



**UNIVERSIDAD DE CONCEPCIÓN
FACULTAD DE CIENCIAS NATURALES Y
OCEANOGRÁFICAS**



**“VARIABILIDAD TEMPORAL DE LA CORRIENTE PROFUNDA EN EL
CANAL MARTÍNEZ, PATAGONIA CHILENA”**

Jimena Belén González Vilugrón

Seminario de Título presentado al
DEPARTAMENTO DE OCEANOGRAFÍA
DE LA UNIVERSIDAD DE CONCEPCIÓN
Para optar al Título de BIÓLOGA MARINA
Concepción - Chile 2023

UNIVERSIDAD DE CONCEPCIÓN

DEPARTAMENTO DE OCEANOGRAFÍA

Este Seminario de Título ha sido realizado en el Departamento de Oceanografía de la Facultad de Ciencias Naturales y Oceanográficas

Profesor(a) Guía

Dr. Diego Narváez Rodríguez

Ha sido aprobada por la
Siguiete Comisión Evaluadora

Dr. Marcus Sobarzo Bustamante

Dr. Fabian Tapia Jorquera

Jefe de carrera

Dr. Ariel Valenzuela Saldías

DEDICATORIA

“Dame la perseverancia de las olas del mar, que hacen de cada retroceso un punto de partida para un nuevo avance”

Gabriela Mistral

AGRADECIMIENTOS

Quisiera agradecer desde lo más profundo de mi ser a mis padres, Juan Carlos y Patricia, quienes siempre me han sostenido cuando todo se vuelve oscuro y me han impulsado con todo su amor y cariño a seguir mis sueños y metas, sin lugar a duda no hubiese logrado llegar hasta aquí sin todo el amor que me entregan día a día a pesar de la distancia que nos separa físicamente. A Nubia, quien siempre me ha impulsado a seguir y soñar en grande, gracias por tu amor y confianza. A mis abuelos, María Inés y José Delfín, con quienes nos admiramos mutuamente. A Carlos, Elizabeth y Robinson, simplemente por haberme elegido como hermana, todo mi amor para ustedes.

A Celeste y Karina, por la gran amistad que hemos construido, por sostenernos y levantarnos cuando lo hemos necesitado, por siempre hablarnos desde el cariño. A Camila, por su amistad y cariño tan sincero. A Piera, por ser parte de mi hogar en Concepción, por lo abrazos y conversaciones luego de largas jornadas de trabajo. A Benjamín y Magdalena, por su cariño, apoyo y escucha. A Ambrosio, quien a pesar de los kilómetros y la diferencia horaria estuvo ahí para leerme y darme ánimos para seguir.

A todas y todos los integrantes y ex integrantes del Laboratorio de Oceanografía Física Costera Aplicada a Ecosistemas Costeros (LOFEC), José Cifuentes, Víctor Mora, Marcos Avendaño, Marcelo Ramírez, Rossana Cárdenas, María Teresa Gatica, Yosvany García, Ben Alessio, y especialmente a Nicolás Mayorga, por todos los conocimientos entregados y la disposición a enseñarme y responder todas mis preguntas cuando me adentré en la oceanografía física, gracias por siempre impulsarme a dar lo mejor de mí.

Al Dr. Diego Narváez, por su guía y apoyo durante el desarrollo de esta investigación. Por la confianza puesta en mí y por las oportunidades entregadas, gracias. Al Dr. Fabián Tapia y Dr. Marcus Sobarzo, por ser parte de mi comisión, por las sugerencias y correcciones entregadas. Al Centro de investigación

oceanográfica COPAS Coastal y COPAS Sur Austral, por los datos entregados para el desarrollo de esta tesis.

Finalmente, quisiera agradecer a todas las investigadoras que he conocido desde que empecé el desarrollo de este trabajo de investigación, el camino se ve mucho más próspero con su presencia, mi admiración completa para ustedes.

ÍNDICE

ÍNDICE DE FIGURAS	7
ÍNDICE DE TABLAS	9
RESUMEN	10
ABSTRACT	11
INTRODUCCIÓN	12
Sistemas de fiordos en Chile	13
Sistema de canales Baker-Martínez	14
METODOLOGÍA	18
Área de estudio	18
Recopilación de datos	19
Análisis de series de tiempo	21
RESULTADOS	24
Variabilidad horaria de la corriente (<24 horas)	24
Variabilidad de la corriente a escalas submareales o residuales (>24 horas)	31
Forzantes de la circulación submareal	33
Temperatura en superficie y profundidad	40
DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES	44
BIBLIOGRAFÍA	48
ANEXO	51

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1. Sistema de canales Baker Martínez, Patagonia chilena (izquierda). Ubicación ADCP, estación meteorológica y boya Isla Irene (derecha).	18
Figura 2. Dispersión de las componentes de la velocidad para 70, 35 y 2 metros desde el ADCP	24
Figura 3. Porcentaje de varianza explicado por las componentes de la corriente y su variación en profundidad	25
Figura 4. Serie de tiempo horaria de la componente a lo largo y transversal al canal y presión medidas en el área de estudio a 118 metros de profundidad	26
Figura 5. Espectro de la corriente a 70, 35 y 2 metros desde el ADCP para la componente a lo largo del canal, transversal al canal y presión de fondo.....	27
Figura 6. Amplitud (cm/s) de las componentes mareales de la corriente en función de la profundidad	28
Figura 7. Coeficiente de Courtier y su variación en profundidad	29
Figura 8. Amplitud de la corriente de marea semidiurna (M_2) en la componente a lo largo del canal	30
Figura 9. Promedios diarios de la corriente para las componentes a lo largo y transversal al canal	32
Figura 10. Serie de tiempo con los promedios diarios del viento registrado en el área de estudio. Los valores indican la dirección desde donde viene el viento	33
Figura 11. Rosas de vientos para verano (a), otoño (b), invierno (c) y primavera (d)	35

Figura 12. Series de tiempo del caudal diario río Baker y Pascua para el período de estudio	36
Figura 13. Correlación cruzada entre la corriente a lo largo del canal a 70 metros desde el ADCP (mda) y los caudales de los ríos Baker y Pascua	37
Figura 14. Correlación cruzada entre la corriente a lo largo del canal a 35 metros desde el ADCP (mda) y los caudales de los ríos Baker y Pascua	38
Figura 15. Correlación cruzada entre la corriente a lo largo del canal a 2 metros desde el ADCP (mda) y caudales de los ríos Baker y Pascua	39
Figura 16. Series de tiempo con los promedios diarios de temperatura superficial y de fondo	40
Figura 17. Promedios mensuales de corriente a lo largo del canal y temperatura superficial y de fondo	43

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 1. Resumen de datos utilizados en este estudio	20
Tabla 2. Caracterización regímenes de mareas mediante coeficiente de Courtier	22
Tabla 3. Fechas utilizadas para rosa de vientos por estación	34
Tabla 4. Estadística series de tiempo de corriente residual a lo largo y transversal al canal, viento y caudales ríos Baker y Pascua	41
Tabla 5. Calendario de fases lunares para el 2020	51

RESUMEN

Los fiordos son un tipo de estuario que presentan una cuenca angosta y profunda, su topografía se debe a la erosión producida por el avance y retroceso de los glaciares en zonas montañosas costeras. Estos sistemas presentan circulación tipo estuarina, forzada por la interacción entre las mareas, el viento, aportes de agua dulce y topografía. En este contexto, se estudió el efecto de estos forzantes en las corrientes de la capa subsuperficial (>50 metros de profundidad) en un punto intermedio del canal Martínez, que forma parte del sistema de fiordos y canales que conecta a los ríos Baker y Pascua con el Océano Pacífico a través del golfo de Penas, en la Patagonia central (47°S). El estudio se basó en el análisis de series de tiempo de corrientes profundas, observaciones meteorológicas e hidrográficas recolectadas en la zona. Se encontró que las corrientes se orientan principalmente a lo largo del canal, especialmente en profundidad donde la componente v (norte-sur) explica alrededor del 70% de la variabilidad. Además, para la capa profunda, se encontró que las corrientes de mareas más significativas corresponden a la semidiurna (M_2) y diurna (K_1). La amplitud de M_2 aumenta a medida que aumenta la profundidad. En términos de la corriente residual, se observó que existe una alternancia en las corrientes entre la primera mitad del período de estudio y la segunda con corrientes residuales dominantes hacia la boca del canal durante los meses de verano y otoño, cambiando a flujos dominantes hacia la cabeza durante invierno. Se evidenció que este cambio en los flujos dominantes de intrusión de agua profunda coincide con el período de aumento de la temperatura para la capa profunda del canal Martínez. Los resultados de este trabajo contribuyen a la comprensión de la variabilidad de las corrientes en la capa profunda del canal Martínez.

ABSTRACT

Fjords are a type of estuary characterized by a narrow and deep basin, its topography is due to the erosion produced by the advance and retreat of glaciers in coastal mountainous areas. These systems present estuarine-like circulation, forced by the interaction between tides, wind, freshwater inputs and topography. In this context, the effect of these forcings on the deep layer currents was studied at an intermediate point in the mid-section of the Martinez channel, which is part of the system of fjords and channels that connects the Baker and Pascua rivers with the Pacific Ocean through the Gulf of Penas, in central Patagonia (47°S). The study was based on the analysis of time series of deep currents, meteorological and hydrographic observations collected in the area. It was found that the currents are mainly oriented along the channel, especially at depth where the v component explains about 70% of the variability. In addition, for the deep layer of the channel, it was found that the most significant tidal currents correspond to the semi-diurnal (M_2) and diurnal (K_1) tidal components. The amplitude of M_2 tidal current increases with increasing depth. In terms of residual circulation, it was observed that there is an alternation in the currents between the first half of the study period and the second half. The residual currents show dominant flows towards the mouth of the channel during the summer and autumn months, changing to dominant flows towards the head during winter. It was evidenced that this change in the dominant intrusion flows coincides with the period when an increase in temperature occurs in the deep layer of the Martinez channel. The results of this work contribute to the understanding of the variability of currents in the deep layer of the Martinez channel.

1. INTRODUCCIÓN

Los fiordos son un tipo de estuario que presentan una cuenca angosta y profunda con uno o más *sills* o morrenas (Farmer & Freeland, 1983). Su particular topografía se debe a la erosión producida por el avance y retroceso de los glaciares, seguido por la inundación de los canales dando origen a los sistemas de fiordos (Webb, 2019). Por lo tanto, su principal distribución se encuentra en Noruega, América del Norte, Suecia, Dinamarca, Finlandia, Alemania, Nueva Zelanda y Chile (Howe et al., 2010).

En un fiordo es posible identificar dos conexiones: la cabeza y la boca. La primera hace referencia a la conexión entre el fiordo y el río o glaciar que aporta agua dulce al sistema, y la segunda es la conexión entre el fiordo y el océano, en la cual existe intercambio de agua dulce y salada. El cambio de densidad producido por la interacción entre los cambios de salinidad entre la boca y la cabeza da origen a lo que se conoce como circulación gravitacional o estuarina (Castillo & Valenzuela, 2004; Geyer & MacCready, 2014). El agua dulce, de menor densidad, fluye por la capa superficial desde la cabeza hacia la boca del fiordo. Por otra parte, el agua oceánica más densa ingresa por la capa subsuperficial cercana al fondo, que, en su extremo superior, se va mezclando con el agua dulce que se mueve en la dirección opuesta. Por conservación de volumen, los flujos que entran y salen del fiordo deben ser iguales en grandes escalas espaciales y temporales (Inall & Gillibrand, 2010). Los mayores cambios en la hidrografía de fiordos y estuarios se producen en la distribución de salinidad y densidad. En la vertical, la salinidad es menor en superficie y aumenta con la profundidad debido a la intrusión de aguas oceánicas. A lo largo del fiordo, la salinidad es menor en la cabeza y aumenta hacia la boca, donde se conecta con el océano (MacCready & Geyer, 2010).

