20 m (a) y 120 m (b), canal Costa a 20 m (c) y 120 m (d) y en fiordo Quitalco a 15 m (e) y 110 m (f) para valores observados (negro) y modelados (rojo).

IV) Circulación residual

La circulación residual observada (ADCP) en el canal Moraleda mostró pulsos intensos de corrientes que se relacionaron fuertemente con el viento, así durante episodios prolongados e intensos de viento hacia el sur (Fig. 12c), como se muestra en la segunda mitad de septiembre (entre líneas grises), la corriente se direccionó en el mismo sentido (Fig. 12 d), mientras que, con un viento soplando hacia el norte, la corriente se dirigió hacia esta dirección, esto fue posible evidenciarlo más claramente durante principios del mes de diciembre (entre líneas grises), en donde la corriente presentó un flujo intenso hacia norte acoplado al viento y posiblemente intensificado por el aumento del caudal del río Cisnes

ocurrido hacia fines de noviembre (Fig. 12b). Todo esto consistente en cuanto a su estructura con lo reproducido por el modelo (Fig. 12e).

En canal Costa la circulación residual respondió a una estructura de 3 capas hasta los 80 m (Fig. 13 d), siendo la más superficial (hasta ~5 m) y angosta respuesta del viento (Fig. 13 c), dominada por flujos hacia el norte, luego una capa hasta los ~60 m hacia el sur y bajo esta una capa hacia el norte, el modelo resolvió de manera apropiada esta estructura, aunque subestimando la magnitud de la corriente. El fiordo Quitralco presentó una compleja estructura de la corriente residual, la cual no fue completamente replicada por el modelo, aunque presentaron similitudes importantes, la capa superficial (hasta 10 m) se encontró influenciada por el viento.

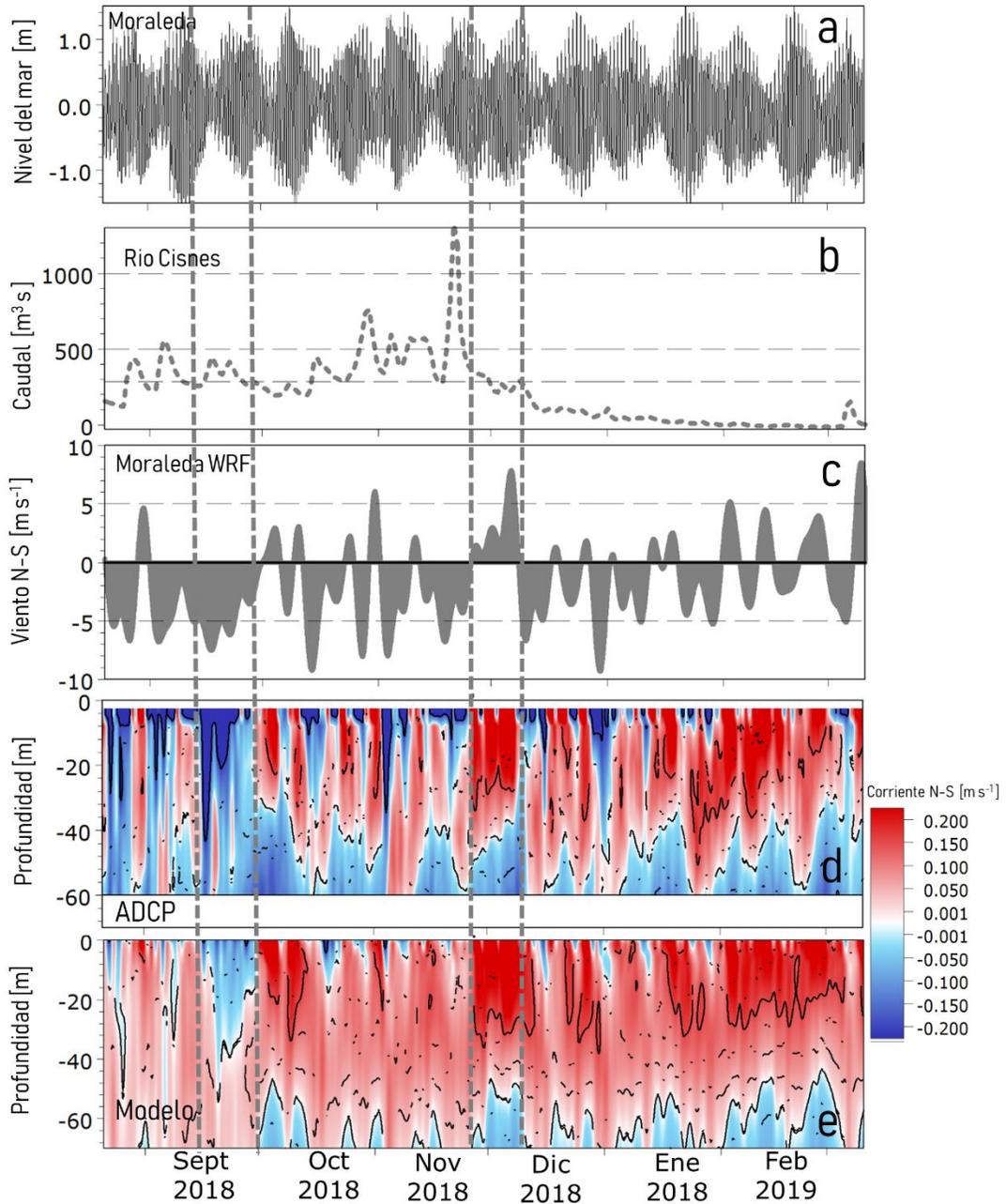


Figura 12: a) Nivel del mar, b) caudal rio Cisnes, c) viento N-S del modelo WRF, d) perfil de corriente N-S residual observada y e) perfil de corriente N-S residual modelada en el canal Moraleda.

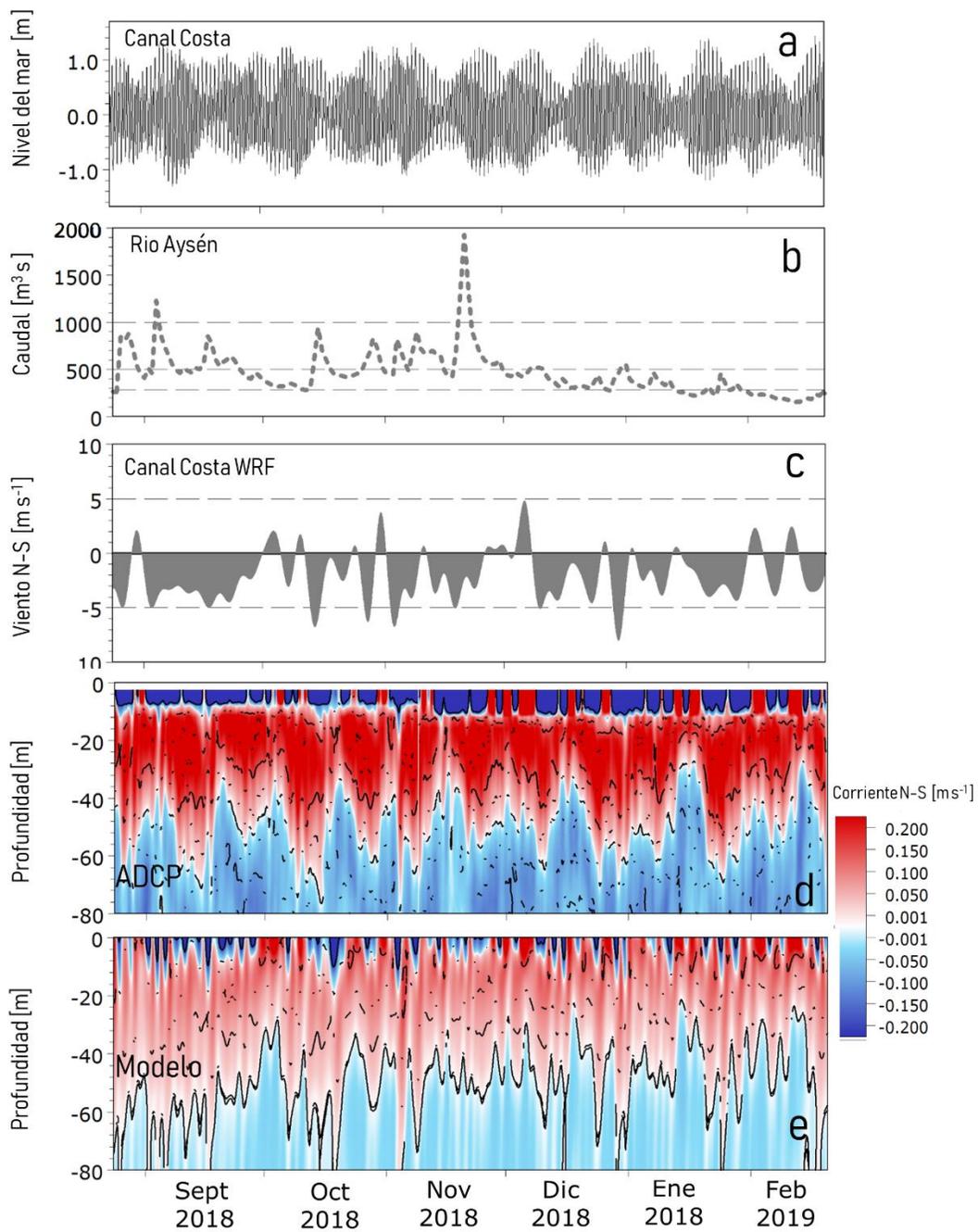


Figura 13: a) Nivel del mar, b) caudal río Aysén, c) viento N-S del modelo WRF, d) perfil de corriente N-S residual observada y e) perfil de corriente N-S residual modelada en el canal Costa.

