



UNIVERSIDAD PERUANA  
CAYETANO HEREDIA

“ESTRUCTURAS FÍSICAS DE  
SUBMESOESCALA FRENTE A PERÚ:  
VARIABILIDAD ESPACIO-TEMPORAL  
E IMPACTO EN EL OXÍGENO Y LA  
CLOROFILA”

TESIS PARA OPTAR EL GRADO DE  
MAESTRO EN CIENCIAS DEL MAR

PEDRO ISAAC DIAZ RAMIREZ

LIMA - PERÚ

2023



**Asesor:**

Dr. Dimitri Gutierrez

**Co. Asesores**

Dra. Alice Pietri

Dr. Francois Colas

**JURADO DE TESIS**

DRA. MICHELLE IVETTE GRACO

PRESIDENTE

DR. DANTE ESPINOZA MORRIBERON

VOCAL

DRA. VERA OERDER

SECRETARIO (A)

## **DEDICATORIA**

A mi familia, por su incondicional apoyo.

A Mathias, por ser lo más valioso que me a dado la vida.

## **AGRADECIMIENTOS**

A mis asesores Alice, Francois y Dr. Dimitri por su guía, sus muchas sugerencias  
y asistencia en programación.

A la maestría en Ciencias del Mar, a todos los profesores de la promoción 2019  
que me permitieron ampliar mis conocimientos en esta ciencia y a mis  
compañeros que me impulsaron a seguir avanzando.

Al IRD e IMARPE por darme un espacio donde desarrollar mi investigación.

A Noel y Alice por permitirme trabajar en la instrumentación de los planeadores  
submarinos (Glider) que me permitió entender el origen de los datos de este  
estudio.

## **FUENTES DE FINANCIAMIENTO**

A PROFONANPE y su proyecto asociado a la actividad “Construcción de  
capacidades para monitoreo y desarrollo de nuevas herramientas científicamente  
basadas como Evaluación de Riego Ecológico (ERA) para cambio climático  
dirigido al IMARPE, tomadores de decisiones y academia” por la beca que me  
permitió financiar parte de esta investigación y mis estudios de maestría.


# ESTRUCTURAS FÍSICAS DE SUBMESOESCALA FRENTE A PERÚ: VARIABILIDAD ESPACIO-TEMPORAL E IMPACTO EN EL OXÍGENO Y LA CLOROFILA

## INFORME DE ORIGINALIDAD

<b>7</b> %	<b>7</b> %	<b>3</b> %	<b>0</b> %
INDICE DE SIMILITUD	FUENTES DE INTERNET	PUBLICACIONES	TRABAJOS DEL ESTUDIANTE

## FUENTES PRIMARIAS

<b>1</b>	<b>hdl.handle.net</b> Fuente de Internet	<b>1</b> %
<b>2</b>	<b>repositorio.udec.cl</b> Fuente de Internet	<b>1</b> %
<b>3</b>	<b>www.subpesca.cl</b> Fuente de Internet	<b>&lt;1</b> %
<b>4</b>	<b>repositorio.unal.edu.co</b> Fuente de Internet	<b>&lt;1</b> %
<b>5</b>	<b>www.dgeo.udec.cl</b> Fuente de Internet	<b>&lt;1</b> %
<b>6</b>	<b>cicese.repositorioinstitucional.mx</b> Fuente de Internet	<b>&lt;1</b> %
<b>7</b>	<b>repositorioinstitucional.ua</b> Fuente de Internet	<b>&lt;1</b> %
<b>8</b>	<b>tesis.ipn.mx</b> Fuente de Internet	<b>&lt;1</b> %

  
Dr. Dimitri Gutiérrez

# TABLA DE CONTENIDOS

## RESUMEN

## ABSTRACT

<b>I. INTRODUCCIÓN.....</b>	<b>1</b>
<b>II. PLANTEAMIENTO DE LA INVESTIGACIÓN.....</b>	<b>6</b>
II.1 PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA.....	6
II.2. MARCO TEÓRICO.....	8
II.2.1. Características generales del SAP.....	8
II.2.2. Estructuras físicas, escalas espaciales y su dinámica en el SAP.....	14
II.2.2.1. Procesos y características a escalas espaciales de submesoescala..	19
II.2.2.2. Frentes de mesoescala y submesoescala.....	21
II.2.3. Vehículos autónomos submarinos.....	25
II.3. JUSTIFICACIÓN DEL ESTUDIO.....	27
II.4. HIPÓTESIS.....	29
II.5. OBJETIVOS.....	30
II.5.1. Objetivo General.....	30
II.5.2. Objetivos específicos.....	30
<b>III. METODOLOGÍA.....</b>	<b>31</b>
III.1. DISEÑO DE ESTUDIO.....	31
III.2. POBLACIÓN.....	32
III.2.1. Área de estudio.....	32
III.3. OPERACIONALIZACIÓN DE LAS VARIABLES.....	34
III.4. RECOLECCIÓN DE DATOS.....	35
III.4.1. Datos glider.....	35
III.4.2. Descripción de la simulación numérica y datos.....	38
III.5. PROCEDIMIENTO Y TÉCNICAS.....	42
III.5.1. Procesamiento de los datos glider y datos (outputs) de la simulación numérica.....	42

III.5.2. Detección de frentes oceánicos y cálculo de sus características....	50
III.5.3. Validación entre los datos glider y las salidas de la simulación numérica.....	56
III.5.4. Cálculo de isolíneas de temperatura, densidad y de oxígeno cercanos a la termoclina, picnoclina y oxiclina.....	56
III.6. PLAN DE ANÁLISIS.....	58
<b>IV. RESULTADOS.....</b>	<b>60</b>
IV.1. ENTORNO OCEANOGRÁFICO Y MASAS DE AGUA.....	60
IV.1.1. Temperatura observada en las secciones glider y las secciones extraídas de la simulación numérica y en observaciones independientes.....	74
IV.2. DETECCIÓN DE FRENTES OCEÁNICOS.....	78
IV.2.1. Distribución espacial y características físicas de los frentes oceánicos en el SAP.....	85
IV.2.2. Comparación de las características espaciales de los frentes detectados en datos observados y simulados.....	94
IV.2.3. Distribución estacional de los frentes oceánicos en el SAP.....	98
IV.3. CORRELACIÓN ENTRE GRADIENTES DE DENSIDAD, OXÍGENO Y CLOROFILA.....	103
IV.4.    INESTABILIDADES    ALREDEDOR    DE    LA    PICNOCLINA/TERMOCLINA Y OXICLINA ASOCIADAS A ZONAS FRONTALES.....	107
IV.5. DISTRIBUCIÓN ESPACIAL DE ALTAS CONCENTRACIONES DE CLOROFILA Y OXÍGENO A TRAVÉS DE ZONAS FRONTALES.....	112
<b>V. DISCUSIÓN.....</b>	<b>121</b>
V.1. MASAS DE AGUA EN EL SAP.....	121
V.2. DETECCIÓN DE FRENTES OCEÁNICOS.....	122
V.2.1. Variabilidad espacial por temporadas de los frentes oceánicos.....	123
V.2.1. Variabilidad estacional de los frentes oceánicos.....	125
V.3. VARIABILIDAD ESPACIAL Y CAMBIOS DE CONCENTRACIÓN DEL OXÍGENO Y CLOROFILA A TRAVÉS DE FRENTES OCEÁNICOS.....	126
<b>VI. CONCLUSIÓN.....</b>	<b>129</b>



<b>VII. RECOMENDACIONES.....</b>	<b>130</b>
<b>VIII. REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....</b>	<b>131</b>

## RESUMEN

Los frentes oceánicos pueden tener un efecto importante en la distribución de las propiedades físicas y biogeoquímicas del océano. En particular, participan en los intercambios horizontales entre la costa y mar adentro, y en los intercambios verticales entre subsuperficie y la superficie. Sin embargo, la variabilidad espacial y estacional de las características de los frentes y sus efectos sobre la biogeoquímica son aún poco conocidas en la región del sistema de afloramiento peruano (SAP). Usando datos de vehículos submarinos autónomos (gliders) desplegados en diferentes fechas y en diferentes zonas del SAP en combinación con resultados de un modelo regional numérico de alta resolución ( $dx \sim 500$  m), este estudio se enfoca en caracterizar la variabilidad espacial y temporal de los frentes de submesoescala ( $\sim 1$  -10 km) y su posible impacto en la ZMO y clorofila. La alta resolución espacial de los datos de los planeadores permitió el desarrollo de un algoritmo de detección de frentes de submesoescala en secciones verticales. Los frentes se detectaron principalmente alrededor de la base de la capa de mezcla y la profundidad de la pinoquina. Durante condiciones de El Niño, se detectaron frentes en zonas relativamente más profundas que en condiciones normales. La actividad frontal a submesoescala mostró una marcada estacionalidad, con menos frentes durante el verano que durante el invierno. Se encontró que tales zonas frontales pueden actuar como zonas donde se intensifica la concentración de clorofila desde la costa hasta la región oceánica alrededor de la profundidad de la capa de mezcla (PCM). También se encontró que la profundidad de la oxiclina se modifica fuertemente en presencia de frentes fuertes que permiten la subducción de aguas oxigenadas a través de la PCM. Esto sugiere que los frentes de submesoescala participan en la

ventilación de la capa superior de la zona de mínimo de oxígeno con mayor intensidad durante el invierno.

**Palabras clave:** Procesos de submesoescala; Planeadores submarinos autónomos (gliders); variabilidad espacial y estacional de los frentes oceánicos; distribución de oxígeno y clorofila, sistema de afloramiento peruano.

## ABSTRACT

Oceanic fronts can have an important effect on the distribution of the physical and biogeochemical properties of the ocean. In particular they participate in the horizontal exchanges between the coast and offshore, and in the vertical exchanges between the subsurface and the surface. However, the spatial and seasonal variability of the fronts characteristics and their effects on the biogeochemistry are still poorly known in the region of the Peruvian upwelling system (PUS). Using data from autonomous underwater vehicles (gliders) deployed on different dates and in different areas of the PUS in combination with outputs from a high-resolution numerical regional model ( $dx \sim 500$  m), this study focuses on characterizing the spatial and temporal of and its possible impact on the ZMO and chlorophyll. The high spatial resolution of the gliders data allowed the development of a detection algorithm for submesoscale fronts in vertical sections. Fronts were mainly detected around the base of the mixed layer and the pycnocline depth. During El Niño conditions, fronts were detected in relatively deeper areas than under normal conditions. The submesoscale frontal activity showed a marked seasonality, with fewer fronts during summer than during winter. It was found that such frontal zones can act as enhancement zones for chlorophyll concentration from the coast to the offshore region around the depth of the mixed layer (MLD). It was also found that the depth of the oxycline can be strongly modified in the presence of strong fronts allowing for the subduction of oxygenated waters through the MLD. This suggests that submesoscale fronts could participate in the ventilation of the oxygen minimum zone upper layer with greater intensity during winter.

