



UNIVERSIDAD DE CONCEPCIÓN
FACULTAD DE CIENCIAS FÍSICAS Y MATEMÁTICAS

Modulación del Aporte de Nutrientes al Mar Interior de Chiloé a través de la Boca del Guafo

Por: Valentina Mundaca Armijo

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

Marzo 2024

Concepción, Chile

Profesor Guía: Dr. Héctor Sepúlveda Allende
Comisión Evaluadora: Dr. Vincent Echevin, Dra. Carolina Parada,
Dr Martín Jacques

© 2024, Valentina Mundaca Armijo

Ninguna parte de esta tesis puede reproducirse o transmitirse bajo ninguna forma o por ningún medio o procedimiento, sin permiso por escrito del autor.

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

Universidad de Concepción
Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas
Departamento de Geofísica

Dinámica del transporte submareal a través
del la Boca del Guafo que conecta el
océano abierto y el Mar Interior de Chiloé.

Valentina Mundaca Armijo

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

Profesor Guía: Dr. Héctor Sepúlveda Allende
Comisión Evaluadora: Dr. Vincent Echevin, Dra. Carolina Parada, Dr
Martín Jacques

Marzo 2024, Concepción, Chile

A mi padre y Dino

AGRADECIMIENTOS

A mi familia por su apoyo inquebrantable y amor constante a lo largo de todos estos años. En particular, agradezco a mi padre por su amor y consejos durante el desarrollo de mi tesis. También quiero extender mi gratitud a mi hermano por su constante apoyo y motivación. No puedo dejar de mencionar a mi querido perro Dino, mi fiel compañero, por alegrar mis días y acompañarme en las largas horas de escritura de este documento.

Mi sincero agradecimiento a mis amistades, quienes han sido un pilar fundamental en este proceso. Especialmente quiero agradecer a Vania, Fer y mi compañero de maestría, Leonardo Yévenes, por su apoyo incondicional, sabios consejos y creer en mí. También quiero agradecer a mi novio, Alexander, por su ayuda, amor y ánimo durante todo este trabajo. Un agradecimiento especial a Yizet, Rafaela y Cyrine, por su apoyo constante, motivación y cuidado durante los momentos difíciles en Francia.

Mi profundo agradecimiento al Dr. Andrés Sepúlveda y Dra. Odette Vergara por sus valiosas observaciones y la oportunidad de formar parte de su equipo de trabajo. Un agradecimiento especial al Dr. Vincent Echevin por brindarme la oportunidad de trabajar con él en Francia, su apoyo constante, amabilidad y valiosos consejos. Agradezco especialmente sus enseñanzas, dedicación para explicarme los temas complejos y su contribución en la redacción de mi primer artículo científico; mi tesis no habría sido posible sin su enorme apoyo.

Agradezco al Programa de Magíster en Geofísica de la Universidad de Concepción por permitirme desarrollar este trabajo de investigación. También agradezco el apoyo recibido del IRD (Instituto de Investigación para el Desarrollo, Francia), el proyecto PSF CROCO y la Dirección de Postgrado de la Universidad de Concepción por financiar mi pasantía en LOCEAN, Francia. Por último, quiero agradecer al Instituto de Fomento Pesquero (IFOP) por compartir datos e información, al Instituto Nacional de Computación de Alto Rendimiento (NLHPC) por la infraestructura de supercómputo (ECM-02) y al Proyecto Fondecyt Regular 1211230.

Resumen

El Mar Interior de Chiloé (MIC, $\sim 41\text{-}47^{\circ}\text{S}$) desempeña un rol esencial en los fiordos patagónicos, ya que es el encargado de conectar a las masas de agua y nutrientes provenientes del océano con aquellas que provienen de los fiordos a través de la Boca del Guafo. Este sistema estuarino es uno de los más extensos del mundo y altamente productivo. La circulación oceánica en esta región se caracteriza por su complejidad, la cual se atribuye a las características batimétricas, la morfología costera y diversos procesos oceanográficos y atmosféricos, tanto locales como de meso-escala. Su dinámica está regida por los flujos de agua dulce, la influencia del viento y la mezcla turbulenta, siendo esta última predominantemente inducida por el viento y las mareas.

Durante la temporada productiva del verano austral, el MIC intercambia grandes cantidades de calor, sal, oxígeno disuelto y nutrientes con el Océano Pacífico Sur a través de la Boca del Guafo ($\sim 43.8^{\circ}\text{S}$), un canal relativamente poco profundo. Estos flujos impulsan la productividad del MIC, la cual es modulada por las mareas, un forzamiento de alta frecuencia generalmente no considerado en los modelos de circulación utilizados para estimar los flujos de intercambio. En este trabajo, evaluamos los flujos de entrada, salida, masa neta y nutrientes a través de la Boca del Guafo utilizando un enfoque de modelación regional de alta resolución (2.7 km). El modelo regional se evalúa utilizando observaciones de corrientes y datos hidrológicos *in situ*, y se cuantifican los impactos del forzamiento de las mareas en las corrientes y transportes. Nuestras estimaciones se comparan con modelos que presentan mayor resolución y con modelos que no han sido forzados con mareas. Además, se empleó un modelo de derivadores lagrangianos para estudiar el origen de las masas de agua que ingresan al Mar Interior de Chiloé. Este modelo resalta que las masas de agua que transitan desde el océano abierto hacia el MIC a través de la Boca del Guafo principalmente tienen su origen en la región al sur de la Boca.

Índice general

AGRADECIMIENTOS

I

Resumen

II

1.	1
1.1. Estructura del documento	1
1.2. Introducción	2
1.2.1. Circulación a gran escala del Pacífico Sur Oriental	2
1.2.2. Características de la PCUC y la AECC	5
1.2.3. Clima de la Patagonia occidental	7
1.2.4. Características oceanográficas del Mar Interior de Chiloé	7
1.2.5. Dinámica del MIC, Mareas y Corriente residual	13
1.3. Propósito de la tesis	17
1.3.1. Formulación del problema	17
1.3.2. Objetivos de investigación	18
1.3.2.1. Hipótesis de investigación	18
1.3.2.2. Objetivo general	18
1.3.2.3. Objetivos específicos	19
2.	20
2.1. Abstract	20
2.2. Introduction	21
2.3. Material and Methods	23
2.3.1. Model configuration and forcings	23
2.3.2. Lagrangian simulations	24
2.3.3. Ancillary data	25
2.3.4. Estimation of the Guafo Mouth net transport, inflow and outflow	26
2.4. Results	28
2.4.1. Evaluation of the modeled tidal currents	28
2.4.2. Evaluation of modeled water masses in the mouth of the Guafo	30
2.4.3. Water masses and meridional flow in the open ocean near the Guafo Mouth	31
2.4.4. Circulation and water masses at Guafo Mouth	32
2.4.5. Mass transport	35
2.4.6. Nutrient transport	35

2.4.7. Lagrangian analysis	36
2.5. Discussion and Conclusions	39
2.5.1. Summary of the main results	39
2.5.2. Discussion	40
2.6. Acknowledgements	43
2.7. Suplementary	44
3.	46
3.1. Discusión general	46
3.2. Conclusión	49
Referencias	51
Apéndices	59
A. Presentacion en eventos de la tesis	59

Índice de cuadros

1.2.1.Características de las masas de agua (temperatura, salinidad y oxígeno disuelto) para las zonas comprendidas entre la Boca del Guafo y el Seno de Reloncaví, (Sievers and Silva, 2006; Silva and Valdenegro, 2008).	10
1.2.2.Principales constituyentes armónicos de la marea. Tabla adaptada de (Stewart, 2008).	14
2.4.1.Amplitude (in $m s^{-1}$) of the principal tidal components of zonal velocity (U) at 22 m depth, for MOSA2.7T, MOSA1.2T, and ADCP data. Model-data amplitude error (in $m s^{-1}$) and percentage (to the observed amplitude) are displayed in the table's second and third columns, respectively.	30
2.4.2.Net, inward (eastward) and outward (westward) transport (in Sv, positive inward) through Guafo mouth. Transport values are computed through a section at 73.8°W (section 4, see Fig.2.4.1) from February-March averages (year 11) for MOSA2.7T and MOSA2.7NT; from February-March averages of a MOSA1.2T climatology and from February-March averages of a Mercator climatology (2017-2019) used as forcing for the MOSA2.7 simulations. Label T (NT) indicates simulation with (without) tides.	35
2.4.3.Net (positive inward, in $Mol s^{-1}$), inward and outward transport of nutrients through Guafo mouth. Transport values are computed through a section at 73.8°W' (section 4, see Fig.2.4.1). MOSA2.7 time-mean zonal velocity (February-March, year 11) and MOSA2.7-PISCES nutrient concentrations from a climatological simulation (years 4-8) were used in the computation.	36
2.4.4.Percentage of the particles originating from the North, South, MIC (Inner Sea of Chiloé) and Fjords regions (see Fig.2.4.6). Simulations in backward mode were performed using the Opendrift software. Particles were launched on March 30th, year 11 at the section in Guafo Mouth (see Fig.2.4.1) and advected backward in time for 1 months.	37

2.5.1.Total, mean, and eddy transport of temperature and salinity through the Guafo mouth. $\langle X \rangle$ marks the monthly mean of variable X and X' the deviation from the mean. The total tracer flux $\langle U \cdot X \rangle$ is composed of the sum between the mean flux ($\langle U \rangle \cdot \langle X \rangle$) and the so-called eddy flux $\langle U' \cdot X' \rangle$ (see sec. 2.3.4). Transport terms are computed using MOSA2.7 (T&NT) hourly outputs from February-March, year 11. Units are $10^5 \text{ } ^\circ\text{C}ms^{-1}$ for temperature flux and $10^5 \text{ } PSUms^{-1}$ for salinity.	42
---	----

Índice de figuras

1.2.1.Correntes Superficiales del Pacífico Sur Oriental. Deriva del Viento del Oeste (WWD), Corriente del Perú (PC), Corriente del Cabo de Hornos (CHC), Corriente Costera de Chile (CCC), Corriente Costera de Perú (PCC), Corriente Subsuperficial Chile-Perú (PUC o PCUC), Contracorriente de Perú-Chile (PCCC) y la Corriente Ecuatorial del Sur (SEC), Imagen extraída de (Strub, 1998).	4
1.2.2.Distribución vertical de los porcentajes de masas de agua (a) sección longitudinal frente a Perú y Chile (10-52°S); (b) sección latitudinal frente 28°S; y (c) sección frente los 43°S. Las abreviaciones en la figura se encuentran en inglés y corresponden a: STW, para Agua Subtropical; SAAW, para agua Subantártica; ESSW, para Agua Ecuatorial Subsuperficial; AAIW, para Agua Intermedia Antártica; PDW, para Agua Profunda del Pacífico. Esta figura fue extraída de (Silva et al., 2009).	5
1.2.3.Zona de estudio y las principales unidades geomorfológicas que la conforman.	9
1.2.4.Modelo esquemático de la circulación vertical en las secciones: a) Boca del Guafo a estuario Reloncaví ; b) Boca del Guafo a estero Elefantes; c) Golfo de Penas a canal Concepción; d) Estrecho de Magallanes. Imagen extraída de (Sievers and Silva, 2006).	11
1.2.5.Modelo esquemático de la circulación horizontal: a) nivel superficial (0 - ~30 m); b) nivel intermedio (~30 - ~150 m), c) nivel profundo (~150 m al fondo). Imagen extraída de (Sievers and Silva, 2006).	13
2.4.1.(left) Bottom topography of the study area (in meters). Section 1 (41°S), section 2 (43°S, north of Guafo Mouth), and section 3 (44°S) (south of Guafo Mouth) are marked by black lines. Black arrows mark the Cape Horn Current (CHC) and red arrows mark the Peru-Chile Undercurrent (PCUC). (right) Zoom over the Guafo Mouth region. Section 4 (73°W 50') is marked by a black line. The ADCP measurement site is marked by a red dot and CTD measurement sites are marked by yellow dots.	29

2.4.2.(a) T-S plot of the February 1999 CIMAR cruise data. (b) T-S plot of MOSA 2.7T output in February, year 11 of the simulation. (c, e) MOSA 2.7T temperature and salinity transect through the Guafo mouth (at the same locations as the observations, see Fig.2.4.1). (d, f) CIMAR temperature and salinity transects through the Guafo Mouth.	31
2.4.3.MOSA2.7T salinity (a-c) and meridional velocity (d-f; in $m s^{-1}$) at sections: 1 ($41^{\circ}S$,a,d); 2 ($43^{\circ}S$, b,e) and 3 ($44^{\circ}S$, c,f). Sections are shown in Fig.2.4.1. Averages over February-March (Year 11) are displayed.	32
2.4.4.MOSA 2.7T characteristics through the Guafo Mouth (Section 4; $73^{\circ}W45'$; see Fig.1): (a) Temperature (in $^{\circ}C$); (b) Salinity (psu); (c) Zonal velocity (in $m s^{-1}$). Averages over February-March (Year 11) are displayed. MOSA2.7-PISCES nutrient concentration through the Guafo mouth: (d) Nitrate (in $\mu Molk^{-1}$); (e) Phosphate (in $\mu Molk^{-1}$); (f) Silicate (in $\mu Molk^{-1}$). February-March averages from a model climatology (years 4-8) are shown.	34
2.4.5.(a) Vertical section (Section 4; $73^{\circ}W45'$; see Fig.1) of the zonal velocity in (a) MOSA 2.7T (with tides); (b) MOSA2.7NT (without tides); (c) MOSA 1.2T km (with tides); (d) Mercator model (without tides). February-March averages are displayed.	34
2.4.6.Positions and depth (in meter, color scale) of the water particles reaching the Guafo mouth one month later during March, year 11. The trajectories were computed using Opendrift. The top panels (a-d) correspond to the simulation with tides and the bottom panels (e-h) correspond to the simulation without tides. The figure on the left indicates the different quadrants (N-North; S-south; MIC-Inner Sea of Chiloé; FJ-Fjords) dividing the entire region to compute statistics on the particles (see Table 2.4.4).	38
2.4.7.Vertical sections at Guafo mouth indicating the latitude-depth cross section of particles reaching the section. The origin of particles one month before reaching the section is marked by different colors (see Fig.2.4.6): (a) blue dots mark particles coming from the north region, (b) green dots mark particles coming from the south region; (c) Yellow dots mark particles coming from the Inner Sea of Chiloé (MIC); (d) Red dots mark particles coming from the fjords region. The first row (a-d) (resp. e-g) corresponds to results from the simulation with (resp. without) tides.	39
2.7.1.Time series of the zonal velocity component U (m/s) and time series of the meridional velocity component V from the MOSA2.7T model and ADCP data, at 22 metres depth.	44
2.7.2.(a) Vertical section of the U component of the velocity of MOSA 2.7 with tides; (b) same as (a) but for simulation without tides; (c) same as (a) but for MOSA 1.2 km; (d) same as above but using Mercator. (a-b) the t_tide software was used to obtain the residual component.	44

2.7.3.Horizontal section of the OpenDrift simulation. (a-d) shows the Opendrift simulation with year 12 tides and the colour bar indicates the depth of the particles. The percentages indicate the amount of particles coming from each zone.	45
2.7.4.Vertical section located at the Guafo Mouth from the Opendrift simulation. (a) Particles coming from the north, (b) Green particles coming from the south; (c) Yellow particles coming from the inland sea; (d) Particles coming from the fjords. Simulation with tides for March year 12.	45
A0.1.Póster el trabajo de investigación.	60

Capítulo 1

1.1. Estructura del documento

La presente tesis se estructura en tres capítulos. En el capítulo actual se introduce al lector sobre la temática de estudio, presentando el propósito de la tesis, identificando las hipótesis y los objetivos de investigación. Asimismo, se recopilan diversos estudios realizados en el área y se presenta una sección detallada de la zona de estudio. El siguiente capítulo comprende el artículo de investigación titulado "**Dynamics of the subtidal transport through the Guafo mouth connecting the open ocean and the Inner Sea of Chiloé in Southern Chile**" enviado a la revista **Continental Shelf Research: Latin American Physics of Estuaries and Coastal Oceans**, donde se detallan la introducción, metodología, resultados, discusión y conclusiones de la investigación desarrollada.

En el tercer capítulo se presentan de manera integral las ideas fundamentales derivadas de los resultados obtenidos, discutiendo ampliamente sobre ellas. Además, se ofrecen recomendaciones para futuras investigaciones, abordando las nuevas interrogantes que surgen a partir de nuestros hallazgos. Como cierre, se presenta al lector un exhaustivo listado de las referencias bibliográficas utilizadas en el desarrollo del documento, junto con una sección de apéndice que contiene el material suplementario empleado en la redacción del artículo científico

1.2. Introducción

1.2.1. Circulación a gran escala del Pacífico Sur Oriental

La circulación de los océanos es resultado de complejas interacciones que involucran varios procesos físicos, siendo la fuerza del viento (o estrés del viento) en la superficie del océano y las variaciones en la densidad del agua, los principales impulsores. Estos procesos conducen a la generación de las corrientes oceánicas, responsables de transportar la mayoría de las masas de agua presentes en la columna de agua. Estas corrientes desempeñan un papel fundamental en la distribución de energía, en forma de calor, y de materia, como sustancias disueltas, contribuyendo así, al equilibrio energético global entre el enfriamiento de las aguas en las zonas polares y el calentamiento del mar en las zonas ecuatoriales (Knauss and Garfield, 2016).

La circulación oceánica se puede dividir en dos componentes principales: la circulación superficial y la circulación profunda, esta última se desarrolla bajo la termoclina. La circulación superficial está forzada por los vientos y se asocia fundamentalmente con los giros subtropicales y subpolares. En contraste, la circulación profunda, también conocida como circulación termohalina, está determinada por las variaciones en la densidad del agua y la mezcla de las aguas oceánicas (Talley, 2011; Rahmstorf, 2006).

Los cambios en la temperatura y salinidad son factores críticos que influyen en la densidad del agua. Estos cambios pueden desencadenar movimientos en las masas de agua, donde el agua más densa tiende a hundirse hacia el fondo del océano, mientras que el agua menos densa asciende hacia la superficie. La circulación profunda desempeña un papel crucial en la redistribución de calor y nutrientes en los océanos, lo que a su vez impacta en los patrones climáticos y en la biodiversidad marina a nivel global (Knauss and Garfield, 2016).

Frente a las costas de Chile, la circulación general de los sistemas de corrientes superficiales, también conocido como el Sistema de Corrientes de Humboldt (SCH), está influenciada por la circulación atmosférica de los vientos asociados al anticiclón del Pacífico Sur Oriental (APSO) (Montecinos et al., 2016). El SCH es uno de los ecosistemas marinos más productivos del mundo y se extiende a lo largo de la costa occidental de Sudamérica desde el sur de Chile hasta Ecuador y las Islas Galápagos (Chavez et al., 2008; Montecino and Lange, 2009). La elevada productividad en esta zona se debe principalmente a la surgencia costera del Pacífico Sur Oriental (PSO)

(Kämpf and Chapman, 2016). La surgencia traslada hacia las primeras capas del océano, aguas ricas en nutrientes y con bajo contenido de oxígeno disuelto, las cuales emergen debido al forzamiento de los vientos alisios generados por el anticiclón del Pacífico Sur Oriental. Las aguas ricas en nutrientes tienen su origen en el Ecuador y se asocian principalmente con la masa de Agua Ecuatorial Sub-Superficial (ESSW) (Silva et al., 2009). La ESSW es transportada hacia el sur por la Corriente Sub-Superficial de Perú-Chile (PCUC o PUC), que forma parte del Sistema de Corrientes de Perú-Chile (SCPC) (Montes et al., 2010; Penven et al., 2005).

Otra importante corriente que se genera frente a las costas de Chile es la Corriente del Pacífico Sur, o Deriva del Viento del Oeste (WWD), la cual incide en el continente Sudamericano entre los 40-50°S, dividiéndose en un flujo hacia el norte formando la Corriente de Humboldt (HC), y un flujo hacia el sur, la Corriente del Cabo de Hornos (CHC). Este sistema de corrientes también genera otros movimientos de aguas superficiales hacia el ecuador y hacia el polo (Strub et al., 2019). Los flujos hacia el ecuador están compuestos por la Corriente Costera de Perú (PCC) y la Corriente Costera de Chile (CCC). Los flujos hacia el polo están formados por la Contracorriente de Perú-Chile (PCCC) y la Corriente Subsuperficial de Perú-Chile (PCUC) (Strub et al., 2013)(Fig.1.2.1).

