

UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE BAJA CALIFORNIA
FACULTAD DE CIENCIAS MARINAS
INSTITUTO DE INVESTIGACIONES OCEANOLÓGICAS



**“VARIABILIDAD ESPACIO TEMPORAL DE FRENTES OCEANICOS EN LA REGIÓN
DEL FRENTE DE ENSENADA”**

**TESIS QUE PARA CUBRIR PARCIALMENTE LOS REQUISITOS PARA OBTENER
EL GRADO DE**

DOCTOR EN CIENCIAS EN OCEANOGRAFÍA COSTERA

PRESENTA

FRANK CLAUDIO OLAYA

ENSENADA, B. C., MÉXICO, MAYO DE 2022

Resumen

Los frentes oceánicos se definen por ser zonas estrechas donde se observa un cambio marcado en el gradiente horizontal de alguna característica física o química del mar, como la temperatura, salinidad o densidad. Estas estructuras oceánicas son de suma importancia a nivel físico y biológico ya que son sitios en donde se ha demostrado una alta productividad primaria. En el presente trabajo se estudiaron los frentes oceánicos en la región del Frente de Ensenada, una estructura persistente situada en el sureste del sistema de la Corriente de California. Para lograr este objetivo, se propone una técnica novedosa para realizar el análisis de datos hidrográficos obtenidos desde vehículos submarinos autónomos y teledirigidos (glider) y el procesamiento de imágenes para detectar frentes de densidad y temperatura superficial del mar (TSM) sobre un transecto perpendicular a la costa en el sur de California, E.U. en el periodo 2006-2013. Además, se realizaron detecciones de frentes en dos conjuntos de datos de TSM nivel 4, con el fin de calcular la frecuencia e intensidad del Frente de Ensenada y estudiar el alcance de las imágenes de alta resolución en la detección de frentes oceánicos. Los resultados muestran coincidencias en los máximos de la frecuencia frontal (FF) en la zona de transición a ~130 km de la costa, detectada tanto en los datos de glider como en las imágenes de Multi-escala de Ultra-alta Resolución (MUR). Sin embargo, se encontraron marcadas diferencias en la climatología bimensual, con alta FF en primavera-verano para glider y baja FF en verano para MUR. Se encontró que los frentes termohalinos compensados son más abundantes hacia la zona oceánica, aunque la mayoría de los frentes se detectan utilizando criterios de temperatura o densidad, lo que indica que la contribución de la temperatura a la densidad en esta región es la contribución termohalina más importante. La detección de frentes y los mapas climatológicos de la FF a partir de los dos conjuntos de datos de nivel 4 de TSM, mostró que en la región del Frente de Ensenada se encuentran estructuras frontales cuya longitud promedio es mayor a 50 km. La longitud decrece notablemente hacia el verano. La mayor frecuencia frontal se presenta entre abril y septiembre en el nororiente y suroriente de la región, cuando las surgencias costeras son más intensas y con una mayor influencia lejos de la costa.

Palabras clave: Frentes oceánicos; glider; Frente de Ensenada; frecuencia frontal; MUR.

FACULTAD DE CIENCIAS MARINAS
INSTITUTO DE INVESTIGACIONES OCEANOLÓGICAS
POSGRADO EN OCEANOGRAFIA COSTERA

VARIABILIDAD ESPACIO TEMPORAL DE FRENTE OCEANICOS
EN LA REGIÓN DEL FRENTE DE ENSENADA

T E S I S

QUE PARA CUBRIR PARCIALMENTE LOS REQUISITOS NECESARIOS PARA
OBTENER EL GRADO DE

DOCTOR EN CIENCIAS EN OCEANOGRAFÍA COSTERA

PRESENTA

FRANK CLAUDIO OLAYA

Aprobada por:



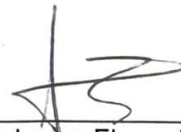
Dr. Reginaldo Durazo Arvizu
Director de tesis



Dr. Enric Pallàs Sanz
Sinodal



Dr. Rubén Castro Valdez
Sinodal



Dra. Ana Laura Flores Morales
Sinodal



Dr. Rafael Hernández Walls
Sinodal

Dedicatoria

Con todo el amor del universo dedico principalmente este trabajo a mis hijos William y Mateo (Will & Pesho), porque llegaron como un regalo a mi vida llenándome de motivación día a día.

A mi esposa Itzi (Chipis) a la cual amo mucho y ha tenido todo el amor y paciencia para acompañarme durante este largo proyecto.

También va dedicado a mi madre Manuela Olaya, mi hermana Camila Andrea, mi hermano Jorge Martínez. Por qué sé que desde su interior han creído y confiado en mí para obtener este título. Por qué un día me tuve que ir a desafiar mi suerte y los deje solos.

A mi sobrina Mari (Chócoros) porque te amo como un padre y siempre te protegeré y tratare de darte buenos caminos para que puedas caminar.

Al Padre Celestial porque desde el infinito del universo me has sostenido y nunca me dejaste caer más allá de lo permitido.

‘Y aunque tu principio haya sido pequeño tu postrer estado será mayor’

Job 8:7

Agradecimientos:

Inicialmente quiero darle gracias a mi director Reginaldo Durazo, pues fue quien me dio su confianza para realizar este trabajo. Más que un director ha sido una excelente persona y siempre me mostro la calidad de ser humano que es.

Agradezco a los doctores: Enric Pallás Sanz, Ana Laura Flores Morales, Rubén Castro Valdez y Rafael Hernández Walls; por ser parte de este proyecto y por su tiempo para la construcción de este manuscrito.

También agradezco a la facultad de ciencias marinas que ha sido durante este tiempo mi casa, donde he aprendido mucho y he forjado en mi mente excelentes ideas en la construcción de mi pensamiento oceanográfico. Muchas gracias a los profesores que compartí aula y en general a todo el personal administrativo los cuales siempre me atendieron con mucho entusiasmo y profesionalidad. A la profe Tirza Tanahara por prepararme con mucho agrado para las pruebas de inglés.

A la Pontificia Universidad Católica de Valparaíso (Chile), Escuela de ciencias del mar donde hice mi estancia de investigación científica. En especial a la Dr. Vera Oerder quien muy a pesar de su estado de embarazo me recibió y trabajo en las ideas de lo que es mi primer artículo científico.

Agradezco al consejo Nacional de Ciencias y Tecnología (CONACyT) por el apoyo económico para realizar este estudio de doctorado. También al proyecto Sep CONACyT 255602 quien brindo recursos para mejorar el análisis y procesamiento de los datos.

Quiero agradecer a mi amigo Dr. Enrique Morales Acuña quien hace mucho tiempo en una noche fría de la capital colombiana me entusiasmo por el conocimiento de la oceanografía. También a las personas con quienes he compartido durante la estancia como estudiante de posgrado, Diego ('Mami que'), Daniela ('Danny'), Liliana ('Lili'), Javi ('Asere') Jorge ('Parcero'), Catalina ('Cata') y a todos que no menciono pero que de una u otra forma contribuyeron con este logro.

A mi familia de México: Señor Miguel, Señora Atziri, Atzirita, Mike, Paty y Blanquita; muchas gracias por todo su apoyo y comprensión durante todo este tiempo.

A "Amaita" (Elsy Melo) por ser mi segunda madre, criarme a unos de sus hijos y creer en mis capacidades donde nadie las veía. A Wilmer y Zugel que nos criamos como hermanos y sé que estarán muy alegres por esta meta alcanzada. A todas mis tías paternas (Daysi, Ilse, Nurys, Miriam) porque siempre han querido lo mejor para mí. En general a todos mis familiares (Mabel, Milton, Alex, Yamith, Lina, ...) a quienes agradezco mucho y deseo que el Padre Celestial los cuide y proteja.

A mis amigos de infancia que siempre han estado orgullosos de mí y saben que en la vida siempre he venido de menos a más: Jairo, Fabián, Nubia, Katty, Grace, Marlon, Juan Pablo. Y otros que han llegado en algún momento de mi vida: Jaider, Meyer, Alfredo, Jhon Carlos, Cristian Ospina y las demás personas que no aparecen escritas, pero al igual les doy las gracias.

Índice

1. Introducción.....	9
2. Objetivos.....	18
2.1. Objetivo general.....	18
2.2. Objetivos Específicos	18
3. Justificación.....	18
Referencias	19
4. Capítulo 1.	23
Detección de frentes oceánicos por medio de datos de glider y datos de tsm al sureste del sistema de la corriente de California	23
4.1 Resumen.....	23
5. Capítulo 2.	24
Detección frontal en la zona del frente de Ensenada mediante datos de temperatura superficial del mar nivel 4.	24
5.1. Resumen.....	24
5.2. Introducción.....	25
5.3. Materiales y métodos.....	28
5.3.1. Datos de TSM.....	28
5.3.2. Datos G1SST.....	28
5.3.3 Datos MUR	29
5.3.4 Detección frontal	29
5.4. Resultados.....	31
5.5. Discusión	36
5.5.1 Detección de frentes	36
5.5.2 Alcance de la detección en las imágenes de nivel 4.....	39
5.5.3. Importancia de las técnicas de detección de frentes.....	41
5.6. Conclusiones.....	43
Apéndice A.....	44
Referencias	46
6. Conclusiones generales y aporte relevantes de la investigación.	49

Lista de figuras

Figura 1. Diagrama esquemático de la distribución termohalina alrededor de un frente típico, y la circulación asociada al mismo (modificado de Jing et al., 2021)	11
Figura 2. Circulación superficial estacional en el Sistema de la Corriente de California. Tomado de Strub & James (1998).....	14
Figura 3. Bosquejo del campo de viento a lo largo de la costa que genera una surgencia costera.....	15
Figura 4. Representación esquemática del Frente de Ensenada y las masas de aguas asociadas.....	17
Figura 5.1. Diagrama de flujo que describe la metodología utilizada en la detección de frentes y cálculo de la frecuencia frontal	30
Figura 5.2. Climatología de los umbrales obtenidos durante el periodo de estudio entre los datos G1SST y MUR.....	31
Figura 5.3. Detección de frentes (a y b) en intensidad frontal (c y d) para los datos G1SST y MUR respectivamente, para el 01/07/2012. El valor de Th en cada caso representa el umbral utilizado para la detección.	32
Figura 5.4. Promedios mensuales del número de frentes detectados por los datos G1SST (a) y MUR (b) para el periodo de estudio.	33
Figura 5.5. Promedio mensual de longitudes frontales detectadas en la región del FE en los datos de TSM de nivel 4 G1SST (a) y MUR (b) para el periodo de estudio.....	34
Figura 5.6. Climatología mensual de FF para el periodo de estudio utilizando los datos G1SST.....	35
Figura 5.7. Climatología mensual de FF para el periodo de estudio utilizando los datos MUR.....	36
Figura 5.8. Promedio mensual de máximas FF para el periodo de estudio utilizando los datos MUR y G1SST.	38
Figura 5.9. Promedio mensual de la intensidad frontal para el periodo de estudio utilizando los datos MUR y G1SST.....	39
Figura A1. Variación mensual del coeficiente de determinación entre las estimaciones de TSM entre G1SST y MUR calculado pixel a pixel durante el periodo de estudio. .	44
Figura A2. Climatología mensual del RMSE entre G1SST y MUR calculado pixel a pixel durante el periodo de estudio.	45
Figura A3. Ejemplo de imágenes con ruido posiblemente causado por los datos de sensores utilizados en la interpolación óptima para obtener los productos de nivel 4 G1SST y MUR.....	45

Lista de tablas

Tabla 1. Sensores utilizados por Chao et al. (2009) para generar imágenes G1SST.	28
Tabla 2. Conjunto de datos de TSM utilizados por MUR.....	29

1. Introducción.

Los frentes en el océano son zonas relativamente estrechas en las que los gradientes horizontales de las propiedades físicas, químicas y biológicas delinean fronteras entre diferentes tipos de agua (Ullman & Cornillon, 1999). Muchos de los frentes se caracterizan por manifestaciones de superficie, tales como líneas de rasgaduras y espuma, acumulaciones de objetos flotantes, marcados cambios en el color del agua, y/o una alta actividad biológica (Acha *et al.*, 2015). Estas estructuras oceánicas están presentes en una amplia gama de escalas que van desde 100 m a 10 000 km a lo largo del frente. El ancho varía ampliamente, con interfases frontales estrechas (< 100 m), o de mayor extensión (50 - 200 km). Verticalmente, muchos frentes se extienden varios cientos de metros de profundidad y en algunos casos pueden alcanzar los 2000 m. Su tiempo de vida varía desde horas hasta meses (Belkin & Cornillon, 2007).

Los frentes son característicos tanto en las zonas costeras como oceánicas y tienen una variabilidad propia que depende de los forzamientos que los producen, tanto por factores externos como internos. Los factores externos están asociados con condiciones ambientales variables como el viento o el intercambio de calor y humedad entre el océano y la atmósfera, y con fenómenos de marea. Los factores internos son bastante específicos y pueden manifestarse en la dinámica y el estado interno de la interfaz frontal en sí y la corriente de chorro asociada (chorro frontal, Fig. 1). La inestabilidad barotrópica y baroclínica se estudió inicialmente en el análisis de los frentes que ocurren en la atmósfera. y posteriormente también han sido ampliamente utilizados para estudiar los movimientos de las aguas oceánicas (Fedorov, 1986). Un frente inestable u onda baroclínica, desarrolla meandros y desprende remolinos de menor tamaño. Estos remolinos son importantes mecanismos para el transporte lateral de flotabilidad a través del frente, restratificándolo (Haines & Marshall 1999).

En función de las condiciones oceanográficas, los frentes pueden clasificarse en diferentes categorías. Pueden ocurrir frentes de escala planetaria debido a la convergencia del transporte de Ekman en superficie lejos de las fronteras continentales. En regiones costeras, donde los fuertes gradientes horizontales (densidad, temperatura y salinidad) son

más comunes, los frentes pueden clasificarse como frentes de marea (en mares relativamente someros con corrientes intensas de marea), frentes de quiebre de plataforma, frentes de surgencia en los bordes orientales (debido al afloramiento costero de aguas frías por el transporte de Ekman hacia afuera de la costa), frentes de pluma y estuarinos (inducidos por los aportes de agua dulce desde ríos), y frentes inducidos por rasgos de la geomorfología costera (Fedorov, 1986; Acha *et al.*, 2015)

El incremento de un gradiente horizontal de densidad (temperatura) débil por un campo de deformación (confluencia) horizontal se denomina frontogenesis. Un esquema de la circulación asociada con un frente frontogénico en la superficie del océano se presenta en la figura 1. En la superficie se manifiesta un gradiente horizontal de densidad (o temperatura) intenso que resulta en el levantamiento e interacción de las isopícnas (o isotermas) con la superficie (*outcropping* en inglés). Esta zona de transición separa aguas relativamente menos densas (cálidas) de un lado de aguas más densas (frías) del otro, tal que el gradiente de presión horizontal es máximo donde la pendiente de las isopícnas (isotermas) también lo es. El balance geostrófico sobre el máximo de la pendiente requiere la existencia de un flujo en forma de chorro a lo largo del frente. La aceleración del mismo debido a la confluencia, incrementa la vorticidad en el lado denso (frío) y la disminuye en el lado ligero (cálido) del frente generando hundimiento (afloramiento) en el lado denso (ligero); y una velocidad ageostrófica perpendicular al frente dirigida del lado ligero hacia el denso. Si el viento sopla en la dirección del chorro geostrófico (*downfront winds*), el bombeo de Ekman no-lineal genera un afloramiento a lo largo de la interfase frontal y hundimiento en ambos lados del frente. Como parte de circulación ageostrófica secundaria en el plano perpendicular al frente, el afloramiento de aguas subsuperficiales del lado cálido (y a lo largo de la interfase frontal bajo condiciones de *downfront winds*) inyecta nutrientes en la capa fótica que genera condiciones óptimas para que las poblaciones de fitoplancton florezcan, con la consecuente acumulación en todos sus niveles a través de efectos cascada en la cadena trófica (Nieto, 2009).

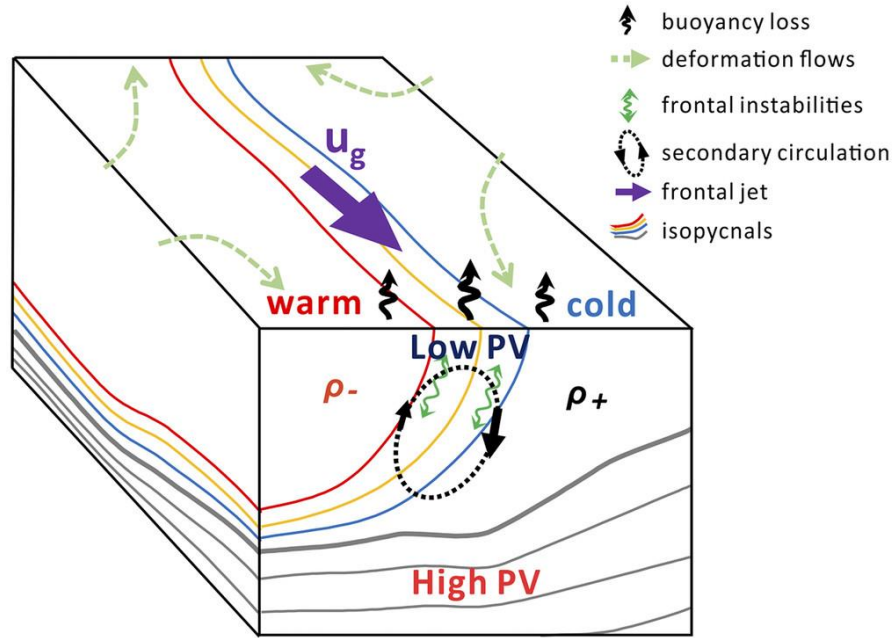


Figura 1. Diagrama esquemático de un frente de densidad tipo de submesoescala y la circulación secundaria asociada al mismo (tomado de Jing et al., 2021).

Los avances en la oceanografía satelital han facilitado la detección y el estudio de frentes oceánicos, especialmente en lo que se refiere a su variabilidad espacio temporal (Davidovich, 2014). La identificación de frentes oceánicos sin un procedimiento automatizado sobre un gran número de imágenes satelitales es una tarea subjetiva y costosa en términos de tiempo. Esta es la razón por la cual se han desarrollado diferentes algoritmos de detección que facilita la detección objetiva con bajo costo computacional. Los fuertes gradientes de temperatura superficial del mar (TSM) representan bordes en las imágenes, es decir, marcan el límite o contorno en el que se produce un cambio significativo de la temperatura (Lim, 1990). Así, el propósito de los algoritmos utilizados para la detección de frentes es la utilización de estadísticas de la imagen para determinar la ubicación de los frentes. Usualmente, en el caso de los frentes térmicos, el borde representa el límite que separa diferentes propiedades hidrográficas que en general están asociadas a diferentes tipos de masas de agua. Desde el punto de vista físico es importante analizar el cambio abrupto a ambos lados del frente que están relacionados con las diferencias de densidades.

Se han aplicado diferentes métodos de detección de bordes basados en técnicas de procesamiento de imágenes para detectar estructuras frontales en datos de TSM. Se destacan los métodos clásicos que utilizan los operadores gradientes Sobel, Roberts, Kirsh y Laplaciano los cuales utilizan la convolución matemática para determinar discontinuidades (Lynn & Simpson, 1990). También se ha utilizado el método de Canny (Canny, 1986) para ubicar frentes térmicos por medio de máximos locales de gradientes de TSM. Otro aporte significativo y uno de los métodos más utilizados para detectar frentes es el algoritmo aplicado por Cayula & Cornillon (1992), el cual se basa en el análisis del histograma de TSM en busca de una bimodalidad que indique la presencia de diferentes píxeles con distintas características de temperatura.

Una región del océano donde los frentes térmicos son frecuentes es el sistema de surgencias costeras del borde oriental del Pacífico norte. En esta región, los vientos dominantes del noroeste, entre abril-junio, favorecen el afloramiento costero de aguas subsuperficiales que son advectadas mar adentro por el transporte de Ekman y rotacional del viento hasta encontrar aguas relativamente cálidas. En la interfase frontal del frente de afloramiento es común encontrar fuertes gradientes horizontales de temperatura (Castelao *et al.*, 2006; Etnoyer *et al.* 2006; Kahru *et al.* 2012) producto de la interacción de los diferentes forzamientos físicos (viento, marea, inestabilidades, etc.). En este trabajo, nos enfocamos en el estudio de los frentes térmicos que ocurren en la zona del sur del Sistema de la Corriente de California (SCC), en específico, en el área donde se localiza el frente de Ensenada (28° a 34° N y 117° a 123° W). Esta zona ha sido estudiada durante muchos años mediante datos ambientales producto de la observación sistemática de las variables hidrográficas por parte del programa CalCOFI (*California Cooperative Oceanic Fisheries Investigations*). Estos trabajos permitieron discutir y contextualizar los resultados obtenidos del procesamiento automatizado de las imágenes satelitales y de los datos de glider.

El SCC es parte del gran giro anticiclónico del Pacífico norte (Halliwell *et al.*, 1983; Hickey, 1979). El SCC está compuesto por la Corriente de California (CC) que es una corriente superficial que fluye hacia el ecuador a lo largo de la costa de California y Baja California, y por la Contracorriente subsuperficial de California que fluye hacia el polo cercana a la costa y entre los 100 y 300 m de profundidad (Soto-Mardones *et al.*, 2004;

Durazo, 2015). El núcleo de la CC se caracteriza por salinidades y temperaturas relativamente bajas. En el centro y sur de California, el núcleo de la CC generalmente se encuentra a 300 o 400 km de la costa, y fuera de Baja California a menos de 200 km de la costa (Lynn & Simpson, 1990). La circulación superficial del SCC varía a escala estacional, con una corriente persistente hacia el ecuador (i.e., la CC) que serpentea cercana a la costa en invierno y primavera, y más hacia afuera de la costa en verano y otoño (Fig. 2). En esta variabilidad estacional, resalta la mayor presencia de estructuras de mesoescala de ~300 km durante estas épocas. El cambio de orientación de la línea de costa en Punta Concepción causa que el núcleo de la CC se desvíe hacia el este. A excepción de la primavera, cuando los vientos del noroeste son más intensos, el núcleo de la CC se bifurca entre los 30-32 °N, con un ramal que fluye hacia el norte y forma el remolino de la ensenada del sur de California (*Southern California Bight*) (Pares-Sierra & O'Brien, 1989), y otro anticiclónico que incide por debajo de 30° N. El remolino ciclónico del sur de California, junto con vientos menos intensos y mayor estratificación, favorece un centro de retención de partículas por lo que es de suma importancia desde el punto de vista ecológico.

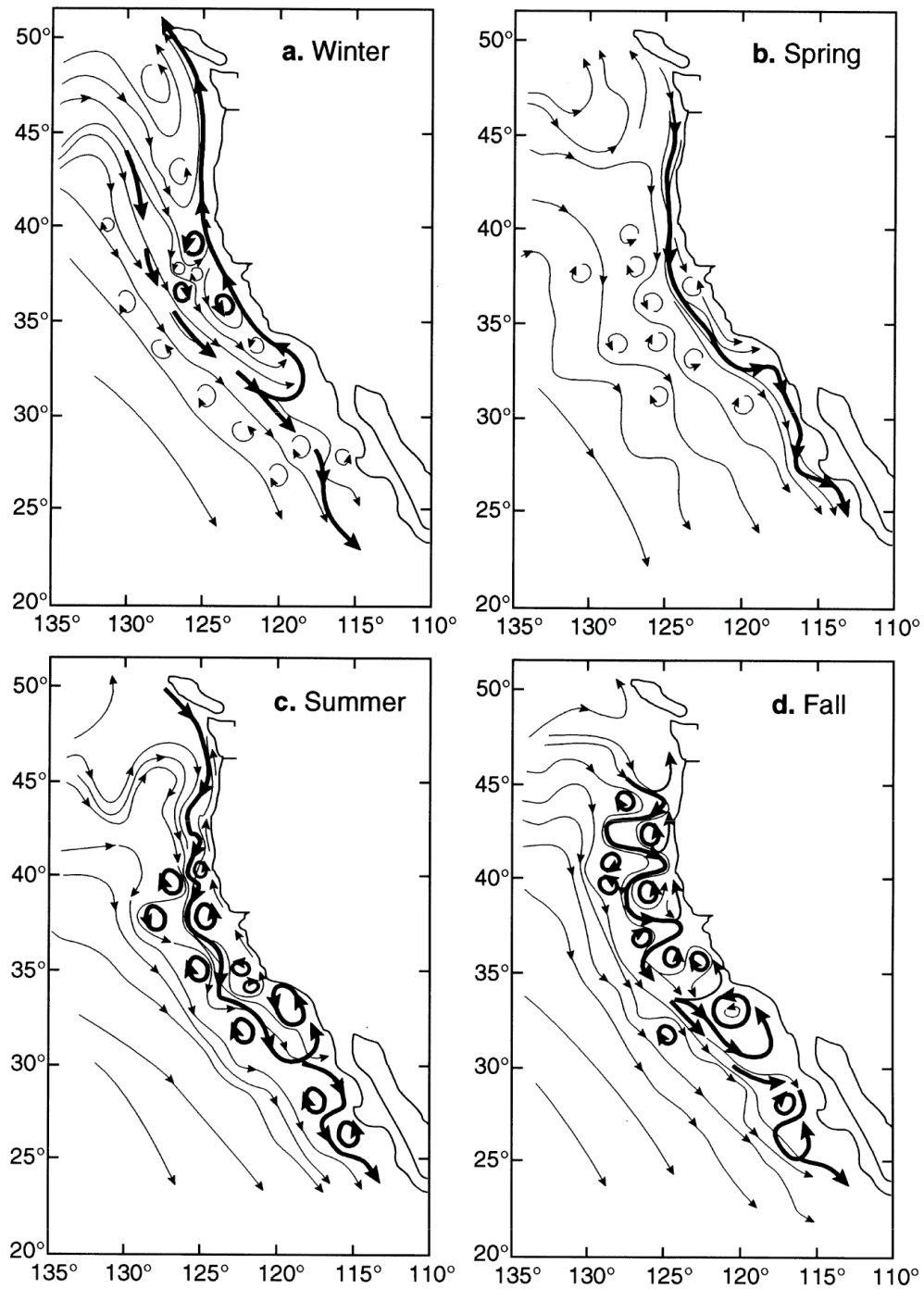


Figura 2. Esquema de la circulación superficial estacional en el Sistema de la Corriente de California (SCC). Nótese la mayor variabilidad de la circulación en el SCC durante verano y otoño. Tomado de Strub & James (2000).