**Keywords:** Submesoscale processes; Autonomous underwater vehicles (gliders); spatial and seasonal variability of ocean fronts; oxygen and chlorophyll distribution, Peruvian upwelling system

## I. INTRODUCCIÓN

En el océano mundial hay cuatro principales ecosistemas de afloramiento costero de borde oriental (EBUS, por sus siglas en inglés) las cuales se encuentran en el sistema de corrientes de Benguela, California, Iberia/Canarias y Humboldt (Mackas et al., 2006; Chavez y Messié, 2009). Estos ecosistemas son considerados altamente productivos y caracterizados por una intensa dinámica física y biológica (Pennington et al., 2006, Chavez y Messié, 2009; Colas et al., 2013).

Este estudio se encuentra en uno de estos principales sistema de afloramiento, específicamente en el Pacífico Sudoriental, en la parte Norte del Sistema de Corriente de Humboldt, en el Sistema de Afloramiento Peruano (SAP).

Así como en otros EBUS, el forzamiento físico en el SAP da paso a la formación de distintas estructuras tales como: remolinos, frentes y filamentos. Estas estructuras tienen un importante efecto en la distribución horizontal, entre costa y alta mar, y vertical, entre subsuperficie y superficie, de las propiedades biogeoquímicas (p. ej. oxígeno y clorofila) y físicas del océano (p. ej., densidad, temperatura, etc., Chaigneau et al., 2008, Capet et al., 2008b; Gruber et al., 2011; Pietri et al., 2013; Thomsen et al., 2016a, b).

Éstas estructuras físicas (remolinos, frentes y filamentos) se encuentran en un rango de variabilidad espacial y transferencia de energía que decae desde la mesoescala  $\mathcal{O}(\sim 10 - 100km)$ ; p. ej., remolinos; Chaigneau et al., 2008,2009; Colas et al., 2012) hacia la submesoescala ( $\sim 0.1 - 10km$ ; p. ej., frentes y filamentos; Capet et al., 2008b; Pietri et al., 2013; Thomas et al., 2013; Levy et al., 2018) y la pequeña escala ( $\sim 0.1 - 100m$ ; p. ej. turbulencia de microescala y disipación de la energía; Johnston et al., 2011b).

Una gran cantidad de estudios, en el SAP y en otros EBUS, mediante teledetección satelitales y de modelación numérica han abordado el papel de los procesos físicos y biogeoquímicos de mesoescala (Colas et al. 2012; Czeschel et al. 2015; Chaigneau et al., 2008, 2009; Gruber et al., 2011). Similarmente, se han abordado estudios de procesos tridimensionales a escalas pequeñas  $\mathcal{O}(0.1 - 100\text{m})$  por su contribución a la mezcla y disipación de la energía (Munk, 1981; Lewis et al., 1986). Sin embargo, durante la última década los estudios a submesoescala han sido relativamente más escasos debido a la falta de instrumentación a alta resolución y la poca resolución espacial de los modelos numéricos (Capet et al., 2008a).

Debido a la complejidad, naturaleza dinámica y escala relativamente pequeña de los procesos de submesoescala, capturar su dinámica mediante instrumentación y modelación numérica ha sido un reto considerable durante la última década. En el SAP se han desarrollado métodos eficaces de investigación mediante la observación multidisciplinaria de la columna de agua para capturar la variabilidad de submesoescala (Pietri et al., 2013, 2014; Grados et al., 2016; Thomsen et al., 2016a, b). Parte de estos estudios mostraron que la alta resolución horizontal y vertical de la columna de agua en el SAP puede ser capturada mediante vehículos autónomos submarinos (gliders) (Pietri et al., 2013, 2014; Thomsen et al., 2016a, b). Los gliders (Davis et al., 2002; Testor et al., 2010, 2019) son vehículos autónomos controlados por flotabilidad capaces de moverse tanto verticalmente como horizontalmente. Equipados con una variedad de sensores oceanográficos en miniatura, durante su recorrido similar al de dientes de sierra, el planeador recolecta datos oceanográficos los cuales son transmitidos cuando salen

a la superficie periódicamente para la transmisión bidireccional de la data y para el posicionamiento GPS a través del sistema satelital Iridium. La relativa facilidad de operar estos vehículos remotamente y la alta resolución con la que estos vehículos recolectan las propiedades del mar representan un medio para ampliar nuestras capacidades de observación al estudiar las estructuras físicas de submesoescala  $\mathcal{O}(1 - 10\text{km})$ .

Este estudio se va a centrar en los procesos asociados a las estructuras físicas de submesoescala  $\mathcal{O}(\sim 1 - 10\text{km})$ , específicamente en los frentes oceánicos. Los frentes oceánicos son zonas que limitan distintas masas de agua, en consecuencia, son zonas de fuertes gradientes de densidad (así como también de otras propiedades del océano, tales como, temperatura, salinidad, nutrientes, etc.) ubicados generalmente en la parte superior del océano (Cromwell y Reid, 1956; Chapman et al., 2020).

Si bien existen una variedad de frentes (por ejemplo, frentes de mareas, frente ecuatorial, entre otros), este estudio se centrará en analizar los frentes oceánicos de submesoescala por su posible importancia para el funcionamiento de los sistemas de afloramiento, ya que están asociados con intensas velocidades verticales (Capet et al., 2008b) que pueden permitir un intercambio clave de propiedades físicas, químicas y biológicas (Klein y Lapeyre, 2009; Mahadevan, 2016; Levy et al., 2018) entre la zona eufótica superficial y la zona subsuperficial.

Las características del SAP, tales como, el intenso afloramiento sostenido casi todo el año en el SAP, (Zuta y Guillén, 1970, Strub et al., 1998) el cual conduce a una alta productividad que sustenta pesquerías importantes (Chávez et al., 2003,

2008). El desfase entre la estacionalidad del transporte vertical y la estacionalidad de la clorofila (Echevin et al., 2008). Una de las zona de mínima de oxígeno (ZMO) más intensa y menos profunda en el océano (Karstensen et al., 2008), debido a la poca ventilación y alta productividad biológica que consume el oxígeno en subsuperficie lo que lleva a la formación de ambientes de hipoxia y anoxia, las cuales, pueden limitar la distribución vertical y horizontal de ciertas especies marinas (Bertrand et al., 2011; Bertrand et al., 2014). Cada características mencionada del ecosistema del SAP es constantemente influenciado por la variabilidad física de mesoescala y submesoescala (Pietri et al., 2013; Chaigneau et al., 2009; Thomsen et al., 2016a, b). Estudios previos en el SAP muestran que las estructuras físicas de submesoescala pueden formarse a partir de la turbulencia de mesoescala las cuales se manifiestan como intrusiones (o lenguas) de salinidad y clorofila a través de la capa de mezcla (Pietri et al., 2013). Otro estudio mostró que un filamento de submesoescala en verano puede transportar aguas oxigenadas a la parte superior de la ZMO mediante subducción (Thomsen et al., 2016b). Tal estudio sugiere realizar medidas in-situ en las otras temporadas (p ej., invierno) para investigar más a fondo la variabilidad estacional de la subducción y la ventilación de la ZMO. Por otro lado, otro estudio mostró que las estructuras de submesoescala tienden a ser más numerosas en primavera, cuando la estratificación en superficie es débil, en comparación con verano (Grados et al., 2016). Sin embargo, aún no hay un estudio estacional completo.

Si bien, estudios anteriores sugieren que la dinámica de submesoescala es un proceso clave para mejorar el entendimiento de los funcionamientos físicos y biogeoquímicos del SAP, la mayoría se basa en observaciones de duración limitada



lo que no permitió un estudio estacional completo de las estructuras físicas de submesoescala. Además, el papel de los frentes oceánicos de submesoescala en la distribución entre costa y océano, y el transporte vertical y horizontal del oxígeno y la clorofila es todavía poco conocido en el SAP. Para brindarle robustez a la comprensión de estos procesos es necesario abordar el estudio de estos frentes durante un periodo de tiempo prolongado, a lo largo de diferentes estaciones y en un área amplia. Por lo tanto, los datos acumulados en diferentes fechas y en distintas zonas del sistema de afloramiento de Perú mediante despliegues gliders en combinación con salidas de un modelo numérico a una resolución de ~500m presentan un medio para ampliar nuestra capacidad de estudio de los frentes oceánicos a submesoescala.

En este contexto, la pregunta central de este estudio busca verificar la variabilidad estacional y espacial de las estructuras físicas de submesoescala y el rol que desempeñan en la distribución del oxígeno y la clorofila. Es decir: ¿Los frentes físicos de submesoescala presentan estacionalidad y variabilidad espacial? ¿Cuál es el rol de las estructuras físicas en la distribución del oxígeno y la clorofila?

## II. PLANTEAMIENTO DE LA INVESTIGACIÓN

### II.1 PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA

Estudios sugieren que las estructuras físicas de submesoescala son alimentadas por la transferencia de energía de procesos a mayor escala (Capet et al., 2008c) mediante frontogénesis (Thomas et al., 2008) e inestabilidad baroclínica (Haine y Marchall, 1998; Boccaletti et al., 2007). Esta dinámica afecta la flotabilidad de la columna de agua, lo cual resulta en zonas con fuertes velocidades verticales (Capet et al., 2008b) y fuertes gradientes verticales y horizontales que intensifican el intercambio de propiedades físico-químicas y biológicas entre la zona eufótica y la zona subsuperficial del mar (Levy et al., 2018). Debido a su importancia, los procesos de mezcla y transferencia de energía alrededor de estas estructuras han sido estudiadas en distintas partes del océano resultando en zonas donde el intercambio de la concentración de clorofila y el oxígeno se intensifica (Zhang et al., 2015, Johnston et al., 2011b), así como también, donde favorece las condiciones para la biomasa del fitoplancton (Lévy et al., 2012). Sin embargo, pocos estudios en el sistema de afloramiento peruano se han realizado (p. ej., Pietri et al., 2013; Thomsen et al., 2016b; Grados et al., 2016). Estos estudios sugieren realizar un análisis a partir de observaciones con periodos de tiempo más prolongados para poder cuantificar aún más la contribución de los procesos a submesoescala en esta región, y también documentar más acerca del patrón estacional de su intensidad y ocurrencia en la zona de afloramiento de la costa peruana.

