



Magister en Ciencias Físicas

Estructura y variabilidad de frentes termales en el Mar Interior de Chiloé y zona costera adyacente.

Tesis para optar al grado de Magister en Ciencias Físicas

Wilber Jose Hernández Ojeda

Profesor Guía: Dr. Gonzalo Saldías Yau.

Profesor Co-guía: Dr. Iván Pérez Santos.

Concepción-Chile, Octubre 2020.

Estructura y variabilidad de frentes termales en el Mar Interior de Chiloé y zona costera adyacente.

por:

Wilber Jose Hernandez Ojeda.

Aprobada por:

Dr. Gonzalo Saldías Yau.

Profesor Guía

Departamento de Física - Universidad del Bío-Bío, Concepción, Chile

Dr. Iván Pérez Santos.

Profesor Co-Guía

Centro i-mar - Universidad de los Lagos, Puerto Montt, Chile

Dr. Luis Soto Mardones.

Profesor Evaluador Interno

Departamento de Física - Universidad del Bío-Bío, Concepción, Chile

Dr. Raúl Flores Audibert

Profesor Evaluador Externo

**Departamento de Obras Civiles - Universidad Técnica Federico Santa María,
Valparaíso, Chile**

AGRADECIMIENTOS

Agradezco primeramente a Dios por darme la sabiduría para poder culminar con éxito estos estudios de postgrado. De igual forma al Departamento de Física de la Universidad del Bío-Bío, por la formación académica en mis estudios de Magister y al Dr. Iván Sánchez Soto por permitirme trabajar como profesor.

Agradezco en forma especial a mi profesor Dr. Luis Soto Mardones por entregarme los conocimientos de Oceanografía Física; por su apoyo incondicional y paciencia. Quiero destacar de forma especial a mi tutor Dr. Gonzalo Saldías Yau, quien creyó en mí y por su infinita paciencia y sus mensajes de motivación que aunque parecían regaños con el tiempo comprendí que eso hacía parte de mi crecimiento como persona y también profesional.

Agradezco al Dr. Iván Pérez Santos por enseñarme y guiarme en mi pasantía de investigación en el centro i-mar, pues fueron experiencias que me permitieron crecer en forma integral. Además agradecerle a su familia quien me abrió las puertas de su hogar e hicieron de esa experiencia algo más llevadero. También quiero agradecer de manera especial al centro i-mar por abrirme un espacio para que yo pudiera trabajar cómodo y destaco la amistad de Pamela quien siempre tuvo la disposición para ayudarme en las dudas que tenía.

Además quiero agradecer al centro Núcleo Milenio MUSELS, quienes me financiaron con una beca de magíster para poder desarrollar mi investigación. También quiero destacar el apoyo de la oficina de postgrado ya que gestionaron recursos para mi experiencia académica. Quiero agradecer a todos mis profesores del programa, por sus excelentes enseñanzas y llevo algo de ese conocimiento que ustedes impartieron, especialmente al Dr. Dino Risso, Arturo Fernández, Iván Sanchez Y Pedro Labraña. También quiero resaltar el apoyo del profesor Rodrigo Oñate quien me oriento en la enseñanza de los laboratorios, a mis compañeros Juan Ortiz quien fue un buen apoyo en el desarrollo de este proceso, a mi gran amigo Carlos Ríos quien desde el primer día que llegue a este país me ofreció una amistad verdadera. También quiero agradecer a la Señora Sandra Quezada quien siempre tuvo la disposición de ayudarme en todo lo que necesité, además a Carlos Rodriguez quien siempre tuvo la disposición de ayudarme a entender algunas dudas que tuve en este proceso académico y que con su ayuda pude superarlo. Quiero destacar en esta ultima fase de mi proceso académico a Richard Muñoz quien tuvo una total disposición en ayudarme en los últimos análisis de mis resultados en este trabajo de investigación.

También quiero destacar el apoyo de mis compañeros de casa, especialmente a Rubén Caraballo y Alberth Silgado quienes fueron personas de gran apoyo en este proceso. Quiero destacar

de manera especial a mi gran amiga Elizabeth Tamara y a mi gran amigo Isaac Tamara quien a la distancia fueron de vital apoyo para la culminación de este proceso académico

Finalmente agradezco a mis padres Remberto Hernandez y Onelis Ojeda quienes han sido ese apoyo a la distancia, a mis hermanos Leiber Hernandez y especialmente a Erlis Mures por apoyarme desde mi pregrado. No podría dejar de lado a mi motor Isaías Hernandez quien me ha dado fuerzas cuando las he necesitado.

Índice general

1. Teoría Relacionada	16
1.1. Dinámica de Sub-mesoescala en zonas frontales	16
1.2. Frentes	18
1.3. Tipos de frentes	18
1.3.1. Frentes de marea	19
1.3.2. Frentes de quiebre de plataforma continental	19
1.3.3. Frentes de surgencia	20
1.3.4. Frentes estuarinos	21
1.3.5. Frentes de plumas de río	21
1.3.6. Frentes asociados con la convergencia o divergencia de masas de agua en alta mar	23
1.3.7. Frentes de remolinos	24
1.3.8. Frentes asociados a rasgos geomórficos	24
1.4. Metodos de detección de frentes	25
2. Materiales y metodos	27
2.1. Area de estudio	27
2.2. Datos satelitales	28

2.3. Datos de la Boya	29
2.4. Datos de índices climáticos	29
2.5. Histograma Total y Estacional de la Magnitud del gradiente	29
2.6. Cálculo de gradientes de TSM y método de detección de bordes Canny . . .	30
2.7. Funciones Empíricas ortogonales (EOFs)	31
2.8. Análisis de Armónicos	33
3. Resultados	34
3.1. Validación de la TSM satelital con datos proporcionados de la boya.	34
3.2. Climatología y desviación estándar de la TSM.	36
3.3. Magnitud y Desviación estándar del gradiente de la TSM.	37
3.4. Ajuste Armónico Anual y Semi-anual de la TSM.	38
3.5. Funciones Empíricas Ortogonales (EOF) de la TSM.	40
3.6. Histograma de la Magnitud del Gradiente de TSM.	42
3.7. Probabilidad Frontal de la TSM.	46
3.8. Variabilidad Interanual de anomalías de TSM e Índices Climáticos.	51
4. Discusión	54
5. Conclusión	57

Índice de figuras

1.1. Tipos de frentes. a un frente de marea; b frente de quiebre de plataforma continental; c frente de surgencia (hemisferio sur); d frente estuarino. Las flechas son corrientes; las líneas discontinuas son líneas de igual densidad. Figura modificada de Acha et al. (2015).	18
1.2. Tipos de frentes. a frente pluma de río; b Frente de divergencia; c remolinos frontales (panel superior) muestran la formación de remolinos a partir de una corriente serpenteante, con remolino de núcleo cálido; c núcleo frío eddy. Los paneles inferiores muestran frentes (f) en convergencias creadas en remolinos ciclónicos o anticiclónicos (hemisferio sur), modificados de Mann & Lazier (2013) y Bakun (2006); d frente topográficamente controlado (las áreas verdes indican zonas frontales de convergencia), modificado de Wolanski & Hamner (1988). Las flechas son corrientes; las líneas discontinuas en a y b son líneas de igual densidad.	22
2.1. Zona de estudio correspondiente al Mar Interior de Chiloé, el punto negro es la ubicación de la boya oceanográfica localizada en Seno Reloncavi y los puntos rojos la ubicación de los píxeles en la zona norte- sur del MIC y la parte oceánica.	28
3.1. Serie de tiempo diaria de los datos satelitales e in situ de la Temperatura Superficial del Mar (periodo 2017-2020), obtenidos de la Boya Oceanográfica del Seno de Reloncaví con 1075 datos coincidentes.	34
3.2. Dispersión de puntos entre datos satelitales e in situ de la Temperatura Superficial del Mar (periodo 2017-2020), obtenidos de la Boya Oceanográfica del Seno de Reloncaví con 1075 datos coincidentes.	35

3.3. Climatología estacional de la TSM para los años 2003-2019. Los paneles superiores corresponden a los valores promedio de TSM para (a) Verano, (b) Otoño, (c) Invierno, y (d) Primavera. Los paneles inferiores corresponden a las respectivas desviaciones estándar de cada estación.	37
3.4. Magnitud del gradiente estacional de la TSM para los años 2003-2019. Los paneles superiores corresponden a los valores promedio de la magnitud del gradiente para (a) Verano, (b) Otoño, (c) Invierno, y (d) Primavera. Los paneles inferiores corresponden a las respectivas desviaciones estándar de cada estación.	38
3.5. Armonico anual de la TSM para los años 2003-2019; (a) Amplitud y (b) Fase.	39
3.6. Armonico semi-anual de la TSM para los años 2003-2019; (a) Amplitud y (b) Fase.	40
3.7. Funciones Empíricas Ortogonales (EOF) de la TSM para los años 2003-2019; (A) Modo 1, (B) Modo 2, (C) Modo 3 y (D) series de tiempo de cada modo.	41
3.8. Funciones Empíricas Ortogonales (EOF) de la TSM, después de remover los ciclos estacionales, para los años 2003-2019; (A) Modo 1, (B) Modo 2, (C) Modo 3 y (D) series de tiempo de cada modo.	42
3.9. Histograma total de la magnitud de gradiente en escala lineal durante los años 2003-2019.	43
3.10. Histograma total de la magnitud de gradiente en escala logarítmica durante los años 2003-2019.	44
3.11. Histograma estacional de la magnitud de gradiente en escala lineal durante los años 2003-2019 y corresponden a (a) Verano, (b) Otoño, (c) Invierno, y (d) Primavera.	45
3.12. Histograma estacional de la magnitud de gradiente en escala logarítmica durante los años 2003-2019 y corresponden a (a) Verano, (b) Otoño, (c) Invierno, y (d) Primavera.	46
3.13. Probabilidad Frontal estacional de la TSM para los años 2003-2019.	47

3.14. Variabilidad interanual de la probabilidad frontal de TSM en verano durante los años 2003-2019.	48
3.15. Variabilidad interanual de la probabilidad frontal de TSM en otoño durante los años 2003-2019.	49
3.16. Variabilidad interanual de la probabilidad frontal de TSM en invierno durante los años 2003-2019.	50
3.17. Variabilidad interanual de la probabilidad frontal de TSM en primavera durante los años 2003-2019.	51
3.18. Series temporales de promedios mensuales de; (A) anomalías de TSM, (B) MEI mensual, (C) PDO mensual y (D) SAM. Las barras grises en B – D representan anomalías positivas y negativas, respectivamente. La línea roja continua en la parte superior de las barras en (B – D) corresponden a promedios móviles de 5 meses.	52
3.19. Series temporales de promedios mensuales de; (A) anomalías de TSM; en la zona norte MIC (azul), zona sur MIC (roja) y zona oceánica (negra), (B) MEI mensual, (C) PDO mensual y (D) SAM. Las barras grises y blancas en B – D representan anomalías positivas y negativas, respectivamente. La línea roja continua en la parte superior de las barras en (B – D) corresponden a promedios móviles de 5 meses.	53

Resumen

Estructura y variabilidad de frentes termales en el Mar Interior de Chiloé y zona costera adyacente.

Los frentes oceánicos desempeñan un papel importante en los ecosistemas marinos. La importancia de los frentes se debe a su impacto tanto en la física como también en los procesos biogeoquímicos del océano. Datos satelitales ofrecen una visión sinóptica de la variabilidad de los frentes, lo cual es necesario para estudiar zonas frontales costeras. Datos in situ de la boya oceanográfica ubicada en Seno Reloncaví fue usada para validar datos satelitales y estudiar la variabilidad temporal de la TSM. Esta comparación de datos satelitales e in situ mostraron buena correlación. El objetivo de este trabajo es analizar la estructura y variabilidad de frentes termales superficiales en el Mar Interior de Chiloé (MIC) usando datos satelitales del producto Multi-scale Ultra-high Resolution (MUR) que contiene campos diarios de TSM con una resolución de 1 km para el periodo 2003-2019. Para la identificación de los frentes, se aplicó un método de detección frontal de Canny (1986) basado en gradiente para aumentar la precisión de la identificación frontal, donde se usaron los umbrales $[0,08 \ 0,10] \text{ } ^\circ\text{C}/\text{km}$. También se calcularon las probabilidades frontales en cada píxel como la relación entre el número de veces que el píxel califica como un frente y el número de veces que el píxel está libre de nubes durante un periodo de tiempo. A los campos de TSM se le realizaron diferentes análisis, incluyendo análisis armónico, Funciones Empíricas Ortogonales (FEO), cálculos de anomalías, desviación estándar y promedios climatológicos. Particularmente en el FEO, se analizó la serie de tiempo y la respectiva comparación con los índices climáticos (MEI, PDO y SAM) como posibles responsables de la variabilidad en el MIC. Entre los principales resultados en este estudio destacamos lo siguiente: En relación a la climatología, existen valores mas altos en verano y mínimo en invierno, consecuencia de esto la Magnitud del Gradiente presento mayores valores en verano y menores en invierno. Por ultimo en la Probabilidad Frontal (PF), se muestra la variabilidad a interanual y estacional, esta ultima muestra una PF alta en verano-primavera y menores en invierno. Cabe señalar, que en invierno la Magni-

tud del Gradiente presentaba valores de magnitud pequeños. Sin embargo, para esta misma estación al utilizar PF se perciben frentes, demostrando ser un método mas robusto para la detección de frentes. Futuros análisis incluirán las descargas de los ríos a escala estacional en el MIC, los cuales serian responsable de la variabilidad de la TSM en nuestra zona de estudio.

Palabras claves: TSM, Frentes, Probabilidad Frontal, Mar Interior de Chiloé.

Abstract

Structure and variability of thermal fronts in the inland sea of Chiloé and adjacent coastal area.

Ocean fronts play an important role in marine ecosystems. The importance of the fronts is due to their impact on both the physics and biogeochemical processes of the ocean. Satellite data provide a synoptic view of the variability of the fronts, which is necessary to study coastal frontal areas. In situ data from the oceanographic buoy located in Seno Reloncaví was used to validate satellite data and study the temporal variability of TSM. This comparison between the satellite and in situ data showed good correlation. The goal of this work is to analyze the structure and variability of surface thermal fronts in the Inland Sea of Chiloé (MIC) using satellite data from the product Multi-scale Ultra-high Resolution (MUR) containing daily TSM fields with a resolution of 1 km for the period 2003-2019. For the identification of the fronts, a Canny (1986) frontal detection method was applied based on gradient to increase the accuracy of the front identification, where thresholds $[0,08 \ 0,10]$ °C/km were used. Also, the frontal probabilities in each pixel were calculated as the ratio between the number of times the pixel qualifies as a front and the number of times the pixel is cloud-free for a period of time. Different analyses were performed on the MST fields, including harmonic analysis, Orthogonal Empirical Functions (EOF), anomaly calculations, standard deviation and climatic averages. In particular, the time series and the respective comparison with the climatic indices (MEI, PDO and SAM) were analyzed in the EOF as possible responsible for the variability in the MIC. Among the main results in this study, we highlight the following: In relation to the climatology, there are higher values in summer and minimum in winter, as a consequence, the Magnitude of the Gradient presents greater values in summer and smaller in winter. Finally, in the Frontal Probability (PF) the variability is shown to interannual and seasonal, the latter shows a high PF in summer-spring and lower in winter. It should be noted that in winter the Gradient Magnitude showed small magnitude values. However, for this same station when using PF fronts are perceived, proving to be a more robust method

for front detection. Future analyses will include seasonal-scale river discharges in the MIC, which would be responsible for the variability of TSM in our study area.

keywords: TSM, Fronts, Frontal Probability , Sea inner of Chiloé.

Introducción

Los frentes oceánicos se caracterizan por ser áreas estrechas de gradientes horizontales de propiedades del agua (parámetros físicos, químicos, biológicos y ópticos) que separan dos masas de agua contrastantes (Saldías & Lara, 2020a). Donde presentan una amplia variedad de escalas (desde 100 m a 10.000 km en la dirección longitudinal; de 10 m a 100 km en la dirección transversal al frente) y comúnmente acompañados por corriente tipo jet, convergencias y remolinos (Belkin, 2002). Los frentes también son zonas de convergencia de agua en la superficie (Franks, 1992) y en consecuencia, están asociados con regiones de alta acumulación de organismos y actividad biológica (e.g. Reese et al., 2011; Danell-Jiménez et al., 2009). En general, la mayoría de las características dinámicas relacionadas con un frente, tales como jets (e.g. Castelao et al., 2005), filamentos (Strub & Kosro) y descargas de estuarios/ríos (Otero et al., 2009) se indentifican a través de campos de temperatura superficial del mar derivados de mediciones satélites.

Los frentes, además de su manifestación física, también tienen manifestaciones químicas y biológicas. Como regla general, se puede detectar un frente en una propiedad física en función de otras propiedades físicas o bio-ópticas. Por ejemplo, los frentes de temperatura casi siempre están asociados con los frentes de salinidad. Estos frentes termohalinos a menudo van acompañados de frentes de densidad, ya que la densidad del agua de mar es función de la temperatura, la salinidad y la presión (profundidad). Los principales frentes termohalinos están asociados con frentes en otras propiedades, como nutrientes, color del océano, clorofila y turbidez (Belkin et al., 2009).

Los frentes marinos son parte de la complejidad estructural del mar; son límites estrechos que separan diferentes masas de agua. Los frentes son causados por diversos forzantes y ocurren en todo el océano mundial en varias escalas espaciales y temporales (Acha et al., 2015). Los frentes son considerados estructuras dinámicas susceptibles a inestabilidades baroclínicas que ocurren en una gran variedad de escalas. Además, son estructuras tridimensionales estrechas causadas por diversos mecanismos físicos; y se caracterizan por distintas propiedades físicas,

químicas y biológicas . Tienen una variabilidad propia que depende de los forzantes que lo producen y las condiciones oceanográficas en las que se desarrollan (Fedorov, 1986).

Los frentes más estables son dirigidos o producidos por la topografía submarina. Los tipos de frentes más estudiados son frentes de marea, frentes de quiebre de plataforma continental, frentes de surgencia, frentes estuarinos, frentes de plumas boyantes, frentes generados por la convergencia o divergencia de masas de agua en el océano abierto, remolinos frontales y frentes asociados con características topográficas abruptas (Acha et al., 2015).

En los mares costeros, los frentes oceánicos han demostrado ser sitios de alta producción primaria que corresponden a grandes poblaciones de fitoplancton (Holligan, 1981). Los frentes influyen en los ecosistemas marinos en todos sus niveles, directamente o a través de efectos cascada en la cadena trófica (Nieto Saavedra et al., 2009), por lo que Bakun (2006) menciona la importancia de los frentes en los procesos del ecosistema, dado que cualquier frente que persiste en un periodo significativo, puede ser asociado a una zona de convergencia y por lo tanto, a la formación de agua de densidad intermedia, que concentra partículas, además de formar áreas de alta productividad biológica.

La región considerada en este estudio, es el Mar Interior de Chiloé (MIC) en Chile, que puede definirse como un territorio marino y costero comprendido entre el seno de Reloncaví por el norte hasta la Boca del Golfo de Corcovado en el sur, con una distancia de 260 km aproximadamente. Para delimitar la región se utilizó las coordenadas geográficas 41-44°S latitud y 72-74°W de longitud (Figura 2.1). Los límites oriental y occidental de la zona corresponden a la zona costera continental y la zona costera de la isla de Chiloé, respectivamente. El MIC tiene una batimetría empinada, con profundidades máximas de 200 m en los canales principales, y está conectado al Océano Pacífico a través del canal de Chacaó (41.8°S) y la Boca del Guafo (43.4°S), ambas conexiones son a través de canales profundos sin barreras que podrían interferir con el intercambio de agua (Narváez et al., 2019).

Dentro del MIC y áreas de canales adyacentes, existe información limitada sobre los patrones de circulación horizontal. Restringimos esta tesis al MIC y al océano costero adyacente (Figura 2.1). El MIC consta de dos 'microcuencas'. La microcuenca norte está compuesta por el Estero Reloncaví, Seno Reloncaví y Golfo de Ancud, la microcuenca sur incluye el Golfo Corcovado y la Boca del Guafo (Palma et al., 2011; Martínez et al., 2015). Las cuencas norte y sur del MIC están interconectadas por estrechos pasajes entre las islas Desertores que se extienden a lo largo de la mitad del MIC (Rodrigo, 2008) y la ubicación de estas islas se indica en la Figura 2.1.

La circulación estuarina (flujo superficial boyante sobre flujo subsuperficial con mayor densidad) descrito por Sievers (2008) ocurre principalmente a través de la Boca del Guafo al sur de la isla (66 km de ancho, 150 m de profundidad; Palma et al. (2011)). El agua dulce ingresa al MIC a través de ríos, fiordos y escorrentías terrestres, con mayor afluencia en la cuenca norte, donde forma una capa superficial de 20-30 m (Iriarte et al., 2017). La vigorosa mezcla de las mareas homogeneiza la columna de agua en los pasajes a través de las Islas Desertores en el medio del MIC, pasando a una capa superior de mezcla profunda de agua más fresca en la cuenca sur que sale por la Boca del Guafo sobre una afluencia más salada. Se proporcionan descripciones más detalladas de la estructura vertical de cruceros de invierno y primavera en 2004, 2005 y 2006 por Montecino & Pizarro (2008) y Palma et al. (2011), con una caracterización general similar.

