



UNIVERSIDAD DE CONCEPCIÓN
FACULTAD DE CIENCIAS NATURALES Y
OCEANOGRÁFICAS.



Estudio de la variabilidad sinóptica de frentes termales de la Patagonia Norte
chilena

DANIEL SEBASTIÁN LUENGO CASTILLO

Seminario de Título presentado al

DEPARTAMENTO DE OCEANOGRAFÍA
DE LA UNIVERSIDAD DE CONCEPCIÓN

Para optar al Título de
BIÓLOGO MARINO

Profesor Guía: Dr. **MARCUS SOBARZO BUSTAMANTE**

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 Guía

Dr. Marcus Sobarzo Bustamante

(Nombre y Grado (s) Académico (s))

Ha sido aprobada por la
Siguiete Comisión Evaluadora:

Dra. Odette Vergara Soto

(Nombre y Grado (s) Académico (s))

Dr. Gonzalo Saldías Yau

(Nombre y Grado (s) Académico (s))

Dr. Diego Narváez Rodríguez

(Nombre y Grado (s) Académico (s))

Jefe de Carrera

Dr. Marcelo Gutiérrez Astete

(Nombre y Grado (s) Académico (s))

Dedicatoria:

“A todos,

**quienes están y por los que ya partieron,
la peor decisión es bajar los brazos y rendirse.
Que nadie ni nada les impida completar sus sueños,
pelea hasta el final. No duele, no duele, no duele!”**

“A mí Tata...

**Espero que todo lo que no alcancé a mostrarte en vida,
puedas verlo estando a mi lado en cada rumbo que tome.
Gracias por enseñarme a ser quien soy.”**

Agradecimientos:

En primer lugar, mi eterno agradecimiento va dirigido al equipo de trabajo del Laboratorio de Oceanografía Física Costera, a mi profesor guía, el Dr. Marcus Sobarzo, por ser tan paciente con alguien tan cabeza dura y a mis compañeros Richard, Josse y Piero, quienes aportaron anímica y matemáticamente a esta investigación. A mis tutores y ejemplos tanto en lo personal como en lo profesional, Dra. Odette Vergara quién desde el día 1 estuvo conmigo en las buenas, las malas y las peores y al Dr. Gonzalo Saldías, por ser siempre un modelo a seguir y darme siempre lecciones y herramientas para alcanzar cada vez más mis objetivos de vida.

A mi familia, a quienes debo agradecer la paciencia y la contención en momentos difíciles. A mis amigos y compañeros Pedro, Pablo, Felipe, Julio, Eric, Maripil, Yerko, quienes contribuyeron de manera intelectual y técnica en esta investigación, les debo demasiado para describirlo, qué sería de nosotros en pandemia si no existiera Discord.

INDICE

INDICE DE FIGURAS	6
INDICE DE TABLAS	7
INDICE DE ANEXO	7
RESUMEN	8
ABSTRACT.....	9
INTRODUCCIÓN	10
HIPÓTESIS	13
OBJETIVOS	14
MATERIALES Y MÉTODOS	15
Descripción del área de estudio	15
Bases de datos satelitales	15 – 16
Análisis de datos	16
Caracterización de la TSM y cálculo de la magnitud de gradiente	16
Variabilidad espacial sinóptica	17
Estudio de la circulación del viento, estrés superficial y su relación con la magnitud de gradiente termal	18
RESULTADOS	20
DISCUSION	23
CONCLUSIONES	26
BIBLIOGRAFIA	27

INDICE DE FIGURAS

Figura 1: Esquema del área de estudio	16
Figura 2: Distribución media y desviación estándar TSM	23
Figura 3: Promedio mensual TSM	23
Figura 4: Series temporales de la TSM promediada por zonas en océano costero adyacente de Chiloé y en el MIC.....	24
Figura 5: Promedio, desviación estándar y porcentaje de varianza explicada de la frecuencia sinóptica de la TSM.	24
Figura 6: Promedio total y desviación estándar de la magnitud de gradiente termal	25
Figura 7: Promedio mensual de la magnitud de gradiente termal en la Patagonia norte chilena	26
Figura 8: Series temporales de la magnitud de gradiente promediada por área en océano costero adyacente de Chiloé y en el MIC	27
Figura 9: Promedio, desviación estándar y porcentaje de varianza explicada de la frecuencia sinóptica de la magnitud de gradiente.....	28
Figura 10: Cuantificación de eventos de frentes termales: Cantidad, Duración e intensidad.....	29
Figura 11: Series temporales de magnitud de gradiente para las zonas de máximos.	30
Figura 12: Distribución de frecuencias del tiempo de duración e intensidad de magnitud.....	30
Figura 13: Circulación promedio del viento superficial y magnitud de gradiente termal	31
Figura 14: Caso de estudio de evento de frente termal. Comparación entre la magnitud de gradiente termal y las componentes U y V del viento superficial...	32

Figura 15: Diagrama de dispersión de la magnitud de gradiente respecto de las componentes U y V del viento superficial.	33
Figura 16: Diagrama de probabilidades condicionadas, probabilidad de formación de frentes termales bajo diferentes condiciones de viento.	34
Figura 17: Esquema con los principales frentes termales estudiados	35

INDICE DE TABLAS

Tabla 1: Conjunto de datos observacionales satelitales y de modelos de reanálisis.	48
Tabla 2: Geolocalización de unidades de muestreo observacionales satelitales	48
Tabla 3: Probabilidades condicionales	48

INDICE DE ANEXO

Figura complementaria 1: Comparación entre la variabilidad temporal de la TSM asociada a las zonas de (A) Corcovado (de mayor aporte a la varianza total) y (B) Reloncaví (menor aporte a la varianza total)

Resumen

Los frentes termales son estructuras costeras generadas por la convergencia de masas de agua de distinto origen que pueden provocar efectos importantes en la distribución de propiedades físicas, químicas, biológicas y de estructuras comunitarias. Los estudios relacionados con la variabilidad espacio – temporal de los frentes termales superficiales en la zona sur de Chile son escasos, debido a la poca resolución espacial y temporal que tenían las primeras generaciones de satélites y al problema generado por la presencia de cobertura nubosa. En la presente investigación se utilizó herramientas observacionales de re-análisis de última generación (MUR y ERA5) para evaluar, en un período de seis años (2015-2020), la actividad de los frentes termales en la región norte de la Patagonia chilena incluyendo mar interior de la isla de Chiloé y la plataforma continental ubicada a su costado oeste. El estudio logró identificar 7 zonas principales de frentes termales en el área de estudio, las cuales que presentaron mayor variabilidad de escala sinóptica (definida como 1 a 30 días) con respecto al resto del área de estudio. La amplitud de la señal sinóptica de la TSM presentó una mayor proporción de la TSM total en el mar interior de Chiloé ($\sim 8^{\circ}\text{C}$) respecto de la zona oceánica adyacente ($\sim 4^{\circ}\text{C}$) y durante los períodos de primavera-verano. Por otra parte, la varianza explicada por la banda sinóptica fue más energética en zonas donde la TSM varió relativamente poco durante el año alcanzando, en promedio, un máximo cercano al 20% en el mar interior de Chiloé y en torno a 43°S . Los frentes termales, representados por la magnitud de gradiente, presentaron una duración promedio de 1 a 3 días y su variabilidad sinóptica explicó, al menos, un 40% de la varianza total de la magnitud de gradiente. Los frentes respondieron al viento de manera diferenciada tanto en el mar interior como en la zona oceánica externa de Chiloé. En estos ambientes, la componente meridional con dirección hacia el norte resultó predominante, junto a una relajación del viento zonal para la presencia de frentes termales. Sin embargo, la cuantificación de los eventos de frentes termales indicó menor cantidad de eventos en la zona oceánica con mayor duración e intensidad relativamente menor que en el mar interior de Chiloé. Estos resultados permitieron responder las hipótesis planteadas en este estudio: (1) la persistencia en el tiempo y variabilidad espacial de los frentes termales en la costa oeste de la isla de Chiloé están modulados por la variabilidad del viento sinóptico, asociado a los eventos de surgencia costera registrados por diversos estudios y, (2) la presencia de frentes termales en la zona norte del mar interior de Chiloé es dependiente del viento sinóptico proveniente desde el suroeste, el cual tiende a retener el agua superficial más cálida hacia el norte.

Abstract

Thermal fronts are coastal structures generated by the convergence of water masses of different origins that can cause essential effects in the distribution of physical, chemical, and biological properties and community structures. Studies related to the spatio-temporal variability of surface thermal fronts in the southern zone of Chile are scarce due to the poor spatial and temporal resolution of the first generations of satellites and the problem generated by cloud cover. In this research, observational re-analysis data (MUR and ERA5) were used to evaluate, in a period of six years (2015-2020), the activity of thermal fronts in the northern region of Chilean Patagonia, including the inner sea of Chiloé and the continental shelf located on its west side. The study identified seven main fronts in the area that were highly influenced by synoptic-scale variability (1 to 30 days). The amplitude of the synoptic signal of the SST showed a higher proportion of the total SST in the inner sea of Chiloé and during the spring-summer periods.

On the other hand, the variance explained by the synoptic band was more energetic in areas where the SST varied relatively little during the year, reaching, on average, a 20% in the inner sea of Chiloé and around 43°S. Thermal fronts, represented by the magnitude of the gradient, shows a mean length of 1 to 3 days. Their synoptic variability explained at least 40% of the total variance of the magnitude of the gradient. The fronts responded to the wind in a differentiated way both in the inner sea and in the external oceanic area of Chiloé. In these environments, the southern component towards the north was predominant, together with a relaxation of the zonal wind for the presence of thermal fronts. However, the quantification of thermal front events indicated a lower number of events in the oceanic zone with more significant duration and relatively less intensity than in the inner sea of Chiloé. Therefore, these results made it possible to response the hypotheses raised in this study: (1) the persistence in time and spatial variability of thermal fronts on the west coast of Chiloé Island are modulated by the variability of the synoptic wind, associated with the coastal upwelling events recorded by several studies and, (2) the presence of thermal fronts in the northern area of the inner sea of Chiloé is dependent on the drag of the synoptic wind from the southwest, which tends to retain the warmer surface water to the north.

I.- Planteamiento del problema. Marco teórico.

La variabilidad espacio-temporal de la hidrografía costera de la Patagonia ha sido foco de numerosos trabajos de universidades y centros de investigación que han buscado responder interrogantes relacionadas a procesos atmosféricos y oceanográficos (Garreaud *et al.*, 2013; Garreaud, 2018). Entre estos últimos destaca el rol del viento sobre la columna de agua (Letelier *et al.*, 2011; Pérez-Santos *et al.*, 2019), el aporte de agua dulce desde el continente hacia el océano costero (Dávila *et al.*, 2002; Calvete & Sobarzo, 2011; Saldías *et al.*, 2019), el aporte de las mareas en zonas estuarinas (Salinas & Castillo, 2012; Sobarzo *et al.*, 2018) y también para describir su relación en los procesos biológicos (Lara *et al.*, 2016; Montero *et al.*, 2017; Gutiérrez *et al.*, 2018). En este contexto, la temperatura de la columna de agua aparece como un factor determinante para la capa de mezcla, para la formación de frentes termales y para la regulación de procesos metabólicos en los organismos (Pond & Pickard, 1983; Pörtner & Farrell, 2008; Rosenzweig *et al.*, 2008). A escala global, una característica descriptiva de las zonas costeras es la distribución espacio-temporal de la temperatura superficial del mar (TSM) y su rol en la formación de frentes termales (Legeckis, 1978; Ullman & Cornillon, 1999; Belkin *et al.*, 2009; Rivas & Pisoni, 2010; Chen & Tung, 2018). Los frentes termales costeros son delgadas estructuras, en el eje horizontal, generadas por la convergencia de masas o cuerpos de agua de distinto origen (Simpson & Pingree, 1978), especialmente aguas de surgencia costera (Saldías & Lara, 2020) y aguas de origen continental (Saldías *et al.*, 2012; Vargas *et al.*, 2013; Saldías *et al.*, 2016). Habitualmente, esta convergencia presenta un gradiente horizontal en la TSM y un flujo convergente característico en la superficie (Backus *et al.*, 1969; Simpson & Hunter, 1974; Belkin & Cornillon, 2003). Algunos de los factores que influyen en la variabilidad de estos frentes son la energía mareal (Simpson & Hunter, 1974), la propagación de ondas internas (Thorpe, 1992; Gemmrich & van Haren, 2001), inestabilidades baroclínicas de múltiples escalas espaciales (Saldías & Allen, 2020) y remolinos de mesoescala (Letelier *et al.*, 2009; Oerder *et al.*, 2018; Jing *et al.*, 2020). Se ha demostrado que existe una correlación positiva entre la intensidad del estrés del viento a lo largo de la costa y el aumento en la probabilidad de formación de frentes asociados a eventos de surgencia costera (Castelao & Wang, 2014; Wang *et al.*, 2015). Los Estudios que relacionan la TSM y el viento, utilizando escalas temporales mayores (fluctuaciones

estacionales, e interanuales) no logran, por tanto, discriminar de buena forma la evolución de frentes termales (Largier, 1993; Castelao & Wang, 2014; García-Reyes *et al.*, 2014).

Los estudios de alta frecuencia (variabilidad mareal, diaria y sinóptica) de frentes termales son escasos, debido a la poca disponibilidad de mediciones oceanográficas que permitan identificar su formación y evolución espacio-temporal. De este modo, los estudios han privilegiado las escalas intraestacionales e interanuales utilizando mediciones remotas y productos de re-análisis (Hickox *et al.*, 2000; Ullman & Cornillon, 2001; Belkin & Cornillon, 2003; Castelao *et al.*, 2006; Franco *et al.*, 2008; Saldías & Lara, 2020). El avance de la tecnología satelital en las últimas décadas ha permitido obtener mejor información de variables oceanográficas (TSM, salinidad, fluorescencia, entre otras), cubriendo un amplio espectro espacio-temporal. Sin embargo, las fuentes de datos satelitales de TSM tales como MODIS (Moderate-Resolution Imaging Spectroradiometer, NASA), presentan problemas en la proporción de datos válidos, especialmente en regiones australes, donde la cobertura nubosa dificulta las mediciones a través de sensores remotos (Feng & Hu, 2016). No obstante, el desarrollo de nuevos modelos de datos como MUR (Multi-scale Ultra-high Resolution), que combina datos oceanográficos *in situ* con satelitales, aumentan la proporción de datos válidos corrigiendo el problema de la ausencia de información por nubosidad, y mejoran la resolución espacial y temporal (Maritorena *et al.*, 2010; Saldías *et al.*, 2021 figura 1c). A partir de lo anterior, es posible evaluar con mayor precisión la respuesta de los frentes termales costeros ante eventos de escala sinóptica, tales como sistemas de altas (SAP) y bajas (SBP) presiones atmosféricas presentes en la región norte de la Patagonia. Estos sistemas constituyen la mayor fuente de variabilidad para los vientos superficiales meridionales los cuales se dirigen, principalmente, hacia el norte durante el paso de SAP, entre fines de primavera y otoño, y al sur en invierno, durante SBP (Letelier *et al.*, 2011; Aguirre *et al.*, 2014; Pérez-Santos *et al.*, 2019). En períodos de primavera y verano se han reportado vientos favorables a surgencia en la costa occidental de la isla de Chiloé. En esta latitud, la surgencia costera estaría mayormente generada por mecanismos de bombeo de Ekman (Narváez *et al.*, 2019; Pérez-santos *et al.*, 2019; Strub *et al.*, 2019). Por otro lado, datos de re-análisis para el período comprendido entre 1957 y 2002 (ERA-40), han reportado un debilitamiento en la intensidad de la Deriva de los Vientos del Oeste (DVO), lo cual podría atenuar la mezcla por viento y las precipitaciones, generando menor aporte de agua dulce al océano costero (Garreaud *et al.*, 2013; Garreaud, 2018). La zona norte de la Patagonia presenta una variabilidad latitudinal

en la señal térmica generada por las descargas de agua dulce, con mayor temperatura superficial en su extremo norte (e.g. Seno Reloncaví) y menor temperatura superficial en la región sur asociada a fiordos y canales en la zona del golfo Corcovado, producto del mayor aporte de derretimiento glacial (Dávila *et al.*, 2002; Torres *et al.*, 2011; Cuevas *et al.*, 2019). Por otra parte, el aumento de la radiación solar entrante, ha provocado un incremento en el contenido calórico de los cuerpos de agua afectando la formación de frentes termales (Garreaud, 2018; León-muñoz *et al.*, 2018; Narváez *et al.*, 2019).