Estructuras físicas de submesoescala como los frentes vienen siendo estudiadas en otras regiones del océano. En general, se estudia la temperatura para la detección de frentes por una razón de disponibilidad de datos (los datos satelitales de temperatura son más extendidos) usualmente como zonas donde hay un cambio abrupto de temperatura (Zhang et al., 2012, 2015; Oerder et al., 2018). Por lo que la caracterización de tales frentes se centra en analizar gradientes de temperatura horizontal y vertical. En el océano, las estructuras físicas de submesoescala también pueden surgir de los gradientes de salinidad, si bien, hay frentes de temperatura y salinidad que no necesariamente están asociados a frentes de densidad horizontal (Macvean y Woods, 1980), su importancia dinámica no es igual a los frentes de densidad, debido a que no todos los frentes de temperatura y salinidad van acompañados de fuertes flujos baroclínicos (Roden, 1975). Este estudio se centrará en analizar los frentes oceánicos a partir del cálculo de los gradientes del campo de densidad obtenido a partir de mediciones in situ y calculados a partir de la temperatura, salinidad y presión in situ.

Debido a la falta de instrumentación con resolución suficiente por largos periodos de tiempo es difícil describir la variabilidad de la turbulencia de submesoescala. Si bien, existe una estacionalidad de esta turbulencia en otras regiones del océano (Callies et al., 2015) para Perú, a parte del trabajo de Grados et al. (2016) enfocado en primavera y verano, falta documentación. Así como también, son pocos los estudios del rol que tiene la dinámica de submesoescala en la distribución espacial y estacional del oxígeno y la clorofila en el SAP. En base a esto planteamos que las características de frentes físicos de submesoescala

(intensidad, ocurrencia) exhiben un patrón estacional marcado en la repartición de su cantidad, profundidad y distancia a la costa.

En ese sentido, la pregunta central busca resolver la variabilidad espacial y estacional de las características físicas de los frentes oceánicos de submesoescala y el rol que desempeñan en la distribución costa – océano y superficie – subsuperficie del oxígeno y la clorofila en el sistema de afloramiento peruano.

## II.2. MARCO TEÓRICO

### II.2.1. Características generales del SAP

Este estudio se ubica en el Pacífico Sudoriental, en el NHCS, en el SAP. El SAP es considerado uno de los cuatro principales EBUS (Fig.1-a)) más productivos del mundo (Pennington et al., 2009; Chavez y Messié, 2009), ya que a pesar de cubrir un área del 0.1% de la superficie oceánica a nivel mundial, el 10% de la captura mundial de peces se produce en el SAP (Chávez, et al 2008) (Fig. 1-b)).

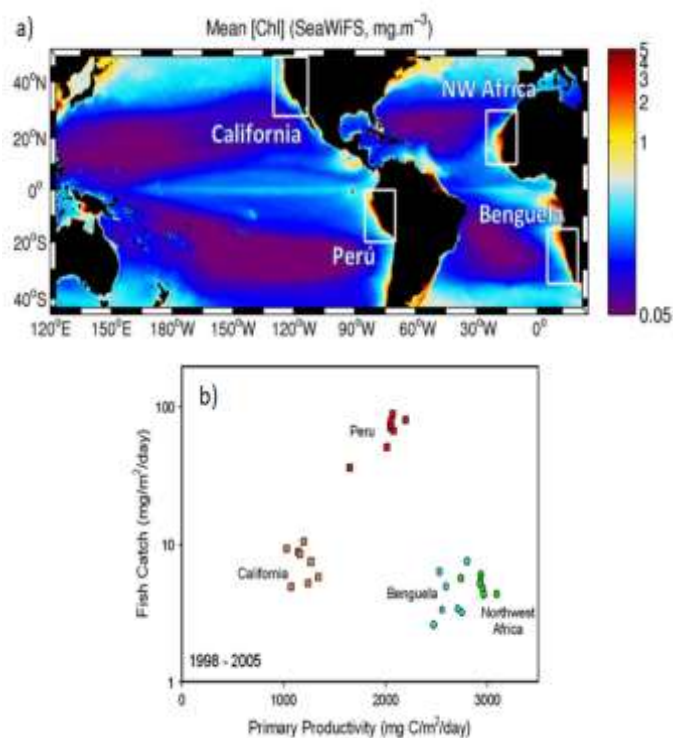


Figura 1. a) Mapa de clorofila promedio anual (1997 - 2008) de SeaWiFS. Los 4 EBUS principales del océano mundial. Figura modificada de Chavez y Messié, (2009). b) Captura de peces vs. Productividad primaria para los cuatro principales ecosistemas de afloramiento costero de límite oriental (California, Humboldt, Benguela y NW África) para los años 1998-2005. (Chavez et al., 2008).

La alta productividad en el SAP es conducida principalmente por el afloramiento costero. El afloramiento costero es un proceso que ocurre bajo el efecto combinado de la rotación de la tierra y el esfuerzo de los vientos (Strub et al., 1998), el cual, transporta aguas subsuperficiales frías y ricas en nutrientes hacia la superficie, resultando en un ecosistema altamente productivo (Pennington et al., 2006, Chavez et al., 2008). En el caso del SAP, los vientos costeros (dirigidos hacia el Ecuador terrestre en el hemisferio sur) favorables al afloramiento son presentes durante todo el año, pero son más intensos en invierno y primavera (Zuta y Guillén, 1970; Strub et al., 1998). El viento costero causa un transporte de aguas costeras superficiales hacia alta mar, llamado transporte de Ekman (Kundu, 1990) (Fig. 2-a)), las cuales por conservación de la masa, son reemplazadas por aguas subsuperficiales (Fig 2-b)). Este movimiento estructura la columna de agua en una capa mezclada poco profunda y eleva la termoclina/nutriclina a profundidades someras (Pennington et al., 2006).

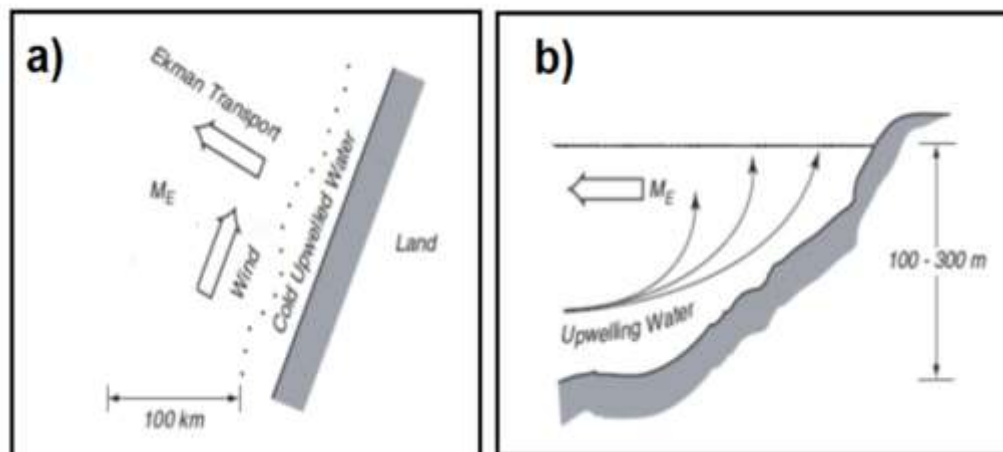


Figura 2. a) Representación esquemática del transporte de Ekman en la superficie (b) y en una sección vertical transversal. Figura modificada de la tesis doctoral de D. Espinoza Morriberón (2018)

Otro proceso asociado a la dinámica de los vientos y la productividad en el SAP, es el Bombeo de Ekman. El bombeo de Ekman es un proceso de divergencia de aguas subsuperficiales hacia la superficie inducido por la curvatura del esfuerzo del viento, el cual, se produce por la disminución del esfuerzo de viento desde alta mar hacia la costa (Halpern et al., 2002; Capet et al., 2004). Albert et al., (2010) mostró a partir de un análisis mediante simulación numérica que la disminución del bombeo de Ekman tendría un efecto negativo en la productividad debido a la profundización de la fuente de aguas ricas en nutrientes transportada por la Corriente Subsuperfial Perú-Chile (PCUC, por sus siglas en inglés) (Fig. 3).

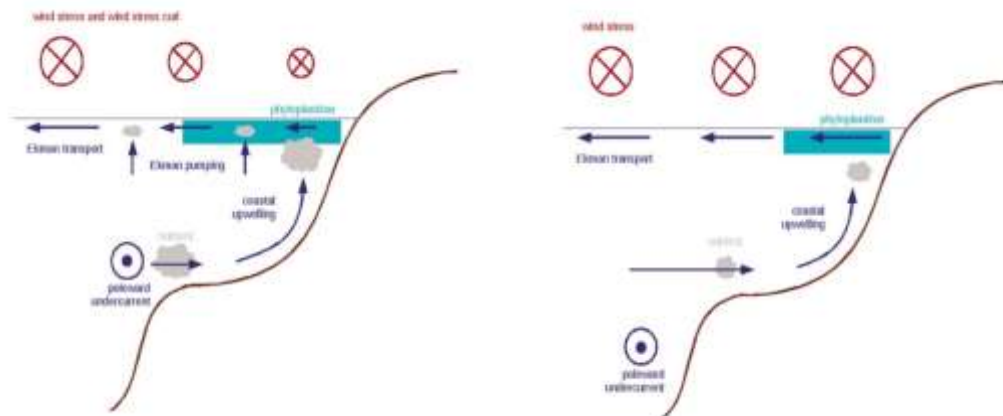


Figura 3. (Izquierda y derecha) Representación esquemática de los mecanismos que vinculan la curvatura del esfuerzo de viento con la producción primaria. El esfuerzo del viento en la costa (en rojo) disminuye en la zona de caída (desde ~200 km hasta la costa), lo que provoca una curvatura negativa del esfuerzo del viento. El transporte de Ekman (flechas horizontales en azul) está relacionado con el esfuerzo del viento, y el bombeo de Ekman (flechas verticales en azul) está relacionado con la curvatura del esfuerzo del viento. El fitoplancton crece y se acumula en la zona eufótica costera. En ausencia de la curvatura del esfuerzo del viento, la divergencia de Ekman es más fuerte en la costa y el bombeo de Ekman es inexistente. La PCUC fluye más profundamente y ya no es la fuente de aguas ascendentes, que en consecuencia son menos ricas en nutrientes. Figura de Albert et al. (2010)

En contraste con la estacionalidad de los vientos costeros, la productividad primaria se incrementa durante verano y primavera cuando hay mayor estratificación de las aguas superficiales. Esta característica está asociada con el desfase entre la estacionalidad de la velocidad vertical y la estacionalidad de la clorofila. Echevin et al., (2008) mostró que el principal factor que controla la estacionalidad de la productividad primaria en el SAP es la variabilidad estacional de la PCM. En invierno cuando la intensidad de los vientos es mayor, la PCM se profundiza, lo que puede causar un transporte de los organismos primarios a zonas donde la luz es un limitante. En contraste, en verano la PCM se eleva a profundidades someras dando paso a que organismos primarios se concentren en zonas cercanas a la superficie y la limitación, en este caso, se desplaza a los macronutrientes tales como el nitrato y el silicato (Echevin et al., 2008).