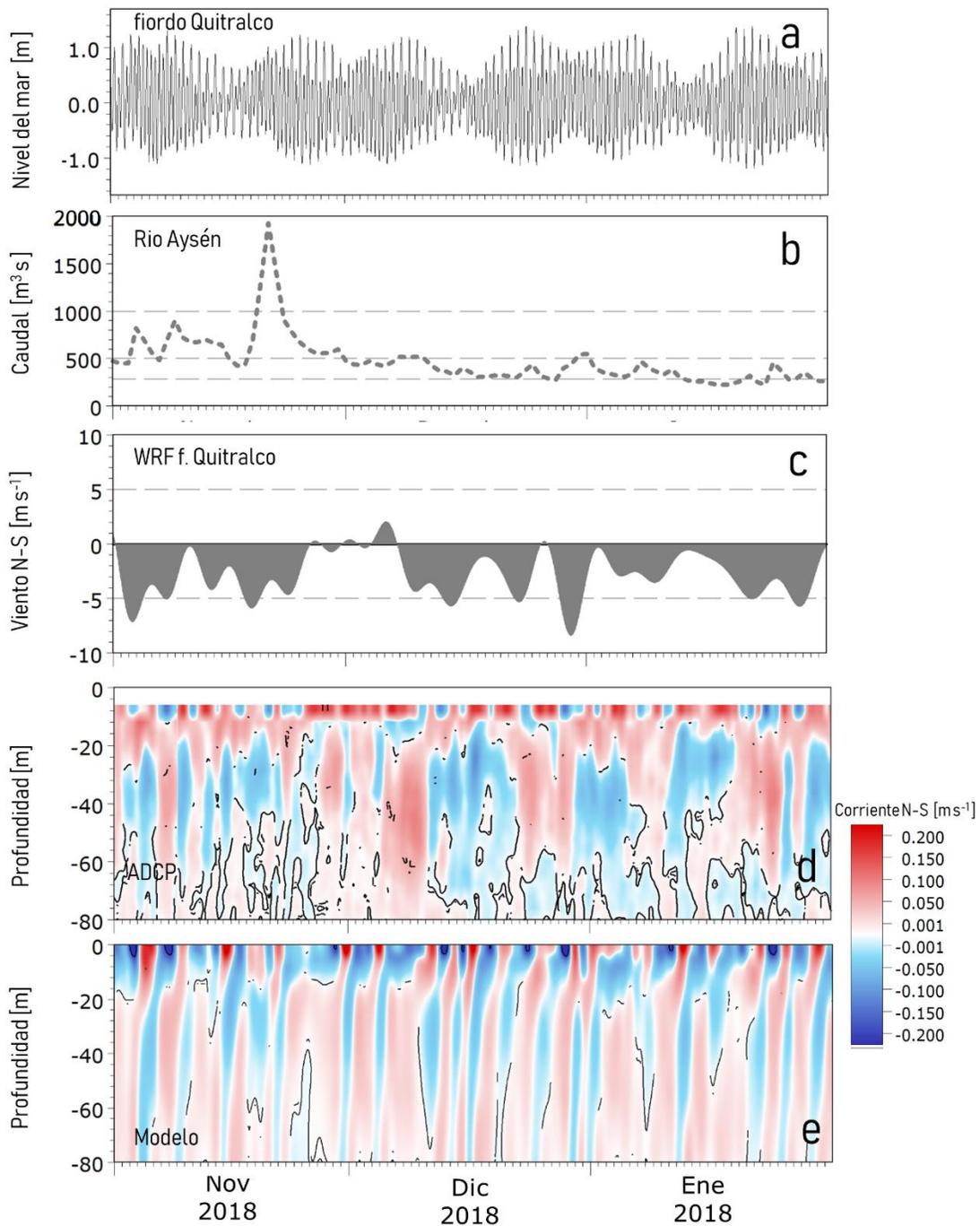


Figura 14: a) Nivel del mar, b) caudal río Aysén, c) viento N-S del modelo WRF, d) perfil de corriente N-S residual observada y e) perfil de corriente N-S residual modelada en el fiordo Quitralco.

4.1.6 Circulación general del mar interior de Aysén.

La circulación media en invierno (Jul-Ago-Sept 2018) para la capa superficial (0-10 m) (Fig.15a) presentó flujos intensos hacia afuera (10 a 20 cm s^{-1}) desde el sistema de Elefantes, y de similares características en el fiordo Aysén y en la constricción de Meninea. Por el contrario, el fiordo Puyuhuapi presentó hacia su interior velocidades relativamente débiles, al igual que el fiordo Quitalco ($< 5\text{ cm s}^{-1}$). El canal Moraleda por su parte, presenta una circulación hacia el norte por el lado oeste, mientras que, por el lado este, presenta un flujo hacia el sur con un remolino ciclónico hacia la mitad del canal con una intensidad sobre 10 cm s^{-1} . Este flujo hacia el sur, se originó en el borde costero del golfo Corcovado, cercano a la desembocadura del río Palena. En el golfo Corcovado, y cercano al sector norte del archipiélago de las Guaitecas, se observó una intensa corriente (hasta 20 cm s^{-1}) que recorre el borde de estas islas, y que tiende a seguir el contorno de la línea de costa hacia el sur. Para el periodo de primavera (Oct-Nov-Dic 2018), hacia el sur de Meninea, predominaron similares condiciones al invierno, por el contrario, el cambio más notable es la intensificación del flujo hacia el norte en el canal Moraleda con velocidades de $\sim 15\text{ cm s}^{-1}$ y la ausencia de la corriente hacia el sur que recorría el borde continental del golfo Corcovado hasta el mismo canal Moraleda (Fig. 15b).

Para profundidades intermedias (10-50 m), tanto en invierno como en primavera (Fig. 15c y 15d), se presentaron condiciones similares, aunque con magnitudes de la corriente inferiores respecto de la capa superficial. La corriente que recorrió el lado oeste del canal moraleda, logró conectarse con el flujo del borde norte del archipiélago de las Guaitecas, generando una corriente que recorre este archipiélago desde el interior de la región hacia afuera.

La circulación media entre 50 a 300 m (Fig. 16), presentó magnitudes de velocidad menores que en las capas superiores, sin embargo, tanto en invierno como la primavera, fue posible notar una corriente más intensa ($\sim 10\text{ cm s}^{-1}$) en el golfo Corcovado con dirección hacia el interior del canal Moraleda y que tiende a aumentar su velocidad ($\sim 15\text{ cm s}^{-1}$) hacia la primavera, generando conexión tanto con la boca del canal Puyuhuapi como la constricción de Meninea (Fig. 16b). En general, la circulación en los fiordos es más débil en esta capa que en superficie y se dirige hacia el interior de estos.

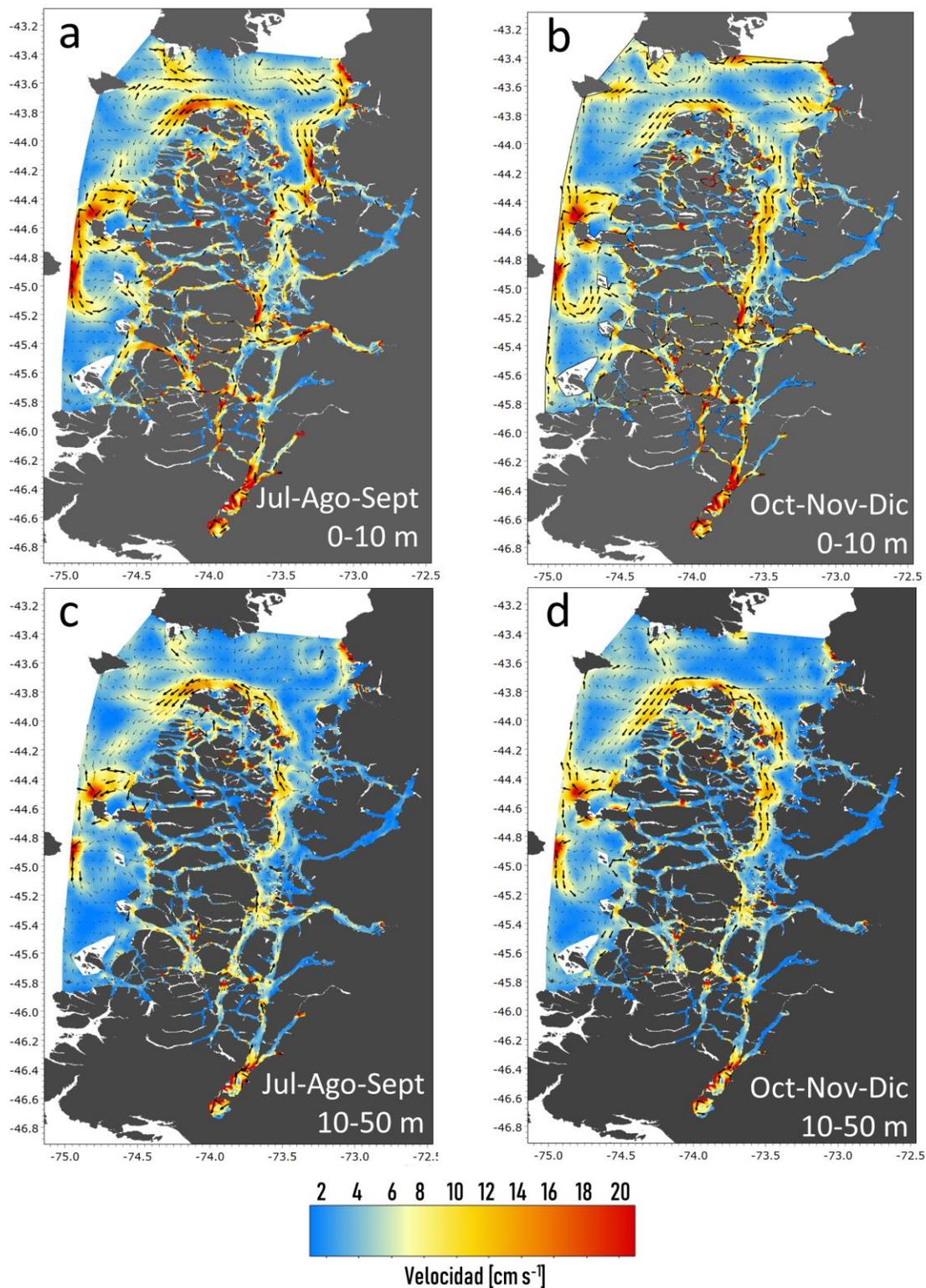


Figura 15: Circulación media superficial (intermedia) en a (c) invierno (JJA-2018) y b (d) primavera (OND-2018) en el mar interior de Aysén.