Las corrientes transportan a las masas de agua, responsables en muchos sistemas, de la alta productividad biológica observada, como es en el Sistema de Humboldt. Una masa de agua es un gran volumen hídrico que presenta valores de temperatura y salinidad característicos, y es reconocida por tener un área de origen común. Las masas de agua pueden formarse por interacciones entre el aire y mar (precipitación-evaporación) o por mezcla de dos o más cuerpos de agua. Frente a las costas de Chile y Perú se pueden observar cinco masas de agua, las cuales son: el Agua Subtropical (STW), Agua Subantártica (SAAW), Agua Ecuatorial Subsuperficial (ESSW), Agua Intermedia Antártica (AAIW) y Aguas Profundas del Pacífico (PDW) (Silva et al., 2009). Estas masas son trasladadas por las corrientes del Pacífico Sur Oriental donde, la corriente del Cabo de Hornos, es la encargada de transportar Agua Subantártica Superficial (SAAW) hacia el sur y a los canales y fiordos patagónicos, la cual se mezcla con agua dulce provenientes de lluvias, ríos, escurrimientos costeros y derretimiento de glaciares (Palma and Silva, 2004). Por otra parte, tanto la Contracorriente de Perú-Chile como la Corriente Subsuperficial de Perú-Chile transportan la masa de Agua Subtropical (STW) y Agua Subsuperficial Ecuatorial (ESSW) hacia los polos,

respectivamente. En la zona intermedia (500-1500 m de profundidad), el flujo de Agua Intermedia Antártica (AAIW) se dirige hacia el norte desde el frente polar, caracterizándose por su baja salinidad. En las profundidades del océano, se puede identificar la masa de Agua del Pacífico Sur (Silva et al., 2009; Tsuchiya and Talley, 1998), ver (Fig1.2.2a).

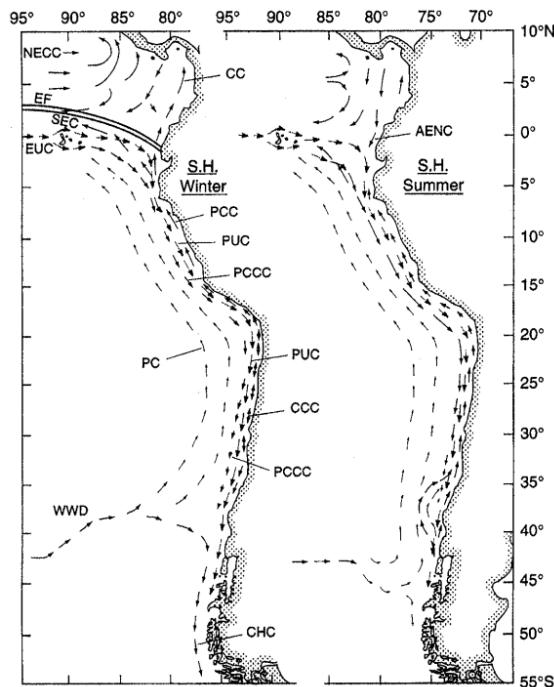


Figura 1.2.1: Corrientes Superficiales del Pacífico Sur Oriental. Deriva del Viento del Oeste (WWD), Corriente del Perú (PC), Corriente del Cabo de Hornos (CHC), Corriente Costera de Chile (CCC), Corriente Costera de Perú (PCC), Corriente Subsuperficial Chile-Perú (PUC o PCUC), Contracorriente de Perú-Chile (PCCC) y la Corriente Ecuatorial del Sur (SEC), Imagen extraída de (Strub, 1998).

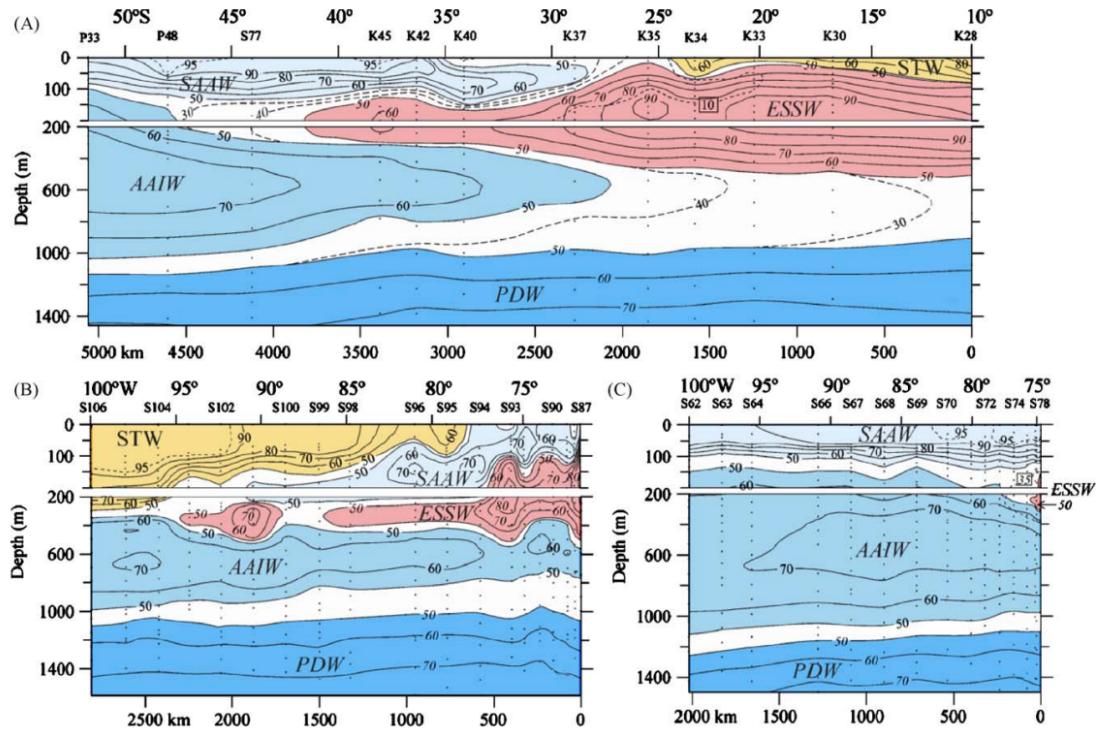


Figura 1.2.2: Distribución vertical de los porcentajes de masas de agua (a) sección longitudinal frente a Perú y Chile ($10\text{--}52^{\circ}\text{S}$); (b) sección latitudinal frente 28°S ; y (c) sección frente los 43°S . Las abreviaciones en la figura se encuentran en inglés y corresponden a: STW, para Agua Subtropical; SAAW, para agua Subantártica; ESSW, para Agua Ecuatorial Subsuperficial; AAIW, para Agua Intermedia Antártica; PDW, para Agua Profunda del Pacífico. Esta figura fue extraída de (Silva et al., 2009).

1.2.2. Características de la PCUC y la AECC

La Corriente Sub-superficial de Perú-Chile (PCUC) se localiza bajo de la Corriente Costera de Chile (CCC), a una profundidad de entre 100 y 400 m, extendiéndose a lo largo de la plataforma continental y el talud de la costa de Sudamérica. La PCUC se origina en las costas peruanas alrededor de los 5°S a partir de la Corriente Subsuperficial Ecuatorial (EUC), que se divide en dos ramas en las Islas Galápagos. Una de estas ramas continúa a lo largo del Ecuador y luego gira hacia el sur para formar la PCUC (Penven et al., 2005), la cual fluye hasta el sur del Golfo de Penas (48°S) y desde la costa hasta 100 km hacia el oeste (Silva and Neshyba, 1979).

Esta corriente presenta una velocidad promedio que fluctúa entre $\sim 0.05 \text{ m/s}$ y $\sim 0.2 \text{ m/s}$, con profundidades que varían entre 150 y 300 m. Se ha observado que el núcleo de la PCUC se encuentra a una profundidad de $\sim 50\text{--}100 \text{ m}$ en 5°S , mientras que a

10°S se sitúa entre 150 y 200 m, con velocidades de 0.1 m/s (Huyer et al., 1991). Desde 30°S, la PCUC adquiere una velocidad de 0.13 m/s a 220 metros de profundidad, la cual se intensifica en primavera, con un transporte geostrófico de 1.3 Sv entre los 28°S y 35°S, y de 1.1 Sv a 43°S durante otoño (mayo-junio) (Shaffer et al., 1999; Leth et al., 2004).

La variabilidad semestral de la PCUC responde a la interacción entre el estrés del viento local y las perturbaciones causadas por el forzamiento tropical remoto. Las fluctuaciones de los flujos a lo largo de la costa central de Chile están influenciados, además, por ondas de Rossby en períodos interanuales, las cuales se propagan hacia el oeste debido a perturbaciones ecuatoriales, en lugar de ser causadas por fluctuaciones de la tensión del viento a lo largo de la costa (Pizarro et al., 2002). En relación a esto último, se ha observado que la PCUC también estaría influenciada por señales intraestacionales e interanuales, probablemente generadas por los forzamientos remotos previamente mencionados (Shaffer et al., 1999).

La PCUC (Corriente Subsuperficial de Perú-Chile) transporta la ESSW (Agua Subsuperficial Ecuatorial) a lo largo del talud continental. El afloramiento, impulsado por los vientos intensos y persistentes en el centro-sur de Chile, provoca que el ESSW transportado por la PCUC ascienda a la superficie. Este proceso de afloramiento trae consigo nutrientes desde las capas más profundas del océano hacia la superficie. La ESSW se desplaza hacia el sur por debajo de la STW frente a Perú (10-18°S), sobre AAIW y bajo la SAAW frente a Chile, desapareciendo aproximadamente frente al Golfo de Penas (25-48°S) (Silva et al., 2009). La ESSW se caracteriza por presentar alta salinidad (~ 34.9), bajo oxígeno disuelto (0.1-1 ml/L; 2-15 % de saturación) y altas concentraciones de nutrientes (nitrato 20-40 μM , 2.6-3 μM fosfato y silicato 25-40 μM), lo que favorece la productividad primaria en las costas de Chile (Fuenzalida et al., 2009). En el norte de Chile, el núcleo de salinidad de la ESSW se sitúa alrededor de los 150 m, con valores de 34.9. Al alcanzar los 40°S, este núcleo desciende a 250 m con concentraciones de 34.3. A medida que la ESSW avanza hacia el sur, se produce un aumento del oxígeno disuelto debido a la mezcla con aguas más oxigenadas (SAAW y AAIW), lo que conduce a una ventilación de la ZOM (Zona de Mínimo de Oxígeno) hacia el sur (Silva et al., 2009).

1.2.3. Clima de la Patagonia occidental

La Patagonia occidental se caracteriza por presentar un clima templado e hiperhúmedo, conformado por grandes reservas de agua dulce provenientes de glaciares y campos de hielo. Además, posee una compleja red de ríos y fiordos, junto con un alto grado de biodiversidad endémica (Martínez-Harms and Gajardo, 2008). En esta región se registran precipitaciones abundantes, superando los 3000 mm anuales, durante todo el año. Este fenómeno se atribuye al arribo frecuente de sistemas frontales de latitudes medias, los cuales se encuentran inmersos en el cinturón de vientos del oeste del Hemisferio Sur (SH), y se ven reforzados por el forzamiento orográfico al ascender por la vertiente occidental de la cordillera de los Andes (Smith and Evans, 2007; Garreaud et al., 2009).

Las anomalías de presión sobre el extremo sur de América del Sur pueden alterar el cinturón de vientos del oeste en latitudes medias y el patrón de precipitación sobre el oeste de la Patagonia en escala de tiempo interanuales. La variabilidad climática en esta zona está estrechamente relacionada con El Niño-Oscilación del Sur (ENOS) y el Modo Anular del Sur (SAM) (Garreaud, 2018). Durante el verano austral (diciembre-febrero), bajo condiciones del Niño, se produce una tendencia de anomalías de alta presión y déficit de precipitación en el norte de la Patagonia, mientras que, bajo condiciones de la Niña, hay una tendencia de anomalías de baja presión y exceso de precipitaciones (Montecinos and Aceituno, 2003). El SAM (Modo Anular del Sur) fluctúa entre sus fases positiva y negativa en escala de tiempo mensual. Durante la fase negativa del SAM hay anomalías de presión positivas al sur de los 55°S y anomalías negativas en latitudes medias que traen precipitaciones en el norte de la Patagonia. En contraste, durante la fase positiva, se producen condiciones más secas en la región (Gillett et al., 2006), condición que se ha observado como tendencia en los últimos años (Boisier et al., 2018).

1.2.4. Características oceanográficas del Mar Interior de Chiloé

Comprender los procesos hidrodinámicos y los mecanismos de transporte de propiedades como la sal, nutrientes, materia particulada y contaminantes en el agua de mar es fundamental para el manejo adecuado de las zonas costeras. Diversos factores físicos pueden generar corrientes horizontales, entre ellos los vientos, los

gradientes de flotabilidad, el oleaje y las mareas oceánicas. En particular, las corrientes de marea desempeñan un rol clave en el ambiente costero cercano a la orilla (Rynne et al., 2016) debido a su naturaleza casi barotrópica y a su intensificación en aguas poco profundas.

El Mar Interior de Chiloé (MIC), ubicado en la región de Los Lagos en el sur de Chile, es una extensión de agua que se encuentra entre el continente y el Archipiélago de Chiloé. Este mar interior es considerado un sistema semi-cerrado formado por golfos, islas, canales y fiordos, extendiéndose desde los 41°S hasta los 47°S. Entre las principales unidades geomorfológicas que conforman el Mar Interior de Chiloé (MIC) se encuentran el Seno de Reloncaví, el Golfo de Ancud, el Golfo de Corcovado, la Boca del Guafo, el Canal Moraleda y el Estuario Elefante.

La zona norte del Mar Interior de Chiloé incluye los Golfos de Ancud y Corcovado, así como el Seno del Reloncaví en su extremo norte. Los Golfos de Ancud y Corcovado están conectados por una red de canales y estrechos que atraviesan diversas islas. Entre ellos, el Canal Desertores destaca como una concreción significativa que separa ambos golfos. Ubicado entre un conjunto de archipiélagos del mismo nombre y el continente, este canal tiene una profundidad de \sim 100 m. Esta característica da lugar a ecosistemas marinos distintos en ambas zonas, al limitar el intercambio de aguas y nutrientes entre ellas (Lara et al., 2016; Armijo et al., 2020). La región septentrional del MIC se conecta con aguas oceánicas mediante dos vías principales. La primera de estas es el Canal de Chacao, con una extensión de \sim 40 km y un ancho de unos 4 km. La segunda vía de conexión es la Boca del Guafo, que desempeña un papel significativo como el principal afluente de las aguas oceánicas hacia el MIC, con una profundidad media de alrededor de 250 m. Por otro lado la zona sur está compuesta por una serie de canales, cuyo principal afluente es el Canal de Moraleda, que es una importante entrada de agua dulce proveniente del Seno de Aysén. (Fig.1.2.3)(Silva and Valdenegro, 2008).

La batimetría del MIC revela una mayor profundidad en el Golfo de Ancud, con más de 300 m, en contraste con las profundidades más someras, de menos de 200 m, en el Golfo de Corcovado (Fig.1.2.3)(Rodrigo, 2006). Es importante destacar el significativo aporte de agua dulce proveniente de los numerosos ríos que desembocan en los diversos fiordos y canales de la región. Entre estos, se encuentran cuatro ríos importantes el río Puelo, el río Palena, el río Aysén y el río Yelcho. Estos aportes de agua dulce ejercen una influencia considerable en la circulación y las características

físico-químicas de las aguas del MIC.

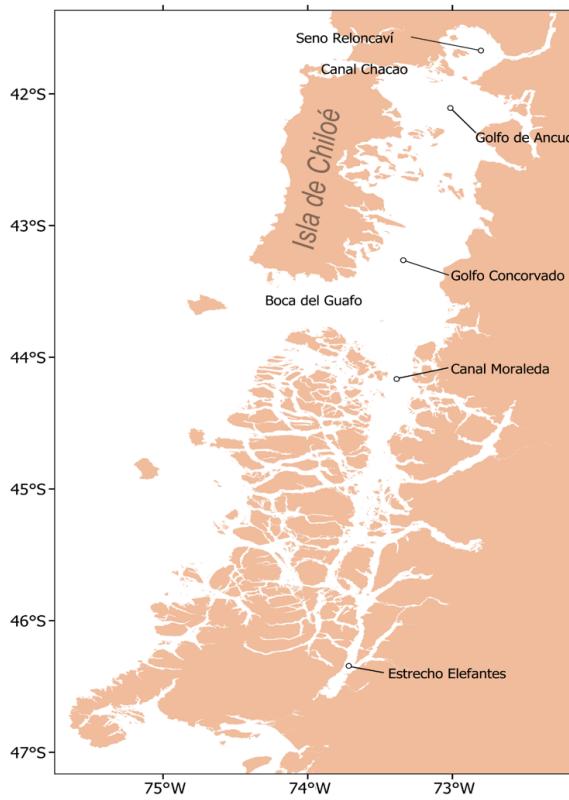


Figura 1.2.3: Zona de estudio y las principales unidades geomorfológicas que la conforman.

La circulación en el Mar Interior de Chiloé se caracteriza por ser de tipo estuarina, debido al intercambio de agua dulce y salada proveniente tanto de los ríos como del Océano Pacífico. Este fenómeno circulatorio presenta una estructura vertical compuesta por dos capas distintas: una capa superficial de ~ 100 m conformada por agua dulce menos densa, variable y estratificada, que fluye hacia la boca del estuario, y una capa inferior compuesta por agua salina más densa, estable y quasi-homogénea entre 100 m y el fondo, fluyendo en dirección contraria. Esta circulación corresponde a un movimiento estacionario a lo largo del estuario, donde la dinámica de las corrientes en la zona de los canales esta modulada principalmente por la influencia de la marea y los flujos salientes y entrantes desde los estuarios, fiordos y canales (Sievers and Silva, 2008; Silva and Valdenegro, 2008). Varias investigaciones han identificado la existencia de una tercera capa de circulación que podría estar relacionada con un mecanismo compensatorio de los efectos del viento superficial que sopla hacia el interior del fiordo (Cáceres et al., 2002, 2010), así como con efectos no lineales de la

onda de marea reflejada en la cabeza del estuario (Valle-Levinson et al., 2014, 2007).

Aunque generalmente no se considera la presencia de masas de agua bien definidas en mares interiores debido a su poca profundidad, el significativo aporte de agua dulce y la marcada influencia de los intercambios con aguas oceánicas en el MIC han llevado a distinguir tres masas de agua en la región, además de dos masas de agua resultantes de la mezcla entre agua dulce y oceánica. El esquema de circulación para el sistema de fiordos y canales del MIC, presenta cuatro masas de agua; Agua Subantártica (ASAA) hasta los 50 m de profundidad, remanentes de Agua Ecuatorial Subsuperficial (ESSW;AESS) entre 150 y 300 m de profundidad, Agua Subantártica Modificada (ASAAM) y Agua Estuarina (AE), donde las dos últimas tienen su origen producto de la mezcla de la ASAA con el Agua Dulce (AD). El Agua Intermedia Antártica (AAIW) se encuentra presente en la zona oceánica bajo los 300 m de profundidad, pero debido a restricciones y la batimetría de la zona, esta no logra ingresar a través de la Boca del Guafo a los canales y fiordos australes, (Cuadro.1.2.1)(Fig.1.2.4a) (Sievers and Silva, 2006; Silva and Valdenegro, 2008; Palma and Silva, 2004).

Cuadro 1.2.1: Características de las masas de agua (temperatura, salinidad y oxígeno disuelto) para las zonas comprendidas entre la Boca del Guafo y el Seno de Reloncaví, (Sievers and Silva, 2006; Silva and Valdenegro, 2008).