El canal de Chacao tiene aproximadamente 3 km de ancho, con profundidades máximas de 100 m y la boca del Guafo, de 40 km de ancho y con una profundidad máxima de 200 m, son las zonas de conexión entre el MIC y el Océano Pacífico. El MIC tiene un ancho variable debido a la compleja topografía y línea de costa al este de la isla de Chiloé, además del área continental con fiordos y canales en el borde este del MIC, y un conjunto de islas (islas Desertores) que separan la cuenca en una sección norte y sur (Lara et al., 2016). Además, el MIC recibe la contribución de agua dulce de alta precipitación con alrededor de 2000 a 5000 mm año⁻¹, y descargas fluviales siguiendo un régimen nival (Fiordos Reloncaví y Comau), por lo que el aporte de agua dulce aumenta durante los meses de invierno y primavera (Lara et al., 2010).

Las mareas son de tipo semidiurno mixto con un rango de 1,5 m, propagándose hacia el sur a lo largo de la costa de Chile y hacia el MIC a través de la Boca del Guafo (Silva & Palma, 2008). Los rangos de marea aumentan al norte de la Boca del Guafo, alcanzando aproximadamente 6 m en la desembocadura del Estuario Reloncaví. Corrientes superficiales reversibles fuertemente polarizadas en la dirección este-oeste se han observado a lo largo de la Boca del Guafo, con velocidades máximas de 1.40 m s⁻¹ (Castillo & Velenzuela, 2008).

El régimen hidrológico de la Patagonia chilena está fuertemente influenciado por un máximo de caudal de los ríos durante la temporada de lluvias en invierno (junio-julio), mostrando un patrón estacional relativamente débil. Las principales fuentes continentales de agua dulce son los ríos que desembocan en el Fiordo Reloncaví en el norte de la Patagonia chilena, es decir, Petrohué (255 m³ s⁻¹), Cochamó (20 m³ s⁻¹); Puelo (650 m³ s⁻¹), y Yelcho (363 m³ s⁻¹), que desembocan en el MIC (Aracena et al., 2011; Castillo et al., 2016).

La variabilidad interanual en el océano y en el sistema meteorológico/climático atmosférico

próximo al oeste de América del Sur se atribuye más comúnmente a los efectos de los eventos El Niño-Oscilación del Sur (ENOS). Al igual que en el hemisferio norte, los efectos del ENOS llegan a la costa oeste de América del Sur a través de vías oceánicas y atmosféricas, dominando la vía oceánica en latitudes más bajas (e.g. Barber & Chavez, 1983; Fuenzalida, 1992) y la vía atmosférica ganando importancia en los subtrópicos (e.g. Rutllant & Fuenzalida, 1991; Garreaud, 2018a,b). Por otra parte existen otros índices climáticos como el PDO (Oscilación Decenal del Pacífico) y el SAM, este PDO, presenta un patrón de variabilidad de temperatura en el Océano Pacífico que posee alternancias entre 20 a 30 años en fase fría o cálida (Figuroa Montenegro, 2014). La fase fría de la PDO está asociada con La Niña, en cuanto a la temperatura fría de las aguas y los vientos alisios intensos, mientras que la fase cálida de la PDO va asociada a El Niño, con aguas más cálidas y vientos alisios debilitados (Quintana & Aceituno, 2012). Por último el SAM (Modo Anular del Sur) que es una variabilidad atmosférica de baja frecuencia del hemisferio sur y se trata de una oscilación en que la presión atmosférica, en latitudes polares y medias, oscila entre períodos positivos y negativos. Kidson (1988) la define como un patrón guiador de la variabilidad en la circulación troposférica al sur de los 20°S, caracterizada por anomalías de presión centradas en la Antártica y en la banda latitudinal entre los 40°S a 50°S.

Wooster (1963) proporciona la descripción clásica de la circulación superficial media a gran escala en el sureste del Océano Pacífico. La Corriente del Pacífico Sur (CPS) hacia el este se bifurca al acercarse al sur de Chile entre 40°S y 50°S, generando la corriente de Humboldt hacia el ecuador y la corriente del Cabo de Hornos hacia el polo. Además, Strub (1998), basado en la climatología de temperatura y salinidad de Levitus & Gelfeld (1992), describe que la CPS se desvía hacia el norte en invierno, alimentando las corrientes hacia los polos que se extienden desde 35°S. En verano, la CPS se traslada hacia el sur, conectándose con las corrientes costeras hacia el ecuador que se extienden hacia el norte desde los 42°S aproximadamente. El estudio de modelación de Aguirre et al. (2014) proporciona información sobre la circulación de verano tan al sur como los 42°S, que muestra un chorro o jet costero geostrofico hacia el ecuador en la superficie con velocidades de 10 a 15 cm s^{-1} y una anchura de 40 a 60 km entre 37°S y 42°S. Sus campos de circulación superficial de verano no se extienden al sur de los 42°S a lo largo de la costa este de la isla de Chiloé o dentro del MIC (Strub et al., 2019). El CPS hacia el este se extiende ampliamente desde 30°S a 50°S (Figura. 1) tomada de Strub et al. (2019). En alta mar, los valores máximos de 4-5 cm s^{-1} se encuentran cerca de los 40°S. La bifurcación costa afuera a gran escala en las corrientes de Humboldt y Cabo de Hornos ocurre al oeste de la isla de Chiloé cerca de 43°S, 77°-80°W. Sin embargo, a medida que las corrientes se acercan a la costa al sureste de ese punto, se conectan a un

flujo medio débil hacia el ecuador de $1-2 \text{ cm s}^{-1}$ tan al sur como 46°S (Figura. 2) tomada de Strub et al. (2019). Así, las corrientes costeras medias de la corriente de Humboldt hacia el ecuador se extienden al sur de la isla de Chiloé. En la figura 1 al norte de 40°S , las corrientes promedio dentro de 50-300 km de la costa son más débiles que aquellas más alejadas de la costa en la corriente central de Humboldt, debido a la mayor variabilidad de las corrientes dentro de la zona de transición costera frente a Chile, descrita por Hormazabal et al. (2004). Luego dentro del MIC los niveles más bajos del mar a lo largo del lado este del mar cerrado (Fig. 2) tomada de Strub et al. (2019) crean corrientes geostróficas medias hacia el norte. Dada la mayor incertidumbre del campo de la Topografía Dinámica Media (TDM) en esta cuenca más pequeña, se considera la dirección y (especialmente) las magnitudes de este flujo hacia el norte para representar un resultado hipotético, que necesita confirmación adicional mediante observaciones o modelos in situ . Sin embargo, el flujo geostrófico hacia el norte es consistente con la circulación estuarina reportada en la cuenca: transporte subsuperficial hacia el norte que domina la media vertical, debajo de una capa poco profunda de flujo más fresco hacia el sur y fuera de la desembocadura del CIS a través de la Boca del Guafo (Sievers, 2008).

Finalmente Aguirre et al. (2014) también presentan los campos de verano promedio de temperatura de la superficie del mar (TSM), basados en su modelo y campos de TSM de satélite (2000-2007). Junto a la costa se encuentra una franja de agua fría por afloramiento, junto con un enfriamiento general de norte a sur. De 35°S a 42°S , el frente entre el agua costera fresca y ascendente y el agua más cálida en alta mar se extiende hacia el sur, paralelo a la costa y aproximadamente a 100 km de ella. Cerca de los 42°S , en el extremo norte de la isla de Chiloé, el frente gira mar adentro (hacia el oeste) y corre de este a oeste a lo largo del eje de la Corriente del Pacífico Sur, separando el agua más cálida en el norte del agua fría en el sur. Además, La influencia de los Vientos del suroeste sobre el clima de la Patagonia Chilena sugiere que la variabilidad hidrológica en esta área está controlada por la fuerza de los vientos del oeste con alta variabilidad estacional (Strub, 1998).

Hipotesis y Objetivos

HIPOTESIS

- H.1:** La entrada de aguas oceánicas por Boca del Guafo y aportes de aguas estuarinas (por ejemplo fiordo Reloncaví) pueden generar frentes termales en el mar interior de Chiloé.
- H.2:** Los patrones del viento estacional pueden favorecer la surgencia y los efectos inter-
anuales del ENOS (El niño oscilación del sur) afectan la variabilidad temporal de estos frentes en la zona costera adyacente al Mar Interior de Chiloé.

OBJETIVO GENERAL

Estudiar la estructura y variabilidad de los frentes termales en el mar interior de Chiloé (41°-44°S y 72°-74°W) para los años (2003-2019) usando datos satelitales e in situ.

OBJETIVOS ESPECIFICOS

1. Validar los datos satelitales de temperatura superficial del mar con datos *in situ* del Seno Reloncaví.
2. Cuantificar la magnitud del gradiente en escala estacional en el Mar Interior de Chiloé.
3. Determinar la distribución y variabilidad espacio-temporal de frentes termales en el Mar Interior de Chiloé.

Capítulo 1

Teoría Relacionada

1.1. Dinámica de Sub-mesoescala en zonas frontales

Un campo de flujo activo en el océano superior genera regiones localizadas con mayores magnitudes de velocidad, generalmente a lo largo de filamentos o afloramientos de isopícnas, dentro de las cuales la vorticidad vertical relativa $\zeta = v_x - u_y$ es igual o superior a la vorticidad planetaria f , y el cizalle vertical puede ser bastante fuerte. La dinámica dentro de estas regiones difiere de la dinámica de mesoescala caracterizada por números pequeños de Rossby ($Ro \ll 1$) y números grandes de Richardson ($Ri \gg 1$).

Flujos de submesoescalas se basan en dinámica, caracterizada por un número de Rossby de orden(1), y viene dado por la expresión matemática $Ro = |\zeta|/f$, donde ζ representa la vorticidad relativa y f la vorticidad planetaria o parámetro de coriolis, lo que generalmente está asociado a escalas espaciales de variabilidad menores al radio de deformación de Rossby (<10-40 km, dependiendo principalmente de f) (Thomas et al., 2008).

Dado que $\zeta \sim U/L$ y $Ro = U/fL$, la escala de longitud para submesoescalas, $L = U/f$. La escala de velocidad horizontal U puede definirse aún más asumiendo el balance geostrófico, $U \sim b_y H/f$, donde la flotabilidad $b \equiv g\rho/\rho_o$, el índice y es la dirección del gradiente de flotabilidad lateral, ρ es la anomalía de densidad con respecto a la densidad media ρ_o y H , es la profundidad de la capa de mezcla, extensión vertical sobre la que predominan los gradientes de velocidad y densidad lateral. Por lo tanto, la escala de longitud de submesoescala se puede expresar en términos del gradiente de flotabilidad lateral $M^2 \equiv b_y$, como $L = M^2 H/f^2$. De manera equivalente, dado que el gradiente de flotabilidad vertical, o la frecuencia de flotabilidad, $b_z \equiv N^2$ en las escalas frontales ajustadas con un gradiente de flotabilidad

lateral como $N^2 = M^4/f^2$ (Tandon & Garrett, 1994), la escala de longitud de submesoscala también se puede expresar en términos del gradiente de flotabilidad vertical como $L = NH/f$. Aquí, N y H son específicos de la capa de mezcla y de la proximidad del frente; por lo tanto, L es considerablemente más pequeño que el radio de deformación de Rossby.

La extensión vertical característica H de los fenómenos de la submesoescala del océano superior generalmente aumenta con la profundidad de capa de mezcla $h_m l$. La condición de que $Bu \sim 1$ implica que la escala de longitud horizontal asociada con los procesos de submesoescala se escala con el radio de deformación de Rossby de capa de mezcla.

$$L \sim L_m l = \frac{N_m l \cdot h_m l}{f} \quad (1.1)$$

Donde $N_m l$ es la frecuencia de flotabilidad en la capa de mezcla. La estratificación débil y extensión vertical limitada de capas de mezclas hace que la longitud característica de los flujos de submesoescala sea pequeña en relación con el primer radio de deformación baroclínico de Rossby que define la mesoescala. Por ejemplo, una capa de mezcla con profundidad $h_m l = 100$ m y $N_m l = 10^{-3} \text{ s}^{-1}$, en las latitudes medias ($f = 1 \times 10^{-4} \text{ s}^{-1}$), y $L \sim L_m l = 1$ km. Dada esta pequeña escala horizontal, solo se necesita una velocidad relativamente débil de $U = 0,1 \text{ m s}^{-1}$, para producir un número de Rossby de orden uno, lo que indica que dichos flujos modestos de submesoescala pueden ser susceptibles a dinámicas no lineales y efectos ageostróficos.

La dinámica de submesoescala con número de Rossby de Orden(1) y en Orden (1 km) en el océano superior desempeña un papel importante en el flujo vertical de masa, flotabilidad y trazadores en el océano superior. Además, se piensa que son fundamentales para transferir energía y propiedades desde el campo de flujo de mesoescala en gran parte adiabático (10–100 km), a una escala donde puede ocurrir la mezcla. La ruptura del equilibrio geostrófico en este régimen conduce al desarrollo de circulaciones ageostróficas secundarias con velocidades verticales relativamente grandes en comparación con las asociadas con la mesoescala. Por lo tanto, son vitales para el intercambio de propiedades entre la capa de mezcla, superficie y la termoclina (Thomas et al., 2008).

1.2. Frentes

Los frentes oceánicos constituyen zonas relativamente estrechas con gradientes de sus propiedades físicas, químicas y biológicas, delinean fronteras entre diferentes tipos de agua (Ullman & Cornillon, 1999). Además, son sitios con alta productividad primaria. Los frentes son considerados estructuras dinámicas susceptibles a inestabilidades baroclínicas que ocurren en una gran variedad de escalas (e.g. Saldías & Allen, 2020). Tienen una variabilidad propia que depende de las forzantes que la producen y las condiciones oceanográficas en las que se desarrollan (Fedorov, 1986).

1.3. Tipos de frentes

Los tipos frontales más estudiados son frentes de marea, frentes de quiebre de plataforma continental, frentes de surgencia, frentes de estuarios, frentes de plumas de río, frentes generados por la convergencia o divergencia de masas de agua, remolinos frontales y frentes asociados con características topográficas abruptas (Figura 1.1).

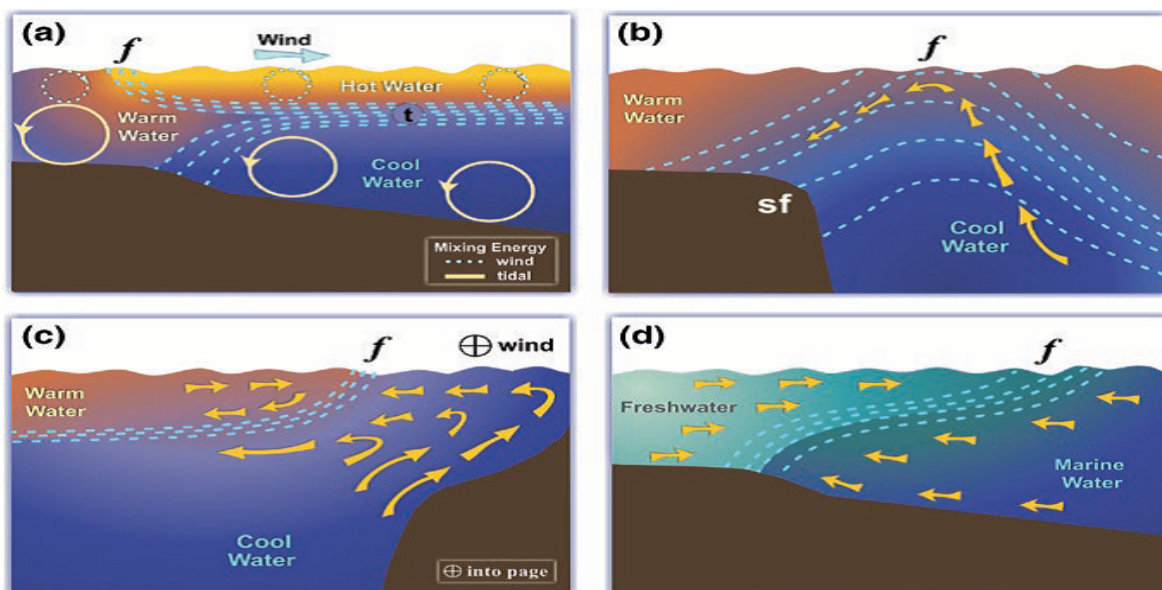


Figura 1.1: Tipos de frentes. **a** un frente de marea; **b** frente de quiebre de plataforma continental; **c** frente de surgencia (hemisferio sur); **d** frente estuarino. Las flechas son corrientes; las líneas discontinuas son líneas de igual densidad. Figura modificada de Acha et al. (2015).

1.3.1. Frentes de marea

Los frentes de marea son una característica común de muchos entornos costeros. Se caracterizan por una zona de convergencia de superficie que mejora la ruptura de las olas y la generación de burbujas de gas debido a la interacción onda-corriente. También pueden definirse como zonas de transición nítidas entre dos masas de agua de diferente densidad y velocidad de corriente (de marea). Se caracterizan por un flujo convergente en la superficie del mar, lo que provoca una mayor ruptura de las olas y la formación y subducción de burbujas de gas (Baschek et al., 2006). Sus expresiones superficiales son claramente visibles en la superficie del mar. Los frentes de marea pueden formarse mediante tres mecanismos diferentes: flujo de entrada de agua densa desde un canal adyacente, separación de flujo más allá de un promontorio (Farmer et al., 2002) o flujo sobre un alféizar poco profundo. La mayoría de esfuerzos de investigación se han centrado en los frentes de mareas que en cualquier otro tipo frontal (Mann & Lazier, 2013). Los frentes de marea típicos son estacionales y se establecen cada año en el mismo tiempo y lugar aproximados; y se caracterizan por fuertes gradientes térmicos (Figura 1.1.a).

1.3.2. Frentes de quiebre de plataforma continental

Este es el tipo frontal más común; dichos frentes están alineados con el quiebre de la plataforma y separan el agua de la plataforma del agua fuera de la plataforma (oceánica). Los frentes de quiebre de plataforma son frentes de masa de agua porque separan dos masas de agua distintas, en tierra y mar adentro (este no es el caso, por ejemplo, con los frentes de mezcla de mareas descritos anteriormente). Siempre hay una corriente bien definida a lo largo de los frentes de plataforma. Ejemplos: Golfo de Vizcaya, frente de la plataforma Argentina (Belkin & Cornillon, 2007).

Simulaciones numéricas indican que el flujo en alta mar en la capa inferior de Ekman promueve el vuelco sobre la plataforma continental y se desprende del fondo en la ruptura de la plataforma, donde se mezcla hacia arriba a lo largo de isopícnicos inclinados, lo que promueve el afloramiento (Gawarkiewicz & Chapman, 1992). Las observaciones hidrográficas de alta resolución en la plataforma este de Estados Unidos al sur de Nueva Inglaterra corroboran los resultados numéricos (Barth et al., 1998; Houghton & Visbeck, 1998). Recientemente Matano & Palma (2008) propusieron un mecanismo por el cual una corriente descendente fluye a lo largo del talud continental en la dirección de las ondas atrapadas a la costa (por ejemplo, con la costa a la izquierda (derecha) en el hemisferio sur (norte)). Abajo la fricción y la difu-

sión lateral extienden el flujo hacia la plataforma vecina, generando así gradientes de presión a lo largo de la plataforma y una divergencia entre la plataforma que se compensa con la surgencia en el quiebre de la plataforma. Aunque los frentes de quiebre de plataforma están atrapados topográficamente y generalmente se reorganizan en unos pocos días después de ser interrumpidos (Gawarkiewicz & Chapman, 1992), hay fuertes indicios de inestabilidad frontal que al mejorar el intercambio entre plataformas podría promover aún más el enriquecimiento de nutrientes. A pesar de su omnipresencia, los mecanismos de fertilización de los frentes de quiebre de la plataforma parecen ser diversos (Figura. 2.2b).

1.3.3. Frentes de surgencia

Los frentes de surgencia se caracterizan por gradientes horizontales intensos en diferentes propiedades oceanográficas (Bowman & Iverson, 1978; Fedorov, 1986). Estos gradientes son el resultado de la fuerte inclinación hacia la superficie de la picnoclina cerca de la costa, inducida por el transporte de Ekman (Smith, 1968, 1994). Imágenes infrarrojas satelitales han revelado que las regiones de surgencia están asociadas con estructuras de mesoescala muy ricas, como remolinos y filamentos de agua fría. Las características particulares de la costa y la topografía del fondo, junto con los cambios espaciales en la tensión del viento a lo largo de la costa y la corriente a lo largo de la costa, se han relacionado con estas estructuras (e.g. Letelier et al., 2009).