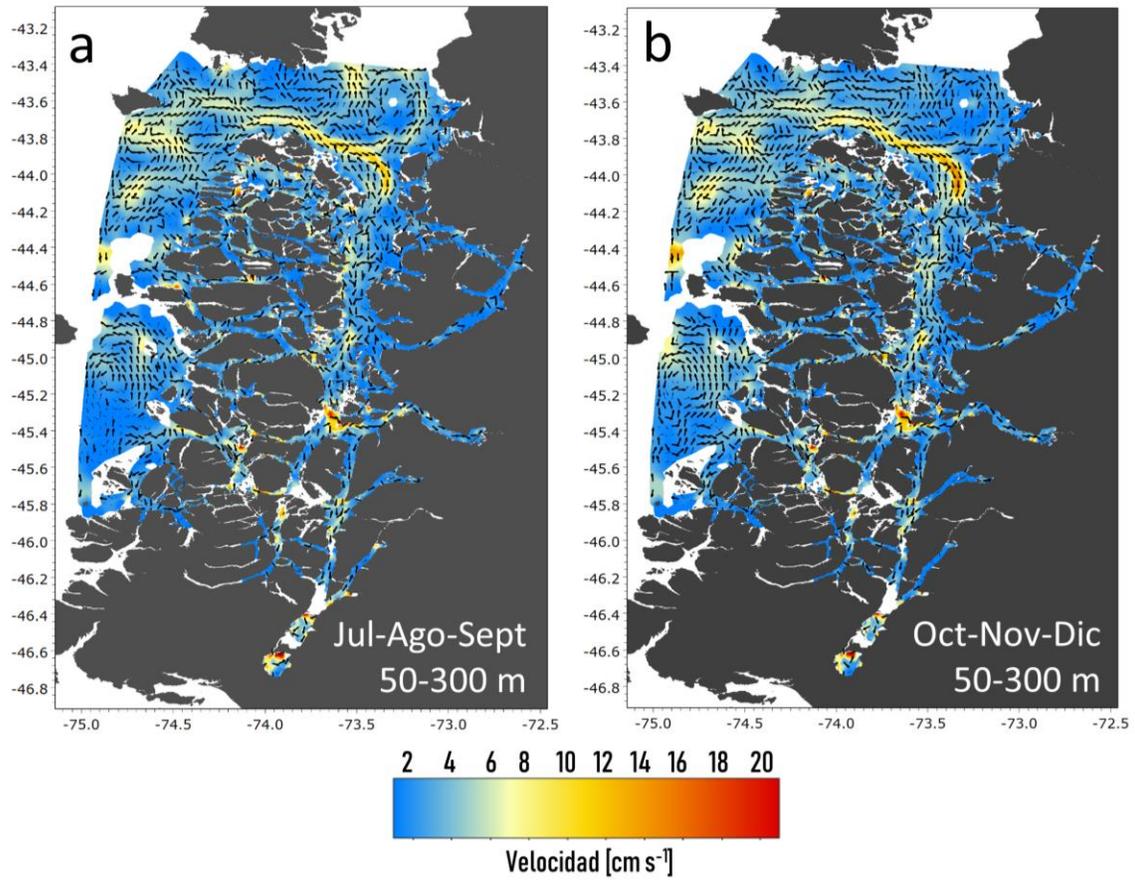


Figura 16: Circulación media profunda en a) invierno (JJA-2018) y b) primavera (OND-2018) en el mar interior de Aysén.

4.2 Objetivo 2.2.2. Calcular el intercambio de agua mediante un modelo de trazador acoplado al modelo hidrodinámico.

4.2.1 Edad del agua y trazador de agua dulce.

La edad promedio del agua (que ingresa por los bordes oceánicos) para el ciclo anual de abril de 2018 a marzo de 2019, mostró tanto para el nivel más superficial (0-50 m) (Fig. 17a), como para el estrato más profundo (50-200 m) (Fig. 17b), que los mayores valores se encontraron hacia el sur del mar interior de Aysén, principalmente desde la constricción de Meninea, con valores de ~500 días en la Laguna San Rafael, fiordo Cupquelán y cabeza del fiordo Quitralco. Tanto el fiordo Aysén, como el Puyuhuapi, alcanzaron valores similares (350 - 400 días), mientras que canal Jacaf presentó valores menores (200 – 300 días). El canal Moraleda presentó mayores valores en el estrato superficial (~270 días) que en el profundo (~170 días). Los mayores valores en los canales del Archipiélago de los Chonos se encontraron en su parte central, alrededor del canal King (~350 días), lo que difiere del sector sur (canal Darwin), que presentó menores valores (~200 días).

El trazador de agua dulce mostró una alta variabilidad espacial, con los mayores valores en las cercanías de los grandes ríos de la región. La capa superficial (0-50 m) (Fig. 18a) presentó los valores más altos, en especial, en la Laguna San Rafael y fiordo Cupquelán (>30%), seguido del fiordo Aysén, especialmente hacia su cabeza (~25%) y fiordo Puyuhuapi y Quitralco (~15%). La constricción de Meninea limita valores más altos hacia el sur (~12%), respecto del canal Moraleda (7%). Los canales ubicados en el Archipiélago de los Chonos presentaron, en general, valores más bajos (~5%). El estrato profundo (50-200 m) (Fig. 18b) presentó una disminución en los valores de trazador de agua dulce respecto del nivel superficial, a excepción de la Laguna San Rafael, que mantuvo valores similares. Al sur de la constricción de Meninea, los valores en general son mayores al 10%, en cambio, hacia el norte incluyendo el fiordo Puyuhuapi los valores no excedieron el 5%. El fiordo que presentó mayor contenido de agua dulce en este nivel fue Cupquelán (~25 %).

4.2.2 Tiempo de renovación

La simulación realizada para estimar el tiempo de renovación en cada uno de los fiordos de la región de Aysén y que fue integrada verticalmente para obtener números gruesos que diferencien cada fiordo, mostró que a los 100 días de simulación el fiordo Aysén alcanzó concentraciones cercanas al 35 %, siendo el que más rápido renovó sus aguas originarias, en contraste, hacia la cabeza del fiordo Puyuhuapi se presentaron valores de ~80% dando cuenta de su lenta capacidad de ventilación (Fig. 18a). Hacia los 150 días, tanto el fiordo Quitralco como Cupquelán alcanzaron valores entre 30 y 35 %, mientras que el fiordo Aysén presentó valores entre 15 a 20 %, en cambio el fiordo Puyuhuapi aun mantiene valores relativamente alto hacia su parte norte (~50%) (Fig. 18b). A los 250 días, el fiordo Aysén ha disminuido su concentración de aguas originarias a un 13%, mientras que el fiordo Quitralco y Cupquelán alcanzaron entre 15 a 20 % respectivamente. El fiordo Puyuhuapi alcanzó valores entre un 35 a 40%, siendo mayor en seno Magdalena con valores sobre el 50% (Fig. 18c). Finalmente, a los 300 días, todas las cuencas se encuentran por debajo del 35 %, siendo en fiordo Puyuhuapi y en especial, el seno Magdalena, el que presentó menor capacidad de ventilación, mientras que el fiordo Aysén fue la cuenca que más rápido fue ventilada (Fig. 18d).