La alta productividad en el SAP genera una alta demanda de oxígeno por parte de los microorganismos y macroorganismos en la columna de agua, además, en combinación con la poca ventilación de las masas de agua y tiempos de residencia prolongados da como resultado una ZMO (Fig. 4), que comparada con otros ecosistemas, es una de las más intensas y someras (Helly y Levin, 2004). En el SAP la ZMOs, caracterizada con valores  $< 22 \mu\text{molkg}^{-1}$  (Karstensen et al., 2008), se encuentran a partir de los 30 – 50 m de profundidad (Graco et al., 2007), en consecuencia, la oxiclina en el SAP es a menudo poco profunda y juega un papel importante en la distribución vertical de los organismos marinos ya que funciona como una barrera para los organismos vivos intolerantes a la hipoxia (Bertrand et al., 2011). A escala global, las bajas concentraciones de oxígeno en las ZMOs dan paso a la respiración anaeróbica de los organismos marinos aumentando el proceso

de desnitrificación (conversión de nitrato ( $\text{NO}_3^-$ ) en gas  $\text{N}_2$ ), por lo que el SAP es considerado un ecosistema importante para la pérdida de nitrógeno oceánico (Gruber, 2008).

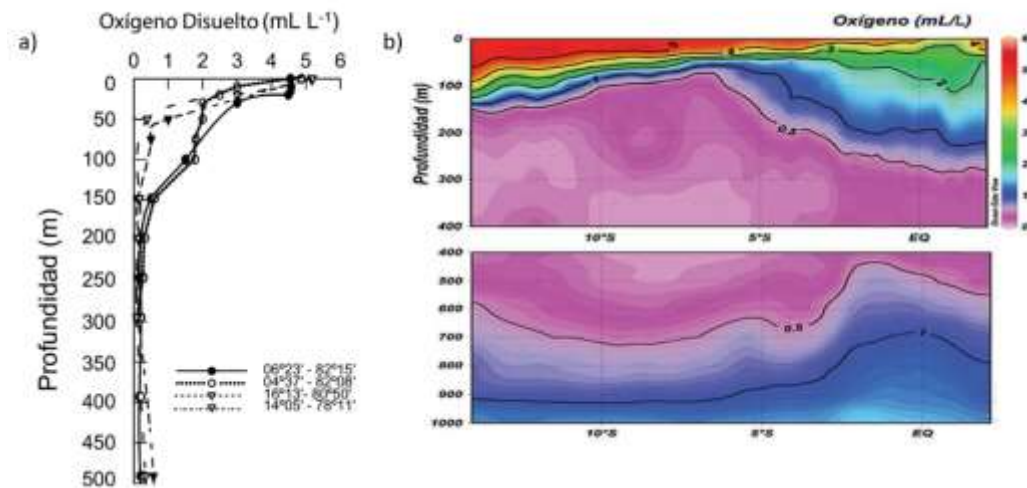


Figura 4. a) Perfiles verticales de oxígeno disuelto a diferentes latitudes. Datos obtenidos a partir de cruceros nacionales y extranjeros, base Mundial de datos Oceanográficos WOCE. Figura modificada de Graco et al., (2007) b) Campo de oxígeno disuelto a lo largo de la costa durante el Crucero Interacción en el Océano Tropical, Biogeoquímica y Clima – Meteor 77 Leg 4 0901-02: Sección Oceánica en los 85°50'W, 14°S - 03°N Figura de Ledesma et al., (2011). a) y b) están en  $\text{mLL}^{-1}$  esta unidad es equivalente a  $\mu\text{molkg}^{-1}/44.66$ .

La circulación en el SAP está compuesta por distintas corrientes que comunican el SAP con otras regiones del océano (Strub et al., 1998; Montes et al., 2010; Chaigneau et al., 2013). A nivel costero, la circulación en el SAP está compuesta principalmente por una corriente superficial dirigida hacia el ecuador, la Corriente Costera Peruana (CCP), y una corriente subsuperficial dirigida hacia los polos, la PCUC. La CCP circula en la capa de Ekman conducida principalmente por los vientos superficiales a lo largo de la costa con una velocidad  $\sim 15\text{cms}^{-1}$  y una extensión vertical de  $\sim 50\text{m}$  (Huyer, 1980). Por debajo de la capa de Ekman se encuentra la PCUC, la cual circula hacia los polos a lo largo de la plataforma



peruana (centrada alrededor de  $\sim 100\text{m}$  de profundidad) con una velocidad  $\sim 15\text{cms}^{-1}$  (Huyer, 1980; Chaigneau et al., 2013; Pietri et al., 2014).

Éstas corrientes tienen un papel importante en las características del SAP, en consecuencia, cambios en la intensidad y la ventilación de estas corrientes podrían tener un efecto en la disponibilidad de oxígeno y nutrientes (Chaigneau et al., 2013; Pietri et al., 2014; Salvatechi et al., 2014).

El SAP está fuertemente afectado por el El Niño Oscilación del Sur (ENSO). ENSO tiene un impacto en el clima del SAP y en general en el clima mundial y presenta dos fases: fases cálidas (El Niño, EN) y frías (La Niña, LN). Durante EN la temperatura de las aguas costeras del SAP se incrementan, la termoclina se profundiza (debido a la propagación de las ondas Kelvin hacia el este) y aunque los vientos siguen siendo favorables al afloramiento, la productividad disminuye debido a que las aguas ascendentes se originan por encima de la nutriclina/termoclina profunda. Durante LN se observa características opuestas (Cane, 1983; Barber y Chavez, 1983; Carr et al., 2002; Chavez y Messié, 2009; Espinoza - Morriberon et al., 2017).

Las características del SAP mencionadas líneas arriba se encuentran en un rango amplio de escalas espaciales y temporales. Si bien, en este estudio se va a centrar en procesos de características espaciales de submesoescala  $\mathcal{O}(\sim 0.1 - 10\text{km})$ , es importante tener un conocimiento de las características de mayor escala, ya que todos los procesos en el SAP ciertamente están vinculados por transferencia de la energía desde la gran escala hacia la pequeña escala (Capet et al., 2008a; Pietri

et al., 2013). En la siguiente sección se darán más detalles de los procesos y las estructuras físicas que se forman a diferentes escalas espaciales en el SAP.

## II.2.2. Estructuras físicas, escalas espaciales y su dinámica en el SAP

La formación de una gran parte de la turbulencia de mesoescala (estructuras físicas tipo frentes, filamentos y remolinos) se debe a inestabilidades de las corrientes costeras (Chaigneau et al., 2008, 2009). Estas inestabilidades de las corrientes generan meandros y remolinos de mesoescala las cuales exportan y distribuyen horizontalmente (entre costa y alta mar) y verticalmente (entre subsuperficie y superficie) propiedades biogeoquímicas (p. ej. nitrógeno y carbon) y físicas (p. ej. densidad) de la región costera superficial productiva (Fig. 5). (Chaigneau et al., 2008, Capet et al., 2008b; Gruber et al., 2011; Pietri et al., 2013; Thomsen et al., 2016a, b).

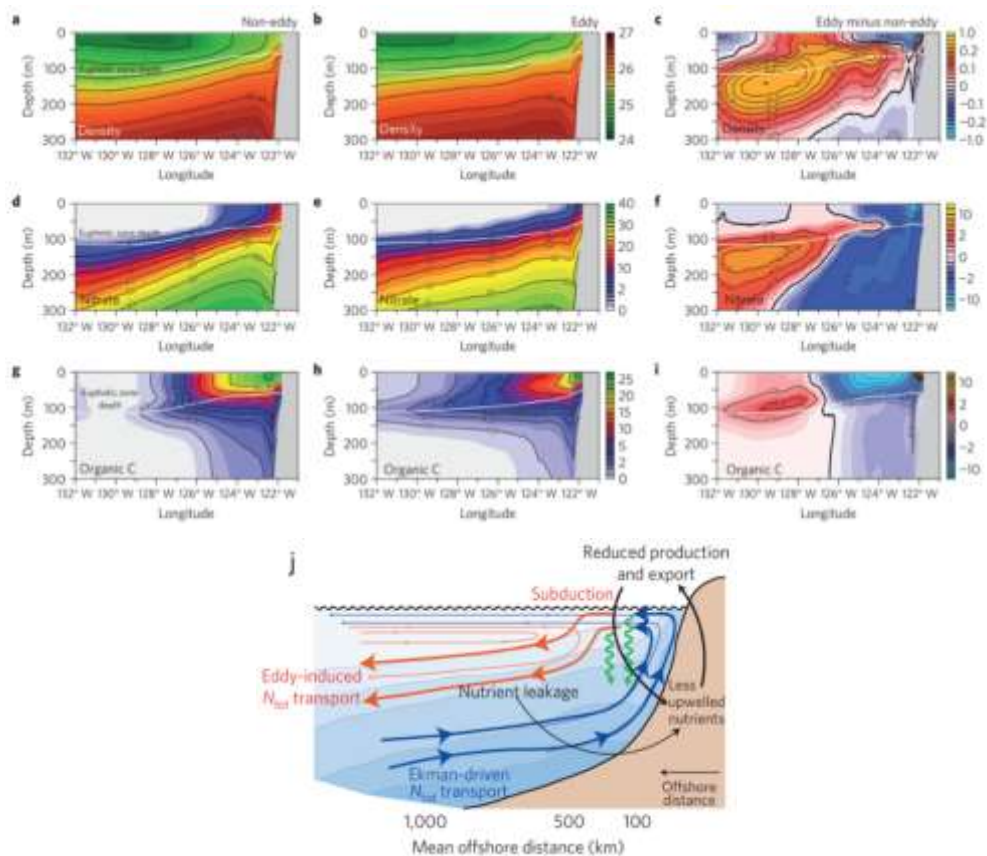


Figura 5. Secciones de densidad potencial a – c) ( $\text{kgm}^{-3}$ ), d – f), nitrato ( $\text{mmolm}^{-3}$ ), g – i), carbono orgánico total ( $\text{mmolm}^{-3}$ ) simulada para el sistema de afloramiento de California. Con la columna de la izquierda (a), d) y g)) mostrando el caso sin turbulencia de mesoescala, la columna del medio (b), e) y h)) el caso con turbulencia de mesoescala, y la columna de la derecha (c), f) y i)) la diferencia entre los casos de remolino y no remolino. j) Diagrama conceptual del impacto de los remolinos de mesoescala en la circulación costera, el transporte de nitrógeno y la producción y exportación de materia orgánica. Las líneas gruesas indican los transportes de nitrógeno total y las líneas finas representan el patrón de circulación. En azul se muestran los transportes y circulaciones impulsados por Ekman. Las flechas rojas muestran los transportes impulsados por remolinos y las velocidades (bolus). Las curvas de nivel indican la densidad potencial y las flechas verdes la exportación vertical de materia orgánica. Figura modificada de Gruber et al., (2011).