Los frentes de surgencia se encuentran a unas pocas decenas de kilómetros de la costa, la interacción entre el chorro o jet frontal y las hendiduras costeras promueve inestabilidades frontales y movimientos verticales (e.g. Saldías & Allen, 2020). Estos ecosistemas en sistemas de borde oriental (Chile-Peru, California, Benguela, Las Canarias) se encuentran entre las regiones más productivas de los océanos (Pauly & Christensen, 1995). Las aguas de surgencia se alejan de la costa mediante el transporte de Ekman y convergen a cierta distancia de la costa, por lo que el agua se hunde. Los frentes de surgencia se forman en esta interfaz entre el agua de la plataforma y el agua fría y rica en nutrientes que se lleva a la superficie durante la surgencia costera impulsada por el viento. Esta región frontal es altamente productiva y los organismos planctónicos se agregan en el lado costero del frente y grandes cantidades de peces se tienden a concentrar en esa ubicación (Mann & Lazier, 2013) (Figura 1.1.c).

1.3.4. Frentes estuarinos

Los frentes estuarinos son producidos por la convergencia de aguas dulces continentales y aguas marinas saladas. Las últimas con frecuencia forman una cuña de sal debajo de las primeras, lo que conduce a la estructura más frecuentemente observada (Figura 1.1.d) (Acha et al., 2015). Generalmente se ubican paralelos al eje del estuario y pueden extenderse distancias longitudinales de "decenas de kilómetros". La interfaz frontal se inclina hacia abajo hacia el centro del estuario o canal (Bowman & Iverson, 1978). Estos frentes se desarrollan generalmente en bahías, estuarios y/o fiordos. Estos frentes están controlados por variaciones de salinidad, y con frecuencia son los más contrastantes en términos de densidad de agua. Los frentes estuarinos difieren en estratificación y dinámica principalmente debido a los diversos patrones en la descarga del río y a la importancia variable del forzamiento externo como las mareas o el viento. Estos mecanismos frontales conducen a la formación de plumas, intrusión de mareas y frentes, algunos de los cuales podrían desarrollarse a lo largo de los frentes de los canales, particularmente durante la marea llenante (O'Donnell, 1993). En algunos sistemas de estuarios, un frente de turbidez bien desarrollado caracteriza la parte más interna del estuario. Este gradiente máximo de turbidez se debe a la floculación de la materia suspendida en el borde de la intrusión de sal y a la resuspensión de sedimento debido a la agitación de las mareas. Los frentes de turbidez son claramente visibles en las imágenes de satélite y con frecuencia desde la cubierta de los barcos Figura 1.1.d (Acha et al., 2015).

1.3.5. Frentes de plumas de río

Se denomina pluma de río al campo de flujo asociado a la descarga de un río (e.g. Saldías et al., 2012). Estas pueden desarrollarse en distintas escalas espacio-temporales dependiendo de los forzantes predominantes. Garvine (1995) provee una simple clasificación para estudiar distintos tipos de plumas según el número de kelvin (K) (razón entre el grosor de la pluma y el radio de deformación de Rossby). Chapman & Lentz (1994) clasificó frente de plumas considerando dos casos: si la pluma es atrapada a la superficie o adherida al fondo. En plumas atrapadas a la superficie, el agua dulce forma una capa superficial somera que se expande en aguas de la plataforma exhibiendo una fuerte estratificación vertical en la columna de agua (p.e. pluma del río Columbia (Hickey et al., 1998); pluma de la bahía Chesapeake (Rennie et al., 1999). Una pluma adherida al fondo se produce cuando una porción significativa de la pluma se expande desde superficie hasta el fondo en la columna de agua (e.g. plumas observadas en la costa este de Estados Unidos "South Atlantic Bight" (Blanton & Atkin-

son, 1983). Simulaciones numéricas recientes han demostrado que, en ausencia de viento, las plumas atrapadas al fondo también pueden propagarse en la dirección opuesta (por ejemplo, aguas arriba). Esto se asocia con un ajuste baroclínico de la descarga del río, mientras que el gradiente de presión barotrópica genera la expansión aguas abajo (Matano & Palma, 2010). Corrientes costeras, las corrientes de marea y los vientos pueden modificar la dinámica de la pluma de manera compleja (Garvine, 1975). En el límite entre la pluma y las aguas costeras marinas, las aguas boyantes de baja salinidad se montan en la parte superior de las aguas salinas más densas, formando frentes de plumas de río donde se produce la convergencia superficial y el flujo descendente (Mann & Lazier, 2013) (Figura 1.2.a).

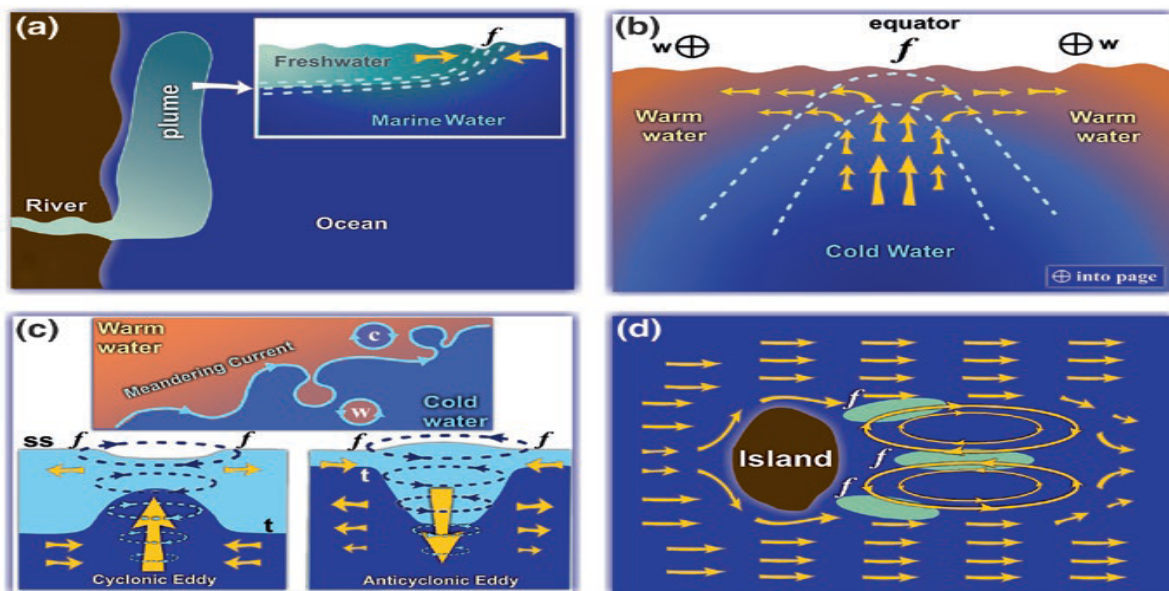


Figura 1.2: Tipos de frentes. **a** frente pluma de río; **b** Frente de divergencia; **c** remolinos frontales (panel superior) muestran la formación de remolinos a partir de una corriente serpenteante, con remolino de núcleo cálido; c núcleo frío eddy. Los paneles inferiores muestran frentes (f) en convergencias creadas en remolinos ciclónicos o anticiclónicos (hemisferio sur), modificados de Mann & Lazier (2013) y Bakun (2006); **d** frente topográficamente controlado (las áreas verdes indican zonas frontales de convergencia), modificado de Wolanski & Hamner (1988). Las flechas son corrientes; las líneas discontinuas en **a** y **b** son líneas de igual densidad.

1.3.6. Frentes asociados con la convergencia o divergencia de masas de agua en alta mar

En el océano Pacífico, una corriente hacia el oeste impulsada por los vientos alisios se encuentra aproximadamente entre 5°S y 5°N. La rotación de la Tierra conduce a la divergencia de la capa de Ekman lejos del ecuador, que se compensa con la corriente ascendente de las capas subterráneas (Figura 1.2.b). A su vez, la corriente ascendente se compensa con flujos hacia el ecuador debajo de las capas mixtas en ambos hemisferios (e.g. Wyrтки & Kilonsky, 1984; Johnson et al., 2001). La corriente ascendente de agua fría debajo de la superficie forma una lengua fría a lo largo del ecuador: La corriente ascendente ecuatorial crea un frente térmico extendido de intensidad moderada. Este frente térmico muestra cierto grado de estacionalidad en respuesta al patrón estacional de los vientos alisios (Mann & Lazier, 2013). Otro caso de divergencia oceánica con surgencia relativamente fuerte es el denominado Divergencia Antártica en el Océano Austral. Este sistema es causado por los vientos del oeste en el hemisferio sur y los vientos del este de alta latitud. Aquí los vientos y la rotación de la tierra impulsan una divergencia de flujo en las capas superiores. A lo largo de la línea de esfuerzo de viento más fuerte que separa los dos sistemas de viento, la divergencia de la capa superior se compensa con la corriente ascendente (la divergencia antártica). Un flujo importante de esta agua se extiende hacia el norte hasta la Convergencia Antártica o Frente Polar (Mann & Lazier, 2013). La Convergencia Antártica, que rodea la Antártica en aproximadamente 1,500 km de la costa, divide las masas de agua del sur más frías y frescas y las aguas del norte más cálidas y saladas; creando el límite pelágico más grande del océano mundial (Sournia, 1994). Según las propiedades de la masa de agua dentro de la Corriente Circumpolar Antártica (ACC), son evidentes tres transiciones principales, denominadas frente subantártico, frente Polar y límite del ACC Sur (Orsi et al., 1995). Los cambios en la altura de la superficie del mar determinados por altimetría satelital indican que cada uno de estos frentes está formado por tres frentes coherentes (Sokolov & Rintoul (2009). El más sobresaliente de los frentes oceánicos abiertos son los que se forman en las transiciones entre las extensiones hacia el polo de las corrientes limítrofes occidentales cálidas y saladas (por ejemplo, la Corriente del Golfo; Kuroshio; Corrientes de Agulhas y Brasil) y las aguas subpolares salinas y frías. Estos frentes se caracterizan por fuertes chorros frontales y fuertes gradientes de temperatura, salinidad y nutrientes en la superficie y con frecuencia se asocian con remolinos intensos y meandros que se desarrollan por inestabilidades del flujo medio (Figura. 1.2 b).

1.3.7. Frentes de remolinos

Los remolinos de mesoescala son características de la circulación oceánica y emergen naturalmente de la inestabilidad del flujo medio. Hay varias clases de anillos o remolinos en el océano, estos se originan por diferentes forzamientos y que cubren una gama de escalas espaciales y temporales; consideramos aquí solo un tipo: los remolinos frontales que encierran agua en movimiento y pueden viajar de forma independiente, cubriendo largas distancias antes de disiparse. Los remolinos están ubicados comúnmente en las proximidades de corrientes de flujo más rápido donde forman frentes intensos con las aguas circundantes, como la Corriente del Golfo, la Corriente de Kuroshio, la Corriente de Brasil, la Corriente de Agulhas y la Corriente Circumpolar Antártica (Acha et al., 2015).

Las fuertes corrientes se mueven en forma de olas dando como resultado inestabilidades de flujo y conducen al corte de aguas relativamente cálidas o frías que actúan como fuente para remolinos frontales. El agua dentro de tales remolinos tiene características de temperatura y salinidad diferentes de las aguas circundantes (DeRycke & Rao, 1973). Los remolinos frontales pueden tomar la forma de remolinos de núcleo cálido (masas de agua tibia que giran dentro de aguas oceánicas más frías) o de núcleo frío (masas de agua fría dentro de aguas más cálidas) (Figura 1.2.c).

Las observaciones recientes de alta resolución y los modelos numéricos también indican que las estructuras de submesoescala en los borde de remolinos son de vida relativamente corta (1 día), longitud (1–10 km) y pueden contribuir significativamente a bombear nutrientes a la capa superior, aumentando posteriormente la productividad primaria del océano (e.g. Lévy et al., 2001, 2012; Klein & Lapeyre, 2009; D'Asaro et al., 2011). Por lo tanto, los frentes son "puntos calientes" de intensa actividad biológica y física (e.g. Olson & Backus, 1985; Olson et al., 1994; McGillicuddy et al., 1998; Bakun, 2006).

1.3.8. Frentes asociados a rasgos geomórficos

Topográficamente algunos frentes están controlados e interactúan con irregularidades en el lecho marino o la costa. Además, es habitual encontrar patrones consistentes de remolinos y frentes asociados. Estos obstáculos al flujo crean aceleraciones en la dirección perpendicular a la dirección del flujo aguas arriba, así como capas de límite de fricción cerca del obstáculo. Estas fuerzas, junto con la estratificación vertical y la rotación de la tierra determinan la trayectoria de las partículas de flujo alrededor del obstáculo. Por lo tanto, la presencia de

un cabo, una isla, un banco, un arrecife o una montaña submarina causa una perturbación en el flujo que genera flujos secundarios tridimensionales complejos de varias escalas (Aristegui et al., 1995; Dong et al., 2007); que dan como resultado un frente físico (Figura 1.2.d) (Wolanski & Hamner, 1988). Las observaciones directas y las simulaciones numéricas indican que estas estructuras están asociadas a una alta productividad del fitoplancton (Dong et al., 2009).

1.4. Metodos de detección de frentes

Los algoritmos de detección de bordes han sido utilizados por más de tres décadas para el estudio de frentes oceánicos. Se destacan algunos métodos clásicos como los operadores gradiente de Sobel, Roberts, Kirsh y Laplacian, los cuales obedecen al criterio de la primera y segunda derivada para determinar discontinuidades espaciales (Simpson, 1990). Estas técnicas de detección basadas en operadores gradiente son muy sensibles al ruido en las imágenes, por lo que no son muy adecuadas para la detección de estructuras de mesoescala (e.g. Holyer & Peckinpaugh, 1989a; Vázquez et al., 1999).

Existen diferentes métodos para la detección de frentes entre los cuales se destacan los métodos clásicos de Cayula & Cornillon (1992, 1995) que desarrollaron un algoritmo de detección de frentes basado en el análisis de histogramas, el cual fue utilizado inicialmente para detectar frentes cerca de las costas de Carolina del Norte en imágenes de TSM. Este algoritmo procesa en dos partes, una a nivel de ventana y la otra a nivel de toda la imagen, buscando una bimodalidad en el histograma que indica la presencia de diferentes píxeles con distintas características de temperatura.

Otros autores también han trabajado con este algoritmo para la generación de mapas de frentes (e.g. Kahru et al., 2012; Ullman & Cornillon, 1999; Belkin et al., 2009). Finalmente Vázquez et al. (1999) uso un método para la detección de estructuras de mesoescala en imágenes de TSM. Este método se basa en un criterio entrópico, utilizando la divergencia Jensen-Shannon, y es muy robusto para eliminar el ruido en las imágenes.

En este trabajo utilizamos el método de Canny por las bondades que tiene para el proceso de detección de bordes que a continuación se describen. Este algoritmo está considerado como uno de los mejores métodos de detección de contornos mediante el empleo de máscaras de convolución y basado en la primera derivada. Los puntos de contorno son zonas de píxeles en las que existe un cambio brusco o alto gradiente espacial. En el tratamiento de imágenes, se

trabaja con píxeles, y en un ambiente discreto, es así que en el algoritmo de Canny se utiliza máscaras, las cuales representan aproximaciones en diferencias finitas. Criterios en los que se basa el método de Canny:

- Un criterio de detección evitando la eliminación de bordes importantes y no suministrar falsos bordes.
- El criterio de localización establece que la distancia entre la posición real y la localizada del borde se debe minimizar.
- El criterio de una respuesta que integre las respuestas múltiples correspondientes a un único borde.

Uno de los métodos relacionados con la detección de bordes es el uso de la primera derivada, la que es usada por que toma el valor de cero en todas las regiones donde no varía la intensidad y tiene un valor constante en toda la transición de intensidad. Por tanto un cambio de intensidad se manifiesta como un cambio brusco en la primera derivada (Pajares Martinsanz et al., 2002), característica que es usada para detectar un borde, y en la que se basa el algoritmo de Canny.

Capítulo 2

Materiales y metodos

2.1. Area de estudio

El area de estudio del presente trabajo se encuentra en el este del océano Pacifico sur cuyas coordenadas son 41° - 44° S y 72° - 74° W (Figura2.1). Cubre además una zona con area de $15800km^2$ donde se pueden encontrar canales y fiordos que alcanzan profundidades de 480m (Silva et al., 2009). El Mar Interior de Chiloé recibe aportes de aguas oceánicas provenientes del pacifico sur por el canal Chacao a través de un tramo estrecho y poco profundo (4km, 50 m), además de la Boca del Guafo por la parte sur de la isla con un ancho de aproximadamente 66 km y 150 m de profundidad. El Mar Interior de Chiloé recibe aportes de agua dulce por los fiordos y ríos aledaños (e.g. fiordo Reloncaví, fiordo Comau, río Cochamo, río Puelo, entre otros).

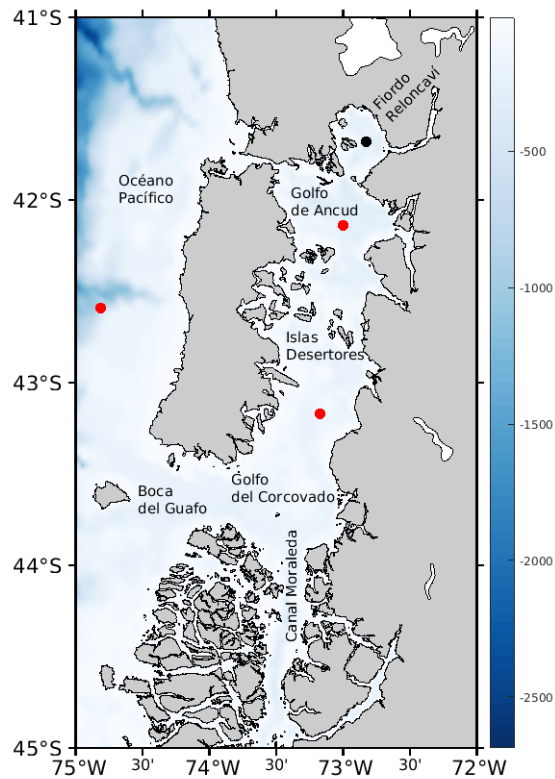


Figura 2.1: Zona de estudio correspondiente al Mar Interior de Chiloé, el punto negro es la ubicación de la boya oceanográfica localizada en Seno Reloncavi y los puntos rojos la ubicación de los píxeles en la zona norte- sur del MIC y la parte oceánica.

2.2. Datos satelitales

El producto de Temperatura Superficial del Mar (TSM) Multi-scale Ultra-high Resolution (MUR), generado por la NASA/JPL (<http://mur.jpl.nasa.gov>) fue elegido para la identificación de frentes debido a sus bondades con alta resolución espacial (1km) y temporal (diarios). Este producto usa datos de TSM de alta resolución (GHRSSST) en nivel 4 producido como un conjunto de datos retrospectivo (latencia de cuatro días) y un conjunto de datos casi en tiempo real (latencia de un día) utilizando wavelets como funciones de base en un enfoque de interpolación óptimo en una cuadrícula global de 0.01 grados. El análisis L4 MUR versión 4 se basa en observaciones nocturnas de SST de varios instrumentos, incluido el Radiómetro de barrido de microondas avanzado de la NASA-EOS (AMSR-E), el Radiómetro de barrido

de microondas avanzado 2 de JAXA en GCOM-W1, los espectrorradiómetros de imágenes de resolución moderada (MODIS) en las plataformas Aqua y Terra de la NASA, el radiómetro de microondas WindSat de la Marina de los EE. UU., El radiómetro avanzado de muy alta resolución (AVHRR) en varios satélites de la NOAA y observaciones de SST in situ de la NOAA. De esta forma, el producto MUR de la NASA contiene campos diarios de TSM con una resolución de 1 km.

2.3. Datos de la Boya

Se analizaron datos superficiales de la boya oceanográfica ubicada en el Seno Reloncaví (ver Figura 2.1), que contiene información de variables tales como la presión, temperatura, clorofila, turbidez, pH, salinidad, y oxígeno disuelto. Los datos fueron facilitados por el Centro I-mar de la Universidad de los Lagos. En este trabajo se analizó la temperatura para su comparación con los datos satelitales del producto MUR.

2.4. Datos de índices climáticos

Para abordar los efectos de la variabilidad climática a gran escala en las condiciones regionales y locales, analizamos tres índices climáticos: la Oscilación Decadal del Pacífico (PDO), el Índice de EL Niño Multivariado (MEI), y el Índice de Oscilación Antártica (AAO), también conocido como SAM (Southern Annual Mode). Los datos de PDO están disponibles en el sitio web de la Universidad de Washington (<http://research.jisao.washington.edu/pdo>). Los datos de MEI y SAM se obtuvieron del Centro de Predicción Climática de la NOAA (www.cpc.noaa.gov) y el Laboratorio de Investigación del Sistema Terrestre, División de Ciencias Físicas (www.esrl.noaa.gov), respectivamente.