Masas de agua	Profundidad (m)	Temperatura (°C)	Salinidad (PSU)	Oxígeno disuelto (ml/L)
Subantártica				
(ASAA)	0-150	9-13	33.0 - 34.0	5-8
Ecuatorial Subsuperficial				
(ESSW)	150-300	6-9	34.0 - 34.4	2-4
Subantártica Modificada				
(ASAAM)	50-150	8-10	31.0 – 33.0	5-6
Agua Estuarina				
(AE)	0-50	9-11	2 – 31.0	6-8

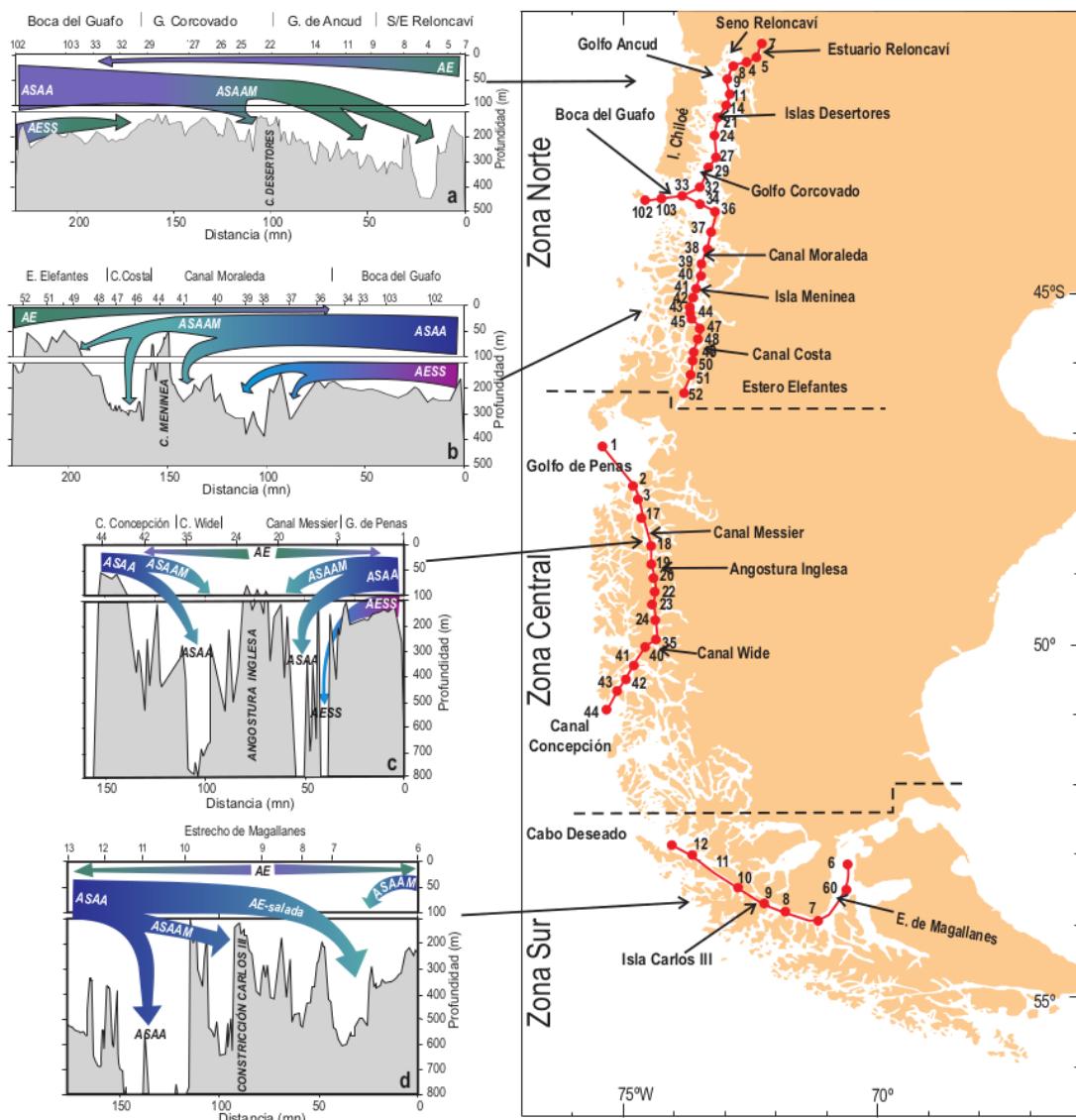


Figura 1.2.4: Modelo esquemático de la circulación vertical en las secciones: a) Boca del Guafo a estuario Reloncaví ; b) Boca del Guafo a estero Elefantes; c) Golfo de Penas a canal Concepción; d) Estrecho de Magallanes. Imagen extraída de (Sievers and Silva, 2006).

La circulación horizontal en el Mar Interior de Chiloé se divide en tres niveles distintos. El primer nivel corresponde a la capa superficial del océano, que se extiende desde 0 a 20-30 metros de profundidad y está compuesta por Agua Estuarina (AE), la cual fluye desde el Seno de Reloncaví hasta la Boca del Guafo. En esta capa superficial, se observa un flujo neto hacia la zona oceánica proveniente de fiordos y canales, el cual se divide en dos ramas, una hacia el norte y otra hacia el sur (ver Fig.1.2.5a). La AE se caracteriza por presentar baja salinidad, y según el porcentaje de mezcla

entre el agua salina y el agua dulce, se divide en tres categorías: Agua Estuarina Salada, con más del 66 % de agua de mar (21-31 psu); Agua Estuarina Salobre, con entre el 33 % y el 66 % de agua de mar (11-21 psu); y Agua Estuarina Dulce, con menos del 33 % de agua de mar (2-11 psu). El segundo nivel o capa intermedia se encuentra entre los 30 y 150 metros de profundidad y está compuesto por el Agua Subantártica, la cual penetra a través de la Boca del Guafo y viaja por el Golfo de Corcovado (con un flujo neto hacia el Mar interior de Chiloé), donde comienza a mezclarse con el Agua Dulce (AD) en diferentes proporciones acorde al aporte de los glaciares, ríos, escorrentía costera y pluviosidad, formando así el Agua Subantártica Modificada (ASAAM) que presenta una salinidad entre 31 y 33 psu (Sievers and Silva, 2006). Esta Agua Subantártica modificada se bifurca en dos ramas fluyendo una hacia el norte hasta llegar al Seno de Reloncaví y la otra hacia el sur hasta el Estero Elefantes (Fig.1.2.5b).

El tercer nivel abarca desde los 150 m hasta el fondo marino. En este nivel la ESSW penetra a través de la Boca del Guafo, principalmente desde la parte sur del océano, donde su desplazamiento hacia el interior se ve afectado por la topografía submarina (Fig.1.2.5c). El Paso Desertores y la constricción de Meninea restringen el ingreso de ESSW al MIC, mientras que favorecen la entrada de Agua Subantártica Modificada (ASAM). Esto permite la ventilación de la micro-cuenca (Castillo et al., 2012; Pantoja et al., 2011). Además de la circulación horizontal, la mezcla vertical desempeña un rol clave en la renovación de las aguas profundas del MIC. Este proceso de mezcla vertical puede ser inducido por vientos intensos y prolongados, por turbulencia y por la generación de ondas internas (Stigebrandt, 1990; Valle-Levinson et al., 2014).

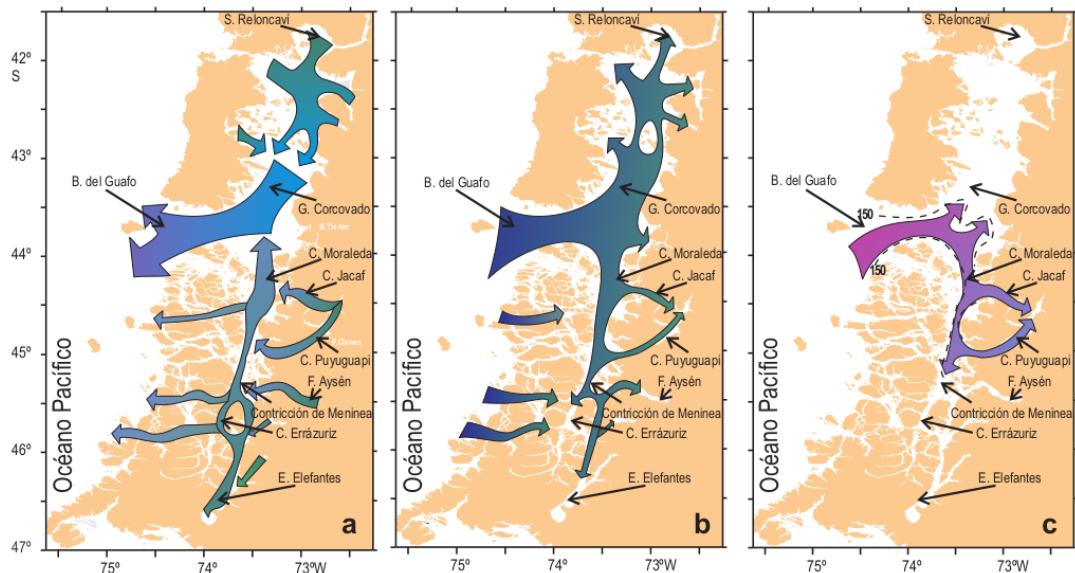


Figura 1.2.5: Modelo esquemático de la circulación horizontal: a) nivel superficial ($0 - \sim 30$ m); b) nivel intermedio ($\sim 30 - \sim 150$ m), c) nivel profundo (~ 150 m al fondo). Imagen extraída de (Sievers and Silva, 2006).

1.2.5. Dinámica del MIC, Mareas y Corriente residual

En sistemas estuarinos profundos y fiordos, es posible distinguir tres modos principales de circulación que influyen en el intercambio con las aguas oceánicas adyacentes: la circulación estuarina, la circulación intermedia y la circulación barotrópica mareal (Stigebrandt, 2012; Nihoul, 1978). La circulación estuarina se encuentra fundamentalmente determinada por la mezcla vertical, los aportes de agua dulce al interior de la cuenca y el ingreso de agua salada, el cual puede verse condicionado por la presencia de constricciones topográficas. Por otro lado, la circulación intermedia es inducida por variaciones de densidad en las aguas costeras adyacentes, mientras que la circulación barotrópica de marea se halla forzada por las fluctuaciones del nivel del mar fuera del fiordo.

Las mareas son oscilaciones periódicas de ascenso y descenso del nivel del mar. La marea astronómica es ocasionada por las fuerzas gravitacionales ejercidas por la Luna y el Sol sobre el océano, mientras que la marea meteorológica se debe a la acción del viento y las variaciones en la presión atmosférica (Stewart, 2008). La propagación y amplitud de estas ondas de marea están influenciadas por fricción, la rotación de la tierra y procesos de resonancia producto de la forma y profundidad de las cuencas. El nivel máximo alcanzado durante el ciclo de marea se denomina pleamar,

mientras que el mínimo se conoce como bajamar. Durante el ascenso del nivel del mar en una determinada zona, se requiere un ingreso de agua en las horas previas a la pleamar, mientras que el descenso conlleva una salida de agua en las horas posteriores. Estos movimientos de entrada y salida de agua se conocen como flujo y reflujo, respectivamente, y constituyen las corrientes mareas (Gerkema, 2019). La amplitud de la marea se ve amplificada a medida que esta se propaga hacia las regiones costeras, como consecuencia de la conservación del flujo de energía de la onda de marea, la cual experimenta un proceso de asombramiento. Dicha amplificación se incrementa de acuerdo con la extensión y profundidad de la plataforma continental sobre la que se propaga la onda de marea. También se incrementa hacia el interior de cuerpos semi-cerrados de agua como golfos y bahías. Por otra parte, la onda de marea también puede experimentar fenómenos como refracción, reflexión y resonancia durante su propagación a través de la plataforma continental. Por ejemplo, la reflexión puede generar ondas atrapadas en la costa que aumentan la altura de la marea (Pugh, 1987).

Las fuerzas responsables de generar las mareas pueden ser expresadas como una suma de constantes armónicas simples que están relacionadas a la posición y movimiento de la luna y del sol alrededor de la tierra (Cuadro 1.2.2) (Pugh, 1987; Stewart, 2008).

Cuadro 1.2.2: Principales constituyentes armónicos de la marea. Tabla adaptada de (Stewart, 2008).

Símbolo	Nombre	Período (h)
$M2$	Lunar principal semidiurna	12.42
$S2$	Solar principal semidiurna	12.0
$N2$	Lunar elíptica semidiurna	12.65
$K2$	Luni-solar semidiurna	11.96
$K1$	Luni-solar diurna	23.93
$O1$	Lunar principal diurna	25.81
$P1$	Solar principal diurna	24.06
Mf	Lunar quincenal	327.85
Mm	Lunar Mensual	661.31

Los forzantes predominantes que afectan las corrientes tanto dentro como fuera del

Mar Interior de Chiloé son las mareas y los vientos (Letelier et al., 2011). Las mareas en el MIC se caracterizan por presentar un régimen influenciado principalmente por corrientes de marea semi-diurnas, es decir, se producen dos pleamaras y dos bajamaras en un período de aproximadamente 24 horas y 50 minutos (Caceres et al., 2003). La onda de marea ingresa a través de la Boca del Guafo, propagándose hacia el norte a través del Golfo Corcovado y hacia el sur a lo largo del Canal Moraleda (Aiken, 2008).

Estudios realizados utilizando dos correntómetros instalados en el año 2004 a profundidades de 25 y 80 metros en el Canal Desertores ($42,7^{\circ}\text{S}$ y $72,83^{\circ}\text{O}$) concluyeron que las características batimétricas del Paso Desertores y las intensas corrientes de marea generan armónicos de alta frecuencia de cuarta-diurna ($M4$) y sexta-diurna ($M6$), los cuales son causados por aceleraciones no lineales y efectos friccionales (Caceres et al., 2003; Salinas and Castillo, 2012). Por consiguiente, los términos advectivos y friccionales son importantes en la ecuación de balance de momento. Específicamente, la interacción entre las corrientes mareales intensas y la topografía del fondo marino fortalece los procesos de mezcla, lo que resulta en una columna de agua más homogénea (Caceres et al., 2003).

Otro estudio llevado a cabo por Aiken (2008) empleó el modelo ROMS (Regional Ocean Model System) para investigar la sensibilidad de la amplitud de marea ante cambios en la geometría costera (resolución ~ 1.5 km). En esta investigación, se realizaron varios experimentos numéricos para ocho componentes de marea ($M2$, $N2$, $S2$, $K2$, $K1$, $O1$, $P1$ y $Q1$), con una simulación del modelo para cada componente. Cada corrida del modelo tuvo una duración de seis días, y se compararon los resultados de los dos últimos días con los datos disponibles. A partir de este estudio se demostró que la gran amplitud de marea observada en el MIC resulta de la resonancia del armónico $M2$, y que la modelación es altamente sensible a la batimetría, a la resolución de la compleja geometría costera del MIC y a la fricción de fondo.

Artal et al.(2019) estudiaron la dinámica de las mareas del MIC utilizando el modelo numérico CROCO (Coastal and Regional Ocean Community, (<https://www.croco-ocean.org>) a una resolución de $1/72^{\circ}$ ($\sim 1,7$ km). Demostraron que existen diferencias significativas entre las corrientes de marea en los canales Chacao y Desertores durante las mareas de sicigia y cuadratura. Durante la sicigia, se producen grandes variaciones en el nivel del mar en la parte norte del MIC, las cuales pueden asociarse con corrientes de marea más intensas, particularmente en pasos estrechos y

canales poco profundos que conectan diferentes microcuenca, como los sectores del Paso Desertores y el Canal Apiao. En contraste, durante la cuadratura, las variaciones del nivel del mar son relativamente pequeñas, y las corrientes de marea se reducen drásticamente.

La circulación a través de la Boca del Guafo y en el MIC está modulada por intensas corrientes de marea (Artal et al., 2019). Sin embargo, la contribución de la corriente residual de marea a la circulación media y al transporte de oxígeno y nutrientes aún no se comprende completamente, debido principalmente a la escasez de datos y a las limitaciones de resolución de los modelos globales. Además, los modelos oceánicos de circulación general global (GCMs) de última generación suelen tener dificultades para representar con precisión estrechos como la Boca del Guafo debido a su resolución espacial relativamente baja (por ejemplo, $1/12^\circ$ en el reanálisis GLORYS Mercator (Lellouche et al., 2018), y a menudo no logran capturar adecuadamente la dinámica de las mareas (Arbic, 2022). A escala regional, los modelos regionales son más efectivos en representar detalles topográficos finos y son muy adecuados para capturar la dinámica costera en estrechos y mares regionales. Debido a esto, en el presente estudio utilizamos un modelo regional de circulación oceánica para estudiar los intercambios de agua entre el sudeste del Océano Pacífico y el MIC a través de la desembocadura del Guafo. Se utilizaron datos *in situ* para evaluar el realismo del modelo. Se realizaron experimentos de sensibilidad incluyendo o excluyendo el forzamiento de las mareas en el modelo, lo que permitió entender el efecto de las mareas sobre el transporte medio y se realizó un análisis lagrangiano para identificar el origen de las masas de agua que transitan por la Boca del Guafo.

La corriente residual es el movimiento neto del agua que queda después de promediar todos los flujos oscilatorios causados por las mareas y otros factores periódicos. A pesar de que las mareas empujan el agua hacia adelante y hacia atrás, las interacciones no lineales entre variables fluctuantes, como la velocidad y la altura del agua, generan un desplazamiento neto que no es cero. Este movimiento residual es significativo y se observa como un flujo continuo en una dirección específica, contribuyendo a la circulación general del agua en una región (Valle-Levinson, 2010).

La corriente residual desempeña un papel crucial en el transporte de nutrientes esenciales entre el océano abierto y las zonas costeras, manteniendo así la productividad biológica de los ecosistemas marinos. Además, es fundamental para entender y predecir los patrones de circulación de agua, lo que es indispensable para la

planificación de actividades marítimas y la gestión de recursos acuáticos. La corriente residual influye significativamente en la distribución de salinidad, temperatura y oxígeno, impactando directamente la vida marina y la calidad del agua. En el Mar Interior de Chiloé, la comprensión de la corriente residual es especialmente importante debido a la compleja dinámica de las mareas y su influencia en el transporte de oxígeno y nutrientes, aspectos que son vitales para la productividad de esta región.

1.3. Propósito de la tesis

1.3.1. Formulación del problema

El MIC y la región circundante de los fiordos en el sur de Chile son áreas ecológicas y económicamente vitales que albergan importantes actividades humanas, como la navegación, el turismo y la acuicultura del salmón y de mitílidos. Sin embargo, los cambios en la biogeoquímica en la columna de agua, el exceso de materia orgánica y el desarrollo de zonas con bajos niveles de oxígeno disuelto se han relacionado con estas actividades, así como con procesos físicos naturales que controlan el intercambio de agua entre el océano abierto y el MIC.

La Boca del Guafo es un estrecho poco profundo que conecta el MIC con el océano abierto y es un área de gran interés debido a su compleja dinámica hidrográfica y biogeoquímica. Comprender la dinámica que impulsa el ingreso de masas de agua de origen oceánico y nutrientes a través de este estrecho, así como la influencia de las mareas, la variabilidad de la corriente residual y la interacción entre el océano abierto y el MIC, no solo contribuirá a mejorar el realismo de los modelos oceanográficos, sino que también proporcionará información científica valiosa para la gestión sostenible de los recursos marinos, las actividades económicas costeras y la conservación del ecosistema local.

A pesar de la importancia de comprender el intercambio de masas de agua y el transporte de nutrientes a través de la Boca del Guafo, esto representa un desafío para los modelos oceánicos globales debido a la falta de datos y a la baja resolución con los cuales han sido configurados. Estos modelos no resuelven de manera efectiva los detalles de lugares estrechos como la Boca del Guafo, lo que limita una representación adecuada de la dinámica de las mareas. Este estudio emplea un modelo oceánico regional de alta resolución para investigar estos procesos y cuantificar los impactos

de las mareas en los flujos entre el Océano Pacífico y el MIC que atraviesan la Boca del Guafo. Al cuantificar el flujo neto de masas de agua y nutrientes a través de la Boca del Guafo y desentrañar el impacto del forzamiento de las mareas en estos intercambios, esta investigación tiene como objetivo proporcionar información crítica sobre los mecanismos físicos que sustentan la productividad y las condiciones biogeoquímicas del MIC.

1.3.2. Objetivos de investigación

Este estudio se centra en investigar la influencia de la corriente residual en los flujos de entrada, salida, masa neta y nutrientes que llegan al MIC mediante la Boca del Guafo, empleando simulaciones numéricas y datos observacionales. En este contexto, se plantea la hipótesis de investigación, así como el objetivo general y los objetivos específicos que orientan este trabajo.

1.3.2.1. Hipótesis de investigación

Hipótesis: El transporte de nutrientes desde el océano abierto hacia el Mar Interior de Chiloé, a través de la Boca del Guafo, está influenciado por la corriente residual. Se espera que la presencia de una fuerte corriente residual module la distribución de la salinidad y el flujo de nutrientes hacia el Mar Interior de Chiloé.