Tales estructuras físicas formadas por la turbulencia de mesoescala se encuentran en un rango de variabilidad espacial y transferencia de energía que decae desde la mesoescala  $\mathcal{O}(\sim 10 - 100\text{km}$ ; p. ej., remolinos; Chaigneau et al., 2008,2009; Colas et al., 2012) (Fig. 6-b)) hacia la submesoescala ( $\sim 0.1 - 10\text{km}$ ; p. ej., frentes y filamentos; Capet et al., 2008b; Pietri et al., 2013; Thomas et al., 2013; Levy et al., 2018) (Fig. 6-a)) y la pequeña escala ( $\sim 0.1 - 100\text{m}$ ; p. ej. turbulencia de microescala y disipación de la energía; Johnston et al., 2011b) (Fig. 6-c)).

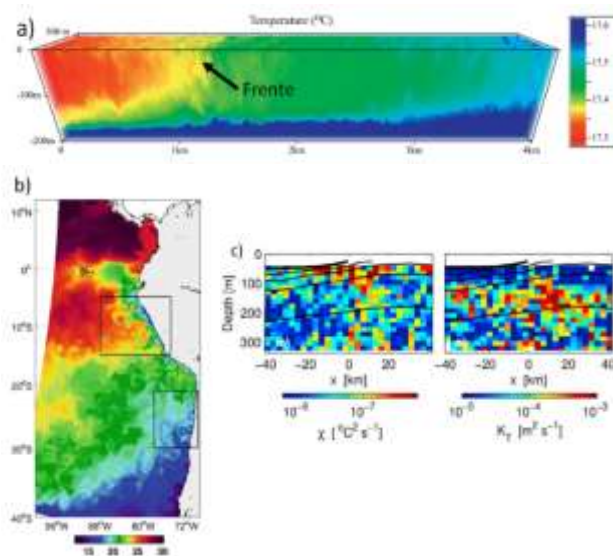


Figura 6. a) Frente de temperatura. Figura modificada de Thomas et al., (2013). b) Remolinos presentes en el Snapshot de la temperatura superficial simulada [ $^{\circ}\text{C}$ ]. Figura modificada de Colas et al., (2012). c) Disipación de la variación de temperatura ( $\chi$ ) (lado izquierdo) y difusividad térmica ( $K_T$ ) (lado derecho) a través de un frente. La posición del frente está ubicado a 0 km. Figura modificada de Johnston et al., (2011b).

Los procesos de mesoescala ocurren en una escala de longitud horizontal de  $\sim 10 - 100\text{km}$  (Thomas et al., 2008) cercano a la escala del radio de deformación de Rossby,  $L_D = NH/f$ , donde  $N$  es la frecuencia de flotabilidad,  $f$  es la frecuencia de coriolis (la cual es máxima en los polos y desaparece en el ecuador) y  $H$  es aproximadamente la profundidad de la termoclina (Levy et al., 2018). La dinámica a esta escala almacena gran parte de la energía cinética oceánica y el flujo oceánico es dominado por los efectos de la rotación de la tierra (Strub et al., 1998; Colas et al., 2012). Las inestabilidades barotrópicas y baroclínicas de las corrientes presentes en el sistema (p. ej. la CCP y la PCUC en el SAP) (Colas et al., 2012), dan paso a la formación de distintas estructuras físicas de mesoescala (p. ej., remolinos). La dinámica de los remolinos de mesoescala ha sido investigada exhaustivamente y rutinariamente se estudia mediante data satelital y simulaciones numéricas (Stammer, 1997; Chaigneau et al., 2008, 2009; Colas et al., 2012, 2013). Estudios en el SAP mostraron que los remolinos de mesoescala se originan cercanos a la costa y se mueven hacia alta mar exportando propiedades de las aguas costeras al océano (Chaigneau et al., 2008, 2009) (Fig. 7).

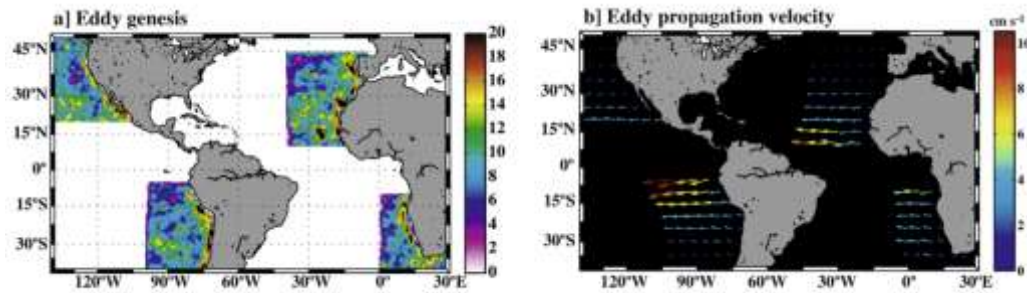


Figura 7. Génesis y propagación de remolinos de larga duración calculados a partir de anomalías del nivel del mar basado en mediciones de altimetría satelital (1992 – 2007). a) Número de remolinos recién generados. b) Vectores de velocidad de propagación de remolinos ciclónicos y anticiclónicos. Figura modificada de Chaigneau et al., (2009).

Los movimientos de mesoescala son en gran parte bidimensionales ( $u, v \sim 0.1 \text{ ms}^{-1} \gg w \sim 10^{-4} \text{ ms}^{-1}$  en orden de magnitud para la mesoescala;  $u, v$  y  $w$  son las velocidades en la componente X, Y y Z respectivamente) en estado de equilibrio geostrófico e hidrostático, de la cual es difícil extraer energía. Entonces, ¿cómo se transfiere la energía de la mesoescala a la pequeña escala en la que se puede disipar a través de procesos tridimensionales? Los procesos tridimensionales a escalas pequeñas ( $\sim 0.1 - 100 \text{ m}$ ) se han estudiado por su contribución a la mezcla y disipación de la energía (Johnston et al., 2011a, b). Estos procesos de pequeña escala surgen de inestabilidades tridimensionales impulsadas por los flujos de aire y mar en la capa de mezcla y de la ruptura de las ondas de gravedad en su interior (Levy et al., 2012).

Los procesos que se encuentran entre la meso y pequeña escala, es decir, entre escalas horizontales  $\sim 0.1 - 10 \text{ km}$ , son los responsables de la transferencia de energía desde la mesoescala a escalas más pequeñas (Fig. 8). La transferencia de energía ocurre por fuertes flujos ageostróficos capaces de extraer energía del estado

equilibrado de la dinámica mesoescalar y transferirlo a la pequeña escala mediante ondas internas gravitacionales las cuales son generadas por el forzamiento atmosférico, mareas internas o la topografía en la parte superior del océano a escalas horizontales de  $\mathcal{O}(\sim 0.1 - 10\text{km})$  (Thomas et al., 2008; Levy et al., 2012, 2018).

Este estudio se centrará en la parte superior del océano donde los procesos de submesoescala, es decir, procesos horizontales de  $\mathcal{O}(\sim 0.1 - 10\text{km})$ , son dominantes debido a la presencia de gradientes de densidad lateral y un radio de deformación de Rossby relativamente pequeño basado en la profundidad de la capa de mezcla. A continuación se describirá con un poco más de detalle los procesos y características de submesoescala.

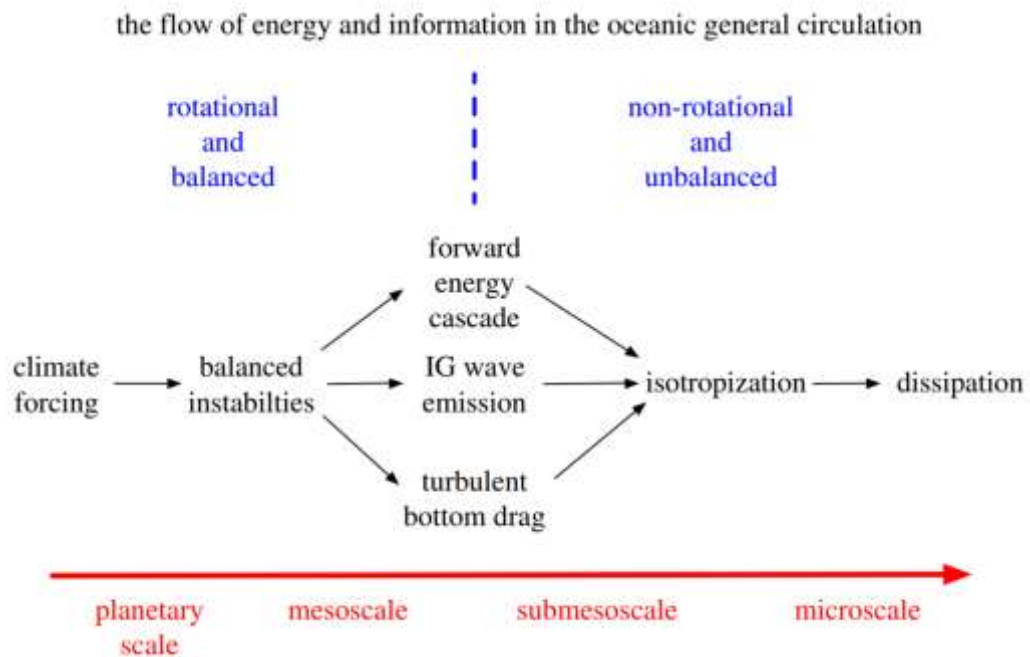


Figura 8. Etapas en la circulación general oceánica desde el forzamiento a escala planetaria hasta la disipación y mezcla a microescala. Figura de McWilliams, (2016).