Los ambientes donde se han observado frentes termales presentan alta variabilidad en la composición comunitaria de organismos y en la actividad biológica (Le Fèvre, 1987; Prézelin *et al.*, 1987; Doniol-Valcroze *et al.*, 2007). Lo anterior es relevante en sectores de alta productividad acuícola ya que los organismos acuáticos son sensibles a cambios en la temperatura de la columna de agua (Tang *et al.*, 2004; Barange & Perry, 2009; Caroppo *et al.*, 2012). En Chile, esto ocurre especialmente en las regiones de los Lagos y Aysén, las cuales involucran el 72 y 21% de la producción acuícola chilena, respectivamente (Subpesca, 2018).

Debido a los argumentos presentados, esta investigación tiene como objetivo estudiar la variabilidad sinóptica de los frentes termales en el mar interior de Chiloé y en la zona costera ubicada adyacente. Se plantea la siguiente pregunta: ¿Responden los frentes termales de las costas de Chiloé a la variabilidad del viento de escala sinóptica?

II.- Planteamiento de hipótesis.

Hipótesis 1:

La persistencia en el tiempo y variabilidad espacial de los frentes termales presentes en la costa oeste de la isla de Chiloé están determinados por la variabilidad del viento sinóptico en esta zona.

H₀: No existe relación entre la variabilidad espacial y temporal de los frentes termales respecto de la variabilidad del viento sinóptico en la costa oeste de Chiloé.

Hipótesis 2:

La presencia de frentes termales en la zona norte del mar interior de Chiloé es dependiente del arrastre del viento sinóptico desde el suroeste reteniendo el agua superficial más cálida hacia el norte.

H₀: No existe relación entre el arrastre del viento sinóptico desde el suroeste en la zona norte del mar interior de Chiloé y la presencia de frentes termales.

III.- Objetivo General

Estudiar la variabilidad sinóptica de los frentes termales en el mar interior de Chiloé y en la zona oceánica externa con énfasis en la descripción estadística y su relación con el forzamiento del viento.

3.1.-Objetivos específicos

O.E.1.- Caracterizar la temperatura superficial y calcular la magnitud de gradiente en el mar interior de Chiloé y en la zona costera adyacente (Hipótesis 1 y 2).

O.E.2.- Analizar la variabilidad espacial y temporal de los frentes termales, haciendo énfasis en su escala sinóptica (Hipótesis 1 y 2).

O.E.3.- Estudiar el forzamiento del viento sobre la superficie del océano en la zona costera occidental de la isla de Chiloé y en el mar interior de Chiloé y su relación con los frentes termales de esas zonas (Hipótesis 1 y 2).

IV. Metodología

4.1. Área de estudio

El área de estudio de esta investigación se extiende desde 41°S hasta 44°S y desde 72°30'W hasta 75°W, abarcando el mar interior de Chiloé (MIC) y la zona costera oceánica occidental (Figura 1). El MIC posee una longitud de 240 km, desde la boca del seno Reloncaví hasta el golfo Corcovado y un ancho variable entre 40 a 70 km, aproximadamente. Su configuración topográfica incluye una serie de fiordos, estuarios, bahías, golfos y canales distribuidos de forma heterogénea. La zona norte, conecta con el océano por medio del canal de Chacao de un ancho mínimo de ~2.3 km. En el margen occidental del MIC se despliegan numerosas islas y canales utilizados por la industria acuícola (Sobarzo et al., 2018; Dresdner et al., 2019). En el borde continental oriental, de norte a sur, desembocan los ríos: Puelo, Blanco, Chaitén, Yelcho, Corcovado, Tictoc y Palena (Castillo et al., 2012; León - Muñoz et al., 2018; Narváez et al., 2019) (Dávila et al., 2002). En la zona intermedia (42.5°S – 42.7°S) del MIC, destacan los canales Imelev, Apiao y Desertores, a través de los cuales se establece conexión entre la cuenca norte y sur del MIC (Martínez et al., 2015). Hacia el sur, el golfo Corcovado está rodeado por el borde continental y un vasto conjunto de islas y canales como el Moraleda, por los cuales desembocan aguas de origen pluvial y glacial, las que son mezcladas con Agua Subantártica (ASAA) proveniente del mar exterior a través de la boca del Guafo (Silva et al., 2009; Calvete & Sobarzo, 2011). La plataforma continental al oeste de la isla de Chiloé se extiende 70 km aproximadamente hacia el océano, con una topografía de fondo cortada por dos cañones submarinos transversales a la línea de costa, el primero ubicado frente al canal de Chacao y el otro frente a la bahía de Cucao (42°30'S) (Völker et al., 2012).

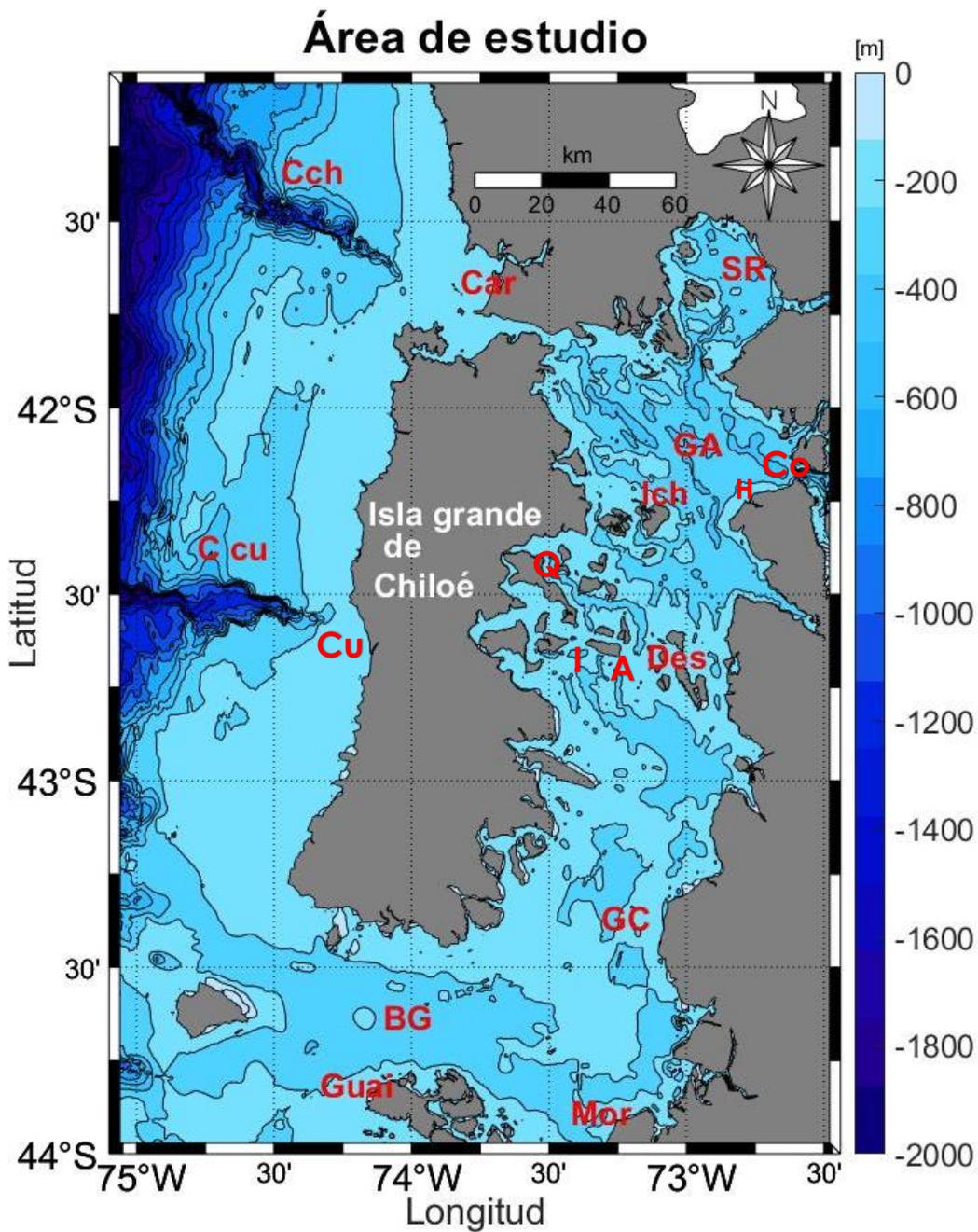


Figura 1a: Área de estudio. En líneas negras se muestran las isobatas y letras indican los sectores de estudio. Cch: Cañón de Chacao; Car: Carelmapu; SR: seno Reloncaví; GA: golfo Ancud; Co: fiordo Comau; H: río Huequi; Ich: Islas Chauques; I: Imelev; A: Apiaio; Des: Desiertos; GC: golfo Corcovado; Mor: Moraleda; BG: boca de Guafo; Guai: Guaitecas; Ccu: Cañón Cucao; Cu: Cucao.

4.2. Bases de datos satelitales

Los datos de temperatura superficial del mar provienen del producto de reanálisis MUR (Multi-scale Ultra-high Resolution SST, <https://podaac.jpl.nasa.gov/MEaSURES-MUR>) con una resolución espacial de ~1 km y una frecuencia diaria. Este producto es generado mediante una combinación de datos *in situ* y sensores remotos de observación oceanográfica. Los datos abarcan desde el 01 de enero del 2015 hasta el 31 de diciembre del 2020. Durante este período se registró uno de los mayores eventos de floraciones algales nocivas (FAN) ocurrido en verano y otoño de 2016 en la zona de estudio, por lo que este estudio podría complementar la información recabada para estos eventos.

Los datos de viento superficial fueron extraídos del producto de reanálisis ERA5 del European Center for Medium – Range Weather Forecasts (ECMWF, <https://cds.climate.copernicus.eu>) con una resolución espacial de 0.25° x 0.25° y una frecuencia horaria. Este producto proviene de sistemas de observación satelital y datos de viento *in situ* de estaciones meteorológicas. Los datos abarcan desde el 01 de enero del 2015 hasta el 31 de diciembre del 2020.

4.3. Análisis de datos

4.3.1 Caracterización de la temperatura superficial y cálculo de la magnitud de gradiente en el mar interior de Chiloé y en la costa occidental de la Isla de Chiloé.

A partir de los datos obtenidos del modelo de reanálisis MUR para el período 2015 – 2020, se calculó el promedio temporal total de la TSM y su desviación estándar para cada píxel de toda el área de estudio. Igualmente, se calculó un promedio mensual de TSM por píxel para caracterizar su variabilidad espacial y temporal a escalas mensual y estacional. Luego se calculó el promedio de 7 zonas geográficamente distintas para generar una serie temporal de cada una de ellas y observar su variabilidad temporal. A continuación, se aplicó un filtro pasa-alta Coseno-Lanczos a cada píxel con el fin de extraer la banda sinóptica definida para este estudio entre 1 a 30 días. Luego se calculó el valor absoluto de la amplitud de la señal sinóptica (para evitar cifras negativas) y, a continuación, se calculó el porcentaje de la TMS original explicada por la amplitud de la señal sinóptica. De esta forma, se cuantificó el aporte de las fluctuaciones sinópticas a la TSM por píxel. La figura 1b muestra un ejemplo de esto para el caso de un píxel

de TSM dentro del MIC (ver leyenda). Por otra parte, se calculó la desviación estándar de las fluctuaciones sinópticas para determinar las zonas de mayor variabilidad de TSM y finalmente se calculó el porcentaje de varianza que explica la variabilidad sinóptica de la TSM, definida matemáticamente como:

$$\% \sigma = \frac{100 \sigma_s}{\sigma_t} . \quad [\text{Ec. 1}]$$

Donde $\% \sigma$ es la varianza que está explicada por la banda sinóptica, σ_s es la varianza de la señal sinóptica y, σ_t es la varianza total de la TSM (Brockwell y Davis, 2016; Mardones, 2019).

Para estudiar frentes termales se utilizó el método del gradiente empleado por Saldías et al. (2021), para cada día desde el 01 de enero de 2015 hasta el 31 de diciembre del 2020. Este método utiliza la derivación parcial de la TSM respecto de sus ejes espaciales zonal y meridional [Ec. 1 y Ec. 2 respectivamente] (Vazquez et al., 1998; Franco et al., 2008). La magnitud del gradiente se calculó utilizando el operador de Sobel [Ec. 3]

$$\nabla_x TSM_i = (TSM_{i-1} - TSM_{i+1}) / (X_{i-1} - X_{i+1}) \quad [\text{Ec. 2}]$$

$$\nabla_y TSM_j = (TSM_{j-1} - TSM_{j+1}) / (Y_{j-1} - Y_{j+1}) \quad [\text{Ec. 3}]$$

$$|\nabla TSM| = \{(\nabla_x TSM_i)^2 + (\nabla_y TSM_j)^2\}^{1/2} \quad [\text{Ec. 4}]$$

A partir de las magnitudes de gradientes resultantes, se calculó el promedio total y la desviación estándar para toda el área de estudio, luego se acotó longitudinalmente el área de estudio entre 75 y 72°30'W para facilitar el procesamiento de los datos y focalizar los cálculos posteriores a las zonas donde se presentan frentes termales. De igual manera que en la TSM, se calculó el promedio mensual de la distribución espacial de las magnitudes de gradiente para observar la variabilidad espacial a escala mensual y estacional. Además, se calculó el promedio de 7 zonas, al igual que en la TSM, para generar series temporales de la magnitud de gradiente y observar su variabilidad temporal. Por último, se aplicó un filtro pasa-alta Coseno – Lanczos (1 a 30 días) para su análisis estadístico. Estos análisis consistieron en calcular el campo promedio de la magnitud de gradiente a escala sinóptica, su desviación estándar y el porcentaje de varianza explicada por la banda sinóptica, calculada a través de la Ec. 1.