Hipótesis Alternativa: La influencia de la corriente residual en el transporte de salinidad y nutrientes hacia el Mar Interior de Chiloé podría ser mínima o insignificante. En contraste, se postula que la masa de Agua Ecuatorial Subsuperficial (ESSW), transportada por la Corriente Subsuperficial de Perú-Chile (PCUC) hacia los fiordos patagónicos, podría ser la principal responsable del traslado de nutrientes y salinidad al MIC a través de la Boca del Guafo.

1.3.2.2. Objetivo general

Comprender la hidrodinámica y la dinámica de los nutrientes en la Boca del Guafo, considerando la influencia de la corriente residual y la circulación oceánica en el transporte de salinidad y nutrientes hacia el MIC a través de la Boca del Guafo.

1.3.2.3. Objetivos específicos

1. Evaluar el desempeño del modelo oceánico regional (CROCO) en la representación de las amplitudes y componentes principales de las corrientes de mareas modeladas en la Boca del Guafo, comparándolas con observaciones *in situ*.
2. Estudiar y evaluar la presencia de las masas de agua presentes en la zona de estudio y en los modelos utilizados.
3. Realizar simulaciones con y sin mareas para evaluar el impacto del forzamiento de las mareas sobre las variaciones en los flujos de masas, nutrientes y patrones de circulación.
4. Identificar el origen de las masas de agua que ingresan al MIC mediante un análisis Lagrangiano.
5. Cuantificar el flujo neto entrante y saliente en la Boca del Guafo mediante la utilización de modelos que consideren tanto la presencia como la ausencia de mareas, así como diferentes resoluciones.
6. Cuantificar los flujos de nutrientes en la Boca del Guafo, tales como nitrato, fosfato y silicato.

Capítulo 2

Dynamics of the subtidal transport through the Guafo Mouth connecting the open ocean and the Inner Sea of Chiloe in Southern Chile

2.1. Abstract

The Inner Sea of Chiloe (ISC) and the fjords region in Southern Chile host human activities such as salmon aquaculture. During the austral summer productive season, the ISC exchanges large amounts of heat, salt, dissolved oxygen, and nutrients with the Southern Pacific Ocean through the Guafo Mouth, a relatively shallow strait. These fluxes drive the productivity of the ISC that is modulated by tides, a high-frequency forcing generally unaccounted in circulation models utilized to estimate the exchange fluxes. In this work, we evaluate the inflow, outflow, net mass, and nutrient fluxes through the Guafo Mouth based on a high-resolution regional modelling approach. The regional model is evaluated against current and *in situ* hydrology observations and the impacts of the tidal forcing on the summer-mean currents and transports are quantified. Our estimates are compared to those derived from a commonly used general circulation model. A Lagrangian modelling approach highlights that the water masses transiting from the open ocean through the Guafo Mouth mainly originate from the region south of the Mouth.

2.2. Introduction

Understanding the hydrodynamics and transport mechanisms of seawater properties (e.g. salt, nutrients, particulate matter, contaminants, among others) is fundamental for the management of coastal areas. Diverse physical mechanisms may generate horizontal currents, which may be forced by wind, buoyancy gradients, waves, or ocean tides. In particular, tidal currents play a significant role in the nearshore environment (Rynne et al., 2016) due to their quasi-barotropic nature and intensification over shallows.

In southern Chile, the Inner Sea of Chiloé (ISC), a semi-enclosed system with numerous basins, channels, and fjords, is mainly connected to the southeastern Pacific open ocean through the Guafo channel ($\sim 43.8^\circ$ S). The ISC hosts many human activities, such as salmon and mussel farming, navigation, and tourism. In particular, intensive salmon aquaculture has been linked to changes in the biogeochemical conditions of the water column, such as zones of low dissolved oxygen (Silva and Vargas, 2014; Quiñones et al., 2019) and alterations in sediments (Soto and Norambuena, 2004). The sediments are impacted due to excess organic matter accumulated as a consequence of uneaten food and feces produced by this activity (Silva and Astorga, 2010). In particular, the mechanisms underpinning nutrient enrichment drive the productivity of the ISC. However, changes in the water column may be associated with natural physical processes, such as turbulence (Pérez-Santos et al., 2018), basin ventilation (Pinilla et al., 2020), variability driven by the Baroclinic Annular Mode (Narváez et al., 2019), and even regional-scale circulation, like the Peru-Chile undercurrent (Linford et al., 2023). It is thus crucial to understand the environmental and anthropogenic processes driving the water exchanges between the ISC and the open ocean.

The circulation offshore the Guafo Mouth consists of the Westerly Wind Drift, impinging on the South American continent near $42\text{-}48^\circ$ S and dividing into a northward flow, the Humboldt Current (HC), and a southward flow, the Cape Horn Current (CHC) (Silva and Neshyba, 1979; Strub et al., 2019). The Humboldt Coastal Current (HCC) (Strub, 1998) flows northward in the surface layers while the subsurface circulation is oriented poleward, driven by the Peru-Chile Undercurrent (PCUC) flowing along the continental slope from the equatorial region up to Patagonia. The PCUC transports nutrient-rich and low-oxygenated waters that are upwelled

along the coast of North and Central Chile during the summer season (Neshyba et al., 1989; Morales et al., 1996; Blanco et al., 2002);

Within the ISC, the circulation can be idealized as an estuarine system with a two-layer baroclinic structure, with freshwater originating from the fjords flowing out of the ISC through the Guafo Mouth in the surface layer, and oceanic saline waters flowing into the ISC in the subsurface layer (Palma and Silva, 2004; Sievers and Silva, 2008). The water entering the ISC is mainly Equatorial Subsurface Water (ESSW) transported by the PCUC (Silva et al., 2009; Linford et al., 2023). The intrusion of these water masses into the region can occur northward through the Corcovado Gulf or southward through the Moraleda Channel (Artal et al., 2019). In the northern part of the ISC, it is noteworthy that the presence of the Desertores Islands (and the Desertores Channel) significantly regulates the exchange of waters between the Gulf of Corcovado and the Gulf of Ancud (Saldías et al., 2021; Vásquez et al., 2021). The estuarine circulation may be influenced by wind stress effects, potentially leading to the reversal of the classical mean velocity profile (Cáceres et al., 2002), and/or nonlinear tidal effects (Valle-Levinson et al., 2007). In such cases, a three-layer system can be observed, comprising a thin surface layer flowing towards the ocean, a substantial intermediate layer exhibiting inland flow, and a narrow bottom layer also flowing towards the ocean (Valle-Levinson et al., 2014).

The circulation through the Guafo Mouth and in the ISC is modulated by intense tidal currents (Artal et al., 2019). However, the contribution of the tidal residual current to the mean circulation and transport of oxygen and nutrients is not well understood, primarily due to data paucity and the resolution limitations of global models. Furthermore, state-of-the-art global general circulation ocean models (GCMs) generally do not resolve well narrow straits such as the Guafo Mouth due to their relatively coarse spatial resolution (e.g. $1/12^\circ$ in the GLORYS Mercator reanalysis, (Lellouche et al., 2018), nor do they represent adequately tidal dynamics (Arbic, 2022). At the regional scale, regional models excel in representing fine topographic details and are well-suited for capturing coastal dynamics in straits and regional seas. For instance, Artal et al.(2019) studied the tidal dynamics of the ISC using the CROCO (Coastal and Regional Ocean Community, <https://www.croco-ocean.org>) numerical model at a resolution of $1/72^\circ$ (approximately 1.7 km).

In the present study, we use a regional ocean circulation model to study the water exchanges between the southeastern Pacific Ocean and the ISC through the

Guafó Mouth. *In situ* data are used to evaluate the model performance. Sensitivity experiments including and excluding the tidal forcing in the model allow us to disentangle the effect of the tides on the mean transport. A Lagrangian analysis is performed to identify the origin of the water masses transiting through the Guafó Mouth.

2.3. Material and Methods

2.3.1. Model configuration and forcings

Our study is based on high-resolution numerical simulations of Northern Patagonia using the CROCO hydrodynamic model (Hilt et al., 2020). CROCO solves the free surface primitive equations in an Earth-centered rotating environment, based on the Boussinesq approximation and hydrostatic balance. The equations of conservation of momentum and dynamical tracers are discretized in coastline and terrain-following sigma coordinates on a three-dimensional Arakawa C grid (Arakawa and Lamb, 1981). Its numerical schemes, optimization, and parallelization techniques allow for realistic simulations in coastal domains.

The simulations were carried out between Los Lagos and Aysén Regions, and the model grid spans over 39° S - 50° S and 72° W - 80° W, with a horizontal resolution of 2.7 km and 42 vertical sigma levels (Fig. 2.4.1). The bottom topography from the General Bathymetric Chart of the Oceans (GEBCO database) used for the open ocean, was complemented with bathymetric data from nautical charts of the Hydrological and Oceanographic Service of the Chilean Navy (SHOA) for the fjords and channels. Bottom topography was smoothed to respect the criteria $r = \frac{\nabla h}{h} < 0.2$ using to reduce errors in the computation of the pressure gradient (Beckmann and Haidvogel, 1993). The model implemented in this study (MOSA 2.7) is a low-resolution domain developed by Instituto de Fomento Pesquero (IFOP-Chile).

Atmospheric forcings were: Quick Scatterometer (QuikSCAT) climatological winds (from 2000 to 2007) (Risien and Chelton, 2008) and the Comprehensive Ocean-Atmosphere Data Set (Da Silva et al., 1994) for heat and freshwater fluxes, and a restoring to climatological SST and SSS was also introduced (Barnier et al., 1995). Two sets of open boundary conditions were used: monthly boundary conditions for sea level, temperature, salinity, barotropic and baroclinic velocity from a climatology

(2017-2019) of the $1/12^\circ$ GLORYS Mercator-Ocean reanalysis (Lellouche et al., 2018) and sub-daily boundary conditions (for sea level elevation and barotropic velocity) using 10 tidal constituents (four semidiurnal constituents (M_2 , S_2 , N_2 , K_2), four diurnal constituents (K_1 , O_1 , P_1 , Q_1) and the biweekly (M_f) and monthly (M_m) long-period lunar tides) from the inverse barotropic tidal modeling product TPXO7 of $1/8^\circ$ (Egbert and Erofeeva, 2002). The Sea level elevation, temperature, salinity, barotropic, and baroclinic velocity boundary conditions, were obtained by interpolating along grid boundaries using the CROCOTOOLS software (Penven et al., 2006). The physical settings used in MOSA2.7 are the same as those used in the MOSA model (Ruiz et al., 2021). Two different simulations were carried out:

- The first (hereafter MOSA2.7T) was forced with Mercator climatology and tidal boundary conditions. Initial conditions from a 10-year climatological simulation with the same aforementioned forcings (produced by IFOP) were used. A 2-year climatological simulation was performed (years 11 and 12), starting in February. The tidal forcing was damped during the first 3 days of the simulation.
- The second simulation (hereafter MOSA2.7NT) was forced by Mercator climatology boundary conditions only (without tides). A 4-months (February-May, year 11) simulation was performed, using the same initial conditions as in MOSA2.7T.

Hourly temperature, salinity, sea level, and velocity outputs from simulations were used to compare and evaluate the impact of tides on water mass exchanges through the Guafo mouth between the open ocean and the ISC.

2.3.2. Lagrangian simulations

Lagrangian simulations using the OpenDrift tool were performed in the study locations to determine water particle trajectories reaching the Guafo Mouth. OpenDrift is a Python-based code for Lagrangian particle modeling developed by the Norwegian Meteorological Institute (Dagestad et al., 2018). It can represent the trajectories of water parcels drifting in the ocean or the atmosphere. In this study, 10000 particles were seeded between 0 and 200 m depth at a Guafo Mouth section (74°W ; 43.78°S - 43.37°S) every hour between March 1st and March 30th. The particles were then transported backward in time (using a negative time step) during one month to identify the origin of the water masses reaching Guafo Mouth. Note that

only those in the water column (4893) were transported. The particles trajectories (over one month duration) were computed with a time step of 5 minutes and recorded every hour in the output file. Two Lagrangian "backward-in-time" simulations were performed:

- In the first Lagrangian simulation, the velocity fields from the hourly outputs of MOSA2.7T (tidal) between February 1st and March 30th were utilized. The experiment was repeated for two different years of the climatological simulation (11 and 12) to investigate the impact of intrinsic variability on the particles trajectories.
- In the second Lagrangian simulation, the velocity fields from the hourly outputs of MOSA2.7NT (without tides) between February 1st and March 30th were utilized. The experiment was performed for year 11 only.

The particles positions reaching the Guafo Mouth section were studied. For this purpose, the study area was divided into 4 quadrants: Northern zone (42.0°S - 43.5°S ; 77.0°W - 74.0°W), Southern zone (43.5°S - 47.0°S ; 77.0°W - 74.0°W), Chiloé Inland Sea (MIC) (42.0°S - 43.5°S ; 74.0°W - 72.0°W) and Patagonian Fjords (43.5°S - 47.0°S - 74.0°W - 72.0°W). Particles from each region were counted and percentages were reported in Table 2.4.4. The particles were plotted with different colors to differentiate between the zones and highlight their distribution in the vertical section.

2.3.3. Ancillary data

March Temperature-Salinity profiles were used to describe the water masses present in the area and to validate the MOSA2.7T model in the Guafo Mouth. Data from CIMAR 4 (1999) cruise were used (see Fig. 2.4.1). Potential temperature was calculated from the Thermodynamic Equation of Seawater 2010 (TEOS-10) (McDougall et al., 2009). Water masses were described using the salinity and temperature criteria presented by (Sievers and Silva, 2008).

To evaluate our model performance, ADCP current data from a mooring installed by IFOP in the Guafo Mouth (43.589°S , 73.758°W , see Fig.2.4.1) were used. This instrument recorded hourly zonal and meridional currents at 70m depth, from August 19, 2018, to June 30, 2019.

To compare modeled currents in the Guafo Mouth, two model simulations were used:

- The physical Mercator-Ocean GLORYS reanalysis model (Lellouche et al., 2018) containing potential temperature, salinity, and currents was used on a native Arakawa C grid with horizontal resolution of 1/12° (~ 8 km) and 50 vertical levels (0-5500 m) from a February and March climatology between 2017 and 2019 was used. This simulation (hereafter Mercator NT) was forced by winds, heat fluxes, and runoff, but did not include tides. Satellite altimetry, SST, *in situ* temperature, and salinity from ARGO floats were assimilated into the model. It also incorporates *in situ* measurements taken by drifting buoys, ships, and global and regional research cruises.
- The CROCO MOSA1.2 simulation conducted by the IFOP was utilized to investigate the impact of topographic changes on the flow. This model has a horizontal resolution of 1.2 km and 42 vertical sigma levels. The bathymetry was constructed based on the same datasets for MOSA2.7. The model boundary conditions come from GLORYS Mercator-Ocean model and tides from TPXO7. Heat fluxes and surface wind from WRF (Weather Research and Forecasting Model) (Powers et al., 2017) high-resolution (5 km) regional atmospheric model was used. 33 freshwater sources were implemented in the model. The detailed description of the model configuration is presented in (Ruiz et al., 2021). Outputs from February and March 2022 were analyzed.
- Outputs from a climatological MOSA2.7-PISCES simulation were utilized (SUBSECRETARÍA DE ECONOMÍA Y EMT, 2021) to evaluate nutrient transport through the Guafo Mouth. In this simulation, a MOSA2.7 configuration was coupled to the PISCES biogeochemical model (Aumont and Bopp, 2006; Aumont et al., 2015). PISCES simulates the main biogeochemical cycles of carbon, oxygen, and of the main nutrients (PO_4^{3-} , NO_3^- , NH_4^+ , Si and Fe).

Climatological initial and boundary conditions from the World Ocean Atlas 2009 (Levitus et al., 2010) were used oxygen and nutrients (SUBSECRETARÍA DE ECONOMÍA Y EMT, 2021). A climatology considering the 4 last years (the model ran for 8 years) was used in the analysis.

2.3.4. Estimation of the Guafo Mouth net transport, inflow and outflow

The transport (T, in $m^3 s^{-1}$) through the Guafo Mouth, associated to the zonal flow (U), was computed as follows:

$$T(t) = \iint_{S(t)} U(x, y, z, t) dy dz \quad (2.3.1)$$

where $S(t)$ is the area (in m^2) of the cross-section at time t and $U(t)$ is the zonal component of the velocity (in ms^{-1}). By convention, positive values indicate transport into the ISC (eastward), and negative values transport out of the ISC (westward).

Nutrient transport (T_N , in $m^3 s^{-1} \mu M$) through the cross-section, was obtained using the following equation:

$$T_N(t) = \iint_{S(t)} U(x, y, z, t) \cdot N(x, y, z, t) dy dz \quad (2.3.2)$$

The first terms were calculated in equation (2.3.1) and $N(t)$ is the nutrient concentration (in μM)

Because we had only access to monthly mean nutrient values, we computed monthly mean nutrient transport ($\langle T \rangle$) as follows, first defining the anomalies concerning the monthly means:

$$U(t) = \langle U \rangle + U'(t) \quad N(t) = \langle N \rangle + N'(t) \quad (2.3.3)$$

with $\langle X \rangle$ the monthly mean value of variable X and $X'(t)$ the fluctuations around the mean ($\langle X' \rangle = 0$ by definition). Thus the time-averaged flux becomes:

$$\langle U \cdot N \rangle = \langle U \rangle \cdot \langle N \rangle + \langle U' \cdot N' \rangle \quad (2.3.4)$$

and the nutrient flux is:

$$\langle T_N \rangle = \iint \langle U \cdot N \rangle dy dz \quad (2.3.5)$$

$$= \iint \langle U \rangle \cdot \langle N \rangle dy dz + \iint \langle U' \cdot N' \rangle dy dz \quad (2.3.6)$$

As N' fluctuations were unknown, the so-called turbulent transport term corresponding to the correlated velocity and nutrient fluctuations (i.e. last term of the right-hand side of equation (2.3.6)) is neglected. Nevertheless, we estimated turbulent transport of temperature and salinity in the following to provide information for the discussion.

2.4. Results

2.4.1. Evaluation of the modeled tidal currents

The amplitudes of the observed (ADCP) and modeled (MOSA2.7) tidal zonal currents at the measurement site (Fig.2.4.1) were extracted using the so-called t_tide software (Pawlowicz et al., 2002). Only the stronger zonal currents, roughly parallel to the isobaths, are compared. Even though the periods of the measurements and simulation differ (Fig.S2.7.1), the amplitudes of the current tidal components can be compared qualitatively. The strongest tidal current was associated with the M2 tide in the observations (0.36 m s^{-1}) and model (0.6 m s^{-1}), however, the model overestimated the current by nearly 70 % (Table 2.4.1). The S2, N2, and K1 tidal components were weaker than M2 being also overestimated by 20-30 % in the model.

As a comparison, the current tidal amplitudes of the MOSA1.2 model were also larger than the observed. The M2 tidal current (0.83 m s^{-1}) was nearly twice as strong as the observed, showing that increasing the spatial resolution and thus improving the representation of bottom topography in the model does not necessarily improve the tidal characteristics of the current.