Lo anteriormente mencionado se refiere a la circulación residual, es decir, al movimiento neto del agua una vez removido el efecto de la marea. Esta circulación se ve afectada por la rotación de la tierra, vientos y topografía del fiordo (Castillo & Valenzuela, 2004). La rotación producirá una inclinación en los

flujos de entrada y salida del canal dependiendo también del hemisferio y la fricción de fondo. En tanto el viento, influye principalmente en la circulación superficial y mezcla vertical del canal afectando la circulación residual.

Durante un ciclo de marea, la circulación en marea llenante será hacia la cabeza del fiordo, y hacia la boca del fiordo en marea vaciante (Geyer & MacCready, 2014). Se espera que la salinidad superficial aumente durante la marea llenante y disminuya en marea vaciante en la columna de agua, y que sea menos variable a mayores profundidades debido a la presencia permanente de aguas provenientes del océano.

1.1 Sistemas de fiordos en Chile

La Patagonia chilena, ubicada en la costa occidental del extremo sur de Sudamérica, presenta uno de los sistemas de fiordos más extensos del mundo, abarcando 240.000 km², y ubicándose desde los 41,5°S a los 55,9°S (Pantoja et al., 2011). Los vientos en la parte norte de esta región presentan un patrón estacional, con vientos favorables a surgencia durante los meses de noviembre-abril (primavera-verano) y vientos favorables a hundimiento durante los meses de mayo-octubre (otoño-invierno) (Strub et al., 1998). Este patrón se debe principalmente a la presencia del Anticiclón del Pacífico Sur Oriental (APSO), sistema de altas presiones atmosféricas que produce viento paralelo a la costa en gran parte de Chile, y que tiene desplazamiento hacia el norte en invierno y hacia el sur en verano (Sobarzo et al., 2007). Se ha sugerido, además, un leve desplazamiento hacia el sur del APSO en el verano durante los últimos 10 años (Narváez et al., 2019). Para la zona sur de la Patagonia, los vientos presentan una fuerte componente hacia el sur (favorables a hundimiento) durante todo el año (Saldías et al., 2019). Aparte de las fluctuaciones estacionales descritas anteriormente, las escalas temporales del viento en la Patagonia están dominadas por fluctuaciones intraestacionales y a escala sinóptica.

En fiordos de la Patagonia chilena, la estratificación de la columna de agua presenta diferentes patrones espaciales y temporales (Ruiz et al., 2021) pudiendo limitar la ventilación de las aguas profundas, y con ello generar zonas hipóxicas (Schneider et al., 2014). Se ha sugerido que las aguas hipóxicas presentes en los fiordos de la Patagonia están asociadas tanto a la baja ventilación de la capa profunda como a la presencia de Agua Ecuatorial Subsuperficial (Silva & Vargas, 2014). Estudios en el canal Puyuhuapi muestran que la edad de las aguas, tiempo que permanecen las aguas desde su entrada al sistema, en fiordos profundos en otoño-invierno es 300-400 días, y en primavera-verano disminuye a 100 días. Esto quiere decir que en otoño-invierno las aguas permanecen un mayor tiempo en comparación con los meses de primavera-verano. Estas variaciones en la edad de las aguas no ocurren de manera sincrónica en toda la columna de agua; las aguas intermedias (50-100 metros) presentan edades menores en comparación con la capa profunda (>100 metros) para el período de otoño-invierno (Pinilla et al., 2020). Sin embargo, en el canal Puyuhuapi se ha registrado un evento de ventilación de la capa profunda, el cual fue impulsado por la entrada de aguas con concentraciones de oxígeno disuelto que superan el umbral de hipoxia (2.8 mL/L) (Pérez-Santos, 2017). Según lo descrito anteriormente, una mayor edad de las aguas puede indicar la ausencia de eventos de ventilación, lo que puede impulsar la generación de aguas hipóxicas.

1.2 Sistema de canales Baker-Martínez

El sistema de canales Baker-Martínez está ubicado entre los Campos de Hielo Norte y Sur, en la zona central de la Patagonia chilena, alrededor de los 48°S y 74°W. Este sistema recibe aportes de agua dulce de los dos ríos más caudalosos de la Patagonia (Baker y Pascua), además de los glaciares Steffen y Jorge Montt (Aiken, 2012; Moffat et al., 2018).

La estratificación dentro del canal Martínez presenta una variabilidad estacional (Ross et al., 2014) con una profundización de la pycnoclina durante los meses de verano y otoño austral (Aiken, 2012). La pycnoclina presenta fluctuaciones de 20-30 días, asociadas al Modo Anular Baroclínico (Ross et al.,

2015). Las masas de agua presentes en este sistema corresponden a Agua Estuarina en la capa superficial (20-30 metros), con salinidad de 2-25 PSU y oxígeno disuelto de 6-7mL/L, la cual tiene un flujo neto hacia el golfo de Penas. Bajo esta capa (entre 20 y 75 metros) fluye hacia la cabeza del fiordo Agua Subantártica Modificada, con valores de salinidad de ~33 PSU y oxígeno disuelto 5-6 mL/L. Por último, en la capa profunda del canal (50-75 metros hasta el fondo) se encuentra Agua Subantártica con valores de salinidad ~34 PSU y concentraciones de oxígeno disuelto de ~3.5 mL/L (Silva & Vargas, 2014).

La mezcla vertical en este sistema es impulsada principalmente por el esfuerzo del viento y por mareas internas, que son comunes en los fiordos debido a la interacción de la marea barotrópica con los *sills* o morrenas (Ross et al., 2014). El viento presenta una variabilidad estacional en esta zona, alcanzando valores máximos durante los meses de verano (diciembre a marzo) y una menor intensidad en invierno, entre julio y agosto. Durante el verano austral, además, aumentan las descargas de agua dulce en la cabeza del fiordo, y la intrusión de aguas oceánicas cálidas en la boca del fiordo, las cuales provienen probablemente del golfo de Penas, que alcanza su mayor temperatura superficial durante los meses de verano (Moffat et al., 2018). Cuando los vientos disminuyen su intensidad, es posible observar un flujo de intercambio de tres capas (Moffat, 2014). En la escala intraestacional, fluctuaciones entre 20-30 días han sido asociadas al Modo Anular Baroclínico (Ross et al., 2015), aunque también se han detectado fluctuaciones que podrían estar asociadas a Oscilaciones de Madden-Julian (Narváz et al., 2019; Ross et al., 2015) y a la escala sinóptica (Pérez-Santos et al., 2019).

Los estudios de marea realizados hasta la fecha han sido en los 50 primeros metros de la columna de agua. Por otro lado, el trabajo de Ross et al. (2015) describe la circulación submareal en los primeros 25 metros de la columna de agua, pero en relación principalmente a fluctuaciones en la pycnoclina. Los estudios realizados en las cercanías al área de estudio no presentan registros de la circulación bajo los 50 metros, donde la circulación subsuperficial puede traer aguas con bajo contenido de oxígeno y alto nitrato, donde forzantes como el

viento pueden tener baja incidencia. Moffat et al. (2018) sugieren que existe una intrusión de aguas subsuperficiales cálidas que alcanzan la cabeza del sistema Baker-Martínez durante los meses de invierno. Estas aguas provenientes del golfo de Penas alcanzan el glaciar Jorge Montt, lo cual puede tener consecuencias para el derretimiento del glaciar. Sin embargo, en su investigación, los autores no disponían de datos de corrientes para estimar las velocidades de este flujo y su interacción con la topografía, viento y marea. En base a los antecedentes mencionados, el presente estudio se enfoca en determinar la variabilidad temporal de la circulación subsuperficial (>50 metros) en un punto intermedio del canal Martínez y su relación con forzantes como marea, viento y descarga de ríos.

HIPÓTESIS

- I. La circulación estuarina se intensifica durante el período de verano debido a la mayor descarga de agua dulce.
- II. Los ciclos de marea de sicigia y cuadratura son el factor dominante en la variabilidad mensual de las corrientes.

OBJETIVOS

Objetivo general

Estudiar la variabilidad temporal de las corrientes en el canal Martínez.

Objetivos específicos

- i. Determinar los principales constituyentes mareales de la corriente en el canal Martínez, y su variación con la profundidad.
- ii. Evaluar el efecto del viento y la descarga de agua dulce por ríos en la corriente profunda.

2. METODOLOGÍA

2.1 Área de Estudio

El canal Martínez forma parte del complejo de canales Baker Martínez, ubicado en la Región de Aysén, Chile. Este sistema se conecta con el océano Pacífico a través del golfo de Penas ($47^{\circ}49' S$ y $74^{\circ}30' O$) y recibe aportes de agua dulce de los ríos Baker y Pascua. El largo del canal es de aproximadamente 111 kilómetros, el ancho de éste varía entre los 275 metros y 2 kilómetros, y las profundidades medias bordean los 100 metros. A unos 60 km del golfo de Penas y 40 km de Caleta Tortel, se encuentra el área de estudio, la Isla Irene, en el canal Martínez. En este sector el canal tiene 120 metros de profundidad con un ancho de 1.4 km.

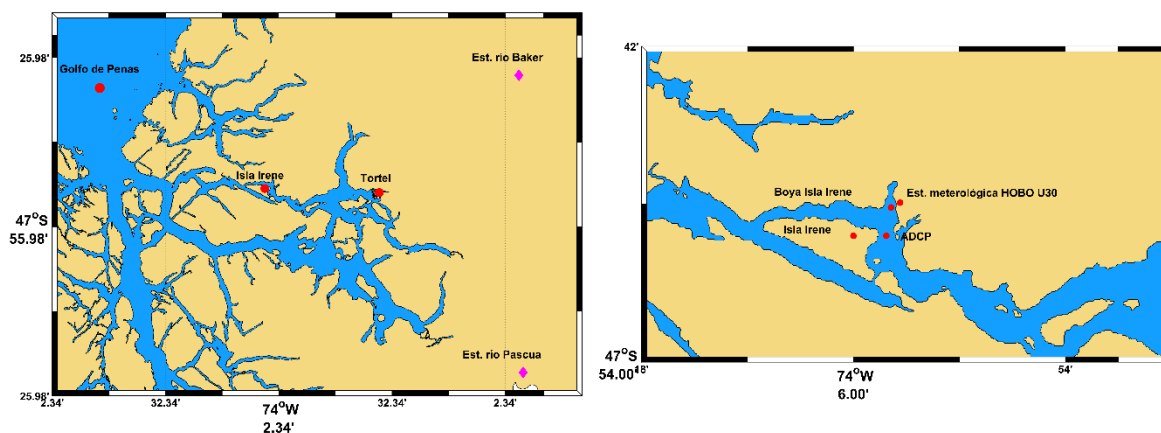


Figura 1. Sistema de canales Baker Martínez, Patagonia chilena (izquierda). Ubicación ADCP, estación meteorológica y boya Isla Irene (derecha).

2.2 Recopilación de datos

2.2.1 Corrientes

Los datos de corrientes fueron adquiridos utilizando un perfilador de corriente acústico Doppler (300 kHz ADCP Teledyne Sentinel-V). El ADCP fue desplegado a 118 metros donde el canal presenta una profundidad de 120 metros. El ADCP fue configurado para capturar un perfil de corriente cada 1 metro, entre 118 metros y la superficie, donde la velocidad y dirección fueron registradas cada 1 hora entre el 23 de enero y el 11 de noviembre de 2020. Debido a problemas en la medición en la capa superficial, el ADCP registró datos sólo en una capa de 70 metros, entre los 48 y 118 metros de profundidad, con un total de 69 celdas de 1 metro cada una.

2.2.2 Presión y temperatura de fondo

Además de realizar mediciones de corrientes, el ADCP Teledyne Sentinel-V incluye un sensor de presión y temperatura, con los cuales se midieron dichos parámetros a 118 metros de profundidad.

2.2.3 Datos atmosféricos

Los datos atmosféricos fueron registrados por una estación meteorológica marca HOBO modelo U30, instalada en un punto cercano al ADCP (47° 46' 47.37" S 73° 59' 57.4" O) (Fig. 2). La velocidad y dirección del viento se registraron mediante un sensor Young 5106, que midió la velocidad (m/s) con una resolución de 0.20 m/s y la dirección con 1.4 grados de resolución.