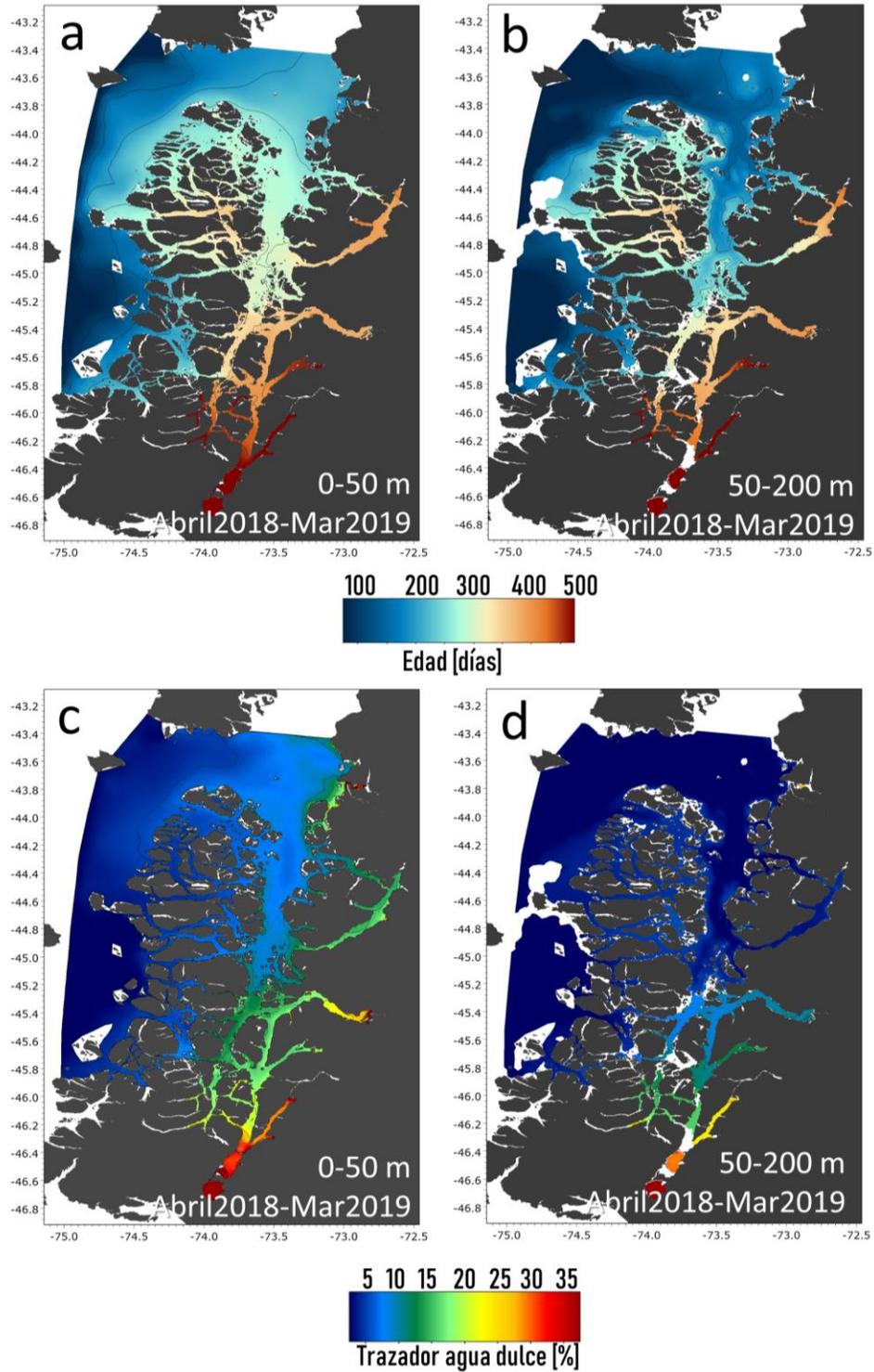


Figura 17: Edad del agua integrada para a) 0-50 m y b) 50-200 m de profundidad. Porcentaje del trazador de agua dulce integrado para a) 0-50 m y d) 50-200 m en el mar interior de Aysén.

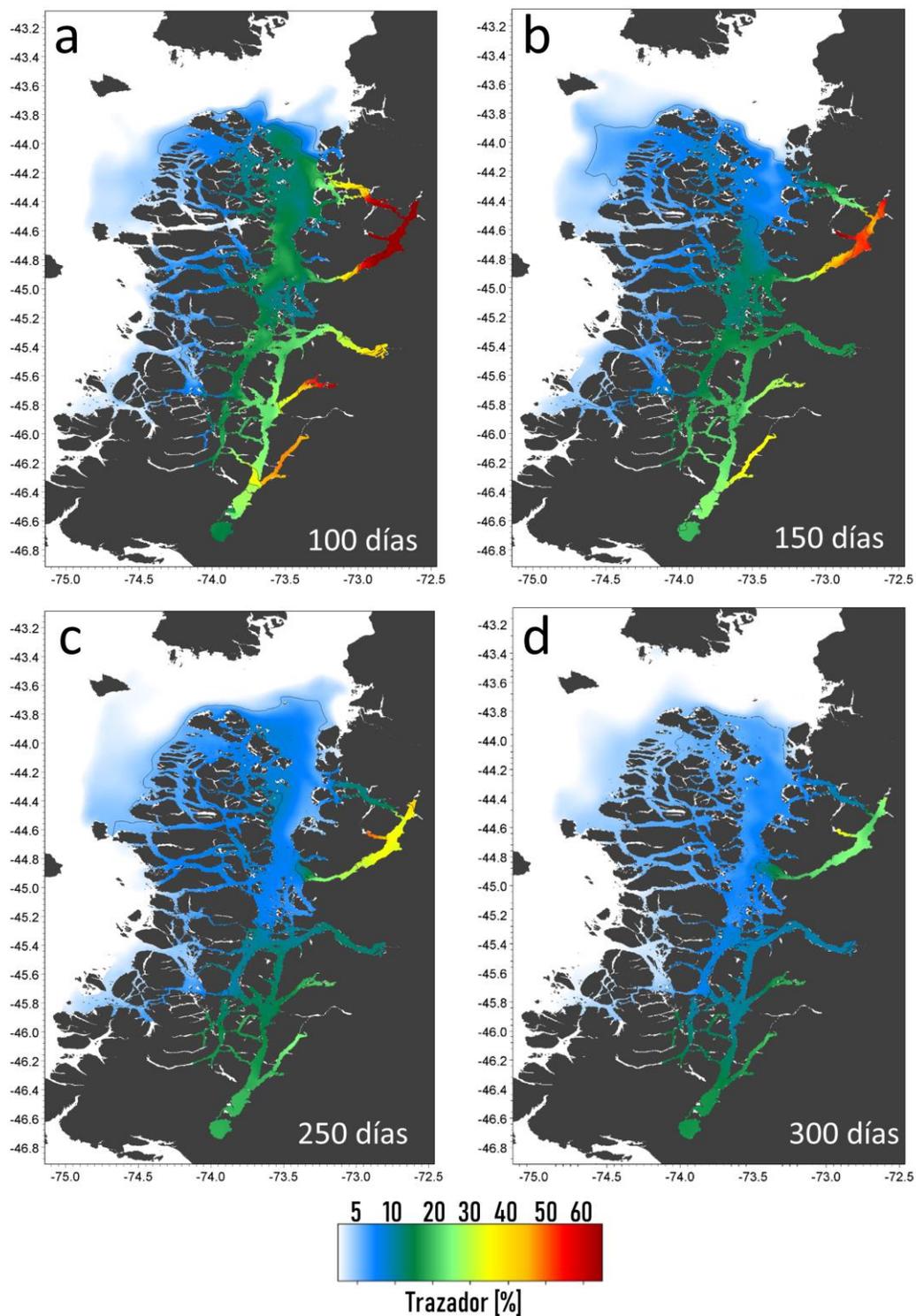


Figura 18: Porcentaje del trazador para los fiordos Jacaf-Puyuhuapi, Aysén, Quitalco y Cupquelán a los a) 100, b) 150, c) 250 y d) 300 días. Solo valores >5% fueron graficados.

4.2.3 Relación de Knudsen y método analítico de tiempo de renovación

4.2.3.1 Fiordo Quitralco

En general la salinidad para la caja 1 (Fig. 19), en la capa estuarina presentó una salinidad media de ~26-27, bajo la picnoclina, la salinidad media estuvo en torno a 28.9-29.5, correspondiendo a marzo la mayor salinidad promedio. Se identificó la isohalina de 28, donde se produce el mayor gradiente medio para todos los periodos, la profundidad de la picnoclina fue mínima (7 m) en marzo y máxima en agosto (22 m), los mayores caudales correspondieron a los periodos de noviembre y marzo, lo que en la capa estuarina estuvo también relacionado con los tiempos de renovación, así en condiciones estacionarias los menores tiempos fueron registrados en noviembre y marzo con 9.19 y 5.64 días respectivamente. En contraste los mayores tiempos de renovación se encontraron en junio y agosto. Este patrón también se registró para el total de la subcuenca (caja 1), observándose un gradiente negativo de junio a marzo. Para la caja 2, en la capa estuarina la salinidad se mantuvo homogénea aunque menor a la salinidad de la caja 1, la salinidad debajo de la picnoclina fue homogénea 29-29.5, aunque la diferencia entre la salinidad superficial y bajo la picnoclina fue ligeramente mayor que los gradientes de la caja 1. A partir de las condiciones de estado estacionario se puede inferir que los tiempos de renovación en la capa superior son mínimos para el periodo de marzo y aumentan significativamente en invierno. Uno de los aspectos relevantes es la magnitud del tiempo de renovación para toda la subcuenca (caja 2), que correspondió a la cabeza del fiordo. Donde los tiempos de renovación son extremadamente lentos ~4 años en invierno (junio) y 1 año en verano (marzo). Estrechamente relacionados el tiempo de mínima y máxima descarga.

caja 1	S_1 psu	S_2 psu	Q_R m^3s^{-1}	Q_1 m^3s^{-1}	Q_2 m^3s^{-1}	profundidad picnoclina (m)	T_{f-FW} (día)	T_f (día)
Junio	26,9	28,9	21,13	305,27	284,15	12	21,17	220,52
Agosto	27	29,2	31,45	417,49	386,03	22	28,38	161,25
noviembre	26,1	28,9	62,44	644,47	582,03	11	9,19	104,4
marzo	27,2	29,5	52,11	668,38	616,27	7	5,64	100,72

caja 2	S_1 psu	S_2 psu	Q_R m^3s^{-1}	Q_1 m^3s^{-1}	Q_2 m^3s^{-1}	profundidad picnoclina (m)	T_{f-FW} (día)	T_f (día)
Junio	26	29,2	15,14	138,13	122,99	13,0	88,50	1701,90
Agosto	26,5	29,5	22,54	221,62	199,09	17,0	72,13	1060,73
noviembre	26,6	29,1	44,74	520,77	476,03	19,0	34,31	451,41
marzo	25,6	29,4	37,34	288,89	251,55	3,0	9,77	813,75