4.3.2 Análisis de la variabilidad espacial de los frentes termales haciendo énfasis en su escala temporal sinóptica.

Para cuantificar la presencia de los frentes termales en la zona de estudio, se extrajo cada serie de tiempo de magnitud de gradiente y se contabilizó cada evento mayor a la magnitud umbral de los $0.1^{\circ}\text{C}/\text{km}$. Este valor umbral fue calculado por Saldías et al. (2020) utilizando un análisis de histéresis de umbral, en donde se determina la menor tasa de cambio de la variable de estudio. Adicionalmente, se cuantificó el tiempo de duración de cada evento, marcando el inicio de este al momento en que alcanza la magnitud umbral ($0.1^{\circ}\text{C}/\text{km}$) y el término cuando la magnitud es inferior a la magnitud umbral. Además, se registró la magnitud máxima que alcanzó cada evento. Se promedió la duración y la intensidad de estos eventos para observar la distribución espacial de las zonas con mayor cantidad de ellos, con sus duraciones y magnitudes de gradiente asociadas.

A partir de las series de magnitud de gradiente cuantificados, se seleccionó las zonas con mayor cantidad de eventos, las zonas de mayor duración y las zonas de mayor magnitud de gradiente. En estas zonas, se observó la variabilidad temporal de eventos que superan un segundo umbral de $0.19^{\circ}\text{C}/\text{km}$ a una escala diaria. Se escogió este segundo umbral usando el percentil 95 entre la distribución de los eventos $> 0.1^{\circ}\text{C}/\text{km}$ con el objeto de seleccionar eventos el doble más robustos en magnitud de gradiente. Esto permitió generar un análisis de comparativo de 10 días para los períodos de mayor cantidad de eventos utilizando el algoritmo de detección de bordes de Canny (Canny, 1986), los que registraron mayores magnitudes de gradientes en sus correspondientes zonas, tomando como referencia central el día de máxima magnitud de los eventos.

4.3.3 Estudio de la circulación del viento y su relación con la magnitud de gradiente en la zona costera occidental y mar interior de Chiloé.

A partir de las series de tiempo de velocidad del viento extraídas del modelo ERA 5, se aplicó un promedio diario por componente del viento para obtener datos diarios coherentes con la tasa de muestreo de los datos diarios de magnitud de gradiente termal. Posteriormente, se calculó el promedio total del campo de la velocidad del viento superficial para observar el patrón general

de circulación. Luego se incorporaron los campos de viento superficial a la secuencia diaria de magnitud de gradiente y de TSM compuesta de 10 días para observar si existe relación entre la dirección e intensidad del viento y la distribución e intensidad de los frentes termales demarcados por el algoritmo de Canny. Además, se observó la variabilidad temporal de la componente zonal y meridional de las zonas de Ancud y la costa de Cucao, junto con la magnitud de gradiente para el mismo período de la secuencia. A partir de las series de tiempo diarias de viento y magnitud de gradiente termal se aisló la banda sinóptica (1 – 30 días) por medio de un filtro pasa-alta para realizar análisis estadístico descriptivo utilizando ambas series.

Se realizó un análisis de dispersión utilizando las series completas y las series filtradas para observar cómo se relaciona la magnitud de gradiente respecto a las componentes zonal y meridional del viento. Posteriormente se evaluó si existe una relación lineal entre el viento y la magnitud de gradiente usando una correlación cruzada con las series de tiempo del viento zonal, meridional y la magnitud del gradiente termal, para determinar su coherencia y fase. Para finalizar, se calculó la probabilidad de presenciar un frente respecto a distintas condiciones de viento usando probabilidades condicionadas. Las probabilidades condicionadas se definen como la intersección de los eventos de interés y el evento condicionante [Ec. 5, Wilks 2006], los eventos condicionantes para este estudio se clasificaron como: viento hacia el oeste ($V_z < -0.5$ m/s), relajación zonal ($-0.5 \geq V_z \leq 0.5$ m/s) y viento hacia el este ($V_z > 0.5$ m/s) y, en la componente meridional, se clasificaron como viento hacia el sur ($V_y < -0.5$ m/s), relajación meridional ($-0.5 \geq V_y \leq 0.5$ m/s) y viento hacia el norte ($V_y > 0.5$ m/s). Los resultados fueron tabulados y graficados para comparar las probabilidades en todas las zonas de máximos.

$$\Pr\{E_1|E_2\} = \frac{\Pr\{E_1 \cap E_2\}}{\Pr\{E_2\}} \quad [\text{Ec. 5}]$$

Donde $\Pr\{E_1|E_2\}$ es la probabilidad condicional, $\Pr\{E_1 \cap E_2\}$ son las intersecciones de las probabilidades E_1 , que es la probabilidad de encontrar un evento superior a $0.1^\circ\text{C}/\text{km}$ y E_2 es la probabilidad de cada condición del viento.

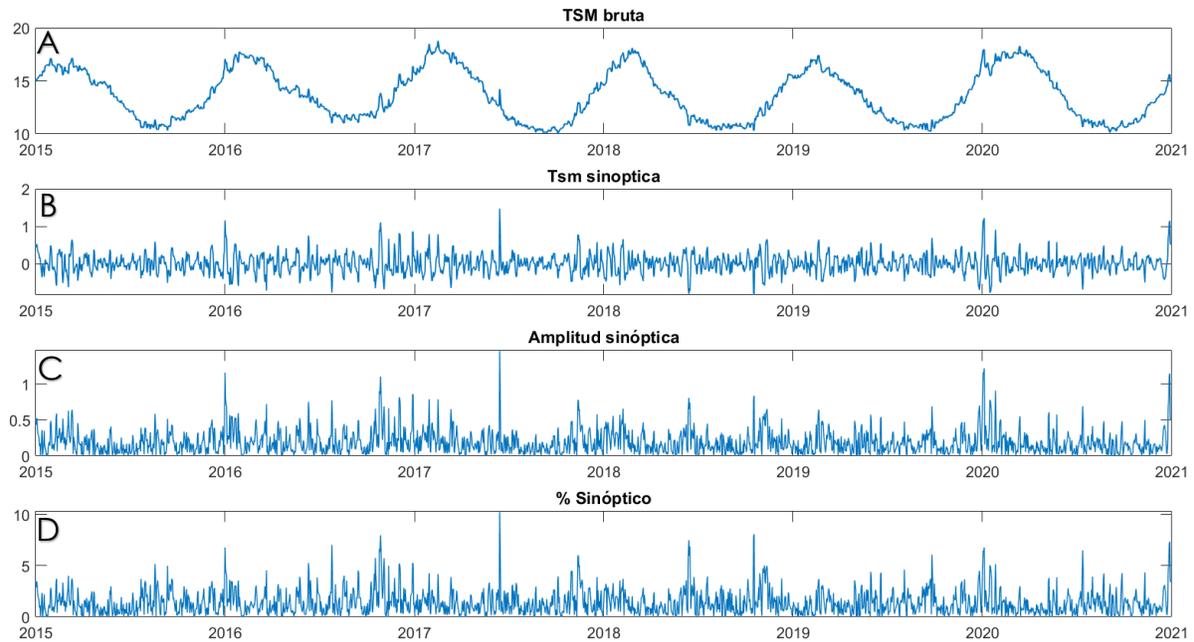


Figura 1b: Ejemplo de análisis. A) Serie de tiempo de TSM en un píxel cualquiera. B) Banda sinóptica (1 a 30 días) extraída con un filtro coseno Lanczos. C) Valor absoluto de la amplitud de la señal sinóptica. D) Porcentaje de la fluctuación sinóptica de TSM con respecto al valor original de TSM

V. RESULTADOS

5.1. Distribución media de la temperatura superficial del mar (TSM), su variabilidad mensual y sinóptica

La distribución media de TSM para todo el período de estudio (6 años) presentó un gradiente zonal predominante desde 40°S a 44°S con aguas más frías hacia la costa. Desde 42.5°S hacia el sur la TSM promedio dentro del MIC disminuye al igual que la TSM oceánica al sur de 43°S (Figura 2A). Destaca en esta distribución, la diferencia de TSM entre el norte y sur del MIC. La mayor variabilidad en la TSM se observó hacia el oeste de 75°W, en el seno de Reloncaví y golfo de Ancud y, en menor medida, en el canal Moraleda y fiordos adyacentes (Figura 2B). En el promedio mensual, la región norte del área de estudio mostró aguas superficiales cálidas, especialmente en períodos estivales con TSM entre 13 y 18°C, aproximadamente, y aguas frías, entre 10°C-12°C, al sur de la cadena de islas entre Desertores y Achao (42°40'S) (Figura 3). En este último sector, la TSM al Oeste del MIC fue levemente más fría que el lado Este. Desde islas Desertores hasta la entrada del canal Moraleda, se observó una TSM más fría con un rango de temperatura de 9 a 13°C, y que persistió durante todo el año. Las aguas superficiales térmicamente más estable se ubicaron entre las islas Desertores y las islas Guaitecas, con TSM entre 10 y 14°C y una desviación estándar de ~1.5°C.

Por otra parte, la evolución temporal de la TSM promediada para cada uno de los cuadrantes indicados en la Fig. 1A, mostró una marcada señal de variabilidad interanual y estacional (Figura 4). Destacan el frío invierno del 2018 con TSM promedio menor a 10°C y los veranos más cálidos del 2016 y 2017, con TSM promedio cercanas a los 18°C. Fluctuaciones de mayor frecuencia (sinóptica) fueron más propias de los períodos de primavera y verano y no tanto de otoño e invierno.

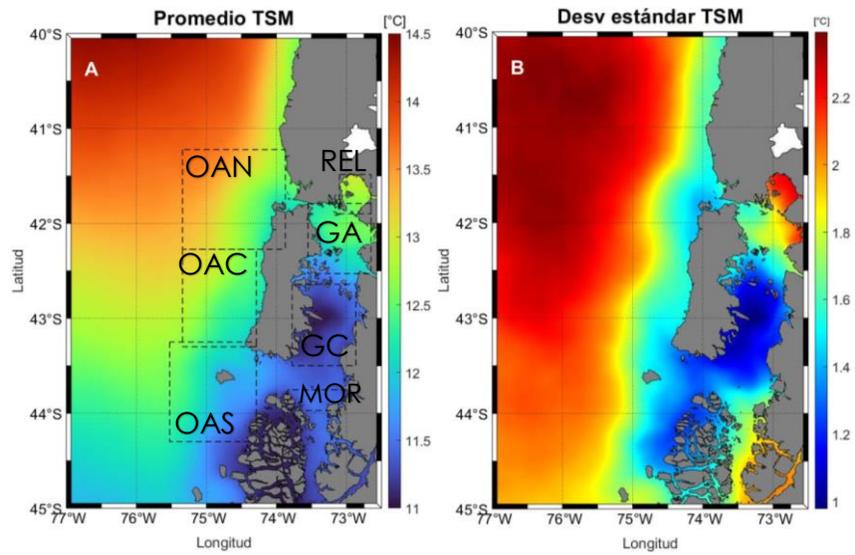


Figura 2: A) Promedio de la TSM de la patagonia norte chilena. B) Desviación estándar. Período de estudio 2015 – 2020. Cuadrantes indican las zonas donde se generó las series promedio indicadas en la Fig. 4: OAN: océano abierto norte; OAC: océano abierto centro; OAS: océano abierto sur; REL: Reloncaví; GA: golfo de Ancud; GC: golfo de Corcovado; MOR: Moraleda.

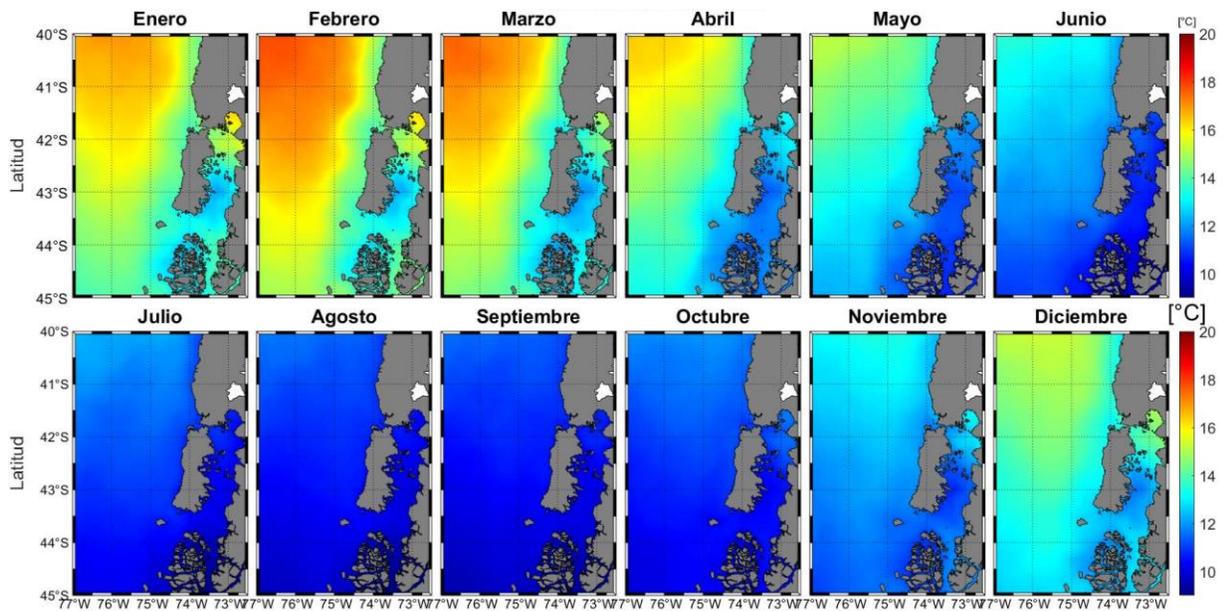


Figura 3: Promedio mensual de la TSM de la patagonia norte para el período enero 2015 – diciembre 2020.

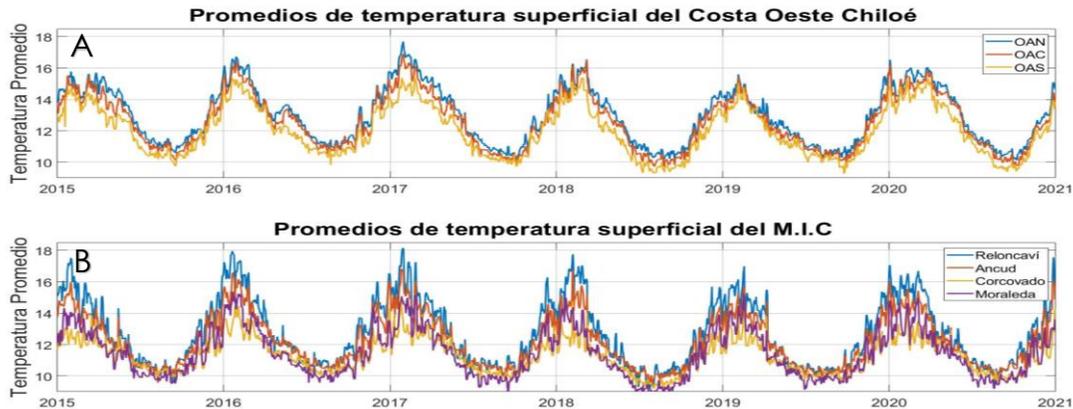


Figura 4: Series temporales de la TSM promediada por zonas en (A) océano costero al oeste de Chiloé y, (B) en el MIC. OAN: Océano abierto Norte, OAC: Océano abierto centro, OAS: Océano abierto sur

En términos de la TSM evaluada en la banda sinóptica (1 – 30 días) los mayores valores promedio se observaron en el seno de Reloncaví y el golfo de Ancud, con un gradiente zonal hacia la costa oriental de Chiloé y hacia el sur hasta los 42.5°S (Figura 1B y 5A). La mayor variabilidad de la TSM a esta escala de frecuencias se registró en el seno de Reloncaví y los bordes costeros del golfo de Ancud, con una disminución entre las islas Desertores y la boca del canal Moraleda (Figura 5B). Sin embargo, el porcentaje de varianza explicada por la frecuencia sinóptica de la TSM alcanzó cerca de un 16 a 20% cerca de los 43°S y 73°30'W, al sur de las islas Desertores y entre 4 a 11%, en el resto de la zona de estudio (Figura 5C).