El SCC es uno de los principales sistemas de frontera oriental que se caracteriza por las surgencias costeras producidas tanto por el transporte de Ekman hacia fuera de la costa debido al esfuerzo del viento hacia el ecuador (Carr y Kearns, 2003), como por el bombeo vertical de Ekman producto del rotacional del esfuerzo del viento el cual genera divergencia en la superficie del océano (Rykaczewski & Checkley, 2008). El transporte de Ekman hacia fuera de la costa implica que cercano a la costa ocurre un transporte vertical de aguas profundas con baja temperatura, alta salinidad y alta concentración de nutrientes (Fig. 3). El bombeo vertical genera un levantamiento de la termoclina y coloca la nutriclina en la zona fótica, en condiciones favorables para los organismos. Ambos procesos son más intensos durante primavera y verano debido a la mayor intensidad de los vientos a lo largo de la costa. Estos afloramientos favorecen el incremento en la biomasa fitoplanctónica, que es base de la producción en los sistemas acuáticos (Falkowski et al., 1998).

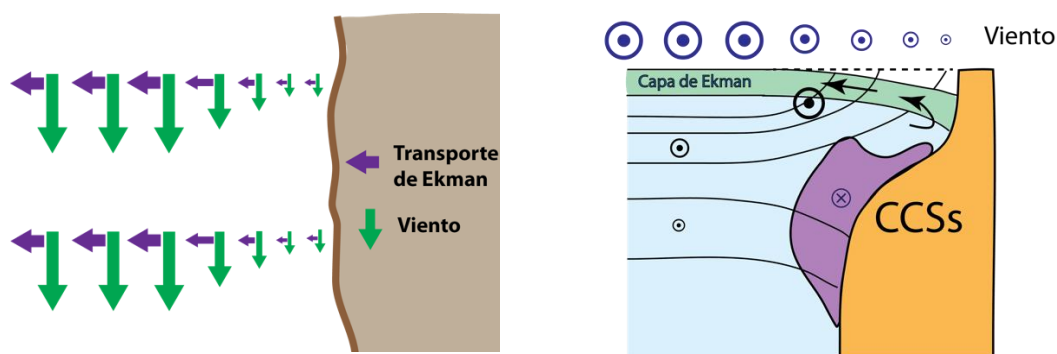


Figura 3. Bosquejo del campo de viento a lo largo de la costa que genera una surgencia costera. El afloramiento de agua subsuperficial se produce tanto por el transporte de Ekman hacia afuera de la costa como por el bombeo vertical de Ekman. El agua que se desplaza hacia mar abierto sobre la capa de Ekman debe ser reemplazada por agua subsuperficial. En la pendiente máxima de las isopícnas se presenta un chorro geostrófico en la misma dirección del viento. Sobre el quiebre de la plataforma, el balance requiere una corriente en dirección contraria al viento que fluye hacia el polo adherida a la costa (Corriente Subsuperficial de California).

Una de las estructuras frontales más persistentes en el océano Pacífico nororiental la constituye el Frente de Ensenada (FE), localizado alrededor de los 30-31 °N y que forma parte del SCC. El frente se forma debido a que la CC, caracterizada por un mínimo de salinidad y temperatura, cambia de dirección y se dirige hacia el este alrededor de 30-31 °N (Parés-Sierra & O'Brien, 1989; Venrick, 2000) producto de la interacción entre el campo de viento local y el cambio de orientación de la costa de California en Punta Concepción (Fig. 2). En la región del FE, se observan cambios espaciales en las propiedades físicas y biogeoquímicas (temperatura, salinidad, concentración de clorofila-*a*, etc.). Esta zona frontal es persistente y varía en su posición e intensidad a lo largo del año (Haury et al., 1993). El FE separa las aguas superficiales relativamente mesotróficas, frías y de menor salinidad de la CC en el norte, de aguas más cálidas y menos productivas en el sur (Fig. 4). Las imágenes infrarrojas satelitales y de color del océano muestran un frente persistente tanto en temperatura superficial como en concentración de clorofila-*a* (Pelaez & McGowan, 1986; Thomas & Strub, 1990). En algunas estructuras encontradas en la región del FE se caracterizan por una corriente de chorro estrecha (~ 50 km), con velocidades superiores a 25 cm/s (Niller et al., 1989). A diferencia de otros frentes, el FE no está influenciado por la batimetría de la zona o por mareas, ni por afloramientos causados por plumas de ríos. Por tanto, los mecanismos físicos que influyen en esta zona frontal pueden ser diferentes de los que influyen en otros sistemas similares dependiendo de la cercanía a la costa (Owen, 1981; Denman y Powell, 1984).

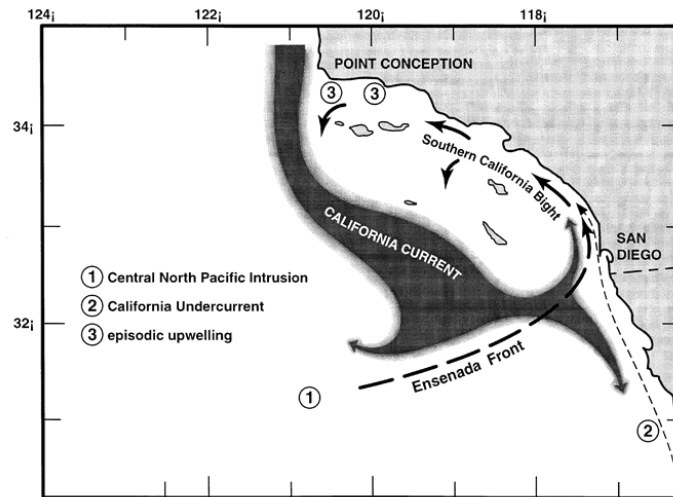


Figura 4. Representación esquemática de la circulación en la región del Frente de Ensenada (FE) y las masas de aguas presentes: la corriente de California (CC) dirigida al sureste que recircula hacia el noroeste y sureste a la altura del FE y la contracorriente de California subsuperficial dirigida hacia el noroeste. La ubicación geográfica, la orientación y la forma de la parte frontal varían considerablemente a escala anual e interanual (Tomado de Venrick (2000)).

A pesar de que diversos estudios han identificado la persistencia del FE y sus diferentes escalas temporales, no se conoce mucho sobre su variabilidad en términos de la frecuencia, el tamaño e intensidad del FE y de los frentes asociados. Debido a la importancia que tiene esta región dentro del SCC, y a que se cuenta con una amplia gama de datos ambientales (Lynn y Simpson, 1987), en este trabajo se estudia la variabilidad espacio temporal de las estructuras frontales por medio de imágenes de satélite de alta resolución (nivel 4) de la temperatura superficial del mar. Los resultados se contrastan con mediciones continuas de temperatura y salinidad obtenidas de vehículos sumergibles (gliders). Uno de los objetivos del estudio en la zona, es aplicar e innovar técnicas de procesamiento de frentes oceánicos con datos de Glider (Capítulo 1). Así mismo, por medio de imágenes de TSM nivel 4 se determinan la frecuencia frontal, intensidad y tamaño de las estructuras frontales en la zona del FE (Capítulo 2).

2. Objetivos

2.1. Objetivo general

Caracterizar la variabilidad espacio temporal de frentes oceánicos en la región del FE a partir de la aplicación de algoritmos de detección de estructuras frontales usando datos in situ y de sensores remotos.

2.2. Objetivos Específicos

- Identificar zonas frontales en datos de glider al sur del SCC, basados en técnicas de procesamiento de imágenes utilizadas en la detección de frentes con imágenes de la temperatura superficial del mar.
- Determinar la intensidad, tamaño y frecuencia de las estructuras frontales presentes en la región del FE, utilizando imágenes de TSM de alta resolución.

3. Justificación

Las estructuras de mesoescala como frentes, filamentos y remolinos oceánicos son dinámicamente complejas. Su importancia radica en que son determinantes en la productividad biológica, así como en la concentración y el transporte de materiales (Lévy, 2003). La biota de libre flotación se observa en zonas frontales debido a las condiciones prevalecientes de flujo convergente, un proceso que puede conducir a una cadena alimentaria plenamente desarrollada ya que los organismos de niveles tróficos superiores son atraídos a estas regiones en busca de alimento (Castelao *et al.*, 2006). La permanencia estacional de estas estructuras físicas, así como su variabilidad espacial y temporal están relacionadas con los cambios en las condiciones oceánicas y atmosféricas. La variabilidad del SCC se rige por corrientes hacia el ecuador y el polo, y al ingreso de agua tropical-subtropical durante verano y otoño (Durazo, 2015). La región del FE es de mucha importancia dentro del SCC debido a que separa geográficamente áreas oligotróficas hacia el sur de áreas de mayor productividad hacia el norte. Por tanto, al analizar estadísticamente las características de las estructuras frontales del SCC ayudará a entender mejor la respuesta del ecosistema pelágico debido a las variaciones en las condiciones del hábitat que facilitan o limitan el reclutamiento, ya que los frentes son sitios de alta productividad primaria y concentración de predadores.

Los frentes térmicos son estructuras ubicuas en los océanos globales y, además de su rol sobre la biología, son importantes en una amplia gama de procesos atmosféricos y oceánicos.

Gracias a la mejora en resolución espacial y temporal de la oceanografía satelital se ha podido detectar de forma continua (diariamente o con mayor frecuencia) estructuras frontales ubicuas en una amplia región oceánica. El enfoque de este trabajo es original y permite la detección de frentes de temperatura y densidad a lo largo de trayectorias de gliders. Con el aumento del número de laboratorios mundiales que operan gliders en sus costas y distribuyen en tiempo real los datos de forma pública (ver <https://www.oceangliders.org/>), éste trabajo permitirá detectar frentes de forma automática a lo largo de sus trayectorias y proporcionar información práctica al sector pesquero y al departamento de salvamento y rescate sobre la localización y extensión de estas regiones frontales en tiempo real. Este estudio también es nuevo con respecto a publicaciones anteriores ya que utiliza, por primera vez, datos de SST de alta resolución (L4) multisensor recientemente disponibles que ofrecen una cobertura espacial y temporal sin precedentes. Sin embargo, en este trabajo no se ha evaluado la capacidad de esta metodología de detección de frentes con datos de alta resolución, para revelar características de los frentes de submesoescala que no han sido exploradas ni cuantificadas hasta ahora.

Referencias

- Acha, E. M., Piola, A., Iribarne, O., & Mianzan, H. (2015). Ecological processes at marine fronts: oases in the ocean. Springer.
- 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(S2), 105-122. doi:10.3989/scimar.2006.70s2105.
- Belkin, I. M., & Cornillon, P. C. (2007). Fronts in the world ocean's large marine ecosystems. *ICES CM*, 500(130), 21.
- Canny, J. (1986). A computational approach to edge detection. *IEEE Transactions on pattern analysis and machine intelligence*, (6), 679-698. <https://doi.org/10.1109/TPAMI.1986.4767851>.
- Carr, M. E., & Kearns, E. J. (2003). Production regimes in four Eastern Boundary Current systems. *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, 50(22-26), 3199-3221.

- 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(C9).
- Cayula, J. F., Cornillon, P., Holyer, R., & Peckinpaugh, S. (1991). Comparative Study of two Recent Edge-Detection Algorithms Designed to Process Sea-Surface Temperature Fields. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 29(1), 175–177. <https://doi.org/10.1109/36.103308>
- Davidovich, V. A. (2014). Algorithm of automated recognition of oceanic temperature fronts. *Oceanology*, 54(1), 95–101. <https://doi.org/10.1134/S0001437014010019>
- Denman, K. L., & Powell, T. M. (1984). Effects of physical process on the planktonic ecocsystems in the coastal ocean. *Oceanography and marine biology, an annual review*, 116-163.
- Durazo, R. (2015). Seasonality of the transitional region of the California Current System off Baja California. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 120(2), 1173-1196.
- Etnoyer, P., Canny, D., Mate, B. R., Morgan, L. E., Ortega-Ortiz, J. G., & Nichols, W. J. (2006). Sea-surface temperature gradients across blue whale and sea turtle foraging trajectories off the Baja California Peninsula, Mexico. *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, 53(3-4), 340-358.
- Falkowski, P. G., Barber, R. T., & Smetacek, V. (1998). Biogeochemical controls and feedbacks on ocean primary production. *science*, 281(5374), 200-206.
- Fedorov, K. N. (1986). The Physical Nature and Structure of Oceanic Fronts. In *Lect. Notes Coastal Estuarine Stud.* (Vol. 19). <https://doi.org/10.1029/ln019>
- Haine, T. W., & Marshall, J. (1998). Gravitational, symmetric, and baroclinic instability of the ocean mixed layer. *Journal of physical oceanography*, 28(4), 634-658.
- Halliwel, G., Williams, R. G., Viera, K., Mooers, C. N. K. (1983). Ocean currents. In: Godshall, F. A., Williams, R.G., (Eds.), *A Climatology and Oceanographic analysis of the California Pacific outer continental shelf región. NOAA and US Department of the Interior.*
- Haury, I. R. et al. (1993). The Ensenada Front : july 1985. *California Cooperative Oceanic Fisheries Investigations, Progress Report*. 34, 69–88.
- Hickey, B. M. (1979). The California current system-hypotheses and facts. *Progress in Oceanography*, 8(4), 191–279. [https://doi.org/10.1016/0079-6611\(79\)90002-8](https://doi.org/10.1016/0079-6611(79)90002-8)
- Holligan, P. M. (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(1472), 547-562.
- Jing, Z., Fox-Kemper, B., Cao, H., Zheng, R., & Du, Y. (2021). Submesoscale fronts and their dynamical processes associated with symmetric instability in the northwest Pacific

- subtropical Ocean. *Journal of Physical Oceanography*, 51(1), 83-100.
- 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(9), 749-760.
- Letelier, J. (2010). Surgencia y estructuras de mesoescala frente a Chile (18°-42°S) Tesis de Doctor en Oceanografía. *Universidad de Concepción, Concepción*.
- Lévy, M., Ferrari, R., Franks, P. J., Martin, A. P., & Rivière, P. (2012). Bringing physics to life at the submesoscale. *Geophysical Research Letters*, 39(14).
- Lim, J. S. (1990). Two-dimensional signal and image processing. *Englewood Cliffs, NJ, Prentice Hall*, 710, 1.
- Lynn, R. J., & Simpson, J. J. (1987). The California Current system: The seasonal variability of its physical characteristics. *Journal of Geophysical Research*, 92(C12), 12947. <https://doi.org/10.1029/JC092iC12p12947>
- Lynn, R. J., & Simpson, J. J. (1990). The flow of the undercurrent over the continental borderland off southern California. *Journal of Geophysical Research*, 95(C8), 12995. <https://doi.org/10.1029/JC095iC08p12995>
- Nieto, K. (2009). Variabilidad oceánica de mesoescala en los ecosistemas de afloramiento de Chile y Canarias: una comparación a partir de datos satelitales. Tesis Doctoral Universidad de Salamanca.
- Niller, P. P., Poulain, P.-M., & Haury, L. R. (1989). Synoptic three-dimensional circulation in an onshore-flowing filament of the California Current. *Deep Sea Research Part A. Oceanographic Research Papers*, 36(3), 385-405.. [https://doi.org/10.1016/0198-0149\(89\)90043-5](https://doi.org/10.1016/0198-0149(89)90043-5)
- Pares-Sierra, A., & O'Brien, J. J. (1989). The seasonal and interannual variability of the California Current system: A numerical model. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 94(C3), 3159-3180.
- Peláez, J., & McGowan, J. A. (1986). Phytoplankton pigment patterns in the California Current as determined by satellite 1. *Limnology and Oceanography*, 31(5), 927-950.
- Rykaczewski, R. R., & Checkley, D. M. (2008). Influence of ocean winds on the pelagic ecosystem in upwelling regions. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 105(6), 1965-1970.
- Soto-Mardones, L., Par s-Sierra, A., Garcia, J., Durazo, R., & Hormazabal, S. (2004). Analysis of the mesoscale structure in the IMECOCAL región (off Baja California) from hydrographic, ADCP and altimetry data. *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, 51(6-9), 785-798.
- Strub, P. T., & James, C. (2000). Altimeter-derived variability of surface velocities in the California Current System: 2. Seasonal circulation and eddy statistics. *Deep Sea*

Research Part II: Topical Studies in Oceanography, 47(5-6), 831-870.

- Thomas, A. C., & Strub, P. T. (1990). Seasonal and interannual variability of pigment concentrations across a California Current frontal zone. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 95(C8), 13023-13042. <https://doi.org/10.1029/JC095iC08p13023>
- 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(C10), 23459-23478.
- Venrick, E. L. (2000). Summer in the Ensenada Front: The distribution of phytoplankton species, July 1985 and September 1988. *Journal of Plankton Research*, 22(5), 813–841. <https://doi.org/10.1093/plankt/22.5.813>

4. Capítulo 1.

Detección de frentes oceánicos por medio de datos de glider y datos de TSM al sureste del sistema de la corriente de California

Olaya, F. C., Durazo, R., Oerder, V., Pallàs-Sanz, E., & Bento, J. P. Remote Sens. **2021**, 13, 5032. <https://doi.org/10.3390/rs13245032>

4.1 Resumen

Este estudio propone un método para detectar frentes oceánicos a partir de mediciones in situ de temperatura y densidad obtenidas de vehículos autónomos sumergibles (glider). Este método se aplica a los datos recopilados a lo largo de la Línea 90 de CalCOFI, al sur del Sistema de la Corriente de California (SCC), durante el período 2006-2013. Se usan técnicas de procesamiento de imágenes comúnmente aplicadas a los datos satelitales de temperatura de la superficie del mar (TSM). Los resultados de la detección frontal usando datos de glider son consistentes con los obtenidos en otros estudios realizados en el SCC. Las imágenes TSM del conjunto de datos de Multi-scale Ultra-high Resolution (MUR) también se usaron para comparar la probabilidad de ocurrencia o frecuencia frontal (FF) obtenida con los dos conjuntos de datos. Se encontró que las temperaturas del glider y MUR están altamente correlacionadas. A lo largo de la línea 90, la frecuencia frontal a partir de datos MUR y glider exhibió los mismos máximos cerca de la zona de transición (~130 km mar adentro). Sin embargo, se encontraron marcadas diferencias en la probabilidad bimensual de FF con frecuencia frontal alta (baja) en primavera-verano para datos de glider (MUR). Se investigan las diferencias metodológicas que explican estos resultados contrastantes. Los frentes termohalinos compensados son más abundantes hacia el océano, aunque la mayoría de los frentes se detectan utilizando criterios de temperatura y densidad, lo que indica una contribución significativa de la temperatura a la densidad en esta región

Article

Ocean Front Detection with Glider and Satellite-Derived SST Data in the Southern California Current System

Frank C. Olaya ^{1,2,*}, Reginaldo Durazo ¹ , Vera Oerder ^{3,4}, Enric Pallàs-Sanz ⁵  and Joaquim P. Bento ⁴

¹ Facultad de Ciencias Marinas, Universidad Autónoma de Baja California, Carretera Tijuana-Ensenada No. 3917, Zona Playitas, Ensenada 22860, Mexico; rdurazo@uabc.edu.mx

² Alumni PhD Postgraduate Program in Coastal Oceanography, Facultad de Ciencias Marinas, Universidad Autónoma de Baja California, Ensenada 22860, Mexico

³ Millennium Institute of Oceanography (IMO), University of Concepcion, P.O. Box 1313, Concepción-3, Concepción 4030000, Chile; vera.oerder@imo-chile.cl

⁴ Escuela de Ciencias del Mar, Facultad de Ciencias del Mar y Geografía, Pontificia Universidad Católica de Valparaíso, Valparaíso 2340000, Chile; joaquim.pereira@pucv.cl

⁵ Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, Ensenada 22860, Mexico; epallas@cicese.mx

* Correspondence: folaya@uabc.edu.mx

Abstract: This study proposes a method to detect ocean fronts from in situ temperature and density glider measurements. This method is applied to data collected along the CalCOFI Line 90, south of the California Current System (CCS), over the 2006–2013 period. It is based on image-processing techniques commonly applied to sea surface temperature (SST) satellite data. Front detection results using glider data are consistent with those obtained in other studies carried out in the CCS. SST images of the Multi-scale Ultra-high Resolution (MUR) dataset were also used to compare the probability of occurrence or front frequency (FF) obtained with the two datasets. Glider and MUR temperatures are highly correlated. Along Line 90, frontal frequency exhibited the same maxima near the transition zone (~130 km offshore) as derived from MUR and glider datasets. However, marked differences were found in the bimonthly FF probability with high (low) front frequency in spring-summer for glider (MUR) data. Methodological differences explaining these contrasting results are investigated. Thermohaline-compensated fronts are more abundant towards the oceanic zone, although most fronts are detected using both temperature and density criteria, indicating a significant contribution of temperature to density in this region.

Keywords: ocean fronts; SST; California current system; glider; MUR



Citation: Olaya, F.C.; Durazo, R.; Oerder, V.; Pallàs-Sanz, E.; Bento, J.P. Ocean Front Detection with Glider and Satellite-Derived SST Data in the Southern California Current System. *Remote Sens.* **2021**, *13*, 5032. <https://doi.org/10.3390/rs13245032>

Academic Editor: Sergei Badulin

Received: 1 October 2021

Accepted: 15 November 2021

Published: 10 December 2021

Publisher's Note: MDPI stays neutral with regard to jurisdictional claims in published maps and institutional affiliations.



Copyright: © 2021 by the authors. Licensee MDPI, Basel, Switzerland. This article is an open access article distributed under the terms and conditions of the Creative Commons Attribution (CC BY) license (<https://creativecommons.org/licenses/by/4.0/>).

1. Introduction

Ocean fronts are elongated structures characterized by abrupt spatial changes in physical, chemical, and biological properties that mark the boundary between different water masses [1]. These dynamic structures are susceptible to frontogenesis by larger-scale deformation flows [2] and baroclinic instabilities occurring over a wide range of spatial and temporal scales [3,4]. Fronts are important because they are associated with particle-accumulating convergence zones that form rich areas of high biological activity [5–7].

Remote observations from space have fostered the development of front detection algorithms from sea surface temperature (SST) and ocean color satellite imagery and have significantly contributed to the study of frontal variability. Various techniques have been used for ocean front detection from SST images. Classic methods include algorithms (Sobel, Roberts, or Laplacian) for detecting horizontal gradient intensity that use the first- or second-order derivative as a criterion to determine discontinuities [8–10]. Another technique for detecting the boundary between two water masses is based on the analyses of the frequency distribution (histogram) of an SST image [11]. This method has been improved and used for mapping oceanic fronts in different regions [12–16]. More sophisticated

methods combine different techniques; for instance, Shimada et al. [17] identified fronts in great detail near the coasts of Japan using an approach based on the Jensen–Shannon divergence and morphological operations applied to SST images to extract curvilinear frontal features.