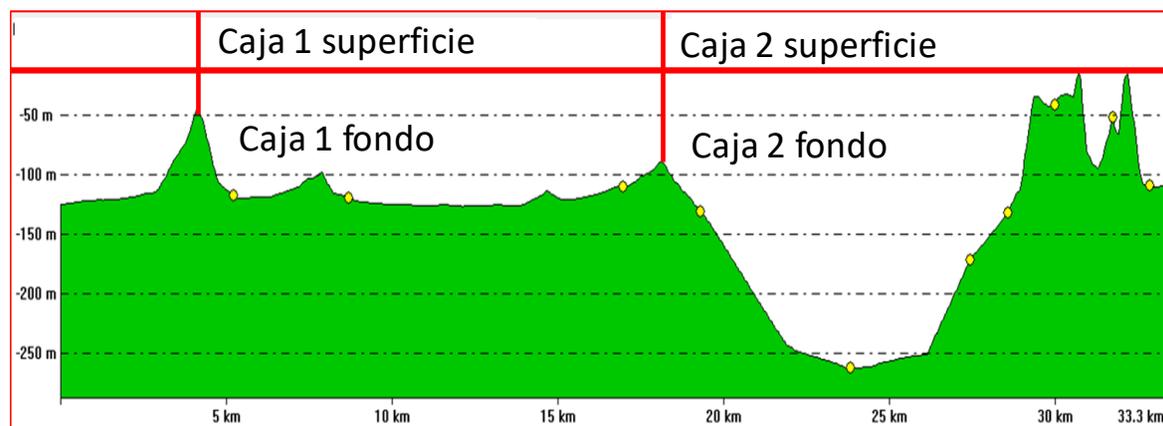


Figura 19. Panel superior: resultado para el balance del método Knudsen, incluyendo los tiempos de renovación para el fiordo Quitralko y sus diferentes cajas esquematizadas en el panel inferior.

Para la caja 1 (Fig. 20), la salinidad media sobre la picnoclina, exhibió un cierto gradiente temporal, con menor salinidad en periodo invernal aumentando hacia el periodo estival (noviembre y marzo), en cambio en la capa bajo la picnoclina la salinidad se mantuvo con poca variación (~30.5-31 psu). El mayor aporte al sistema se produjo en junio y noviembre con valores próximo a los $800 m^3s^{-1}$, en cambio el menor flujo de agua dulce se observó en marzo. La profundidad de la picnoclina fue mínima en marzo y máxima noviembre, estuvo determinada por la isohalina de 28 psu. Para una condición de estado estacionario, sobre la picnoclina en la caja 1, que es próxima a la boca del fiordo, los tiempos de renovación fueron bastante bajos, oscilaron entre 1 y 3 días, son menores en invierno y mayores en verano, respectivamente. La caja 1 en su totalidad estuvo caracterizada por un gradiente temporal, donde los menores tiempos de renovación correspondieron al periodo de invierno, aumentando significativamente hacia el verano en una magnitud casi veces 5 mayor que en invierno. Para la caja 2 la salinidad superficial en promedio fue menor en comparación a la caja 1 (más próxima a la boca). No obstante, los tiempos de renovación fueron mayores que la caja 1, variando entre 3.37 días para el periodo de agosto y 5.43 Para el periodo de noviembre. En una condición de estado estacionario la renovación de toda la subcuenca, exhibió un menor tiempo de renovación en el periodo de junio

mientras que el mayor tiempo se registró en marzo, lo cual en cierta medida estuvo relacionado a los flujos de agua dulce y la profundidad de la pycnoclina.

caja 1	S_{1_psu}	S_{2_psu}	Q_R m^3s^{-1}	Q_1 m^3s^{-1}	Q_2 m^3s^{-1}	profundidad pycnoclina (m)	T_{f-FW} (día)	T_f (día)
Junio	26,9	30,5	785,25	6652,85	5867,59	11,5	1,14	22,39
Agosto	27,6	30,4	432,67	4697,59	4264,91	10,5	1,48	31,71
noviembre	25,8	30,7	768,84	4817,04	4048,20	20	2,75	30,92
marzo	24,8	31,2	305,00	1486,86	1181,87	6,5	2,89	100,18

caja 2	S_{1_psu}	S_{2_psu}	Q_R m^3s^{-1}	Q_1 m^3s^{-1}	Q_2 m^3s^{-1}	profundidad pycnoclina (m)	T_{f-FW} (día)	T_f (día)
Junio	24,3	31,2	785,25	3550,71	2765,46	13	3,83	75,84
Agosto	25,6	31	432,67	2483,86	2051,19	8	3,37	108,41
noviembre	21,4	30,9	768,84	2500,77	1731,92	13	5,43	107,68
marzo	24,1	31,2	305,00	1340,27	1035,27	6	4,68	200,91



Figura 20. Panel superior: resultado para el balance del método Knudsen, incluyendo los tiempos de renovación para el fiordo Aysén y sus diferentes cajas esquematizadas en el panel inferior.

caja 1	S_{1_psu}	S_{2_psu}	Q_R m^3s^{-1}	Q_1 m^3s^{-1}	Q_2 m^3s^{-1}	profundidad picnoclina (m)	T_{f-FW} (día)	T_f (día)
Junio	26,9	30,5	785,25	6652,85	5867,59	11,5	1,14	22,39
Agosto	27,6	30,4	432,67	4697,59	4264,91	10,5	1,48	31,71
noviembre	25,8	30,7	768,84	4817,04	4048,20	20	2,75	30,92
marzo	24,8	31,2	305,00	1486,86	1181,87	6,5	2,89	100,18

caja 2	S_{1_psu}	S_{2_psu}	Q_R m^3s^{-1}	Q_1 m^3s^{-1}	Q_2 m^3s^{-1}	profundidad picnoclina (m)	T_{f-FW} (día)	T_f (día)
Junio	24,3	31,2	785,25	3550,71	2765,46	13	3,83	75,84
Agosto	25,6	31	432,67	2483,86	2051,19	8	3,37	108,41
noviembre	21,4	30,9	768,84	2500,77	1731,92	13	5,43	107,68
marzo	24,1	31,2	305,00	1340,27	1035,27	6	4,68	200,91



Figura 20. Panel superior: resultado para el balance del método Knudsen, incluyendo los tiempos de renovación para el fiordo Aysén y sus diferentes cajas esquematizadas en el panel inferior.

4.3 Objetivo específico 2.2.3 Generar mapas de tiempos de intercambio de agua montados en una plataforma de información geográfica.

Se montó una plataforma en donde es posible visualizar interactivamente los resultados derivados de este estudio, no tan solo a través de la generación de mapas de intercambio de agua, sino también, de todas las variables que derivan del modelo hidrodinámico, esto es, corrientes, temperatura, salinidad. El acceso es público, y puede ser visualizado entrando a la portada de sistema de Información Chonoschonos.ifop.cl o bien directamente a la aplicación ATLAS en <http://chonos.ifop.cl/atlas/>.

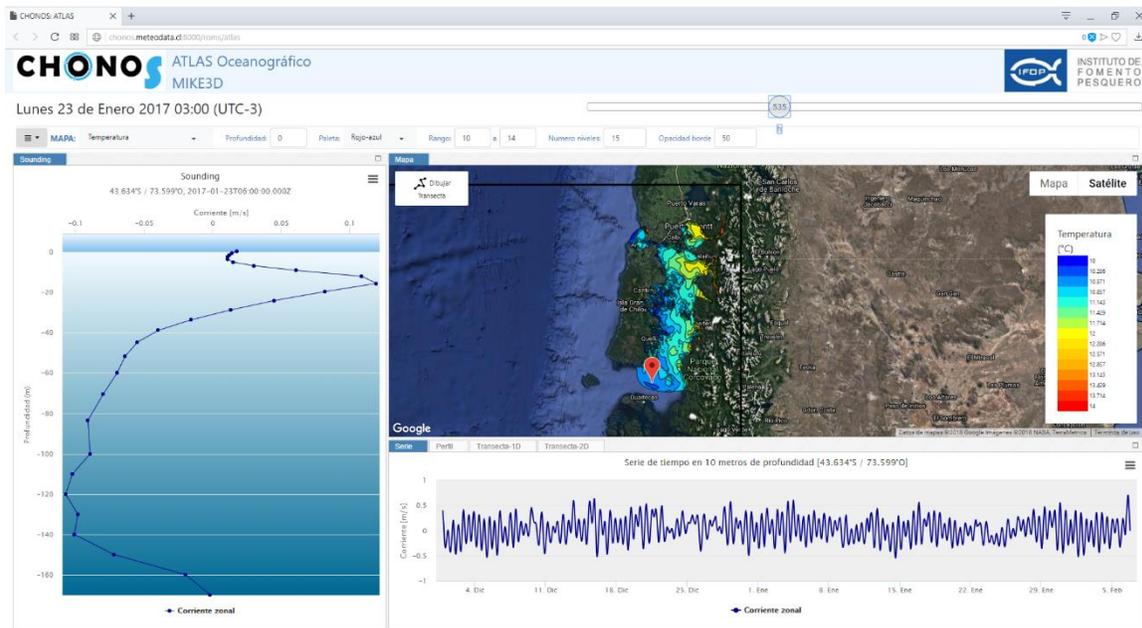


Figura 21: Interfaz de la plataforma de información geográfica ATLAS, perteneciente al sistema de información oceanográfica CHONOS.