2.5. Histograma Total y Estacional de la Magnitud del gradiente

Se utilizaron 50 segmentos para el cálculo de los PDF (Probability Density Function), la cual se expresa en forma matemática como:

$$v_i = c_i/N.w_i \quad (2.1)$$

Donde

- v_i : Es el valor del segmento.
- c_i : Es el numero de elementos en el segmento.
- N : Es el numero de elementos de los datos de entrada.
- w_i : Es el ancho del segmento.

Se hicieron histogramas tanto en escala lineal y logarítmica donde se consideraron la totalidad de los datos diarios de magnitud de gradiente de un total de 6209 datos. Los histogramas estacionales de magnitud del gradiente consideran 1534 datos en verano, 1547 datos en otoño, 1564 datos en invierno, y 1564 datos en primavera. En síntesis la realización de estos histogramas es fundamental para poder establecer los valores umbrales necesarios para el método de Canny para posteriormente calcular la Probabilidad Frontal. De esta forma, es posible diferenciar que valores, de todo el espectro de valores en la magnitud del gradiente, son los apropiados para considerarlos como limites en la discriminación de zonas frontales.

2.6. Cálculo de gradientes de TSM y método de detección de bordes Canny

Usando datos de TSM de MUR se procedió al calculo de la magnitud del gradiente y delineamiento de frentes usando el método de Canny (Canny, 1986), como se describe en los trabajos de Castelao et al. (2005, 2006); Castelao & Wang (2014); Wang et al. (2020); Saldías & Lara (2020a). Primero, se calculó el vector gradiente para cada mapa de TSM. El umbral en el algoritmo de detección de bordes se realiza con histéresis. El algoritmo primero busca píxeles con una magnitud de gradiente mayor que el umbral T1, clasificando estos píxeles como píxeles frontales. El algoritmo luego rastrea a lo largo de una cresta frontal marcando píxeles individuales como frentes hasta que la magnitud del gradiente cae por debajo de un umbral más pequeño T2, esto ayuda a garantizar que los bordes ruidosos no se dividan en varios fragmentos de bordes. Los umbrales empleados son $[0,08 \ 0,10] \text{ } ^\circ\text{C}/\text{km}$. También se calcularon las probabilidades frontales en cada píxel como la relación entre el número de

veces que el píxel califica como un frente y el número de veces que el píxel está libre de nubes durante un periodo de tiempo (e.g. Ullman & Cornillon, 1999; Mavor & Bisagni, 2001).

El cálculo de los gradientes de TSM sigue la magnitud de gradiente comúnmente utilizada (e.g. Franco et al., 2008; Letelier et al., 2009; Vázquez et al., 1999; Saldías & Lara, 2020a).

$$\nabla_x TSM_i = (TSM_{i-1} - TSM_{i+1}) / (X_{i-1} - X_{i+1}) \quad (2.2)$$

$$\nabla_y TSM_j = (TSM_{j-1} - TSM_{j+1}) / (Y_{j-1} - Y_{j+1}) \quad (2.3)$$

$$|\nabla TSM| = \{(\nabla_x TSM_i)^2 + (\nabla_y TSM_j)^2\}^{1/2} \quad (2.4)$$

Donde $\nabla_x TSM_i$ y $\nabla_y TSM_j$ son los componentes zonales y meridionales del gradiente de TSM, respectivamente y $|\nabla TSM|$ es la magnitud del gradiente. El algoritmo de detección de bordes de Canny (Canny, 1986) también se aplicó a los mapas de TSM para identificar segmentos frontales coherentes y compararlos con los gradientes de TSM. Para la detección de bordes se considera el uso de la primera derivada, la que es usada por que toma el valor de cero en todas las regiones donde no varía la intensidad y tiene un valor constante en toda la transición de intensidad. Por tanto un cambio de intensidad se manifiesta como un cambio brusco en la primera derivada (Pajares Martinsanz et al., 2002), característica que es usada para detectar un borde y en la que se basa el algoritmo de Canny.

El algoritmo de Canny consiste en tres grandes pasos:

- Obtención del gradiente: en este paso se calcula la magnitud y orientación del vector gradiente en cada píxel.
- Supresión no máxima: en este paso se logra el adelgazamiento del ancho de los bordes, obtenidos con el gradiente, hasta lograr bordes de un píxel de ancho.
- Histéresis de umbral: en este paso se aplica una función de histéresis basada en dos umbrales; con este proceso se pretende reducir la posibilidad de aparición de contornos falsos.

2.7. Funciones Empíricas ortogonales (EOFs)

El análisis de componentes principales (CPs), también conocido en las ciencias atmosféricas y oceanográficas como análisis de Funciones Empíricas Ortogonales (EOFs), nos permite

extraer los principales modos de variabilidad de variables como como la TSM. Esta técnica nos permite eliminar información redundante con mínima pérdida de variabilidad. De esta forma, se obtienen modos o estructuras que contienen el mayor porcentaje de la varianza y los que probablemente representen las señales dominantes en la región de estudio.

Este análisis utiliza un conjunto de funciones ortogonales (EOF), para representar una serie de tiempo de la siguiente manera.

$$z(x, y, t) = \sum_{k=1}^n PC(t) * EOF(x, y) \quad (2.5)$$

Donde

- $z(x, y, t)$: serie de tiempo original en función del tiempo(t) y del espacio (x, y) .
- $PC(t)$: componente principal que indica como la amplitud de cada EOF varia con el tiempo.
- $EOF(x, y)$: muestra las estructuras espaciales (x, y) de los factores principales que pueden representar la variación temporal de Z .

Para trabajar este método se hace necesario formar una matriz de observaciones F , estandarizándolas mediante la extracción de la media, para luego calcular la matriz de covarianza.

$$R = F^T F \quad (2.6)$$

De esta forma se determinan los valores y vectores propios de R resolviendo $RE = \Lambda E$ y considerando el mayor valor propio y su correspondiente vector propio.

Finalmente se encuentra el coeficiente de proyección calculando

$$Z_i = F * EOF_j \quad (2.7)$$

que es la proyección de F en el j -ésimo EOF.

2.8. Análisis de Armónicos

Se usó el análisis de Fourier para explorar la variación temporal de la TSM en los ciclos estacionales dominantes de 6 meses y 1 año. Por medio de cuadrados mínimos, se hizo un ajuste a las frecuencias exactas de estas señales de la siguiente forma:

$$\Psi(x, y, t) = Re\{\phi(x, y)e^{i(\omega t - \theta(x, y))}\} \quad (2.8)$$

- $\Psi(x, y, t)$: Es la TSM.
- $\phi(x, y)$: Amplitud
- $\theta(x, y)$: Fase.
- ω : Frecuencia

Capítulo 3

Resultados

3.1. Validación de la TSM satelital con datos proporcionados de la boya.

Usando datos in situ diarios de la boya oceanográfica ubicada en el seno Reloncaví y los datos satelitales, se realizaron las series de tiempo diarias donde se puede observar coherencia entre los datos in situ y los datos satelitales alrededor de la boya para los años 2017-2020, como se puede observar en la Figura 3.1.

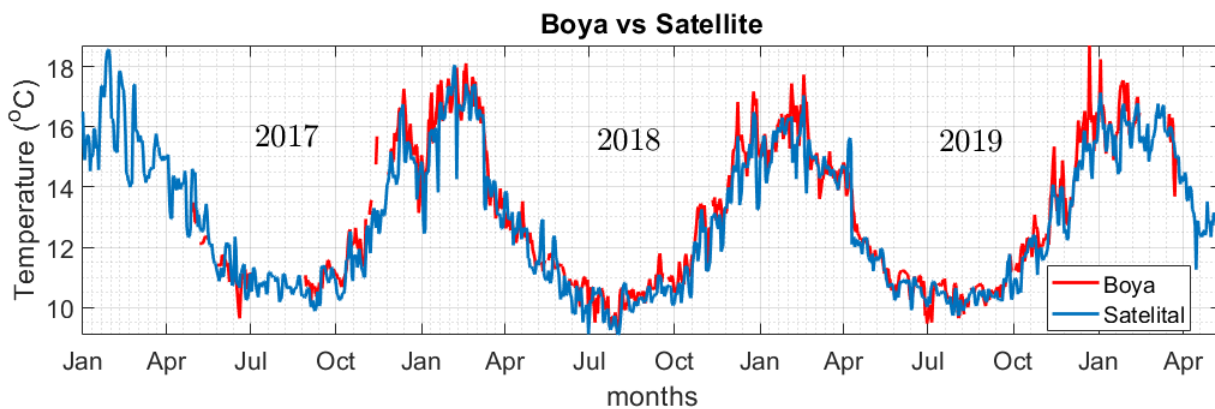


Figura 3.1: Serie de tiempo diaria de los datos satelitales e in situ de la Temperatura Superficial del Mar (periodo 2017-2020), obtenidos de la Boya Oceanográfica del Seno de Reloncaví con 1075 datos coincidentes.

La Figura 3.2 muestra una alta correlación entre los datos satelitales e in situ de la boya oceanográfica. Se obtuvo un error cuadrático medio de 0.618 y coeficiente de determinación $R^2 = 0,924$. A partir de esto se puede deducir el coeficiente de correlación lineal (r) con un valor del 0.96 lo cual implica una alta dependencia lineal entre estas dos variables cuantitativas.

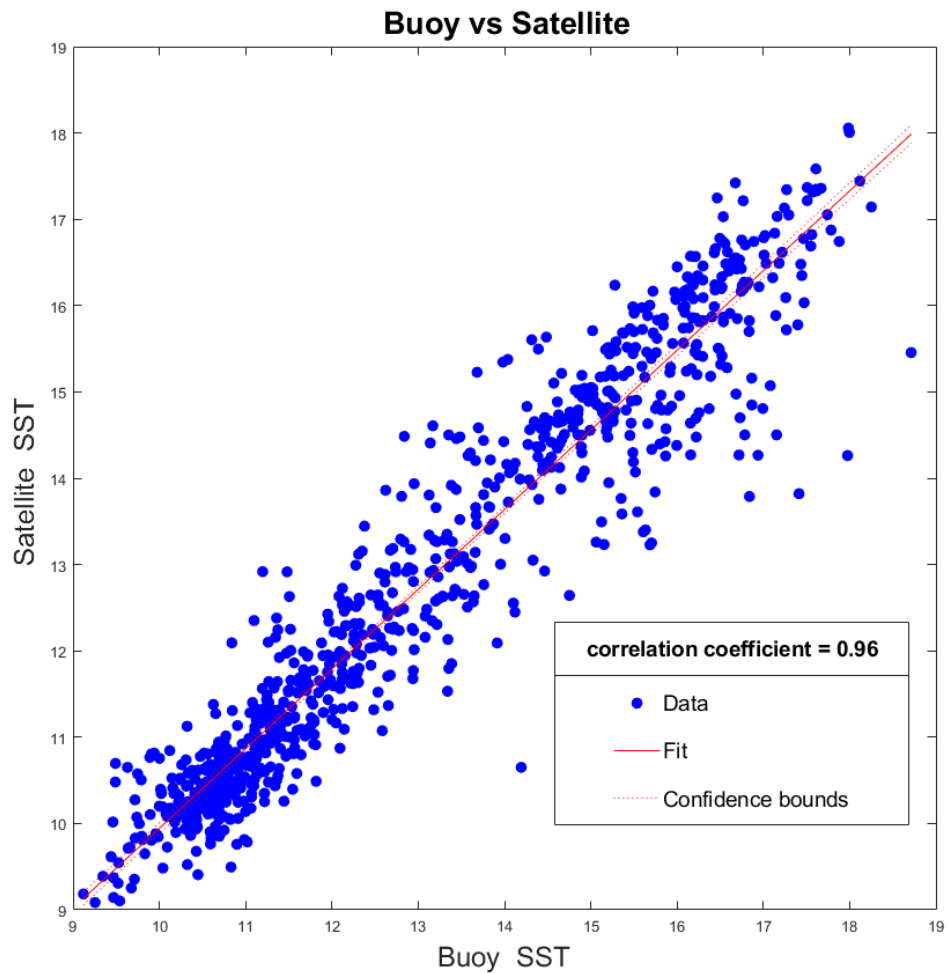


Figura 3.2: Dispersión de puntos entre datos satelitales e in situ de la Temperatura Superficial del Mar (periodo 2017-2020), obtenidos de la Boya Oceanográfica del Seno de Reloncaví con 1075 datos coincidentes.

3.2. Climatología y desviación estándar de la TSM.

El campo de TSM estacional para los años 2003-2019 a partir de imágenes diarias presenta una estructura heterogénea en la región. En verano encontramos las máximas temperaturas llegando a 17°C y en invierno las mínimas alcanzan los 9°C en toda la área de estudio. En verano aguas oceánicas más cálidas ocupan la sección noroeste y decaen hacia el sur del Mar Interior de Chiloé (Figure 3.3a). Dentro del mar interior las máximas temperaturas se encuentran en la parte norte, específicamente en el Seno Reloncaví y mas frías hacia el Golfo del Corcovado. En otoño, se observa un patrón similar a verano donde las mayores temperaturas se encuentran en la parte oceánica (Figura 3.3b) y decrecen hacia la parte sur del mar interior de Chiloé. Dentro del mar interior, las menores temperaturas se encuentran en la zona sur del área de estudio (Figura 3.3b). En invierno, las menores temperaturas del ciclo anual se distribuyen casi homogéneamente tanto en la parte oceánica como dentro del mar interior de Chiloé, y donde oscilan entre los 10°C y 11°C aproximadamente (Figura 3.3c). En primavera, el campo de temperatura al noroeste de la zona oceánica y norte del Mar Interior de Chiloé presentan valores similares de temperatura y cercanos a los 11°C , contrario a lo encontrado al sur donde los valores decaen alrededor a los 11°C aproximadamente.

Con respecto a la desviación estándar mostradas en la Figura 3.3, se observa mayor variabilidad en verano, otoño y primavera, caso contrario pasa en invierno donde existe un campo casi homogéneo y bajo de variabilidad. En verano, encontramos la mayor variabilidad esta concentrada en el MIC. Resaltan dos zonas, una ubicada al norte en el Seno Reloncaví y la otra cercanas a las islas desiertos (Figura 3.3e). En contraparte, la mayor variabilidad de la temperatura promedio esta en gran medida concentrada en la zona oceánica y zona norte del MIC en otoño y primavera (Figura 3.3f,h).

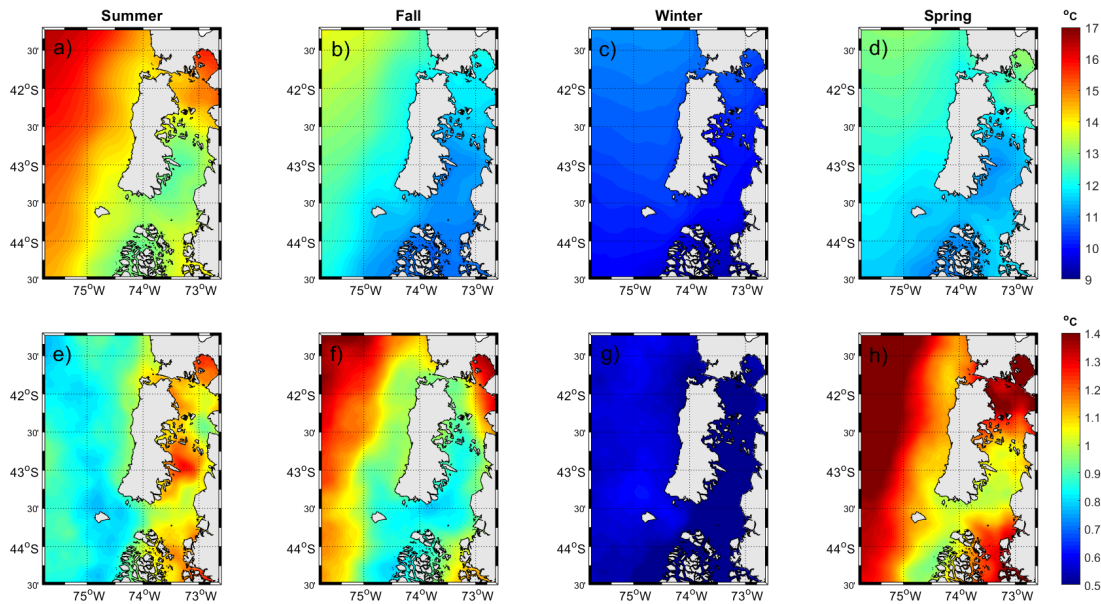


Figura 3.3: Climatología estacional de la TSM para los años 2003-2019. Los paneles superiores corresponden a los valores promedio de TSM para (a) Verano, (b) Otoño, (c) Invierno, y (d) Primavera. Los paneles inferiores corresponden a las respectivas desviaciones estándar de cada estación.

3.3. Magnitud y Desviación estándar del gradiente de la TSM.

La magnitud del gradiente y la respectiva desviación estándar dadas en la Figura 3.4 muestran valores máximos de gradiente para verano y mínimos en invierno (Figura 3.4a,c). Las desviaciones estándar también muestran el mismo patrón estacional con mayores valores en verano que en invierno (Figura 3.4e,g). En verano sobresalen los gradientes muy marcados en la zona oceánica paralela a la isla grande de Chiloé, además de un fuerte gradiente en la zona norte del mar interior (Seno Reloncaví e islas Desertores). En otoño perdura la columna de gradiente en la zona oceánica paralela a la isla grande de Chiloé similar a la mostrada en verano pero con menor intensidad (Figura 3.4b). Los mayores gradientes de primavera se concentran en la zona norte del MIC (Figura 3.4 d). En general los mayores valores de variabilidad se concentran en las zonas con mayores valores de gradiente (Figure 3.4e-h).

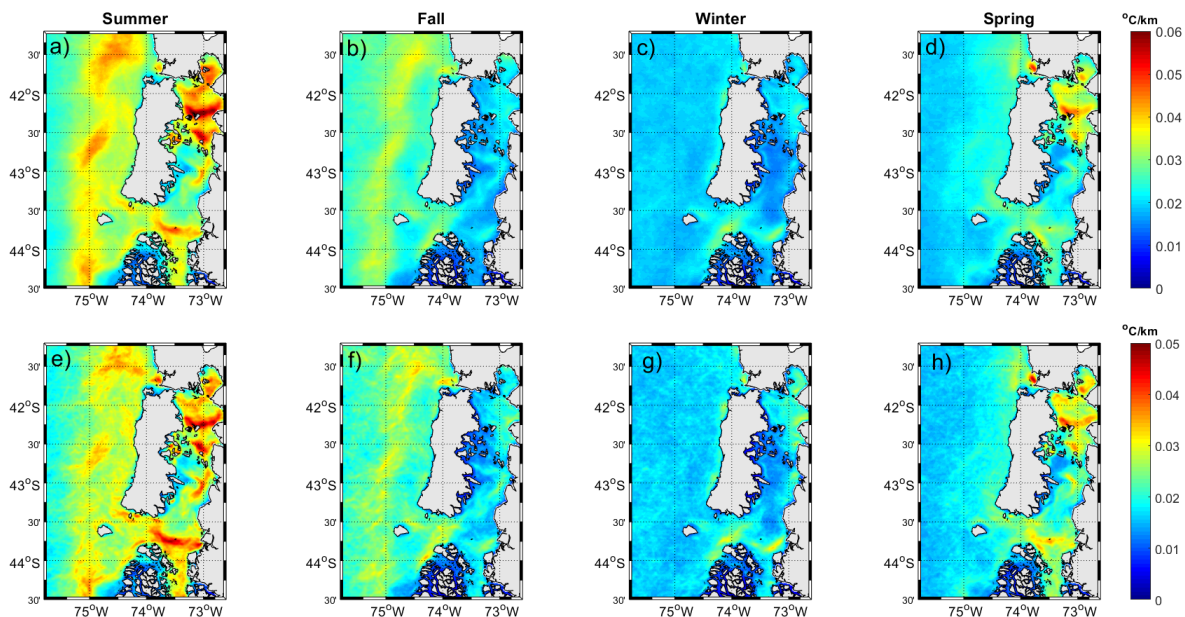


Figura 3.4: Magnitud del gradiente estacional de la TSM para los años 2003-2019. Los paneles superiores corresponden a los valores promedio de la magnitud del gradiente para (a) Verano, (b) Otoño, (c) Invierno, y (d) Primavera. Los paneles inferiores corresponden a las respectivas desviaciones estándar de cada estación.

3.4. Ajuste Armónico Anual y Semi-anual de la TSM.

En general la Figura 3.5 muestra la estructura espacial de la amplitud para la componente anual. Se observa que la amplitud máxima tiene un valor de 3°C en la parte oceánica y comienza a decrecer a medida que nos acercamos a la costa de la isla grande de Chiloé y canales con un valor mínimo de 2°C . Además, en la zona del MIC existe un comportamiento similar donde las máximas amplitudes se observan en la parte norte específicamente en Seno Reloncaví con una amplitud de 3°C y comienza a decrecer hacia la zona sur cercana a los canales con un valor mínimo de 1.5°C . En relación a la fase, la zona oceánica presenta los valores máximos de amplitud con un desfase máximo de 1.2 meses, por lo que estos máximos ocurren alrededor de la primera semana del mes de febrero (Figura 3.5b). En el MIC, tanto la zona norte como extremo sur presentan los mejores ajustes anuales hacia fines de enero.