### II.2.2.1. Procesos y características a escalas espaciales de submesoescala

Los procesos de submesoescala operan en el rango de escalas de  $\mathcal{O}(\sim 0.1 - 10\text{km})$  en la horizontal,  $\mathcal{O}(\sim 0.01 - 1\text{km})$  en la vertical y desde horas a días en la escala temporal (McWilliams, 2016) (a excepción de algunos vórtices coherentes submesoescales cuya escala temporal puede ser de años (McWilliams, 1985)).

La dinámica de submesoescala se puede entender a partir del número de Rossby,  $R_o = |\zeta|/f$ , y el número de Richardson,  $R_i = N^2/|\partial_z \mathbf{u}_h|^2$  (Thomas et al., 2008), donde  $\zeta = \left(\frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y}\right)$  es la componente vertical de la vorticidad relativa,  $f$  es el parámetro de coriolis,  $N^2 = \frac{\partial b}{\partial z}$  es la frecuencia de flotabilidad elevado al cuadrado,  $b = -g\rho/\rho_0$  es la flotabilidad,  $g$  es la aceleración de la gravedad,  $\rho$  es la densidad,  $\rho_0$  es la densidad de referencia y  $\mathbf{u}_h$  es la velocidad horizontal (Thomas et al., 2008, Mahadevan, 2016; McWilliams, 2016). A diferencia de la mesoescala, el cual manifiesta valores bajos del número de Rossby  $R_o \ll 1$  y altos valores del número de Richardson  $R_i \gg 1$ , para los procesos de submesoescala  $R_o$  y  $R_i$  ocurren a  $\mathcal{O}(1)$ . En la submesoescala la vorticidad vertical alcanza valores como (o mayor que) la vorticidad planetaria y el gradiente vertical de la velocidad horizontal ( $\mathbf{u}_h$ , o también flujo geostrófico) empiezan a dominar como resultado de la inestabilidad interna en la parte superior del océano.

El movimiento del océano da paso a la formación de distintas estructuras físicas (p. ej., remolinos, frentes y filamentos) a distinta escalas espaciales. En el caso de la mesoescala, la estructura física que está relacionado estrechamente con su dinámica son los remolinos, en cambio, la dinámica de submesoescala está fuertemente relaciona con los frentes (Levy et al., 2018).

Los frentes son zonas que limitan distintas masas de agua, en consecuencia, son zonas de fuertes gradientes de densidad (así como también de otras propiedades del océano, tales como, temperatura, salinidad, nutrientes, etc) ubicados generalmente en la parte superior del océano. Los gradientes de densidad surgen de las inestabilidades inducidas por el intercambio de calor y agua dulce (p. ej., lluvias), y vientos, que interactúan de forma no homogénea, en combinación con la dinámica de mesoescala (p. ej., tensión en los bordes de los remolinos de mesoescala) (Levy et al., 2018). El esfuerzo horizontal generado por los remolinos de mesoescala, uno ciclónico y el otro anticiclónico, comprime los contrastes de densidad en planos casi verticales, intensificando la velocidad geostrofica a lo largo del frente (Fig. 9-a)). Las inestabilidades de los fluidos en esta zona, se alimentan de estas fuentes localizadas de energía cinética (debido al movimiento) y potencial (debido a las pendientes casi verticales generadas en los contrastes de densidad), generando vórtices y filamentos que se llevan parte de esta energía. Un frente suficientemente fuerte generará una circulación secundaria ageostrofica a través de dicho frente, el cual generará velocidades ascendente y descendente, dirigida en el sentido de querer aplanar los contrastes de densidad para restablecer el equilibrio (Fig. 9-b)). Cuando las velocidades verticales (ascendente y descendente) son lo suficientemente grandes (es decir cuando  $R_o$  tiende a  $\mathcal{O}(1)$ ) la dinámica de submesoescala empieza a tener un papel, en consecuencia, el movimiento vertical a través de la zona frontal puede transportar nutrientes, pero también calor, flotabilidad, etc... desde la parte subsuperficial a la superficie (pero también de superficie a subsuperficie para el oxígeno, pero para nutrientes también) (Thomas et al., 2008; McWilliams, 2016; Mahadevan, 2016; Levy et al., 2018).



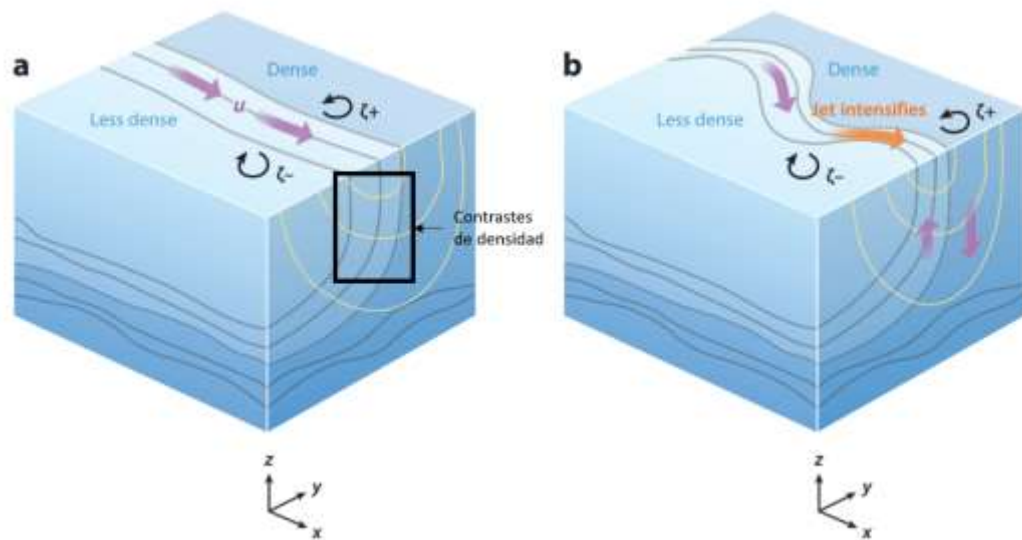


Figura 9. Esquema de un frente en la parte superior del océano, las isopicnas separan el agua densa del agua menos densa (líneas grises). El flujo en balance térmico y geostrófico es a lo largo de las isopicnas y se indica por  $u$ , y sus isotacas (mostradas en amarillo). El jet (o chorro) frontal genera vorticidad positiva ( $\zeta +$ , ciclónica) y negativa ( $\zeta -$ , anticiclónica) en ambos lados. a) El flujo geostrófico es más o menos lineal. b) Muestra el frente después del inicio de la inestabilidad baroclínica, que casusa meandros y pierde el equilibrio geostrófico. Se genera una circulación secundaria ageostrófica flechas ascendente y descendente en el eje  $Z$ . Adaptado de Mahadevan, (2016).

### II.2.2.2. Frentes de mesoescala y submesoescala

La dinámica física en el SAP da paso a la formación de tipos de frentes generados bajo una variedad de condiciones a distintas escalas espaciales. El frente asociado al forzamiento atmosférico de gran escala es el frente de afloramiento. El frente de afloramiento separa aguas frías costeras de las aguas más cálidas de alta mar. La presencia de vientos costeros relativamente fuertes y sostenidos durante todo el año (Zuta y Guillén, 1970; Enfield, 1981), que se mueven casi paralelos a la costa, producen flujos superficiales de Ekman el cual transporta aguas desde el lado denso (aguas frías costeras) hacia el lado menos denso (aguas cálidas de alta

mar) a través del frente manteniendo las superficies de densidad empinadas (Thomas y Lee., 2005).

Los frentes a escala más pequeña, es decir, los frentes de submesoescala (principal objeto de estudio en esta tesis), se crean continuamente en la tensión de los flancos de los remolinos de mesoescala ("mesoscale shear") en la parte superior del océano, a partir de la frontogénesis y a partir de las interacciones entre el frente de afloramiento y los flujos debido al transporte de Ekman. (Thomas et al., 2008; Klein y Lapeyre, 2009; Johnston et al., 2011b) (Fig. 10).

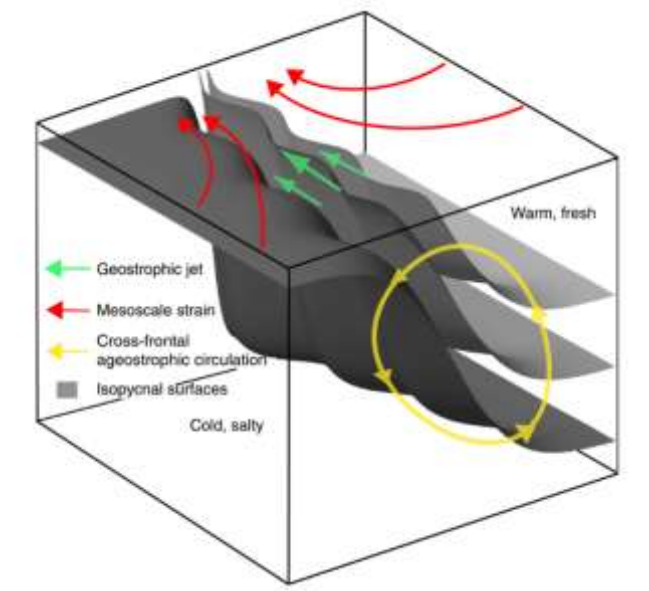


Figura 10. Frentes de submesoescala formados a partir de la tensión de remolinos de mesoescala. Velocidades verticales a 90 m (rojo para ascendente y azul para descendente). Tomado de Klein y Lapeyre, (2009).

A diferencia de los frentes de mayor escala, los frentes de submesoescala no se encuentran en equilibrio estable entre el forzamiento y la disipación, éstos se crean, se mueven y disipan continuamente (Thomas et al., 2008; Levy et al., 2018). Además como se mencionó en secciones anteriores, este tipo de frentes están

asociados a velocidades verticales intensas y a una circulación secundaria a través del frente llamado circulación ageostrófica. Ésta circulación secundaria se mueve en sentido contrario a la circulación inducida por el viento y tiende a reestratificar la capa de mezcla (Tandon y Garrett, 1994; Boccaletti et al., 2007) (Fig. 11).