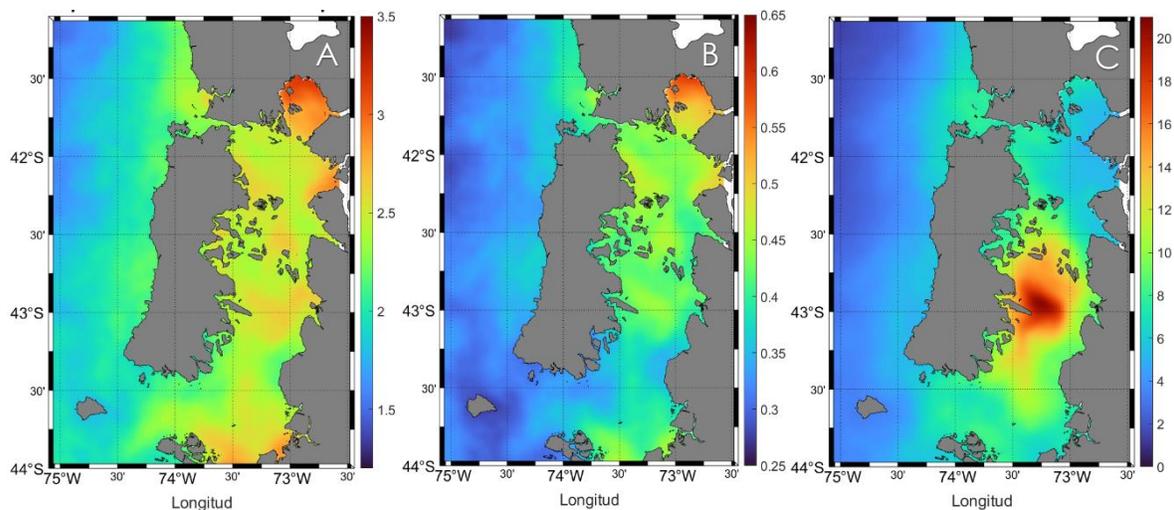


Figura 5: (A) promedio porcentual de la TSM a escala sinóptica, (B) Desviación estándar en escala sinóptica y (C) el porcentaje de varianza explicada por la alta frecuencia (Ec. 1).

5.2 Distribución espacial media de la magnitud del gradiente termal, su variabilidad mensual y sinóptica.

La magnitud del gradiente termal se calculó para cada pixel con una resolución de 1 km en toda el área de estudio. El promedio para cada pixel a lo largo de los 6 años de estudio reveló que los frentes termales de mayor magnitud se ubicaron entre 42°S y 43°S y dentro del mar interior de Chiloé cercano al límite sur del golfo de Ancud y las islas Desertores. Más hacia el sur, magnitudes mayores se observaron en el margen sur del golfo Corcovado y en el borde costero del archipiélago de las Guaitecas (Figura 6A). La variabilidad espacial de las magnitudes de gradiente termal se presentó en las mismas zonas de mayor magnitud de gradiente promedio (Figura 6B).

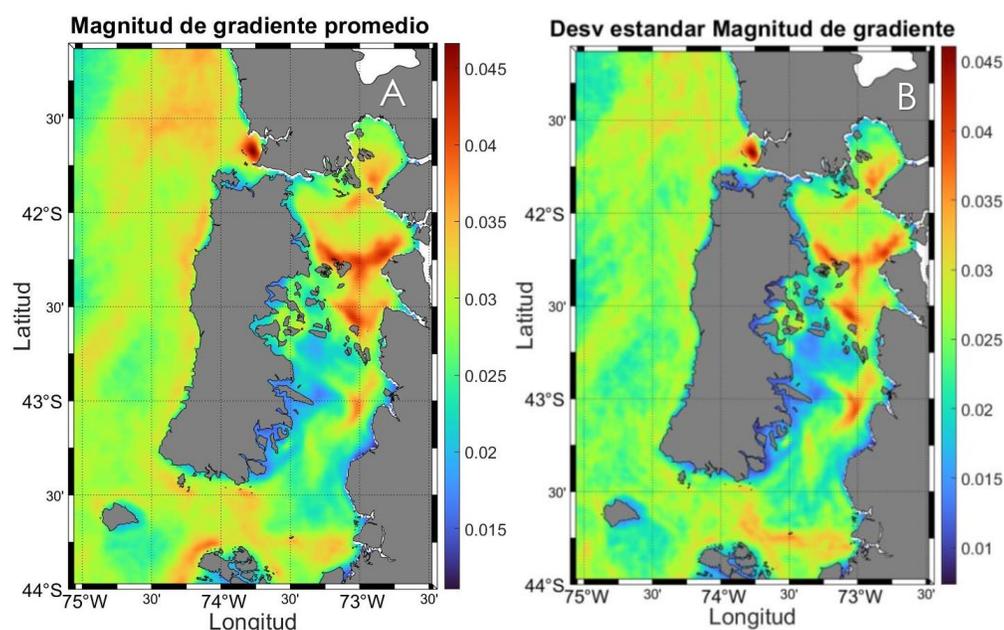


Figura 6: (A) Promedio del período total de estudio de la magnitud de gradiente termal (en °C/km) de la patagonia norte chilena, (B) Desviación estandar de la magnitud de gradiente termal.

El promedio mensual de la magnitud de gradiente registró coherencia con la distribución espacial del promedio total. Estos resultados indicaron mayores magnitudes en períodos de primavera, verano e inicios de otoño, en la zona oceánica externa del área de estudio, presentando una banda de magnitud de gradiente cercano al borde costero entre los 40 y 45°S, en el margen sur del golfo de Ancud, entre las islas Chauques y las islas Desertores (ver Figura 1a), con mayor intensidad

en el mes de febrero (Figura 7). La variabilidad temporal de la magnitud de gradiente presentó una marcada señal anual y estacional, con mayor intensidad entre los meses de enero y marzo, tanto en la costa oeste de Chiloé, como en el MIC, sin embargo, se observó mayor rango de variabilidad en el MIC, registrando valores cercanos a $0.1^{\circ}\text{C}/\text{km}$ (Figura 8A – B). Respecto de la banda sinóptica, la variabilidad temporal resultó de menor magnitud en la zona costera de Cucao (OAC) respecto a la zona de Ancud (GA). Estas zonas presentaron mayores magnitudes de gradiente en los periodos entre primavera y verano, sin embargo, en la zona de Ancud se observaron mayores intensidades en períodos invernales de los años 2016, 2017, 2018 y 2020 (Figura 8C – D). Las magnitudes de gradiente termal se distribuyeron principalmente en el MIC, con mayores magnitudes en el golfo de Ancud, cercano a la isla de Chiloé, las Islas Chauques y las islas Desertores, mientras que, al sur de las islas Desertores, la magnitud de gradiente se concentró en torno a una banda meridional en el centro del MIC y un foco de menor extensión en la boca del canal Moraleda (Figura 9A). Respecto a su variabilidad, las mayores magnitudes son coherentes con la distribución espacial del promedio de la magnitud de gradiente total (Figura 9B). Por otra parte, se observó un alto porcentaje (entre 40 y 80%) que explica la variabilidad espacial de gradiente termal con la frecuencia sinóptica (Figura 9C).

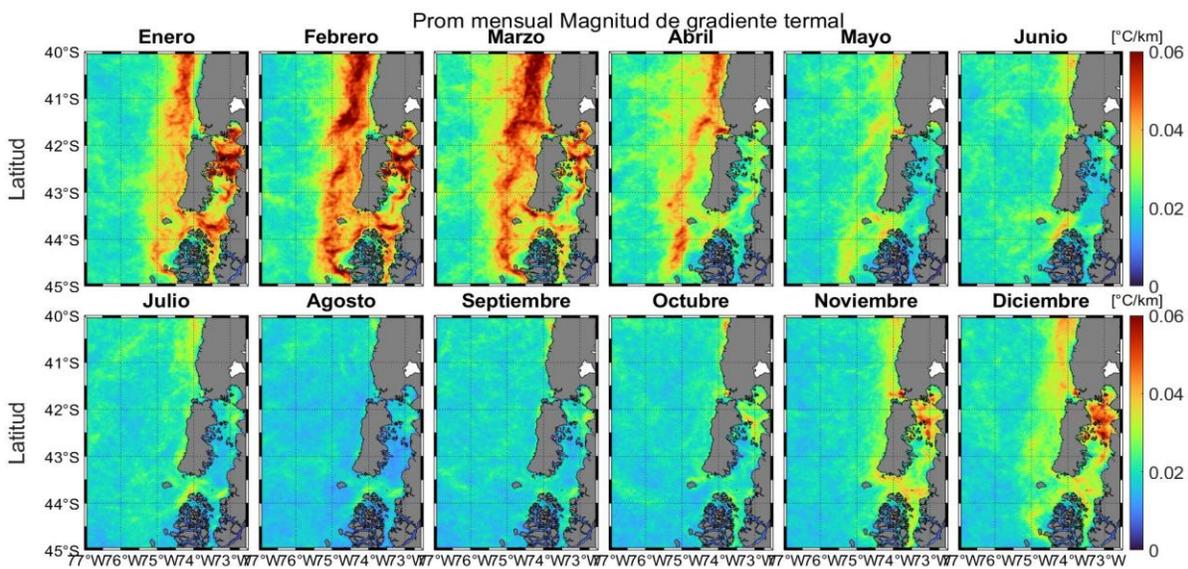


Figura 7: Promedio mensual de la magnitud de gradiente termal de la Patagonia norte chilena.

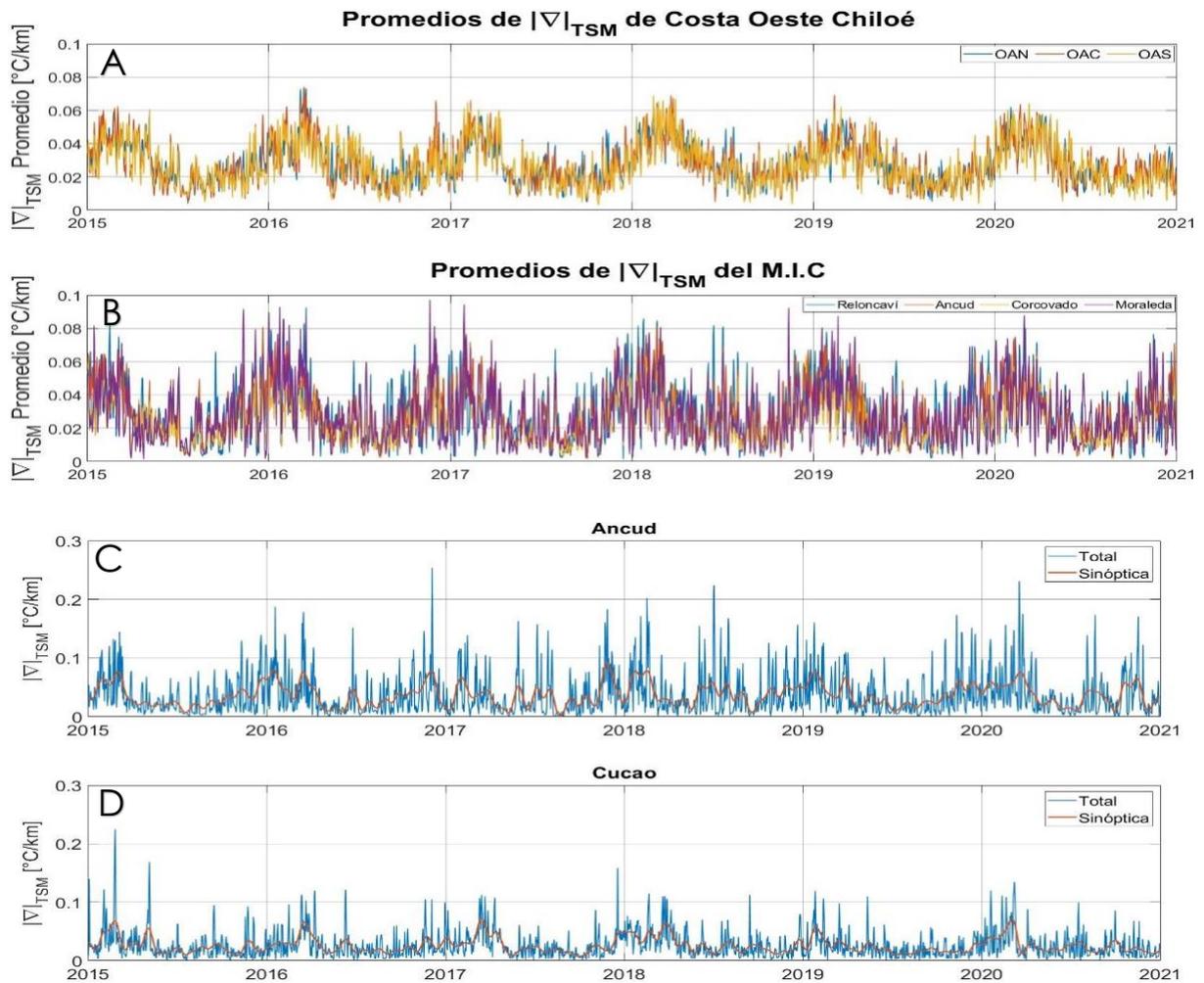


Figura 8: Series temporales de la magnitud de gradiente promediada por área en (A) océano costero al oeste de Chiloé y, (B) en el MIC. OAN: Océano abierto Norte, OAC: Océano abierto centro, OAS: Océano abierto sur. (C) muestra la serie temporal de la magnitud de gradiente de la zona de Ancud y (D) de la costa de Cucao. En línea naranja se indica la serie sinóptica filtrada.