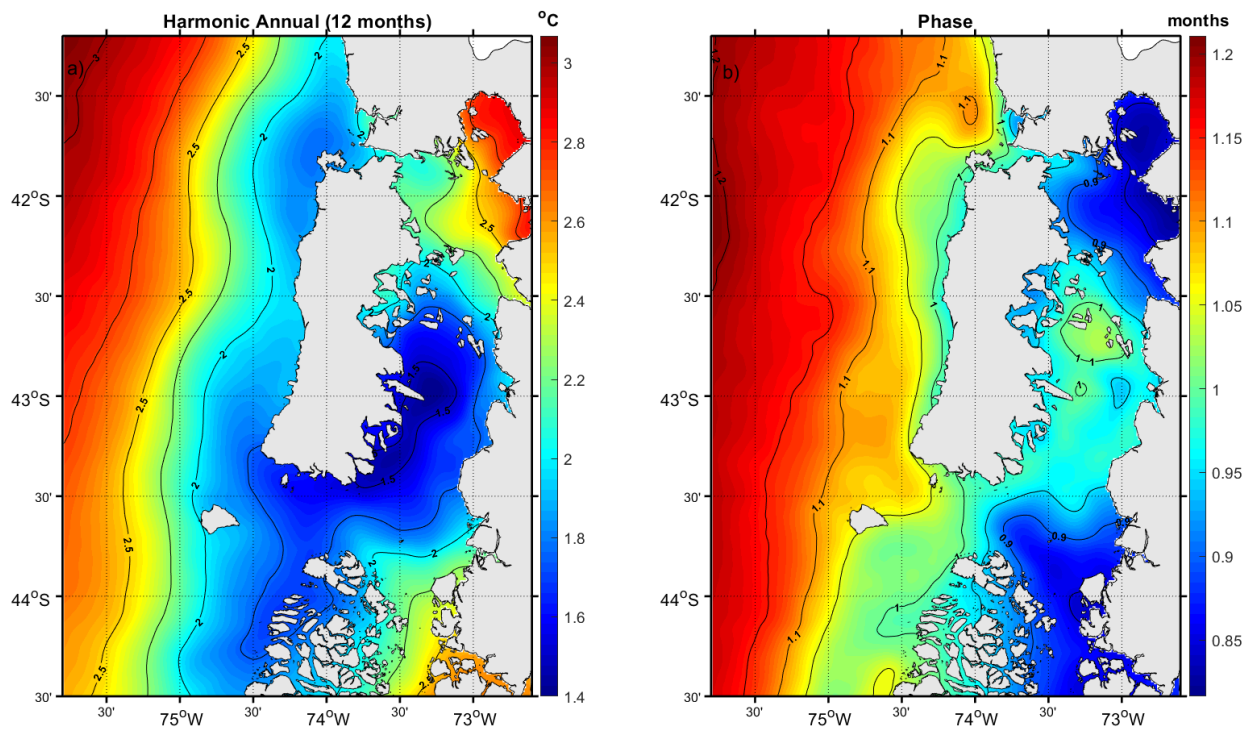


Figura 3.5: Armonico anual de la TSM para los años 2003-2019; (a) Amplitud y (b) Fase.

La Figura 3.6 muestra la estructura espacial de la amplitud y fase de la componente semi-anual (6 meses). En general los valores de amplitud son mas bajos en comparación al armónico anual, existen valores dispersos en la amplitud en la zona oceánica. La zona cercana a la Boca del Guafo presenta valores de aproximadamente 0.38°C . Sobresale además en la zona del canal Chacáo que es una de las conexiones del MIC con la parte oceánica valores máximos de amplitud de 0.45°C . Dentro del MIC, las máximas amplitudes se encuentran al norte con una tendencia a decrecer hacia la parte sur del mar interior (Figura 3.6a). En relación a la fase en la parte oceánica donde se obtuvieron las máximas amplitudes específicamente al este de esta zona y cerca de Boca del Guafo se dan a finales de febrero. Los máximas amplitudes en la zona norte del MIC presentan un ajuste con una fase de 1.6 meses, por lo que un máximo en la oscilación de 6 meses se presenta a mediados de febrero.

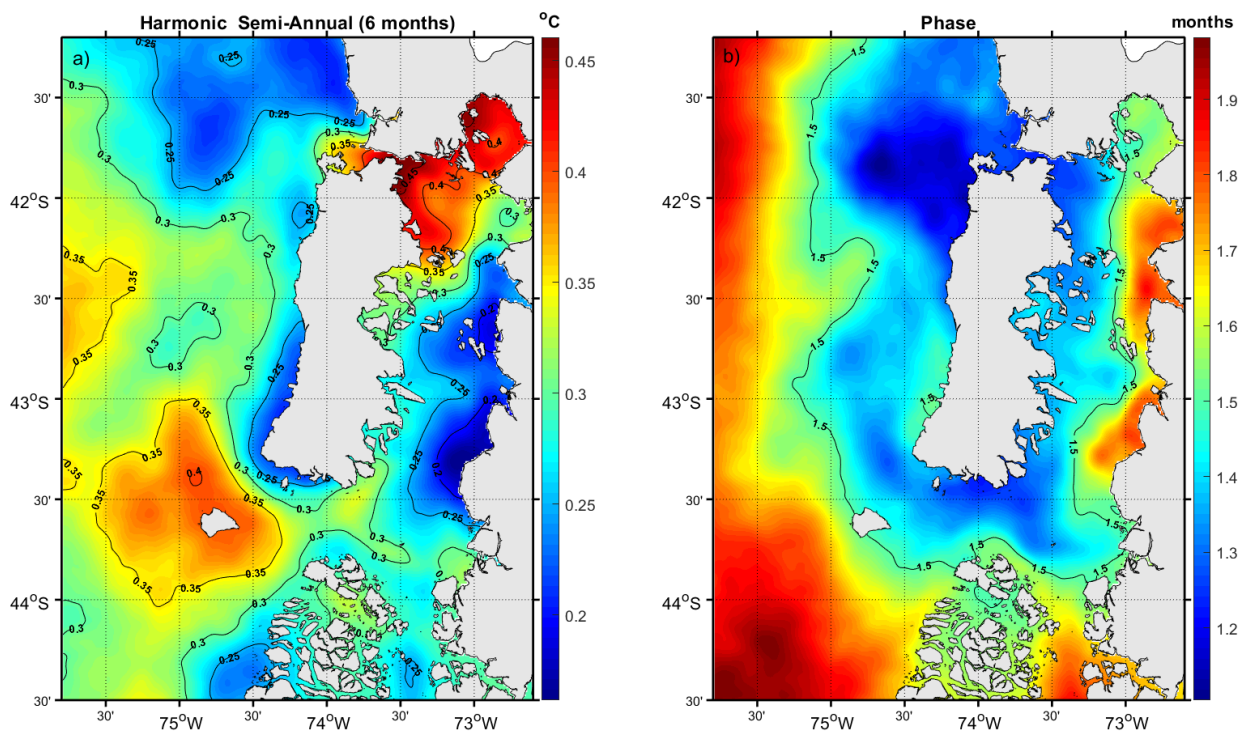


Figura 3.6: Armonico semi-anual de la TSM para los años 2003-2019; (a) Amplitud y (b) Fase.

3.5. Funciones Empíricas Ortogonales (EOF) de la TSM.

Los tres primeros modos de variabilidad de un análisis EOF se muestran en Figuras 3.7 y 3.8. A diferencia del primer EOF, la Figura 3.8 muestra los modos de variabilidad resaltando la variabilidad interanual, después de haber extraído los ciclos estacionales (ciclos anuales y semi-anuales). Los modos que si incluyen los ciclos estacionales representan el 98.7% de la variabilidad de la temperatura superficial del mar (TSM). La variación porcentual explicada por cada modo fue 95.5%(Modo 1), 2.5%(Modo 2) y 0.5% (Modo 3). El EOF se calculó siguiendo el enfoque de descomposición de valores singulares (SVD) para evitar una matriz de covarianza muy grande debido a la alta resolución de las imágenes (Thomson & Emery, 2014).

El patrón espacial de los dos primeros EOF y las series de tiempo correspondientes se presentan en las Figura 3.7 (paneles superiores e inferiores, respectivamente). El primer EOF Figura 3.7A representa la variabilidad de la TSM, con valores de amplitud mas alto en la

zona oceánica en comparación con el MIC. Al analizar la serie de tiempo del modo 1 (línea azul) se observa que el ciclo dominante es anual. El segundo EOF muestra una frontera de amplitud cero ubicada paralela a la isla grande de Chiloé por lo que periodos positivos en la serie de tiempo (Figura 3.7D; línea roja) representan anomalías positivas (negativas) en la zona oceánica (MIC) (Figura 3.7B). Finalmente para el modo 3 (Figura 3.7C) se notan anomalías positivas en la zona paralela a la costa pacifica de la isla de Chiloé y anomalías negativas en la parte en la parte norte y sur del MIC.

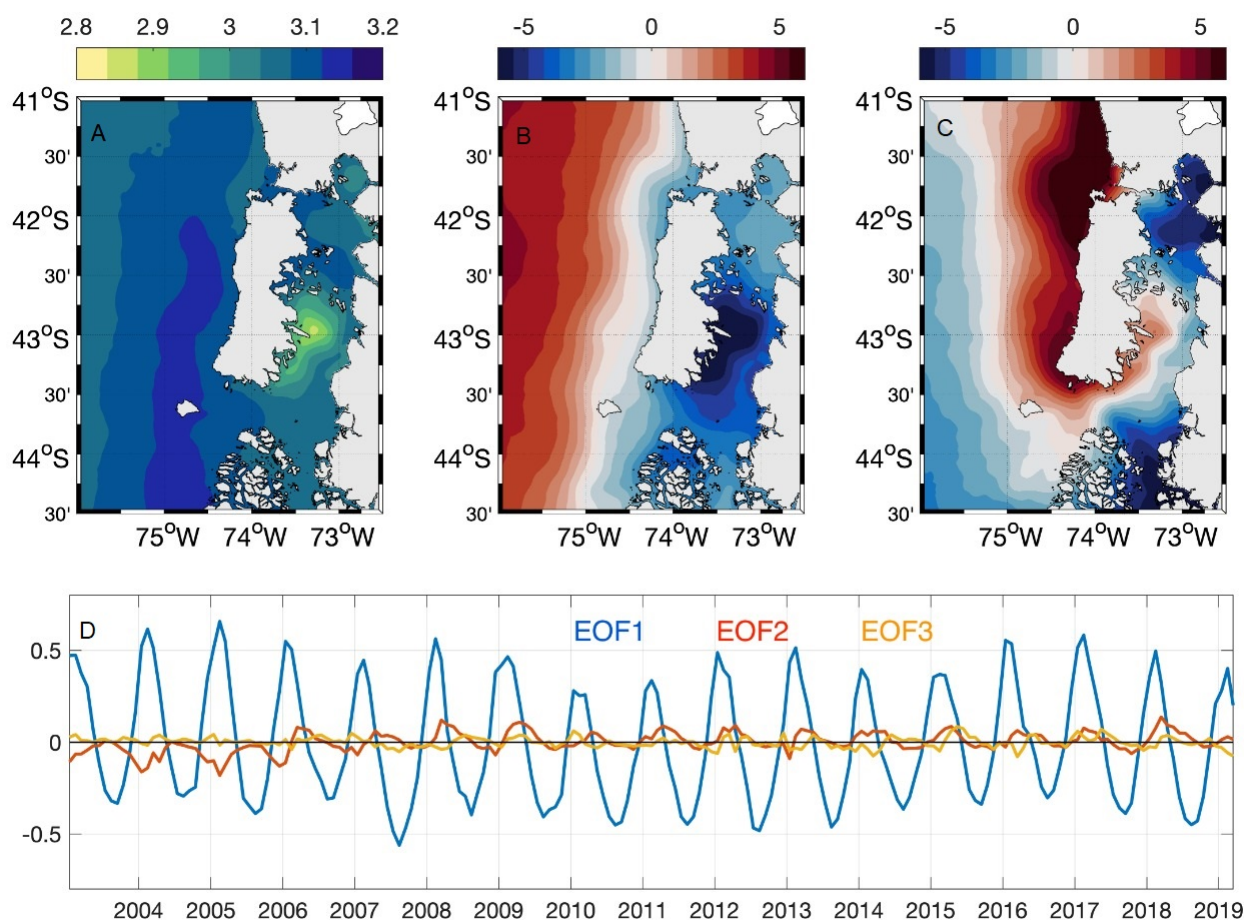


Figura 3.7: Funciones Empíricas Ortogonales (EOF) de la TSM para los años 2003-2019; (A) Modo 1, (B) Modo 2, (C) Modo 3 y (D) series de tiempo de cada modo.

La estructura espacial de los modos es casi idéntica después de remover los ciclos estacionales (Figura 3.8A-C). Sin embargo, la señal interanual muestra anomalías claras en la serie de tiempo. Marcadas fases cálidas del modo 1 se evidenciaron para los periodos 2003-2005 y 2015-2017, mientras que anomalías negativas fueron dominantes para los años 2007, 2009-

2012 (Figura 3.8D). La remoción del ciclo anual permite estudiar la variabilidad de la TSM y su relación con fenómenos climáticos visibles en la escala interanual, tales como el MEI, PDO y SAM. La serie temporal asociada al modo 2 (línea roja) presenta amplitudes más pequeñas que el modo 1 (línea azul) donde inicialmente entre los años 2003-2005 dichas amplitudes son negativas. Esto se discute más adelante en relación a la variabilidad de índices climáticos.

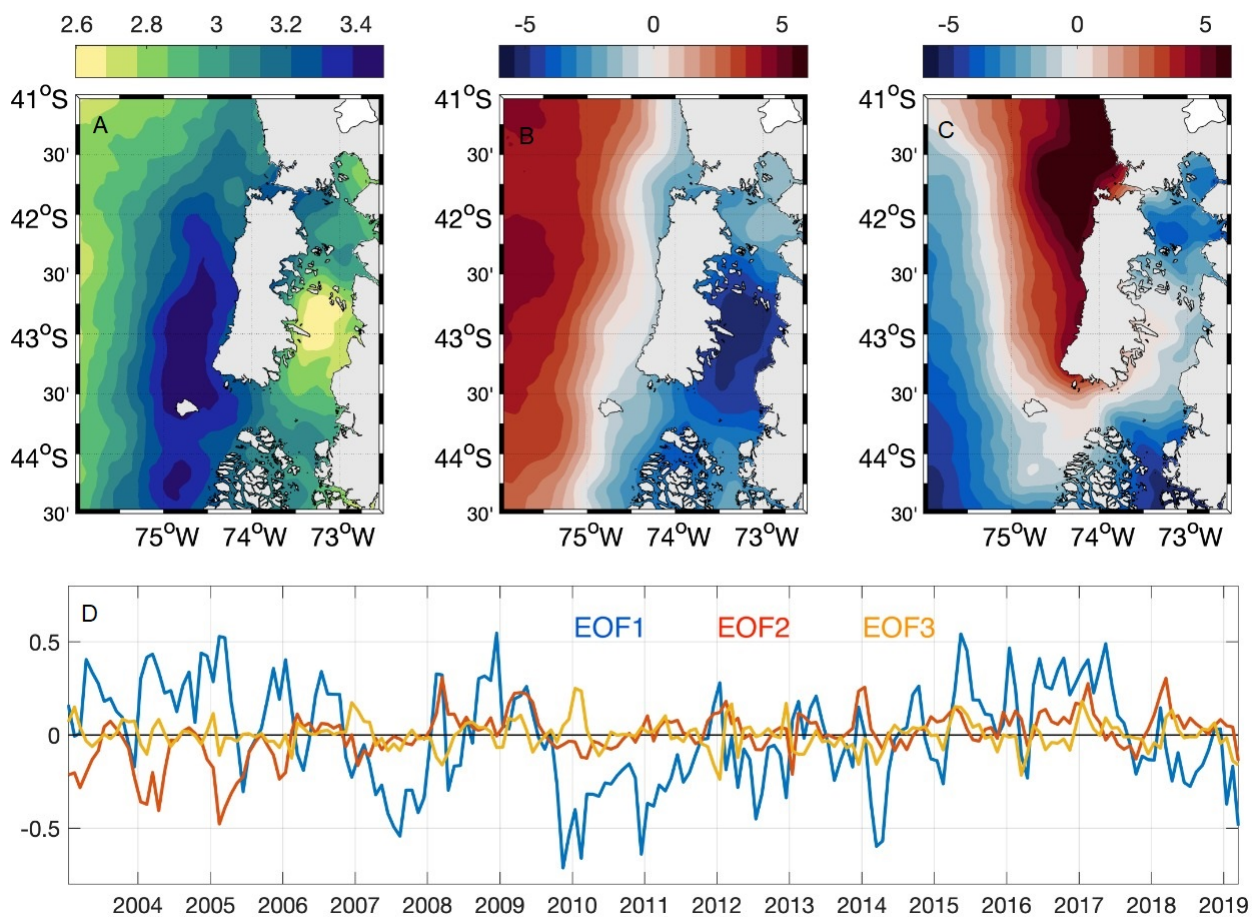


Figura 3.8: Funciones Empíricas Ortogonales (EOF) de la TSM, después de remover los ciclos estacionales, para los años 2003-2019; (A) Modo 1, (B) Modo 2, (C) Modo 3 y (D) series de tiempo de cada modo.

3.6. Histograma de la Magnitud del Gradiente de TSM.

Análisis de histogramas se muestran para los datos diarios de la magnitud del gradiente, considerando una escala lineal donde se consideraron 50 bins o intervalos. En el eje x encon-

tramos los gradientes expresados en °C/km, y en el eje y se ubicaron los PDF (%). Se puede visualizar que en esta escala lineal los valores máximos de los gradiente no se muestran por los bajos valores del PDF correspondientes a alta magnitud de gradiente (Figura 3.9). Por esto fue necesario considerar una nueva escala logarítmica dada en la Figura 3.10 la cual permite apreciar el rango de gradientes para poder escoger algún valor umbral, lo cual es necesario para el calculo de la Probabilidad Frontal.

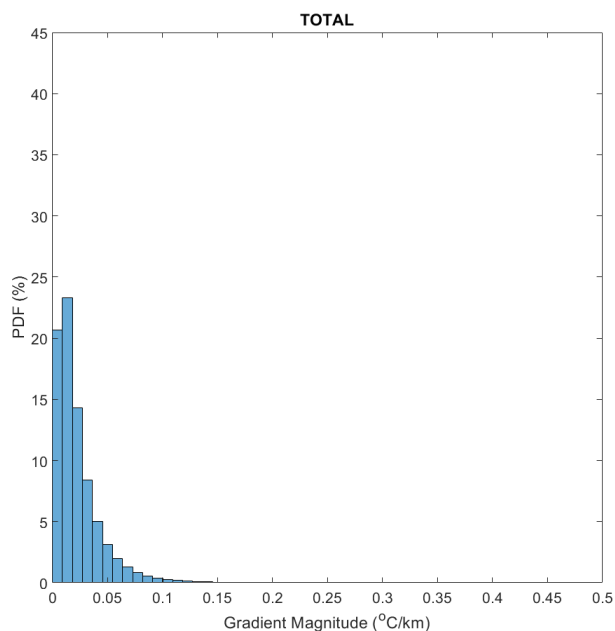


Figura 3.9: Histograma total de la magnitud de gradiente en escala lineal durante los años 2003-2019.

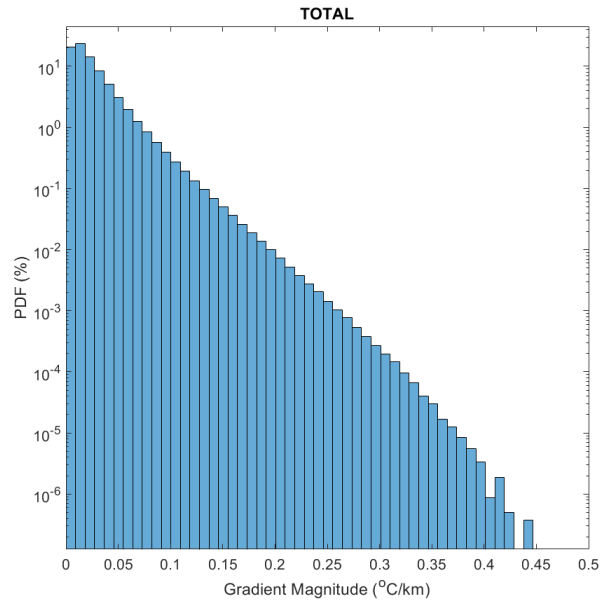


Figura 3.10: Histograma total de la magnitud de gradiente en escala logarítmica durante los años 2003-2019.