The density of frontal structures in Eastern Boundary Upwelling Systems (EBUS) such as the California Current System (CCS) presents temporal variations. Front frequency, used here as the probability of classifying a pixel as a frontal feature [15], has been related to coastal upwelling seasonal variations in the CCS, attaining a maximum FF in summer and a minimum in winter [18]. Statistical analyses carried out by Kahru et al. [15] showed that FF in monthly and seasonal SST images was positively correlated with colder SST and increasing near-surface Chlorophyll-a concentrations, suggesting an increased injection of nutrients into the photic layer. However, their interannual variations in some oceanic regions of the CCS were not always correlated.

Remote measurements of the ocean surface and the development of suitable detection techniques have been used to improve our understanding of the spatio-temporal (2D) distribution of ocean fronts at local (coastal), regional, and basin scales. However, a thorough study of these structures also requires in situ observations, supporting an unambiguous interpretation of the detected fronts with remote satellite measurements. High-resolution in situ thermohaline and optical (i.e., chlorophyll fluorescence) measurements can be provided by autonomous underwater vehicles (gliders), which have been demonstrated to be more convenient platforms for long-term regional sampling than traditional research vessels [19]. Observations from the California Underwater Glider Network (CUGN; spraydata.ucsd.edu/projects/CUGN, accessed on 22 May 2019) have been used for over 12 years to explore the persistent oceanographic features and physical–biological interactions in the CCS at resolutions not achieved before. The observational climatology revealed a wind-driven upwelling front located about 200 km off the Southern California coast, with an associated equatorward current [20]. Inshore, currents flow poleward associated with the recirculating Southern California Bight eddy [21]. Additional offshore secondary density fronts are abundant in the CCS throughout the year (especially in spring–summer), and they mark abrupt changes in chlorophyll fluorescence and in primary and secondary production [22–25]. Long-term series from CUGN are also very convenient to address climatological phenomena such as El Niño, which directly affect the variability, location, and extension of the CCS upwelling front and secondary fronts [26].

Continuous measurements recorded by gliders can produce hundreds of vertical profiles of essential oceanographic variables. This makes the identification of frontal structures somewhat laborious if we intend to consider long trajectories (>500 km) such as the Line 90 of California Cooperative Oceanic Fisheries Investigations (CalCOFI), which has been studied since 2006 [27]. To facilitate the identification of frontal zones, this paper introduces an automated method to detect ocean fronts using repeated measurements spanning over seven years and recorded by autonomous underwater vehicles along a CalCOFI transect located south of the CCS. The front-detection method is based on image-processing techniques that have been used for front detection using SST data. The fronts detected using glider data were compared with those identified using moderately high-resolution SST images. Frontal structures of temperature and density were also identified with glider data and an estimate of the amount of thermohaline compensated fronts.

2. Materials and Methods

2.1. Observational Data

2.1.1. Glider Data

The data used in this work are a subset of the historical datasets gathered by the CUGN [27] with underwater gliders (Spray glider, <https://spray.ucsd.edu>, accessed on 22 May 2019). These autonomous vehicles employ variable buoyancy for diving and wings to glide horizontally and perform a sawtooth trajectory through the water column [27,28]. CUGN Spray gliders are equipped with a SeaBird 41CP pumped Conductivity-

Temperature-Depth (CTD) sensor to measure pressure, temperature, and conductivity (salinity). Potential density (σ_θ) is computed from absolute salinity (S_A) and conservative temperature (θ) using the Thermodynamic Equation of Seawater-2010 (TEOS-10) MATLAB (<https://www.mathworks.com>, accessed on 23 August 2021) package.

Spray gliders can perform multiple dives from the surface to a depth of 500 m over several months, completing a cycle in 3 h while traveling less than 3 km horizontally during each dive [20]. We used a total of 70 backward and forward trajectories along the CalCOFI Line 90 (Figure 1), conducted continuously from October 2006 to December 2013. Line 90 extends from ~25 km to ~500 km offshore, that is, between locations P1 (122.59°W, 31.12°N) and P2 (117.95°W, 33.33°N).

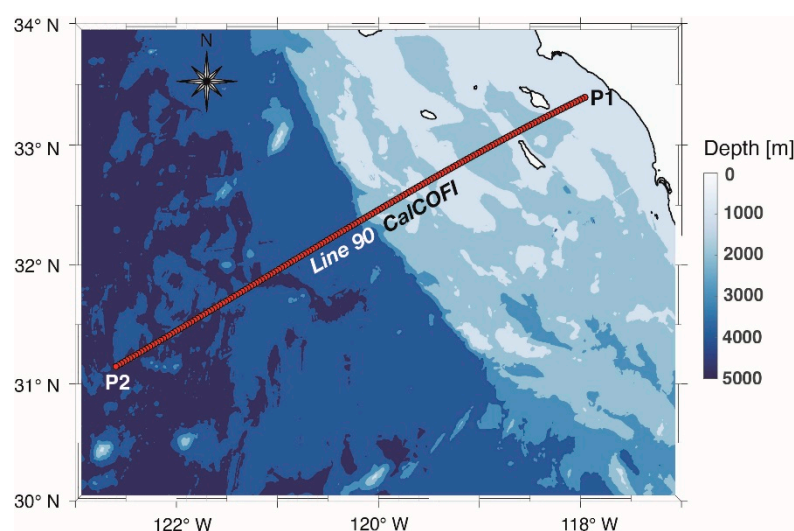


Figure 1. Study area: The bathymetry of the eastern Pacific Ocean off southern California is shown in colormap (<https://www.gebco.net>, accessed on 12 November 2020). The trajectory of a CUGN spray glider between 21 October and 12 November 2016, along the CalCOFI Line 90 is indicated with a red line. Black dots P1 and P2 refer to the starting and ending locations of the CalCOFI Line 90, respectively.

The resolution of the glider measurements is a function of the sensor sampling frequency and glider speed. The vertical profiles are vertically averaged (grouped) at 10 m intervals from the surface to 500 m depth. However, we only used conservative temperature and potential density data from the upper 10 m for comparison with SST satellite data. Horizontally equidistant along-track measurements were obtained using a third-order polynomial function fitted to irregularly distributed glider locations along each trajectory Equation (1). The longitudes (x_i) corresponding to evenly spaced (3 km) locations between P_1 and P_2 were computed as $dx = 3 |P_1(1) - P_2(1)| / 3 \text{ dist}(P_1, P_2)$. These coordinates (x_i) are replaced in the fitted polynomial function to obtain the adjusted latitudes (y_i). The best-fit function obtained was a cubic polynomial of the following form:

$$f(x_i) = a_0 + a_1x_i + a_2x_i^2 + a_3x_i^3, \quad (1)$$

where x_i ($i = 1, 2, \dots, N$) are the longitudes of the N positions along the trajectory and a_0, a_1, a_2, a_3 are the fitted coefficients for a given trajectory. Equation (2) calculates the shortest distance between the glider position and the straight line joining P_1 and P_2 . Once the coordinates are obtained for the $f(x_i) = 1, 2, 3 \dots M$ points, the measured SST value closest to the line (i.e., the shortest Euclidean Distance, D_E) is obtained as follows:

$$D_E[(x_i, y_i); (x_f, y_f)] = \sqrt{(x_i - x_a)^2 + (y_i - y_a)^2}, \quad (2)$$

which measures the distance to the adjusted points (x_a, y_a) in km. Finally, data values for each trajectory were organized in a matrix containing temperature and density values, distance, and date.

2.1.2. MUR Observations

Global SST images from the Multi-scale Ultra-high Resolution (MUR) data product (<http://mur.jpl.nasa.gov>, accessed on 30 May 2019) were used for this study to compare fronts identified using in situ glider data and fronts detected from remote satellite observations [29]. These daily, cloud-free, 1-km spatial resolution images combine measurements from various satellites (microwave and infrared) and in situ observations. These images of SST Level 4 are optimally interpolated on a global 0.01-degree grid using wavelets as basic functions. A total of 2647 images acquired between October 2006 and December 2013 were used in this study.

2.2. Front Detection

2.2.1. Front Detection with Glider Data

A gradient-based algorithm [30] was used to identify frontal zones from conservative temperature (θ fronts) and potential density (σ_θ fronts) along the glider trajectory. Along-track gradients were computed using central differences and forward/backward differences [31] at locations P_1 and P_2 . The following methodology was implemented to detect frontal structures along the glider trajectory. First, glider trajectories were partitioned into three differentiated dynamical zones [15,21,24]: coastal (0–100 km offshore), transitional (100–300 km offshore), and oceanic (>300 km from the coast). Second, for each zone, a cumulative histogram of the horizontal gradients of 10-m surface-layer conservative temperature (or potential density) was computed over the study period (Figure 2). Then, a threshold was defined for each zone as the value with a gradient magnitude greater than or equal to 90% of the cumulative frequency [10,30,32,33]; this encompasses a relatively small proportion of the distribution and includes the highest gradient values observed (Figure 2). Finally, any θ -gradient whose value was greater than or equal to the threshold was identified as the edge of the front. When consecutive θ -gradients exceeded the threshold, the frontal interface was detected by selecting the location of the largest gradient.

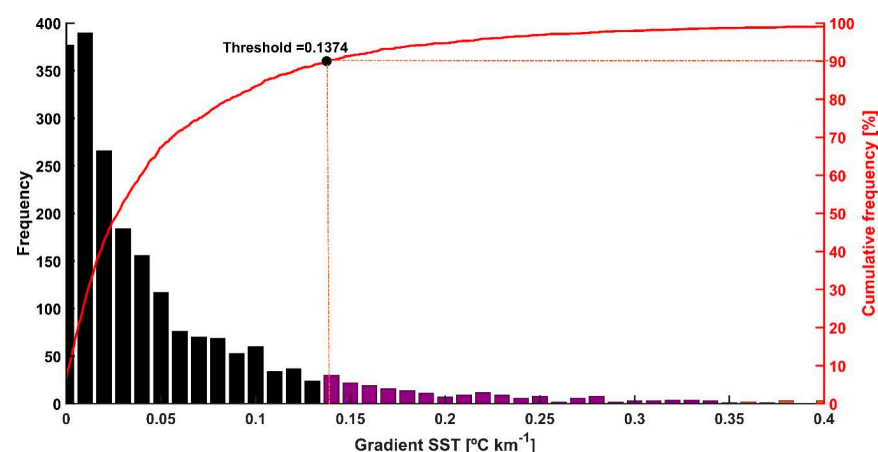


Figure 2. Histograms (bars) and cumulative frequency (red line) of the along-track gradients of conservative temperature (θ) in the coastal zone for the whole study period along CUGN Line 90 (Figure 1). An upper threshold at 90% of the cumulative frequency (vertical red dashed line) was used for frontal detection. θ gradients greater than the threshold are positive detections. The same methodology was used for along-track potential density and the MUR SST series for the three study zones.

2.2.2. Front Detection with MUR Data

Two front detection methods were developed with MUR data. The first (MUR1D) consisted of interpolating the SST data to the coordinates of each glider trajectory during the study period. Thus, we obtained a new SST dataset fully comparable with in situ θ . The methodology described in Section 2.2.1 was applied to obtain the frontal structure with MUR1D. For the second method (MUR2D), the Sobel gradient operator was used to estimate the magnitude of the SST gradient in the images [34] since it allows to highlight this characteristic of the ocean effectively [18,35,36]. The Sobel operator convolves two 3×3 matrices or kernels with the SST image as follows:

$$Gx = \begin{bmatrix} -1 & 0 & 1 \\ -2 & 0 & 2 \\ -1 & 0 & 1 \end{bmatrix} * SST; \quad Gy = \begin{bmatrix} -1 & -2 & -1 \\ 0 & 0 & 0 \\ 1 & 2 & 1 \end{bmatrix} * SST, \quad (3)$$

where SST is the MUR data, Gx and Gy are two images that contain approximations for derivatives in horizontal and vertical directions, and $*$ indicates the convolution operator. Then, the magnitude of the SST gradients (GM) were calculated as follows:

$$|G| = \sqrt{Gx^2 + Gy^2}. \quad (4)$$

We built masks delimiting the three zones of interest: coastal ($\sim 44 \text{ km}^2$), transitional ($\sim 49.43 \text{ km}^2$), and oceanic ($\sim 49.64 \text{ km}^2$), described in Section 2.1 and represented in Figure 3a. The daily SST gradients were computed using Equation (5) (Figure 3a) for each zone. SST gradients obtained during the study period were gathered on a cumulative histogram, and a threshold value was computed following the same procedure as for the glider θ -gradients. Pixels with SST gradient intensity above the threshold correspond to a frontal zone. Images were converted into binary data, i.e., 0 (negative detection) or 1 (positive detection). Pixels that are connected were grouped and indexed with a unique label. This labeling is a fundamental processing step to differentiate frontal structures from each other [37]. When consecutive frontal points with the same label value were found, the location of the maximum SST gradient was used to define the front location

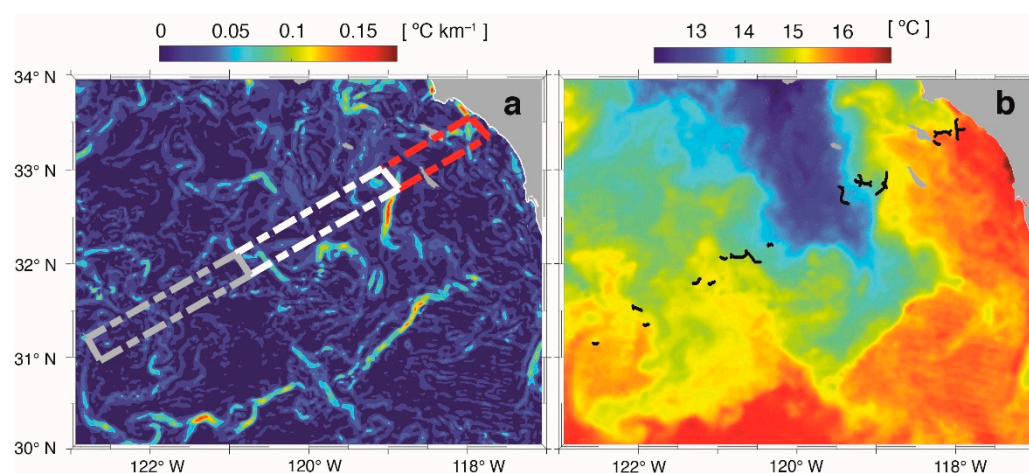


Figure 3. (a) SST gradients ($^{\circ}\text{C km}^{-1}$) and (b) SST ($^{\circ}\text{C}$) from MUR data on 5 May 2007. The dashed lines in Figure 3a represent coastal (red), transitional (white), and oceanic (grey) zones where oceanic fronts (black contours in Figure 3b) were detected using the MUR2D algorithm.

2.3. Front Frequency

Once the binary matrix (zeros and ones) of the frontal detection was constructed on each grid point of the transect (3 km resolution), the Front Frequency (FF) was also computed [15] for both CUGN (θ fronts and σ_{θ} fronts) and MUR (MUR1D and MUR2D)

datasets. Thus, FF can be interpreted as the probability of detecting a front along the (70) glider trajectories, expressed as follows:

$$FF = \frac{\sum_{i=1}^n N_F}{N_T} \times 100, \quad (5)$$

where N_F is the number of fronts detected, and N_T is the total number of trajectories. FF values obtained for each point during the study period were averaged per zone every ~20 km from the coast to the open ocean. Bimonthly climatologies were also constructed with the FF obtained for the in situ and satellite data sets.

2.4. Thermohaline Compensation in Density and Temperature Fronts

Thermohaline density-compensated fronts can be detected following the methodology introduced by Mauzole et al. [38]:

$$C_i = r \cdot \frac{\alpha |\nabla \text{SST}|}{|\nabla \rho|}, \quad (6)$$

where C_i is the compensation index, α is the thermal expansion coefficient, ∇SST is the θ gradient, $\nabla \rho$ is the σ_θ gradient, and r (10^3) is a constant introduced to obtain values of $C_i = 1$, corresponding to the case of non-compensation. Equation (6) was calculated in the mixed layer [39] at ~3 km before and after each temperature (θ) front detected. There are three cases concerning the values obtained from C_i :

1. $C_i = 1$: no thermohaline compensation;
2. $C_i > 1$: partial thermohaline compensation;
3. $C_i \gg 1$: total thermohaline compensation.

3. Results

3.1. Similarity between Potential Temperature and SST

A comparison of the SST values derived from the two datasets (θ and SST) along the 70 trajectories showed a high linear Pearson's correlation coefficient ($R = 0.95$) and a root mean squared error (RMSE) of 0.77°C (Figure 4). The agreement between in situ glider and remote satellite datasets suggests that both estimates of SST across the study area are robust and contain a similar variability. The linear regression shows an intercept at 1.34°C and $R^2 = 0.903$. The constant difference of 1.34°C between the two datasets is related to (i) the differences between observational platforms and sensors used to measure the upper ocean temperature (i.e., thermistor vs. radiometer, satellite vs. in situ, etc.) and (ii) the differences between the depth of measurements.

The mean θ and SST, computed from the glider and MUR datasets as a function of offshore distance, also show a good agreement (Figure 5). The difference in RMSE between the two mean temperatures is 0.81°C , with the largest differences (0.86°C) occurring near the coast (0–50 km) and the smallest (0.2°C) occurring offshore (near 500 km). The averaged SST is always higher than the averaged computed from in situ glider data, mainly due to differences in the depth of the measurements used to compute the mean. Both the averaged θ and SST show a similar trend along the CUGN Line 90. Near the coast (0–50 km), the mean temperature decreases smoothly at $0.006^\circ\text{C km}^{-1}$. Between 50 and 150 km, the mean temperature decreases rapidly ($0.016^\circ\text{C km}^{-1}$), reaching a minimum near 150–200 km offshore that matches the location of the core of the California Current, which shows its maximum seasonal variability in this zone [21]. Beyond 200 km, mean temperatures increase towards the open sea but at a smaller rate ($\sim 0.003^\circ\text{C km}^{-1}$) than the one recorded between the coastal and transition zones. Monthly means showed a high correlation ($R^2 = 0.865$, $p < 0.05$, $\text{RMSE} = 0.485^\circ\text{C}$) and similar seasonal variations (Figure A1), with a more pronounced decrease in θ and SST in spring near 150–200 km offshore.

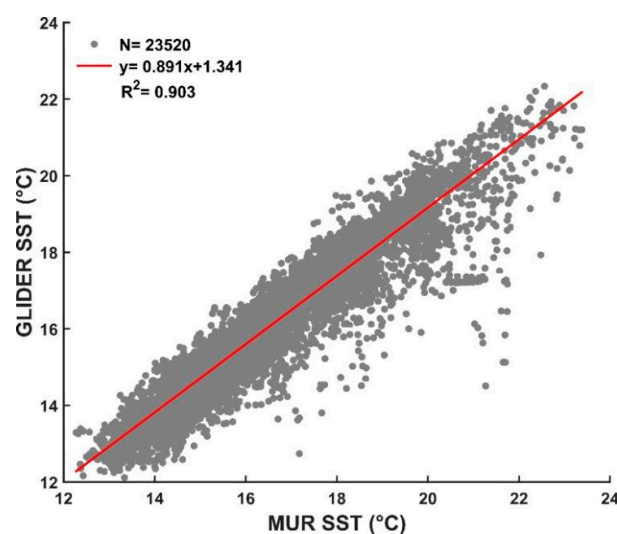


Figure 4. Scatter plot between conservative temperature values obtained from glider at the shallowest bin ($z = -10$ m) and MUR SST for the whole study period. The red line is the best-fit straight line ($\text{GLIDER SST} = 1.341 + 0.891 * \text{MUR SST}$) for the data. N is the total number of data included in this analysis, and R^2 is the squared Pearson's correlation coefficient.

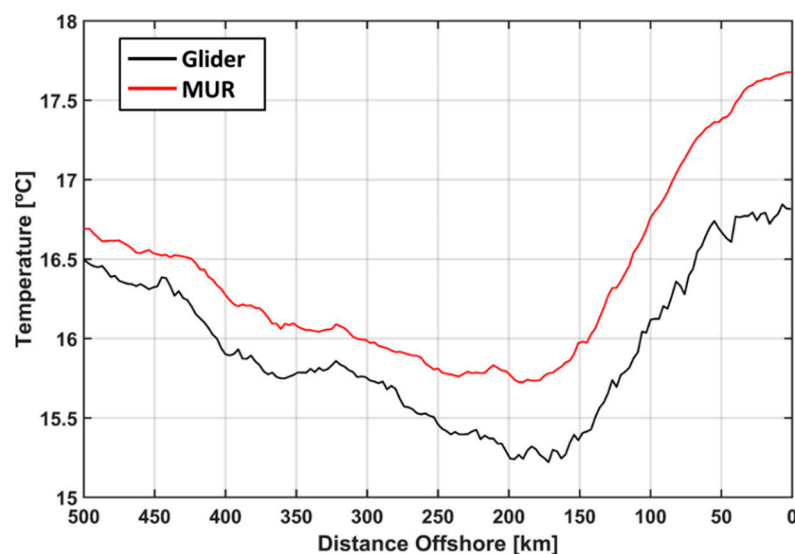


Figure 5. Averaged q and SST as a function of distance from the coast (along Line 90) estimated using CUGN glider (black line) and MUR (red line) datasets for the 70 trajectories.

3.2. Temperature Gradients

Our front detection method is based on temperature (θ and SST) and potential density gradients (see Section 2). Capturing most of the gradient variability is essential for accurate front detection. Figure 6 shows the comparison between average θ , SST, and σ_θ gradients for each of the study areas along Line 90 using both glider and MUR data. Despite exhibiting large standard deviations, there were significant differences ($p < 0.05$, Kruskal–Wallis) between the averaged θ and SST gradients obtained from the two datasets for the three zones along each trajectory. In the coastal zone, the average θ gradient from the glider data is greater (~ 0.05 °C km^{−1}, Figure 6a) than those obtained with the MUR1D (~ 0.02 °C km^{−1}, Figure 6c) and MUR2D (~ 0.03 °C km^{−1}, Figure 6d) data. This is consistent with the higher threshold obtained for the glider data (see Table 1). Using the glider data, three different zones are observed, identified in both the θ and σ_θ gradients, being more intense and with greater variability in the coastal zone (0 to 100 km), where the CCS upwelling system is prone to baroclinic instabilities, driving strong mesoscale and sub-mesoscale activity. Note

that the offshore decrease in the mean gradient intensity is consistent with the decrease in the threshold (see Table 1). Using MUR1D and MUR2D (Figure 6c,d), the greatest variability is found toward the transition zone (100 to 300 km).

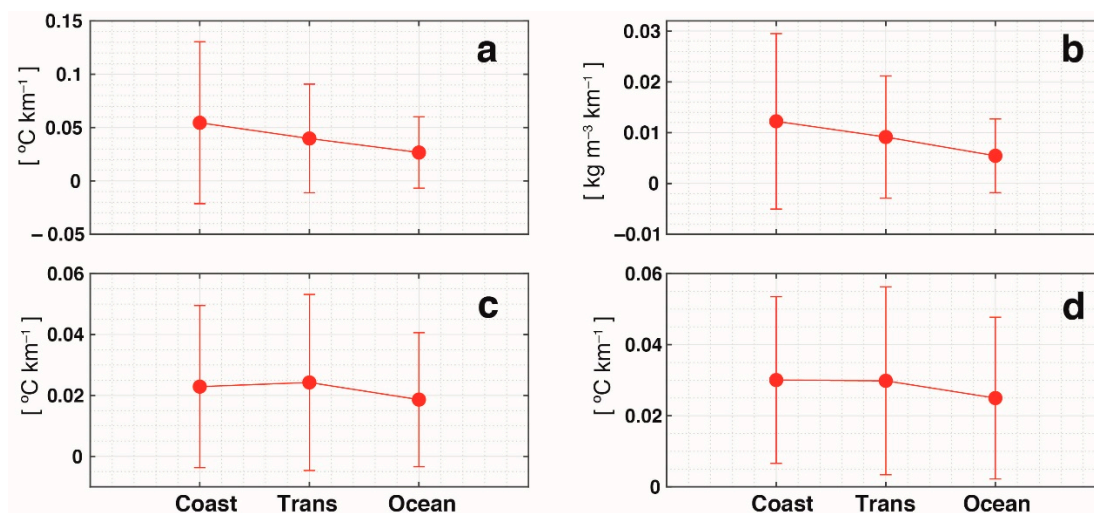


Figure 6. (a) Averaged θ gradients ($^{\circ}\text{C km}^{-1}$) and (b) σ_{θ} gradients ($\text{kg m}^{-3} \text{km}^{-1}$) computed from CUGN glider data for the three study zones: coastal (Coast), transition (Trans), and offshore (Ocean); (c) and (d) show averaged SST computed using MUR1D and MUR2D datasets, respectively. Vertical red bars indicate the standard deviation.

Table 1. Thresholds for values obtained from conservative temperature, potential density, and sea surface temperature (SST) gradients computed from California Underwater Glider Network (CUGN) and the Multi-scale Ultra-high Resolution (MUR) datasets for the three study zones.