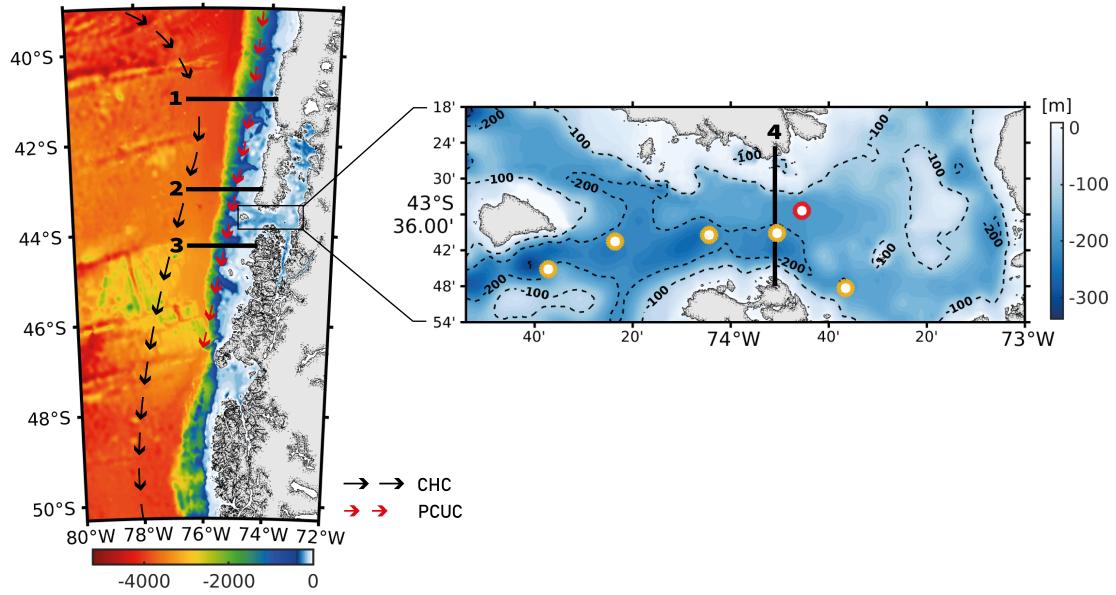


Figure 2.4.1: (left) Bottom topography of the study area (in meters). Section 1 (41°S), section 2 (43°S , north of Guafó Mouth), and section 3 (44°S) (south of Guafó Mouth) are marked by black lines. Black arrows mark the Cape Horn Current (CHC) and red arrows mark the Peru-Chile Undercurrent (PCUC). (right) Zoom over the Guafó Mouth region. Section 4 ($73^{\circ}\text{W } 50'$) is marked by a black line. The ADCP measurement site is marked by a red dot and CTD measurement sites are marked by yellow dots.

Table 2.4.1: Amplitude (in $m s^{-1}$) of the principal tidal components of zonal velocity (U) at 22 m depth, for MOSA2.7T, MOSA1.2T, and ADCP data. Model-data amplitude error (in $m s^{-1}$) and percentage (to the observed amplitude) are displayed in the table's second and third columns, respectively.

Data	Tidal Components	Amplitude ($m s^{-1}$)	Difference (%)
	M2	0.36	
ADCP	S2	0.18	
	N2	0.09	
	K1	0.03	
	M2	0.60	67 %
MOSA 2.7 km	S2	0.22	22 %
	N2	0.12	33 %
	K1	0.04	33 %
	M2	0.83	130 %
MOSA 1.2 km	S2	0.43	139 %
	N2	0.15	67 %
	K1	0.04	33 %

2.4.2. Evaluation of modeled water masses in the mouth of the Guafo

T,S observations from the February 1999 CIMAR cruise were compared to the model. TS diagrams (Fig.2.4.2.a.b) reveal that the model can represent realistically the main water masses described previously for this zone (Silva et al., 2009). Relatively salty (33.9-34.2 psu) and cool (9°C) Equatorial Subsurface Water (ESSW) was found below 100 m while fresher (33.8-33.9 psu) surface Subantarctic Water (SAAW) was found in the surface layer.

A high salinity core ($S > 34.1$ psu and $T < 9^{\circ}\text{C}$) associated with the ESSW was found between 150 and 200 m at 74°W in MOSA2.7 (Fig.2.4.2.c.e). On the other hand,

in the observed data, the high salinity core presents a value of 34.2 psu and a temperature in the range of 8–9°C (Fig.2.4.2.d,f). ESSW is transported southward by the PCUC and into the ISC (see section 2.4.3), while SAAW is transported out of the ISC (Silva et al., 2009).

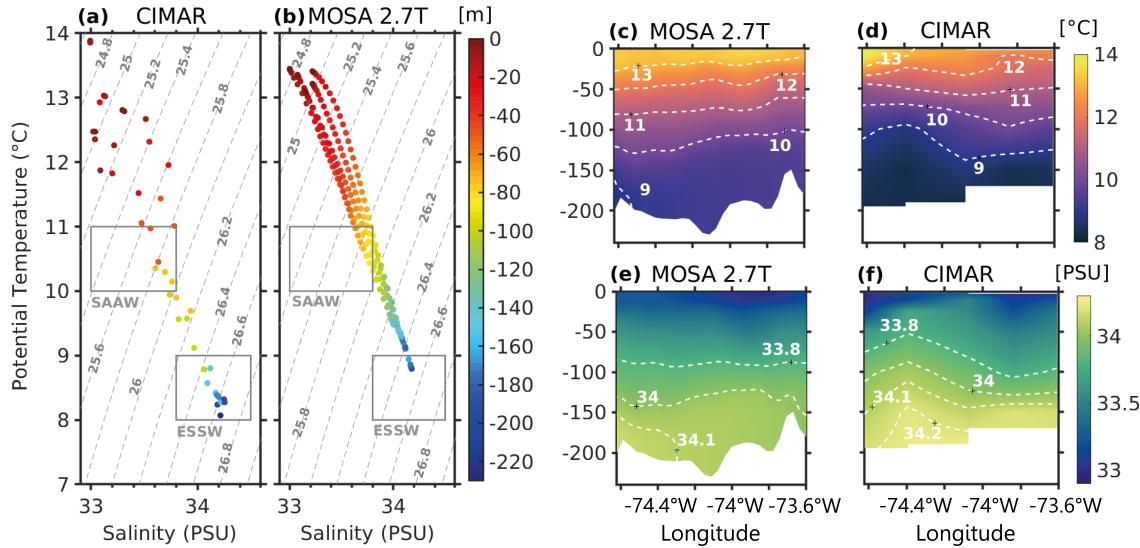


Figure 2.4.2: (a) T-S plot of the February 1999 CIMAR cruise data. (b) T-S plot of MOSA 2.7T output in February, year 11 of the simulation. (c, e) MOSA 2.7T temperature and salinity transect through the Guafo mouth (at the same locations as the observations, see Fig.2.4.1). (d, f) CIMAR temperature and salinity transects through the Guafo Mouth.

2.4.3. Water masses and meridional flow in the open ocean near the Guafo Mouth

The modeled salinity and meridional circulation along the Chilean shelf and slope north (41°S) and south (44.2°S) of the Guafo Mouth depict the influence of the PCUC. Relatively saline waters (>34.3 psu) are transported poleward by the PCUC in the 200–400 m depth range (Fig.2.4.3). Poleward flow occurs mainly offshore (>100 km from the coast) but also occasionally over the slope.

At 41°S , two cores of high salinity ESSW ($S>34.3$ psu) are identified between 200 and 400 m depth. The salinity of the core trapped along the slope reaches 34.4 psu. The meridional velocity displays complex patterns: two cores of southward flows ($V<0.1 \text{ ms}^{-1}$) are located over the shelf and offshore ($\sim 76^{\circ}\text{W}$) while three cores of northward flow are found, two of which surface intensified (Figs.2.4.3a,d). The high

salinity (>34.3 psu) core experiences a southward deepening between 41° S and 43° S, accompanied by a slight decrease in salinity (Figs.2.4.3.a,b).

At 43° S, a weak subsurface southward flow is found in the vicinity of the continental slope (below 100 m depth) while the offshore southward flow is displaced westward ($\sim 77^{\circ}$ W) and intensifies, reaching values above 0.1 ms^{-1} (Fig.2.4.3e).

At 44.2° S, the section of the ESSW core is much smaller than at 43° S, suggesting that the transport of ESSW into the Guafo mouth or offshore. The southward flow along the shelf and slope nearly disappeared and the offshore southward flow decreased below 0.1 ms^{-1} (Fig.2.4.3.f). Overall, the MOSA2.7 meridional circulation is strongly variable, likely due to mesoscale variability generating meandering of the PCUC and influence of the ISC.

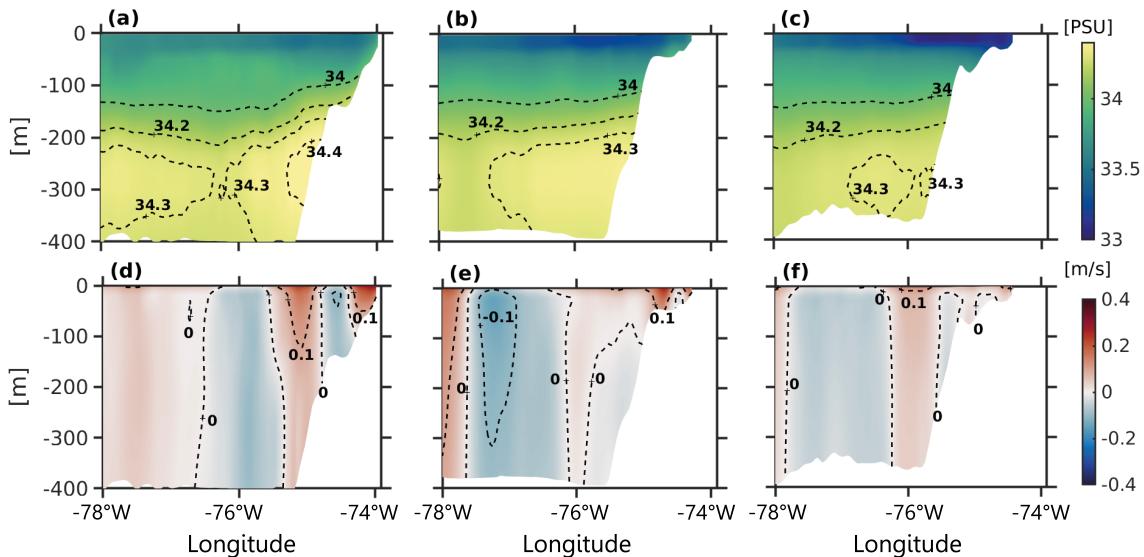


Figure 2.4.3: MOSA2.7T salinity (a-c) and meridional velocity (d-f; in m s^{-1}) at sections: 1 (41° S,a,d); 2 (43° S, b,e) and 3 (44° S, c,f). Sections are shown in Fig.2.4.1. Averages over February-March (Year 11) are displayed.

2.4.4. Circulation and water masses at Guafo Mouth

We now focus on the modeled circulation through the Guafo Mouth section (section 4 in Fig.2.4.1). The upper part (~ 100 - 200 m depth) of the saline water mass ($34 < S < 34.3$) found along the slope is partly transported into the ISC through the Guafo Mouth in the deeper half of the strait (100-200 m depth; Fig.2.4.4c), with velocities greater than 0.1 m s^{-1} , while low salinity ($S < 33.5$ psu) surface waters (~ 0 - 100 m) from the ISC are transported outward (westward). Inward (eastward)

velocities are also found in the surface layer (0-100 m) along the northern edge of the mouth and can be as large ($\sim 0.1 \text{ m s}^{-1}$) as those over the shelf and slope (Fig.2.4.4.c). The high salinity core is distinguishable, reaching 34 psu, associated with a low temperature of 9°C, consistent with ESSW characteristics (Fig.2.4.4a.b). This water mass is additionally distinguished by transporting large amounts of nutrients into the ISC. In the deep layers of the strait, notable concentrations of nitrate ($> 18 \mu\text{M}$), phosphate ($> 1.6 \mu\text{M}$), and silicate ($> 16 \mu\text{M}$) are found in biogeochemical simulations (MOSA2.7-PISCES, Fig.2.4.4d-f)

The tides have a strong impact on the spatial structure of the mean flow (Fig.2.4.5). Mean flows were obtained by time-averaging the February-March currents but computing the residual current with the *t_tide* software (Pawlowicz et al., 2002) produced the same results (see Fig.S2.7.2). The inland zonal flow is more confined to the deep layers (100-200 m) and intensified by the tidal forcing, and an inland current is generated along the northern edge of the mouth (Figs.2.4.5a,b). As expected, the surface outflow intensifies to balance the mass balance. The inland current, both in the deeper layers and at the northern edge of the section, exhibits velocities between 0.02 and 0.2 m/s in MOSA2.7T. On the other hand, the outflow exhibits values varying between -0.01 and -0.2 m/s (Fig.2.4.5a). By comparison, MOSA1.2T shows a similar zonal structure, with an intensified inward bottom flow relative to MOSA2.7T, reaching values greater than 0.2 m/s and a shallower outward surface flow, concentrated over the shelf and with values between 0.1 and 0.2 m/s (Fig.2.4.5a,c). On the other hand, the Mercator model, which does not include tides, does not display the intensified bottom current, and inland flow occurs over a large part of the section (Fig.2.4.5d). In conclusion, tidal forcing has a strong impact on the vertical structure of the flow between the ISC and the open ocean and intensifies the inland flow in the deeper part of the Guafó Mouth.

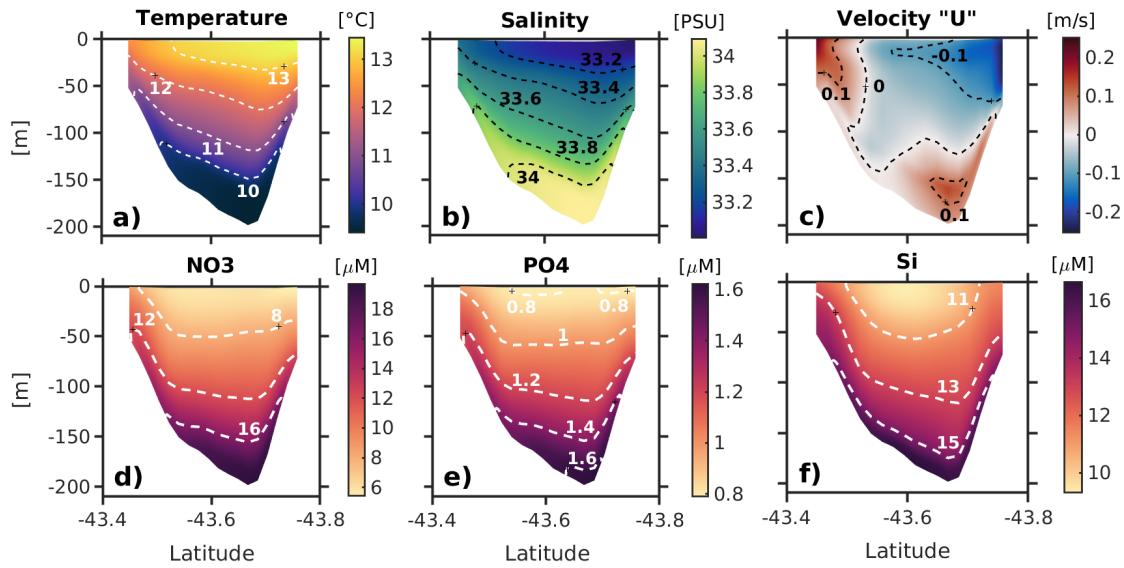


Figure 2.4.4: MOSA 2.7T characteristics through the Guafo Mouth (Section 4; 73°W45'; see Fig.1): (a) Temperature (in °C); (b) Salinity (psu); (c) Zonal velocity (in $m\ s^{-1}$). Averages over February-March (Year 11) are displayed. MOSA2.7-PISCES nutrient concentration through the Guafo mouth: (d) Nitrate (in $\mu M\ kg^{-1}$); (e) Phosphate (in $\mu M\ kg^{-1}$); (f) Silicate (in $\mu M\ kg^{-1}$). February-March averages from a model climatology (years 4-8) are shown.

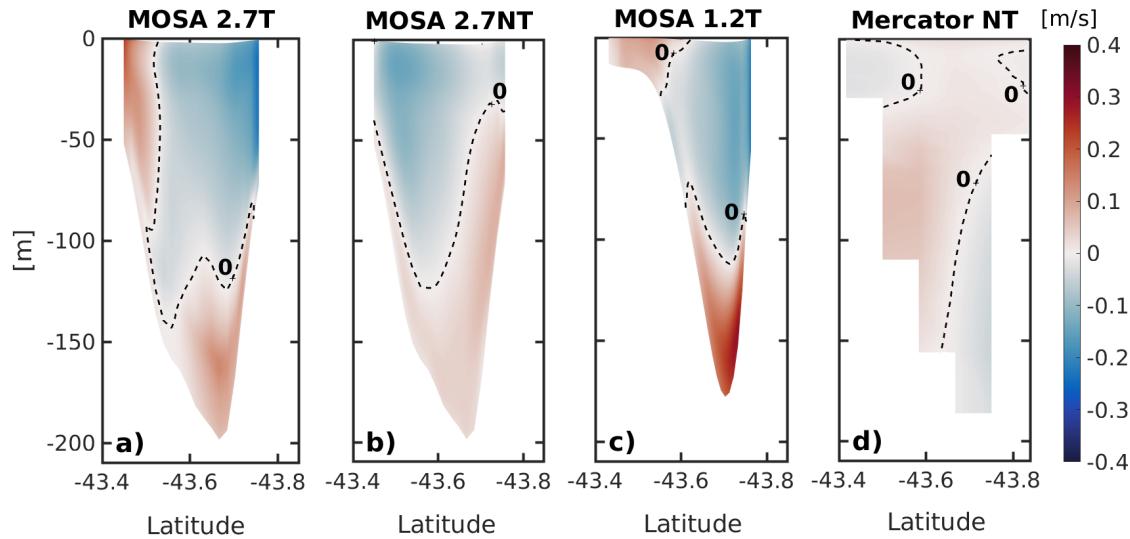


Figure 2.4.5: (a) Vertical section (Section 4; 73°W45'; see Fig.1) of the zonal velocity in (a) MOSA 2.7T (with tides); (b) MOSA2.7NT (without tides); (c) MOSA 1.2T km (with tides); (d) Mercator model (without tides). February-March averages are displayed.

2.4.5. Mass transport

Net mass transport into the ICS across the Guafo Mouth was outward in the MOSA2.7 model and inward in the MOSA1.2 and Mercator models, with the range of values varying among the 4 models (Table 2.4.2). MOSA1.2T had the largest net transport (0.064 Sv), thirty-two times larger than MOSA2.7T (-0.002 Sv). Including tides in MOSA2.7NT did not generate a change in net transport, it only decreased incoming transport by 0.05 Sv. Note that the net transport in Mercator was higher than in the MOSA2.7 models (0.049 Sv), but the inward transport (0.108 Sv) was lower than MOSA2.7T and the outgoing transport was weaker than all previous models (-0.059 Sv). The tidal effect increased both inward and outward transport for MOSA2.7.

Table 2.4.2: Net, inward (eastward) and outward (westward) transport (in Sv, positive inward) through Guafo mouth. Transport values are computed through a section at 73.8°W (section 4, see Fig.2.4.1) from February-March averages (year 11) for MOSA2.7T and MOSA2.7NT; from February-March averages of a MOSA1.2T climatology and from February-March averages of a Mercator climatology (2017-2019) used as forcing for the MOSA2.7 simulations. Label T (NT) indicates simulation with (without) tides.

Models	Net transport (Sv)	Inward Transport (Sv)	Outward Transport (Sv)
MOSA2.7T	-0.002	0.155	-0.157
MOSA2.7NT	-0.002	0.105	-0.107
MOSA1.2T	0.064	0.176	-0.112
MercatorNT	0.049	0.108	-0.059

2.4.6. Nutrient transport

The net transport of nutrients into the ISC through the Guafo Mouth was inland for both the MOSA2.7T and MOSA2.7NT models, with variability according to nutrient type (Table 2.4.3). Nitrate in MOSA2.7T had a higher net inward transport, reaching values of 1.03 Mol s^{-1} , while without considering tides in MOSA2.7NT, the net transport decreased to 0.70 Mol s^{-1} . Thus the tidal flow increased the nitrate transport by $\sim 50\%$. The net transport of phosphate also increased by 50 % in MOSA2.7T concerning MOSA2.7NT. In contrast, silicate transport was only slightly higher (by 38 %) in MOSA2.7T. The tidal effect increased the inward transport of

the three nutrients mentioned above.

Table 2.4.3: Net (positive inward, in Mol s^{-1}), inward and outward transport of nutrients through Guafó mouth. Transport values are computed through a section at $73.8^\circ\text{W}'$ (section 4, see Fig.2.4.1). MOSA2.7 time-mean zonal velocity (February-March, year 11) and MOSA2.7-PISCES nutrient concentrations from a climatological simulation (years 4-8) were used in the computation.