En términos generales la Figuras 3.11 y 3.12 muestran la variabilidad estacional del PDF de la magnitud del gradiente en escala lineal y logarítmica, respectivamente. En términos generales, el mayor rango de valores se presenta en verano cuando las mayores magnitudes del gradiente se desarrollan con valores sobre los 0.4 °C/km (Figura 3.12).

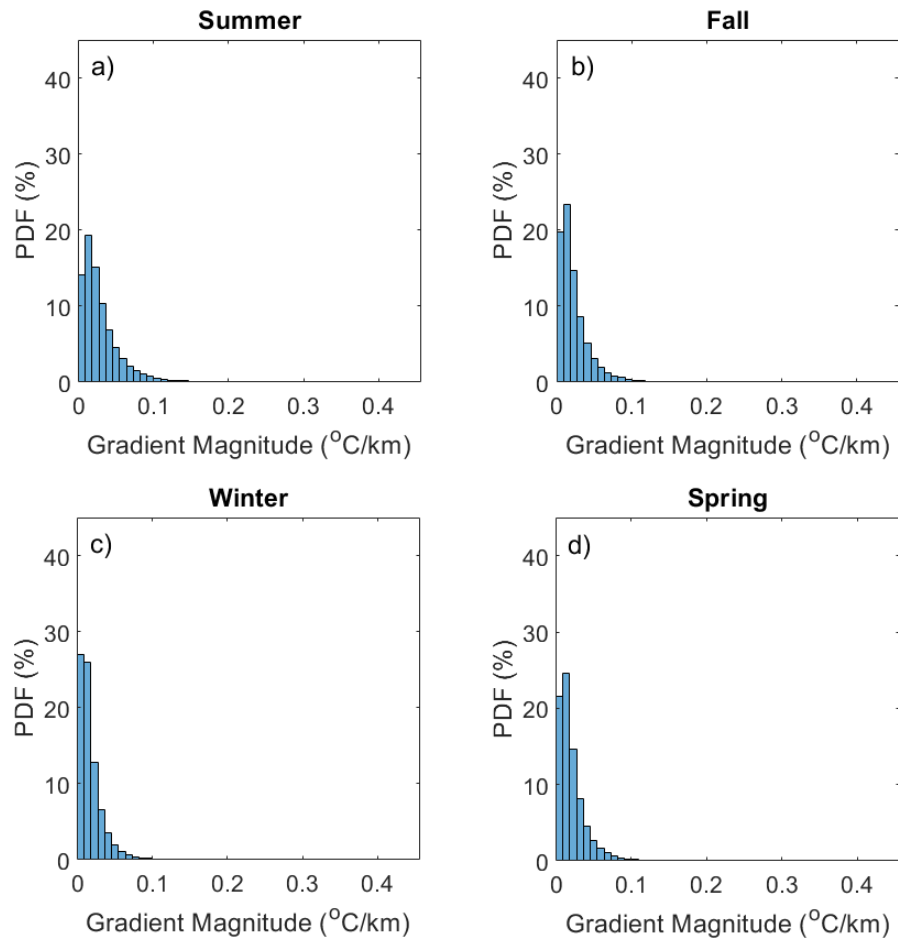


Figura 3.11: Histograma estacional de la magnitud de gradiente en escala lineal durante los años 2003-2019 y corresponden a (a) Verano, (b) Otoño, (c) Invierno, y (d) Primavera.

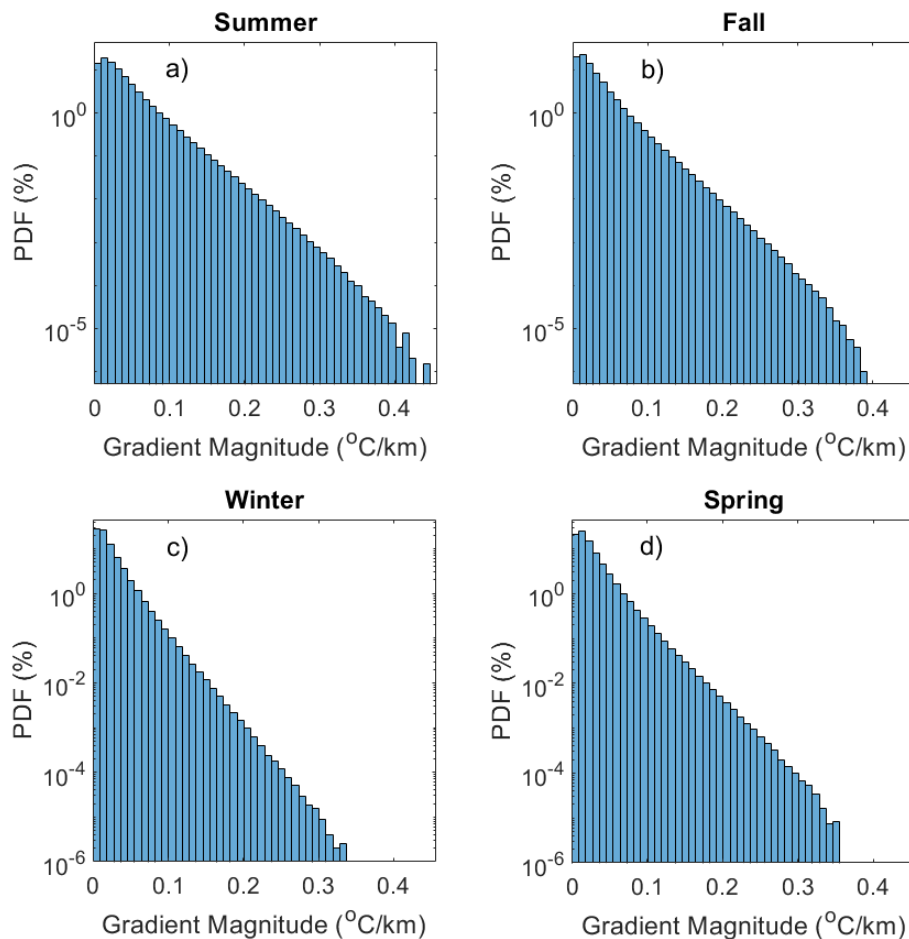


Figura 3.12: Histograma estacional de la magnitud de gradiente en escala logarítmica durante los años 2003-2019 y corresponden a (a) Verano, (b) Otoño, (c) Invierno, y (d) Primavera.

3.7. Probabilidad Frontal de la TSM.

El ciclo estacional de la probabilidad frontal (PF) de la TSM muestra una máxima actividad frontal durante verano, tanto en la zona oceánica como en el MIC 3.13. En otoño, la zona oceánica muestra menor probabilidad frontal pero se aprecia una zona estrecha con alta probabilidad frontal al sur de isla desertores (Figura 3.13b). En invierno sobresalen zonas como Boca del Guafo y canales donde se aprecia un mayor porcentaje de probabilidad. Por último, en primavera se destacan las zonas comprendidas entre Seno Reloncaví e Isla Desertores como las principales zonas con actividad frontal (Figura 3.13d).

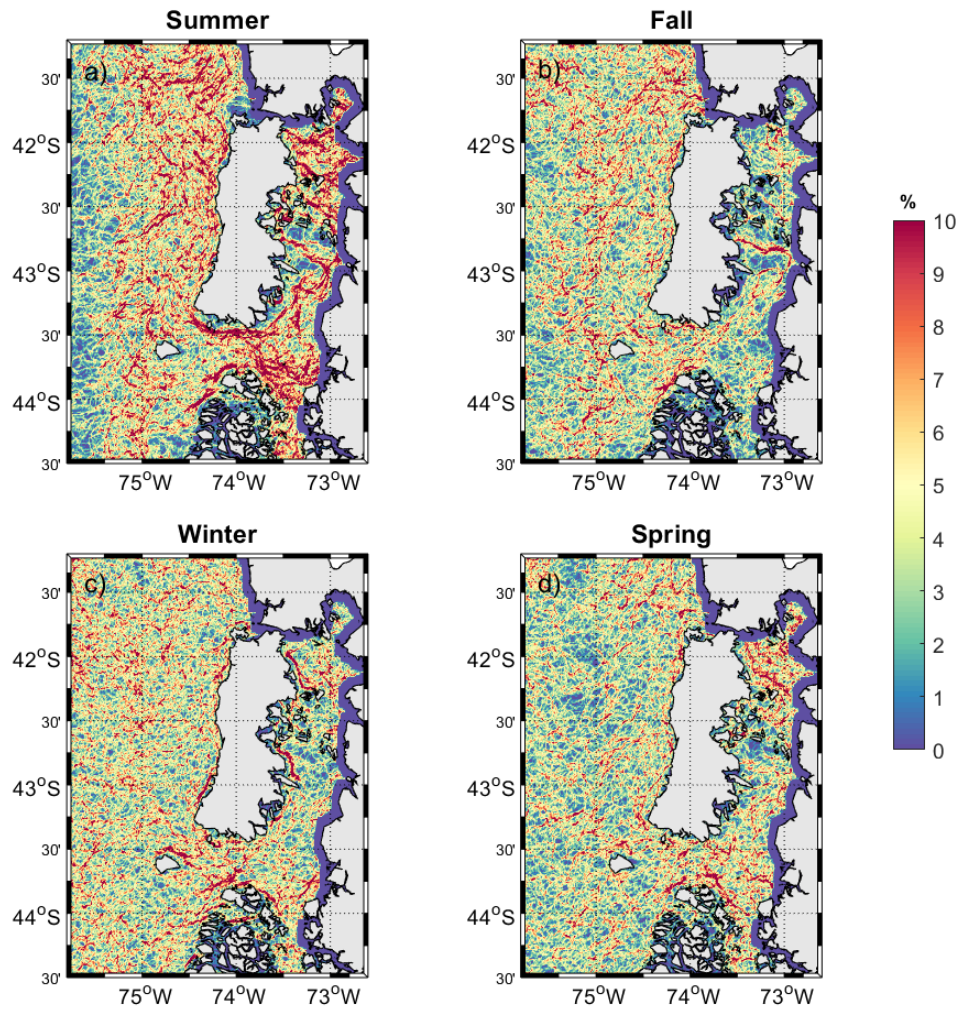


Figura 3.13: Probabilidad Frontal estacional de la TSM para los años 2003-2019.

La variabilidad interanual de la PF de verano se muestra en la Figura 3.14. Se observa alta actividad frontal en la zona oceánica caracterizada por una banda frontal paralela a la Isla Grande de Chiloé y dentro del MIC, particularmente en Seno Reloncaví para todos los años (2003-2019). Sin embargo, en los años 2003, 2004 y 2005 se presentó baja probabilidad frontal en la zona sur del MIC entre las islas desertores y Golfo de Corcovado (Figura 3.14A-C).

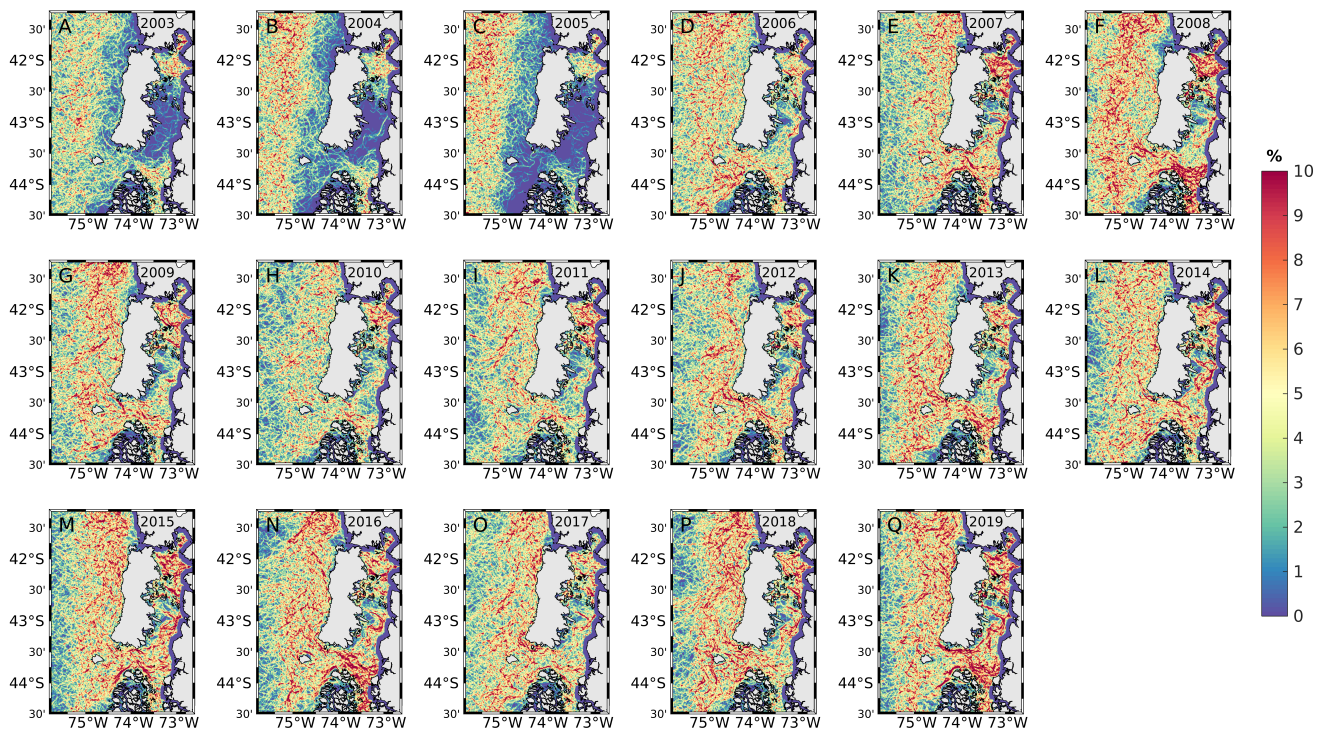


Figura 3.14: Variabilidad interanual de la probabilidad frontal de TSM en verano durante los años 2003-2019.

En general, el ciclo interanual de la PF de otoño también muestra altos valores en la zona oceánica frente a la Isla Grande de Chiloé (Figura 3.14). Sin embargo, estos valores de PF son menores que los presentados en verano. A diferencia de verano, donde los menores valores se restringen a la zona sur del MIC, una banda de baja actividad frontal (bajo PF) se extiende dentro de todo el MIC en otoño (Figura 3.15A-C).

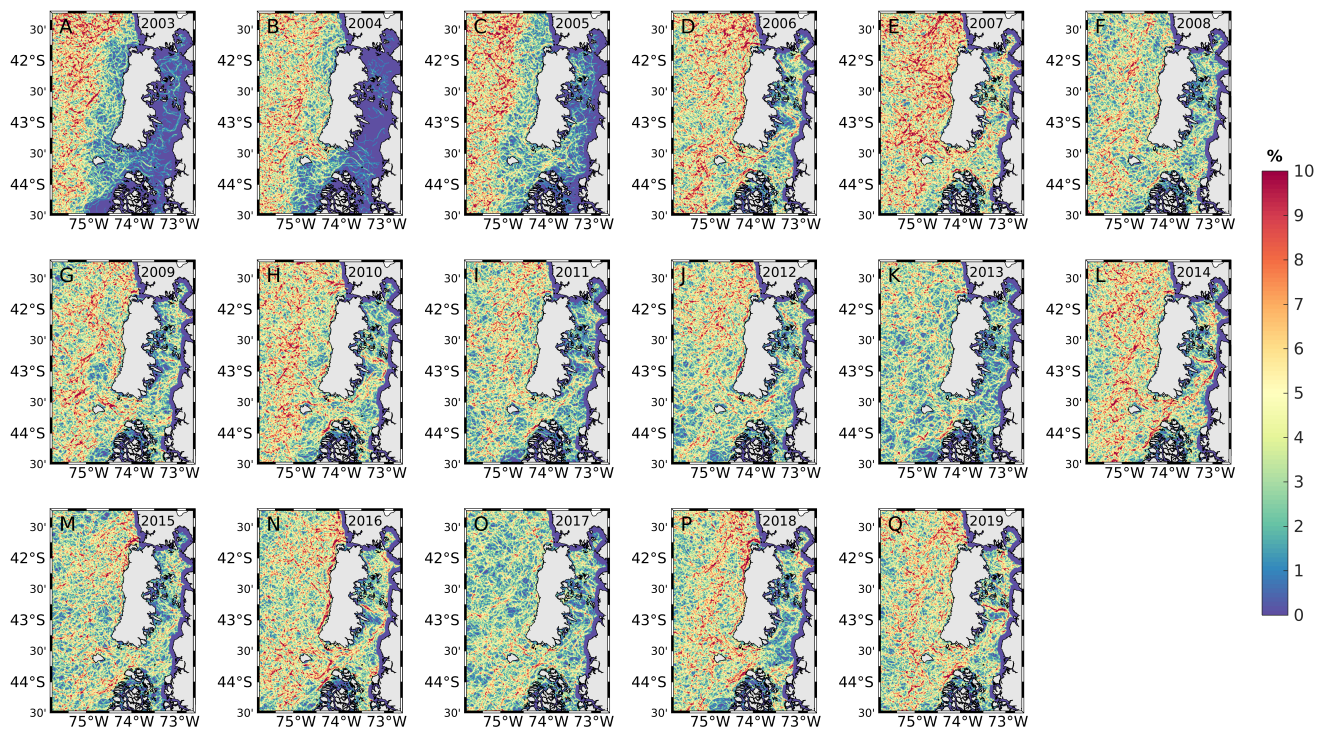


Figura 3.15: Variabilidad interanual de la probabilidad frontal de TSM en otoño durante los años 2003-2019.

La Figura 3.16 expone el ciclo interanual de la PF durante los años 2003-2019. Frecuentemente, observamos actividad frontal durante todos los años en la zona de estudio, además dentro del MIC resaltamos la aparición de frentes durante los años 2003-2005 (Figura 3.16A-C) que en estaciones de verano y otoño (Figura 3.14-3.15) no eran visibles. Por otra parte, no se observa las bandas de magnitud de gradiente en la zona oceánica que se describían en las estaciones anteriores. Por el contrario, el comportamiento en la parte oceánica tiende a ser bastante homogénea.

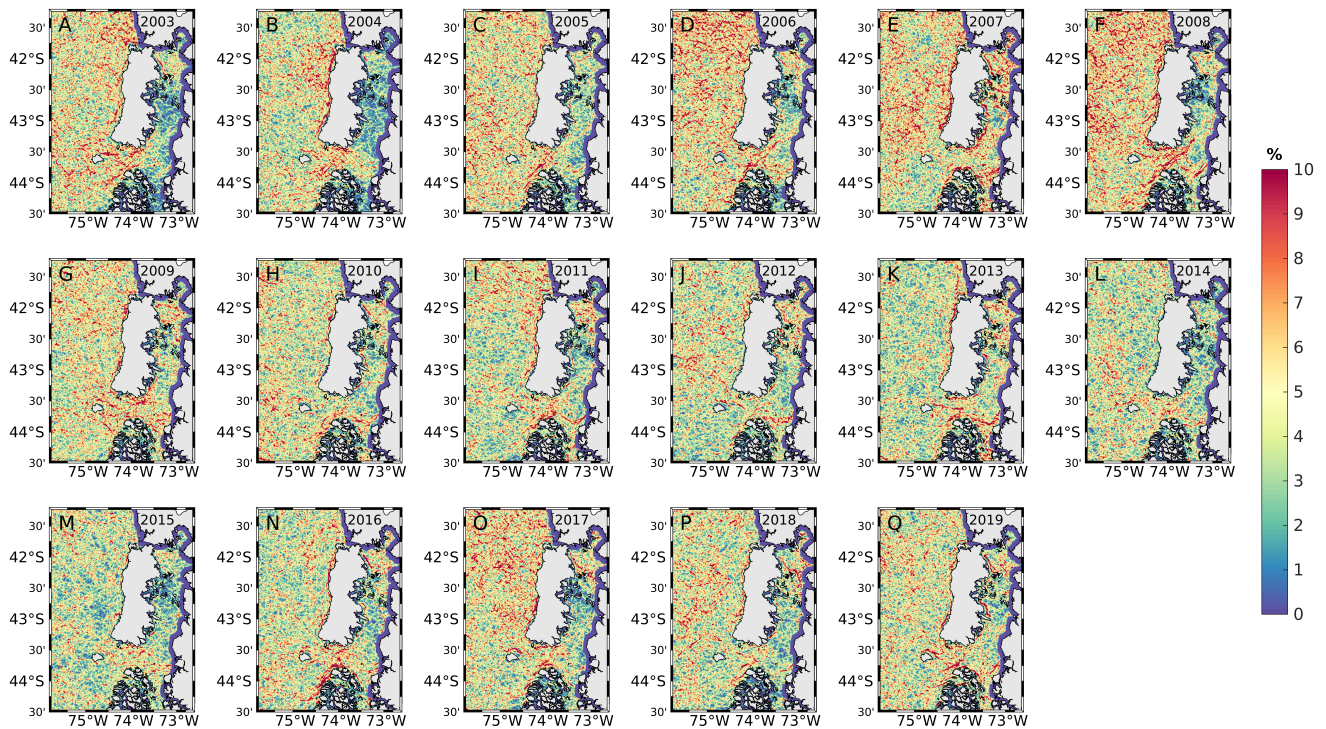


Figura 3.16: Variabilidad interanual de la probabilidad frontal de TSM en invierno durante los años 2003-2019.