2.2.4 Descarga agua dulce

Los registros de descargas de agua dulce para el período de interés corresponden a caudales diarios (m^3/s) obtenidos por la Dirección General de Aguas (DGA) en las estaciones río Pascua en desagüe Lago O'Higgins (48° 22' 57" S 72° 57' 38" O) y río Baker bajo Ñadis (47° 30' 14" S 72° 58' 47" O), disponibles en el sitio web Explorador climático del centro CR2

(<https://www.explorador.cr2.cl/>). Estas estaciones se encuentran a 63 y 80 km de la desembocadura del río Pascua y Baker respectivamente.

2.2.5 Series de tiempo de temperatura superficial

Adicionalmente, durante el período de muestreo, se registraron datos superficiales de temperatura cada 1 hora. Los registros se obtuvieron con un sensor WQM con sensores de salinidad, temperatura y oxígeno instalados en una boya oceanográfica cercano al punto donde estaba el ADCP. En este trabajo solo se utilizaron los datos de temperatura.

Tabla 1. Resumen de datos utilizados en este estudio.

<i>Ubicación</i>	<i>Sensor</i>	<i>Modelo</i>	<i>Unidad de medida</i>	<i>Período de muestreo</i>
Boya Isla Irene 47°47'4.62" S 74°1'10.80" O	Temperatura superficial	SeaBird WQM	°C	23/01/2020-01/11/2020
Estación meteorológica Isla Irene HOBO U30 47° 46' 47.37" S 73° 59' 57.4" O	Velocidad del viento	Young 5106	m/s	22/01/2020-01/11/2020
	Dirección del viento	Young 5106	grados	22/01/2020-01/11/2020
ADCP 47°47'4.62" S 74° 1'10.80" O	Velocidad de la corriente	ADCP Sentinel-V	m/s	22/01/2020-01/11/2020
	Presión de fondo	ADCP Sentinel-V	m	22/01/2020-01/11/2020
	Temperatura de fondo	ADCP Sentinel-V	°C	22/01/2020-01/11/2020

2.3 Análisis de series de tiempo

2.3.1 Corrientes

En primer lugar, se determinó el ángulo de máxima varianza de las series de corriente horarias y luego se rotaron las corrientes para maximizar su variabilidad. Esto mediante el cálculo de la matriz de covarianza de las componentes v y u de la corriente y de los valores y vectores propios. A través de este cálculo fue posible definir la dirección predominante de las corrientes en el punto de muestreo. Luego de rotadas las corrientes, se calculó el espectro de frecuencia para las corrientes y para la serie de tiempo de presión de fondo. Se utilizó la función de Matlab `t_Tide` (Pawlowicz et al., 2002) para calcular la corriente residual a diferentes profundidades. Esta función aplica el ajuste por mínimos cuadrados para ajustar funciones sinusoidales de marea a los datos de entrada, esto proporciona valores de corriente mareal. A partir de esto se calculó la corriente submareal para los datos entregados. Además, la función utilizada entrega información sobre los constituyentes mareales presentes en la serie temporal, como su frecuencia, amplitud y fase. Con esta información y el uso de la relación señal-ruido (SNR) se identificaron los principales constituyentes mareales presentes en la serie de tiempo de corrientes y su variación con la profundidad.

Con el objetivo de caracterizar el régimen de mareas y su variación en profundidad, se calculó el coeficiente de Courtier (F) el cual utiliza los valores de amplitud (H) de los componentes diurnos y semidiurnos (O_1 , K_1 , M_2 y K_2):

$$F = \frac{H K_1 + H O_1}{H M_2 + H S_2}$$

A partir del valor F es posible determinar el régimen de mareas predominante, mediante los siguientes criterios:

Tabla 2. Caracterización regímenes de mareas mediante coeficiente de Courtier

$F < 0.25$	Régimen semidiurno
$0.25 < F < 1.50$	Régimen mixto semidiurno
$1.50 < F < 3.00$	Régimen mixto diurno
$3.00 < F$	Régimen diurno

Para estudiar los cambios de la amplitud de la marea semidiurna (12.42hrs) con respecto a las fases de sicigia y cuadratura se determinó por el método de mínimos cuadrados la amplitud para una ventana móvil de 24horas, la cuál se movía cada una hora. Adicionalmente, se calcularon los promedios diarios y mensuales de la corriente residual, con el objetivo de conocer las fluctuaciones de la corriente en el canal Martínez en estas escalas de tiempo.

2.3.2 Forzantes de la circulación

A partir de los datos horarios de viento se calcularon los promedios diarios para la componente V y U. De esta forma, se observaron las direcciones y magnitudes que toma el viento para el período de estudio. Adicionalmente, se dividió la serie de tiempo por estación (verano, otoño, invierno, primavera). Las fechas de inicio y fin para cada estación se encuentran en la Tabla 1. Luego de esto, se calcularon rosas de vientos para cada estación, con el objetivo de observar la distribución y variaciones en términos de velocidad y dirección del viento en los períodos señalados anteriormente. Para esto, se utilizó la función WindRose en Matlab, la cual entrega un diagrama circular donde cada dirección que toma el viento (norte, sur, este, oeste) se representa en cada sector del círculo. El largo de cada rayo que sale desde el centro indica la frecuencia con la que el viento sopló desde esa dirección, y el color de este indica la velocidad que tomó el viento para esa dirección y frecuencia. Finalmente, con los datos diarios de caudal, viento (componente V y U) y corrientes (componente a lo largo y transversal al canal, a 70, 35 y 2 metros desde el ADCP), se realizaron correlaciones cruzadas con el objetivo de medir la relación entre estas señales.

3. RESULTADOS

3.1 Variabilidad de la corriente a escala mareal (< 24 horas)

Los gráficos de dispersión de las componentes junto con las elipses de corrientes muestran que la componente v contiene la mayor variabilidad de las corrientes, la cuál incrementa en profundidad (Fig. 2). Las elipses también muestran el eje de máxima variación de las corrientes, del cuál se puede calcular el porcentaje de varianza explicada por cada componente. (Fig. 3). El porcentaje de varianza explicado por la componente v a 70 metros desde el ADCP (en adelante mda), alrededor de 50 metros desde la superficie, es de aproximadamente 58%, el cual aumenta en profundidad, llegando a cerca de 78% a 2 mda (118 metros). En cambio, el porcentaje de varianza de la componente u, disminuye de 45% a 70 mda a cerca de 20% a 2 mda.

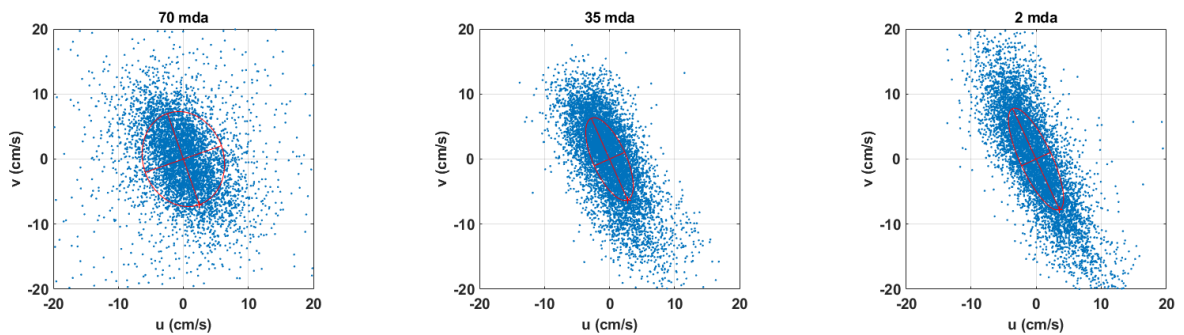


Figura 2. Dispersión de las componentes de la velocidad para 70, 35 y 2 metros desde el ADCP.

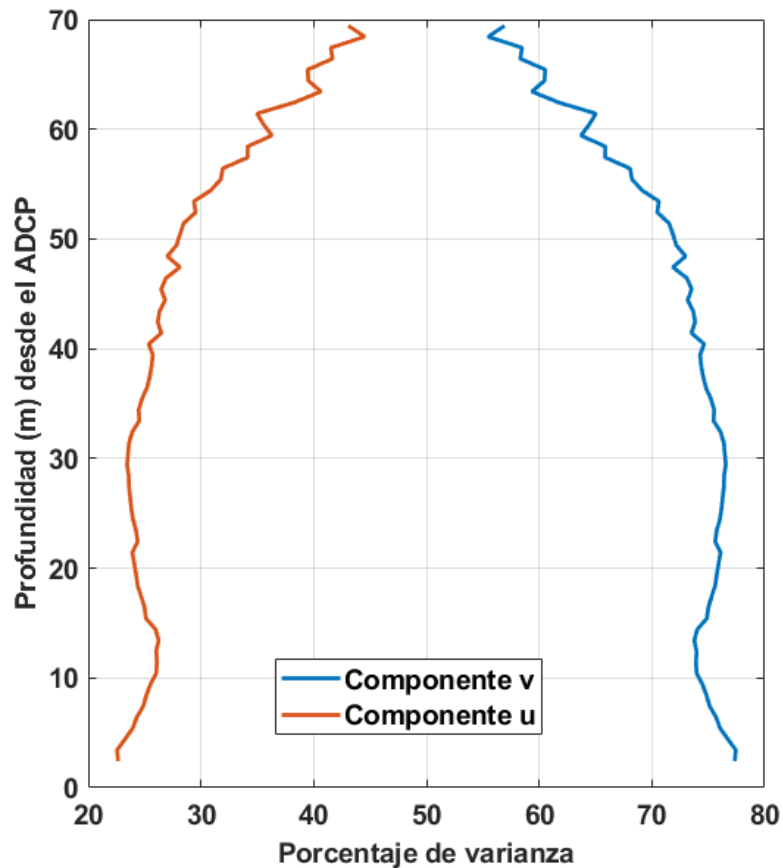


Figura 3. Porcentaje de varianza explicado por las componentes de la corriente y su variación en profundidad.

Utilizando los resultados anteriores, se procedió a rotar las componentes de las corrientes a lo largo del eje de máxima y mínima varianza, por lo tanto, en los siguientes resultados se refieren como corriente a lo largo del canal (con valores negativos/positivos indicando corrientes saliendo/entrando al canal respectivamente) y la corriente transversal al canal (con valores negativos/positivos indicando corrientes que se dirigen hacia el suroeste/noreste respectivamente).

La serie temporal de las componentes a lo largo y transversal al canal (Fig. 4) muestra alternancia en la corriente en profundidad para ambas componentes. Es posible observar que estas variaciones en la alternancia, en términos de magnitud, son mayores para la componente a lo largo del canal en comparación con la componente transversal al canal, con valores cercanos a 0.14 cm/s a 70 mda y 0.008 cm/s en la componente transversal (Tabla 4). La presión de fondo muestra variaciones semidiurnas, diurnas y mensuales, esta últimas, presentando las amplitudes mínimas y máximas cada dos semanas aproximadamente (ciclos de cuadratura y sicigia).

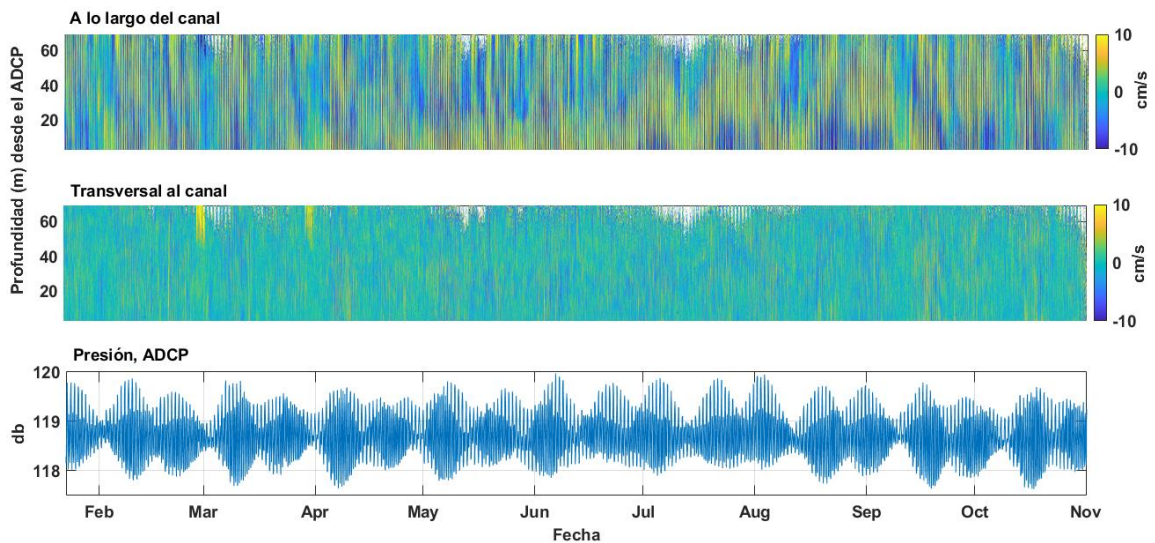


Figura 4. Serie de tiempo horaria de la componente a lo largo y transversal al canal y presión medidas en el área de estudio a 118 metros de profundidad.