Models	Net transport (Mol s^{-1})	Inward Transport (Mol s^{-1})	Outward Transport (Mol s^{-1})
MOSA 2.7T			
Nitrate	1.03	2.35	-1.32
Phosphate	0.06	0.21	-0.15
Silicate	0.40	2.23	-1.83
MOSA 2.7NT			
Nitrate	0.70	1.58	-0.88
Phosphate	0.04	0.14	-0.10
Silicate	0.29	1.51	-1.22

2.4.7. Lagrangian analysis

We now investigate the origin of the water masses transiting through the Guafó Mouth. The position and depth patterns of the floats reaching the section show considerable variability depending on the region of origin (Fig.2.4.6a-d). The largest amount of particles arriving at the Guafó Mouth one month later in both the MOSA2.7T and MOSA2.7NT simulations come mainly from the southern region of the open ocean. This pattern is evident in both simulations: this region contributes significantly, representing a percentage of 42 % and 43 % (Table 2.4.4, Fig.2.4.7b,f), respectively. These particles are distributed over a wide range of depths (0-200 m), with fewer particles in the surface layer (0-50m) than in the bottom layer. More floats transported by the tidally-inforced inland bottom flow reached the section in MOSA2.7T (Fig.2.4.7b).

The particles originating from the northern region of the open ocean accounted for 12 % for MOSA2.7T and 15 % for MOSA2.7NT (Fig.2.4.7a,e). Particles were distributed over a larger depth range in MOSA2.7T than in MOSA2.7NT, possibly

due to the vertical displacements of particles forced by tidally induced internal waves in MOSA2.7T. More particles were found along the northern edge of the section (between 0-100 m depth) in MOSA2.7T, which was consistent with the enhanced inland circulation (Fig.2.4.5.a).

Particles present in the surface layer (0-100m) of the section originated predominantly from the fjords and MIC. These surface particles accounted for 29 % in MOSA 2.7T and 23 % for MOSA2.7NT (Fig.2.4.7c,d,g,h).

The simulation using another of MOSA2.7T (year 12) presented particle distribution and percentages similar to those obtained for year 11 (Table 2.4.4, Figs.S2.7.3,S2.7.4), showing the robustness of these results. This identification of the predominance of these particles according to their position in the water column provides essential information to understand the local oceanographic dynamics. We found that the greatest influence in this area comes from the waters from the open ocean, south of the Guafó Mouth.

Table 2.4.4: Percentage of the particles originating from the North, South, MIC (Inner Sea of Chiloé) and Fjords regions (see Fig.2.4.6). Simulations in backward mode were performed using the Opendrift software. Particles were launched on March 30th, year 11 at the section in Guafó Mouth (see Fig.2.4.1) and advected backward in time for 1 months.

Origin particles (in %)	MOSA 2.7T	MOSA 2.7NT	MOSA 2.7T(Y12)
North	12 %	15 %	12 %
South	42 %	43 %	41 %
MIC	17 %	19 %	19 %
Fjords	29 %	23 %	28 %

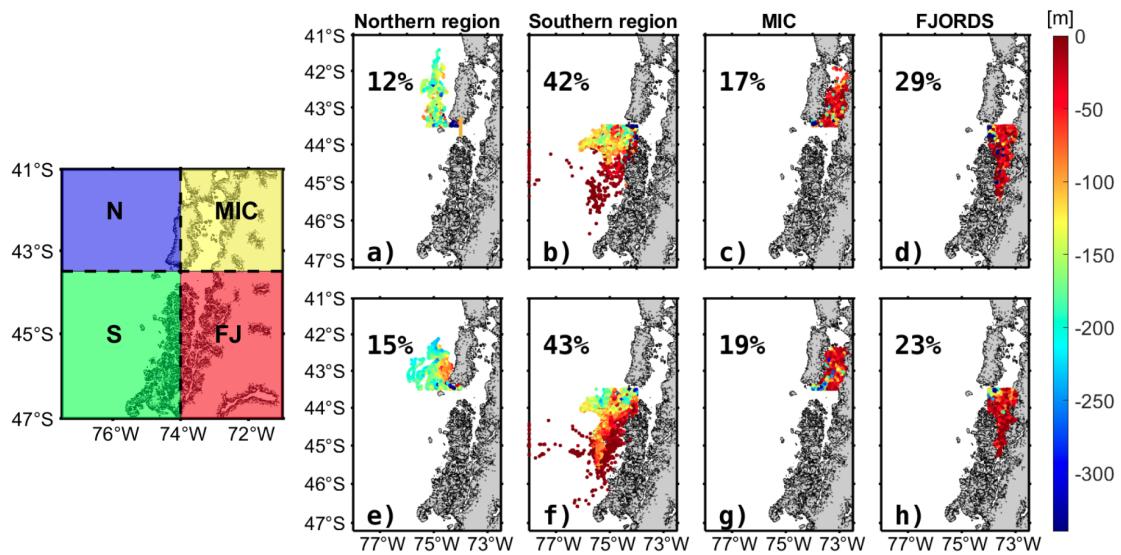


Figure 2.4.6: Positions and depth (in meter, color scale) of the water particles reaching the Guafo mouth one month later during March, year 11. The trajectories were computed using Opendrift. The top panels (a-d) correspond to the simulation with tides and the bottom panels (e-h) correspond to the simulation without tides. The figure on the left indicates the different quadrants (N-North; S-south; MIC-Inner Sea of Chiloé; FJ-Fjords) dividing the entire region to compute statistics on the particles (see Table 2.4.4).

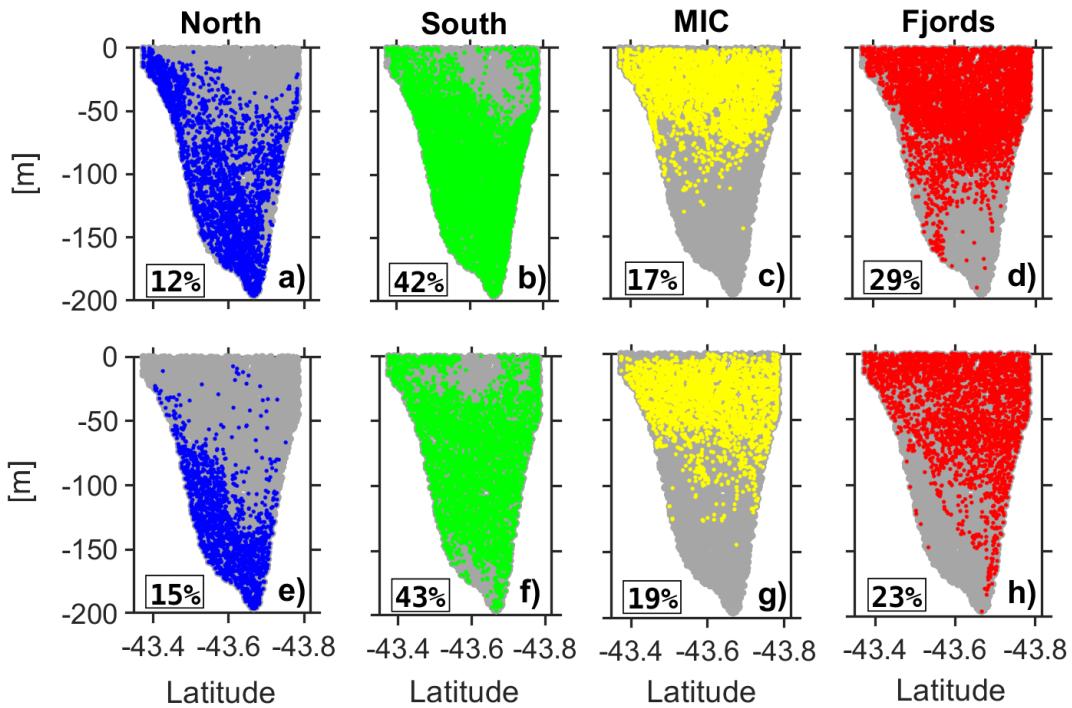


Figure 2.4.7: Vertical sections at Guafo mouth indicating the latitude-depth cross section of particles reaching the section. The origin of particles one month before reaching the section is marked by different colors (see Fig.2.4.6): (a) blue dots mark particles coming from the north region, (b) green dots mark particles coming from the south region; (c) Yellow dots mark particles coming from the Inner Sea of Chiloé (MIC); (d) Red dots mark particles coming from the fjords region. The first row (a-d) (resp. e-g) corresponds to results from the simulation with (resp. without) tides.

2.5. Discussion and Conclusions

2.5.1. Summary of the main results

The MOSA2.7 model represented correctly the observed water masses characteristics in the Guafo Mouth, but overestimated by 30-70 % the amplitude of the tidal currents.

The modeled circulation was structured as an inflow in the bottom layer (\sim 120-200 m depth) and outflow in the surface layer above. Inflow also occurred in the surface layer (0-100 m depth) over the southern bank of the Guafo Mouth due to tidal forcing, which needs to be confirmed by current measurements at this location.

Net mass transport of -0.002 Sv out of the ISC was found in MOSA2.7T, resulting from the nearly exact compensation between an inflow of 0.155 Sv and an outflow of -0.157 Sv. The same net transport was found in MOSA2.7NT, but the inflow and

outflow were weaker. In contrast, much higher net inflows (0.064 Sv and 0.049 Sv) were obtained in MOSA1.2T (February-March 2022) and in Mercator (February-March climatology), respectively.

Estimations of the nutrient fluxes using nutrient fields from another simulation (MOSA2.7-PISCES) indicated net inflows of nutrients from the open ocean into the ISC. Lastly, the open ocean water masses reaching the Guafo Mouth mainly originated from south of the straits. On the other hand, the ISC waters reaching the Guafo Mouth originate mainly ($\sim 60\%$) from the Fjords region south of 43.5°S . This pattern was not modified by the tidal forcing nor by the internal variability of the simulation.

2.5.2. Discussion

Despite the relatively good representation of the water masses present in the Guafo Mouth, large discrepancies between the observed and modeled tidal current amplitudes were found in MOSA2.7T and MOSA1.2T. Even though a good representation of the tidal sea surface variations was obtained in MOSA2.1T (Artal et al., 2019), the tidal currents were largely overestimated, which may in turn lead to an overestimation of the inland bottom current. Unexpectedly, the MOSA2.7T tidal current amplitudes were slightly less biased. This improvement may result from compensation of errors, as bottom topography is more realistically represented in MOSA1.2T due to its higher spatial resolution and reduced spatial smoothing. In conclusion, a dedicated modelling study focusing on the dynamical processes impacting tidal velocities would be needed to better understand the differences between the two models.

Nutrient fluxes were estimated using monthly mean nutrients from a different simulation, thus the so-called turbulent flux $\langle U'N' \rangle$ (see section 2.3.4) due to infra-monthly variability was not taken into account in the computations. However, estimations of the temperature and salinity flux using hourly outputs of T, S and zonal velocity indicate that large errors (up to 100 % for salinity transport in MOSA2.7T, see Table 2.5.1) can be made when the turbulent flux is not taken into account. Tidal currents and associated internal waves undoubtedly play a role in the high-frequency variability, but mesoscale/submesoscale variability unrelated to tides also impacts the transport estimates (see the 200 % difference for salinity transport in MOSA2.7NT, Table 2.5.1). It is also noteworthy that the magnitudes

of transport errors depend on the tracer (e.g. 10 % vs 100 % with temperature and salinity respectively in MOSA2.7T). Given the relatively similar nutrients and salinity distribution (see Fig.2.4.4), we expect our estimations of nutrient fluxes to be overestimated by a conservative 100 %. Lastly, an additional source of error in the nutrients flux estimations is the bias in MOSA2.7-PISCES ESSW nutrient concentration ($16 \mu\text{mNO}_3 \text{l}^{-1}$, $1.5 \mu\text{mPO}_4 \text{l}^{-1}$ and $14-15 \mu\text{mSiO}_3 \text{l}^{-1}$ in the model vs $\sim 20-30 \mu\text{mNO}_3 \text{l}^{-1}$, $1.8-2.7 \mu\text{mPO}_4 \text{l}^{-1}$ and $9-27 \mu\text{mSiO}_3 \text{l}^{-1}$ in the observations (Sievers and Silva, 2008)). The underestimation of the concentration may also lead to error compensations in the fluxes.

The Guafo Mouth is also an important location for the ventilation of the ISC. In a previous study, (Linford et al., 2023) investigated the drivers of the observed deoxygenation trend in the ISC. To this aim, they utilized the velocity and dissolved oxygen (DO) fields from the Mercator $1/4^\circ$ global model (coupled to the PISCES model) to compute the DO meridional transport associated with the PCUC. They related the observed deoxygenation trend in the ISC to the increase of the PCUC transport, contributing to an enhanced flux of less oxygenated ESSW through the Guafo Mouth. However, the model resolution was too coarse to represent correctly the Guafo Mouth and its complex connection with the open ocean. Moreover, the Mercator simulation did not include tidal forcing. Assuming a similar trend for the PCUC transport of nutrients, the nutrient flux through the Guafo Mouth may increase and enhance productivity in the ISC. However, our results suggest that an accurate estimation of the biogeochemical fluxes into the ISC may be hampered by small-scale details of bottom topography (evidenced by the difference between MOSA1.2 and MOSA2.7 currents) and high-frequency variability (including tidal forcing), which were not accounted for in the $1/4^\circ$ Mercator model.

Our Lagrangian analysis indicated a robust, predominant southern origin of the ESSW reaching the Guafo Mouth. This may seem at odds with the equatorial origin of ESSW and with the southward transport of ESSW by the poleward PCUC. However, this result appears to be independent of the intrinsic mesoscale variability of the climatological run, as it was found in years 11 and 12. A possible southward transport of ESSW by the PCUC, followed by a north-eastward retroflection south of Guafo Island may have taken place. The Lagrangian particles would then be transported north-eastward into the Guafo mouth. Longer (>1 months) Lagrangian simulations in future work may be needed to investigate ESSW pathways in more detail.

This work raises several open questions that need to be addressed to improve our understanding of the exchanges of nutrients between the open ocean and the ISC. A similar analysis could be performed for the less productive Austral winter period, during which freshwater outflow from the Fjords is enhanced. This study also highlights the need to carry out dedicated process studies using coupled physical-biogeochemical models (such as CROCO-PISCES) to estimate the role of tidally-induced variability on nutrient and dissolved oxygen transport, and primary production in this key region of southern Chile.

Table 2.5.1: Total, mean, and eddy transport of temperature and salinity through the Guafó mouth. $\langle X \rangle$ marks the monthly mean of variable X and X' the deviation from the mean. The total tracer flux $\langle U \cdot X \rangle$ is composed of the sum between the mean flux ($\langle U \rangle \cdot \langle X \rangle$) and the so-called eddy flux ($\langle U' \cdot X' \rangle$) (see sec. 2.3.4). Transport terms are computed using MOSA2.7 (T&NT) hourly outputs from February-March, year 11. Units are $10^5 \text{ } ^\circ\text{C} \text{ms}^{-1}$ for temperature flux and $10^5 \text{ } \text{PSU} \text{ms}^{-1}$ for salinity.

Variable	$\langle U \cdot X \rangle$	$\langle U \rangle \cdot \langle X \rangle$	$\langle U' \cdot X' \rangle$	$\langle U' \cdot X' \rangle / \langle U \cdot X \rangle$
MOSA2.7T				
Temperature	-3.15	-3.46	0.31	9.8 %
Salinity	0.08	0.16	-0.08	100 %
MOSA2.7NT				
Temperature	-2.08	-2.19	0.11	5.4 %
Salinity	-0.01	0.03	0.02	200 %

2.6. Acknowledgements

The IRD (French Institute of Research for Development) PSF CROCO project and the Graduate Student Program management of the University of Concepción are acknowledged for supporting Valentina Mundaca during a 3 months internship at LOCEAN. Model simulations were performed on the supercomputing infrastructure of the NLHPC (National Laboratory for High-Performance Computing Chile). This research was supported by Fondecyt Regular 1211230. We are grateful to IFOP (Instituto de Fomento Pesquero) for sharing the *in situ* data and the MOSA 1.2 km simulation.

2.7. Supplementary

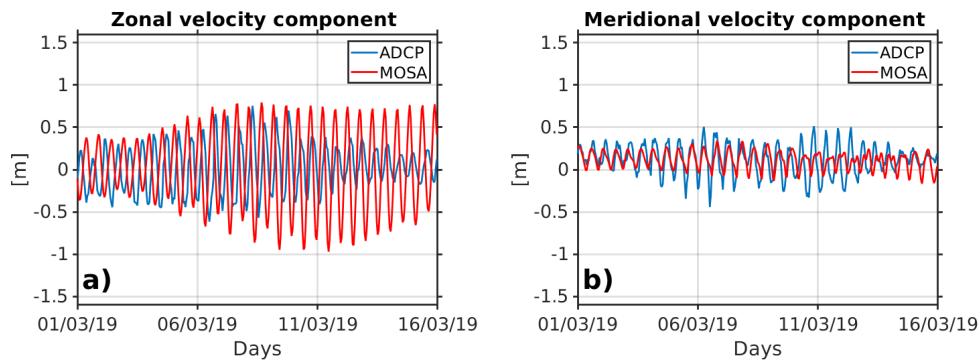


Figura 2.7.1: Time series of the zonal velocity component U (m/s) and time series of the meridional velocity component V from the MOSA2.7T model and ADCP data, at 22 metres depth.

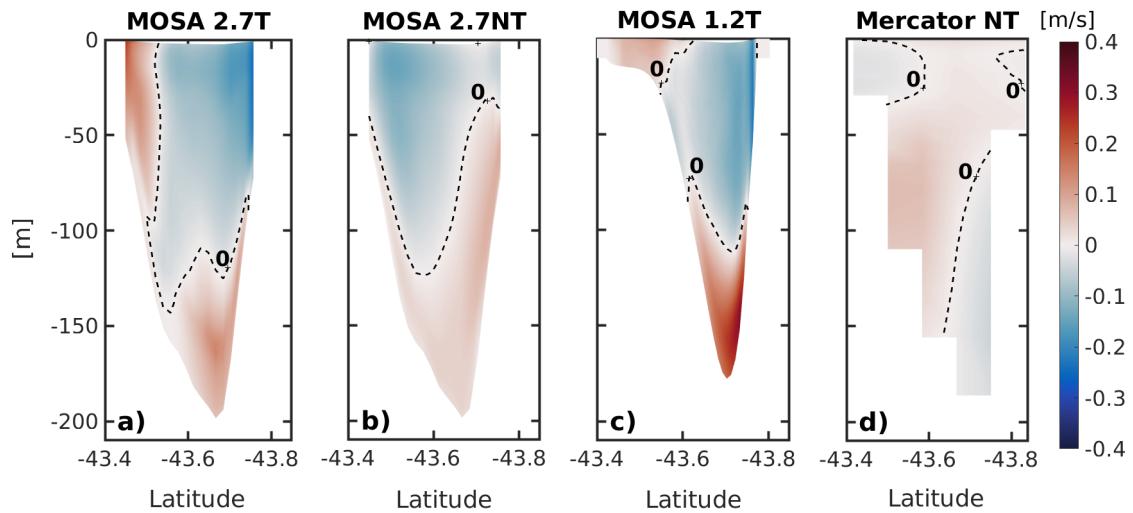


Figura 2.7.2: (a) Vertical section of the U component of the velocity of MOSA 2.7 with tides; (b) same as (a) but for simulation without tides; (c) same as (a) but for MOSA 1.2 km; (d) same as above but using Mercator. (a-b) the `t_tide` software was used to obtain the residual component.

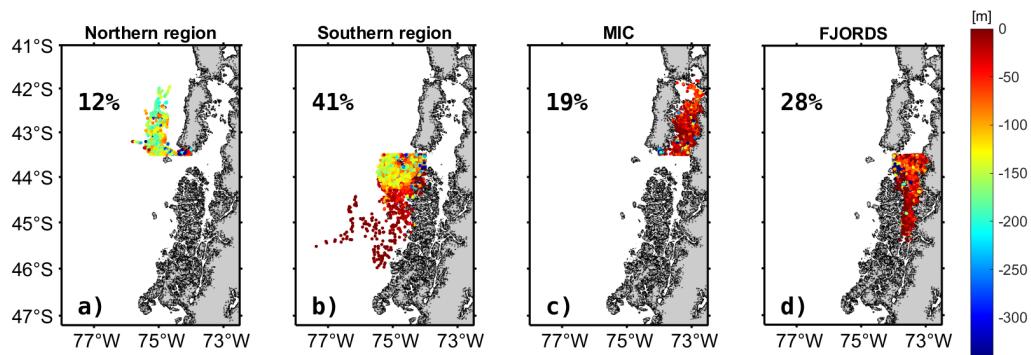


Figura 2.7.3: Horizontal section of the OpenDrift simulation. (a-d) shows the Opendrift simulation with year 12 tides and the colour bar indicates the depth of the particles. The percentages indicate the amount of particles coming from each zone.