Zone	θ Gradients [$^{\circ}\text{C km}^{-1}$]	MUR1D [$^{\circ}\text{C km}^{-1}$]	MUR2D [$^{\circ}\text{C km}^{-1}$]	σ_{θ} Gradients [$\text{kg m}^{-3} \text{km}^{-1}$]
Coastal	0.13	0.05	0.06	0.03
Transition	0.09	0.05	0.05	0.02
Offshore	0.06	0.04	0.04	0.01

3.3. Front Detection

The persistence of fronts, or FF, is important for biogeochemical processes, as any front that lingers for a significant period of time may be associated with upper ocean convergence and accumulation of high biological productivity [40]. Figure 7 shows the typical distribution of FF along Line 90 as determined from CUGN (θ fronts and σ_{θ} fronts) and MUR SST (MUR1D and MUR2D) datasets. With the glider data, θ fronts and σ_{θ} fronts depict FF peaks in the coastal zone, located approximately at 100 km, with FF of 8.81 and 8.33, respectively. SST peaks for MUR1D and MUR2D coincide in the first 20 km near the coast, with high variability in the case of MUR1D (4.58 standard deviations). In the transition zone, the peaks of FF in θ fronts, σ_{θ} fronts, and MUR2D are approximately 134 km from the coast. MUR2D matches the glider data FF peaks but with high variability (3.5 standard deviations). In the case of MUR1D, the peak of FF is located at 153 km with a standard deviation of 3.18. There were two FF peaks in the θ front and σ_{θ} front data in the oceanic zone, the first at approximately 305 km, which coincides with MUR1D, and the second near 400 km. For MUR2D, a peak of FF was found at 381 km in the oceanic zone, with a mean and standard deviation of 5 and 3.58, respectively.

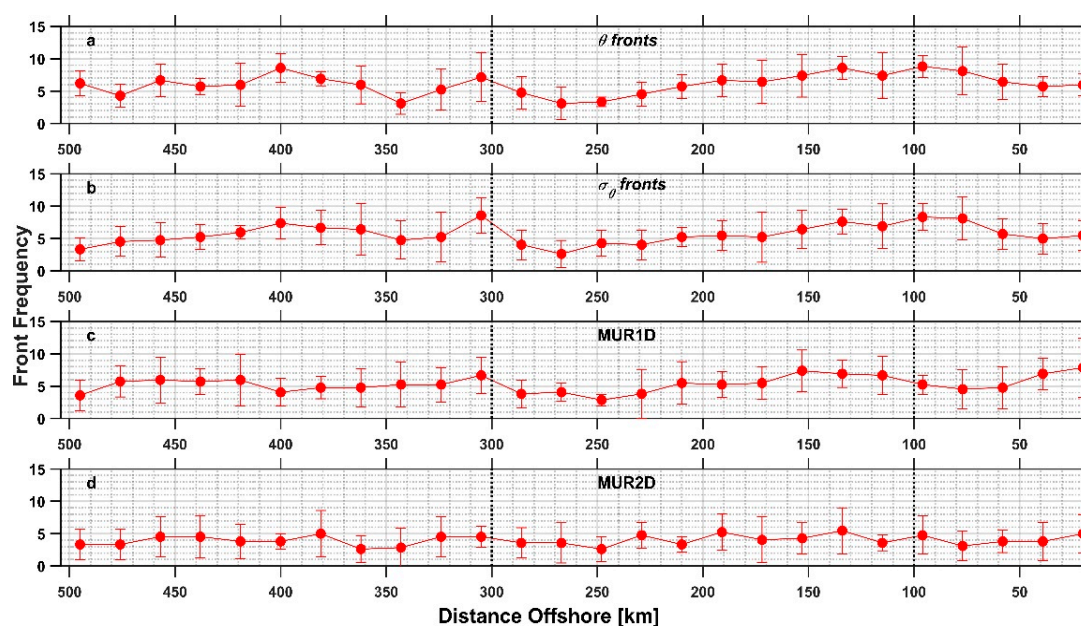


Figure 7. Front Frequency (FF) computed using detection criteria based on (a) θ gradients and (b) σ_{θ} gradients from the CUGN dataset, and (c) SST gradients from MUR1D and (d) MUR2D datasets along the CalCOFI Line 90. Error bars refer to standard deviation, and vertical dashed lines indicate the limits of the three zones of interest.

To compare the frontal detections obtained from the two datasets, a bimonthly climatology of FF for the study period was constructed to compare the frontal detections obtained from the two datasets (Figure 8). Differences in FF are noticeable, with FF peaks between July and August in the estimates based on the CUGN dataset (θ fronts and σ_{θ} fronts), and between November and December in those based on the MUR dataset (MUR1D SST and MUR2D SST). The CUGN climatology of FF suggests that the front frequency follows a seasonal cycle with maxima occurring in summer. In contrast, using MUR climatology of FF shows that FF increases towards autumn.

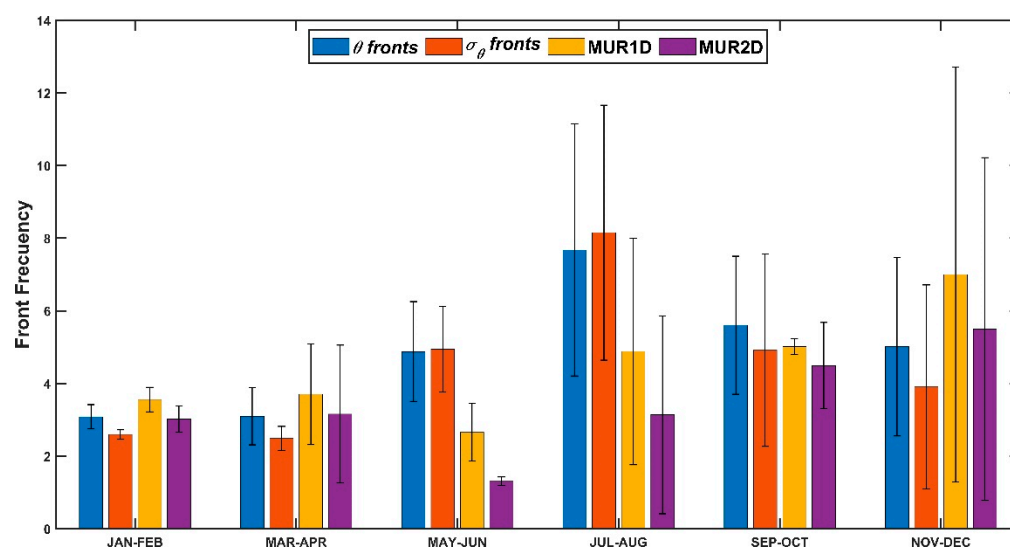


Figure 8. Bimonthly climatology of FF for the study period using CUGN (blue and red bars) and MUR datasets (yellow and magenta) along the CalCOFI Line 90 for the 70 trajectories. Error bars refer to standard deviation.

In total, 703 θ fronts and 653 σ_{θ} fronts were obtained from the glider data, with ~62% of θ fronts matching σ_{θ} fronts. The oceanic region, characterized by a deeper mixed layer (~42 m) compared to the coastal (~15 m) and transition (~26 m) zones, has, on

average, a higher compensation index and a high percentage of fronts that are partially compensated (Table 2). On the other hand, the coastal zone presents the highest number of non-thermohaline-compensated θ fronts. In general, temperature fronts that coincide with density fronts do not exhibit thermohaline compensation.

Table 2. Averaged thermohaline density compensation index and mixed layer depth over all fronts detected using the CUGN datasets of potential density and conservative temperature for the three study zones.

Zone	Average Compensation	No Compensation [%]	Partial Compensation [%]	Mixed-Layer Depth [m]
Coastal	1.06	70	30	15
Transition	1.11	56	44	26
Offshore	1.38	39	61	42

4. Discussion

4.1. Interpretation of Front Detection in the CCS

We proposed and tested, for the first time, a front detection method that applies SST image processing techniques to more than seven years of conservative temperature and potential density data collected using underwater gliders off the Southern California coast. Our method analyzes cumulative histograms of temperature gradients to define a threshold used to discriminate between frontal and non-frontal observations. The threshold is computed for three different zones (coastal, transitional, and oceanic), and its values reveal marked differences among the zones, both when using CUGN (temperature and density) and MUR2D (SST) datasets. This coincides with the work of Lynn and Simpson [21], who found different physical characteristics between coastal, transitional, and oceanic zones. The largest gradients (and thresholds) are obtained in the coastal zone from the CUGN dataset. This finding suggests that frontogenesis is enhanced near the coast, leading to the intensification of horizontal gradients and driving stronger fronts.

Some peaks in the FF distribution computed from the CUGN and MUR datasets were in agreement in some areas. These areas are highly influenced by strong physical and biological interactions [21]. The peaks in FF in the coastal zone evidenced using the CUGN dataset but barely seen using the MUR dataset likely correspond to periods of intense upwelling resulting from persistent strong equatorward wind stress and a negative wind stress curl [18,41]. The FF peaks and troughs in the transitional zone are largely driven by the interaction between mesoscale energetic meanders and eddies that interact with the core of the California Current [21]. Given the large spatial and temporal variability in the transitional zone imprinted by the mesoscale, the FF peaks observed in both CUGN and MUR datasets suggest the persistence of the Ensenada Front [15]. This front is characterized by smooth surface horizontal gradients in physical, chemical, and biological oceanographic variables and is formed by a complex set of currents, some of which feed eddies [42].

The seasonal maxima in FF obtained from the CUGN datasets are consistent with stronger (weaker) gradients of dynamic ocean height occurring in spring and summer (winter) [21]. Similar consistencies were found between the bimonthly climatology of FF obtained using the CUGN datasets and the results obtained by Castelao et al. [18], who detected ocean fronts in the CCS analyzing four years of SST imagery and found the highest FF in summer (July–August) and the lowest in winter (January–February).

4.2. Differences in Front Detection with CUGN and MUR Datasets

Although the results obtained with CUGN and MUR are consistent to some extent (see Section 4.1), large discrepancies are also evidenced. In particular, the MUR datasets provide weaker temperature gradients relative to the CUGN datasets, which leads to a weaker coastal FF. This finding contrasts with Oram et al. [10], who found frontal SST gradients between 0.15 and 0.3 °C km^{−1} in this region. In our study, such values were attained only when in situ temperature glider data were used. In addition, the bimonthly FF obtained with MUR datasets (MUR1D and MUR2D) showed the largest FF towards the autumn,

which is not consistent with the work of Castelao et al. [18], although both analyses are based on satellite SST images. This discrepancy supports the idea that the actual front dynamics is captured by CUGN but not by MUR datasets. To explain the discrepancies obtained with the two datasets, the differences in these methodological approaches are discussed below.

4.2.1. Temperature Sampling Depth

The MUR temperatures have been shown to present a warm bias compared to the glider data. This is because satellite SST data provide temperatures within the first meter of the water column (skin layer), which are usually warmer than the surface layer. In addition, horizontal SST gradients within the skin layer are highly sensitive to surface thermohaline-modifying processes such as surface heat fluxes (cooling/heating) and wind and wave mixing that mask front detection. On the contrary, the glider data overcome this limitation by averaging the temperature over the uppermost 10 m of the water column.

4.2.2. Gradient Computation

The FF estimated using MUR2D is computed from 2D horizontal gradients over the whole North Pacific Ocean off southern California. This differs from glider data, which only provide along-track θ and σ_θ gradients, thus severely limiting this method. Being approximately perpendicular to the coast, the glider data along the CUGN Line 90 captures only cross-shore gradients, while the alongshore gradients are dramatically underestimated. The MUR data were also processed to conserve only the along-track SST gradients (MUR1D) to eliminate this difference. Table 3 shows a statistical comparison (Kruskal–Wallis test) of 20-km mean FF values computed using the CUGN and MUR datasets for each of the three zones. No differences were evident in the transitional and coastal zones, and the null hypothesis could not be rejected. However, there was a significant difference ($p < 0.05$) between MUR2D and the FF values obtained using the CUGN datasets in the oceanic zone. In this zone, there are significant differences ($p < 0.05$) between MUR1D and MUR2D, while the results using the MUR1D and CUGN datasets are similar in the oceanic zone. These differences between MUR and CUGN are related to the unsolved alongshore SST gradients in the glider data. Notice, however, that the FF estimated using the MUR1D datasets is not as large as the FF computed from the CUGN datasets. This is related to the weaker temperature gradient in the MUR datasets.

Table 3. Comparison (Kruskal–Wallis test) of 20-km mean front frequency (FF) values estimated using the CUGN and MUR datasets for each of the three study zones. χ^2 indicates the value of the Pearson’s Chi-square test, while p -Value represents the level of statistical significance. Asterisks denote significant differences ($p < 0.05$). θ and σ_θ fronts refer to fronts identified using conservative temperature ($^{\circ}\text{C}$) and potential density anomaly (kg m^{-3}). MUR1D and MUR2D indicate the two front detection methods used here, the interpolation of SST data to the geographical coordinates of each glider trajectory to detect fronts, and the use of the Sobel gradient operator to estimate SST gradients, respectively.

FF/METHODS	COAST		TRANSITION		OCEAN	
	χ^2	p -Value	χ^2	p -Value	χ^2	p -Value
θ fronts, σ_θ fronts, MUR1D and MUR2D	4.15	0.245	5.16	0.161	13.14	0.004 *
θ fronts and σ_θ fronts	0.53	0.467	0.56	0.452	0.32	0.5702
θ fronts and MUR1D	0.33	0.563	0.95	0.331	1.66	0.1974
θ fronts and MUR2D	3	0.083	2.98	0.084	10.1	0.001 *
σ_θ fronts and MUR1D	0.33	0.563	0.16	0.691	0.17	0.677
σ_θ fronts and MUR2D	2.55	0.112	2.99	0.084	6.63	0.010 *
MUR1D and MUR2D	1.33	0.248	2.83	0.092	7.03	0.008 *

4.2.3. Cloud Cover in MUR Data

The weaker temperature gradients in MUR are consistent with the smoothing (interpolation) procedure used to obtain 2D SST images onto a regular grid and to reconstruct the

SST images during periods of severe cloud cover in MUR [43]. Indeed, the MUR2D product is a blend of satellite and in situ data interpolated onto a $1 \text{ km} \times 1 \text{ km}$ grid through optimal interpolation in space or time to fill gaps where no data are available. In the presence of clouds, only data from microwave radiometers (which have low spatial resolution) and in situ data (if available for that day) are optimally interpolated, leading to a smoothed SST field compared to areas with no cloud cover. This can be observed when comparing the SST gradients reported in McClatchie et al. [23], detected with the Sobel gradient operator in level-2 images with MUR2D SST gradients (Figure A3). On the contrary, gliders provide in situ, along-track high-resolution data regardless of cloud conditions. The cloud cover limitation in MUR becomes critical when selecting detection algorithms since, in addition to detecting extreme gradients, the algorithm should not be overly sensitive to the noise caused by missing data to avoid false detections.

To explain the difference in the FF of climatological cycles from the MUR and glider data, a 20-year climatology of the total cloud cover distribution in the North Pacific Ocean off southern California (Figure A2) suggests that the offshore (oceanic) zone of CUGN Line 90 is largely covered by clouds most of the year, especially in July to August. In contrast, the coastal zone has the largest cloud cover during January to February. This might explain the low FF computed using the MUR datasets in summer (winter) in the oceanic (coastal) zones (Figures 7 and 9).

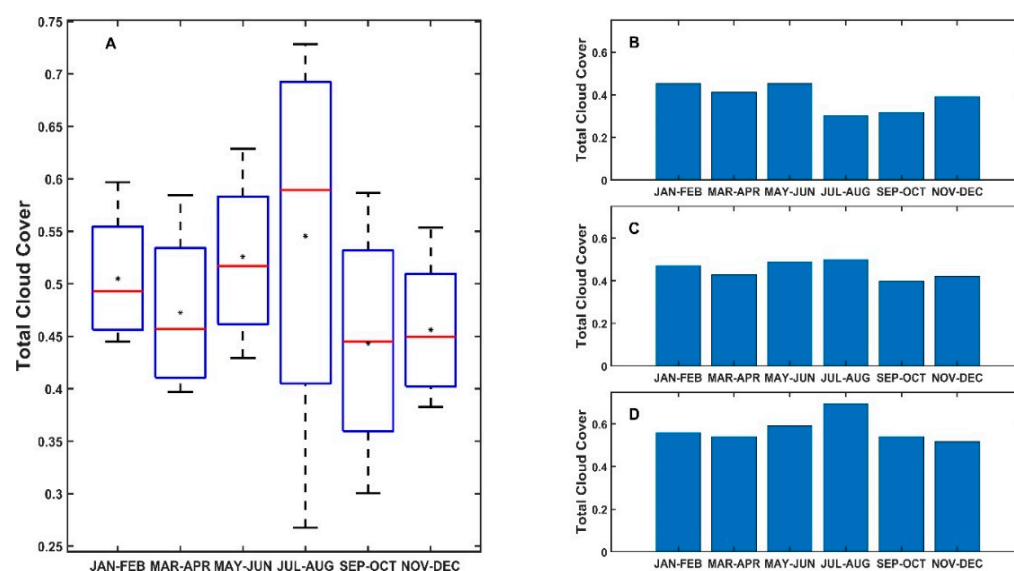


Figure 9. Bimonthly climatology of total cloud cover for ERA5-derived datasets over the study period (A) and for coastal (B), transition (C), and oceanic zones (D).

4.2.4. Advantages and Disadvantages of Detecting Fronts from MUR and Glider Datasets

Satellite SST data have worldwide coverage and thus offer the advantage of being available with a large spatio-temporal range, avoiding the need to conduct in situ expensive (time and money) campaigns. In addition, they allow computing 2D SST gradients. However, their resolution is considerably reduced in cloudy areas where infrared radiation cannot be measured. In these areas, the spatial smoothing generated by the MUR optimal interpolation reduces the value of spatial temperature gradients. Glider observations, by contrast, provide a high-resolution but challenging dataset that convolves spatial, temporal, or spatio-temporal variability as the glider moves along the CalCOFI Line 90. In addition, glider data provide vertical profiles. Thus, they allow cross-track front detection in deeper layers and the study of the vertical structure of fronts (Figure 10). Our method presented in this paper can be easily applied to other depths.

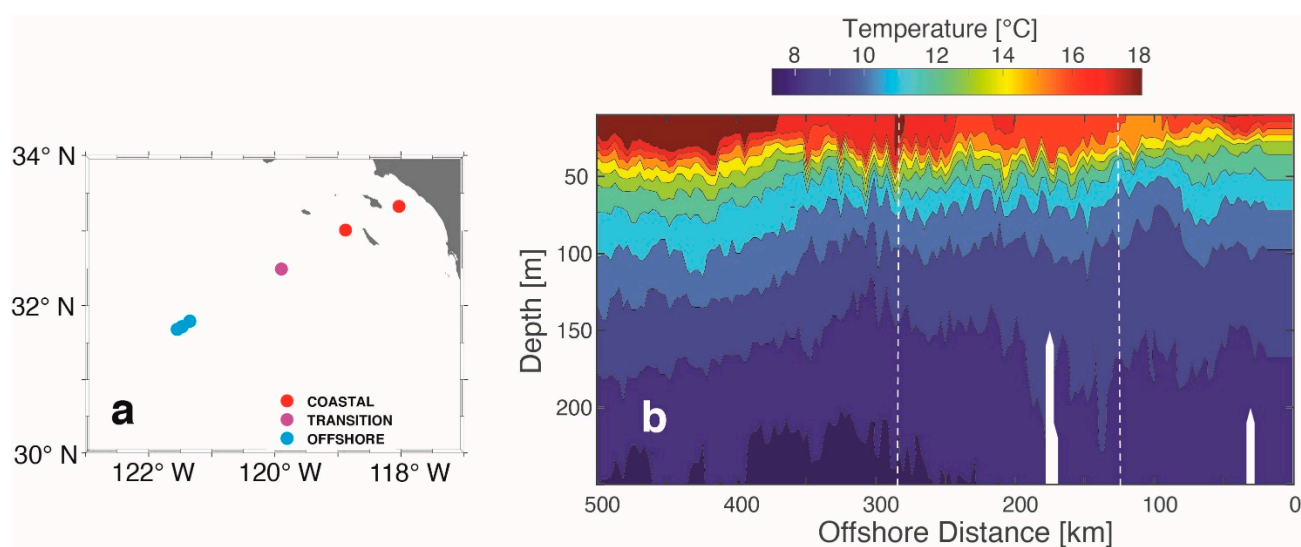


Figure 10. Case study for frontal detection using a CUGN dataset and θ -gradient criteria. The glider performed the detection of ocean fronts along a single trajectory (#10 of Line 90) on October 4 and 24, 2007. (a) Fronts detected along Line 90: coastal zone (red dots), transitional zone (magenta dots), and oceanic zone (cyan dots). A vertical section of conservative temperature between the surface and 250 m depth along Line 90 is shown in panel (b). Vertical dashed lines indicate the limits of the three zones studied.

4.3. Sensitivity of the Results to the Front Definition

Our results rely on the definition of a frontal zone. In our method, a front is defined as gradients stronger than the 90th percentile in the study area. The value of this threshold thus depends on the area studied and the time covered by the dataset used. Longer records, such as the one used in this study, provide a robust detection of frontal structures since they capture a large portion of the temporal variability in temperature (and density) gradients at a wide range of scales. It should be noted that the threshold is objectively selected as the value at the inflection point on the cumulative function of temperature gradients [44]. This was evidenced by Oram et al. [10], who used the Canny algorithm [8] to detect fronts in SST images and recommended defining upper and lower thresholds corresponding to 90% (as in our study) and 80%, respectively, in the cumulative function of SST gradients. Computing the threshold for the area studied is necessary because the SST gradient intensity is highly variable worldwide. Furthermore, the use of a fixed threshold value would imply an under- or overestimation of the number of frontal features detected if dynamical conditions change.

The use of the thresholds defined in this study plays an important role in the detection of fronts because it can define regions that are affected by various oceanographic processes. Saraceno et al. [30] applied different thresholds for six regions of the Southwestern Atlantic Ocean using SST data, where frontogenesis associated with larger-scale deformation increases the value of the SST threshold and the variability of the FF.

4.4. Differences between Temperature and Density Fronts: Thermohaline Compensation

The upper-ocean mixed layer is often characterized by thermohaline compensation. The contributions of temperature and salinity to density tend to (partially) cancel each other out [45]. Thermohaline compensation plays a central role in detecting ocean fronts from density and may explain the differences between fronts detected from SST and density data. Fronts detected with temperature gradients agree with fronts detected with density gradients when there is no thermohaline compensation [38].

In this work, it was indeed observed that most of the thermal fronts detected have no thermohaline compensation index coinciding with density fronts (Figure 11a,b). When surface temperature gradients are weak but with no thermohaline compensation, the thermal front may go undetected (uppermost value below the threshold), although the

density front may sometimes be detected (Figure 11c,d). A deepening of the mixing layer has been shown to strengthen the thermohaline compensation [46]. The mixed layer is deeper in the oceanic zone in our study region, where the weakest temperature gradients are found relative to the transition and coastal zones. The coastal zone shows a shallow mixing layer where temperature contributes the most to density gradients [46], so that most of the thermal fronts detected in this region are not thermohaline compensated and are also observed in density.

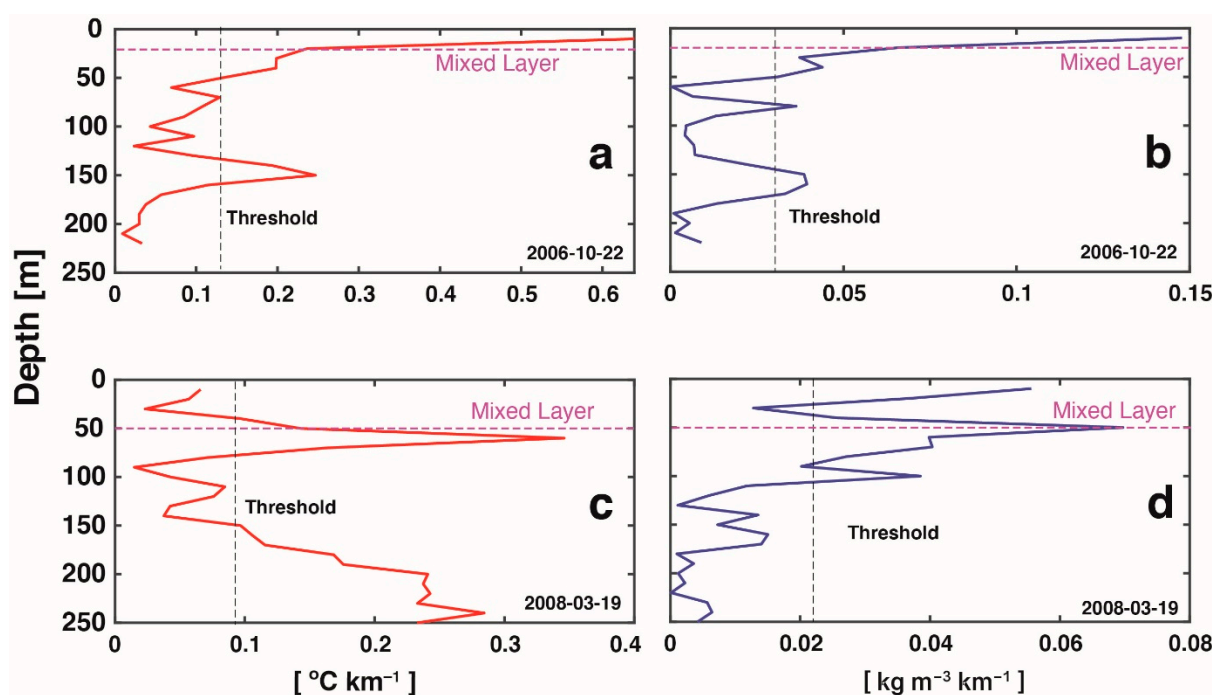


Figure 11. Vertical profiles of horizontal gradients of temperature (left) and density (right). The vertical black dashed line indicates the threshold obtained from the surface temperature front detection. The horizontal magenta dashed line is the mixed layer depth. (a,b) are coastal profiles; (c,d) are profiles in the transitional region.