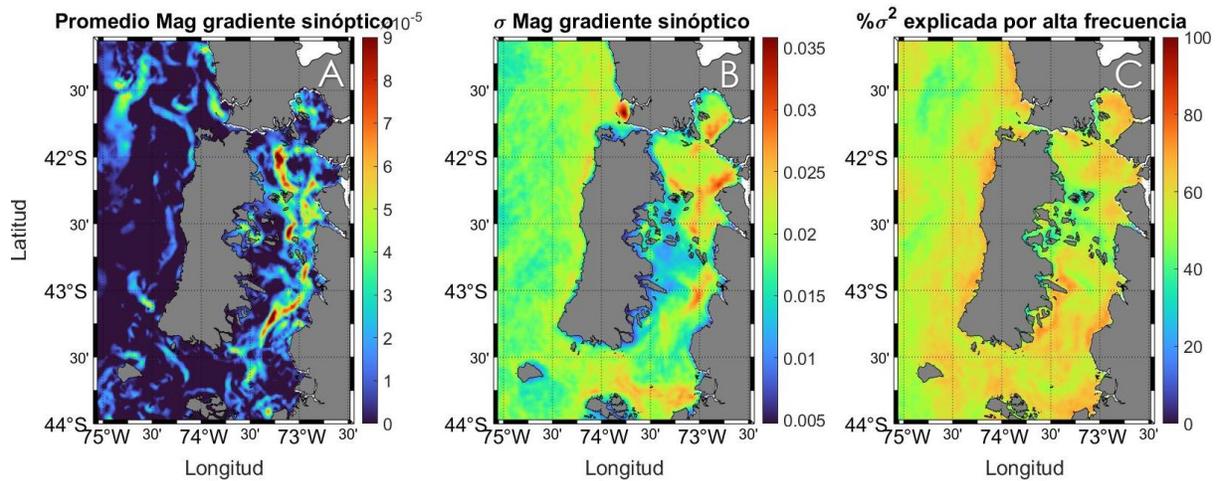


Figura 9: Distribución espacial de la variabilidad sinóptica. (A) presenta el promedio de la magnitud de gradiente en la banda sinóptica, (B) su desviación estándar y (C) muestra el porcentaje de varianza de la magnitud de gradiente explicada por la banda sinóptica.

5.3 Estudio cuantitativo de los frentes termales

El estudio cuantitativo de los frentes termales en el área de estudio presentó coherencia con la distribución espacial del promedio y la variabilidad de la magnitud de gradiente total. La mayor cantidad de eventos de frentes termales se registró en el sector de Carelmapu, seno de Reloncaví y en el margen sur del golfo de Ancud (> 100 eventos), y en menor medida cercano al borde continental y en el margen sur del golfo Corcovado donde se registró entre 50 a 70 eventos (Figura 10A). El promedio de la duración de los eventos fue más largo en la zona del cañón de Chacao para la zona del océano exterior de Chiloé, mientras que, en el MIC, la mayor duración promedio de los eventos se registró en el borde costero de la isla Chauques, islas Desertores y en la boca del canal Moraleda (Figura 10B). Los máximos de magnitud de gradiente termal se presentaron principalmente en los alrededores del cañón submarino de Chacao y el quiebre de la plataforma. En tanto que el MIC concentró los máximos de magnitud en el golfo Corcovado y entre los Desertores y la isla Chauques (Figura 10C).

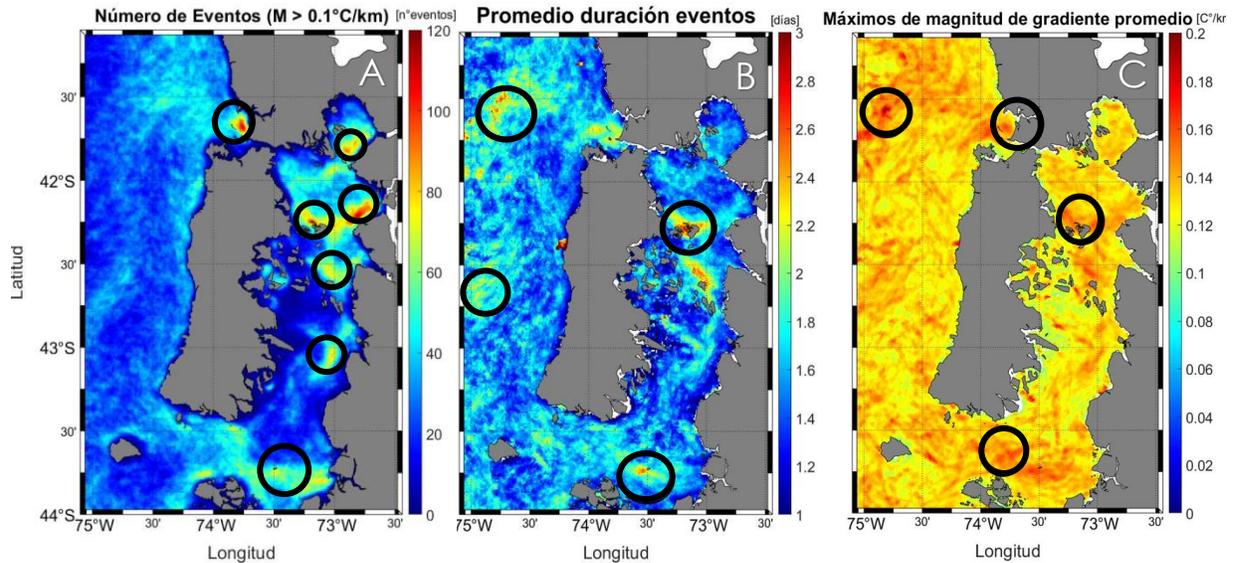


Figura 10: Cuantificación y distribución de los eventos de magnitud de gradiente. (A) Cantidad de eventos de frentes termales en el área de estudio. (B) Duración promedio de los eventos de frentes termales y, (C) Distribución del promedio de los máximos de magnitud de gradiente. En círculos negros se engloban las zonas de máximos para cada análisis.

Estos resultados permitieron identificar al menos 10 zonas de máximos locales (ver figura 10 A - C). Estas zonas son: (1) la boca del cañón submarino de Chacao, (2) la boca del cañón submarino de Cucao, (3) la costa de Carelmapu, (4) la boca del seno de Reloncaví, (5) el margen norte de las islas Chauques, (6) la desembocadura del río Huequi, (7) al norte de las islas Desertores, (8) frente al volcán Corcovado, (9) la boca del canal Moraleda y (10) en la boca del Guafo. De estas zonas se extrajeron sus series temporales y se escogió a partir del percentil 95 ($|\nabla| = 1.91 \text{ } ^\circ\text{C}/\text{km}$) un evento para realizar un análisis comparativo entre el Mar exterior de Chiloé y el MIC (Figura 11). El estudio de frecuencias de la duración y la intensidad de los eventos de frentes termales en estas zonas de máximos registraron una distribución del tipo Poisson. En particular, las mayores ocurrencias en la duración de los eventos se observaron en torno a 1 y 3 días (Figura 12A). La distribución de la magnitud de gradiente presentó mayor ocurrencia entre los 0.1 y 0.15 $^\circ\text{C}/\text{km}$, disminuyendo su presencia hacia mayores magnitudes (Figura 12B).

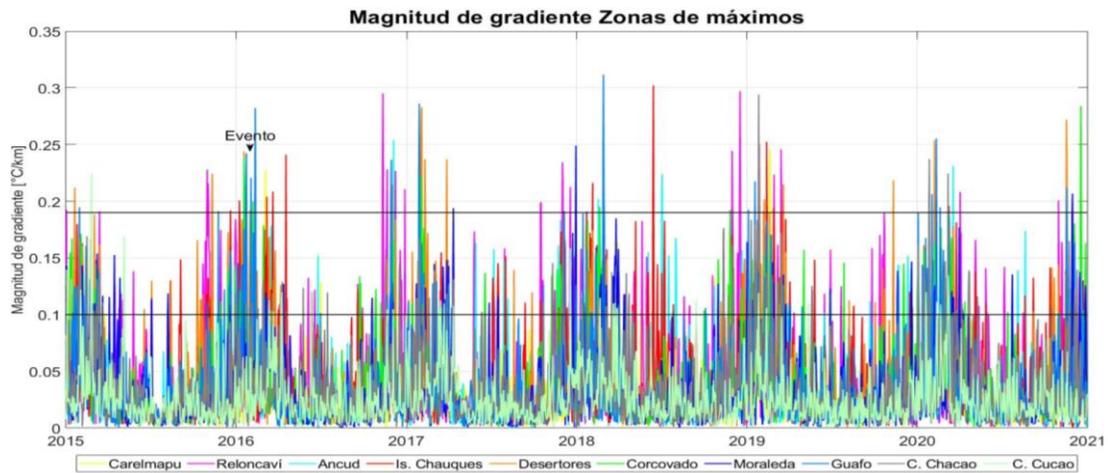


Figura 11: Series de tiempo de magnitud de gradiente para las zonas de máximos. Líneas horizontales indican los valores umbrales para su categorización. El primer umbral ($0.1^{\circ}\text{C}/\text{km}$) demarca los eventos de frentes como eventos notorios y el umbral 0.19 permite seleccionar los eventos para su análisis estadístico.

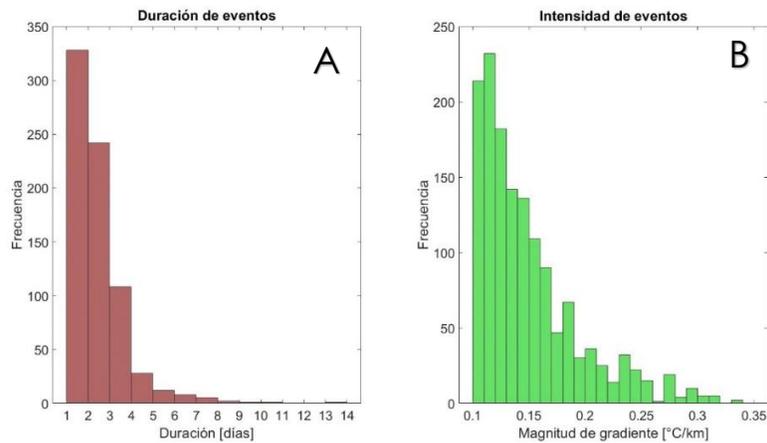


Figura 12: (A) Distribución del tiempo de duración de cada evento en el píxel central de una cuadrícula de 3×3 píxeles de las zonas definidas en la figura 10, (B) Distribución de los máximos de magnitud de gradiente de cada evento en las 10 zonas de máximos.

5.3.- Estudio de la circulación del viento en la zona costera occidental y mar interior de Chiloé y su contribución en los eventos de frentes termales.

La circulación del viento superficial (10 m) fue obtenida a partir de los datos de reanálisis Era-5. Estos datos presentaron una circulación promedio con dirección hacia el noreste para el período desde el 2015 a fines del 2020, con una extensión desde la zona norte hasta el golfo Corcovado, presentando un cambio de dirección hacia el Este y Sureste cercano a la boca del canal Moraleda (Figura 13).

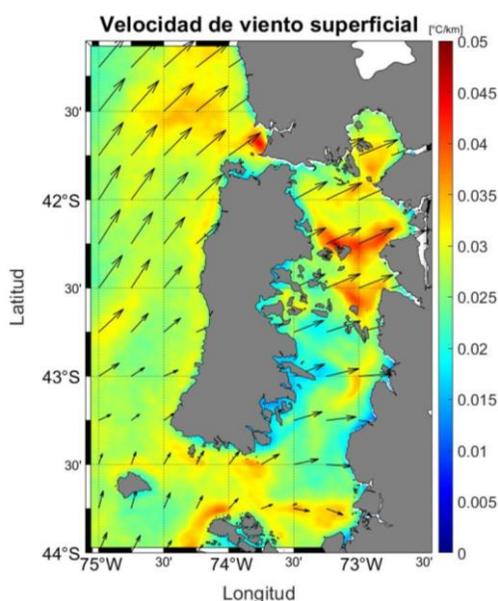


Figura 13: Circulación promedio del viento superficial del período total de estudio. Flechas negras representan la dirección y velocidad del viento y la barra de colores presenta la magnitud de gradiente termal promedio para esta región de estudio (enero 2015 – diciembre 2020).

Los eventos seleccionados en las zonas de máximos locales identificadas anteriormente (Figura 10), permitieron observar el comportamiento de los frentes termales en respuesta al viento superficial y comparar las series temporales de magnitud de gradiente y las componentes zonal y meridional del viento superficial en una secuencia de 5 días (17 al 21 de enero del 2016). Estos resultados presentaron una coherencia temporal de la variabilidad de la magnitud de los gradientes termales y la velocidad del viento zonal y meridional, es decir, cuando la magnitud de gradiente alcanza su máximo, la componente zonal tiende a cero ($V_x \sim 0$) y la componente meridional (V_y) presentó un incremento en su intensidad con dirección hacia el norte (Figura 14).

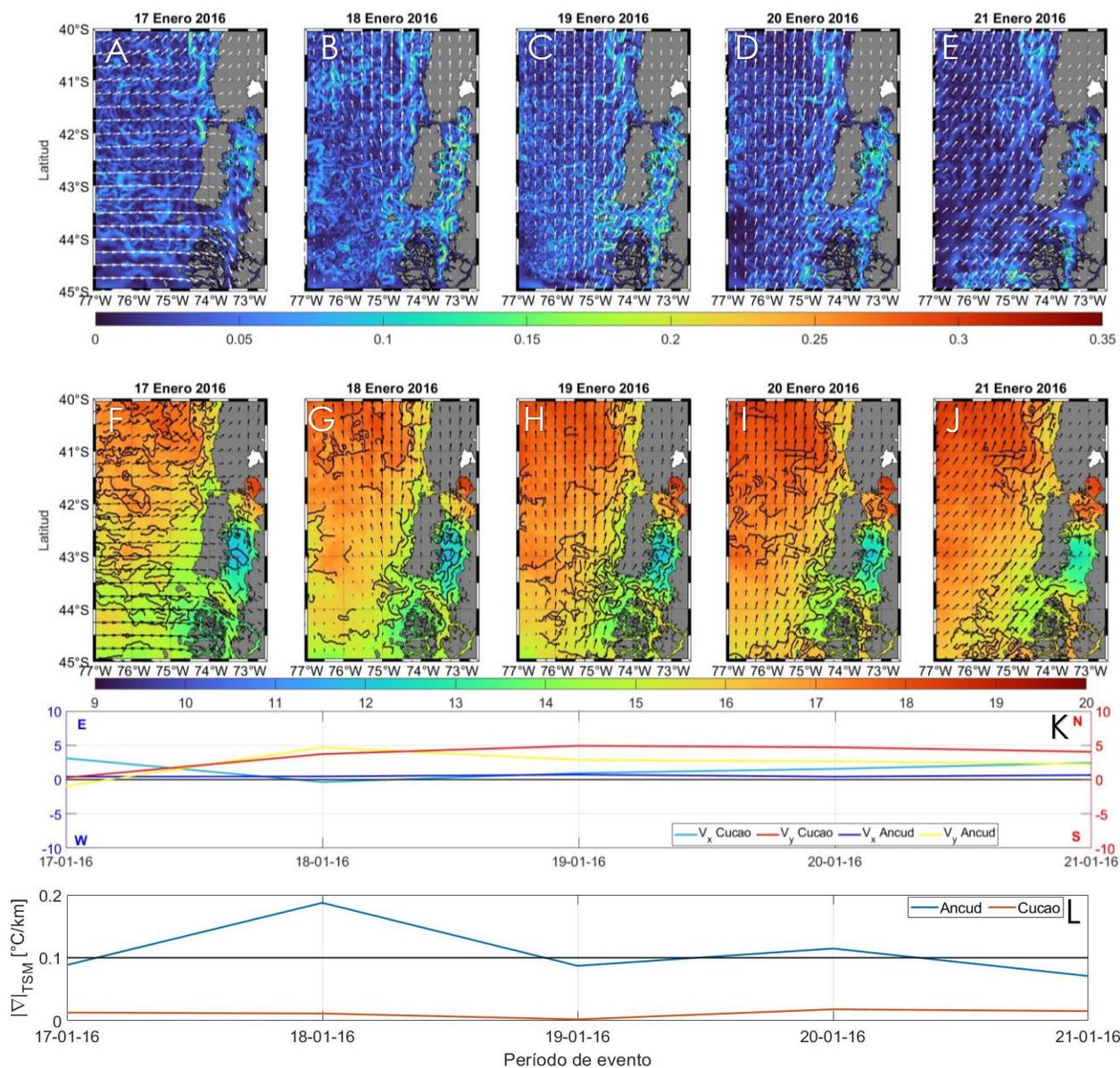


Figura 14: Análisis comparativo TSM diaria, campo de viento superficial diario y magnitud de gradiente. En los paneles superiores (A – E) se presenta la magnitud de gradiente termal en colores y en los paneles F – J se presenta la TSM para cada día que duró el evento. los vectores representan la dirección del viento y los contornos negros corresponden a frentes termales ($> 0.1^{\circ}\text{C}/\text{km}$) empleando el algoritmo de Canny. Panel central (K) muestra las velocidades del viento en sus componentes zonal (celeste y azul) y meridional (amarillo y rojo) y, el panel inferior (L) muestra la magnitud de gradiente de la zona de máximos de Ancud (azul) y Cucao (naranja).