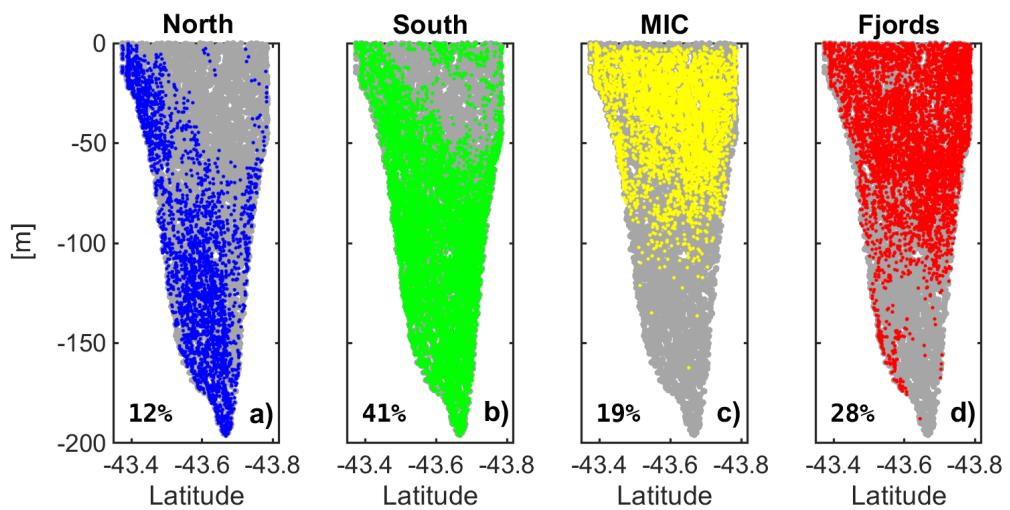


Figura 2.7.4: Vertical section located at the Guafó Mouth from the Opendrift simulation. (a) Particles coming from the north, (b) Green particles coming from the south; (c) Yellow particles coming from the inland sea; (d) Particles coming from the fjords. Simulation with tides for March year 12.

Capítulo 3

3.1. Discusión general

El presente estudio utilizó un modelo hidrodinámico de alta resolución (MOSA2.7) para investigar el intercambio de masas de agua y nutrientes entre el Océano Pacífico Sur y el Mar Interior de Chiloé a través de la Boca del Guafo, un estrecho relativamente somero que los conecta. Los resultados se evaluaron utilizando datos *in situ* de corrientes y propiedades hidrológicas. Además, se realizaron simulaciones lagrangianas para determinar el origen de las masas de agua que ingresan al MIC.

Un aspecto clave del estudio fue evaluar el impacto de las mareas en la circulación y el transporte a través de la Boca del Guafo. Si bien las masas de agua presentes en la Boca del Guafo fueron representadas con relativa precisión al compararlas con los datos de los Cruceros CIMAR, se evidenciaron discrepancias significativas entre las amplitudes de las corrientes de marea observadas y las simuladas en los modelos MOSA2.7T y MOSA1.2T. Aunque en MOSA1.2T se obtuvo una adecuada representación de las variaciones de la superficie del mar debido a las mareas (Artal et al., 2019), las corrientes de marea fueron en gran medida sobreestimadas, lo cual puede conducir a una sobreestimación de la corriente de fondo en esa zona. De manera inesperada, se observó que las amplitudes de las corrientes de marea en el modelo MOSA2.7T mostraban un sesgo ligeramente menor. Esta mejora puede ser el resultado de la compensación de errores, posiblemente porque la topografía del fondo se representa de forma más realista en MOSA1.2T debido a su mayor resolución espacial y menor nivel de suavizado. En conclusión, se necesita llevar a cabo un estudio de modelización específico que se centre en los procesos dinámicos que afectan las velocidades de las mareas, con el fin de comprender mejor las diferencias entre los dos modelos en la Boca del Guafo. Esto resulta fundamental, ya que, como señala

el estudio de Aiken (2008), la simulación es altamente sensible a la batimetría, a la resolución de la compleja geometría costera y a la fricción del fondo marino en la región de interés.

El modelo MOSA2.7T, que incorporó la influencia de las mareas, reveló una corriente de entrada intensificada en las capas profundas y una corriente adicional en la capa superficial a lo largo del borde norte de la boca, aspecto no capturado por el modelo global Mercator, que no considera las mareas. Esta circulación se debilitó al excluir el efecto de las mareas en el modelo. MOSA2.7T detalla el patrón de circulación presentado por Sievers and Silva (2006) en toda la columna de agua, lo que contribuye significativamente al entendimiento de la circulación en la zona. El transporte neto de masa a través de la boca fue de -0.002 Sv (saliente) en MOSA2.7T, resultado de una compensación prácticamente exacta entre el flujo entrante (0.155 Sv) y el flujo saliente (-0.157 Sv). Sin embargo, otros modelos como MOSA1.2T y Mercator mostraron un transporte neto entrante considerablemente mayor.

Los flujos de nutrientes fueron calculados mediante los promedios mensuales de nutrientes obtenidos de una simulación distinta, lo que implica que el flujo turbulento ($\langle U'N' \rangle$) resultante de la variabilidad en escalas temporales menores a un mes no fue considerado en los cálculos (consultar la sección 2.3.4). No obstante, las estimaciones del flujo de temperatura y salinidad utilizando datos horarios de temperatura (T), salinidad (S) y velocidad zonal indican que se pueden cometer grandes errores (hasta un 100 % en el caso del transporte de salinidad en MOSA2.7T, ver el Cuadro.2.5.1) cuando no se incorpora el flujo turbulento en los cálculos. Las corrientes de marea y las ondas internas asociadas sin duda desempeñan un papel en la variabilidad de alta frecuencia, pero la variabilidad de mesoscala/submesoscala no relacionada con las mareas también afecta las estimaciones de transporte (ver la diferencia del 200 % para el transporte de salinidad en MOSA2.7NT, (Cuadro.2.5.1). También cabe destacar que las magnitudes de los errores de transporte dependen del trazador (por ejemplo, 10 % vs 100 % con temperatura y salinidad respectivamente en MOSA2.7T). Dada la distribución relativamente similar de nutrientes y salinidad (Fig.2.4.4), esperamos que nuestras estimaciones de flujos de nutrientes estén sobreestimadas de manera conservadora en un 100 %. Por último, una fuente adicional de error en las estimaciones de los flujos de nutrientes es el sesgo en la concentración de nutrientes del ESSW en MOSA2.7-PISCES, la cual tiene valor de ($16 \mu\text{mNO}_3 \text{ l}^{-1}$, $1.5 \mu\text{mPO}_4 \text{ l}^{-1}$ y $14-15 \mu\text{mSiO}_3 \text{ l}^{-1}$) en el modelo frente a ($\sim 20-30 \mu\text{mNO}_3 \text{ l}^{-1}$,

$1.8\text{--}2.7\mu\text{mPO}_4\text{ l}^{-1}$ y $9\text{--}27\mu\text{mSiO}_3\text{ l}^{-1}$) en las observaciones (Sievers and Silva, 2008). La subestimación de la concentración también puede dar lugar a compensaciones de errores en los flujos.

La Boca del Guafo también es un lugar importante para la ventilación del MIC. En un estudio previo, (Linford et al., 2023) investigó los factores que impulsan la tendencia a la desoxigenación observada en el MIC. Para ello, utilizaron los campos de velocidad y oxígeno disuelto (OD) del modelo global Mercator $1/4^\circ$ (acoplado al modelo PISCES) para calcular el transporte meridional de OD asociado con la PCUC. Relacionaron la tendencia a la desoxigenación observada en el MIC con el aumento del transporte de la PCUC, lo que contribuyó a un mayor flujo de la ESSW menos oxigenada a través de la Boca del Guafo. Sin embargo, la resolución del modelo era demasiado baja para representar adecuadamente la Boca del Guafo y su compleja conexión con el océano abierto. Además, la simulación Mercator no incluyó el forzamiento de las mareas. Suponiendo una tendencia similar para el transporte de nutrientes de la PCUC, el flujo de nutrientes a través de la Boca del Guafo podría aumentar y mejorar la productividad en el MIC. Sin embargo, nuestros resultados sugieren que una estimación precisa de los flujos biogeoquímicos en el MIC puede verse obstaculizada por detalles a pequeña escala de la topografía del fondo (evidenciados por la diferencia entre las corrientes de MOSA1.2 y MOSA2.7) y la variabilidad de alta frecuencia (incluyendo el forzamiento de las mareas), que no se tuvieron en cuenta en el modelo Mercator de $1/4^\circ$.

Nuestro análisis lagrangiano indicó un origen robusto y predominantemente del sur de las masas de agua ESSW que llegan a la Boca del Guafo. Esto puede parecer contradictorio con el origen ecuatorial de la ESSW y con su transporte hacia el sur por la Corriente Subsuperficial de Perú-Chile (PCUC). Sin embargo, este resultado parece ser independiente de la variabilidad intrínseca de mesoscala de la simulación climatológica, ya que se encontró en los años 11 y 12. Es posible que haya ocurrido un transporte de la ESSW hacia el sur por la PCUC, seguido de una retroflexión hacia el noreste al sur de la isla del Guafo. Las partículas lagrangianas serían entonces transportadas hacia el noreste ingresando a la Boca del Guafo. En trabajos futuros, se podrían requerir simulaciones lagrangianas más largas (>1 mes) para investigar las trayectorias de la ESSW con más detalle.

3.2. Conclusión

Este estudio destaca la importancia de comprender los procesos que regulan el intercambio de masas de agua y nutrientes entre el Océano Pacífico Sur y el Mar Interior de Chiloé, un ecosistema clave para actividades humanas como la acuicultura. Los resultados revelan la complejidad de la dinámica en la Boca del Guafo, donde el forzamiento de las mareas desempeña un papel fundamental en la intensificación de la circulación y el transporte.

El modelo hidrodinámico regional de alta resolución (MOSA2.7) representó adecuadamente las masas de agua observadas, pero sobreestimó las amplitudes de las corrientes de marea. La circulación modelada en la Boca del Guafo reveló una estructura de dos capas, con un flujo entrante de agua salina y rica en nutrientes (ESSW) en las capas más profundas y un flujo saliente de agua menos salina en la superficie. El forzamiento de las mareas tuvo un impacto significativo en la intensificación del flujo entrante en la capa inferior y en el transporte neto de nutrientes hacia el MIC en un $\sim 50\%$ en comparación con la simulación sin mareas.

El análisis lagrangiano realizado con OpenDrift reveló que las masas de agua que llegan a la Boca del Guafo provienen principalmente de la región al sur de la boca. Estas masas de agua representaron aproximadamente el 42 % de las partículas en la simulación con mareas (MOSA 2.7T). Las partículas provenientes de la región norte y del Mar Interior de Chiloé también contribuyeron, pero en menor medida.

Los análisis y simulaciones numéricas han mostrado que la corriente residual desempeña un papel significativo en la modulación de la distribución de la salinidad y el flujo de nutrientes hacia el Mar Interior de Chiloé, lo que respalda la hipótesis principal. Cuando se incluyen las mareas en las simulaciones, se observa que estas influyen en la magnitud y dirección de la corriente residual. Sin embargo, al excluir el efecto de las mareas, se muestra una corriente residual débil que transporta nutrientes y salinidad desde el océano abierto hacia el MIC. Esto demuestra que, incluso en ausencia de variaciones de marea, la corriente residual es un mecanismo clave para el transporte. No obstante, este estudio plantea diversas interrogantes que deben abordarse para mejorar nuestra comprensión de los intercambios de nutrientes entre el océano abierto y el Mar Interior Chileno (MIC). Sería beneficioso realizar un análisis similar durante el periodo menos productivo del invierno austral, cuando aumenta la salida de agua dulce de los fiordos. Asimismo, este estudio resalta la importancia de

llevar a cabo investigaciones centradas en procesos específicos mediante el uso de modelos físico-biogeoquímicos acoplados, como CROCO-PISCES, para estimar el impacto de la variabilidad inducida por las mareas en el transporte de nutrientes y oxígeno disuelto, así como en la producción primaria en esta región clave del sur de Chile.

Bibliografía

- Aiken, C. M. (2008). Barotropic tides of the chilean inland sea and their sensitivity to basin geometry. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 113(C8). <https://doi.org/10.1029/2007JC004593>.
- Arakawa, A. and Lamb, V. R. (1981). A potential enstrophy and energy conserving scheme for the shallow water equations. *Monthly Weather Review*, 109(1):18–36. [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1981\)109<0018:APEAEC>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1981)109<0018:APEAEC>2.0.CO;2).
- Arbic, B. K. (2022). Incorporating tides and internal gravity waves within global ocean general circulation models: A review. *Progress in Oceanography*, 206:102824. <https://doi.org/10.1016/j.pocean.2022.102824>.
- Armijo, J., Oerder, V., Auger, P.-A., Bravo, A., and Molina, E. (2020). The 2016 red tide crisis in southern chile: Possible influence of the mass oceanic dumping of dead salmons. *Marine Pollution Bulletin*, 150:110603. <https://doi.org/10.1016/j.marpolbul.2019.110603>.
- Artal, O., Pizarro, O., and Sepúlveda, H. H. (2019). The impact of spring-neap tidal-stream cycles in tidal energy assessments in the chilean inland sea. *Renewable Energy*, 139:496–506. <https://doi.org/10.1016/j.renene.2019.02.092>.
- Aumont, O. and Bopp, L. (2006). Globalizing results from ocean in situ iron fertilization studies. *Global Biogeochemical Cycles*, 20(2). <https://doi.org/10.1029/2005GB002591>.
- Aumont, O., Éthé, C., Tagliabue, A., Bopp, L., and Gehlen, M. (2015). Pisces-v2: an ocean biogeochemical model for carbon and ecosystem studies. *Geoscientific Model Development Discussions*, 8(2):1375–1509. <https://doi.org/10.5194/gmd-8-2465-2015>.
- Barnier, B., Siefridt, L., and Marchesiello, P. (1995). Thermal forcing for a global ocean circulation model using a three-year climatology of ecmwf analyses. *Journal of Marine Systems*, 6(4):363–380. [https://doi.org/10.1016/0924-7963\(94\)00034-9](https://doi.org/10.1016/0924-7963(94)00034-9).
- Beckmann, A. and Haidvogel, D. B. (1993). Numerical simulation of flow around a tall isolated seamount. part i: Problem formulation and model accuracy. *Journal of Physical Oceanography*, 23(8):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).
- Blanco, J. L., Carr, M.-E., Thomas, A. C., and Strub, P. T. (2002). Hydrographic

- conditions off northern chile during the 1996–1998 la nina and el nino events. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 107(C3):3–1. <https://doi.org/10.1029/2001JC001002>.
- Boisier, J. P., Alvarez-Garreton, C., Cordero, R. R., Damiani, A., Gallardo, L., Garreaud, R. D., Lambert, F., Ramallo, C., Rojas, M., and Rondanelli, R. (2018). Anthropogenic drying in central-southern chile evidenced by long-term observations and climate model simulations. *Elem Sci Anth*, 6:74. <https://doi.org/10.1525/elementa.328>.
- Caceres, M., Valle-Levinson, A., and Atkinson, L. (2003). Observations of cross-channel structure of flow in an energetic tidal channel. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 108(C4). <https://doi.org/10.1029/2001JC000968>.
- Cáceres, M., Valle-Levinson, A., Fierro, J., Valenzuela, C., and Castillo, M. (2010). Variabilidad transversal del flujo y de la densidad en la boca del fiordo aysén. *Ciencia y Tecnología del Mar*, 33(1):5–15.
- Cáceres, M., Valle-Levinson, A., Sepúlveda, H. H., and Holderied, K. (2002). Transverse variability of flow and density in a chilean fjord. *Continental Shelf Research*, 22(11-13):1683–1698. [https://doi.org/10.1016/S0278-4343\(02\)00032-8](https://doi.org/10.1016/S0278-4343(02)00032-8).
- Castillo, M. I., Pizarro, O., Cifuentes, U., Ramirez, N., and Djurfeldt, L. (2012). Subtidal dynamics in a deep fjord of southern chile. *Continental Shelf Research*, 49:73–89. <https://doi.org/10.1016/j.csr.2012.09.007>.
- Chavez, F. P., Bertrand, A., Guevara-Carrasco, R., Soler, P., and Csirke, J. (2008). The northern humboldt current system: Brief history, present status and a view towards the future. *Progress in Oceanography*, 79(2-4):95–105. <https://doi.org/10.1016/j.pocean.2008.10.012>.
- Da Silva, A. M., Young, C. C., and Levitus, S. (1994). Atlas of surface marine data 1994, volume 4: Anomalies of fresh water fluxes.
- Dagestad, K.-F., Röhrs, J., Breivik, Ø., and Ådlandsvik, B. (2018). Opendiff v1. 0: a generic framework for trajectory modelling. *Geoscientific Model Development*, 11(4):1405–1420. <https://doi.org/10.5194/gmd-11-1405-2018>.
- Egbert, G. D. and Erofeeva, S. Y. (2002). Efficient inverse modeling of barotropic ocean tides. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 19(2):183–204. [https://doi.org/10.1175/1520-0426\(2002\)019<0183:EIMOBO>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0426(2002)019<0183:EIMOBO>2.0.CO;2).
- Fuenzalida, R., Schneider, W., Garcés-Vargas, J., Bravo, L., and Lange, C. (2009). Vertical and horizontal extension of the oxygen minimum zone in the eastern south pacific ocean. *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, 56(16):992–1003. <https://doi.org/10.1016/j.dsr2.2008.11.001>.
- Garreaud, R. (2018). Record-breaking climate anomalies lead to severe drought and environmental disruption in western patagonia in 2016. *Climate Research*, 74(3):217–229. <https://doi.org/10.3354/cr01505>.

- Garreaud, R. D., Vuille, M., Compagnucci, R., and Marengo, J. (2009). Present-day south american climate. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 281(3-4):180–195. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2007.10.032>.
- Gerkema, T. (2019). *An introduction to tides*. Cambridge University Press.
- Gillett, N. P., Kell, T. D., and Jones, P. (2006). Regional climate impacts of the southern annular mode. *Geophysical Research Letters*, 33(23). <https://doi.org/10.1029/2006GL027721>.
- Hilt, M., Auclair, F., Benshila, R., Bordois, L., Capet, X., Debreu, L., Dumas, F., Jullien, S., Lemarié, F., Marchesiello, P., et al. (2020). Numerical modelling of hydraulic control, solitary waves and primary instabilities in the strait of gibraltar. *Ocean Modelling*, 151:101642. <https://doi.org/10.1016/j.ocemod.2020.101642>.
- Huyer, A., Knoll, M., Palusziewicz, T., and Smith, R. L. (1991). The peru undercurrent: a study in variability. *Deep Sea Research Part A. Oceanographic Research Papers*, 38:S247–S271. [https://doi.org/10.1016/S0198-0149\(12\)80012-4](https://doi.org/10.1016/S0198-0149(12)80012-4).
- Kämpf, J. and Chapman, P. (2016). *Upwelling systems of the world*. Springer Internaticonal Publishing Switzerland.
- Knauss, J. A. and Garfield, N. (2016). *Introduction to physical oceanography*. Waveland Press.
- Lara, C., Saldías, G. S., Tapia, F. J., Iriarte, J. L., and Broitman, B. R. (2016). Interannual variability in temporal patterns of chlorophyll-a and their potential influence on the supply of mussel larvae to inner waters in northern patagonia (41–44 s). *Journal of Marine Systems*, 155:11–18. <https://doi.org/10.1016/j.jmarsys.2015.10.010>.
- Lellouche, J.-M., Greiner, E., Le Galloudec, O., Garric, G., Regnier, C., Drevillon, M., Benkiran, M., Testut, C.-E., Bourdalle-Badie, R., Gasparin, F., et al. (2018). Recent updates to the copernicus marine service global ocean monitoring and forecasting real-time 1/12° high-resolution system. *Ocean Science*, 14(5):1093–1126. <https://doi.org/10.5194/os-14-1093-2018>.
- Letelier, J., Soto-Mardones, L., Salinas, S., Osuna, P., López, D., Sepúlveda, H. H., Pinilla, E., and Rodrigo, C. (2011). Variabilidad del viento, oleaje y corrientes en la región norte de los fiordos patagónicos de chile. *Revista de Biología Marina y Oceanografía*, 46(3):363–377. <http://dx.doi.org/10.4067/S0718-19572011000300007>.
- Leth, O., Shaffer, G., and Ulloa, O. (2004). Hydrography of the eastern south pacific ocean: results from the sonne 102 cruise, may–june 1995. *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, 51(20-21):2349–2369. <https://doi.org/10.1016/j.dsr2.2004.08.009>.
- Levitus, S., Locarnini, R. A., Boyer, T. P., Mishonov, A. V., Antonov, J. I., Garcia, H. E., Baranova, O. K., Zweng, M. M., Johnson, D. R., and Seidov, D. (2010). World ocean atlas 2009.