3.1.1 Análisis espectral

Se realizó el análisis espectral a las series de tiempo de la corriente horaria, para las componentes a lo largo y transversal al canal, a profundidades de 70, 35 y 2 mda y para la serie de tiempo obtenida desde el sensor de presión del ADCP (Fig. 5). Los espectros muestran que la corriente a lo largo del canal presenta frecuencias significativas a 0.08 cph y 0.041 cph, las cuales corresponden frecuencias asociadas a la marea semidiurna (M_2) y marea diurna (K_1) presentando mayor densidad espectral a profundidades de 35 y 2 mda. En cuanto al espectro para la corriente transversal al canal, ésta también muestra máximos para la componente semidiurna de la corriente (M_2) a 35 y 2 mda, pero menos significativos en comparación con la componente a lo largo del canal. Para ambas componentes no se observan máximos significativos a 70 mda. El espectro de presión a 2 mda muestra peaks similares a los de la corriente a lo largo del canal, siendo el más alto el asociado a la frecuencia de la marea semidiurna (M_2 , 0.08 cph) seguido del peak asociado a la marea diurna (K_1 , 0.041 cph).

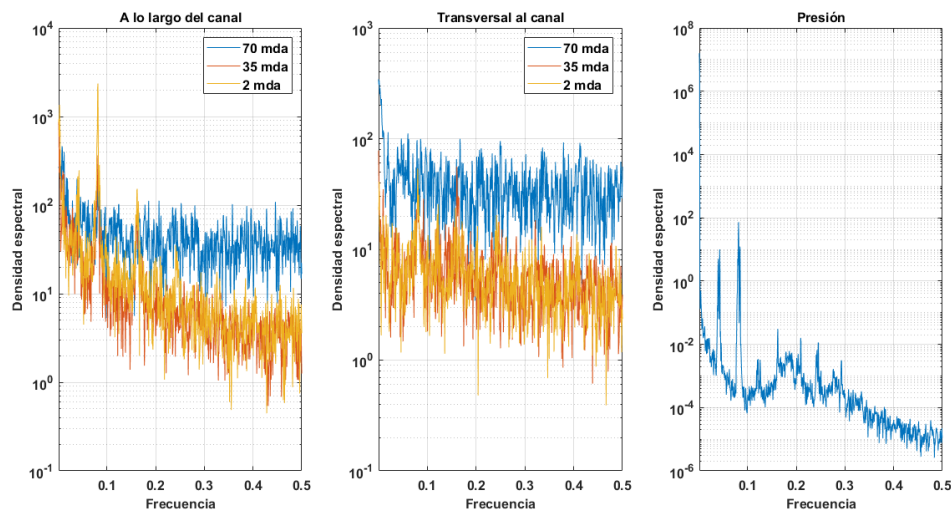


Figura 5. Espectro de la corriente a 70, 35 y 2 metros desde el ADCP para la componente a lo largo del canal, transversal al canal y presión de fondo.

3.1.2 Constituyentes mareales

A partir del uso de la función `t_Tide` en MATLAB se obtuvieron los constituyentes mareales de la circulación en el área de estudio, además, de la amplitud, fase y errores asociados de dichos constituyentes. Se observa que los constituyentes semidiurnos M_2 , S_2 , N_2 y K_2 son los que presentan mayores amplitudes en las corrientes mareales en este punto del canal (Fig. 6). La amplitud de dichos constituyentes aumenta a medida que aumenta la profundidad para la componente a lo largo del canal, llegando a presentar valores de hasta 8 cm/s cerca del fondo para el constituyente M_2 . La componente transversal al canal tiene similares constituyentes mareales, sin embargo, estas presentan casi un orden de magnitud menor, donde sobresale la marea semidiurna (M_2).

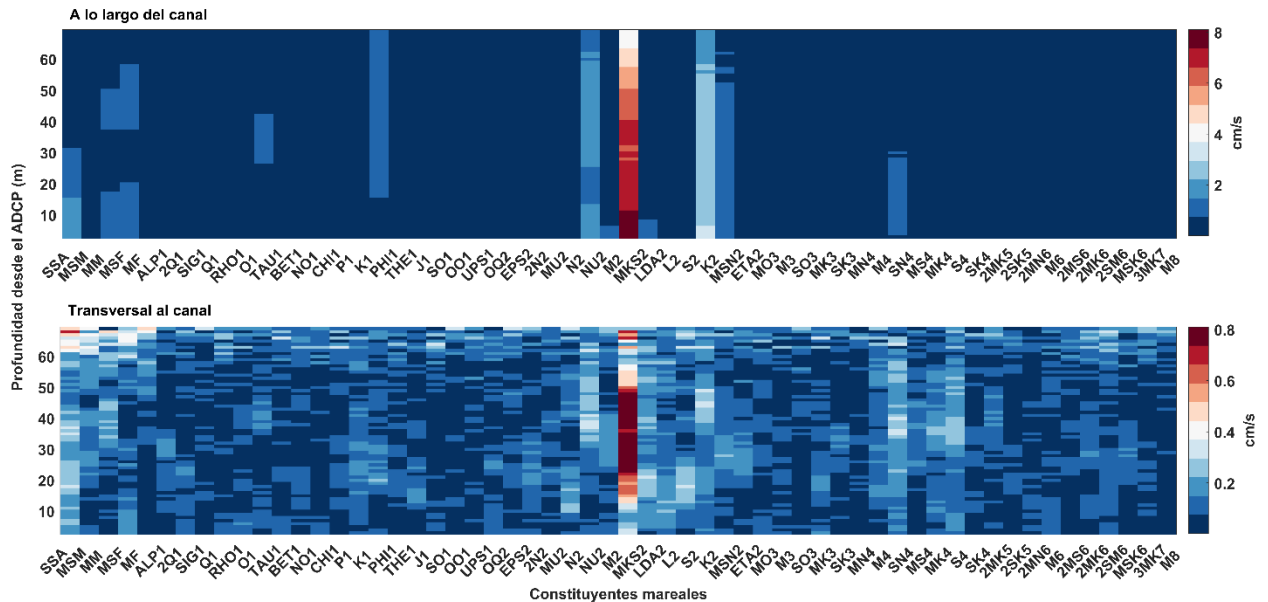


Figura 6. Amplitud (cm/s) de las componentes de las corrientes mareales en función de la profundidad.

Para determinar el tipo de marea presente en el área de estudio se calculó el coeficiente de Courtier (F) y cómo varía en profundidad (Fig. 7). Se observa que entre los 7 y 70 mda, el régimen predominante es de carácter semidiurno, presentando valores entre 0.07 y 0.25 (Tabla 2). Mientras que para profundidades entre los 0 y 7 mda, presenta valores mayores a 0.25, lo que sugiere que a estas profundidades existe un régimen de mareas de carácter semidiurno mixto, lo que quiere decir que a estas profundidades las corrientes presentan un patrón semidiurno, pero con componentes mixtas que pueden influir en la variación de éstas.

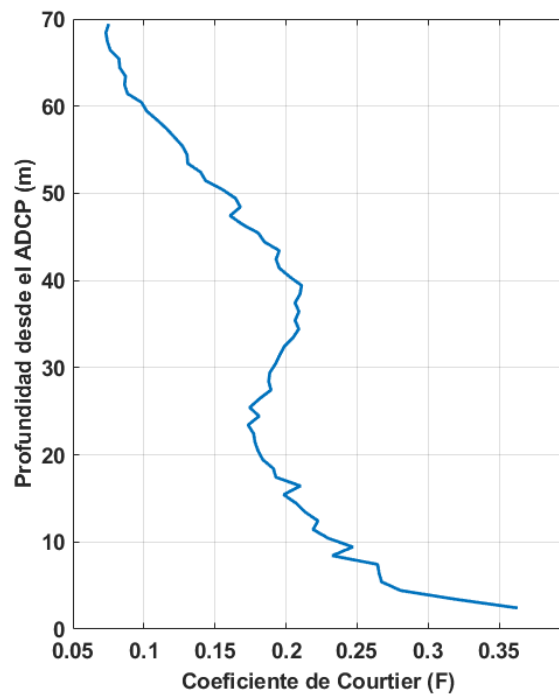


Figura 7. Coeficiente de Courtier (F) y su variación en profundidad.

3.1.3 Mareas de sicigia y cuadratura

Las series de tiempo de presión de fondo también muestran períodos con rangos de mareas mayores y menores durante un mes, las cuales están asociadas a mareas de sicigia y cuadratura. Con el objetivo de estudiar las variaciones de la amplitud de las corrientes de marea semidiurna en el tiempo, se utilizó el método de mínimos cuadrados para ventánas móviles de 24hrs (Fig. 8). Las menores amplitudes corresponden a mareas de cuadratura (azul intenso) y las más intensas a mareas sicigia (amarillo). Para los meses de abril a septiembre, las amplitudes de la marea semidiurna en períodos de sicigia son mayores y alcanzan los 2 mda (~116m), siendo mayor a profundidades mayores, en comparación con los meses anteriores. Además, se observa que, entre los meses de mayo a septiembre, durante mareas de cuadratura, las menores amplitudes alcanzan alrededor de 20 mda (~100 m), y que disminuyen al aumentar la profundidad.

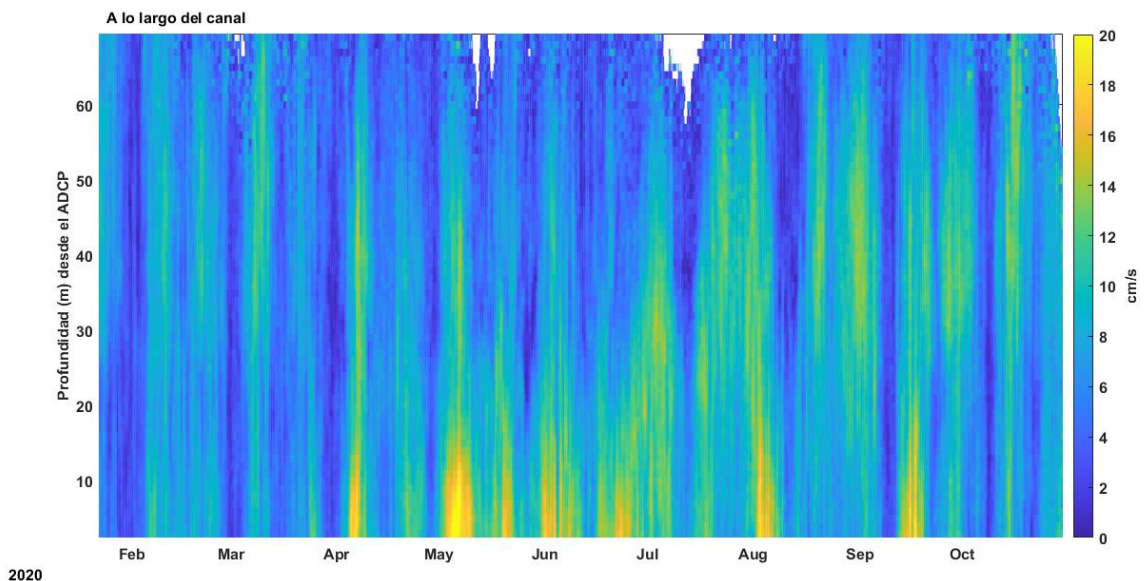


Figura 8. Amplitud de la corriente de marea semidiurna (M_2) en la componente a lo largo del canal.