Este sistema cuenta con una serie de herramientas para facilitar la apropiación de la información por parte de los usuarios, tales como: generación de mapas para distintas profundidades, perfiles verticales, series de tiempo y secciones verticales espaciales y temporales. Además, cuenta con un botón que permite navegar en el tiempo, se esta forma el usuario puede apreciar las variaciones temporales de todas variables antes detalladas. Finalmente, cada una de estas herramientas cuenta con un botón de descarga de datos en formato .CSV o XLS, así como también de figuras en distintos formatos (.jpg, .png, etc.). La plataforma cuenta con un tutorial para facilitar el uso de cada una de las herramientas por parte de los usuarios.

5. DISCUSIÓN

El uso de modelos hidrodinámicos de la alta resolución en zonas estuarinas a lo largo del mundo y en particular el método de edad del agua se ha incrementado en los últimos años como una forma de dilucidar los mecanismos presentes en su dinámica (Gustafsson y Bendtsen, 2007; Shen y Wang, 2007; Zhang et al., 2010; Liu et al., 2012; De Brye et al., 2012; Bendtsen, et al., 2014; Karna y Baptista, 2016; Viero y Defina, 2016). A lo largo de este estudio se han presentado resultados sobre las escalas temporales de transporte mediante modelación hidrodinámica utilizando una aproximación euleriana basada en la teoría de la edad y tiempo de residencia orientada a los constituyentes, CART (<http://www.climate.be/repomodx/cart/>) (Delhez et al., 1999, Deleersnijder et al., 2001), complementado con métodos numéricos y analíticos de renovación de aguas.

El sistema costero de la Patagonia chilena (41-53 ° S) tiene una geografía muy compleja compuesta de canales, islas y fiordos. Las aguas subantárticas (SAAW) interactúan fuertemente con el aporte de agua dulce proveniente de la precipitación y la descarga de grandes ríos, produciendo gradientes de salinidad horizontales y verticales (Dávila et al., 2002; Iriarte et al., 2014; Iriarte et al., 2016). A su vez, la precipitación sobre esta región es mayormente producida por perturbaciones proveniente de la deriva del oeste y fuertemente modificada por la cordillera de los Andes (Garreaud et al., 2013), llevando a uno de los gradientes de precipitación más intensos en la tierra (Smith y Evans 2007, Carrasco et al., 2002). La dinámica temporal de este conjunto de complejas interacciones aún no es dilucidada por completo por la ausencia de series temporales de más larga data y el aún incipiente uso de modelos numéricos. Esta información es crítica en el contexto del uso de estas zonas costeras para la pesca y acuicultura.

Para ampliar la información derivada de las observaciones realizadas en las campañas oceanográficas se desarrolló un modelo hidrodinámico, basado en MIKE 3 FM, que incluyó el forzamiento atmosférico de alta resolución mediante el modelo meteorológico WRF de 3 Km. El modelo hidrodinámico implementado utilizó una malla desestructurada de elementos triangulares que permiten ajustar la resolución horizontal en zonas costeras de topografía compleja, alcanzando una máxima resolución de 200 m. Uno de los principales rasgos del sistema de fiordos de Chile, es su alta variabilidad en los primeros metros de la columna de agua, influenciado por el agua dulce de persistente precipitación, escorrentía y derretimiento de hielo y nieve (Antezana et al., 1996, Valle-Levinson et al., 2007). Para resolver esta característica, se utilizó una discretización vertical de coordenadas combinadas sigma y rectangular, con alta resolución en la superficie (20 capas sigma) y una resolución más gruesa en las capas más profundas configuradas con coordenadas rectangulares (20 capas), de esta forma se evitó tener una discretización vertical con pendiente muy pronunciada ya que se sabe que en regiones de topografía muy empinada, los modelos de coordenadas sigma son propensos a errores en el cálculo del gradiente de presión (Beckman y Haidvogel, 1993). La interacción con la superficie libre del mar se logró mediante el desarrollo de un modelo meteorológico con una alta resolución espacial y temporal, que proporcionó un buen acuerdo con los datos observacionales disponibles, específicamente de viento, presión atmosférica y temperatura del aire.

El modelo hidrodinámico entregó un buen ajuste respecto de diversos parámetros físicos medidos, capturando la dinámica de este sistema estuarino. Las condiciones hidrográficas en la superficie de

del mar interior de Aysén están controladas por flujos océano-atmósfera, viento, marea, y escorrentía continental de agua dulce proveniente principalmente de los ríos Palena, Cisnes, Aysén y Campos de Hielo Norte. En tanto, la estructura hidrográfica vertical es bien resuelta generando perfiles de temperatura y salinidad adecuados de acuerdo a la estacionalidad y ubicación dentro de la región, siendo consistente en replicar, por ejemplo, zonas mayormente mezcladas o bien estratificadas, inversiones térmicas durante invierno, entre otros.

En el canal Moraleda las corrientes marinas, especialmente durante el invierno, estuvieron fuertemente influenciadas por eventos intensos de viento. En este lugar, tanto el modelo, como las observaciones realizadas mediante un perfilador acústico de corrientes, mostraron que el esfuerzo del viento sobre la superficie, en episodios transitorios, puede llegar a mover la columna de agua hasta 40 m de profundidad hacia el interior del canal, actuando en oposición al gradiente de presión y cambiando el balance dinámico durante estos eventos, generando una intensa mezcla turbulenta durante estos periodos. En primavera en cambio, la estratificación se fortaleció, al generarse cambios en la dirección del viento (hacia el norte) y aumentar el caudal de los ríos, generando una capa superficial (~20 m) con flujos residuales ocasionales del orden de 20 cm s^{-1} . La respuesta del viento también fue observada en canal Costa, sin embargo, esta quedó acotada a los primeros 10 m de la columna de agua, no presentando influencia directa bajo esta profundidad, bajo esta capa y hasta los ~60 m, un flujo intenso (~20 cm s^{-1}) hacia el norte fue observado en el perfilador acústico, con fluctuaciones quincenales, lo cual, podría estar asociado a mareas de sicigias y cuadraturas. Bajo los 60 m, tanto en la observación como en el modelo se presentó una tercera capa con dirección hacia el sur. En el fiordo Quitalco una compleja estructura residual de las corrientes fue observado tanto en el perfilador acústico como en el modelo, los mecanismos que originan esta estructura son aún desconocidos, lo que hace necesario ser abordado en futuras investigaciones.

La circulación media superficial (0-10 m) derivada del modelo, muestra diferencias en la intensidad del flujo de salida desde los fiordos, siendo en estero Elefantes y fiordo Aysén los que presentan mayor velocidad (~20 cm s^{-1}) y los fiordos Puyuhuapi y Quitalco los menores, esto probablemente asociado a que estos presentan ríos con caudales menores a los antes descritos. En tanto, en el canal Moraleda se presentó una persistente corriente que recorre el lado oeste del canal hasta conectar con borde norte de las islas Guaitecas continuando su recorrido hasta el borde más oceánico de estas islas, incluso deflactándose hacia el sur en esta zona, esta corriente es visualizada hasta los 50 m, y es en parte interrumpida durante el invierno por una corriente que se origina en la zona costera del golfo Corcovado, cercana a la desembocadura del río Palena y que se direcciona hacia el sur por el borde este del canal Moraleda, esta corriente está posiblemente inducida por el viento y sería capaz de transportar parte de la pluma del río Palena hacia el sur, cuestión que debe ser abordada en futuras investigaciones, por su eventual importancia en procesos biológicos, como las FAN y que son recurrentes en esta zona. Uno de los principales rasgos que mostró el modelo en el estrato más profundo (50-300 m) es la presencia de una corriente relativamente intensa (~10 cm s^{-1}) que comunica el golfo Corcovado con el canal Moraleda y que intensifica durante la primavera (~15 cm s^{-1}) conectando al golfo Corcovado tanto con la boca del fiordo Puyuhuapi, como el umbral de Meninea. Es posible que esta intensificación durante la primavera permita la ventilación de las cuencas más profundas, en específico en el fiordo Puyuhuapi.

Se utilizaron distintos métodos para develar las escalas temporales de transporte, respecto a estas, existen aún diversas definiciones y métodos para cada cual (por ejemplo: tiempo de residencia, edad del agua, tiempo de tránsito, tiempo de renovación, “flushing time”), para evitar malentendidos e incluso conclusiones erróneas, es importante introducir definiciones precisas y utilizarlas con cuidado (Bolin y Rodhe, 1973). La edad del agua es definida 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. (Bolin y 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 (Sandery y Kämpf, 2007), para el caso de este estudio los bordes fueron definidos en la zona más oceánica, en las cercanías de isla Guafo, por lo tanto, la edad del agua se refiere al tiempo en que las parcelas de aguas que ingresan por este sector viajan hacia cada cuenca interior. 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 y Kämpf, 2007) lo cual indica que los valores absolutos de la edad del agua son menos relevantes que la estructura espacial que esta adopta. En el caso de dominio empleado en este estudio, con el borde abierto principal cercano a la boca del Guafo Corcovado, se está asumiendo a todo el mar interior de Aysén, incluyendo los fiordos continentales, como un gran sistema estuarino. Esto genera tiempos de transporte relativamente mayores para las zonas alejadas del borde, respecto de si estos límites fueran ubicados en la boca de cada uno de estos fiordos, sin embargo y a pesar que los valores absolutos puedan cambiar, los patrones de distribución de estos tiempos serán similares. La noción de lo relativo de las escalas de transporte debe ser tomado en cuenta, dado las distintas aproximaciones, en cuanto al método y la elección del dominio de control que son utilizadas.