5. Conclusions

We used an automated method to detect ocean fronts from continuous glider measurements and satellite imagery. The method is based on determining a threshold value for the horizontal gradients of temperature and density from a cumulative climatological function. This threshold has been computed for the three zones studied: coastal, transition, and oceanic. Three different threshold values have been obtained, depending on the particular dynamics of each zone.

FF values computed using CUGN glider data and high-resolution MUR SST images were compared, and the spatial and temporal variability along the CUGN Line 90 was analyzed. There was moderate agreement in the identification of frontal peaks in the FF distribution concerning the distance from the coast in the three regions. However, strong differences were found in the bimonthly FF probability density functions of the computed gradients, with high (low) FF in spring–summer for the glider (MUR) data. Such differences are associated with the smoothing of the MUR data resulting from the objective interpolation, the difference in the depth of measurements, and the orientation of fronts related to the glider-track direction.

The most relevant conclusions regarding front frequency in the three zones studied are as follows:

- Front Frequency (and horizontal gradients) increases significantly towards the coastal zone and in summer;

- The bimonthly climatology of FF using CUGN glider data shows a seasonal cycle, i.e., high in July–August and low in January–February, while the MUR dataset shows high FF values in November–December and low in May–June;
- The oceanic zone, distant from the CC core, exhibits the weakest horizontal gradients of the three zones, and thus fewer frontal structures are detected in this area;
- Thermohaline-compensated fronts are more abundant towards the oceanic zone, although most fronts are detected using both temperature or density criteria, indicating that the contribution of temperature to density in this region is the most important thermohaline contribution.

Author Contributions: Conceptualization, F.C.O., R.D., V.O., J.P.B. and E.P.-S.; methodology, F.C.O., R.D., V.O. and J.P.B.; software, F.C.O.; validation, F.C.O.; formal analysis, F.C.O., R.D., V.O., and E.P.-S.; research, F.C.O. and R.D.; resources, R.D.; data curation, F.C.O. and R.D.; writing—original draft preparation, F.C.O. and R.D.; writing—review and editing, F.C.O., R.D., V.O., J.P.B., and E.P.-S.; visualization, F.C.O. and R.D.; supervision, F.C.O., R.D., V.O., J.P.B., and E.P.-S.; project administration, R.D.; funding acquisition, R.D. All authors have read and agreed to the published version of the manuscript.

Funding: This research was funded by Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (CONACyT), México, under grant CB-255602.

Data Availability Statement: The Group for High-Resolution Sea Surface Temperature (GHRST) Multi-scale Ultra-high Resolution (MUR) SST data were obtained from the NASA EOSDIS Physical Oceanography Distributed Active Archive Center (PO.DAAC) at the Jet Propulsion Laboratory, Pasadena, CA, USA (<http://dx.doi.org/10.5067/GHGM-4FJ04>, accessed on 30 May 2019). The glider data were obtained from the California Underwater Glider Network, Scripps Institution of Oceanography, Instrument Development Group. doi: 10.21238/S8SPRAY1618. Cloud cover data were obtained from the Copernicus data server (<https://cds.climate.copernicus.eu>, accessed on 16 November 2020).

Acknowledgments: The authors wish to thank Facultad de Ciencias Marinas and the PhD program in Coastal Oceanography at Universidad Autónoma de Baja California. Frank C. Olaya received a PhD scholarship from CONACyT (No. 356866). Vera Oerder was funded by FONDECYT project 3180472. Vera Oerder and Joaquim P. Bento acknowledge computing time on the Oceano High-Performance Computing Cluster at PUCV, Chile (FONDEQUIP EQM170214). María Elena Sánchez-Salazar edited the English manuscript.

Conflicts of Interest: The authors declare no conflict of interest.

Appendix A

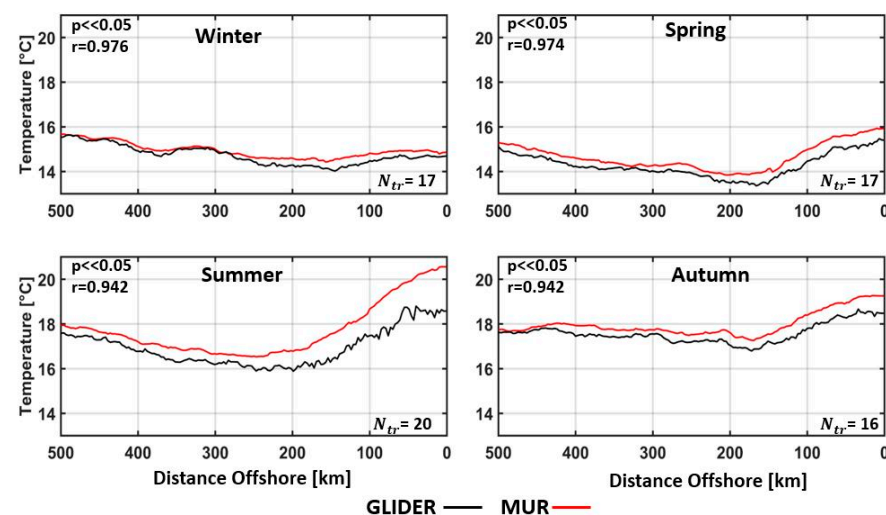


Figure A1. Seasonal mean SST along Line 90 as estimated from glider (black line) and MUR (red line) datasets for the 70 trajectories.

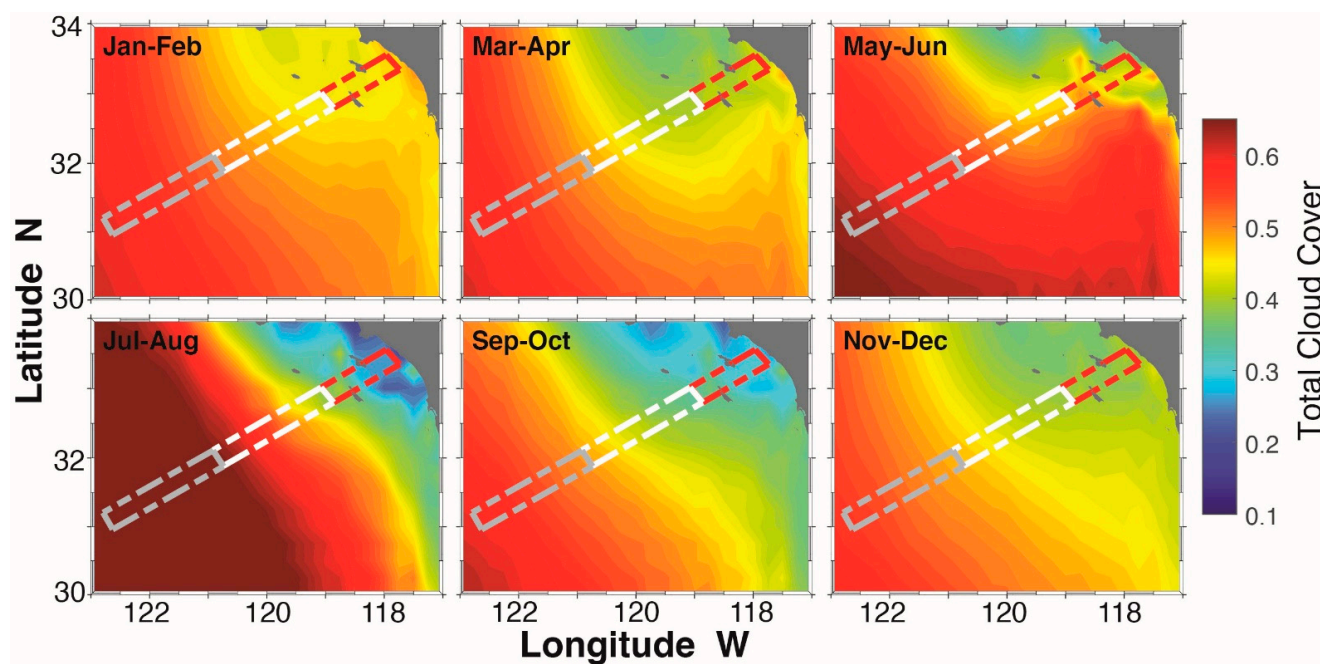


Figure A2. Bimonthly climatology of total cloud cover from ERA5 for the study area between 1 January 1994 and 12 December 2013.

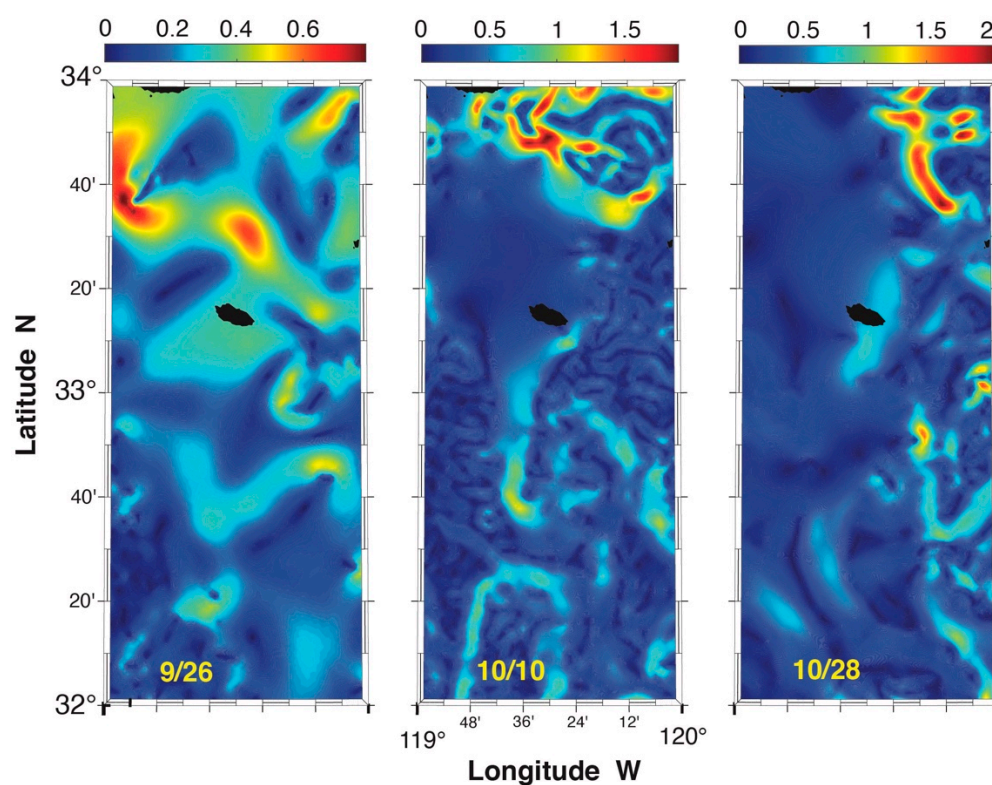


Figure A3. SST gradients [$\times 10^{-1} \text{ }^{\circ}\text{C km}^{-1}$] detected in the coastal zone using MUR data and the Sobel gradients operator. Month/day of 2010 correspond to the same dates employed by McClatchie et al. [23] in frontal detections using processed level-2 (MODIS-Aqua) and level-4 (MUR) images.

References

1. Ullman, D.S.; Cornillon, P.C. Satellite-derived sea surface temperature fronts on the continental shelf off the northeast US coast. *J. Geophys. Res. Oceans* **1999**, *104*, 23459–23478. [[CrossRef](#)]
2. Hoskins, B.J. The mathematical theory of frontogenesis. *Annu. Rev. Fluid Mech.* **1982**, *14*, 131–151. [[CrossRef](#)]

3. McWilliams, J.C.; Molemaker, M.J.; Olafsdottir, E.I. Linear fluctuation growth during frontogenesis. *J. Phys. Oceanogr.* **2009**, *39*, 3111–3129. [\[CrossRef\]](#)
4. McWilliams, J.C.; Molemaker, M.J. Baroclinic frontal arrest: A sequel to unstable frontogenesis. *J. Phys. Oceanogr.* **2011**, *41*, 601–619. [\[CrossRef\]](#)
5. FrankS, P.J. Phytoplankton blooms at fronts: Patterns, scales, and physical forcing mechanisms. *Rev. Aquat. Sci.* **1992**, *6*, 121–137.
6. Franks, P.J.S.; Diego, S. Sink or swim: Accumulation of biomass at fronts. *Mar. Ecol. Prog. Ser. Oldend.* **1992**, *82*, 1–12. [\[CrossRef\]](#)
7. Franks, P.J.S.; Walstad, L.J. Phytoplankton patches at fronts: A model of formation and response to wind events. *J. Mar. Res.* **1997**, *55*, 1–29. [\[CrossRef\]](#)
8. Canny, J. A Computational Approach to Edge Detection. *IEEE Trans. Pattern Anal. Mach. Intell.* **1986**, PAMI-8, 679–698. [\[CrossRef\]](#)
9. Holyer, R.J.; Peckinpaugh, S.H. Edge detection applied to satellite imagery of the oceans. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.* **1989**, *27*, 46–56. [\[CrossRef\]](#)
10. Oram, J.J.; McWilliams, J.C.; Stolzenbach, K.D. Gradient-based edge detection and feature classification of sea-surface images of the Southern California Bight. *Remote Sens. Environ.* **2008**, *112*, 2397–2415. [\[CrossRef\]](#)
11. Cayula, J.-F.; Cornillon, P. Edge Detection Algorithm for SST Images. *J. Atmos. Ocean. Technol.* **1992**, *9*, 67–80. [\[CrossRef\]](#)
12. Ullman, D.S.; Cornillon, P.C. Evaluation of front detection for satellite-derived SST data using in situ observations. *J. Atmos. Ocean. Technol.* **2000**, *17*, 1667–1675. [\[CrossRef\]](#)
13. Diehl, S.F.; Budd, J.W.; Ullman, D.; Cayula, J.F. Geographic window sizes applied to remote sensing sea surface temperature front detection. *J. Atmos. Ocean. Technol.* **2002**, *19*, 1105–1113. [\[CrossRef\]](#)
14. Taylor, P.; Miller, P. Multi-spectral front maps for automatic detection of ocean colour features from SeaWiFS. *Int. J. Remote Sens.* **2004**, *25*, 1437–1442. [\[CrossRef\]](#)
15. Kahru, M.; Lorenzo, E.D.I.; Manzano-sarabia, M.; Mitchell, B.G.; Di Lorenzo, E.; Manzano-sarabia, M.; Mitchell, B.G. Spatial and temporal statistics of sea surface temperature and chlorophyll fronts in the California Current. *J. Plankton Res.* **2012**, *34*, 749–760. [\[CrossRef\]](#)
16. Nieto, K.; Demarcq, H.; McClatchie, S. Mesoscale frontal structures in the Canary Upwelling System: New front and filament detection algorithms applied to spatial and temporal patterns. *Remote Sens. Environ.* **2012**, *123*, 339–346. [\[CrossRef\]](#)
17. Shimada, T.; Sakaida, F.; Kawamura, H.; Okumura, T. Application of an edge detection method to satellite images for distinguishing sea surface temperature fronts near the Japanese coast. *Remote Sens. Environ.* **2005**, *98*, 21–34. [\[CrossRef\]](#)
18. Castelao, R.M.; Mavor, T.P.; Barth, J.A.; Breaker, L.C. Sea surface temperature fronts in the California Current System from geostationary satellite observations. *J. Geophys. Res.* **2006**, *111*, C09026. [\[CrossRef\]](#)
19. Send, U.; Davis, R.; Fischer, J.; Imawaki, S.; Kessler, W.; Meinen, C.; Owens, B.; Roemmich, D.; Rossby, T.; Rudnick, D.; et al. A global boundary current circulation observing network. *Proc. Ocean. 09 Sustain. Ocean Obs. Inf. Soc.* **2010**, *2*. [\[CrossRef\]](#)
20. Rudnick, D.L.; Zaba, K.D.; Todd, R.E.; Davis, R.E. Progress in Oceanography A climatology of the California Current System from a network of underwater gliders. *Prog. Oceanogr.* **2017**, *154*, 64–106. [\[CrossRef\]](#)
21. Lynn, R.J.; Simpson, J.J. The California Current system: The seasonal variability of its physical characteristics. *J. Geophys. Res.* **1987**, *92*, 12947. [\[CrossRef\]](#)
22. Davis, R.E.; Ohman, M.D.; Rudnick, D.L.; Sherman, J.T.; Hodges, B. Glider surveillance of physics and biology in the southern California Current System. *Limnol. Oceanogr.* **2008**, *53*, 2151–2168. [\[CrossRef\]](#)
23. McClatchie, S.; Cowen, R.; Nieto, K.; Greer, A.; Luo, J.Y.; Guigand, C.; Demer, D.; Griffith, D.; Rudnick, D. Resolution of fine biological structure including small narcomedusae across a front in the Southern California Bight. *J. Geophys. Res. Ocean.* **2012**, *117*, 1–18. [\[CrossRef\]](#)
24. Powell, J.R.; Ohman, M.D. Covariability of zooplankton gradients with glider-detected density fronts in the Southern California Current System. *Deep. Res. Part II Top. Stud. Oceanogr.* **2015**, *112*, 79–90. [\[CrossRef\]](#)
25. Todd, R.E.; Rudnick, D.L.; Mazloff, M.R.; Cornuelle, B.D.; Davis, R.E. Thermohaline structure in the California Current System: Observations and modeling of spice variance. *J. Geophys. Res. Ocean.* **2012**, *117*, 1–19. [\[CrossRef\]](#)
26. Todd, R.E.; Rudnick, D.L.; Davis, R.E.; Ohman, M.D. Underwater gliders reveal rapid arrival of El Niño effects off California’s coast. *Geophys. Res. Lett.* **2011**, *38*, 1–5. [\[CrossRef\]](#)
27. Rudnick, D.L. Ocean Research Enabled by Underwater Gliders. *Ann. Rev. Mar. Sci.* **2016**, *8*, 519–541. [\[CrossRef\]](#)
28. Sherman, J.; Davis, R.E.; Owens, W.B.; Valdes, J. The Autonomous Underwater Glider “Spray”. *IEEE J. Ocean. Eng.* **2001**, *26*, 437–446. [\[CrossRef\]](#)
29. Physical Oceanography Distributed Active Archive Center. *JPL MUR MEaSUREs Project. 2015. Foundation Sea Surface Temperature Analysis. Ver. 4.1*; Physical Oceanography Distributed Active Archive Center: Pasadena, CA, USA, 2015. [\[CrossRef\]](#)
30. Saraceno, M.; Provost, C.; Piola, A.R.; Bava, J.; Gagliardini, A. Brazil Malvinas Frontal System as seen from 9 years of advanced very high resolution radiometer data. *J. Geophys. Res. C Ocean.* **2004**, *109*, C05027. [\[CrossRef\]](#)
31. Gautschi, W. *Numerical Analysis*; Springer Science & Business Media: Boston, MA, USA, 1997; ISBN 978-0-8176-8258-3. [\[CrossRef\]](#)
32. Rivas, A.L.; Pisoni, J.P. Identification, characteristics and seasonal evolution of surface thermal fronts in the Argentinean Continental Shelf. *J. Mar. Syst.* **2010**, *79*, 134–143. [\[CrossRef\]](#)
33. Ping, B.; Su, F.; Meng, Y.; Fang, S.; Du, Y. A model of sea surface temperature front detection based on a threshold interval. *Acta Oceanol. Sin.* **2014**, *33*, 65–71. [\[CrossRef\]](#)

-
34. Sobel, I.; Feldman, G. "A 3×3 Isotropic Gradient Operator for Image Processing," Pattern Classification and Scene Analysis. 1973, pp. 271–272. Available online: https://www.researchgate.net/publication/285159837_A_33_isotropic_gradient_operator_for_image_processing (accessed on 12 November 2021).
 35. Belkin, I.M.; Reilly, J.E.O. An algorithm for oceanic front detection in chlorophyll and SST satellite imagery. *J. Mar. Syst.* **2009**, *78*, 319–326. [[CrossRef](#)]
 36. Robinson, I.S. *Discovering the Ocean from Space: The Unique Applications of Satellite Oceanography*; Springer Science & Business Media: Berlin/Heidelberg, Germany, 2010; ISBN 3540683224. [[CrossRef](#)]
 37. Gonzalez, R.C.; Woods, R.E.; Masters, B.R. *Digital Image Processing*, 3rd ed.; Prentice Hall: Upper Saddle River, NJ, USA, 2009; ISBN 978-0-13-168728-8.
 38. Mauzole, Y.L.; Torres, H.S.; Fu, L.L. Patterns and Dynamics of SST Fronts in the California Current System. *J. Geophys. Res. Ocean.* **2020**, *125*, e2019JC015499. [[CrossRef](#)]
 39. de Boyer Montégut, C.; Madec, G.; Fischer, A.S.; Lazar, A.; Iudicone, D. Mixed layer depth over the global ocean: An examination of profile data and a profile-based climatology. *J. Geophys. Res. C Ocean.* **2004**, *109*, 1–20. [[CrossRef](#)]
 40. Bakun, A. Fronts and eddies as key structures in the habitat of marine fish larvae: Opportunity, adaptive response. *Sci. Mar.* **2006**, *70*, 105–122. [[CrossRef](#)]
 41. Breaker, L.C.; Mooers, C.N.K. Oceanic variability off the Central California coast. *Prog. Oceanogr.* **1986**, *17*, 61–135. [[CrossRef](#)]
 42. Haury, I.R.; Fey, C.L.; McGowan, J.A. The Ensenada front: July 1985. *Calif. Coop. Ocean. Fish. Investig. Rep.* **1993**, *34*, 69–88.
 43. Vazquez-Cuervo, J.; Torres, H.S.; Menemenlis, D.; Chin, T.; Armstrong, E.M. Relationship between SST gradients and upwelling off Peru and Chile: Model/satellite data analysis. *Int. J. Remote Sens.* **2017**, *38*, 6599–6622. [[CrossRef](#)]
 44. Wu, Q.Z.; Cheng, H.Y.; Jeng, B.S. Motion detection via change-point detection for cumulative histograms of ratio images. *Pattern Recognit. Lett.* **2005**, *26*, 555–563. [[CrossRef](#)]
 45. Ferrari, R.; Paparella, F. Compensation and alignment of thermohaline gradients in the ocean mixed layer. *J. Phys. Oceanogr.* **2003**, *33*, 2214–2223. [[CrossRef](#)]
 46. Rudnick, D.L.; Martin, J.P. On the horizontal density ratio in the upper ocean. *Dyn. Atmos. Ocean.* **2002**, *36*, 3–21. [[CrossRef](#)]

5. Capítulo 2.

Detección frontal en la zona del frente de Ensenada mediante datos de temperatura superficial del mar nivel 4.

5.1. Resumen

Debido a su ubicación geográfica, el frente de Ensenada (FE) es parte del sistema de la Corriente de California (CC). El FE es de gran importancia por ser un frente biológico y físico que es persistente durante todo el año. En este trabajo se caracteriza el FE mediante la implementación de algoritmos de detección frontal empleando imágenes de la temperatura superficial del mar. Se utilizaron dos conjuntos de datos de nivel 4 de procesamiento, *Multi-scale Ultra-high Resolution* (MUR) y datos globales de la temperatura superficial del mar del producto G1SST. El método propuesto para la detección de frentes involucra calcular un umbral mediante el histograma acumulativo de los gradientes de temperatura. Se obtienen mapas climatológicos de la frecuencia de frentes y se calcula la intensidad y tamaño de los mismos. Se encontró que la mayor frecuencia frontal (FF) se presenta a partir de abril hasta el mes de septiembre en el nororiente y suroriente del FE, esto puede ser debido al transporte hacia afuera de la costa ocasionado por el transporte de Ekman costa afuera e intensas surgencias durante estos meses. En el Frente de Ensenada se encuentran en promedio estructuras frontales de longitudes mayores a 50 km, que decaen hacia el verano en los dos productos de nivel 4. En los datos MUR se obtienen en promedio menor valor de umbrales y frentes menos continuos que las imágenes G1SST. Existe una alta correlación entre el número detectado de frentes entre G1SST y MUR, con una disminución notable hacia el mes de junio en los dos conjuntos de datos.