- Linford, P., Pérez-Santos, I., Montes, I., Dewitte, B., Buchan, S., Narváez, D., Saldías, G., Pinilla, E., Garreaud, R., Díaz, P., et al. (2023). Recent deoxygenation of patagonian fjord subsurface waters connected to the perú-chile undercurrent and equatorial subsurface water variability. *Global Biogeochemical Cycles*, 37(6):e2022GB007688. <https://doi.org/10.1029/2022GB007688>.
- Martínez-Harms, M. J. and Gajardo, R. (2008). Ecosystem value in the western patagonia protected areas. *Journal for Nature Conservation*, 16(2):72–87. <https://doi.org/10.1016/j.jnc.2008.02.002>.
- McDougall, T., Feistel, R., Millero, F., Jackett, D., Wright, D., King, B., Marion, G., Chen, C., Spitzer, P., and Seitz, S. (2009). The international thermodynamic equation of seawater 2010 (teos-10): Calculation and use of thermodynamic properties. *Global ship-based repeat hydrography manual, IOCCP report no*, 14.
- Montecino, V. and Lange, C. B. (2009). The humboldt current system: Ecosystem components and processes, fisheries, and sediment studies. *Progress in Oceanography*, 83(1-4):65–79. <https://doi.org/10.1016/j.pocean.2009.07.041>.
- Montecinos, A. and Aceituno, P. (2003). Seasonality of the enso-related rainfall variability in central chile and associated circulation anomalies. *Journal of Climate*, 16(2):281–296. [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(2003\)016<0281:SOTERR>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(2003)016<0281:SOTERR>2.0.CO;2).
- Montecinos, S., Gutiérrez, J., López-Cortés, F., and López, D. (2016). Climatic characteristics of the semi-arid coquimbo region in chile. *Journal of Arid Environments*, 126:7–11. <https://doi.org/10.1016/j.jaridenv.2015.09.018>.
- Montes, I., Colas, F., Capet, X., and Schneider, W. (2010). On the pathways of the equatorial subsurface currents in the eastern equatorial pacific and their contributions to the perú-chile undercurrent. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 115(C9). <https://doi.org/10.1029/2009JC005710>.
- Morales, C. E., Blanco, J. L., Braun, M., Reyes, H., and Silva, N. (1996). Chlorophyll-a distribution and associated oceanographic conditions in the upwelling region off northern chile during the winter and spring 1993. *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, 43(3):267–289. [https://doi.org/10.1016/0967-0637\(96\)00015-5](https://doi.org/10.1016/0967-0637(96)00015-5).
- Narváez, D. A., Vargas, C. A., Cuevas, L. A., García-Loyola, S. A., Lara, C., Segura, C., Tapia, F. J., and Broitman, B. R. (2019). Dominant scales of subtidal variability in coastal hydrography of the northern chilean patagonia. *Journal of Marine Systems*, 193:59–73. <https://doi.org/10.1016/j.jmarsys.2018.12.008>.
- Neshyba, S., Mooers, C., Smith, R., and Barber, R. (1989). *Poleward flows along eastern ocean boundaries*. Springer-Verlag.
- Nihoul, J. C. (1978). *Hydrodynamics of Estuaries and Fjords: Proceedings of the 9th International Liège Colloquium on Ocean Hydrodynamics*. Elsevier.

- Palma, S. and Silva, N. (2004). Distribution of siphonophores, chaetognaths, euphausiids and oceanographic conditions in the fjords and channels of southern chile. *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, 51(6-9):513–535. <https://doi.org/10.1016/j.dsr2.2004.05.001>.
- Pantoja, S., Iriarte, J. L., and Daneri, G. (2011). Oceanography of the chilean patagonia. *Continental Shelf Research*, 31(3-4):149–153. <https://doi.org/10.1016/j.csr.2010.10.013>.
- Pawlowicz, R., Beardsley, B., and Lentz, S. (2002). Classical tidal harmonic analysis including error estimates in matlab using t_tide. *Computers & Geosciences*, 28(8):929–937. [https://doi.org/10.1016/S0098-3004\(02\)00013-4](https://doi.org/10.1016/S0098-3004(02)00013-4).
- Penven, P., Debreu, L., Marchesiello, P., and McWilliams, J. C. (2006). Evaluation and application of the roms 1-way embedding procedure to the central california upwelling system. *Ocean Modelling*, 12(1-2):157–187. <https://doi.org/10.1016/j.ocemod.2005.05.002>.
- Penven, P., Echevin, V., Pasapera, J., Colas, F., and Tam, J. (2005). Average circulation, seasonal cycle, and mesoscale dynamics of the peru current system: A modeling approach. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 110(C10). <https://doi.org/10.1029/2005JC002945>.
- Pérez-Santos, I., Castro, L., Ross, L., Niklitschek, E., Mayorga, N., Cubillos, L., Gutierrez, M., Escalona, E., Castillo, M., Alegría, N., et al. (2018). Turbulence and hypoxia contribute to dense biological scattering layers in a patagonian fjord system. *Ocean Science*, 14(5):1185–1206. <https://doi.org/10.5194/os-14-1185-2018>.
- Pinilla, E., Castillo, M. I., Pérez-Santos, I., Venegas, O., and Valle-Levinson, A. (2020). Water age variability in a patagonian fjord. *Journal of Marine Systems*, 210:103376. <https://doi.org/10.1016/j.jmarsys.2020.103376>.
- Pizarro, O., Shaffer, G., Dewitte, B., and Ramos, M. (2002). Dynamics of seasonal and interannual variability of the peru-chile undercurrent. *Geophysical Research Letters*, 29(12):22–1. <https://doi.org/10.1029/2002GL014790>.
- Powers, J. G., Klemp, J. B., Skamarock, W. C., Davis, C. A., Dudhia, J., Gill, D. O., Coen, J. L., Gochis, D. J., Ahmadov, R., Peckham, S. E., et al. (2017). The weather research and forecasting model: Overview, system efforts, and future directions. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 98(8):1717–1737. <https://doi.org/10.1175/BAMS-D-15-00308.1>.
- Pugh, D. T. (1987). *Tides, surges and mean sea level*. John Wiley and Sons Inc., New York, NY.
- Quiñones, R. A., Fuentes, M., Montes, R. M., Soto, D., and León-Muñoz, J. (2019). Environmental issues in chilean salmon farming: a review. *Reviews in Aquaculture*, 11(2):375–402. <https://doi.org/10.1111/raq.12337>.
- Rahmstorf, S. (2006). Thermohaline ocean circulation. *Encyclopedia of quaternary sciences*, 5.

- Risien, C. M. and Chelton, D. B. (2008). A global climatology of surface wind and wind stress fields from eight years of quikscat scatterometer data. *Journal of Physical Oceanography*, 38(11):2379–2413. <https://doi.org/10.1175/2008JPO3881.1>.
- Rodrigo, C. (2006). Topografía submarina en canales de la patagonia norte. *Avances en el conocimiento oceanográfico de las aguas interiores chilenas, Puerto Montt a Cabo de Hornos*, pages 19–23.
- Ruiz, C., Artal, O., Pinilla, E., and Sepúlveda, H. H. (2021). Stratification and mixing in the chilean inland sea using an operational model. *Ocean Modelling*, 158:101750. <https://doi.org/10.1016/j.ocemod.2020.101750>.
- Rynne, P., Reniers, A., van de Kreeke, J., and MacMahan, J. (2016). The effect of tidal exchange on residence time in a coastal embayment. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 172:108–120. <https://doi.org/10.1016/j.ecss.2016.02.001>.
- Saldías, G. S., Hernández, W., Lara, C., Muñoz, R., Rojas, C., Vásquez, S., Pérez-Santos, I., and Soto-Mardones, L. (2021). Seasonal variability of sst fronts in the inner sea of chiloé and its adjacent coastal ocean, northern patagonia. *Remote Sensing*, 13(2):181. <https://doi.org/10.3390/rs13020181>.
- Salinas, S. and Castillo, M. (2012). Caracterización de las corrientes mareas y submareales en canal desertores ($42^{\circ} 42' S$; $72^{\circ} 50' W$). *Ciencia y Tecnología del Mar*, 35:7–20.
- Shaffer, G., Hormazabal, S., Pizarro, O., and Salinas, S. (1999). Seasonal and interannual variability of currents and temperature off central chile. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 104(C12):29951–29961. <https://doi.org/10.1029/1999JC900253>.
- Sievers, H. and Silva, N. (2008). Water masses and circulation in austral chilean channels and fjords. *Progress in the Oceanographic Knowledge of Chilean Interior Waters, from Puerto Montt to Cape Horn, Comité Oceanográfico Nacional-Pontificia Universidad Católica de Valparaíso*, pages 53–58.
- Sievers, H. A. and Silva, N. (2006). Masas de agua y circulación en los canales y fiordos australes. *Avances en el conocimiento oceanográfico de las aguas interiores chilenas, Puerto Montt a cabo de Hornos. Comité Oceanográfico Nacional-Pontificia Universidad Católica de Valparaíso*, Valparaíso, pages 53–58.
- Silva, N. and Astorga, M. I. (2010). Textura, materia orgánica y composición química elemental (c y n) de sedimentos marinos superficiales de la zona puerto montt a boca del guafo (norpatagonia chilena). *Latin American Journal of Aquatic Research*, 38(1):1–14.
- Silva, N. and Neshyba, S. (1979). Masas de agua y circulación geostrófica frente a la costa de chile austral. *Instituto Antártico Chileno, Serie Científica*, 25:5–32.
- Silva, N., Rojas, N., and Fedele, A. (2009). Water masses in the humboldt current system: Properties, distribution, and the nitrate deficit as a chemical water mass tracer for equatorial subsurface water off chile. *Deep Sea Research Part II: Topical*

- Studies in Oceanography*, 56(16):1004–1020. <https://doi.org/10.1016/j.dsr2.2008.12.013>.
- Silva, N. and Valdenegro, A. (2008). Caracterización oceanográfica de canales australes chilenos entre la boca del guafo y los canales pulluche-chacabuco (cimar 8 fiordos). *Ciencia y Tecnología del Mar*, 31(1):5–44.
- Silva, N. and Vargas, C. A. (2014). Hypoxia in chilean patagonian fjords. *Progress in Oceanography*, 129:62–74. <https://doi.org/10.1016/j.pocean.2014.05.016>.
- Smith, R. B. and Evans, J. P. (2007). Orographic precipitation and water vapor fractionation over the southern andes. *Journal of Hydrometeorology*, 8(1):3–19. <https://doi.org/10.1175/JHM555.1>.
- Soto, D. and Norambuena, F. (2004). Evaluation of salmon farming effects on marine systems in the inner seas of southern chile: a large-scale mensurative experiment. *Journal of Applied Ichthyology*, 20(6):493–501. <https://doi.org/10.1111/j.1439-0426.2004.00602.x>.
- Stewart, R. H. (2008). *Introduction to physical oceanography*. Robert H. Stewart.
- Stigebrandt, A. (1990). On the response of the horizontal mean vertical density distribution in a fjord to low-frequency density fluctuations in the coastal water. *Tellus A: Dynamic Meteorology and Oceanography*, 42(5):605–614. <https://doi.org/10.3402/tellusa.v42i5.11902>.
- Stigebrandt, A. (2012). Hydrodynamics and circulation of fjords. *Encyclopedia of lakes and reservoirs*, 327:344.
- Strub, P. T. (1998). Coastal ocean circulation off western south america. *The global coastal ocean. Regional studies and syntheses*, pages 273–315.
- Strub, P. T., Combes, V., Shillington, F. A., and Pizarro, O. (2013). Currents and processes along the eastern boundaries. In *International Geophysics*, volume 103, pages 339–384. Elsevier. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-391851-2.00014-3>.
- Strub, P. T., James, C., Montecino, V., Rutllant, J. A., and Blanco, J. L. (2019). Ocean circulation along the southern chile transition region (38–46° s): Mean, seasonal and interannual variability, with a focus on 2014–2016. *Progress in Oceanography*, 172:159–198. <https://doi.org/10.1016/j.pocean.2019.01.004>.
- SUBSECRETAÍA DE ECONOMÍA Y EMT (2021). Informe final - desarrollo de sistema de predicción sinóptico de circulación marina, etapa vii. Technical report, SUBSECRETAÍA DE ECONOMÍA Y EMT. October 2021, DOI: 10.13140/RG.2.2.16709.99041, Affiliation: Instituto de Fomento Pesquero (IFOP).
- Talley, L. D. (2011). *Descriptive physical oceanography: an introduction*. Academic press.
- Tsuchiya, M. and Talley, L. D. (1998). A pacific hydrographic section at 88° w: Water-property distribution. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 103(C6):12899–12918. <https://doi.org/10.1029/97JC03415>.

- Valle-Levinson, A. (2010). *Contemporary issues in estuarine physics*. Cambridge University Press.
- Valle-Levinson, A., Caceres, M. A., and Pizarro, O. (2014). Variations of tidally driven three-layer residual circulation in fjords. *Ocean Dynamics*, 64:459–469.
- Valle-Levinson, A., Sarkar, N., Sanay, R., Soto, D., and León, J. (2007). Spatial structure of hydrography and flow in a chilean fjord, estuario reloncaví. *Estuaries and Coasts*, 30:113–126.
- Vásquez, S. I., de la Torre, M. B., Saldías, G. S., and Montecinos, A. (2021). Meridional changes in satellite chlorophyll and fluorescence in optically-complex coastal waters of northern patagonia. *Remote Sensing*, 13(5):1026. <https://doi.org/10.3390/rs13051026>.

Apéndice A

Presentacion en eventos de la tesis

Los hallazgos de esta investigación fueron expuestos durante el "6 Congreso de Oceanografía Física, Meteorología y Clima del Pacífico Sur Oriental". Durante este evento, se recibió retroalimentación y recomendaciones sobre los resultados obtenidos, especialmente en relación con la resolución y calidad del modelo. Estas discusiones han generado ciertas perspectivas, una de las cuales es la posibilidad de desarrollarlas en futuras investigaciones.

Modulación del aporte de nutrientes al Mar Interior de Chiloé a través de la Boca del Guao



Valentina Mundaca¹, Odette A. Vergara^{2,3}, Héctor H. Sepúlveda⁴, Osvaldo Artal⁵,
Vincent Echevin⁶

¹Programa de Magíster en Geofísica, Universidad de Concepción, Chile

²Programa de Monitoreo el Golfo de Arauco (PREGA), Universidad de Concepción, Chile

³Departamento de Oceanografía, Universidad de Concepción, Chile

⁴Departamento de Geofísica, Universidad de Concepción, Chile

⁵CTPA-Putemún, Instituto de Fomento Pesquero (IFOP), Castro, Chile

⁶Laboratoire d'Océanographie et de Climatologie: Expérimentation et Analyse Numérique (LOCEAN), Institut Pierre-Simon Laplace (IPSL), IRD/CNRS/UPMC/MNHN, Paris, France



INSTITUTO DE FOMENTO PESQUERO • CHILE



Resumen

La Boca del Guao (BG) ejerce un rol clave en los fiordos Patagónicos y Mar Interior de Chiloé (MIC), conectando el océano con los fiordos. Establecer los factores físicos que influyen en el transporte temporal de nutrientes oceánicos hacia los fiordos y MIC, es esencial para comprender los procesos biofísicos de la zona. El objetivo de este trabajo es estudiar la variabilidad estacional de la Contracorriente Perú-Chile (PCUC) y su ingreso a la BG utilizando salidas de un modelo hidrodinámico regional (2.7 km/42 niveles sigma) acoplado a un modelo biogeoquímico en la zona sur de Chile (38°-50°S; 72°-80°W). Observamos que la PCUC fluye hacia el sur (Fig. 1) entre 100-300 metros e ingresa al MIC transportando el Agua Equatorial Subsuperficial (núcleo salino; Fig. 2), principalmente en verano y otoño. Sin embargo, gran parte del agua que llega a la BG, proviene de la zona más austral del dominio (Zona Inferior; Fig. 3).

Materiales y Métodos

Realizamos simulaciones climatológicas con los modelos: numérico del océano (CROCO, [1]), PISCES y de deriva lagrangiana OpenDrift ([2]). Las condiciones de borde se forzaron con una climatología mensual de MERCATOR (2017-2019) y una climatología de COADS para los flujos de calor con la climatología mensual de QuikScat. Se incluyen mareas (TP-XO), descarga de ríos y nutrientes de World Ocean Atlas (condiciones de borde en mar exterior).

Resultados

Calculamos un promedio estacional de la componente "V" (N-S) entre 100-300 m. Observamos un flujo hacia el sur en algunas estaciones del año, que corresponde a la PCUC (Fig. 1). Secciones en la BG (Fig. 2) con alta salinidad entre 80-150 m (principalmente en MERCATOR) y alta velocidad (CROCO) se observan en toda la columna de agua.

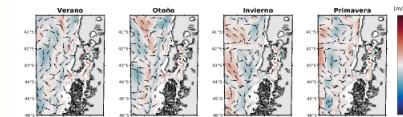


Figura 1: Mapa del dominio y promedio vertical de la componente N-S entre 100 y 300 m

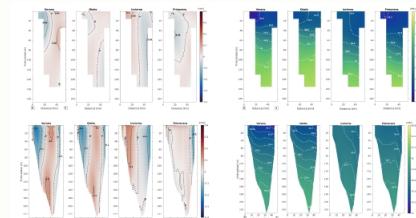


Figura 2: Secciones verticales de la componente U (E-W); valores positivos indican ingreso al MIC y de salinidad para el modelo MERCATOR (panel superior) y CROCO (panel inferior)

Para estudiar el origen de las masas de agua liberamos partículas desde una sección vertical en la BG (74° W, Fig. 2) y calculamos su retro-trayectoria por un mes, para distintas configuraciones (Fig. 3). Estudiamos la sensibilidad de los resultados al número de partículas, liberando en toda la columna en profundidades aleatorias y entre 0-50 m para estudiar el impacto de la circulación estuarina en la dispersión (Cuadro 1).

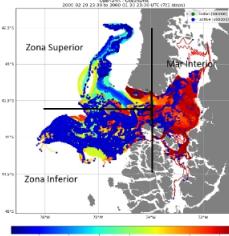


Figura 3: Origen de las partículas que llegan a una sección vertical en la BG al cabo de un mes: Norte corresponde a Zona Superior, Sur-Oeste es la Zona Inferior

Cuadro 1: Origen de las Partículas

Cantidad	Profundidad [m]	Mar Interior [%]	Zona Superior [%]	Zona Inferior [%]
6256	0-200	20	24	56
31181	0-200	21	23	56
62362	0-200	21	25	54
100000	0-50	89	6	4

Conclusiones

- La capa superior (0-50m) dispersa de acuerdo a la circulación estuarina.
- El modelo representa la PCUC extendiéndose intermitentemente hasta 46°.
- Un alto porcentaje de las partículas (> 50 %) tiene origen al sur de la Isla Guao, zona donde la señal de la PCUC es débil.

Trabajo Futuro

- Estudiar la variabilidad interanual del transporte a través de la BG.
- Cuantificar el transporte neto de nutrientes al mar interior a través de la BG.

Referencias

- [1] «CROCO and CROCO_TOOLS are provided by <http://www.croco-ocean.org> »
[2] Dagestad, K. F., Röhrs, J., Breitkamp, O., Áldlandsvoig, B. (2018). *OpenDrift v1.0: a generic framework for trajectory modelling*. Geoscientific Model Development, 11(4), 1405-1420.

Financiamiento

Fondecyt Regular 1211230 - Dirección de Postgrado, Universidad de Concepción - GdRI CROCO-Sud, IRD, Francia

6to Congreso de Oceanografía Física, Meteorología y Clima del Pacífico Sur Oriental, 21 - 25 Noviembre 2022, Puerto Montt, Chile

Figura A0.1: Póster el trabajo de investigación.