La edad del agua mostró valores promedio mayores en la cuenca sur de la región de Aysén, especialmente en la Laguna San Rafael y el fiordo Cupquelán (~500 días) disminuyendo hacia el norte, especialmente a través del principal canal de comunicación entre aguas oceánica y aguas interiores, como es el canal Moraleda. En la parte central del archipiélago de los Chonos, en las cercanías de canal King, se observa un aumento en los valores de edad del agua respecto de otros canales ubicados más al sur o más al norte, esto podría indicar que los canales ubicados en la parte central reciben aguas desde el interior, mientras que los canales ubicados hacia el sur, como el canal Darwin, contienen aguas de origen más oceánico, por tanto, aguas de relativa menor edad. Los trazadores de agua dulce que fueron introducidos en la descarga de los ríos, muestran valores más altos (25 a 30%) en la zona sur (Laguna San Rafael y fiordo Cupquelán), tanto en superficie como en zonas más profundas, lo que coincide con los valores más alto de edad del agua, esto estaría indicando que el agua dulce permanece por un tiempo relativamente alto en esta zona, esto explicado por la gran capacidad de mezcla que tiene esta zona principalmente debido a las intensas corrientes de marea especialmente hacia el sur del canal Elefantes, lo cual, permite llevar agua dulce a los estratos más profundos, y no transportándola rápidamente fuera del sistema, lo cual permitiría mantener bien oxigenado al fiordo Cupquelán y Laguna San Rafael, a pesar de presentar valores altos de edad de sus aguas, esto fue descrito en estudio anterior realizado por IFOP (Soto et al., 2016). Para las cuencas al norte de la constricción de Meninea, especialmente en fiordo Puyuhuapi, la cantidad de trazador de agua dulce en las zonas profundas es menor al 5%, lo cual devela que en este fiordo la influencia del agua dulce es importante solo en las capas superiores.

La edad del agua no permite responder exhaustivamente la pregunta acerca del tiempo en que las aguas permanecen en una cuenca, dado que sus valores son dependientes de los bordes, por esta razón se realizó un experimento para calcular el tiempo en que los fiordos de la región de Aysén son renovados, esto mediante una metodología ampliamente utilizada en estuarios conocida como tiempo de renovación definido como el tiempo que tiene la concentración en una área de interés en decaer a un valor de e^{-1} (~37%) (Takeoka, 1984; Prandle, 1984; Monsen et al., 2002; Pawlowicz, 2017). Los resultados mostraron que el fiordo Aysén presentó la mayor capacidad para renovarse alcanzando valores cercanos a los 100 días, por el contrario, la cuenca norte del fiordo Puyuhuapi, presenta la menor ventilación solo alcanzada a los ~250 días y aún más en el seno Magdalena con tiempos de ~300 días. Lo que significa que el fiordo Aysén se renovaría alrededor de 3 veces más rápido que el fiordo Puyuhuapi, mientras que el fiordo Quitralco y Cupquelán se renovarían dos veces más rápido que el fiordo Puyuhuapi.

Se utilizó un modelo analítico basado en la relación de Knudsen (1900), siendo altamente dependiente de las mediciones de campo, en particular sobre de caudales de ríos, debido a que, no siempre es posible obtener información detallada. Se compararon el fiordo Quitralco y Aysén que se encuentran relativamente cercanos, los resultados revelaron en ambos sistemas un comportamiento disímil, que se encuentra estrechamente relacionado al volumen de agua dulce de cada sistema, por parte del fiordo Aysén los tiempos de renovación presentaron una relación con la variabilidad estacional de los flujos, los menores tiempo de renovación correspondieron al periodo de invierno, patrón que fue replicado en ambas subcuencas, estos valores se encuentran en concordancia a lo reportado para el fiordo Aysén por Guzmán 2004, la autora reporta que en primavera los tiempos de renovación variaron entre 115 -183 días, mientras que para invierno disminuyeron considerablemente con rangos entre 68-115 días. En contraste el fiordo Quitralco exhibió tiempos de renovación (en ordenes de magnitud) mayores a lo registrado en Aysén, en relación a esto el aporte de agua dulce dentro del fiordo Quitralco (~50 m³s⁻¹) es considerablemente menor al del fiordo Aysén (500 m³s⁻¹). Los tiempos de renovación estuvieron fuertemente acoplados a la variación temporal de los flujos de agua dulce, generando una relación inversamente proporcional.

La evaluación del tiempo renovación 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, por tanto, es deseable conocer el patrón de distribución espacial del tiempo de residencia y su variación temporal (Shen y Wang, 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 o en una perspectiva de gestión (Deleersnijder, 2007).

Finalmente, los resultados de este estudio fueron montados en una plataforma de información geográfica interactiva que permite a los usuarios de navegar sobre los resultados, siendo un importante avance en la apropiación de la información que deriva de estudios que incluyen modelación numérica, situación que es siempre compleja dada la enorme cantidad de datos que se genera. A través de esta plataforma se cumple con el objetivo por poner a disposición de tomadores de decisiones y público en general, información relevante para la gestión costera.

6. CONCLUSIONES

Se implementó el modelo hidrodinámico MIKE 3 FM de alta resolución, forzado con el modelo atmosférico WRF. La evaluación muestra un buen desempeño de ambos modelos comparado con observaciones in situ, tanto espacial como temporalmente.

La circulación residual en el mar interior de Aysén está fuertemente influenciada por el efecto del viento en superficie, en algunos lugares como el canal Moraleda y principalmente en invierno el viento es capaz de romper la circulación estuarina e influenciar la columna de agua hasta ~40 m de profundidad.

La circulación media superficial derivada del modelo, tanto para el periodo invernal como estival, muestra una persistente corriente de salida que recorre el borde oeste del canal Moraleda y que bordea las islas Guaitecas hasta zonas más oceánicas.

La circulación profunda muestra una corriente relativamente intensa desde el golfo corcovado hacia el canal Moraleda y que se intensifica en primavera y conecta tanto con el fiordo Puyuhuapi como el umbral de Moraleda, pudiendo ser importante en la ventilación de estas cuencas.

La edad del agua presentó mayores valores hacia las cuencas sur de la región de Aysén (fiordo Cupquelán y Laguna San Rafael) con valores de ~500 días. A su vez, el trazador de agua dulce mostró mayor contenido de agua dulce en toda la columna de agua en estas mismas cuencas, lo que indicaría que el agua dulce logra mezclarse y ser conducida hacia mayores profundidades en estos lugares, transportando con ello elementos como oxígeno disuelto.

El tiempo de renovación calculado numéricamente mostró que el fiordo Puyuhuapi se renueva 3 veces más lento que el fiordo Aysén y dos veces lo que lo hacen el fiordo Quitalco y Cupquelán.

Los resultados de este estudio fueron montados en una plataforma de información geográfica interactiva que permite a los usuarios de navegar sobre los resultados, siendo un importante avance en la apropiación de la información que deriva de estudios que incluyen modelación numérica. A través de esta plataforma se cumple con el objetivo por poner a disposición de tomadores de decisiones y público en general, información relevante para la gestión costera.

7. REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Andrejev O., Myrberg K., Alenius P. & Lundberg P.A. 2004. Mean circulation and water exchange in the Gulf of Finland : a study based on three-dimensional modelling. *Boreal Env. Res.* 9: 1–16.

Antezana, T., Hamamé, M., Eissler, Y., Jara, S., 1996. Hydrography in Chilean Fjords: Strait of Magellan to Beagle Channel. *Berichte zur Polarforschung* 190, 16–19.

Archfield, S., Vogel, R., 2010. Map correlation method: selection of a reference streamgage to estimate streamflow at ungaged catchments. *Water Resour. Res.*, 46, p. W10513. <https://doi.org/10.1029/2009WR008481>.

Antezana, T., 1999. Hydrographic features of Magellan and Fuegian inland passages and adjacent Subantarctic water. *Scientia Marina* 63 (1), 23–34.

Buschmann, A.H., F. Cabello, K. Young, J. Carvajal, D. A. Varela & L. Henríquez. 2009. Salmon aquaculture and coastal ecosystem health in Chile: Analysis of regulations, environmental impacts and bioremediation systems. *Coastal and Ocean Management*, 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

Carrasco C & N Silva. 2010. 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.

Beckman, A., Haidvogel, D. B., 1993. Numerical simulation of flow around a tall isolated seamount. Part I: Problem formulation and model accuracy, *J. Phys. Oceanogr.*, 23, 1736–1753. [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(1993\)023<1736:NSOFAA>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(1993)023<1736:NSOFAA>2.0.CO;2)

Bendtsen, J., J. Mortensen, and S.Rysgaard, 2014. Seasonal surface layer dynamics and sensitivity to runoff in a high Arctic, *J. Geophys. Res.Oceans*, 119, 6461–6478.

Boghen, Andrew D. (ed.), 1995. *Cold-Water Aquaculture in Atlantic Canada*. Second Edition. (Moncton): The Canadian Institute for Research on Regional Development, (1995).

Bolin, B., Rodhe, H., 1973. A note on the concepts of age distribution and transit time in natural reservoirs. *Tellus* 25, 58–62.

Boynton, W. R., and W. M. Kemp, 1985. Regeneration and oxygen consumption by sediments along an estuarine salinity gradient, *Mar. Ecol. Prog. Ser.*, 23, 45–55

Buschmann AH & R Pizarro. 2001. El costo ambiental de la salmonicultura en Chile. *Análisis de Políticas Públicas, Fundación Terram (Chile)* 5: 1-7.