Estos resultados fueron complementados con el análisis de dispersión entre la magnitud de gradiente termal y la velocidad del viento superficial, donde las mayores magnitudes se observaron cuando la intensidad del viento es cercana a cero y con tendencia a valores positivos, es decir, hacia el Este para la componente zonal y hacia el Norte para la componente meridional (Figura 15). El análisis de probabilidad condicionada presentó resultados similares, la mayor probabilidad de formación de un evento de frente termal se registró cuando el viento zonal presenta relajación ($-0.5 < V_x < 0.5$), cuando es hacia el este y hacia el norte para la componente meridional (Figura 16).

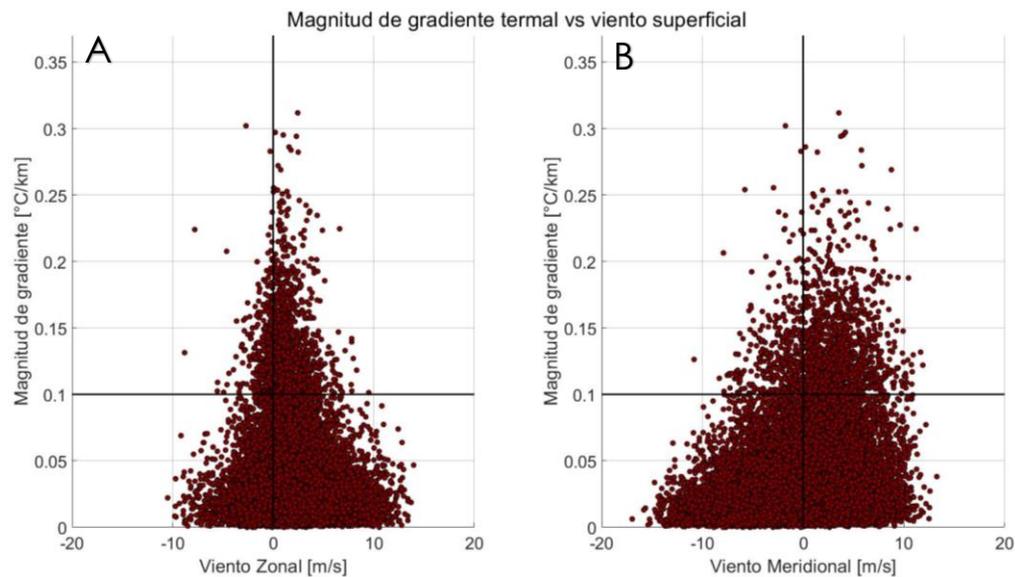


Figura 15: Diagrama de dispersión de magnitud de gradiente termal y velocidad del viento zonal y meridional. (A) muestra la relación de la magnitud de gradiente y el viento zonal superficial, velocidades negativas representan viento hacia el Oeste y velocidades positivas indican viento hacia el Este. (B) presenta la relación de la magnitud de gradiente y el viento superficial meridional, velocidades negativas corresponde a viento hacia el Sur y velocidades positivas a viento hacia el Norte. La línea negra horizontal indica el valor umbral $0.1 \text{ } ^\circ\text{C}/\text{km}$ de magnitud de gradiente.

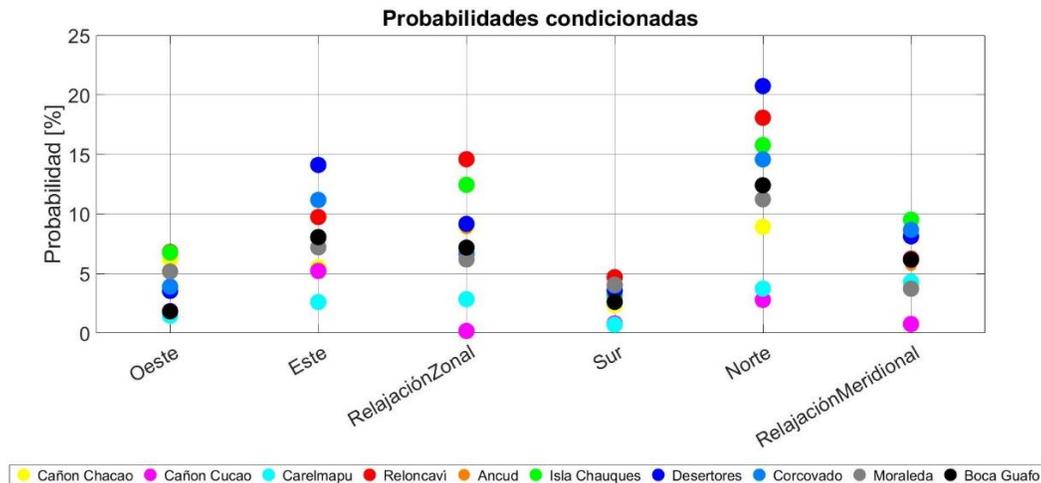


Figura 16: Probabilidades de formación de frentes termales condicionadas a la variabilidad espacial del viento superficial. En el eje de las abscisas se indica el rumbo del viento superficial y, en el eje de las ordenadas, se indica la probabilidad de presentar un evento de frente termal. Colores son indicadores para cada una de las zonas de máximos.

En resumen, los principales frentes termales superficiales identificados en este estudio son los siguientes (Fig. 17):

1. Frente 1: Denominado por este estudio como “Frente del mar exterior”, se describe como una gran banda meridional la cual se extiende entre el quiebre de plataforma continental hasta el borde costero de la isla de Chiloé y desde la zona norte del área de estudio hasta los 45°S. Este frente comienza a formarse principalmente entre los meses de enero y abril. Esta zona de actividad frontal podría estar promovida por mecanismos de surgencia costera.
2. Frente de Carelmapu, su distribución se ve restringida en la zona costera de la localidad de Carelmapu. Comienza a formarse entre los meses de noviembre hasta el mes de mayo.
3. Frente 3: Frente de Reloncaví, se extiende principalmente desde el margen norte del seno de Reloncaví hasta el sur de la boca del seno de Reloncaví. Este frente se puede observar desde los meses de noviembre y abril.
4. Frente 4: El frente de Ancud, el cual, debido a su estructura, fue denominado para este estudio como el Frente Cóndor, tiene su extensión en el sur del golfo de Ancud, bordeando las islas Chauques y el margen continental. Este frente se presenta entre octubre y noviembre, hasta el mes de abril, donde la magnitud de gradiente disminuye.

5. Frente 5: Frente Desertores, se concentra mayormente en la zona norte del canal Apiao (zona central de las islas Desertores). Su cobertura bordea este grupo de islas entre los meses de noviembre y marzo.

6. Frente 6: Frente de Corcovado, se describe como un frente de orientación meridional, que abarca desde el sur del canal Desertores, centralizado en el MIC, hasta los 43.5°S, frente al Parque nacional Corcovado.

7. Frente 7: Frente de Moraleda, se encuentra asociado a la boca del canal Moraleda, con orientación longitudinal, entre el archipiélago de Melinka hasta la costa de puerto Raúl Marín Balmaceda. Su período de formación ocurre entre los meses de noviembre y marzo.

En general, la actividad frontal está focalizada en período estival, por lo tanto, el incremento en la radiación solar entrante podría contribuir positivamente en la formación de frentes termales.

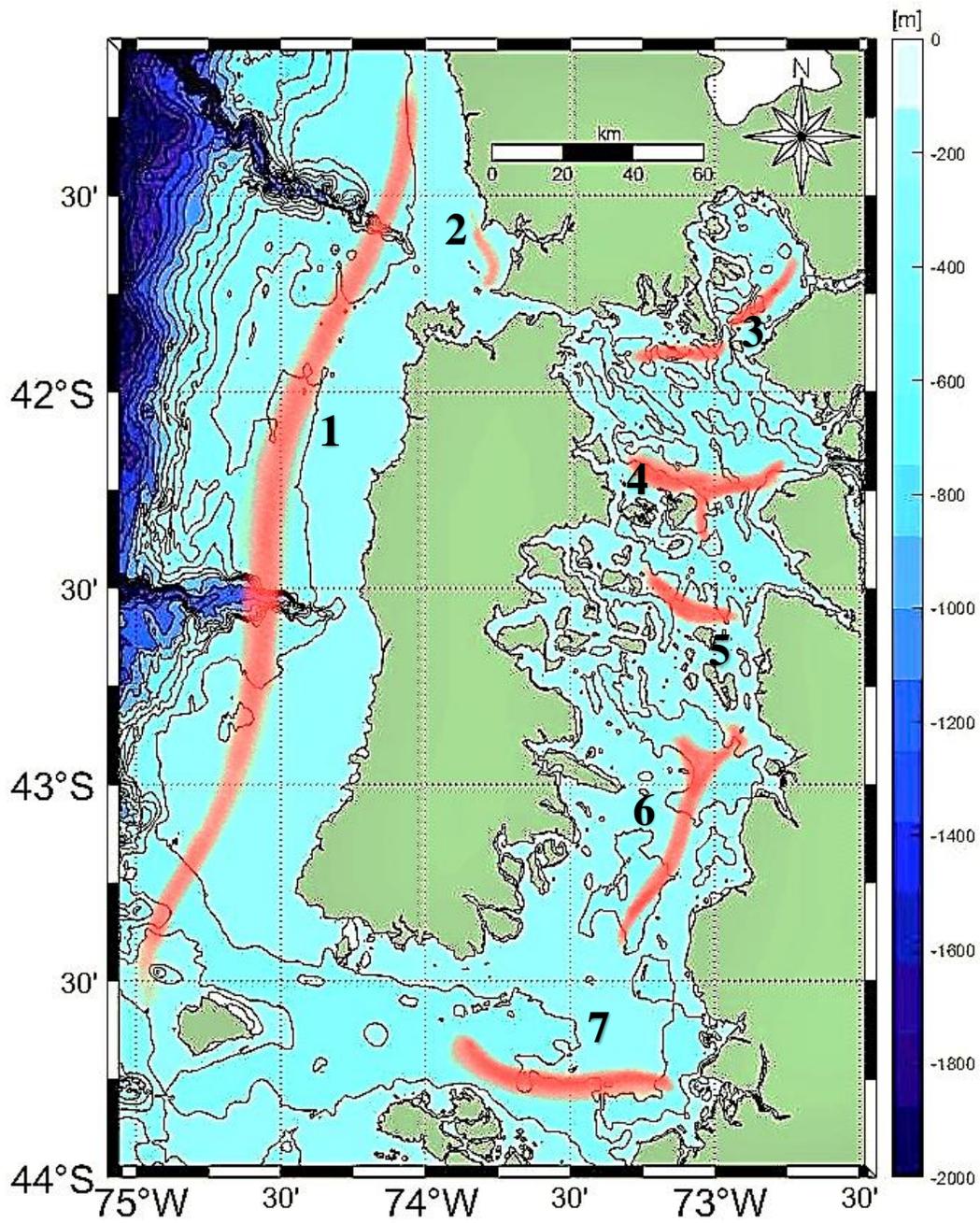


Figura 17: Esquema con los principales frentes termales (1-7) demarcados en rojo.

VI.- DISCUSIÓN

Los resultados del presente estudio han permitido, en primer lugar, describir la variabilidad espacial de los eventos de frentes termales en la Patagonia norte chilena, pudiendo generar un esquema representativo de las zonas de mayor variabilidad y cómo estas estructuras varían temporalmente. En general, los frentes termales superficiales en la Patagonia norte chilena tienen una duración entre 1 a 3 días en al menos un 90% de las series de tiempo estudiadas. La intensidad de los frentes termales depende de distintas variables geofísicas, en particular, aquellas de alta variabilidad, tal como el viento superficial (Oerder et al., 2016; Shi et al., 2022). Adicionalmente, el contexto topográfico (islas, constricciones, batimetría, etc.) y las desembocaduras de ríos en la zona de estudio pueden ser determinantes en la formación de frentes termales por razones hidrodinámicas y de convergencia de masas de agua de distinto origen (Simpson & Pingree, 1978). Los estudios de alta frecuencia de frentes termales tienen la complejidad de la variabilidad que ocurre en torno a una escala espacial y temporal muy inferior de la escala estacional y anual, sin embargo, la mayor variabilidad temporal de la TSM y la magnitud de gradiente se expresa principalmente por bajas frecuencias, i.e. frecuencias anuales y estacionales. Esta investigación no ha estado exenta de esta problemática, de manera que, para resolver esta temática, se recurrió a extraer la señal estacional para la evaluación temporal y espacial de los frentes termales. Esto permitió definir aquellas zonas donde existe mayor variabilidad sinóptica, las que poseen distribuciones espaciales coherentes con las magnitudes de gradientes registradas a menor frecuencia (ver Fig. 5 a Fig. 7) como las presentadas por Saldías et al. (2021, figura 3) a escala estacional. Una información relevante que se debe destacar es que, en la banda sinóptica, los frentes termales presentan un área de menor extensión respecto de aquellas registradas a bajas frecuencias, pudiendo ser más precisa que en la escala estacional. Esto ocurre debido a la corta duración de los frentes y también a su advección, de manera que, en la sumatoria de periodos largos (> 30 días) se presentan como grandes extensiones de gradientes termales, lo que podría indicar una sobreestimación de las dimensiones de los frentes termales en la banda estacional y anual.