La PF en primavera exhibe baja PF durante los años 2003-2005 (Figura 3.17A-C). Este comportamiento se observa claramente en la parte oceánica como dentro del MIC. Por otra parte, durante los años 2006-2019 (Figura 3.17D-Q) hay una concentración sobresaliente de frentes tanto en Seno Reloncaví como en la entrada oceánica por Boca del Guafo. El análisis de toda la variabilidad interanual de la PF deja de manifiesto un comportamiento anómalo durante los años 2003-2005 por lo que futuros estudios realizando análisis mas profundos en este aspecto son necesarios.

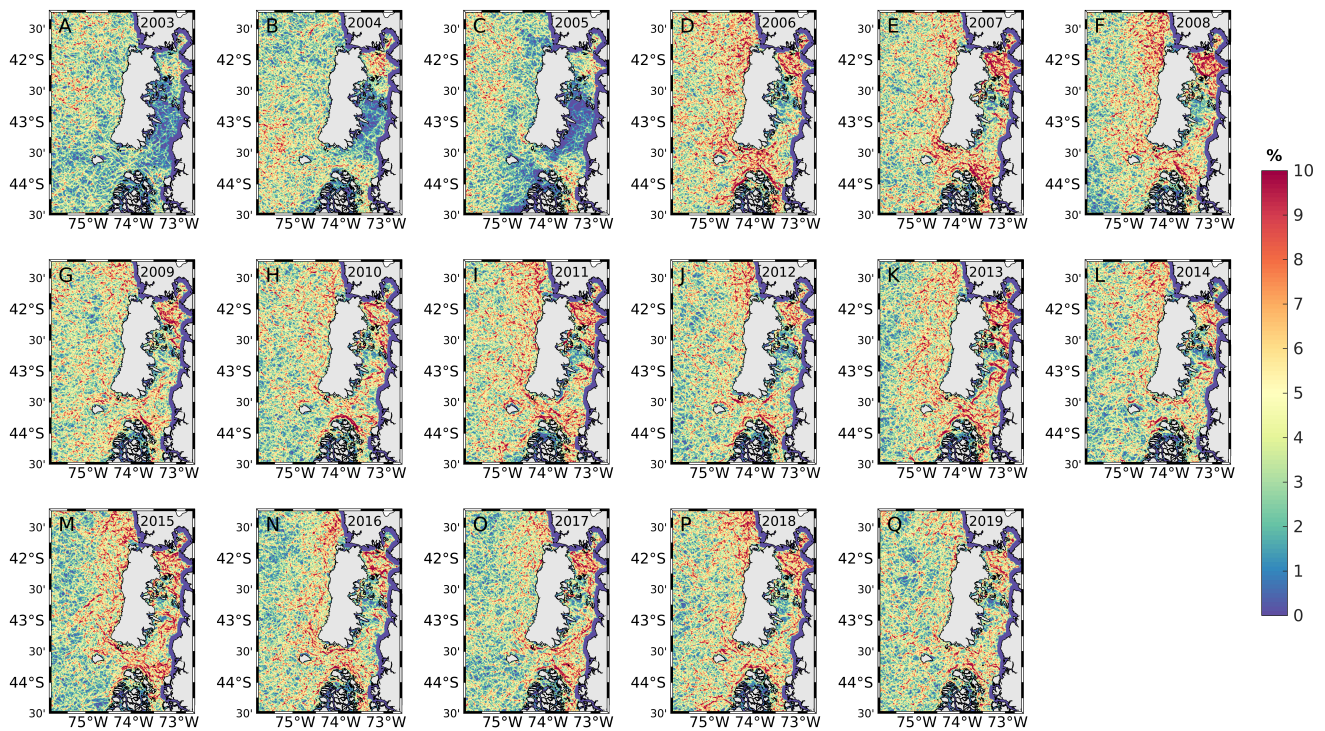


Figura 3.17: Variabilidad interanual de la probabilidad frontal de TSM en primavera durante los años 2003-2019.

3.8. Variabilidad Interanual de anomalías de TSM e Índices Climáticos.

La variabilidad temporal de las anomalías de TSM promediadas meridionalmente en toda la zona de estudio y los respectivos índices climáticos se muestran en la Figura 3.18. En particular, las anomalías de la TSM presentan amplitudes pequeñas y oscilan entre -1°C y 1°C . Estas siguieron aproximadamente el índice de El Niño Multivariado (MEI) y la Oscilación Decadal del Pacífico (PDO), y en algunos años coincidieron con el Modo Anular del Sur (SAM). En general, los períodos con anomalías positivas de MEI y TSM parecen haber estado asociadas a años de El Niño y las anomalías negativas de TSM a años de La Niña. Aunque existieron algunos años donde el MEI y SAM coincidieron con las anomalías de la TSM. Claramente, hay un desfase con la anomalía de la TSM en relación a los tres índices climáticos. Los episodios prolongados de anomalías positivas de TSM (que se extienden durante aproximadamente 2 años) al comienzo (2003–2005) y al final (2014–2017) de la serie temporal coincidieron con las fases positivas del MEI (Figura 3.18B) y PDO (Figura 3.18C).

Finalmente, podemos resaltar que durante el periodo de 2015-2016 la anomalía positiva de la TSM esta en buen acuerdo con los fases positivas de los tres índices climáticos (Figura 3.18B-D).

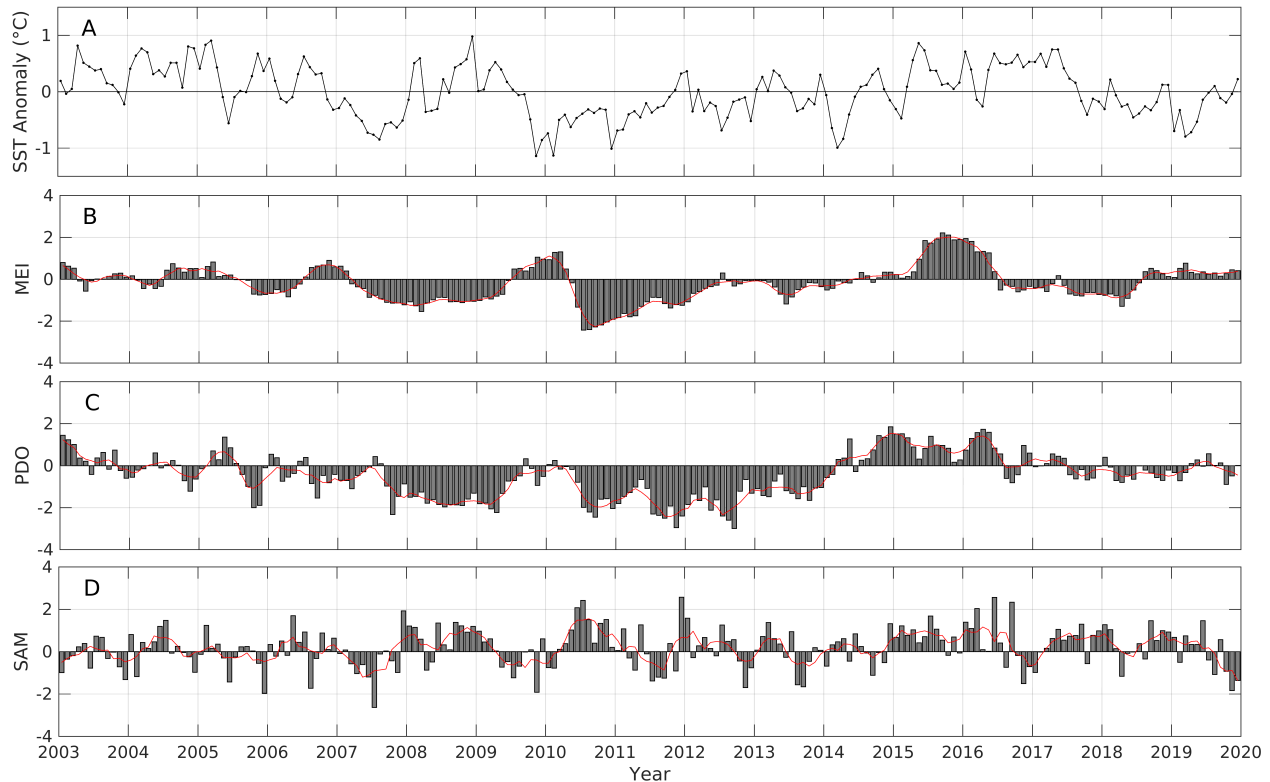


Figura 3.18: Series temporales de promedios mensuales de; (A) anomalías de TSM, (B) MEI mensual, (C) PDO mensual y (D) SAM. Las barras grises en B – D representan anomalías positivas y negativas, respectivamente. La línea roja continua en la parte superior de las barras en (B – D) corresponden a promedios móviles de 5 meses.

Se observa en la Figura 3.19 la variabilidad temporal de las anomalías de TSM con los respectivos índices climáticos durante los años 2003-2019. En general se visualizan 3 zonas: La zona norte del MIC (línea azul) se encuentra ubicada en -42.14°S y -73.0°W , la zona centro del MIC ubicada en -43.17°S y -73.17°W y por último en la zona oceánica su ubicación es -42.59°S y -74.81°W . Dichos píxeles se encuentran ubicados en la Figura 2.1 señalados por puntos rojos. En particular, notamos mayor amplitud y un desfase en la zona sur en relación a la parte norte y oceánica. Al comparar con los índices climáticos (Figura 3.19B-D) se observa un patrón similar a lo mostrado en la Figura 3.18. Es decir, hay períodos con anomalías positivas de MEI y TSM que se asocian a años de El Niño y las anomalías negativas de TSM

sugieren estar vinculadas con años de La Niña.

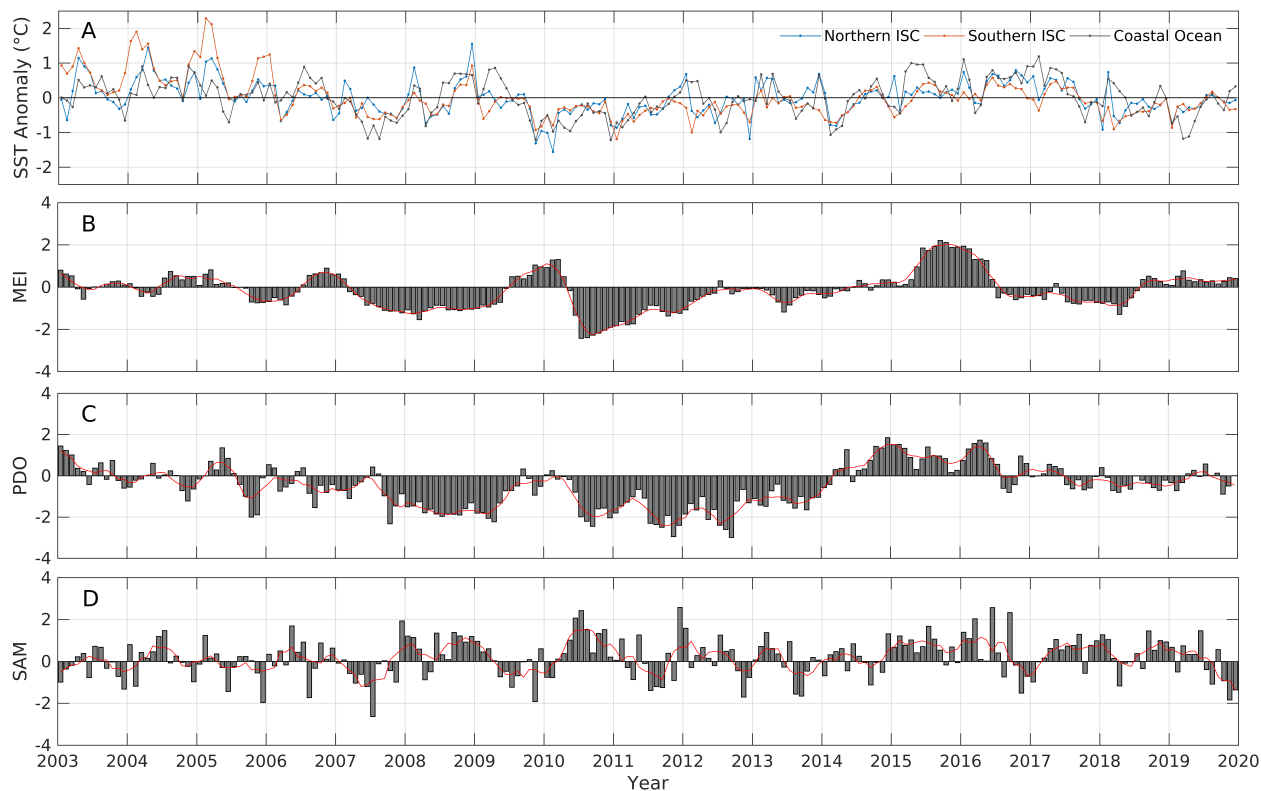


Figura 3.19: Series temporales de promedios mensuales de; (A) anomalías de TSM; en la zona norte MIC (azul), zona sur MIC (roja) y zona oceánica (negra), (B) MEI mensual, (C) PDO mensual y (D) SAM. Las barras grises y blancas en B – D representan anomalías positivas y negativas, respectivamente. La línea roja continua en la parte superior de las barras en (B – D) corresponden a promedios móviles de 5 meses.

Capítulo 4

Discusión

El estudio de los frentes en el Mar interior de Chiloé y la zona oceánica adyacente mediante observaciones satélites confirman una alta variabilidad espacio-temporal en la presencia de frentes termales. La validación de los datos satelitales de TSM con los datos in situ de la boya oceanográfica ubicada en Seno Reloncaví mostraron un coeficiente de correlación de 0.96 ($r=0.96$). Este es el primer estudio a la fecha que valida y analiza datos del producto MUR con 1 km de resolución espacial para el estudio de la variabilidad termal en el MIC. Estudios previos en la región usaron otros productos satelitales con alta resolución espacial, tales como MODIS, pero con el ruido asociado a la alta nubosidad de la zona de estudio y la falta de análisis con datos diarios (e.g. Lara et al., 2016; Pérez-Santos et al., 2019).

En relación a la climatología mostrada por la Figura 3.3 se puede observar que las máximas temperaturas de la zona oceánica se dan en verano y las mínimas en invierno. Estos resultados están en acuerdo a lo mostrado por Saldías et al. (2019). Sin embargo, sus resultados se enfocaron en la parte oceánica y no específicamente en el MIC, los cuales estudiaron la estructura de agua dulce y su respectiva variabilidad estacional donde se utilizaron datos de TSM, clorofila-a, promedio de lluvia, entre otros. En relación a la TSM, Saldías et al. (2019) usaron datos MODIS para los años 2003-2017 enfocándose plenamente en la variabilidad estacional, sin evaluar variabilidad de los frentes termales. Narváez et al. (2019) usaron campos de TSM promedio de 15 años de MODIS-Aqua donde mostraron una estructura espacial heterogénea en la región, con aguas oceánicas más cálidas en la sección noroeste y aguas más frías en las zonas costeras, así como en la sección sur del MIC. No obstante, a pesar de ser uno de los estudios mas completos en terminos de variabilidad de TSM en la zona norte de la Patagonia Chilena, la variabilidad estacional de la climatología no queda bien clarificada en relación a potenciales zonas frontales. El estudio por Strub et al. (2019) también

consideró campos medios de TSM, usando datos de MODIS-Aqua, donde se observaron las máximas temperatura en Seno Reloncaví y las mínimas en el sur del MIC, en buen acuerdo a lo obtenido en nuestro estudio. Teniendo en cuenta la climatología dada por la Figura 3.3 observamos campos de TSM heterogéneo a excepción del invierno (Figura 3.3c) en donde se aprecia baja variabilidad espacial de los valores de temperatura. Sin embargo, la TSM varia significativamente en otras estaciones del año. La baja variabilidad de la TSM en invierno implicaría menores valores en la magnitud del gradiente. Por el contrario, alta variabilidad media espacial (Figura 3.4), debería ser coherente en parte con el desarrollo de zonas de frentes con altos gradientes espaciales de TSM, tanto en la parte oceánica como dentro de la zona del MIC, específicamente entre Seno Reloncaví e Islas Desertores, en la zona de canales y Boca del Guafo.

Cabe señalar que son pocos los estudios que han cuantificado la magnitud del gradiente en esta zona de estudio, por lo que es de gran importancia conocer la variabilidad y estacionalidad de las zonas frontales ya que éstas son zonas de alta producción primaria con potencial importancia socio-económica para la región (e.g. Reese et al., 2011; Danell-Jiménez et al., 2009). Por ejemplo, Lara et al. (2010) evaluaron inicialmente de forma preliminar la presencia de gradientes y parches en el MIC, donde usaron 27 imágenes diarias de clorofila durante 3 años del satélite MODIS-Aqua. Por tanto, este trabajo sugiere zonas frontales en términos de la magnitud del gradiente y focalizando zonas de frentes en el área de estudio. Nuestros resultados (Figura 3.4a) sugieren que un alto gradiente de TSM en verano y otoño estaría asociado a un frente de surgencia, lo que es coherente con el patrón de vientos hacia el norte durante estas estaciones del año en la zona norte de la Patagonia (Pérez-Santos et al., 2019). Estas condiciones de surgencia frente a la isla de Chiloé se darían tanto por el bombeo ascendente de Ekman y transporte de Ekman durante primavera-verano favoreciendo el enfriamiento costero y mayores niveles de clorofila-a (Pérez-Santos et al., 2019).

Finalmente se considero un método mas robusto que la Magnitud del Gradiente para la detección de zonas frontales. El uso de la Probabilidad Frontal (PF), basado en el método de Canny, inicialmente usado por Saldías & Lara (2020b) para la zona costera de Chile centro-sur. De igual modo, nuestro estudio también considera PF a escala estacional e interanual tal como se muestra en Figura 3.13. Se destaca la banda intensa de frentes en la parte oceánica con un patrón similar a la la Figura 3.4. Por otra parte, aunque existen algunas zonas con magnitud de gradientes altos en el MIC, el PF clarifica el porcentaje de ocurrencia de frentes coherentes en una escala espacial determinada. El océano costero puede presentar zonas con alto gradiente termal pero puede darse en escalas transversales a un frente que no son coherentes con un frente termo-halino. Por lo que la presencia de un alto gradiente no significa

necesariamente la presencia de un frente separando dos masas de agua. Poco se sabe de la contribución relativa de las descargas de ríos con señales de temperatura contrastantes. Se sabe que hay muchas descargas de ríos en el MIC y que estos traen una señal de temperatura por lo que es esperable que existan gradientes termales por la influencia de estos ríos. Aunque en este trabajo no se consideró las descargas de ríos, estudios previos han mostrado la estacionalidad de los aportes de agua dulce al MIC (e.g. Aracena et al., 2011; Lara et al., 2010) que podrían ser parcialmente responsables de los resultados observados en la Figura 3.13.

En relación a la variabilidad interanual, el modo 1 del análisis EOF coincide con la serie de tiempo de la anomalía de la TSM (Figura 3.18A). Esto tiene sentido ya que el primer modo de variabilidad es el que representa mayormente el porcentaje de variabilidad. Esta anomalía presenta una fase positiva que inicialmente no coincide con los índices climáticos MEI, PDO y SAM durante los años 2003-2006. Sin embargo, se pueden observar que en los periodos mas negativos de la anomalía de la TSM, esta coincide con periodos prolongados de fases de La Niña (Figura 3.18B) y fases negativas del PDO (Figura 3.18D), lo cual implicaría que dentro del MIC el agua superficial este modulada en cierta medida por la variabilidad climática. Podemos resaltar también que para los años 2015-2016, la anomalía de la TSM coincide con la fase positiva de El Niño, PDO, y SAM. Estos resultados están en buen acuerdo a lo expuesto por Narváez et al. (2019) quienes reconocen un desfase entre la anomalía de la TSM y los respectivos índices climáticos. En particular, El Niño estaría siendo responsable de aguas mas cálidas dentro del MIC para los años 2015-2016. Por otro lado, tener una fase positiva del PDO implicaría la presencia de aguas más cálidas y vientos alisios debilitados, asociándose principalmente a El Niño. Por ultimo un SAM positivo ocasionaría una banda de vientos del oeste que se contrae hacia la Antártica, con mayores presiones sobre el sur de Chile y puede relacionarse con condiciones estables y secas. Esta condición también podría explicar aguas más cálidas en la región de Chiloé.