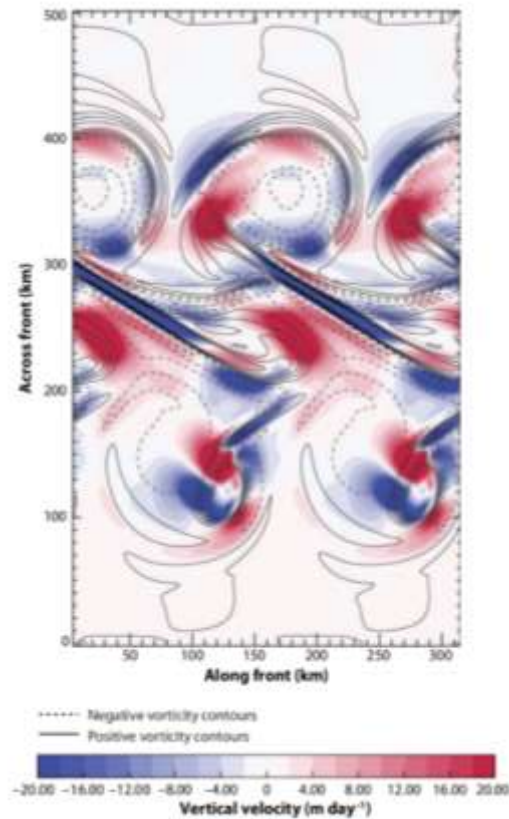


Figura 11. Esquema representativo de la formación de un frente oceánico y la circulación secundaria ageostrófica. Flechas verdes indican el viento (chorro) geostrófico. Flechas rojas indican la tensión de mesoescala. Flechas amarillas indican la circulación ageostrófica a través del frente. Las superficies de igual densidad están en color gris. Tomado de Levy et al., (2018).

En invierno se pierde estratificación debido al enfriamiento relativamente fuerte de superficie (Mahadevan, 2016), permitiendo un mejor desarrollo del lado denso del frente. La profundización de la capa de mezcla en estos periodos de invierno permite que la energía potencial sea significativamente mayor a diferencia

de los periodos de verano donde la capa de mezcla es menos profunda. Esta configuración de la columna de agua en invierno intensifica el flujo de reestratificación (Fox-Kemper et al., 2008), favorece la dinámica de submesoescala y una reestratificación fuerte intensifica la mezcla a través de las superficies de densidad empinadas impulsada por la tensión y el cizallamiento de mesoescala convirtiendo la energía potencial acumulada en energía cinética debido a la inestabilidad generada en la capa de mezcla (Capet et al., 2008c). Esta energía cinética generada, da como resultado la formación de vórtices submesoescalares (Fox-Kemper et al., 2008) lo cual podría intensificar la mezcla turbulenta a través del frente.

Esta dinámica de submesoescala a través del frente oceánico, en el acto de transferir la alta energía acumulada de mesoescala a la pequeña escala, donde en este último la energía es disipada, reduce la profundidad de la capa de mezcla, aumenta la estratificación y disminuye la mezcla vertical (Mahadevan y Tandon, 2006; Thomas et al., 2008).

En última instancia, la energía de los vórtices submesoescalares probablemente mejore la mezcla turbulenta lateral. La acumulación (o suma) de la energía de la mezcla turbulenta podría convertirse en características más grandes, esta vez favoreciendo el desarrollo de la mesoescala debido a una cascada inversa de energía (Qiu et al., 2014) alterando indirectamente la circulación a gran escala (Levy et al., 2010).

### II.2.3. Vehículos autónomos submarinos

El glider (Davis et al., 2002; Testor et al., 2010, 2019) es un instrumento exclusivamente móvil capaz de moverse a ubicaciones y profundidades específicas y ocupar áreas espaciales y temporales controladas. Este vehículo se mueve tanto horizontal como verticalmente, debido a que es impulsado mediante flotabilidad variable, recorriendo el mar en perfiles verticales formando un trayecto similar al de dientes de sierra. Las velocidades con las que se mueve durante su recorrido oscilan entre 10-20 [ $\text{cm s}^{-1}$ ] en su avance vertical y 20-40 [ $\text{cm s}^{-1}$ ] en su avance horizontal. Sus dimensiones son aproximadamente 1.5 m de largo y 20 cm de diámetro con un peso de alrededor de 50 kg. (Fig. 12).

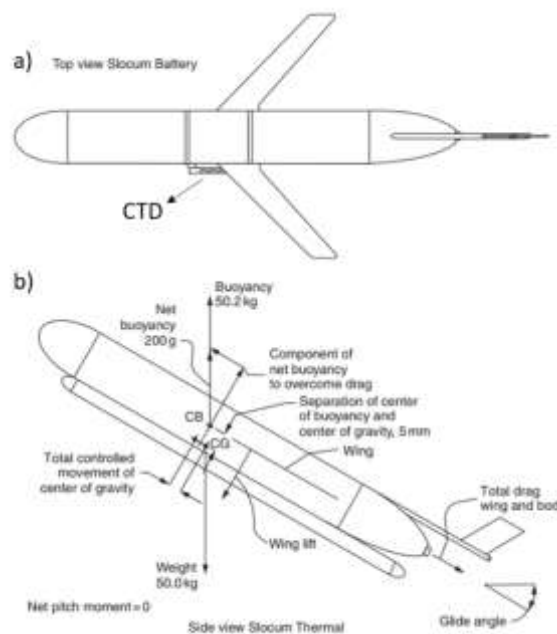


Figura 12. Ejemplo de Planeador submarino glider. a) Muestra la ubicación del CTD. b) Muestra las fuerzas involucradas en el deslizamiento hacia arriba, que se aplica a todos los planeadores. Los tubos debajo del modelo térmico son los intercambiadores de calor que impulsan el ciclo de propulsión termodinámica del vehículo. Adaptado de Davis et al., (2002).

Las capacidades de largo alcance y duración de los gliders los hacen ideales para el muestreo del océano. Equipado con una amplia variedad de sensores, se pueden programar para que planeen en el mar durante semanas, saliendo a la superficie para transmitir sus datos a la costa (vía satélite) mientras descargan nuevas instrucciones a intervalos regulares, lo que supone un ahorro sustancial de costes en comparación con los barcos de superficie tradicionales (Fig. 13).

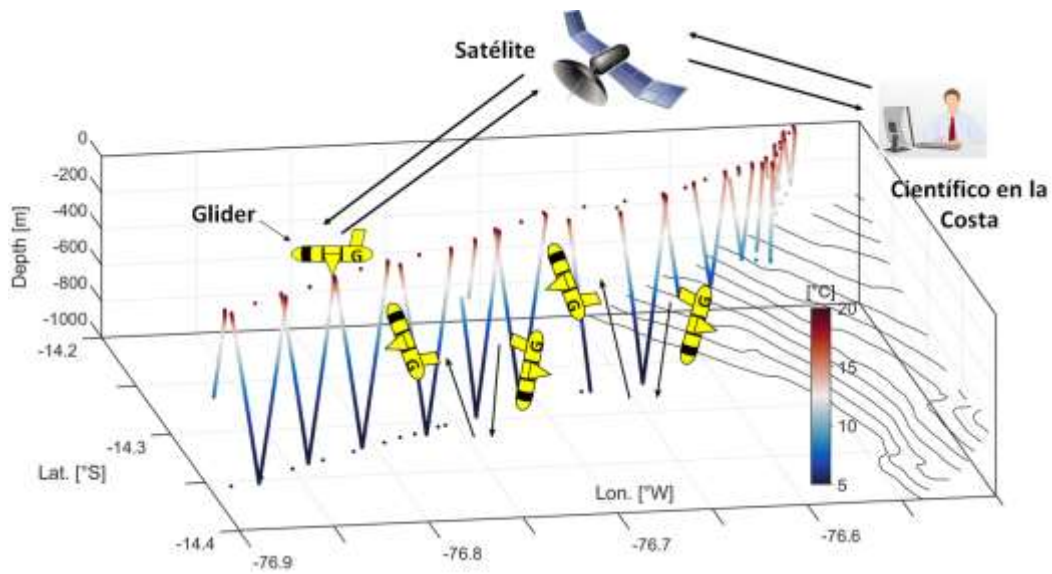


Figura 13. Esquema de recorrido glider en el océano y transmisión bidireccional vía satélite de la data recolectada y posicionamiento GPS. La barra de colores muestra los valores de temperatura in situ [°C] que va midiendo el sensor del glider. Las coordenadas X, Y y Z son longitud oeste [°W], latitud sur [°S] y profundidad [m] respectivamente.

El pequeño costo relativo y la capacidad de operar múltiples vehículos con un mínimo de personal permitirán que pequeñas flotas de estos gliders estudien y mapeen las características dinámicas (temporales y espaciales) del SAP en futuras investigaciones (link para mayor información acerca de los gliders: <http://www.teledynemarine.com/autonomous-underwater-glidern/>).

### II.3. JUSTIFICACIÓN DEL ESTUDIO

Estudiar la variabilidad de submesoescala asociado con los frentes oceánicos en el SAP tiene importantes implicaciones tanto para la biogeoquímica de la región como para todo el sistema climático debido a las características de formación, transferencia de energía, velocidades verticales intensas y mezcla (Capet et al., 2008a, b, c; Thomas et al., 2008; McWilliams et al., 2016; Mahadevan et al., 2016; Levy et al., 2018).

La dinámica de submesoescala genera filamentos y vórtices que pueden permitir la captación y subducción del carbón por debajo de la capa de mezcla (Karleskind et al., 2011b, Boyd et al. 2019). Debido a la estructura vertical de la columna de agua en el SAP, las velocidades verticales intensas de submesoescala permiten la oxigenación de zonas deficientes de oxígeno (Thomsen et al., 2016b). Así como también, el transporte de nutrientes a la zona eufótica (Lévy et al., 2012), conduciendo a una mayor disponibilidad de alimentos en estas zonas de frentes oceánicos, donde la productividad primaria puede elevarse (Sournia, 1994; Claustre, 1994). Esta mayor disponibilidad de alimento en estas zonas de frentes puede influir en el crecimiento del fitoplancton y en la variabilidad trófica (Ballance et al., 2006), y como tal, la circulación a través del frente puede tener un papel en la distribución y transporte de los microorganismos (Baltar y Arístegui., 2017).