Otro aspecto interesante de mencionar es que el comportamiento de los frentes puede variar respecto del contexto topográfico en donde se evalúe. Para los objetivos de esta investigación, se

decidió realizar una comparación entre el comportamiento de los frentes termales en el MIC y la zona oceánica externa. La mayor variabilidad de TSM en la banda sinóptica se encuentra en el MIC y se distribuyen en zonas donde se observó mayor cantidad de eventos en el período de estudio. Estas zonas son: el seno de Reloncaví, donde se registró la mayor variabilidad a esta escala temporal, el margen costero de las islas Chauques y la salida del fiordo Comau, entre las Islas Chauques y las islas Desertores, en la zona de Corcovado y en la boca del canal Moraleda (Figura 5 A y B). Por otra parte, la mayor variabilidad de la TSM en esta misma escala temporal, ocurre para estas zonas en los meses de verano hasta principios de otoño, donde disminuye progresivamente. De igual manera, la magnitud de gradiente termal presenta fluctuaciones en la escala sinóptica con mayor variabilidad en el mismo período, no obstante, se observa que, en períodos invernales, como los años 2016, 2017 y 2018, también ocurren eventos donde se intensifica la magnitud de gradiente termal. Una posible explicación a estas fluctuaciones es que en general, a partir de los meses de primavera y verano, ocurre mayor intensidad de los vientos superficiales con dirección hacia el Norte y, por otra parte, el aporte de agua dulce, que también aumenta en este período, podría intensificar la formación de gradientes termales, debido a la diferenciada señal térmica que proviene de estas descargas de agua dulce, como también a sus diferencias en densidad (Pérez – Santos et al., 2019; Strub et al., 2019). En términos de cuanto explica la banda sinóptica respecto a la TSM total, se observa que, en zonas de mayor variabilidad total, las fluctuaciones sinópticas contribuyen en menor proporción (~6 – 10%) que en las zonas de menor variabilidad total y viceversa. En este contexto, la zona al sur de las islas Desertores presentó el mayor aporte de variabilidad sinóptica a la señal térmica total (~20%) (Figura 5C). Esta zona se observa relativamente fría respecto a los promedios totales de TSM, por lo tanto, podría ocurrir que, en zonas de mayor TSM promedio, como el seno de Reloncaví, se presenta una baja variabilidad sinóptica, mientras que en zonas de menor TSM, el aporte de la variabilidad termal sinóptica a la señal total sea mayor (Figura complementaria 1), lo cual podría estar influenciado por el contexto topográfico de estas zonas, ya que el seno de Reloncaví se constituye como un cuerpo de agua semicerrado, lo que facilitaría la retención e incrementa el tiempo de residencia de estas aguas. Por otro lado, la baja TSM al sur de las islas Desertores, podría deberse, entre otras razones, a surgimiento de aguas subsuperficiales, promovido por efectos batimétricos, ya que se ha observado una disminución en la profundidad en la misma zona. En cuanto a la variabilidad sinóptica de la magnitud de gradiente termal, los resultados indican que los sectores

de mayor variabilidad sinóptica son coincidentes con las zonas representadas por la variabilidad total, sin embargo, las zonas de variabilidad sinóptica se presentan como estructuras más delgadas. Estos resultados presentan gran relevancia debido a que podrían representar los frentes termales en escalas espaciales mucho más precisas que las estudiadas en escalas temporales estacionales e interanuales. Respecto a la contribución de la variabilidad sinóptica de la magnitud de gradiente a la variabilidad total, en términos de la varianza, se observa que el aporte es mayor al 40% en toda la zona de estudio, sin embargo, esto puede deberse a que las magnitudes de gradiente corresponden a valores de orden de magnitud muy bajos, por lo tanto, cualquier variación en las magnitudes de gradiente puede significar un cambio mayor. Este resultado explica de buena manera que, los frentes termales presentan un gran aporte a la variabilidad total en la escala sinóptica. Los resultados del estudio cuantitativo indican que la zona oceánica presenta menor cantidad de eventos de frentes respecto al MIC, sin embargo, estos eventos presentaron una duración e intensidad media mayor que aquellos eventos registrados en el MIC (Figura 10). Por ejemplo, la zona del seno de Reloncaví, el margen sur del golfo de Ancud y al sur de las islas Desertores, presentan una cantidad de eventos mayor respecto a la zona del cañón de Chacao y el cañón de Cucao, pero su duración e intensidad media de la magnitud de gradiente resultan más cortos. Sobre este punto se debe destacar las excepciones de la zona de isla Chauques y al norte de las islas Desertores, ya que ambas zonas presentaron mayor cantidad de eventos, de relativamente alta duración e intensidad. Esto puede deberse a que corresponden a zonas con barreras topográficas, como islas aledañas, que podrían contribuir a la retención de los frentes en estas zonas. De igual manera, el margen sur del golfo Corcovado presenta una cantidad de eventos relevante (40 – 80 eventos), sin embargo, en esta zona, los frentes termales presentan una duración media entre 1.7 a 3 días y sus magnitudes de gradiente son relativamente altas (~ 0.2 °C/km). Esta zona presenta temperaturas generalmente bajas respecto al resto del área de estudio ($\sim 10 - 14$ °C), pudiendo significar que el aporte de agua dulce producto del derretimiento de glaciares juega un rol importante para la formación de frentes termales en este ambiente. Respecto al rol que cumple el viento superficial en el comportamiento de los frentes termales, los resultados indican que ambas componentes contribuyen tanto en su formación como en su desintegración (ver Figuras 15 y 16). Para la costa Oeste de la isla de Chiloé, se observa que los eventos de frentes termales estarían mejor explicados por la componente meridional en dirección hacia el norte ($\sim 9\%$) y en menor medida por una relajación en la componente zonal ($\sim 6\%$). Esta

condición podría ser típica de la surgencia, donde el viento genera la advección vertical de aguas subsuperficiales, las que poseen menores temperaturas que las aguas superficiales. Según los estudios de Pérez-Santos et al. (2019), Strub (2019) y Narváez et al. (2019), las aguas oceánicas externas a la isla de Chiloé presentarían condiciones favorables a surgencia en períodos de primavera y verano. Esta investigación puede complementar los estudios citados anteriormente indicando que, durante los meses de primavera y verano, se presentan altas magnitudes de gradiente termal en la zona oceánica externa en comparación a los meses de otoño e invierno. Por otra parte, la zona del MIC presenta condiciones variables en la relación de la magnitud de gradiente y el viento. En las zonas del seno de Reloncaví, Ancud e isla Chauques, la mayor probabilidad de formación de frentes termales está explicada por la componente meridional del viento en dirección hacia el Norte (~21%) junto con una relajación del viento zonal (15%), patrón similar a la zona del cañón de Chacao, sin embargo, la relajación del viento zonal presenta una probabilidad no muy inferior, respecto al viento hacia el norte, en la presencia de frentes termales (~2 – 3% de diferencia). La diferencia de las probabilidades de formación de frentes termales del mar interior con respecto al mar exterior podría indicar que en el mar interior los frentes termales estarían influenciados en gran medida por las descargas de agua dulce.

Este estudio presenta, además, que la probabilidad de formación de frentes condicionadas por el viento resulta menor a un 25% para todas las zonas estudiadas y, que comparativamente, se presentan mayores probabilidades en el MIC que en la zona oceánica externa. Debido a estos resultados, se debe considerar otras variables geofísicas adicionales para un estudio más robusto de la variabilidad de los frentes termales, que permita entender desde otras perspectivas los mecanismos de frontogénesis costera y su evolución en el tiempo, como descargas de agua dulce, análisis de correntimetría, el efecto de la topografía sobre la circulación costera, recordando que la plataforma occidental de la isla de Chiloé presenta dos cañones submarinos transversales a su línea de costa y que podrían modificar las características de los frentes termales, entre otros (Saldías et al., 2021). Futuros estudios debieran considerar no solo la estructura superficial de los frentes termales y su variabilidad espacio-temporal, sino que, también, deberían incorporar otras variables conservativas, como la salinidad junto con la densidad de la columna de agua, para evaluar la estructura vertical de los frentes termales y cómo varían espacialmente. Se debe evaluar también otros tipos de análisis espacio-temporales que contribuyan a representar con mayor precisión la distribución y evolución de los frentes termales en escalas de alta frecuencia.

Entendiendo que los frentes termales son estructuras de gran relevancia para las comunidades biológicas debido a su contenido de materia orgánica, nutrientes y a la diferencia de temperaturas propiamente tal, resulta interesante como los frentes termales podrían contribuir a la composición de la estructura comunitaria y a su impacto en lo que respecta a un ambiente poblado por la industria acuícola y sus repercusiones socioecológicas (Doniol-Valcroze *et al.*, 2007; Caroppo *et al.*, 2012).

VII.- Conclusiones

1. Contraste del aporte de la banda sinóptica entre la zona de Reloncaví (~6%) y Corcovado (~20%), estaría explicado por las diferencias en la amplitud de la señal termal.
2. Los frentes termales en la Patagonia norte chilena poseen variabilidad en la banda sinóptica ($40\% < \sigma^2 < 80\%$), con períodos entre 1 a 3 días principalmente y ocurren principalmente en los meses de verano hasta principios de otoño.
3. Los frentes termales en la Patagonia norte chilena presentan una variada distribución espacial, sin embargo, existen zonas donde se presentan con mayor frecuencia, permitiendo identificar 7 principales frentes termales, tanto el mar exterior como en el mar interior de Chiloé. Estos frentes son: El frente del mar exterior, el frente de Carelmapu, el frente de Reloncaví, el Frente “Cóndor”, el frente Desertores, el frente de Corcovado y el frente Moraleda.
4. Los principales frentes termales identificados presentan una extensión horizontal menor en la banda sinóptica, que aquellas observadas en la banda estacional e interanual. Son más estrechos y mejor definidos.
5. Respecto a la contribución de la velocidad y dirección del viento superficial sobre la variabilidad de los frentes termales, representados por la magnitud de gradiente termal, esta investigación concluye que el viento no es la única variable que contribuye a la formación y desintegración, debido a que las probabilidades de formación respecto a distintas condiciones de viento no superan el 20%. Es necesario evaluar otras variables geofísicas adicionales al viento, como la descarga de agua dulce provenientes de ríos y

derretimiento de glaciares, el aporte de la energía mareal, eventos atmosféricos como el paso de anticiclones, entre otros.

6. Finalmente, no se rechazan las hipótesis planteadas ya que los resultados de los análisis estadísticos indican que el viento sí tiene relación con la formación y desintegración de los frentes termales tanto en el mar exterior como en el mar interior de Chiloé, sin embargo, resulta insuficiente para otorgar al viento el rol principal en la variabilidad de los frentes termales de la Patagonia norte chilena.

VIII.- Referencias

- Aguirre, C., Garreaud, R. D., & Rutllant, J. A. (2014). Surface ocean response to synoptic-scale variability in wind stress and heat fluxes off south-central Chile. *Dynamics of Atmospheres and Oceans*, 65(March), 64–85. <https://doi.org/10.1016/j.dynatmoce.2013.11.001>
- Backus, R. H., Craddock, J. E., Haedrich, R. L., & Shores, D. L. (1969). Mesopelagic fishes and thermal fronts in the western Sargasso Sea. *Marine Biology*, 3(2), 87–106. <https://doi.org/10.1007/BF00353427>
- Barange, M., & Ian Perry, R. (2009). *Climate change and capture fisheries: potential impacts, adaptation and mitigation. Climate change implications for fisheries and aquaculture.*
- Belkin, I., & Cornillon, P. (2003). SST fronts of the Pacific coastal and marginal seas. *Pacific Oceanography*, 1(2), 90–113. Retrieved from ftp://ftp.io.usp.br/lado_20130322/papers/belkin_cornillon_2003.pdf
- Brockwell, P. J., & Davis, R. A. (2016). *Introduction to time series and forecasting* (3a ed. --). New York: Springer.
- Calvete, C., & Sobarzo, M. (2011). Quantification of the surface brackish water layer and frontal zones in southern Chilean fjords between Boca del Guafo (43°30'S) and Estero Elefantes (46°30'S). *Continental Shelf Research*, 31(3–4), 162–171. <https://doi.org/10.1016/j.csr.2010.09.013>
- Canny, J. (1986). A computational Approach to Edge Detection. *IEEE Transactions on Pattern Analysis and Machine Intelligence*, (6), 641–644. <https://doi.org/10.1109/ASICON.2011.6157287>
- Caroppo, C., Giordano, L., Palmieri, N., Bellio, G., Bisci, A. P., Portacci, G., et al. (2012). Progress

Toward Sustainable Mussel Aquaculture in Mar Piccolo , Italy, *i*(3).

- Castelao, R. M., & Wang, Y. (2014). Wind-driven variability in sea surface temperature front distribution in the California Current system. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 8410–8421. <https://doi.org/10.1002/2013JC009531>.Received
- Castelao, R. M., Mavor, T. P., Barth, J. A., & Breaker, L. C. (2006). Sea surface temperature fronts in the California Current System from geostationary satellite observations. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 111(9), 1–13. <https://doi.org/10.1029/2006JC003541>
- Castillo, M. I., Pizarro, O., Cifuentes, U., Ramirez, N., & Djurfeldt, L. (2012). Subtidal dynamics in a deep fjord of southern Chile. *Continental Shelf Research*, 49(March 1970), 73–89. <https://doi.org/10.1016/j.csr.2012.09.007>
- Chen, X., & Tung, K. K. (2018). Global-mean surface temperature variability: space–time perspective from rotated EOFs. *Climate Dynamics*, 51(5–6), 1719–1732. <https://doi.org/10.1007/s00382-017-3979-0>
- Cuevas, L. A., Tapia, F. J., Iriarte, J. L., González, H. E., Silva, N., & Vargas, C. A. (2019). Interplay between freshwater discharge and oceanic waters modulates phytoplankton size-structure in fjords and channel systems of the Chilean Patagonia. *Progress in Oceanography*, 173(February), 103–113. <https://doi.org/10.1016/j.pocean.2019.02.012>
- Dávila, P. M., Figueroa, D., & Müller, E. (2002). Freshwater input into the coastal ocean and its relation with the salinity distribution off austral Chile (35–55°s). *Continental Shelf Research*, 22(3), 521–534. [https://doi.org/10.1016/S0278-4343\(01\)00072-3](https://doi.org/10.1016/S0278-4343(01)00072-3)
- Doniol-Valcroze, T., Berteaux, D., Larouche, P., & Sears, R. (2007). Influence of thermal fronts on habitat selection by four rorqual whale species in the Gulf of St. Lawrence. *Marine Ecology Progress Series*, 335, 207–216. <https://doi.org/10.3354/meps335207>
- Dresdner, J., Luengo, C., & Soto, D. (2019). Salmon farming vulnerability to climate change in southern Chile : understanding the biophysical , socioeconomic and governance links, 1–21. <https://doi.org/10.1111/raq.12336>
- Feng, L., & Hu, C. (2016). Comparison of valid ocean observations between MODIS terra and aqua over the global oceans. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 54(3), 1575–1585. <https://doi.org/10.1109/TGRS.2015.2483500>
- Le Fèvre, J. (1987). *Aspects of the Biology of Frontal Systems*. *Advances in Marine Biology* (Vol. 23).