3.2 Variabilidad de la corriente a escalas submareales o residuales (>24 horas)

3.2.1 Promedios diarios de la corriente residual

Mediante el uso de `t_Tide` en Matlab se obtuvieron las corrientes residuales horarias (i.e., corrientes sin las contituyentes mareales). A partir de estas, se calcularon los promedios diarios (Fig. 9). El panel superior muestra la componente a lo largo del canal, donde los valores positivos indican una corriente en dirección hacia la cabeza del canal. En tanto, los valores negativos indican una corriente en dirección hacia la boca del canal. Para la componente transversal al canal, los valores positivos indican una corriente que se dirige hacia el noreste, mientras que los valores negativos corresponden a una corriente que se dirige hacia el suroeste. La componente a lo largo del canal muestra una alternancia en la dirección de la corriente, presentando principalmente direcciones hacia la cabeza del canal entre los 0 a 30 mda. Sin embargo, es posible observar corrientes que se dirigen hacia la boca del canal entre los 20 a 60 mda, de febrero a julio y en menor intensidad entre julio y noviembre. Para la componente transversal al canal se observan corrientes mas lentas. Sin embargo, se observan valores cercanos a 5 cm/s durante los meses de marzo y abril.

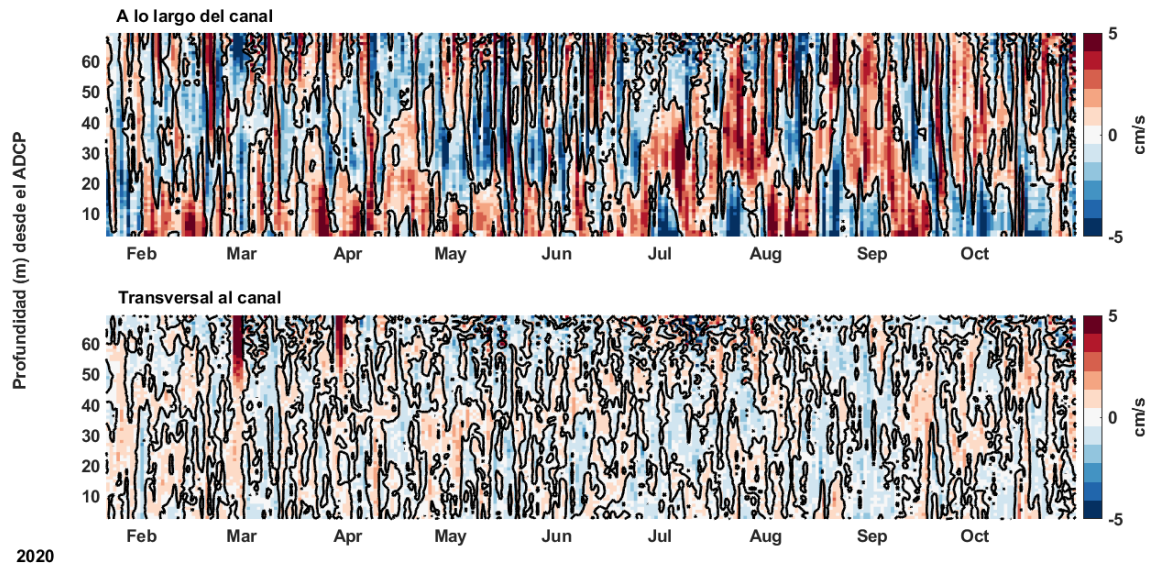


Figura 9. Promedios diarios de corriente para la componente a lo largo y transversal al canal.

3.3 Forzantes de la circulación submareal

3.3.1 Viento

Los promedios diarios del viento (Fig. 10) fueron calculados a partir de los datos horarios de viento desde la estación meteorológica ubicada alrededor de 1.5 km de distancia desde el punto en que fue instalado el ADCP. Se observa que la componente meridional (V) presenta una dirección predominante desde el norte (valores positivos) durante el período de estudio (febrero - noviembre), presentando magnitudes máximas sobre 3 m/s durante el mes de junio. Para la componente zonal, esta presenta dirección predominante desde el oeste (valores negativos) entre los meses febrero-junio y agosto-noviembre, con magnitudes por sobre los 5 m/s. Sin embargo, la dirección de esta componente se invierte desde el este entre los meses de junio-agosto, con magnitudes de hasta de 3 m/s desde el este.

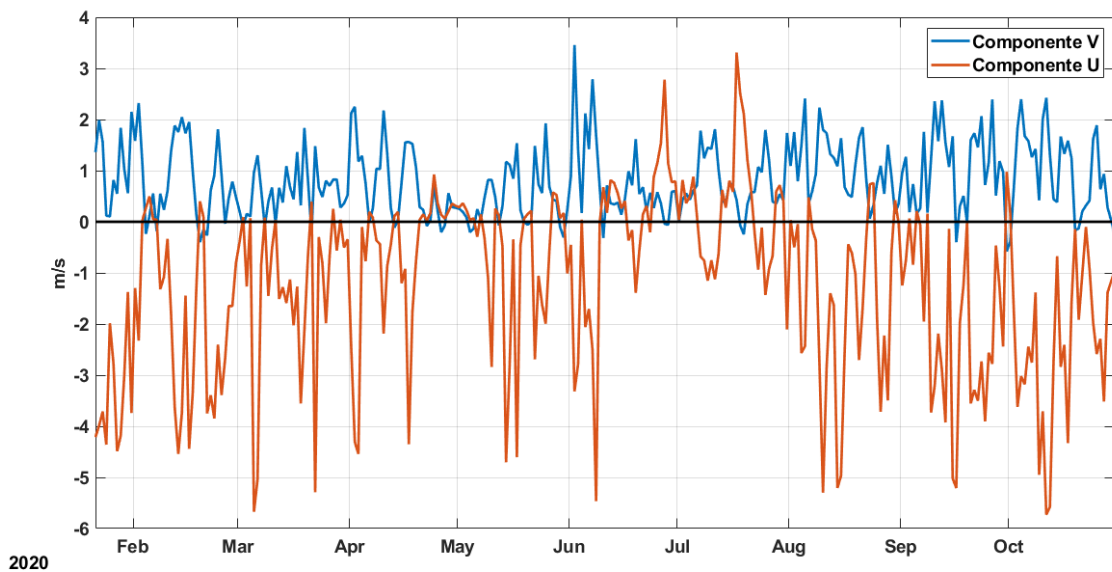


Figura 10. Serie de tiempo con los promedios diarios del viento registrado en el área de estudio. Los valores indican la dirección desde donde viene el viento.

Se realizaron rosas de vientos, utilizando las fechas señaladas en la Tabla 3, para poder observar las variaciones en la dirección y magnitud del viento en las diferentes estaciones.

Tabla 3. Fechas utilizadas para rosa de vientos por estación.

<i>Estación</i>	<i>Fecha inicio</i>	<i>Fecha término</i>
Verano	22-enero-2020	21-marzo-2020
Otoño	21-marzo-2020	21-junio-2020
Invierno	21-junio-2020	21-septiembre-2020
Primavera	21-septiembre-2020	01-noviembre-2020

Para los meses de verano (Fig. 11 a), el viento presenta una dirección desde el noroeste-oeste, con velocidades entre 0 y 12 m/s principalmente. También se observan velocidades de entre 0 a 3 m/s desde el norte. Sin embargo, estas se observan con una menor frecuencia. En otoño (Fig. 11b), el viento presenta direcciones desde el noreste con velocidades entre 0 a 3 m/s, vientos desde el norte con velocidades entre los 0 a 6 m/s y vientos desde el noroeste con magnitudes entre los 0 y 12 m/s, para el período señalado. Durante los meses de invierno (Fig. 11c), el viento presenta direcciones desde el noreste principalmente, con velocidades entre 0 a 6 m/s. También se observan vientos desde el noroeste con magnitudes entre 0 a 9 m/s. Es posible observar vientos con una dirección desde el oeste con magnitudes entre los 0 a 12 m/s en menor frecuencia para el período señalado. Finalmente, para los meses de primavera (Fig. 11d) se observan vientos con una marcada dirección desde el noroeste con magnitudes entre los 0 a 12 m/s con mayor frecuencia para el período señalado. En comparación con los meses de invierno, se observa un debilitamiento de los vientos del este, en cuanto a su frecuencia y una intensificación en los vientos con dirección desde el noroeste-este.

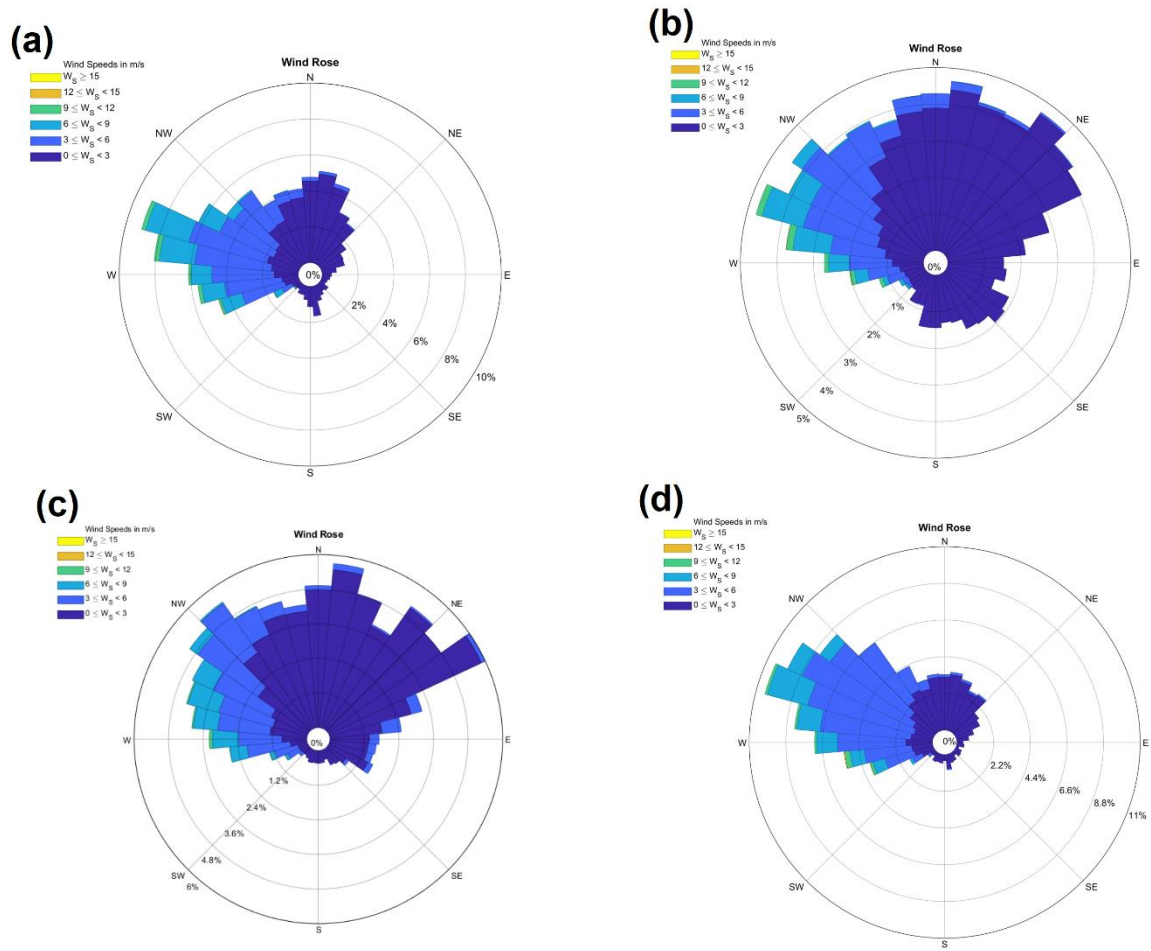


Figura 11. Rosas de vientos para verano (a), otoño (b), invierno (c) y primavera (d).