Palabras claves: Frente oceánico, Frente de Ensenada, G1SST, MUR, frecuencia frontal.

5.2. Introducción

Los frentes oceánicos son estructuras dinámicas estrechas que actúan como fronteras que separan diferentes masas de agua. La mayoría de ellos son casi estacionarios y persistentes, y su escala temporal varía desde días hasta la escala estacional, aunque también existen otros que están presente durante todo el año (Belkin et al., 2009). La manifestación superficial de los frentes debido a las diferencias de temperaturas entre las masas de agua, resulta identificable mediante el uso de imágenes satelitales de la temperatura superficial del mar (TSM) y permite inferir en muchos casos la posición aproximada del frente. La identificación de frentes a partir de imágenes de TSM se puede realizar de distintas maneras, y puede promover una perspectiva a gran escala de estas estructuras que puede complementarse con estudios de observaciones in situ (Diehl et al., 2002). La habilidad para mapear y entender estos frentes ha sido uno de los primeros beneficios resultantes del uso de las imágenes satelitales.

Gracias a las diferentes técnicas que existen para detectar frentes a partir de datos satelitales, se puede estimar la variabilidad espacio temporal de estas estructuras por medio de mapas climatológicos de la frecuencia frontal (FF) o persistencia de frentes. Estos mapas de FF son los más adecuados para el mapeo de frentes estables debido a que los frentes que se mueven sustancialmente en el tiempo resultan en frecuencias frontales relativamente bajas en cualquier píxel dado (Belkin et al., 2009). El estudiar la FF permite estimar la ubicación, presencia, frecuencia y duración de las estructuras.

Desde el advenimiento del estudio del océano por sensores remotos instalados en el espacio se han desarrollado diversos algoritmos de detección de bordes para el estudio de frentes oceánicos que han contribuido a un mejor entendimiento en otros campos de la oceanografía y la ecología marina. La detección de estas estructuras de mesoescala observadas por los sensores remotos, requieren de técnicas avanzadas de procesamiento de imágenes satelitales con el objetivo de identificarlos y caracterizar su ocurrencia. Entre los métodos clásicos en la detección de frentes se destacan los operadores gradiente (Sobel, Roberts, Kirsh y Laplacian), los cuales obedecen al criterio de la primera y segunda derivada para determinar discontinuidades (Simpson, 1990). Sin embargo, 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 (Holyer and Peckinpaugh, 1989; Vázquez et al., 1999). Cayula & Cornillon (1992) desarrollaron un algoritmo de detección de frentes que se basa en el análisis de histogramas, y lo aplicaron inicialmente en imágenes de TSM para detectar frentes cerca de las costas de Carolina del Norte, Estados Unidos. Este algoritmo procesa las imágenes de TSM en dos partes, una a nivel de ventana (división de la imagen de entrada) y la otra a nivel de toda la imagen, y busca una bimodalidad en el histograma que indique la presencia de diferentes píxeles con distintas características de temperatura. La utilización de una ventana fija en el método lo hace sensible a la detección de frentes falsos. Diehl et al. (2002) mejoraron el algoritmo utilizando un tamaño de ventana variable en función de la correlación de los datos que rodean el punto central de la ventana. Otros autores también han trabajado con este algoritmo para la generación de mapas de frentes (Belkin et al., 2009; Kahru et al., 2012; David S Ullman & Cornillon, 1999). Otro método basado en gradientes y en la definición de un umbral mediante las frecuencias acumuladas en el histograma de los gradientes de la TSM se ha utilizado para la detección de frentes en distintas regiones oceanográficas. El método detecta los frentes en aquellas regiones de la imagen donde se presenta un valor mayor o igual al umbral calculado (Saraceno et al. 2004; Olaya et al. 2021).

Un aspecto fundamental para evitar la detección de frentes falsos es contar con imágenes que estén libres de la contaminación de píxeles por cobertura de nubes, por lo que es recomendable que previo al procesamiento de las imágenes se debe realizar un análisis de la cobertura de nubes en el área de estudio. Otro aspecto importante es la escala temporal de las estructuras frontales, puesto que su duración puede ir de horas a semanas o meses en algunos casos. Es por tanto necesario contar con imágenes diarias que permitan monitorear la evolución espacio temporal de los frentes oceánicos. Las imágenes de nivel 4 de TSM ofrecen una ventaja debido a que son datos libres de nubosidad. Sin embargo, debido a que estos productos resultan de la mezcla de datos satelitales e in situ obtenidos mediante una interpolación óptima (IO) para llenar los vacíos donde no existen datos disponibles (Chao et al., 2009; Chin et al., 2017; Olaya et al. 2021), se hace imprescindible evaluar su eficacia en la detección. En este trabajo se realiza un ejercicio de evaluación de datos de TSM nivel 4 en

la detección de una estructura frontal cuasi persistente que es el Frente de Ensenada, dentro del Sistema de la Corriente de California (Venrick, 2000).

En su trayectoria hacia el sur, la CC cambia su dirección hacia la costa alrededor de los $\sim 32^\circ\text{N}$. Allí se bifurca, con un ramal hacia el noroeste que pasa a formar parte del giro ciclónico de la ensenada del sur de California, y otro hacia el sureste que continua a lo largo de la costa de Baja California hasta el límite sur de la península. La bifurcación de la CC define una región de transición entre las aguas frías del norte que provienen del subártico, y aguas del Pacífico Oriental. Debido a la ubicación geográfica, esta región de un frente biológico y físico se conoce como el FE (Niiler et al., 1989; Haury, 1993; Venrick, 2000). El FE está formado por un intrincado conjunto de corrientes, algunas que alimentan remolinos y otras que se introducen en aguas tibias y oligotróficas que se encuentran hacia el sur de esta región (Haury, 1993). Los fuertes gradientes de propiedades en el FE son más marcados en primavera, cuando la estructura se encuentra a la latitud de San Diego ($\sim 32^\circ\text{N}$) (Pelaez & McGowan, 1986). El FE es una zona de transición ecológica, ya que al sur de este las especies del norte son reemplazados por especies de aguas cálidas del Pacífico central y ecuatorial (Moser y Smith, 1993; McGowan et al., 1996).

Las características generales del FE se ha obtenido mediante datos hidrográficos y de satélite (Pelaez & McGowan, 1986; Thomas & Strub, 1990; Kahru et al. 2012; Olaya et al., 2021). Sin embargo, no se conoce con detalles la frecuencia, el tamaño e intensidad de las estructuras frontales en la zona del FE. Debido a la importancia que tiene el FE dentro del dominio del SCC (Valencia-Gasti, 2015), el presente estudio caracteriza el FE mediante la implementación de algoritmos de detección de frentes oceánicos en imágenes satelitales de alta resolución. Se aplica un método basado en gradientes para identificar las zonas frontales utilizando dos productos de satélite (L4) de la TSM de alta resolución espacial (1 km) y libres de nubosidad. Se realizan mapas climatológicos de la frecuencia de frentes y se calcula la intensidad y tamaño de los mismos. Además, se analiza el alcance de las imágenes L4 en cuanto a su eficacia para la detección de frentes.

5.3. Materiales y métodos

5.3.1. Datos de TSM

La utilización de sensores remotos permite estudiar estructuras oceánicas, debido a que es posible obtener una gran cantidad de datos a diversas escalas espacio-temporales. En este trabajo se utilizan imágenes satelitales de TSM obtenidas con dos productos satelitales de nivel 4, que resultan de la combinación de datos provenientes de diferentes tipos de sensores y de datos in situ, a través de interpolación óptima. Estos datos fueron descargados para el área de estudio comprendida entre 28 a 34 °N, y 117 a 123 °W durante el periodo 2011-2016. Se seleccionó este periodo debido a que los datos G1SST solo se produjeron del 09/06/2010 al 13/09/2017 (<https://coastwatch.pfeg.noaa.gov/>).

5.3.2. Datos G1SST

El grupo Jet Propulsion Laboratory (JPL)/OurOcean proporciona imágenes globales diarias de alta resolución espacial (~1 km) de la TSM. Las imágenes se obtienen utilizando un algoritmo de combinación de variaciones bidimensionales de múltiples escalas (MS-2DVAR) en una cuadrícula global de 0.009° (Chao et al., 2009). El MS-2DVAR se basa en el mismo principio matemático de la interpolación óptima (OI), aunque su implementación numérica es diferente. Las imágenes que se proporcionan están libres de nubosidad y en su generación se utilizan diversos datos de observaciones de la TSM desde diferentes plataformas, como se detalla en la Tabla 1.

Sensores utilizados por Chao et al. (2009) para generar imágenes G1SST.

Satélite	Sensor	Tipo de Sensor	Resolución
NOAA	AVHRR	Infrarrojo	2 km
ENVISAT	AATSR	Infrarrojo	1 km
TERRA	MODIS	Visible/Infrarrojo	1 km
AQUA	MODIS	Visible/Infrarrojo	1 km
METOP	GOES	Infrarrojo	6 km
AQUA	AMSR-E	Microondas	25 km

El algoritmo también incorpora datos in situ de la TSM del GODAE (*Global Ocean Data 23 Assimilation Experiment*), datos de barcos de oportunidad y mediciones de la TSM en boyas fijas y a la deriva.

5.3.3 Datos MUR

Los datos del producto *Multi-scale Ultra-high Resolution* (MUR) de nivel 4 de procesamiento (<https://podaac.jpl.nasa.gov/>) son imágenes globales diarias de SST producido por el *Group for High Resolution Sea Surface Temperature* (GHRSSST). Cada imagen utiliza una interpolación óptima para combinar diferentes tipos de imágenes de TSM con lo que se obtiene un producto libre de nubosidad en una resolución espacial de ~ 1 km ($0.01^\circ \times 0.01^\circ$).

Tabla 1. Conjunto de datos de TSM utilizados por MUR

Satélite	Sensor	Tipo de Sensor	Resolución
TERRA	MODIS	Visible/Infrarrojo	1 km
AQUA	MODIS	Visible/Infrarrojo	1 km
AVHRR	Pathfinder Night	Infrarrojo	5 km
AVHRR	Pathfinder Day	Infrarrojo	5 km
NOAA-19	AVHRR-3	Infrarrojo	25 km
AQUA	AMSR-E	Microondas	25 km
CORIOLIS	WINDSAT	Microondas	25 km

Al igual que los datos G1SST, las imágenes MUR también integran datos in situ. Estos se obtienen del proyecto de observaciones de la TSM iQUAM (*in situ SST Quality Monitor*). Los datos del producto MUR están disponibles a partir de junio del 2002 en el JPL (<https://www.ncei.noaa.gov>).

5.3.4 Detección frontal

Previo a la aplicación de los algoritmos para la detección de las estructuras frontales, se construyó una máscara circular para los datos de TSM (MUR y G1SST). Este dominio circular se determinó en base a estudios previos (Venrick, 2000; Kahru et al., 2012) que ubican al Frente de Ensenada en una región circular de ~ 375 km de diámetro, centrada en 31.31°N y 120.23°W .

En este trabajo se utiliza un método de detección de estructuras frontales basado en gradientes de TSM mediante el operador Sobel (Sobel & Feldman, 1973) para estimar la magnitud de los gradientes en cada imagen diaria de los dos conjuntos de datos (MUR y G1SST). Para calcular el umbral se emplean histogramas que corresponden a los valores de gradientes

mayores o iguales al 90% de las frecuencias acumuladas (Saraceno et al., 2004; Olaya et al., 2021). Cualquier gradiente de TSM en la imagen cuyo valor sea mayor al umbral se define como un frente (Fig. 5.1).

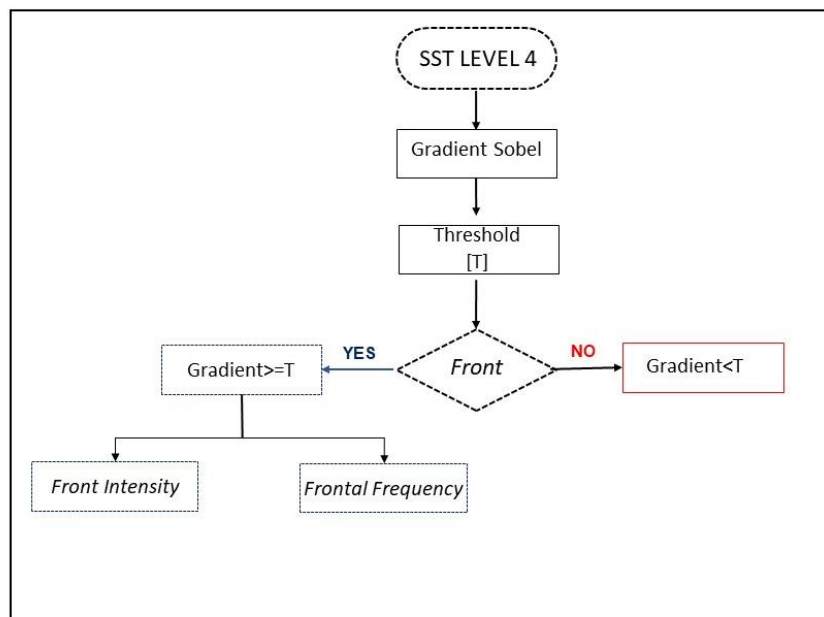


Figura 5.1. Diagrama de flujo que describe la metodología utilizada en la detección de frentes y cálculo de la frecuencia frontal.

En cada imagen se determina el número de píxeles-frente detectados. Se define la frecuencia frontal (FF) como la razón entre el número de píxeles-frente y el número de imágenes pertenecientes a cada mes, durante todo el periodo de estudio (Kahru et al., 2012; Olaya et al., 2021). Finalmente, se construyen mapas mensuales de la frecuencia frontal. La intensidad de los frentes, definida como el valor promedio de los gradientes de TSM en cada estructura frontal, se calculó utilizando las propiedades de las imágenes binarias (0 y 1) que se obtienen de la detección frontal. Esta intensidad se determina mediante los índices de cada segmento etiquetado (Gonzalez et al., 2009), con los cuales se extrae su valor correspondiente en las matrices de gradientes para cada fecha. Este etiquetado de regiones conexas también permite calcular la longitud o perímetro de cada frente obtenido.

5.4. Resultados

Una medida de la concomitancia en los datos fuente lo representa el valor del umbral obtenido, el cual influye de manera significativa en la detección frontal que se basa en gradientes térmicos. La figura 5.2 representa el umbral promedio ($^{\circ}\text{C km}^{-1}$) del área circular obtenido durante el periodo de estudio a partir de ambos productos satelitales G1SST y MUR. Se observan mayores valores de umbrales para los datos G1SST con respecto a los obtenidos por MUR. Los umbrales en los datos de G1SST presentan un mínimo en los meses de junio-julio. En contraste, los umbrales de los datos MUR son mínimos ($\sim 0.025 - 0.04^{\circ}\text{C km}^{-1}$) entre los meses de abril a agosto, rango de valores que se extiende hasta el mes de septiembre en algunos años. Estos valores mínimos en el umbral pueden influir en la estimación de las detecciones, lo que no es tan evidente cuando se utiliza G1SST.

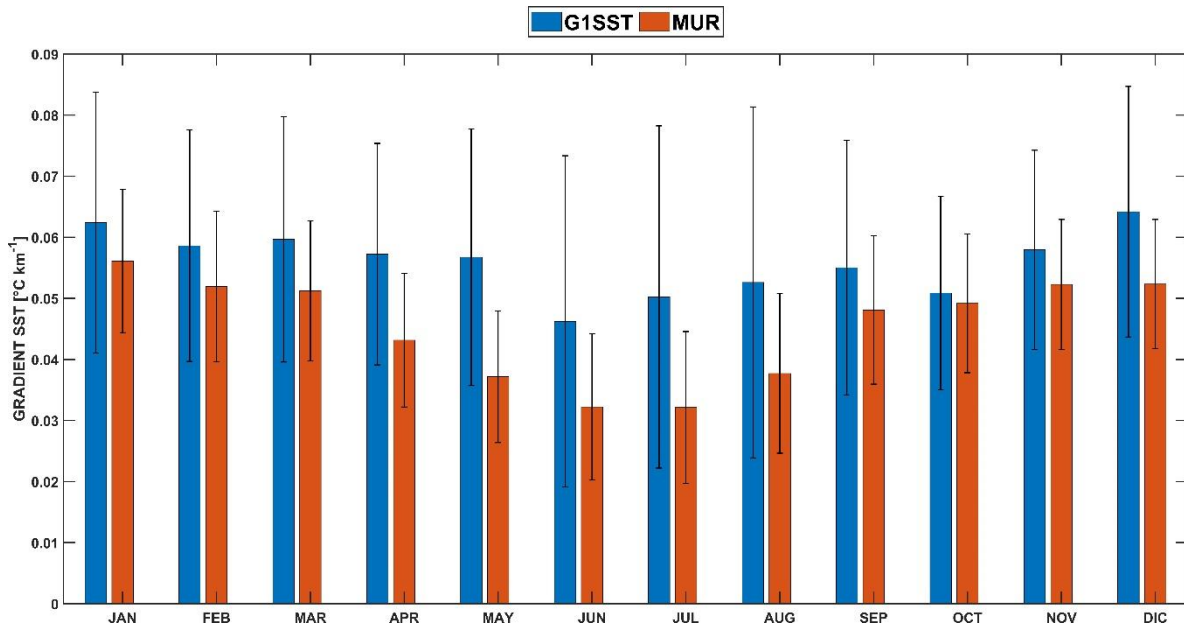


Figura 5.2. Climatología de los umbrales obtenidos durante el periodo de estudio entre los datos G1SST (barras azules) y MUR (barras naranjas). La desviación estándar se indica con líneas verticales negras.

El valor del umbral de los gradientes de TSM (Fig. 5.2) se puede utilizar para identificar la posición y extensión de frentes en imágenes específicas del área de estudio, como se ejemplifica en la figura 5.3 para el día 01/07/2012. Se identifican algunas estructuras frontales similares en las imágenes G1SST y MUR. Sin embargo, el umbral calculado con

G1SST es ligeramente mayor que el que utiliza MUR para realizar la detección para esta fecha, lo que da como resultado un menor número de estructuras frontales detectadas (Fig. 5.3), y un número mayor de estructuras segmentadas en MUR (Fig. 5.2b) que en G1SST (Fig. 5.2a), donde las estructuras son más continuas. La intensidad de los gradientes donde coinciden las estructuras frontales (Figs. 5.2c, 5.2d) también difieren entre los dos productos de nivel 4, con mayor valor de magnitud para G1SST.

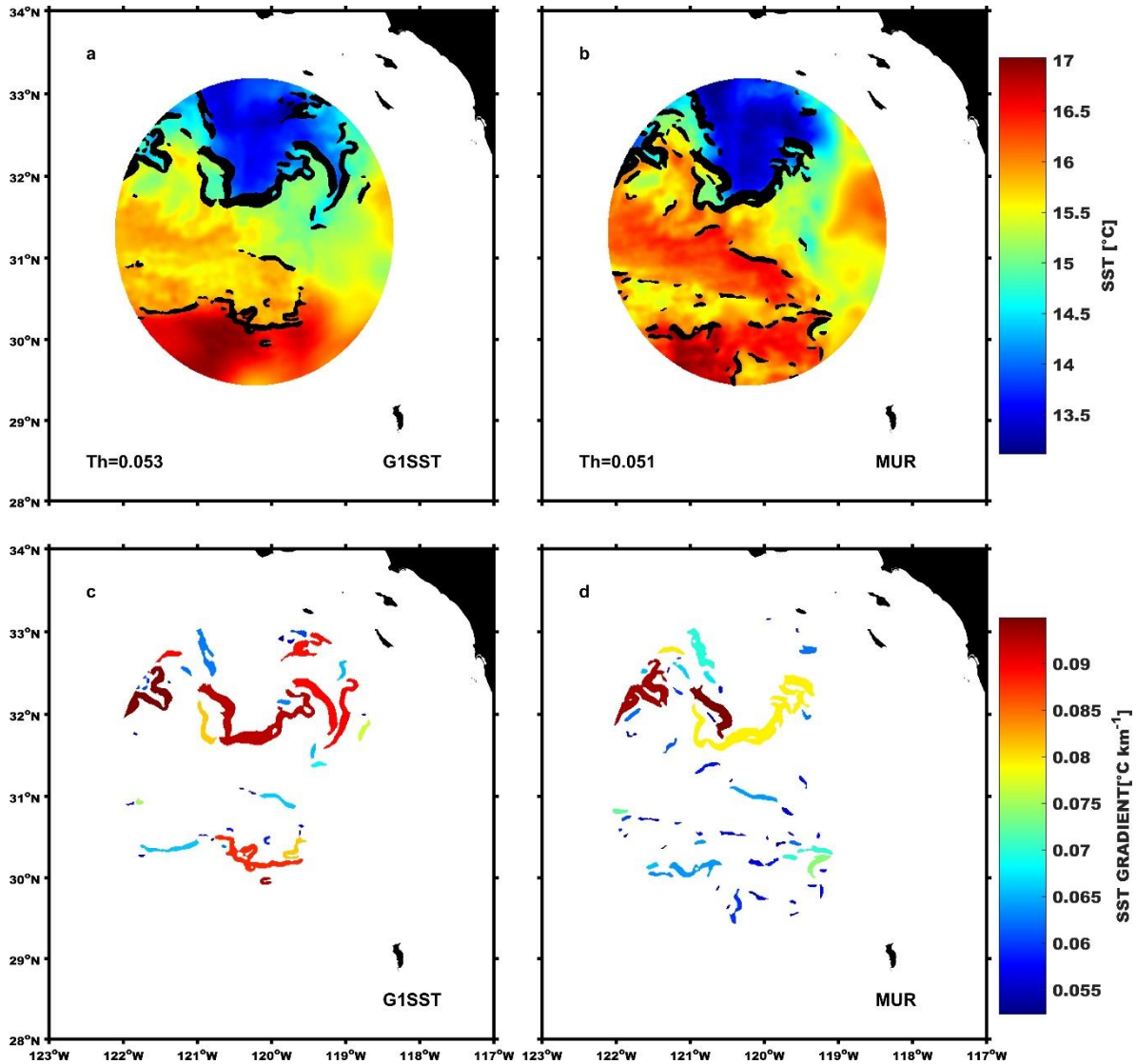


Figura 5.3. Detección de frentes (a y b) e intensidad frontal (c y d) para los datos G1SST y MUR respectivamente, para el día 01/07/2012. El valor de Th representa el umbral utilizado para la detección.

Los promedios mensuales del número de frentes tipifican la climatología frontal del área. La variación estacional en la frecuencia frontal (Fig. 5.4) muestra que para el producto G1SST, el número de frentes durante el periodo de estudio es mínimo durante junio y máximo en enero (Fig. 5.4a). Esta misma tendencia se observa en los resultados obtenidos para las imágenes MUR (Fig. 5.4b), aunque el número de frentes detectados con MUR entre los meses de abril a agosto es menor con respecto a G1SST. La comparación obtenida de número de frentes entre los dos productos de nivel 4, muestra un alto coeficiente de correlación lineal de Pearson ($R=0.85$) y un error cuadrático medio (RMSE) de 2012, tal vez debido a las estimaciones de la TSM obtenida cuando se usa diferentes datos de satélites en el método de interpolación óptima.