[https://doi.org/10.1016/S0065-2881\(08\)60109-1](https://doi.org/10.1016/S0065-2881(08)60109-1)

- García-Reyes, M., Largier, J. L., & Sydeman, W. J. (2014). Synoptic-scale upwelling indices and predictions of phyto- and zooplankton populations. *Progress in Oceanography*, *120*, 177–188. <https://doi.org/10.1016/j.pocean.2013.08.004>
- Garreaud, R. D., Lopez, Minvielle, Rojas. (2013). Large-Scale Control on the Patagonian Climate, *J*, 215–230. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-12-00001.1>
- Garreaud, R. D. (2018). Record-breaking climate anomalies lead to severe drought and environmental disruption in western Patagonia in 2016, *74*, 217–229.
- Gemrich, J. R., & van Haren, H. (2001). Thermal fronts generated by internal waves propagating obliquely along the continental slope. *Journal of Physical Oceanography*, *31*(3), 649–655. [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(2001\)031<0649:TFGBIW>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(2001)031<0649:TFGBIW>2.0.CO;2)
- Gutiérrez, M. H., Narváez, D., Daneri, G., Montero, P., Pérez-Santos, I., & Pantoja, S. (2018). Linking seasonal reduction of microbial diversity to increase in winter temperature of waters of a Chilean Patagonia Fjord. *Frontiers in Marine Science*, *5*(AUG), 1–20. <https://doi.org/10.3389/fmars.2018.00277>
- Hickox, R., Belkin, I., Cornillon, P., Shan, Z., Cornillon, P., & Shan, Z. (2000). Bohai Sea, *27*(18), 2945–2948.
- Jing, Z., Wang, S., Wu, L., Chang, P., Zhang, Q., Sun, B., et al. (2020). Maintenance of mid-latitude oceanic fronts by mesoscale eddies. *Science Advances*, *6*(31), 1–9. <https://doi.org/10.1126/sciadv.aba7880>
- Johannessen, O. M., Sandven, S., Jenkins, A. D., Durand, D., Pettersson, L. H., Espedal, H., et al. (2000). Satellite earth observation in operational oceanography, 155–176.
- Lara, C., Saldías, G. S., Tapia, F., Iriarte, J. L., & 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, (January). <https://doi.org/10.1016/j.jmarsys.2015.10.010>
- Legeckis, R. (1978). A survey of worldwide sea surface temperature fronts detected by environmental satellites. *Journal of Geophysical Research*, *83*(C9), 4501. <https://doi.org/10.1029/jc083ic09p04501>
- León-muñoz, J., Urbina, M. A., Garreaud, R., & Iriarte, J. L. (2018). Hydroclimatic conditions trigger

- record harmful algal bloom in western Patagonia (summer 2016), (April 2017), 1–10.
<https://doi.org/10.1038/s41598-018-19461-4>
- Letelier, J., Pizarro, O., & Nuñez, S. (2009). Seasonal variability of coastal upwelling and the upwelling front off central Chile. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, *114*(12), 1–16.
<https://doi.org/10.1029/2008JC005171>
- Letelier, J., Soto-mardones, L., Salinas, S., Osuna, P., López, D., Sepúlveda, H. H., & Pinilla, E. (2011). Variabilidad del viento , oleaje y corrientes en la región norte de los fiordos Patagónicos de Chile
 Variability of wind , waves and currents in the northern region of the Chilean Patagonian fjords, *46*, 363–377.
- Maritorena, S., d'Andon, O. H. F., Mangin, A., & Siegel, D. A. (2010). Merged satellite ocean color data products using a bio-optical model: Characteristics, benefits and issues. *Remote Sensing of Environment*, *114*(8), 1791–1804. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2010.04.002>
- Martínez, V., Lara, C., Silva, N., Gudiño, V., & Montecino, V. (2015). Variability of environmental heterogeneity in northern Patagonia , Chile : effects on the spatial distribution , size structure and abundance of chlorophyll- a, *50*, 39–52. <https://doi.org/10.4067/S0718-1957201500010000>
- Mardones, P. 2019. Observación de mareas internas semidiurnas en el cañon submarino del Biobío, Habilitación profesional, Departamento de Geofísica, Universidad de Concepción, Chile.
- Montero, P., Pérez-Santos, I., Daneri, G., Gutiérrez, M. H., Igor, G., Seguel, R., et al. (2017). A winter dinoflagellate bloom drives high rates of primary production in a Patagonian fjord ecosystem. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, *199*, 105–116. <https://doi.org/10.1016/j.ecss.2017.09.027>
- Narváez, D. A., Vargas, C. A., Cuevas, L. A., García-loyola, S. A., Lara, C., Segura, C., et al. (2019). Dominant scales of subtidal variability in coastal hydrography of the Northern Chilean Patagonia. *Journal of Marine Systems*, *193*(December 2018), 59–73.
<https://doi.org/10.1016/j.jmarsys.2018.12.008>
- Oerder, V., Berto, J. P., Morales, C. E., Hormazabal, S., & Pizarro, O. (2018). Coastal upwelling front detection off Central Chile (36.5–37°S) and spatio-temporal variability of Frontal characteristics. *Remote Sensing*, *10*(5). <https://doi.org/10.3390/rs10050690>
- Pérez-Santos, I., Seguel, R., Schneider, W., Linford, P., Donoso, D., Navarro, E., et al. (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->

- Pörtner, H. O., & Farrell, A. P. (2008). Ecology: Physiology and climate change. *Science*, 322(5902), 690–692. <https://doi.org/10.1126/science.1163156>
- Prézelin, B. B., Bidigare, R. R., Matlick, H. A., Putt, M., & Ver Hoven, B. (1987). Diurnal patterns of size-fractionated primary productivity across a coastal front. *Marine Biology*, 96(4), 563–574. <https://doi.org/10.1007/BF00397975>
- Rivas, A. L., & Pisoni, J. P. (2010). Identification, characteristics and seasonal evolution of surface thermal fronts in the Argentinean Continental Shelf. *Journal of Marine Systems*, 79(1–2), 134–143. <https://doi.org/10.1016/j.jmarsys.2009.07.008>
- Rosenzweig, C., Karoly, D., Vicarelli, M., Neofotis, P., Wu, Q., Casassa, G., et al. (2008). Attributing physical and biological impacts to anthropogenic climate change. *Nature*, 453(7193), 353–357. <https://doi.org/10.1038/nature06937>
- Saldías, G. S., & Lara, C. (2020). Satellite-derived sea surface temperature fronts in a river-influenced coastal upwelling area off central–southern Chile. *Regional Studies in Marine Science*, 37. <https://doi.org/10.1016/j.rsma.2020.101322>
- Saldías, G. S., Sobarzo, M., Largier, J., Moffat, C., & Letelier, R. (2012). Seasonal variability of turbid river plumes off central Chile based on high-resolution MODIS imagery. *Remote Sensing of Environment*, 123, 220–233. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2012.03.010>
- Saldías, G. S., Largier, J. L., Mendes, R., Pérez-Santos, I., Vargas, C. A., & Sobarzo, M. (2016). Satellite-measured interannual variability of turbid river plumes off central-southern Chile: Spatial patterns and the influence of climate variability. *Progress in Oceanography*, 146, 212–222. <https://doi.org/10.1016/j.pocean.2016.07.007>
- Saldías, G. S., Sobarzo, M., & Quiñones, R. (2018). Freshwater structure and its seasonal variability off western Patagonia. *Progress in Oceanography*, 174(January), 143–153. <https://doi.org/10.1016/j.pocean.2018.10.014>
- Saldías, G. S., Hernández, W., Lara, C., Muñoz, R., Rojas, C., Vásquez, S., et al. (2021). Seasonal Variability of SST Fronts in the Inner Sea of Chiloé and Its Adjacent Coastal Ocean , Northern Patagonia, 1–12.
- Simpson, J. H., & Hunter, J. R. (1974). Fronts in the Irish Sea. *Nature*, 250.

- Simpson, John H., & Pingree, R. D. (1978). Shallow Sea Fronts Produced by Tidal Stirring. *Oceanic Fronts in Coastal Processes*, 29–42. https://doi.org/10.1007/978-3-642-66987-3_5
- Sobarzo, M., Bravo, L., Iturra, C., Troncoso, A., Riquelme, R., Campos, P., & Agurto, C. (2018). Hydrodynamics of a channel occupied by the aquaculture industry in southern Chile: implications for connectivity between farms. *Aquaculture Environment Interactions*, 10, 291–307. <https://doi.org/10.3354/aei00268>
- Strub, P. T., James, C., Montecino, V., Rutllant, J. A., & Luis, J. (2019). Progress in Oceanography 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*, (December 2018), 1–40. <https://doi.org/10.1016/j.pocean.2019.01.004>
- Subpesca. (2018). informe Sectorial de Pesca y Acuicultura.
- Tang, D., Kawamura, H., Dien, T. Van, & Lee, M. (2004). Offshore phytoplankton biomass increase and its oceanographic causes in the South China Sea, 268, 31–41.
- Thorpe, S. A. (1992). Thermal Fronts Caused by Internal Gravity Waves Reflecting from a Slope. *Journal of Physical Oceanography*. [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(1992\)022<0105:tfcbig>2.0.co;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(1992)022<0105:tfcbig>2.0.co;2)
- Torres, R., Pantoja, S., Harada, N., González, H. E., Daneri, G., Frangopulos, M., et al. (2011). Air-sea CO₂ fluxes along the coast of Chile: From CO₂ outgassing in central northern upwelling waters to CO₂ uptake in southern Patagonian fjords. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 116(9), 1–17. <https://doi.org/10.1029/2010JC006344>
- Ullman, D. S., & Cornillon, P. C. (1999). Satellite-derived continental shelf, 104.
- Ullman, D. S., & Cornillon, P. C. (2001). Continental shelf surface thermal fronts in winter off the northeast US coast. *Continental Shelf Research*, 21(11–12), 1139–1156. [https://doi.org/10.1016/S0278-4343\(00\)00107-2](https://doi.org/10.1016/S0278-4343(00)00107-2)
- Vargas, C. A., Arriagada, L., Sobarzo, M., Contreras, P. Y., & Saldías, G. (2013). Bacterial production along a river-to-ocean continuum in central Chile: Implications for organic matter cycling. *Aquatic Microbial Ecology*, 68(3), 195–213. <https://doi.org/10.3354/ame01608>
- Völker, D., Geersen, J., Contreras-Reyes, E., Sellanes, J., Pantoja, S., Rabbel, W., et al. (2012). Morphology and geology of the continental shelf and upper slope of southern Central Chile (33°S–43°S). *International Journal of Earth Sciences*, 103(7), 1765–1787.

<https://doi.org/10.1007/s00531-012-0795-y>

Wang, Y., Castelao, R. M., & Yuan, Y. (2015). Seasonal variability of alongshore winds and sea surface temperature fronts in Eastern Boundary Current Systems. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 2813–2825. <https://doi.org/10.1002/2014JC010379>. Received

IX.- Anexo

Tabla 1: Set de datos observacionales *in situ* y satelitales:

Fuente de datos	Tipo de datos	Instrumento	Variable	Resolución	Frecuencia
NASA	Reanálisis	MUR	Temperatura superficial (°C)	0,01°x0,01°	Diaria
ECMWF	Reanálisis	ERA 5	viento zonal (ms ⁻¹)	0,25°x0,25°	Horaria
ECMWF	Reanálisis	ERA 5	viento meridional (ms ⁻¹)	0,25°x0,25°	Horaria

Tabla 2: Geolocalización de unidades de muestreo observacionales satelitales.

ID	Latitud	Longitud
Car	-41.573405	-73.879272
Car	-41.75475	-73.714578
Rel	-41.797668	-72.944222
Rel	-41.90223	-72.779721
Anc	-42.13585	-72.92196
Anc	-42.296989	-72.733186
Ich	-42.182277	-73.267817
Ich	-42.311104	-73.137156
Des	-42.483906	-73.094569
Des	-42.626786	-72.856393
Cor	-42.978675	-73.113857
Cor	-43.19429	-72.951523
Mor	-43.73008	-73.636638
Mor	-43.890765	-73.261719
Cañ	-41.106668	-75.109254
Cañ	-41.489837	-74.764712
Gua	-43.489024	-73.862587
Gua	-43.704837	-73.574751
Ccu	-42.394939	-75.432525
Ccu	-42.769912	-75.099723

Tabla 3: probabilidades condicionales.

Rumbo	Cucao	Caremapu	Reloncaví	Ancud	l. Chauques	Desertores	Corcovado	Moraleda	Guafo	Chacao
Oeste	0.019	0.015	0.068	0.037	0.068	0.035	0.039	0.052	0.018	0.062
Este	0.052	0.026	0.097	0.076	0.080	0.141	0.112	0.072	0.081	0.055
Relajación Z	0.002	0.028	0.146	0.088	0.125	0.092	0.067	0.062	0.072	0.090
Sur	0.008	0.007	0.047	0.037	0.032	0.036	0.040	0.041	0.026	0.024
Norte	0.028	0.037	0.181	0.123	0.158	0.207	0.146	0.112	0.124	0.089
Relajación M	0.008	0.043	0.063	0.057	0.095	0.081	0.087	0.037	0.062	0.041

Figuras complementarias

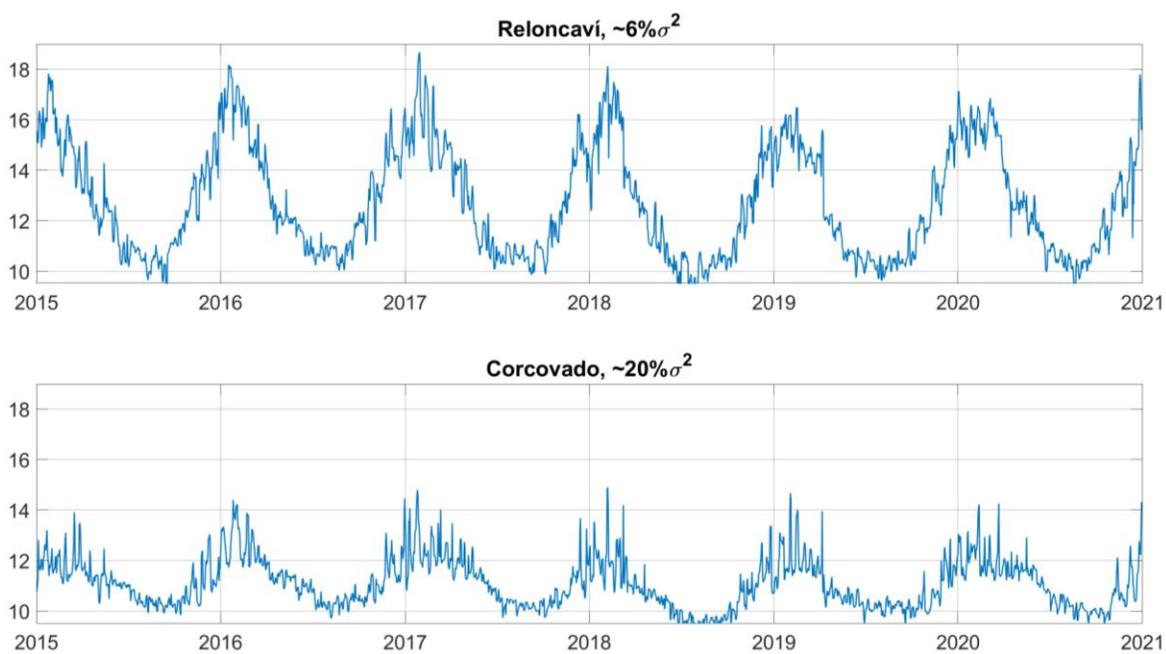


Figura complementaria 1: Figura comparativa de variabilidad temporal de la TSM asociada a las zonas de (A) Corcovado (de mayor aporte a la varianza total) y (B) Reloncaví (menor aporte a la varianza total)