3.3.2 Caudales

Las principales fuentes de agua dulce para este canal corresponden a las provenientes del río Baker y Pascua. La Figura 12 muestra los caudales diarios (m^3/s) para el período de estudio. Para el caudal del río Pascua, se observa que este presenta mayores valores para los meses de febrero a mayo, los cuales disminuyen en los meses de junio a octubre. Para el río Baker, este presenta un mayor caudal, en comparación al río Pascua, para el período de estudio. Se observan máximos en los valores de caudal entre los meses de mayo y junio, y una disminución de estos entre los meses de junio-julio a octubre.

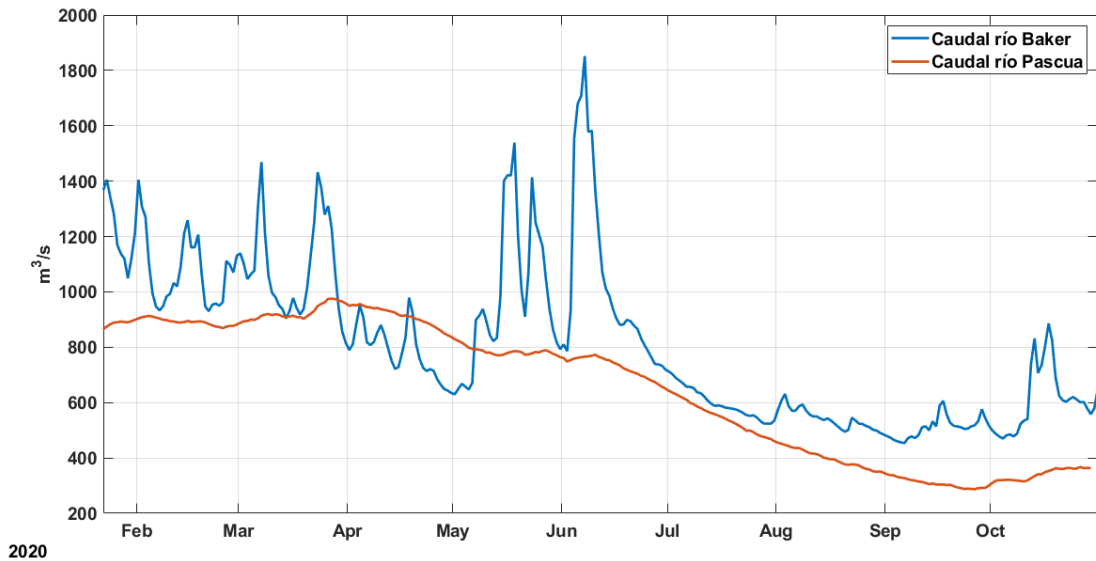


Figura 12. Series de tiempo del caudal diario río Baker y Pascua para el período de estudio.

3.3.3 Relaciones entre las corrientes y sus forzantes principales

Para estudiar la relación entre la corriente y sus forzantes se realizaron correlaciones cruzadas utilizando las series de tiempo de corrientes a 2, 35 y 70 mda, y series de tiempo de las componentes del viento y los caudales de los ríos Baker y Pascua. Las correlaciones entre viento y las componentes de la corriente no mostraron correlación para ninguna de las profundidades, indicando que el viento no se relaciona con la corriente profunda del canal. La Figura 13 muestra las correlaciones cruzadas entre los caudales de los ríos Baker y Pascua y la corriente a lo largo del canal a diferentes profundidades. Se observa que para a 70 mda no existe una correlación significativa entre la corriente y los caudales de ambos afluentes.

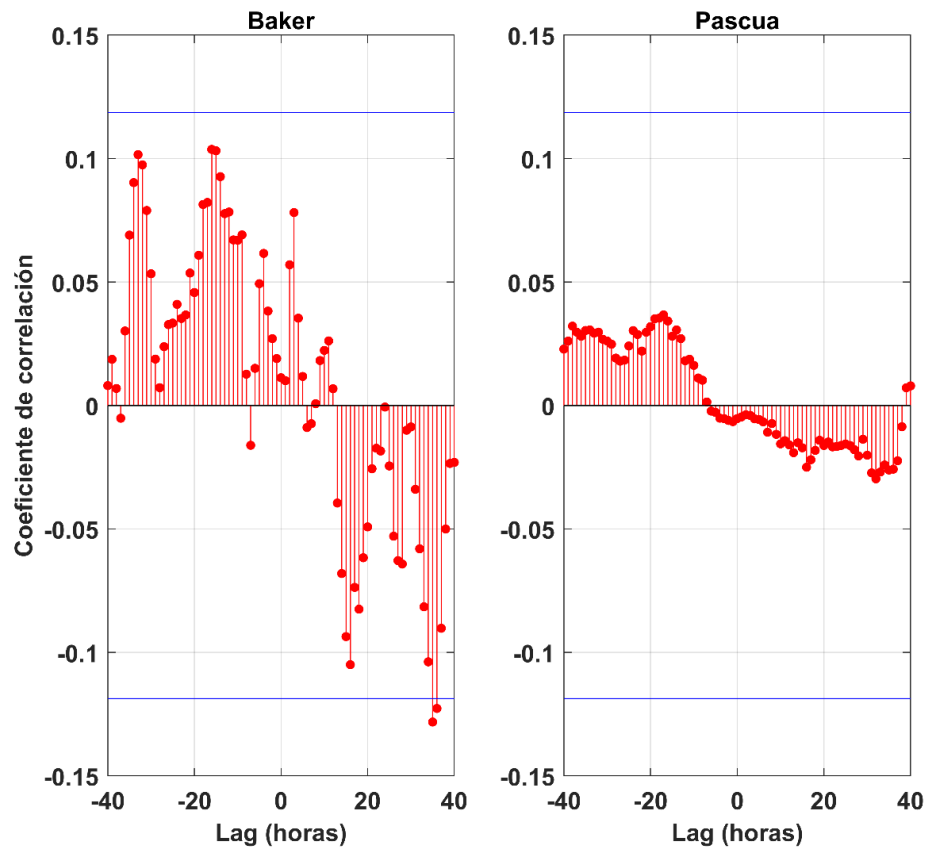


Figura 13. Correlación cruzada entre la corriente a lo largo del canal a 70 metros desde el ADCP (mda) y los caudales de los ríos Baker y Pascua.

A 35 mda se observa una correlación negativa para ambos ríos con la corriente (Figura 14). Para el río Baker, la correlación es negativa y significativa con un desfase negativo de 7 días. En tanto para el río Pascua, la correlación es negativa y significativa con un desfase negativo de 20 días. La correlación negativa indica que cuando el caudal aumenta, la corriente se dirige hacia la boca del canal, es decir, saliendo del sistema. Sumado a lo anterior, se interpreta que existe un retraso en la respuesta de la corriente a 35 mda frente a los cambios en caudal, con retraso 7 y 20 días para los ríos Baker y Pascua. Esto quiere decir que, luego de 7 y 20 días de que aumente el caudal de los ríos se observa un cambio en la dirección de la corriente a 35 mda.

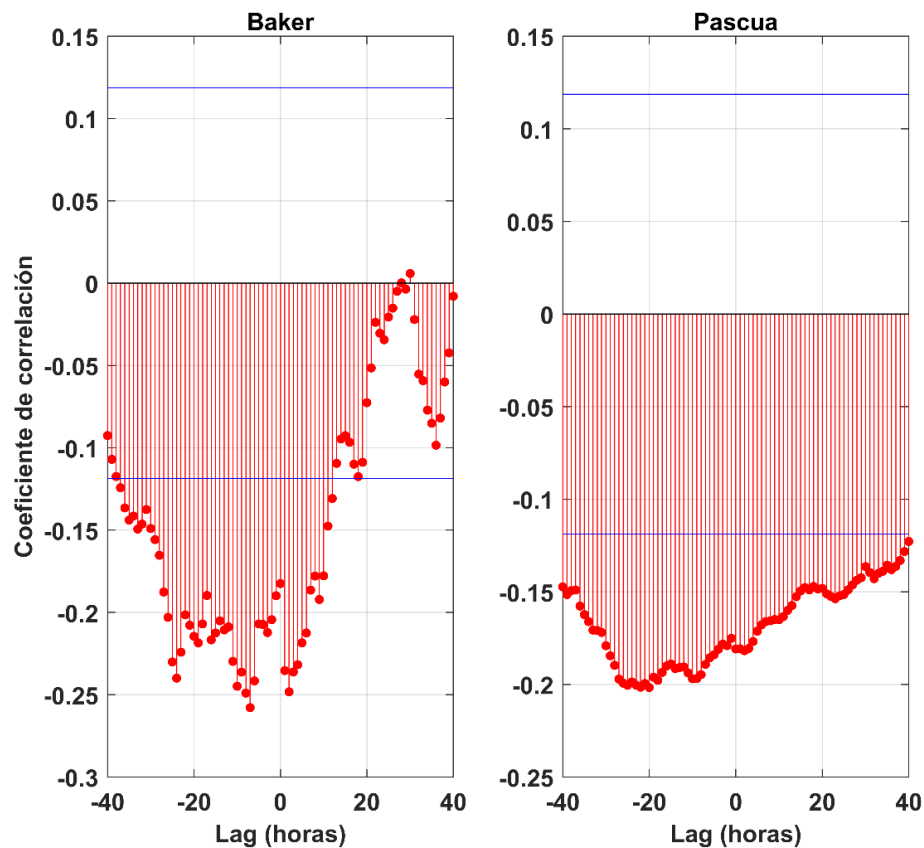


Figura 14. Correlación cruzada entre la corriente a lo largo del canal a 35 metros desde el ADCP (mda) de profundidad y los caudales de los ríos Baker y Pascua.

Para la corriente a 2 mda (Figura 15), las correlaciones presentan valores positivos, con máximos de correlación a los 10 y 11 días de desfase positivo para el río Baker y con 10 días para el río Pascua. Esto último indica que luego de 10 u 11 días del máximo caudal de ambos ríos, la corriente a lo largo del canal a 2 mda presenta una dirección hacia la cabeza del canal.

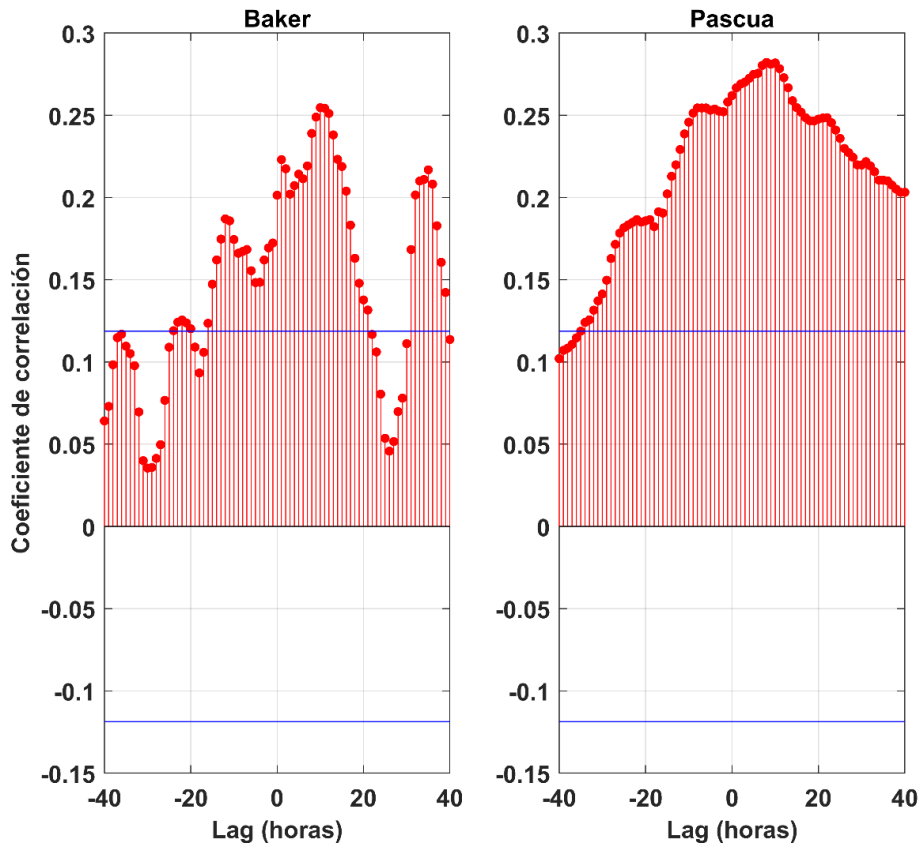


Figura 15. Correlación cruzada entre la corriente a lo largo del canal a 2 metros desde el ADCP (mda) y caudales de los ríos Baker y Pascua.