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

Calvete, C., Sobarzo, M., 2011. Quantification of the surface brackish water layer and frontal zones in southern Chilean fjords between Boca del Guafo and Estero Elefantes. *Continental Shelf Research* 31 (3–4), 162–171.

Carrasco, J., Casassa, G., Rivera, A., 2002. Meteorological and climatological aspects of the Southern Patagonia Ice Cap. In "Ice fields scientific task force", New York, Kluwer Academic, pp. 29-41

Carrasco C & N Silva. 2010. 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.

Castillo MI, Cifuentes U, Pizarro O, Djurfeldt L, Caceres M. 2016. Seasonal hydrography and surface outflow in a fjord with a deep sill: the Reloncavi fjord, Chile. *Ocean Sci.* 12:533–544.

Dávila, PM., Figueroa, D., Muller, E., 2002. Freshwater input into the coastal ocean and its relation with the salinity distribution off austral Chile (35–55° S). *Cont. Shelf Res.* 22:521–534. DOI: 10.1016/S0278-4343(01)00072-3.

De Brye B., A. de Brauwere, O. Gourgue, E.J.M. Delhez and E. Deleersnijder, 2012. Water renewal timescales in the Scheldt Estuary, *Journal of Marine Systems*, 94, 74-86

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.

Delhez, E.J.M., 2006. Transient residence and exposure times. *Ocean Sci.* 2, 1–9. doi.org/10.5194/os-2-1-2006.

DHI, 2016. Mike 3, User guide and reference manual. Danish Hydraulic Institute, Denmark

England, M.H., 1995. The age of water and ventilation timescales in a global ocean model. *J. Phys. Oceanogr.* 25, 2756–2777

England, J. H. (1995), The age of water and ventilation timescales in a global ocean model, *J. Phys. Oceanogr.*, 25, 2756–2777

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. Disponible en: http://www.scielo.cl/scielo.php?script=sci_arttext&pid=S0718-68512014000100013#footnote-33032-2.

Garreaud RD, Lopez P, Minvielle M, Rojas M. 2013. Large-scale control on the Patagonian climate. *J Climate.* 26:215–230

Godoy MC, A. Aedo, MJT Kibenge, DB Groma, CV Yason. 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 Veterinary Research* 4: doi:10. 1186/1746-6148-4-28.

Gregoire, M., Oguz, T., 2003. *Modeling Biogeochemical Processes in Marine Ecosystems*. UNESCO – EOLSS. Sample Chapters. Oceanography – Vol.III.

Guzmán D y Silva, N. 2002. Caracterización física y química y masas de agua en los canales australes de Chile entre Boca del Guafo y golfo Elefante (crucero CIMAR fiordo 4). *Cienc. Tecnol. Mar.* 25 (2) 45-76

Guzman D. 2004. Caracterización hidrográfica y oceanográfica y balance de nutrientes en el fiordo Aysén. Tesis para optar al grado de Magíster en Oceanografía, Escuela de Ciencias del Mar, Pontificia Universidad Católica de Valparaíso, 44 pp.

Guzmán, D., Silva, N., 2013. Caracterización físico-química de los canales australes. *Modelo geoquímico del Fiordo Aysén*. Editorial Académica Española, p. 106.

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.

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., and 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

Iriarte JL., Pantoja S., Daneri G., 2014. Oceanographic processes in Chilean fjords of Patagonia: from small to large-scale studies. *Prog Oceanogr.* 129:1–7.

Iriarte, JL., J León-Muñoz, R Marcé, A Clément & C Lara, 2016. Influence of seasonal freshwater streamflow regimes on phytoplankton blooms in a Patagonian fjord, *New Zealand Journal of Marine and Freshwater Research*, 51:2, 304-315.

Kärnä, T., & Baptista, A. M, 2016. Water age in the Columbia River estuary. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 183, 249-259. DOI: 10.1016/j.ecss.2016.09.001

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. & B. Bang. 2013. Seasonal variability of salinity and circulation in a silled estuarine fjord: a numerical model study. *Coni. Shelf Res.* 71:109-126.

Koutitonsky, V. G., T. Guyondet, A. St-Hilaire, S. C. Courtenay, and A. Bohgen (2004), Water renewal estimates for aquaculture developments in the Richibucto Estuary, Canada, *Estuaries*, 27(5), 839–850.

Knudsen M. 1900. Ein Hydrographische Lehrsatz. *Ann. Hydrogr. Mar. Meteorol.* 28, 316-320.

Liu, Z., Wang, H., Guo, X., Wang, Q., Gao, H., 2012. The age of Yellow River water in the Bohai Sea. *J. Geophys. Res. Oceans*, 117 (C11).

Lucas, L. 2010. Implications of estuarine transport for water quality. In: Valle-Levinson, A. eds. *Contemporary Issues in Estuarine Physics*. pp 273– 303. Cambridge Univ. Press, Cambridge, United Kingdom. 326pp.

Myksvoll, 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>.

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

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. *Comput Geosci* 28:929–937. [https://doi.org/10.1016/S0098-3004\(02\)00013-4](https://doi.org/10.1016/S0098-3004(02)00013-4)

Pinilla, E., Soto, G., Arriagada, M., Cañón, H., 2012. Diseño y estudio técnico de macrozonas de agrupaciones de concesiones en la zona sur austral X a XII Regiones. Valparaíso. Available: http://190.151.20.106/exlibris/aleph/a23_1/apache_media/VB3VMRJKVR6S2C2IA2E1XGA85FQPPC.pdf

Pawlowicz, R., 2017. Seasonal Cycles, Hypoxia, and Renewal in a Coastal Fjord (Barkley Sound, British Columbia), *Atmosphere-Ocean*, 55:4-5, 264-283, DOI: 10.1080/07055900.2017.1374240.

Prandle, D., A modelling study of the mixing of ^{137}Cs in the seas of the European Continental Shelf. *Phil.Trans.R.Soc., A*, 1984, 310, 407–436

Rodrigo C. 2006. Topografía submarina en canales de la Patagonia norte. In: *Avances del conocimiento oceanográfico de las aguas interiores chilenas. Puerto Montt a Cabo de Hornos*. N. Silva & Palma (Eds.) Comité Oceanográfico Internacional – Pontificia Universidad de Valparaíso. Valparaíso pp. 19 - 23.

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.

Sheldon, J.E., Alber, M., 2002. A comparison of residence time calculations using simple compartment models of the Altamaha River Estuary, Georgia. *Estuaries* 25, 1304–1317

Sheldon J. & M. Alber. 2006. The calculation of estuarine turnover times using freshwater fraction and tidal prism models: A critical evaluation. *Estuaries and Coasts*, 29 (1): 133-146

Schneider, W., Pérez-Santos, I., Ross, L., Bravo, L., Seguel, R., and Hernández, F.: On the hydrography of Puyuhuapi Channel, Chilean Patagonia, *Prog. Oceanogr.*, 129, 8–18, 2014

Sievers, H. A., C. Calvete y N. Silva. 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.

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

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

Guerra, D. and N. Silva (2004). Distribución de temperatura, salinidad, oxígeno disuelto y nutrientes entre la boca del Guafo y el fiordo Aysén. Resultados crucero CIMAR 9 Fiordos. Comité Oceanográfico Nacional, Valparaíso. Libro de Resúmenes: 15-24

Silva, N., S. Palma. 2006. Producción científica del Programa CIMAR en los canales y fiordos Australes. Cruceros CIMAR 1 a4 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 CA., 2014. Hypoxia in Chilean Patagonian fjords. *Prog Oceanogr.*;129:62–74.

Soto G, E. Pinilla & M. Arriagada. 2016. Modelación de alta resolución aplicada a la conectividad y transporte hidrodinámico al interior de macro – zonas en la XII Región de Magallanes. Informe técnico convenio desempeño entre MINECOM e IFOP. pp. 88-89.

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.

Smith, RB., Evans JP., 2007. Orographic precipitation and water vapor fractionation over the southern Andes. *J. Hydrometeor.*, 8, 3–19. <https://doi.org/10.1175/JHM555.1>

Soto, G., E. Pinilla, C. M. Arriagada. 2016. Modelación de Alta Resolución Aplicada al Transporte Hidrodinámico, al interior del Estero Elefante XI Región de Aysén. Proyecto ASIPA – MINECOM. 200 p+Anexos.

Takeoka, H., 1984. Fundamental concepts of exchange and transport time scales in a coastal sea. *Cont. Shelf Res.* 3 (3), 322–326. [http://dx.doi.org/10.1016/0278-4343\(84\)90014-1](http://dx.doi.org/10.1016/0278-4343(84)90014-1).

Valdenegro A & N Silva. 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.

Valle-Levinson, A., Sarkar, N., Sanay, R., Soto, D., León, J., 2007. Spatial structure of hydrography and flow in a Chilean Fjord, Estuario Reloncaví. *Estuaries and Coasts* 30 (1), 113–126.

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

Willmott CJ, Ackleson SG, Davis RE, Feddema JJ, Klink KM, Legates DR, O'Donnell J, Rowe CM. 1985. Statistics for the evaluation of model performance. *Journal of Geophysical Research* 90(C5): 8995– 9005.

Wilson, R. E., R. L. Swanson, and H. A. Crowley (2008), Perspectives on long-term variations in hypoxic conditions in western Long Island Sound, *J. Geophys. Res.*, 113.

Zhang, W.G., Wilkin, J.L., Schofield, O.M.E., 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.* 10 (2), 149–191.