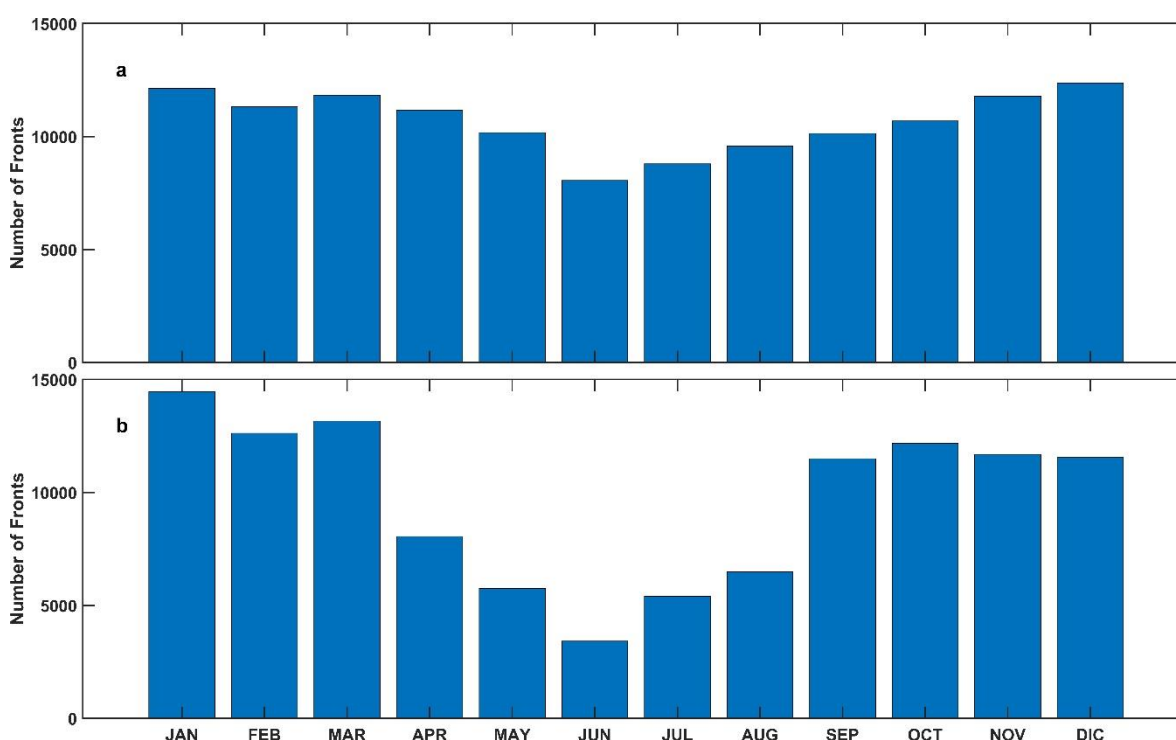


Figura 5.4. Promedios mensuales del número de frentes detectados por los datos G1SST (a) y MUR (b) para el periodo de estudio.

La continuidad (longitud) de una estructura frontal se puede establecer a partir de las detecciones. En contraste con el número de frentes, la longitud promedio de las estructuras frontales es mayor para los meses de verano en los dos conjuntos de datos (Fig. 5.5). Este resultado sugiere que, en esta época del año, las estructuras frontales debidas a la alta

actividad de mesoescala están asociadas a variabilidad mesoescalar (remolinos) que puede alcanzar escalas a lo largo del frente mayores a 200 km. El promedio de la longitud de los frentes es mayor en los datos G1SST en los meses de enero a marzo con respecto a los MUR. Sin embargo, MUR detecta mayores longitudes de frentes para el mes de junio (~ 96.1 km) que G1SST (~ 77.5 km). Existe una alta correlación ($R=0.86$) para este parámetro calculado entre los datos G1SST y MUR, con un RMSE de 6.45 km.

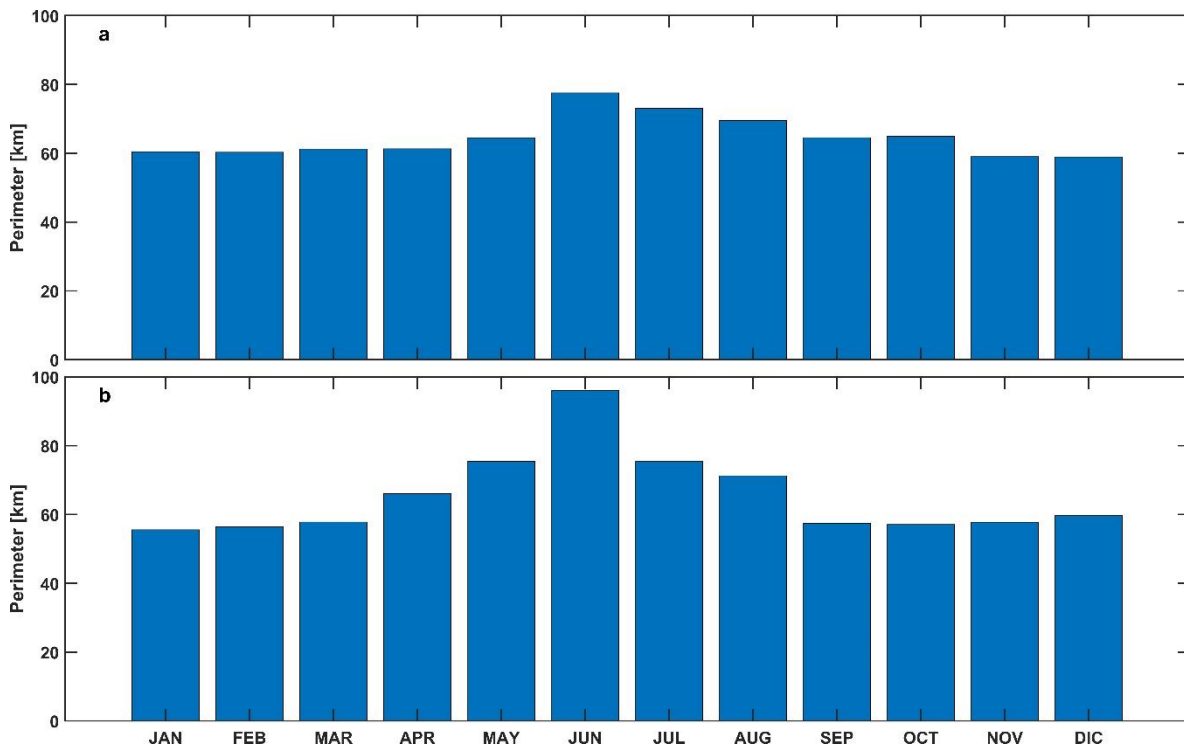


Figura 5.5. Promedio mensual de longitudes frontales detectadas en la región del FE en los datos de TSM de nivel 4 G1SST (a) y MUR (b) para el periodo de estudio.

Los mapas de la FF permiten la identificación de estructuras frontales que persisten durante un tiempo determinado, y son útiles para analizar los factores que intervienen en la frontogénesis. En los mapas de la climatología de FF para la región del FE (Figs. 5.6 y 5.7) se observa que el promedio mensual de la FF es similar para G1SST y MUR. La FF es mayor desde finales de la primavera (mayo), verano y comienzos de otoño (septiembre) para la parte nororiental y suroriental del FE. Esto puede asociarse a la interacción del FE con el sistema

de surgencias costeras, más intensa durante estos meses, y que se manifiestan en esta región en forma de meandros o filamentos.

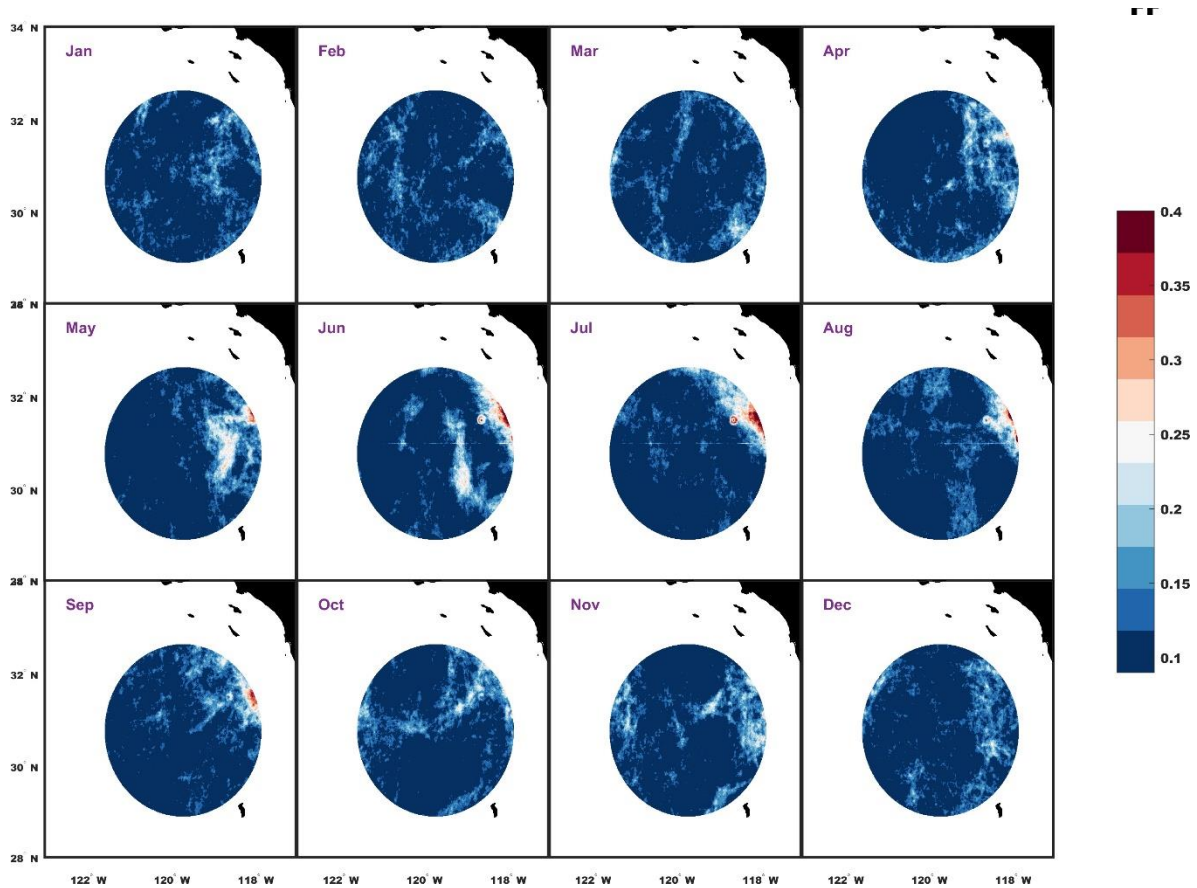


Figura 5.6. Climatología mensual de FF para el periodo de estudio utilizando los datos G1SST de la región del FE.

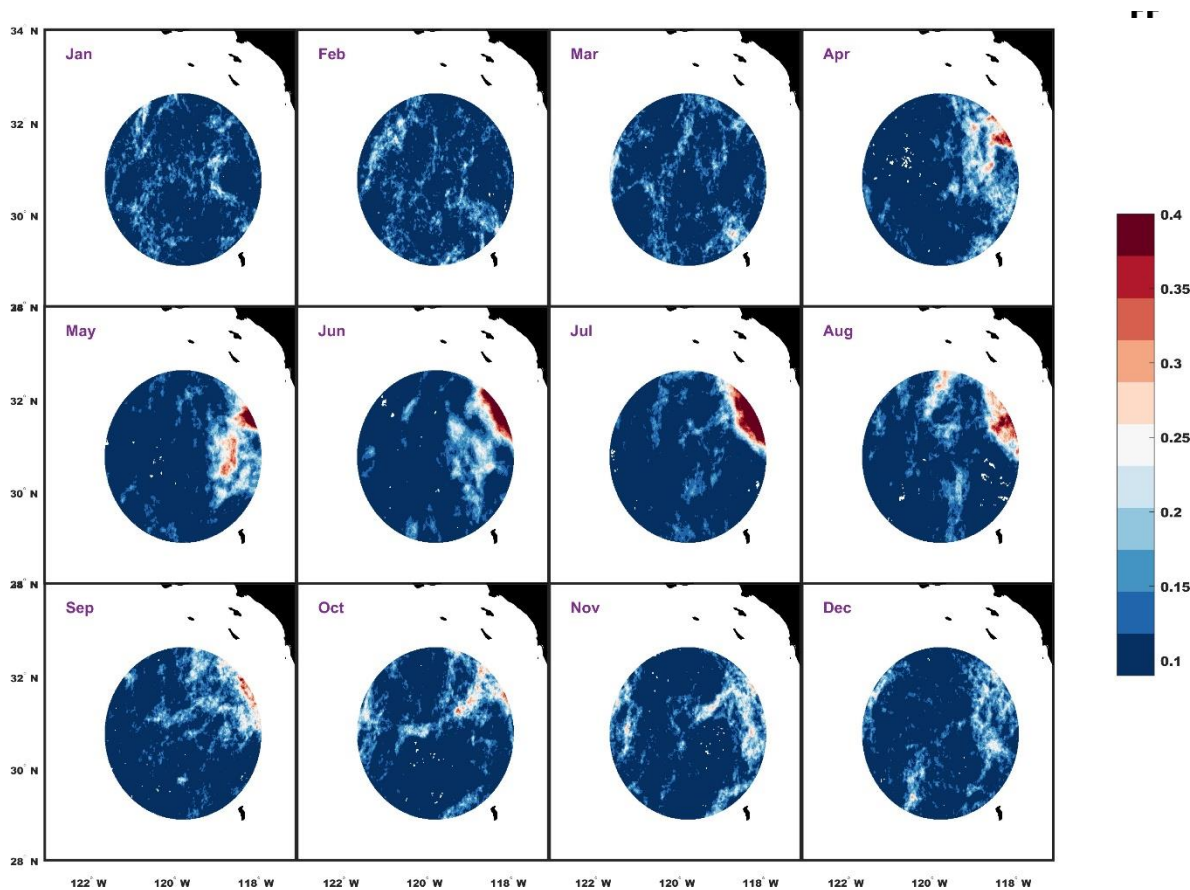


Figura 5.7. Climatología mensual de FF para el periodo de estudio utilizando los datos MUR de la región del FE.

5.5. Discusión

5.5.1 Detección de frentes

En este trabajo se aborda la detección de frentes utilizando dos productos satelitales de la TSM de nivel 4, mediante un método basado en gradientes horizontales de TSM en la zona del Frente de Ensenada. Aun cuando estudios previos (Peláez y McGowan, 1986; Thomas & Strub, 1990; Kahru et al., 2012) han realizado la identificación de zonas de transición en el SCC, sus resultados no aportan detalles sobre el tamaño (longitud) e intensidad (gradiente) de los frentes en la región del FE.

Las estructuras frontales son dinámicas y están sujetas a factores externos característicos de la región como la interacción con otras estructuras de diferentes escalas (i.e., deformación), el esfuerzo del viento y el intercambio de calor en la interfase, entre otros. Estos forzamientos

intervienen en los procesos de frontogénesis que favorecen la formación y mantenimiento de un frente oceánico. Por tanto, la elección del umbral o valor límite para definir un frente depende de la región de estudio y es de mucha importancia ya que el método de detección de frentes es muy sensible a este umbral. Sin embargo, la elección de este umbral no debe ser arbitrario. En este trabajo, el umbral se determina en cada una de las imágenes y no por la acumulación de gradientes durante todo el periodo de estudio. Esto permite obtener una climatología mensual de los umbrales detectados a lo largo del periodo en ambos conjuntos de datos (Fig. 5.2). Uno de los resultados relevantes del análisis es que el umbral calculado depende del tipo de producto satelital utilizado, lo que sugiere que los diferentes métodos de interpolación óptima en cada producto se reflejan en el resultado obtenido. Si utilizáramos un umbral fijo (constante) implicaría que la cantidad de frentes detectados por MUR y la FF disminuyen durante los meses de verano. Esto queda evidenciado por la alta correlación entre los datos G1SST y MUR ($R=0.70$, $RMSE=0.08$ °C) en el promedio de las máximas FF mensuales obtenidas. A pesar de que MUR detecta los frentes con un valor de umbral menor que G1SST, su promedio mensual de máximas FF es mayor. El caso contrario se obtiene en el promedio de intensidad de los frentes, donde también la detección del umbral cobra mucha importancia, y las detecciones realizadas por G1SST presentan mayor valor de intensidad ($^{\circ}\text{C km}^{-1}$).

La región del sur del SCC se caracteriza por presentar un aumento de la intensidad del viento hacia el ecuador durante los meses de primavera y verano, que produce un aumento de la deformación mesoescalar (y frontogénesis) asociada a la formación de meandros, chorros y remolinos de mesoescala (Powell & Ohman, 2015). Esto no es consistente con los resultados obtenidos tanto para G1SST como para MUR, donde el número de frentes disminuye considerablemente desde mayo hasta agosto (Fig. 5.4). Sin embargo, es consistente con el aumento en la longitud de los frentes encontrado en ambos productos durante la transición primavera-verano (Fig. 5.5).

Por otro lado, los resultados obtenidos en la climatología de FF son consistentes con trabajos previos, sobre todo al inicio de la primavera y el otoño. Hacia el oriente de la región del FE se presenta la máxima FF debido a la interacción con meandros energéticos de mesoescala y remolinos que interactúan con el núcleo de la CC (Lynn & Simpson, 1990). Strub y James

(2000) también encontraron que un máximo de la energía cinética (EKE) de remolinos que aparece en primavera cerca de la costa se mueve mar adentro hasta alcanzar la máxima distancia en el invierno cuando el chorro de la CC se colapsa y disminuye la EKE.

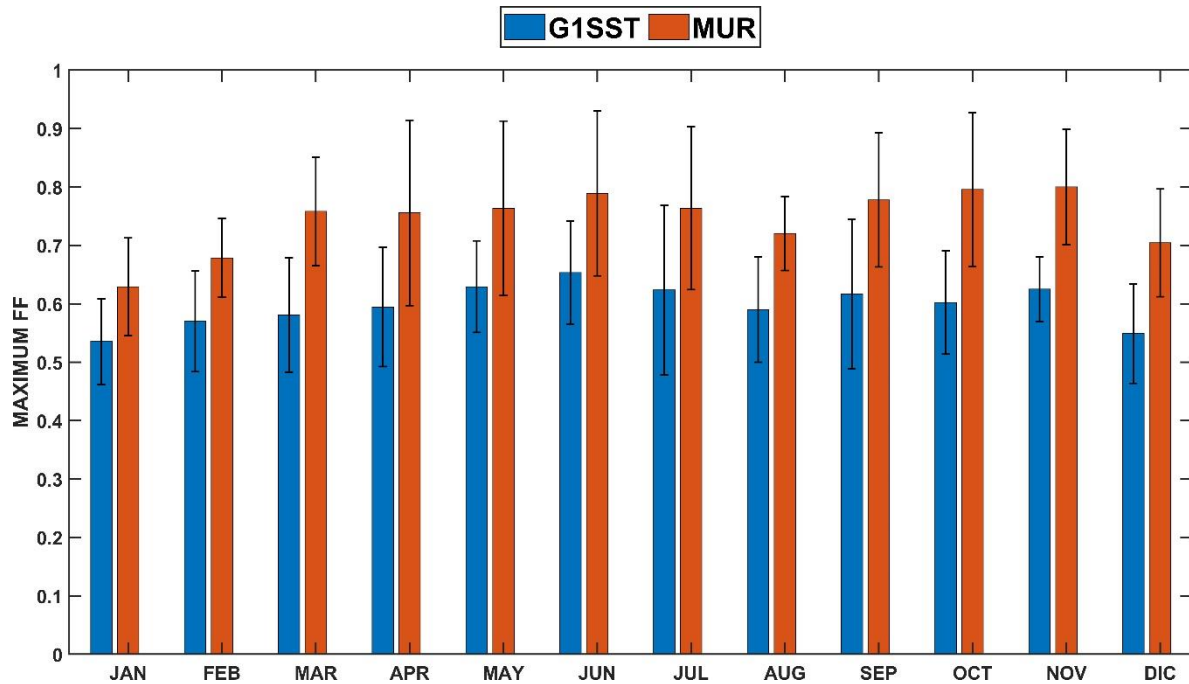


Figura 5.8. Promedio mensual de máximas FF para el periodo de estudio utilizando los datos MUR (barras naranjas) y G1SST (barras azules). La desviación estándar es indicada con líneas negras verticales.

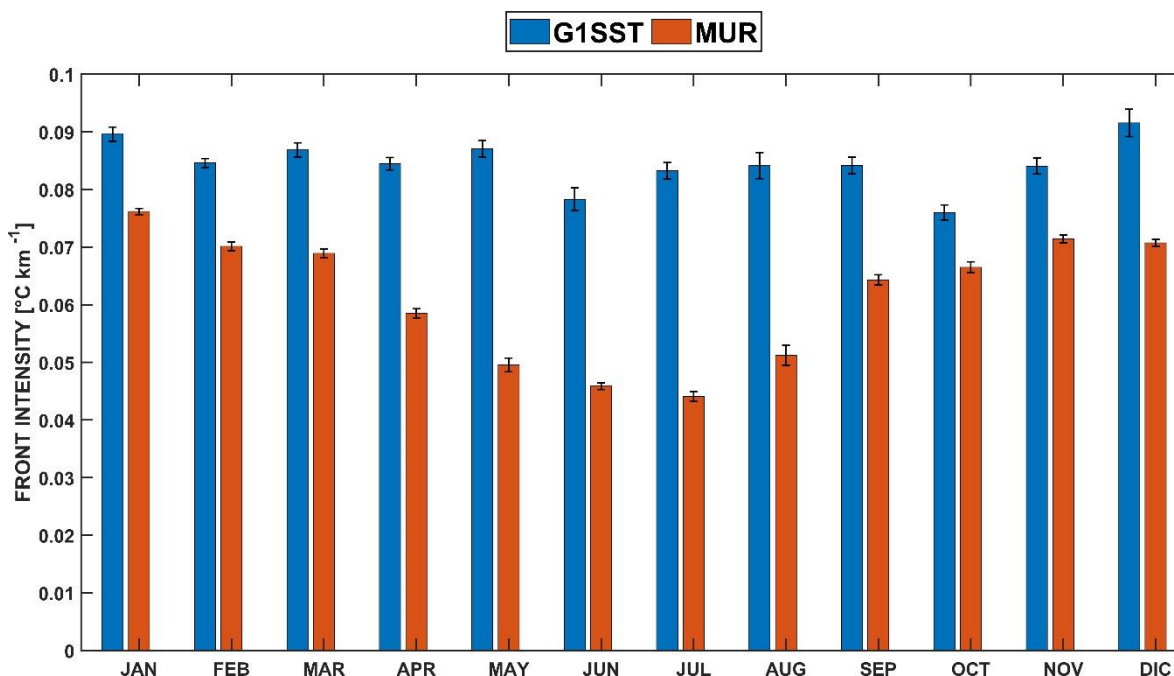


Figura 5.9. Promedio mensual de la intensidad frontal para el periodo de estudio utilizando los datos MUR (barras naranjas) y G1SST (barras azules). La desviación estándar es indicada con líneas negras verticales.

5.5.2 Alcance de la detección en las imágenes de nivel 4

Los productos satelitales multisensores G1SST y MUR tienen la ventaja de la mejor cobertura concebible (sin nubosidad), pero son el resultado de un promedio de mediciones no sinópticas y una interpolación óptima (IO) en el espacio o el tiempo para llenar los vacíos donde no hay datos disponibles debido a la nubosidad (Vázquez et al., 1999; Olaya et al., 2021). La IO suaviza inevitablemente los gradientes horizontales de TSM y con ello la eficiencia en la detección de frentes con gradientes de TSM de moderados a bajos. En el caso de las imágenes G1SST, aunque se basa en los principios matemáticos de la IO, su método ofrece algunas ventajas estadísticas que define campos globales de la TSM más coherentes (Chao et al., 2009). Sin embargo, la IO en los datos de nivel 4 se alimenta con una selección de datos de TSM de satélites geoestacionarios o de órbita polar junto con mediciones in-situ. El producto está diseñado para contar con la mejor estimación de la SST en regiones que son muestreadas por varios instrumentos, en función de la información de calidad asociada a cada medición o en un orden de prioridad predefinido de los conjuntos de datos de entrada. De esta manera, cuando se dispone de mediciones infrarrojas de alta resolución espacial y alta precisión en condiciones sin nubes, la SST de nivel 4 de salida puede reflejar características

finas de infrarrojos en la temperatura observada. En áreas donde domina la cobertura de nubes, las mediciones de microondas disponibles en una resolución más baja gobiernan el resultado del análisis SST. Las regiones en las que no se dispone de mediciones satelitales para un cierto día se llenan mediante interpolación espacial siempre y cuando las mediciones están presentes lo suficientemente cerca, o se llenan mediante interpolación temporal si se dispone de datos durante los días anteriores en el mismo lugar. En el caso de que no haya habido ninguna observación disponible durante algún tiempo, el análisis vuelve a un campo de referencia climatológico medio después de un cierto período definido por el diseño del análisis.

Desde el punto de vista del procesamiento de imágenes, no es recomendable aplicar filtros para disminuir el ruido causado por datos faltantes debido a la cobertura de nubes en las imágenes MUR y G1SST, como se hace con los datos de nivel de procesamiento 2 o 3. Sin embargo, los métodos utilizados por los dos productos (G1SST y MUR) no corrigen del todo algunos problemas de señal o ruido causado por los sensores en alguno de los datos de satélite utilizado para la IO. Los datos que alimentan la IO, tanto de satélite como in situ, pueden presentar errores aleatorios en las mediciones que no es posible mejorar mediante la IO. Esto puede generar parches o artificios espaciales en estos productos en el análisis de la TSM (Fig. A3). En consecuencia, se pueden obtener frentes falsos al momento de las detecciones. Otro aspecto no menos importante es la presencia de nubes, debido a que solo los datos de los radiómetros de microondas (que tienen baja resolución espacial) y los datos in situ (si están disponibles para ese día) se interpolan de manera óptima, lo que conduce a una SST suavizada (Olaya et al., 2021). Esto es evidente en las imágenes MUR (Fig. 5.2), donde se muestra que esta característica produce un gran número de estructuras frontales discontinuas.