3.4 Temperatura en superficie y profundidad

En la Figura 16 se observan los promedios diarios de la temperatura superficial y de fondo para el período de estudio. La temperatura superficial (línea azul) presenta valores entre 10 y 14°C entre fines de enero y mediados de mayo. Luego, se observa una disminución en la temperatura superficial, a partir de mediados de mayo hasta septiembre, con valores de temperatura entre 4 a 8°C. De septiembre a noviembre, la temperatura superficial presenta un aumento llegando a temperaturas de 10°C a inicios de noviembre. La temperatura de fondo (línea roja) presenta valores entre 8.7 a 9°C entre fines de enero y principios de mayo. Luego de esto, la temperatura de fondo comienza a aumentar gradualmente hasta alcanzar su máximo a fines de junio presentando temperaturas cercanas a los 10°C. Entre los meses de julio a noviembre la temperatura comienza a descender, llegando a valores de cercanos a 9°C hacia fines de octubre. Se observan 2 máximos de temperatura luego de alcanzado el máximo de temperatura en junio, uno de 9.7°C a finales de agosto y otro de 9.3°C a mediados de septiembre.

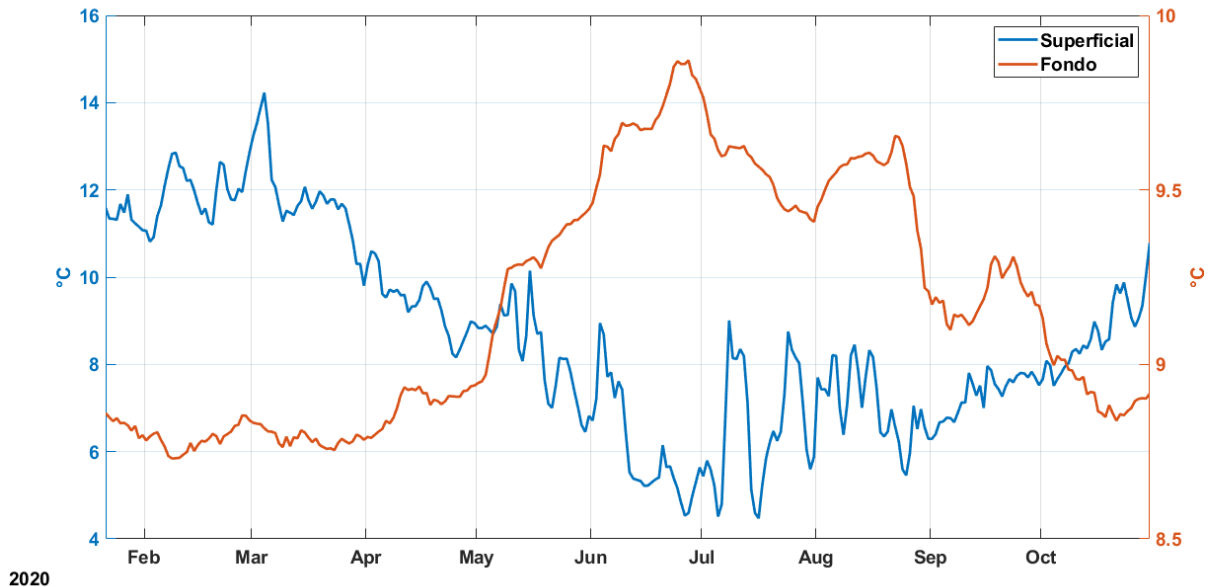


Figura 16. Series de tiempo con los promedios diarios de temperatura superficial y de fondo

Tabla 4. Estadística series de tiempo de corriente residual a lo largo y transversal al canal, viento y caudales río Baker y Pascua.

<i>Series de tiempo</i>		\bar{x}	σ^2	σ
Corriente a lo largo del canal	2 mda	-6.97 e-16	73.28	8.56
	35 mda	1.93 e-04	47.18	6.89
	70 mda	-0.14	56.40	7.51
Corriente a transversal al canal	2 mda	5.21 e-16	6.00	2.45
	35 mda	2.04 e-04	6.57	2.56
	70 mda	0.008	36.02	6.00
Viento	V	0.82	0.51	0.71
	U	-1.26	3.05	1.74
Caudal	Baker	817.4	8.52 e+4	291.93
	Pascua	655.5	5.79 e+4	240.79

Al comparar los datos obtenidos para la corriente a lo largo del canal y transversal al canal (Tabla 4), es posible destacar que las profundidades en las que más varía la corriente corresponden a los 2 mda y 35 mda. En cuanto a los datos de viento, al observar la media de los datos, se observa que éste tomó una dirección hacia el noroeste principalmente. En términos de varianza, se observa que la componente V presenta una menor dispersión de datos en comparación con la componente U.

Se calcularon los promedios mensuales de las corrientes (Fig. 17a) a partir de los promedios diarios calculados anteriormente. Los valores positivos (color rojo) indica una corriente en dirección hacia la cabeza del canal Martínez, los valores negativos (color azul) indica una corriente en dirección hacia la boca de este, y los contornos indican cuando la corriente cambia de dirección (0 cm/s). Se observa un cambio de dirección a los 20 mda a partir de marzo, donde la corriente toma dirección hacia la cabeza del canal, alcanzando magnitudes mayores de 2 cm/s entre los meses de abril y junio, mientras que las profundidades mayores a 20 mda toman una dirección hacia la cabeza del canal con valores de hasta 1.5 cm/s. En capas más superficiales (>20 mda), la corriente toma una dirección hacia la boca del este con valores entre los 0.5 a 1 cm/s entre los meses de marzo y junio. La corriente profunda (entre 0 y 20 mda) que se dirige hacia la cabeza del canal comienza a extenderse hacia la superficie, llegando a profundidades entre los 50 y 20 mda, con valores cercanos a los 2 cm/s, entre los meses de junio y agosto. Esta capa con dirección hacia la cabeza del canal se extiende hasta los 70 mda entre los meses de agosto y octubre, presentando velocidades entre 0.5 y 1 cm/s. A partir de mediados de junio y hasta fines de octubre, se observan corrientes que se dirigen hacia la boca del canal con valores entre los 0.5 a 2 cm/s en la capa profunda de este (0 a 20 mda). Para los datos mensuales de temperatura de fondo (Fig. 17 b), esta presenta un aumento a partir de marzo y comienza a disminuir en junio. Este aumento en la temperatura coincide en el tiempo con el cambio en la dirección de la corriente en la capa profunda del canal (>20 mda).

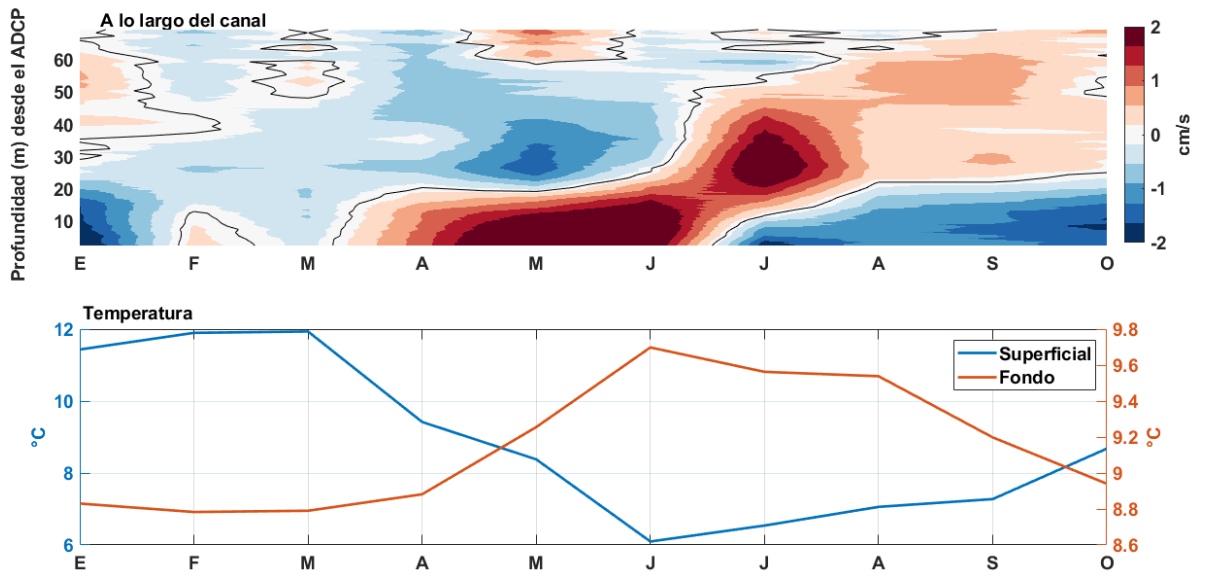


Figura 17. Promedios mensuales de corriente a lo largo del canal y temperatura superficial y de fondo.

4. Discusión y conclusiones

Los resultados de este trabajo contribuyen a la comprensión de la variabilidad temporal de las corrientes mareales y submareales, en la capa profunda (50-120 metros) del canal Martínez. Si bien existen trabajos dónde se estudió la circulación mareal en este canal (Ross et al., 2014), estos resultados sólo describen la corriente para los primeros 50 metros de la columna de agua. En cuanto a la circulación mareal de la corriente se observó una alternancia en cuanto a las direcciones de la corriente, donde la componente a lo largo del canal presentó mayores variaciones en términos de magnitud comparada a la componente transversal al canal. Las corrientes en el área de estudio muestran que la varianza está explicada por sobre un 60% por la componente a lo largo del canal, valor que aumenta a medida que aumenta la profundidad, llegando a valores cercanos al 80% a los 0 mda. Los resultados de las corrientes horarias en la capa subsuperficial son similares a los encontrados por Ross et al., 2014, con las frecuencias más significativas asociadas a la marea semidiurna lunar principal (M_2) para la componente a lo largo del canal, incrementando su poder espectral en las zonas más profundas (<30 mda). En tanto, la componente transversal al canal también presentó máximos para la frecuencia de la marea semidiurna, pero con menor densidad espectral. Sumado a lo anterior, se observó que el constituyente semidiurno presenta una mayor amplitud para la componente a lo largo del canal, y que esta amplitud aumenta a medida que aumenta la profundidad, llegando a presentar valores de hasta 8 cm/s de amplitud a 2 mda. En tanto, la componente transversal al canal presenta valores de amplitud menores en comparación a la componente a lo largo del canal. Sin embargo, destacan los valores de amplitud para la componente semidiurna de la marea en comparación con los demás. Mediante el cálculo del coeficiente de Courrier (F), se observa que el régimen de marea para el área de estudio corresponde a uno de carácter semidiurno para profundidades entre los 7 y 70 mda y uno de carácter semidiurno mixto entre los 0 y 7 mda.

A partir del cálculo de la amplitud de la marea semidiurna para un período de 24 horas es posible observar la presencia de corrientes asociadas a mareas de sicigia y cuadratura en las profundidades estudiadas. Se compararon las fechas de menor amplitud (mareas de cuadratura) con las fechas en la que la fase lunar (Tabla 5) correspondía a cuarto menguante y cuarto creciente, coincidiendo con todos los ciclos lunares presentes en el período de estudio. Lo mismo ocurrió para las mareas de sicigia, donde la amplitud de la marea semidiurna es mayor, donde las fases lunares corresponden a luna llena y luna nueva (Tabla 5). Adicional a lo mencionado anteriormente, para los meses de invierno-primavera (abril-septiembre), las amplitudes de la marea semidiurna en períodos de sicigia son mayores, sobre todo cerca del fondo. Además, en invierno-primavera las mareas de cuadratura presentan menores amplitudes a medida que aumenta la profundidad.