Capítulo 5

Conclusión

- El uso de datos MUR de alta resolución y la respectiva validación con datos *in situ* presentan alta correlación en nuestra región del Mar Interior de Chiloé por lo que se recomienda su uso en análisis de frentes termales costeros.
- El Mar Interior de Chiloé presentó clara diferenciación estacional de la TSM en sus cuencas norte y sur con mayores temperaturas promedio en la zona norte del Mar Interior de Chiloé. En general, esta zona presenta la mayor variabilidad en las estaciones de primavera y verano.
- La variabilidad interanual de la anomalía de la TSM y el modo 1 del EOF interanual, presentó baja correlación con los índices climáticos al considerar toda la serie de tiempo. Sin embargo, los periodos de tiempo más fríos y cálidos del Mar Interior de Chiloé fueron coherentes con fases cálidas/frías del MEI (niño y niña) y PDO.
- El Mar Interior de Chiloé presentó alta variabilidad estacional en la magnitud del gradiente y la probabilidad frontal, con frentes más intensos y frecuentes durante primavera-verano.
- Una banda de alta magnitud frontal se extendió meridionalmente en la zona costera afuera de la Isla Grande de Chiloé durante primavera-verano-otoño.
- La probabilidad frontal presentó marcada variabilidad interanual durante los primeros años de estudio, con la menor actividad frontal durante los años 2003, 2004, y 2005.

Bibliografía

- Acha, E. M., Piola, A., Iribarne, O., & Mianzan, H. (2015). *Ecological processes at marine fronts: Oases in the ocean*. Springer.
- 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*, 64–85.
- Aracena, C., Lange, C. B., Iriarte, J. L., Rebolledo, L., & Pantoja, S. (2011). Latitudinal patterns of export production recorded in surface sediments of the Chilean Patagonian fjords (41–55°S) as a response to water column productivity. *Continental Shelf Research*, *31*, 340–355.
- Aristegui, J., Sangra, P., Hernandez-Leon, S., Canton, M., Hernandez-Guerra, A., & Kerling, J. (1995). Island-induced eddies in the Canary Islands. *Oceanographic Literature Review*, *5*, 323.
- Bakun, A. (2006). Fronts and eddies as key structures in the habitat of marine fish larvae: opportunity, adaptive response and competitive advantage. *Scientia Marina*, *70*, 105–122.
- Barber, R. T., & Chavez, F. P. (1983). Biological consequences of El Niño. *Science*, *222*, 1203–1210.
- Barth, J. A., Bogucki, D., Pierce, S. D., & Kosro, P. M. (1998). Secondary circulation associated with a shelfbreak front. *Geophysical Research Letters*, *25*, 2761–2764.
- Baschek, B., Farmer, D. M., & Garrett, C. (2006). Tidal fronts and their role in air-sea gas exchange. *Journal of Marine Research*, *64*, 483–515.
- Belkin, I. (2002). New challenge: ocean fronts. *Journal of Marine Systems*, *1*, 1–2.
- Belkin, I. M., & Cornillon, P. C. (2007). Fronts in the world ocean's large marine ecosystems. *ICES CM*, *500*, 21.

- Belkin, I. M., Cornillon, P. C., & Sherman, K. (2009). Fronts in large marine ecosystems. *Progress in Oceanography*, *81*, 223–236.
- Blanton, J., & Atkinson, L. (1983). Transport and fate of river discharge on the continental shelf of the southeastern united states. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, *88*, 4730–4738.
- Bowman, M. J., & Iverson, R. L. (1978). Estuarine and plume fronts. In *Oceanic fronts in coastal processes* (pp. 87–104). Springer.
- Canny, J. (1986). A computational approach to edge detection. *IEEE Transactions on pattern analysis and machine intelligence*, (pp. 679–698).
- Castelao, R. M., Barth, J. A., & Mavor, T. P. (2005). Flow-topography interactions in the northern california current system observed from geostationary satellite data. *Geophysical research letters*, *32*.
- 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*.
- 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*, *119*, 1861–1875.
- Castillo, M., & Velenzuela, C. (2008). Circulation regime in the austral chilean channels and fjords. *Silva, N., Palma, S.(Eds.), Progress in the Oceanographic knowledge of Chilean Interior waters, from Puerto Montt to Cape Horn. Comité Oceanográfico Nacional-Pontificia Universidad Católica de Valparaíso. Valparaíso, Chile*, (pp. 59–62).
- Castillo, M. I., Cifuentes, U., Pizarro, O., Djurfeldt, L., & Caceres, M. (2016). Seasonal hydrography and surface outflow in a fjord with a deep sill: the reloncaví fjord, chile. *Ocean Science*, *12*.
- Cayula, J.-F., & Cornillon, P. (1992). Edge detection algorithm for sst images. *Journal of atmospheric and oceanic technology*, *9*, 67–80.
- Cayula, J.-F., & Cornillon, P. (1995). Multi-image edge detection for sst images. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, *12*, 821–829.
- Cayula, J.-F., & Cornillon, P. (1996). Cloud detection from a sequence of sst images. *Remote Sensing of Environment*, *55*, 80–88.

- Chapman, D. C., & Lentz, S. J. (1994). Trapping of a coastal density front by the bottom boundary layer. *Journal of Physical Oceanography*, *24*, 1464–1479.
- Cortés, G., Vargas, X., & McPhee, J. (2011). Climatic sensitivity of streamflow timing in the extratropical western andes cordillera. *Journal of Hydrology*, *405*, 93–109.
- Danell-Jiménez, A., Sanchez-Velasco, L., Lavín, M., & Marinone, S. (2009). Three-dimensional distribution of larval fish assemblages across a surface thermal/chlorophyll front in a semienclosed sea. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, *85*, 487–496.
- DeRycke, R. J., & Rao, P. K. (1973). Eddies along a gulf stream boundary viewed from a very high resolution radiometer. *Journal of Physical Oceanography*, *3*, 490–492.
- Dong, C., Mavor, T., Nencioli, F., Jiang, S., Uchiyama, Y., McWilliams, J. C., Dickey, T., Ondrusek, M., Zhang, H., & Clark, D. K. (2009). An oceanic cyclonic eddy on the lee side of lanai island, hawaii. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, *114*.
- Dong, C., McWilliams, J. C., & Shchepetkin, A. F. (2007). Island wakes in deep water. *Journal of Physical Oceanography*, *37*, 962–981.
- D’Asaro, E., Lee, C., Rainville, L., Harcourt, R., & Thomas, L. (2011). Enhanced turbulence and energy dissipation at ocean fronts. *science*, *332*, 318–322.
- Farmer, D., Pawlowicz, R., & Jiang, R. (2002). Tilting separation flows: a mechanism for intense vertical mixing in the coastal ocean. *Dynamics of atmospheres and oceans*, *36*, 43–58.
- Fedorov, K. N. (1986). The physical nature and structure of oceanic fronts, .
- Figueroa Montenegro, A. (2014). Variabilidad de las precipitaciones (1965-2012) en chile centro-sur (33, 9° s-41, 6° s) mediante índices estadísticos y temporales de la irregularidad, .
- Franco, B. C., Piola, A. R., Rivas, A. L., Baldoni, A., & Pisoni, J. P. (2008). Multiple thermal fronts near the patagonian shelf break. *Geophysical Research Letters*, *35*.
- Franks, P. J. (1992). Sink or swim: Accumulation of biomass at fronts. *Marine ecology progress series. Oldendorf*, *82*, 1–12.
- Fuenzalida, R. (1992). Proceso de surgencia en la región norte de chile, latitudes 20 30’s-21 45’s. *Invest. Cient. Tec., Ser. Ciencias del Mar*, *2*, 12–30.

- Garreaud, R. (2018a). Record-breaking climate anomalies lead to severe drought and environmental disruption in western patagonia in 2016. *Climate Research*, *74*, 217–229.
- Garreaud, R., & Rutllant, J. (2003). Coastal lows along the subtropical west coast of south america: Numerical simulation of a typical case. *Monthly Weather Review*, *131*, 891–908.
- Garreaud, R., Rutllant, J., & Fuenzalida, H. (2002). Coastal lows along the subtropical west coast of south america: Mean structure and evolution. *Monthly Weather Review*, *130*, 75–88.
- Garreaud, R. D. (2018b). A plausible atmospheric trigger for the 2017 coastal el niño. *International Journal of Climatology*, *38*, e1296–e1302.
- Garvine, R. W. (1975). The distribution of salinity and temperature in the connecticut river estuary. *Journal of Geophysical Research*, *80*, 1176–1183.
- Garvine, R. W. (1995). A dynamical system for classifying buoyant coastal discharges. *Continental Shelf Research*, *15*, 1585–1596.
- Gawarkiewicz, G., & Chapman, D. C. (1992). The role of stratification in the formation and maintenance of shelf-break fronts. *Journal of Physical Oceanography*, *22*, 753–772.
- Hickey, B., Pietrafesa, L. J., Jay, D. A., & Boicourt, W. C. (1998). The columbia river plume study: Subtidal variability in the velocity and salinity fields. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, *103*, 10339–10368.
- Holligan, P. (1981). Biological implications of fronts on the northwest european continental shelf. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series A, Mathematical and Physical Sciences*, *302*, 547–562.
- Holyer, R. J., & Peckinpaugh, S. H. (1989a). Edge detection applied to satellite imagery of the oceans. *IEEE transactions on geoscience and remote sensing*, *27*, 46–56.
- Holyer, R. J., & Peckinpaugh, S. H. (1989b). Edge detection applied to satellite imagery of the oceans. *IEEE transactions on geoscience and remote sensing*, *27*, 46–56.
- Hormazabal, S., Shaffer, G., & Leth, O. (2004). Coastal transition zone off chile. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, *109*.
- Houghton, R. W., & Visbeck, M. (1998). Upwelling and convergence in the middle atlantic bight shelfbreak front. *Geophysical Research Letters*, *25*, 2765–2768.

- Iriarte, J., León-Muñoz, J., Marcé, R., Clément, A., & Lara, C. (2017). Influence of seasonal freshwater streamflow regimes on phytoplankton blooms in a patagonian fjord. *New Zealand Journal of Marine and Freshwater Research*, *51*, 304–315.
- Johnson, G. C., McPhaden, M. J., & Firing, E. (2001). Equatorial pacific ocean horizontal velocity, divergence, and upwelling. *Journal of Physical Oceanography*, *31*, 839–849.
- Kahru, M., Di Lorenzo, E., Manzano-Sarabia, M., & Mitchell, B. G. (2012). Spatial and temporal statistics of sea surface temperature and chlorophyll fronts in the california current. *Journal of plankton research*, *34*, 749–760.
- Kidson, J. W. (1988). Interannual variations in the southern hemisphere circulation. *Journal of Climate*, *1*, 1177–1198.
- Klein, P., & Lapeyre, G. (2009). The oceanic vertical pump induced by mesoscale and submesoscale turbulence. *Annual review of marine science*, *1*, 351–375.
- Lara, C., Miranda, M., Montecino, V., & Iriarte, J. L. (2010). Chlorophyll-a modis mesoscale variability in the inner sea of chiloé, patagonia, chile (41-43° s): Patches and gradients? *Revista de biología marina y oceanografía*, *45*, 217–225.
- Lara, C., Saldías, G. S., Tapia, F. J., 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 patagonia (41–44 s). *Journal of Marine Systems*, *155*, 11–18.
- 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*.
- Levitus, S., & Gelfeld, R. D. (1992). National oceanographic data center inventory of physical oceanographic profiles. *Key to oceanographic records documentation*, (p. 242).
- Lévy, M., Ferrari, R., Franks, P. J., Martin, A. P., & Rivière, P. (2012). Bringing physics to life at the submesoscale. *Geophysical Research Letters*, *39*.
- Lévy, M., Klein, P., & Treguier, A.-M. (2001). Impact of sub-mesoscale physics on production and subduction of phytoplankton in an oligotrophic regime. *Journal of marine research*, *59*, 535–565.
- Mann, K. H., & Lazier, J. R. (2013). *Dynamics of marine ecosystems: biological-physical interactions in the oceans*. John Wiley & Sons.

- Mardones, L. S., Marioni, S., & Sierra, A. P. (1999). Variabilidad espaciotemporal de la temperatura superficial del mar en el golfo de california. *Ciencias Marinas*, *25*, 1–30.
- 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. *Revista de biología marina y oceanografía*, *50*, 39–52.
- Matano, R. P., & Palma, E. D. (2008). On the upwelling of downwelling currents. *Journal of Physical Oceanography*, *38*, 2482–2500.
- Matano, R. P., & Palma, E. D. (2010). The upstream spreading of bottom-trapped plumes. *Journal of physical oceanography*, *40*, 1631–1650.
- Mavor, T. P., & Bisagni, J. J. (2001). Seasonal variability of sea-surface temperature fronts on georges bank. *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, *48*, 215–243.
- McGillicuddy, D., Robinson, A., Siegel, D., Jannasch, H., Johnson, R., Dickey, T., McNeil, J., Michaels, A., & Knap, A. (1998). Influence of mesoscale eddies on new production in the sargasso sea. *Nature*, *394*, 263–266.
- Montecino, V., & Pizarro, G. (2008). Primary productivity and phytoplankton size and biomass in the austral chilean channels and fjords: spring-summer patterns. *Silva, N., and S. Palma*, 9397.
- 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*, 59–73.
- Nieto Saavedra, K. et al. (2009). Variabilidad oceánica de mesoescala en los ecosistemas de afloramiento de chile y canarias: una comparación a partir de datos satelitales, .
- O'Donnell, J. (1993). Surface fronts in estuaries: a review. *Estuaries*, *16*, 12–39.
- Olson, D. B., & Backus, R. H. (1985). The concentrating of organisms at fronts: a cold-water fish and a warm-core gulf stream ring. *Journal of Marine Research*, *43*, 113–137.
- Olson, D. B., Hitchcock, G. L., Mariano, A. J., Ashjian, C. J., Peng, G., Nero, R. W., & Podestá, G. P. (1994). Life on the edge: marine life and fronts. *Oceanography*, *7*, 52–60.
- Orsi, A. H., Whitworth III, T., & Nowlin Jr, W. D. (1995). On the meridional extent and fronts of the antarctic circumpolar current. *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, *42*, 641–673.

- Otero, P., Ruiz-Villarreal, M., & Peliz, A. (2009). River plume fronts off nw iberia from satellite observations and model data. *ICES Journal of Marine Science*, *66*, 1853–1864.
- Pajares Martinsanz, G., García, C., Jesús, M. et al. (2002). *Visión por computador: imágenes digitales y aplicaciones*.
- Palma, S., Silva, N., Retamal, M. C., & Castro, L. (2011). Seasonal and vertical distributional patterns of siphonophores and medusae in the chiloé interior sea, chile. *Continental Shelf Research*, *31*, 260–271.
- Pauly, D., & Christensen, V. (1995). Primary production required to sustain global fisheries. *Nature*, *374*, 255–257.
- 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*.
- Quintana, J., & Aceituno, P. (2012). Changes in the rainfall regime along the extratropical west coast of south america (chile): 30-43° s. *Atmósfera*, *25*, 1–22.
- Rahn, D. A., & Garreaud, R. D. (2014). A synoptic climatology of the near-surface wind along the west coast of south america. *International Journal of Climatology*, *34*, 780–792.
- Reese, D. C., O'Malley, R. T., Brodeur, R. D., & Churnside, J. H. (2011). Epipelagic fish distributions in relation to thermal fronts in a coastal upwelling system using high-resolution remote-sensing techniques. *ICES Journal of Marine Science*, *68*, 1865–1874.
- Rennie, S. E., Largier, J. L., & Lentz, S. J. (1999). Observations of a pulsed buoyancy current downstream of chesapeake bay. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, *104*, 18227–18240.
- Rodrigo, C. (2008). Submarine topography in the chilean north patagonian channels. *progress in the oceanographic knowledge of Chilean inner waters, from Puerto Montt to Cape Horn. Comité Oceanográfico Nacional-Pontificia Universidad Católica de Valparaíso, Valparaíso*, (pp. 19–23).
- Rubio-Álvarez, E., & McPhee, J. (2010). Patterns of spatial and temporal variability in streamflow records in south central chile in the period 1952–2003. *Water Resources Research*, *46*.

- Rutllant, J., & Fuenzalida, H. (1991). Synoptic aspects of the central chile rainfall variability associated with the southern oscillation. *International Journal of Climatology*, *11*, 63–76.
- Saldías, G. S., & Allen, S. E. (2020). The influence of a submarine canyon on the circulation and cross-shore exchanges around an upwelling front. *Journal of Physical Oceanography*, *50*, 1677–1698.
- Saldías, G. S., & Lara, C. (2020a). Satellite-derived sea surface temperature fronts in a river-influenced coastal upwelling area off central-southern chile. *Regional Studies in Marine Science*, (p. 101322).
- Saldías, G. S., & Lara, C. (2020b). Satellite-derived sea surface temperature fronts in a river-influenced coastal upwelling area off central-southern chile. *Regional Studies in Marine Science*, (p. 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.
- Saldías, G. S., Sobarzo, M., & Quiñones, R. (2019). Freshwater structure and its seasonal variability off western patagonia. *Progress in Oceanography*, *174*, 143–153.
- Sievers, H. (2008). Water masses and circulation in austral chilean channels and fjords. *Progress in the oceanographic knowledge of Chilean interior waters, from Puerto Montt to Cape Horn*, (pp. 53–58).
- Silva, N., Haro, J., & Prego, R. (2009). Metals background and enrichment in the chiloé interior sea sediments (chile). is there any segregation between fjords, channels and sounds? *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, *82*, 469–476.
- Silva, N., & Palma, S. (2008). 1.1 the cimarron program in the austral chilean channels and fjords, .
- Simpson, J. (1990). On the accurate detection and enhancement of oceanic features observed in satellite data. *Remote Sensing of Environment*, *33*, 17–33.
- Smith, R. (1968). Upwelling. *oceanography marine biological annual review* *6*: 11-47.
- Smith, R. (1994). The physical processes of coastal ocean upwelling systems. *Upwelling in the ocean: Modern processes and ancient records*, (pp. 39–64).

- Sokolov, S., & Rintoul, S. R. (2009). Circumpolar structure and distribution of the antarctic circumpolar current fronts: 1. mean circumpolar paths. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, *114*.
- Sournia, A. (1994). Pelagic biogeography and fronts. *Progress in Oceanography*, *34*, 109–120.
- Strub, P., & Kosro, P. (). A. huyer (1991). *The nature of the cold filaments in the California Current System*, *J. Geophys. Res*, *96*, 14–743.
- Strub, P. T. (1998). Coastal ocean circulation off western south america. *The global coastal ocean. Regional studies and syntheses*, (pp. 273–315).
- Strub, P. T., James, C., Montecino, V., Rutllant, J. A., & Blanco, J. L. (2019). Ocean circulation along the southern chile transition region (38°–46° s): Mean, seasonal and interannual variability, with a focus on 2014–2016. *Progress in Oceanography*, *172*, 159–198.
- Talley, L. D. (2011). *Descriptive physical oceanography: an introduction*. Academic press.
- Tandon, A., & Garrett, C. (1994). Mixed layer restratification due to a horizontal density gradient. *Journal of Physical Oceanography*, *24*, 1419–1424.
- Thomas, L. N., Tandon, A., & Mahadevan, A. (2008). Submesoscale processes and dynamics. *Ocean modeling in an Eddying Regime*, *177*, 17–38.
- Thompson, D. W., & Wallace, J. M. (2000). Annular modes in the extratropical circulation. part i: Month-to-month variability. *Journal of climate*, *13*, 1000–1016.
- Thomson, R. E., & Emery, W. J. (2014). *Data analysis methods in physical oceanography*. Newnes.
- Ullman, D. S., & Cornillon, P. C. (1999). Satellite-derived sea surface temperature fronts on the continental shelf off the northeast us coast. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, *104*, 23459–23478.
- Vázquez, D. P., Atae-Allah, C., & Escamilla, P. L. L. (1999). Entropic approach to edge detection for sst images. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, *16*, 970–979.
- Vazquez-Cuervo, J., Dewitte, B., Chin, T. M., Armstrong, E. M., Purca, S., & Alburquerque, E. (2013). An analysis of sst gradients off the peruvian coast: The impact of going to higher resolution. *Remote Sensing of Environment*, *131*, 76–84.

- Wall, C. C., Muller-Karger, F. E., Roffer, M. A., Hu, C., Yao, W., & Luther, M. E. (2008). Satellite remote sensing of surface oceanic fronts in coastal waters off west-central florida. *Remote Sensing of Environment*, *112*, 2963–2976.
- Wang, Y., Yu, Y., Zhang, Y., Zhang, H.-R., & Chai, F. (2020). Distribution and variability of sea surface temperature fronts in the south china sea. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, (p. 106793).
- Waylen, P., & Poveda, G. (2002). El niño–southern oscillation and aspects of western south american hydro-climatology. *Hydrological Processes*, *16*, 1247–1260.
- Wolanski, E., & Hamner, W. M. (1988). Topographically controlled fronts in the ocean and their biological influence. *Science*, *241*, 177–181.
- Wooster, W. S. (1963). Eastern boundary currents. *The sea*, *2*, 253–280.
- Wyrski, K., & Kilonsky, B. (1984). Mean water and current structure during the hawaii-to-tahiti shuttle experiment. *Journal of Physical Oceanography*, *14*, 242–254.