Para obtener la TSM, los productos L4 de G1SST y MUR utilizan tres tipos de datos satelitales de TSM: infrarrojo, microondas e in situ (Tablas 1 y 2). Estos sensores tienen resolución espacial alta (~1 km), media (entre 4 y 8 km) y baja (~25 km), respectivamente. Los datos de alta resolución obtenidos de los sensores MODIS son la fuente principal de las características de la TSM a pequeña escala, tanto en G1SST como en MUR (Chao et al., 2009; Chin et al., 2017). Sin embargo, en los datos de G1SST se emplea un número menor de imágenes adquiridas de sensores de resolución baja y media que los utilizados por MUR.

Esto crea alguna diferencia en la estimación de la TSM una vez que se realiza la IO, debido a la cantidad de datos promediados o seleccionados sobre todo cuando los datos de entrada de alta resolución presentan parches o ausencia de datos causados por la nubosidad. Estas similitudes y diferencias se pueden observar mediante la comparación, pixel a pixel, entre los datos G1SST y MUR. Existe una alta correlación entre la estimación de los campos de TSM por los dos productos, con un coeficiente de determinación ($R^2 > 0.6$) en toda el área del FE para la mayoría de los meses en periodo de estudio (Fig. A1). Por otro lado, se presenta una diferencia mayor a 0.7°C entre los meses de mayo a agosto en la parte oriental del FE (Fig. A2), la cual puede estar asociada a la interacción entre las masas de aguas presentes en la región del FE, como aguas tropicales y subtropicales que están presente durante este tiempo y produce cambios latitudinales a escalas estacionales (Lynn & Simpson, 1990). Otro factor que podría influir en estas diferencias es la alta cobertura de nubes en la región del FE ocasionando diferencias en el análisis de la TSM entre los datos G1SST y MUR (Olaya et al. 2021).

5.5.3. Importancia de las técnicas de detección de frentes

En la mayoría de las ocasiones, los frentes oceánicos tienen una señal característica en la superficie visible y detectable en las observaciones satelitales de la TSM. Desde que se obtuvieron los primeros conjuntos de datos de TSM se han buscado estructuras frontales sobre todo a nivel de la mesoescala. Durante las primeras etapas de adquisición de TSM por satélite, los operadores detectaban y monitoreaban manualmente los frentes de temperatura, principalmente relacionados a actividades pesqueras debido a que los frentes son regiones de alta productividad primaria, o para otro tipo de aplicaciones como la predicción meteorológica y la interacción océano-atmósfera. Sin embargo, el análisis visual resultó muy subjetivo en el momento de realizar la detección frontal, además de costoso en términos del tiempo requerido debido al gran conjunto de imágenes. Es por esta razón que este método se redujo en muchos casos a la utilización de una ventana temporal de unos cuantos datos de TSM. Si se requiere analizar la variación de cantidades frontales en el tiempo y el espacio, es absolutamente necesario aplicar un método de cálculo automático. Las ventajas e importancia de los métodos automáticos para detectar frentes sobre un proceso de detección frontal basado en actividad humana radican en la rapidez y la objetividad en las estimaciones

de las estructuras frontales en los campos de TSM. Las técnicas automatizadas de detección de frentes han mejorado significativamente el estudio de los frentes oceánicos en imágenes de satélite ya que ofrecen objetividad en el análisis cuantitativo de las zonas frontales que estaba fuera del alcance cuando la detección la realizaban manualmente de forma subjetiva. Ahora es posible procesar grandes cantidades de datos satelitales y los resultados se pueden analizar con consistencia espacial y temporal. Los algoritmos de detección permiten crear compuestos de mapas frontales (frecuencia frontal) a partir de una serie temporal de mapas frontales individuales utilizando imágenes de TSM de alta resolución. Estos compuestos son diferentes del resultado cuando se aplica el algoritmo de detección frontal a un compuesto de imágenes de TSM durante el mismo período, porque cualquier variabilidad espacial y temporal alta de la actividad frontal de mesoescala o submesoescala, ya ha sido suavizada y reducida en las imágenes promediadas antes de que cualquier cambio pueda detectarse.

Los frentes han sido objeto de un gran esfuerzo de investigación multidisciplinario y ahora recientemente se ha descubierto que la interacción entre frentes oceánicos y forzamientos atmosféricos (viento, flujos de calor, etc) permiten el desarrollo de inestabilidades de submesoescla tridimensionales que son una vía hacia la disipación a pequeñas escalas. Los métodos para realizar detecciones frontales no solo cobran importancia en el campo de la ciencia básica en la percepción remota sino también en otras disciplinas como la industria pesquera, debido a que grandes poblaciones de peces se encuentran a lo largo de los frentes (Belkin & Cornillon, 2007). Es el caso del SCC, debido a que es uno de los grandes ecosistemas de frontera oriental que se caracterizan por presentar surgencias costeras, lo que lo hace altamente productivo y de gran importancia comercial al albergar una gran diversidad de organismos y soportar las mayores pesquerías (Rebstock, 2003).

A medida que los productos satelitales ofrecen mejoras en la calidad de los datos observados, es indispensable desarrollar mejores técnicas de detección de frentes para el análisis de las estructuras frontales. Sin embargo, en algunas disciplinas donde se necesita detectar frentes, utilizan estas técnicas como ‘cajas negras’ que arrojan resultados consistentes en el sentido de que parecen detectar frentes y brindan los mismos resultados cuando se les proporcionan las mismas entradas. Si el objetivo es derivar parámetros físicos de los frentes detectados es necesario cuantificar explícitamente la relación entre las condiciones de entrada y los frentes

detectados por los algoritmos. Se debe poder predecir qué frentes se detectan y cuáles no para poder realizar una interpretación dinámica de los frentes detectados. En este trabajo, el producto de entrada son los datos de nivel 4 que presentan algunas ventajas y desventajas para la detección de frentes, como se discutió en secciones anteriores. Sin embargo, la técnica utilizada basada en un umbral de gradientes de temperatura relaciona la física de frentes debido a que detecta los máximos gradientes que se pueden encontrar en una interface frontal durante la ocurrencia de un frente en la superficie del océano.

5.6. Conclusiones

Se utiliza un método automático basado en gradientes de TSM para detectar estructuras frontales en la región del FE. El método está basado en determinar un valor de umbral por medio de un histograma acumulativo de gradientes de TSM para cada imagen diaria. Esta detección se realizó en imágenes de nivel 4 de procesamiento obtenidas por la combinación de datos de diferentes sensores y datos in situ mediante interpolación óptima. Las detecciones frontales y los mapas climatológicos de la frecuencia frontal permitieron establecer que:

- El umbral determinado en los datos de nivel 4 para la detección de frentes son menores en MUR que en las imágenes G1SST. Esto aparentemente da lugar a frentes menos continuos en MUR que los detectados en G1SST.
- Existe una alta correlación entre el número de frentes detectados por G1SST y MUR.
- En el Frente de Ensenada se encuentran estructuras en promedio con mayor longitud ~50 km. Tanto el tamaño como el número de frentes detectados decrecen hacia el verano en los dos productos de nivel 4 utilizados.
- La mayor FF se presenta entre abril y septiembre en el oriente del FE, debido aparentemente a la interacción de aguas en mar abierto con aquellas de surgencias costeras que han sido transportadas hacia el oeste.
- La detección frontal en imágenes G1SST y MUR puede dar lugar a algunos frentes falsos causado por ruido en las imágenes que se utilizan en la IO. Se sugiere realizar un análisis previo antes de la detección.

Apéndice A

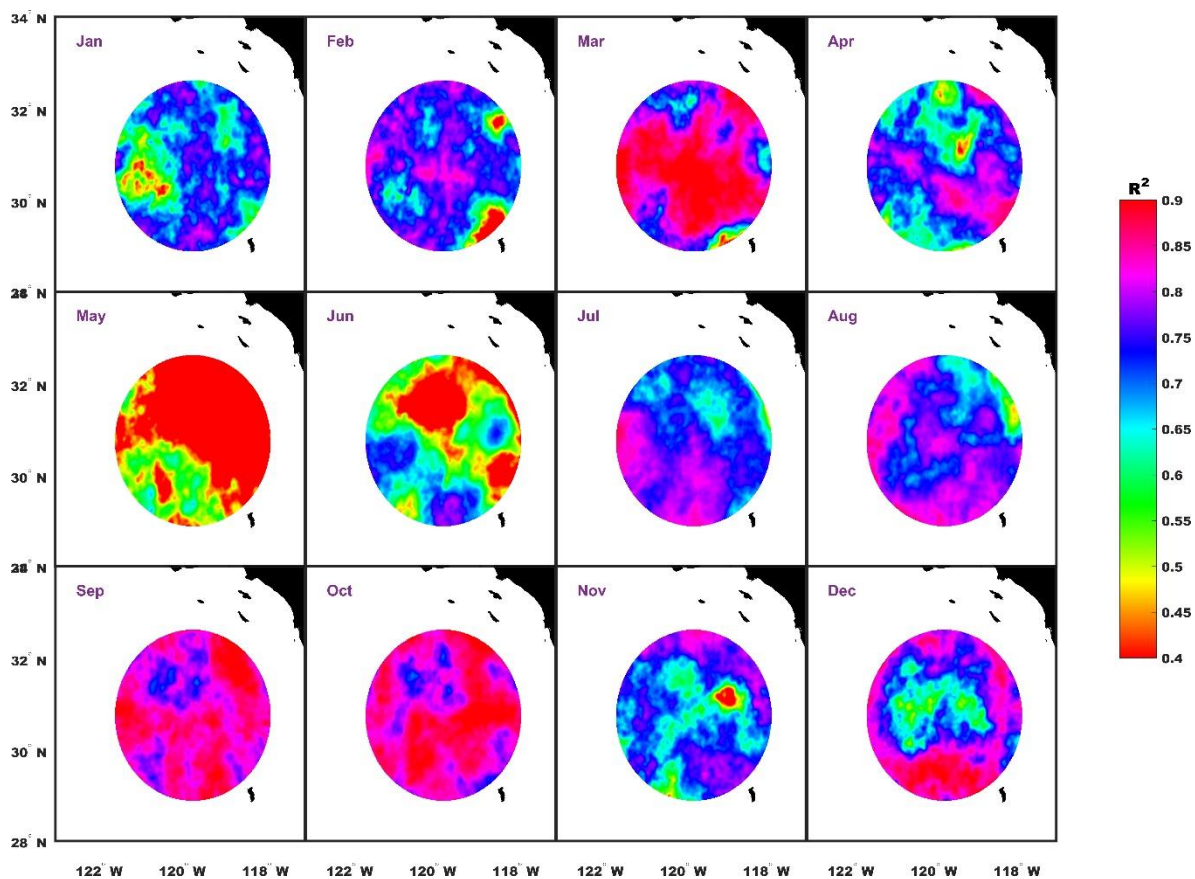


Figura A1. Variación mensual del coeficiente de determinación entre las estimaciones de TSM entre G1SST y MUR calculado pixel a pixel durante el periodo de estudio.

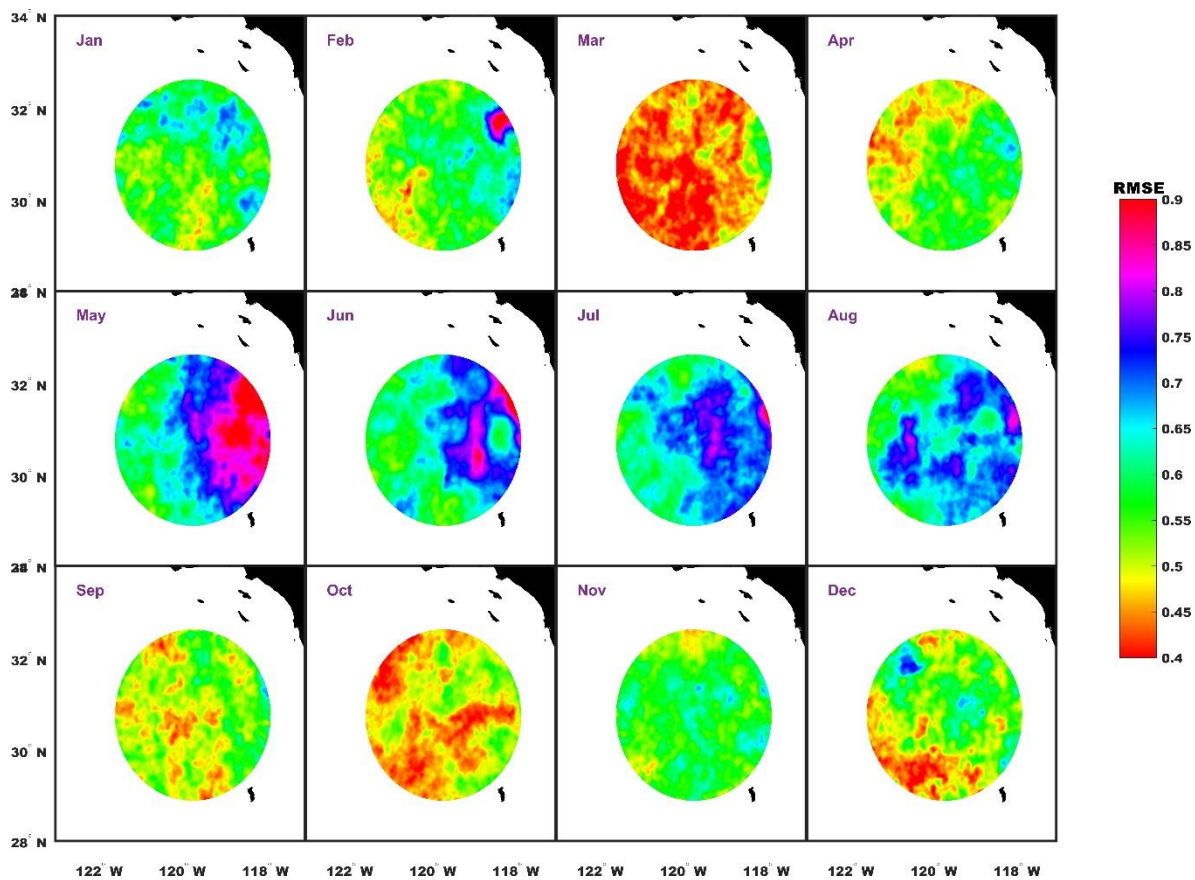


Figura A2. Climatología mensual del RMSE entre G1SST y MUR calculado pixel a pixel durante el periodo de estudio.

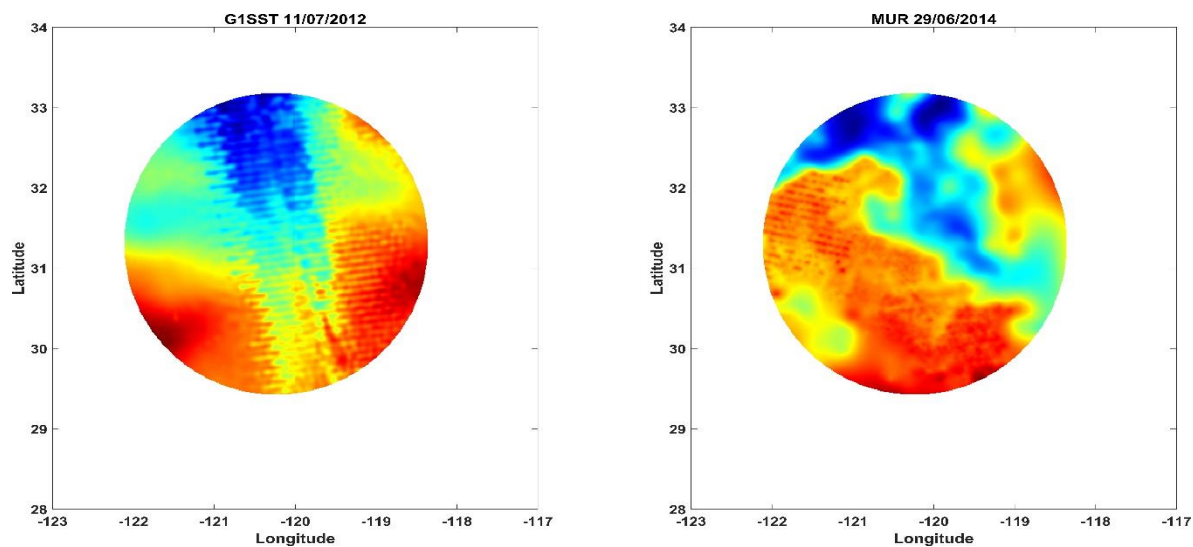


Figura A3. Ejemplo de imágenes con ruido posiblemente causado por los datos de sensores utilizados en la interpolación óptima para obtener los productos de nivel 4 G1SST y MUR.

Referencias

- Belkin, I. M., Cornillon, P. C., & Sherman, K. (2009). Fronts in Large Marine Ecosystems. *Progress in Oceanography*, 81(1–4), 223–236.
- Cayula, J. F., & Cornillon, P. (1992). Edge detection algorithm for SST images. *Journal of atmospheric and oceanic technology*, 9(1), 67-80. [https://doi.org/10.1175/1520-0426\(1992\)009<0067:EDAFSI>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0426(1992)009<0067:EDAFSI>2.0.CO;2)
- Chao, Y., Li, Z., Farrara, J. D., & Hung, P. (2009). Blending sea surface temperatures from multiple satellites and in situ observations for coastal oceans. *Journal of atmospheric and oceanic technology*, 26(7), 1415-1426.
- Chin, T. M., Vazquez-Cuervo, J., & Armstrong, E. M. (2017). A multi-scale high-resolution analysis of global sea surface temperature. *Remote sensing of environment*, 200, 154-169. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2017.07.029>
- Diehl, S. F., Budd, J. W., Ullman, D., & Cayula, J. F. (2002). Geographic window sizes applied to remote sensing sea surface temperature front detection. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 19(7), 1105-1113. [https://doi.org/10.1175/1520-0426\(2002\)019<1105:GWSATR>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0426(2002)019<1105:GWSATR>2.0.CO;2)
- Gonzalez, R. C., Woods, R. E., & Masters, B. R. (2009). Digital Image Processing, Third Edition. *Journal of Biomedical Optics*, 14. <https://doi.org/10.1117/1.3115362>
- Haury, I. R. et al. (1993). The Ensenada Front : july 1985. *California Cooperative Oceanic Fisheries Investigations, Progress Report*. 34, 69–88.
- Holyer, R. J., & Peckinpaugh, S. H. (1989). Edge detection applied to satellite imagery of the oceans. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 27(1), 46–56. <https://doi.org/10.1109/36.20274>
- Kahru, M., Lorenzo, E. D. I., Manzano-sarabia, M., Mitchell, B. G., 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(9), 749–760. <https://doi.org/10.1093/plankt/fbs010>
- McGowan, J. A., Chelton, D. B., & Conversi, A. (1996). Plankton patterns, climate, and change in the California Current. *California Cooperative Oceanic Fisheries Investigations Report*, 45-68.
- Moser, G. H., & Smith, P. E. (1993). Larval fish assemblages of the California Current region and their horizontal and vertical distributions across a front. *Bulletin of Marine Science*, 53(2). 645–691.
- Niller, P. P., Poulain, P.-M., & Haury, L. R. (1989). Synoptic three-dimensional circulation in an onshore-flowing filament of the California Current. *Deep Sea Research Part A. Oceanographic Research Papers*, 36(3), 385–405. <https://doi.org/10.1016/0198->

- Olaya, F. C., Durazo, R., Oerder, V., Pallàs-Sanz, E., & Bento, J. P. (2021). Ocean front detection with glider and satellite-derived sst data in the southern california current system. *Remote Sensing*, 13(24), 5032.
- Peláez, J., & McGowan, J. A. (1986). Phytoplankton pigment patterns in the California Current as determined by satellite 1. *Limnology and Oceanography*, 31(5), 927-950.
- Powell, J. R., & Ohman, M. D. (2015). Covariability of zooplankton gradients with glider-detected density fronts in the Southern California Current System. *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, 112, 79-90.
- Rebstock, G. A. (2003). Long-term change and stability in the California Current System: lessons from CalCOFI and other long-term data sets. *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, 50(14-16), 2583-2594.
- Santora, J. A., Sydeman, W. J., Schroeder, I. D., Wells, B. K., & Field, J. C. (2011). Mesoscale structure and oceanographic determinants of krill hotspots in the California Current: Implications for trophic transfer and conservation. *Progress in Oceanography*, 91(4), 397–409. <https://doi.org/10.1016/j.pocean.2011.04.002>
- Saraceno, M., Provost, C., Piola, A. R., Bava, J., & Gagliardini, A. (2004). Brazil Malvinas Frontal System as seen from 9 years of advanced very high resolution radiometer data. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 109(C5). <https://doi.org/10.1029/2003JC002127>
- Simpson, J. J. (1990). On the accurate detection and enhancement of oceanic features observed in satellite data. *Remote Sensing of Environment*, 33(1), 17-33.
- Sobel, I., & Feldman, G. (1968). A 3x3 isotropic gradient operator for image processing. *a talk at the Stanford Artificial Project in*, 271-272.
- Thomas, A. C., & Strub, P. T. (1990). Seasonal and interannual variability of pigment concentrations across a California Current frontal zone. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 95(C8), 13023-13042. <https://doi.org/10.1029/JC095iC08p13023>
- 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(C10), 23459-23478
- Valencia-Gasti, J. A. (2015). Effects of ocean climate on life cycles and distribution of small pelagic fishes in the California Current System off Baja California. *Ciencias Marinas*, 41(4), 315–348. <https://doi.org/10.7773/cm.v41i4.2571>
- Vázquez, D. P., Atae-Allah, C., & Luque Escamilla, P. L. (1999). Entropic approach to edge detection for SST images. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 16(7), 970–979. [https://doi.org/10.1175/1520-0426\(1999\)016<0970:EATEDF>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0426(1999)016<0970:EATEDF>2.0.CO;2)
- Venrick, E. L. (2000). Summer in the Ensenada Front: The distribution of phytoplankton

species, July 1985 and September 1988. *Journal of Plankton Research*, 22(5), 813–841.
<https://doi.org/10.1093/plankt/22.5.813>

6. Conclusiones generales y aporte relevantes de la investigación.

El análisis combinado de datos hidrográficos medidos con vehículos autónomos sumergibles (gliders) y las técnicas de detección de imágenes en datos de la temperatura superficial del mar (TSM), resulta en una mejor comprensión de las estructuras frontales. En términos generales la zona de estudio está modulada por factores oceanográficos como las surgencias costeras, la Corriente y Contracorriente de California, advección de aguas ecuatoriales y del Pacífico central, entre otras. Estos factores están presentes en las detecciones frontales y las climatologías de la frecuencia frontal realizadas por medio de glider y de imágenes térmicas de alta resolución. Uno de los grandes inconvenientes encontrados en el estudio de la variabilidad frontal es la alta cobertura de nubes durante los meses verano, justo donde el Frente de Ensenada es más marcado. Lo anterior se ve reflejado en las climatologías bimensuales de la frecuencia frontal (FF), ya que mientras para los datos de glider la FF es alta en julio-agosto y baja en enero-febrero, para los datos MUR es alta en noviembre-diciembre y baja en mayo-junio. Estos resultados obtenidos por MUR se deben al suavizado del campo de la TSM obtenidos por la interpolación óptima entre los sensores combinados. Además, MUR realiza detecciones frontales no continuas comparados con los datos G1SST. Con respecto a la compensación de frentes al sureste del Sistema de la Corriente de California, se encontró una contribución relevante de la temperatura a la densidad en la zona costera, lo cual produce que la mayoría de frentes térmicos no coincidan con los frentes de densidad encontrados. En las detecciones realizadas en los datos de nivel 4, se mostró que las mayores FF en la región del Frente de Ensenada se encuentran hacia la parte oriental, debido a interacciones con filamentos que son consecuencia de las intensas surgencias costeras durante los meses de primavera y verano.

Por otro lado, sobresale la implementación de las técnicas utilizadas para la detección de estructuras frontales en datos de glider, resultado que plantea a la implementación del método en trabajos futuros. Esto cobra marcada importancia, ya que a medida que podamos implementar tanto datos satelitales como los datos in situ, crecerá nuestro análisis crítico de los fenómenos oceanográficos. Un trabajo en proceso es sin duda la implementación de novedosas técnicas de detección de frentes que permita analizar y evaluar el éxito de los diferentes métodos utilizados.