A diferencia de lo descrito para la circulación en fiordos, donde se identifica una capa superficial, que fluye hacia la boca del canal, y una capa profunda que se dirige hacia la cabeza del canal (Castillo & Valenzuela, 2004), se observó que existe una alternancia en cuanto a direcciones de la corriente para la capa profunda del canal Martínez entre los 70 a 0 mda, a partir de lo observado en los promedios mensuales de la corriente. Sumado a lo anterior, y a partir de las correlaciones cruzadas realizadas se concluye que los cambios en la dirección de la corriente a lo largo del canal en profundidades de 35 mda están correlacionados negativamente con los caudales de los ríos Baker y Pascua, mientras que para profundidades de 2 mda están correlacionadas positivamente con ambos afluentes. No se observaron correlaciones significativas entre los datos de corriente y viento.

En cuanto a los forzantes de la circulación, el viento presenta variaciones estacionales, para los meses de verano y primavera, tomó una dirección desde el noroeste principalmente con magnitudes de hasta 12 m/s. Para los meses de otoño invierno, el viento presentó direcciones desde el noreste principalmente, con magnitudes entre los 0 a 6 m/s. En cuanto a los caudales, el río Baker

presenta un alto caudal hacia fines de verano, lo cual se asocia principalmente al derretimiento de los glaciares presentes en la zona, en los meses de invierno el caudal presenta mayores valores, lo cual puede estar asociado a las precipitaciones en la zona. Para el río Pascua, el caudal presenta mayor caudal para los meses de verano en comparación con los meses de invierno-otoño, lo cual se atribuye, al igual que para el río Baker, al derretimiento glaciar. Se esperaba que la circulación estuarina se intensificara durante los meses de verano debido al aumento de los caudales de los ríos Baker y Pascua, sin embargo, al observar las series de tiempo de corriente se aprecia que ésta presenta menores magnitudes para los meses de verano, en comparación con el resto del período de mediciones, esto puede deberse a la circulación de 3 capas sugerido por Moffat et al., 2028.

A partir de lo observado con las temperaturas superficiales y de fondo en la Fig. 16, es posible describir que la temperatura superficial, para el punto de estudio, presenta altas temperaturas en los meses de verano y primavera, y que ésta disminuye durante los meses de invierno. En tanto, la temperatura de fondo presenta temperaturas bajas durante los meses de primavera-verano y altas temperaturas en los meses de invierno. Se ha descrito que existe una advección de aguas cálidas desde el golfo de Penas hacia el interior del sistema de canales Baker Martínez (Moffat et al., 2018), las cuales llegarían a la cabeza del canal durante los meses de invierno, esto se condice con lo observado para el canal Martínez, donde existe una corriente que se dirige hacia la cabeza del canal entre los meses de abril a mediados de junio, para la corriente entre los 0 y 20 mda, lo cual coincide con un aumento en la temperatura de fondo. Luego de esto, la corriente profunda (<20 mda) cambia de dirección, es decir, se dirige hacia la boca del canal y se observa una disminución en la temperatura de fondo (0 mda). El estudio de las corrientes en fiordos Patagónicos presenta una alta importancia biológica y biogeoquímica, ya que esta puede determinar la distribución y cambios en los ciclos de vidas de los organismos que se encuentran en esta

zona, junto con la importancia del transporte de nutrientes vitales para el desarrollo de estos organismos.

A partir de lo anteriormente descrito, se observó que no existe una correlación significativa entre el viento y la corriente en profundidades mayores a 50m (70 mda). Existe una correlación significativa entre las corrientes y los caudales de los principales afluentes a este sistema, lo cual está determinado por la circulación estuarina. Se describió que el régimen predominante corresponde a uno de carácter semidiurno (entre los 7 y 70 mda) y semidiurno mixto para profundidades entre los 0 y 7 mda. Finalmente, se concluye que existe una corriente que ingresa al canal Martínez desde el Golfo de Penas en los meses de otoño y que esta presenta altas temperaturas, lo cual puede determinar variaciones en la distribución y migración de los organismos presentes en este ecosistema

5. Bibliografía

- Aiken, C. M. (2012). Seasonal thermal structure and exchange in Baker Channel, Chile. *Dynamics of Atmospheres and Oceans*, 58, 1–19. <https://doi.org/10.1016/j.dynatmoce.2012.07.001>
- Castillo, M., & Valenzuela, C. (2004). Régimen de circulación en canales y fiordos australes. *Avances En El Conocimiento Oceanográfico de Las Aguas Interiores Chilenas, Puerto Montt a Cabo de Hornos*, 59–62. [http://www.cona.cl/revista/spanish/intro.html%0Ahttp://www.cona.cl/revista/english/4.2 Manuel Castillo - Claudia Valenzuela.pdf](http://www.cona.cl/revista/spanish/intro.html%0Ahttp://www.cona.cl/revista/english/4.2%20Manuel%20Castillo%20-%20Claudia%20Valenzuela.pdf)
- Farmer, D. M., & Freeland, H. J. (1983). The physical oceanography of Fjords. *Progress in Oceanography*, 12(2), 147–220. [https://doi.org/10.1016/0079-6611\(83\)90004-6](https://doi.org/10.1016/0079-6611(83)90004-6)
- Geyer, W. R., & MacCready, P. (2014). The estuarine circulation. *Annual Review of Fluid Mechanics*, 46(August 2013), 175–197. <https://doi.org/10.1146/annurev-fluid-010313-141302>
- Howe, J. A., Austin, W. E. N., Forwick, M., Paetzel, M., Harland, R. E. X., & Cage, A. G. (2010). Fjord systems and archives : a review Scottish Association for Marine Science , Scottish Marine Institute , Oban , Argyll , Department of Geography and Geoscience , St Andrews University , Irvine Building , Department of Environmental and Geographical Sci. *The Geological Society of London*, 344, 5–15.
- Inall, M. E., & Gillibrand, P. A. (2010). The physics of mid-latitude fjords: A review. *Geological Society Special Publication*, 344, 17–33. <https://doi.org/10.1144/SP344.3>
- MacCready, P., & Geyer, W. R. (2010). Advances in estuarine physics. *Annual Review of Marine Science*, 2(1), 35–58. <https://doi.org/10.1146/annurev-marine-120308-081015>
- Moffat, C. (2014). Wind-driven modulation of warm water supply to a proglacial fjord, Jorge Montt Glacier, Patagonia. *Geophysical Research Letters*, 41(11), 3943–3950. <https://doi.org/10.1002/2014GL060071>
- Moffat, C., Tapia, F. J., Nittrouer, C. A., Hallet, B., Bown, F., Boldt Love, K., & Iturra, C. (2018). Seasonal Evolution of Ocean Heat Supply and Freshwater Discharge From a Rapidly Retreating Tidewater Glacier: Jorge Montt, Patagonia. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 123(6), 4200–4223. <https://doi.org/10.1002/2017JC013069>
- Narváez, D. A., Vargas, C. A., Cuevas, L. A., García-Loyola, S. A., Lara, C., Segura, C., Tapia, F. J., & Broitman, B. R. (2019). Dominant scales of

- subtidal variability in coastal hydrography of the Northern Chilean Patagonia. *Journal of Marine Systems*, 193(January), 59–73.
<https://doi.org/10.1016/j.jmarsys.2018.12.008>
- Pantoja, S., Luis Iriarte, J., & 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., & Lentz, S. (2002). Classical tidal harmonic analysis including error estimates in MATLAB using TDE. *Computers and 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)
- Pérez-Santos, I. (2017). Deep ventilation event during fall and winter 2015 in the puyuhuapi fjord (44.6°S). *Latin American Journal of Aquatic Research*, 45(1), 223–227. <https://doi.org/10.3856/vol45-issue1-fulltext-25>
- Pérez-Santos, I., Seguel, R., Schneider, W., Linford, P., Donoso, D., Navarro, E., Amaya-Cárcamo, C., Pinilla, E., & Daneri, G. (2019). Synoptic-scale variability of surface winds and ocean response to atmospheric forcing in the eastern austral pacific ocean. *Ocean Science*, 15(5), 1247–1266.
<https://doi.org/10.5194/os-15-1247-2019>
- Pinilla, E., Castillo, M. I., Pérez-Santos, I., Venegas, O., & Valle-Levinson, A. (2020). Water age variability in a Patagonian fjord. *Journal of Marine Systems*, 210(November 2019).
<https://doi.org/10.1016/j.jmarsys.2020.103376>
- Piret, L., Bertrand, S., Vandekerkhove, E., Harada, N., Moffat, C., & Rivera, A. (2017). Gridded Bathymetry of the Baker-Martinez Fjord Complex (Chile, 48° S) v1. *Figshare. Fileset*.
- Ross, L., Pérez-Santos, I., Valle-Levinson, A., & Schneider, W. (2014). Semidiurnal internal tides in a Patagonian fjord. *Progress in Oceanography*, 129, 19–34. <https://doi.org/10.1016/j.pocean.2014.03.006>
- Ross, L., Valle-Levinson, A., Pérez-Santos, I., Tapia, F. J., & Schneider, W. (2015). Baroclinic annular variability of internal motions in a Patagonian fjord. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 775–791.
<https://doi.org/10.1002/2014JC010669>
- Ruiz, C., Artal, O., Pinilla, E., & Sepúlveda, H. H. (2021). Stratification and mixing in the Chilean Inland Sea using an operational model. *Ocean Modelling*, 158(December 2020), 101750.
<https://doi.org/10.1016/j.ocemod.2020.101750>

- Saldías, G. S., Sobarzo, M., & Quiñones, R. (2019). Freshwater structure and its seasonal variability off western Patagonia. *Progress in Oceanography*, 174(April 2018), 143–153. <https://doi.org/10.1016/j.pocean.2018.10.014>
- Schneider, W., Pérez-Santos, I., Ross, L., Bravo, L., Seguel, R., & Hernández, F. (2014). On the hydrography of Puyuhuapi Channel, Chilean Patagonia. *Progress in Oceanography*, 129, 8–18. <https://doi.org/10.1016/j.pocean.2014.03.007>
- Silva, N., & 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>
- Sobarzo, M., Bravo, L., Donoso, D., Garcés-Vargas, J., & Schneider, W. (2007). Coastal upwelling and seasonal cycles that influence the water column over the continental shelf off central Chile. *Progress in Oceanography*, 75(3), 363–382. <https://doi.org/10.1016/j.pocean.2007.08.022>
- Strub, P. T., Mesías, M. J., Montecino, V., Rutllant, J., & Salinas, S. (1998). Coastal ocean circulation off western South America coastal segment. In *The Sea* (Vol. 11, pp. 273–313).
- Webb, P. (2019). *Introduction to Oceanography*. <https://rwu.pressbooks.pub/webboceanography/chapter/13-6-estuaries/>

6. Anexo

Tabla 5. Calendario de fases lunares para el 2020.

<i>Cuarto creciente</i>	<i>Luna llena</i>	<i>Cuarto menguante</i>	<i>Luna nueva</i>
02-01-2020	10-01-2020	17-01-2020	25-01-2020
01-02-2020	09-02-2020	15-02-2020	23-02-2020
01-03-2020	09-03-2020	16-03-2020	24-03-2020
31-03-2020	08-04-2020	15-04-2020	23-04-2020
30-04-2020	07-05-2020	14-05-2020	22-05-2020
29-05-2020	06-06-2020	13-06-2020	21-06-2020
28-06-2020	05-07-2020	12-07-2020	20-07-2020
27-07-2020	04-08-2020	11-08-2020	19-08-2020
26-08-2020	02-09-2020	09-09-2020	17-09-2020
24-09-2020	02-10-2020	09-10-2020	17-10-2020
24-10-2020	31-10-2020	07-11-2020	15-11-2020
22-11-2020	30-11-2020	07-12-2020	15-12-2020
22-12-2020	29-12-2020		