El oxígeno es un parámetro clave para los ciclos biogeoquímicos, la distribución del hábitat de varias especies y una variable importante en el ciclo del carbono en el océano (Bopp et al., 2002) el cual está relacionado con el sistema climático global (Mataer y Hirst, 2003). La influencia de la dinámica de submesoescala en el oxígeno, más las implicaciones en el efecto vertical de la

flotabilidad, las barreras físicas naturales que se forman en los frentes y los flujos biogeoquímicos (Thomas et al., 2008) hace que sea importante mejorar nuestra comprensión de los fenómenos y procesos de submesoescala. Así el estudio de la variabilidad estacional de los frentes oceánicos y el rol que desempeñan en el transporte vertical y horizontal del oxígeno y la clorofila puede contribuir a un mejor entendimiento de la dinámica de submesoescala en el SAP. Si bien en este estudio no se evaluará directamente el papel de estas estructuras de submesoescala en la productividad primaria, su papel en la configuración del océano muestra que son procesos clave para la estructuración y el funcionamiento del ecosistema desde el fitoplancton (Ballance et al., 2006), zooplancton (Boucher et al., 1987) hasta las aves marinas (Bertrand et al 2014).

Asimismo, en el campo de la modelación numérica es importante la validación de las salidas del modelo con datos reales, este estudio comprende datos in situ de alta resolución de despliegues submarinos que podrán servir como fuente de datos para la validación y parametrización de modelos numéricos de alta resolución (modelos operativos a tiempo real o para el pronóstico a corto plazo, modelos climáticos, y otros).



## **II.4. HIPÓTESIS**

Las características físicas de los frentes oceánicos de submesoescala (intensidad y ocurrencia) exhiben un patrón estacional, así como también, una variabilidad espacial marcada en la repartición de su distancia con respecto a la costa y profundidad.

Al ser zonas de intensas velocidades verticales y de fuertes gradientes horizontales de propiedades físico-químicas, las características físicas de los frentes de submesoescala pueden ejercer una influencia en el transporte vertical y horizontal del oxígeno y la clorofila y cambiar su concentración.

## **II.5. OBJETIVOS**

### **II.5.1. Objetivo General**

El objetivo general de este estudio es caracterizar la variabilidad espacial y estacional de los frentes de submesoescala y su influencia en la distribución entre costa-océano y superficie-subsuperficie del oxígeno y la clorofila en el sistema de afloramiento frente a Perú.

### **II.5.2. Objetivos específicos**

- Desarrollar un algoritmo de detención de frentes oceánicos de submesoescala.
- Caracterizar la variabilidad espacial de los frentes de submesoescala.
- Caracterizar la variabilidad estacional de los frentes de submesoescala a partir de su intensidad y cantidad por temporada (verano, otoño, invierno y primavera)
- Evaluar el efecto que tienen las características de los frentes oceánicos de submesoescala en la distribución del oxígeno y la clorofila.

### III. METODOLOGÍA

#### III.1. DISEÑO DE ESTUDIO

La presente investigación es un estudio analítico - descriptivo basado en la implementación de un algoritmo que detecte frentes oceánicos en datos de despliegues submarinos autónomos (gliders) y en datos de una simulación numérica a escalas espaciales de submesoescala  $\mathcal{O}(1 - 10\text{km})$ . Además consideramos que esta investigación es retrospectiva – longitudinal debido a la recolección de datos en distintos periodos de tiempo y en distintas zonas a lo largo del SAP. Por tal motivo, este estudio se complementa con datos que abarca todos los periodos: verano, otoño, invierno y primavera sin vacíos entre temporadas de una simulación numérica para la verificación de la estacionalidad de los frentes pero en condiciones normales (sin considerar variabilidad causado por eventos extremos como El Niño). En el caso de la variabilidad espacial, analizamos las características físicas de los frentes a partir de estaciones contrastantes e interanualmente a partir de datos glider. En resumen, este estudio busca resolver la estacionalidad de los frentes oceánicos de submesoescala y el análisis y descripción de su variabilidad espacial a partir de sus características, tales como: cantidad, posición del frente con respecto a la costa, la profundidad de la zona frontal con respecto a la superficie, la profundidad de la zona frontal con respecto a la profundidad de la capa de mezcla, longitud vertical y horizontal de la zona frontal detectada, así como también, el análisis cualitativo de su efecto en la distribución del oxígeno y la clorofila y el posible efecto de los frentes oceánicos en la deformación de isolíneas cercanas a la oxiclina y la termoclina/picnoclina.

## III.2. POBLACIÓN

La población de esta investigación comprende variables oceanográficas (densidad, temperatura, salinidad, oxígeno y clorofila) recolectadas en zonas estratégicas de intenso afloramiento en el Pacífico Sudoriental, tales como:  $\sim 8^{\circ}\text{S}$ ,  $\sim 12^{\circ}\text{S}$  y  $\sim 14^{\circ}\text{S}$  (Zuta y Guillén, 1970), y en distintos periodos de tiempo que comprenden desde el 2008 hasta el 2019.

### III.2.1. Área de estudio

El área de estudio se ubica en el Pacífico Sudoriental, en el NHCS, en el SAP dentro de un área que comprende los  $\sim 85^{\circ}\text{W} - \sim 76^{\circ}\text{W}$  longitud oeste y  $\sim 6.5^{\circ}\text{S} - 16^{\circ}\text{S}$  latitud sur. En el cual se han recolectado datos de despliegues gliders de fuentes nacionales e internacionales y también datos de una simulación numérica en el SAP (Fig. 14).

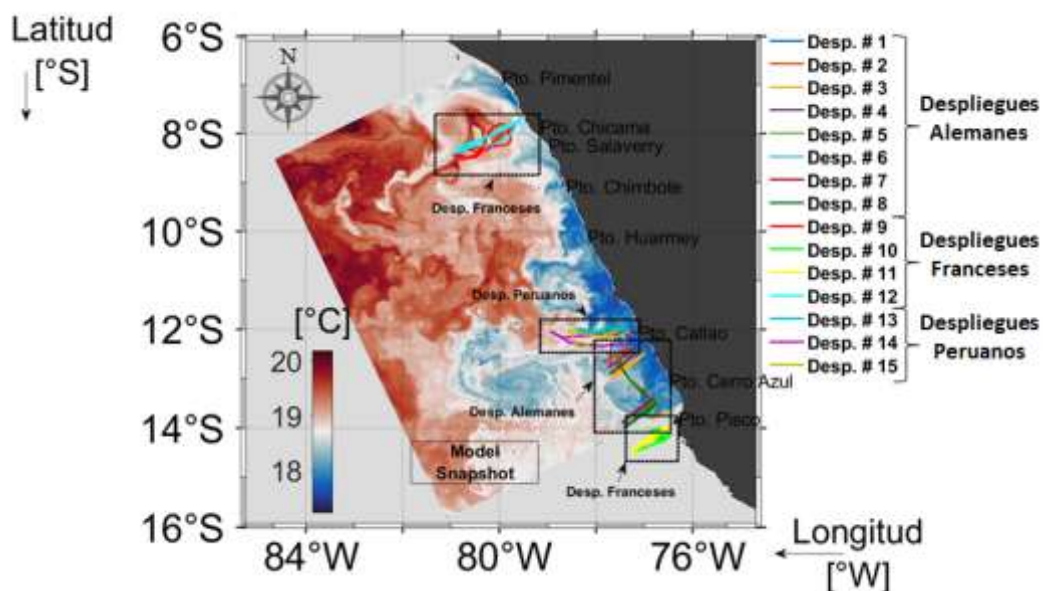


Figura 14. Área de estudio. El dominio del modelo (model snapshot, 5 de agosto) está representada por la temperatura  $^{\circ}\text{C}$  y los despliegues gliders (Franceses, Peruanos y Alemanes) encerrados en rectángulos con bordes discontinuos de color negro.

Los despliegues glider se realizaron a  $\sim 8^{\circ}\text{S}$ ,  $\sim 12^{\circ}\text{S}$ ,  $\sim 14^{\circ}\text{S}$  (Fig. 14) partiendo desde puntos cercanos a la costa hacia alta mar y viceversa recolectando datos físicos - biogeoquímicos del estado del mar (p. ej., temperatura, salinidad, densidad). La distancia del recorrido osciló desde puntos cercanos a la costa hasta los  $\sim 200\text{km}$  en alta mar y en la vertical llegó a profundidades que oscilaron entre  $\sim 200\text{m}$  -  $\sim 1000\text{m}$  (Fig. 15). Estos despliegues gliders se llevaron a cabo en zonas estratégicas ubicados al centro (Pto. Callao), norte (Pto. Chicama) y sur (Pto. Pisco) de la costa peruana identificada como núcleos de intenso afloramiento (Zuta y Guillen 1970).

El dominio del modelo ( $\sim 85^{\circ}\text{W}$  –  $\sim 76^{\circ}\text{W}$  longitud oeste y  $\sim 6.5^{\circ}\text{S}$  –  $16^{\circ}\text{S}$  latitud sur) cubre la gran mayoría de las zonas de los despliegues glider (Fig. 14). Lo que permite la combinación de los datos de despliegues glider y las salidas de la simulación numérica para un mejor análisis y comprensión de los procesos de submesoescala en esta área ubicado en el SAP.

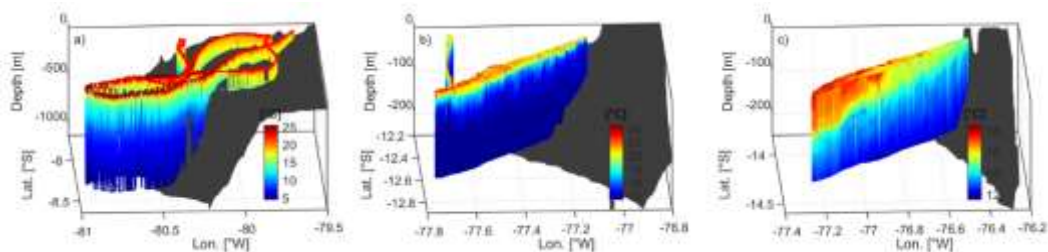


Figura 15. Despliegues glider (vista 3D) representadas por el campo de temperatura  $[\text{°C}]$  en las zonas a) norte (despliegue 9), b) centro (despliegue 4) y c) sur (despliegue 11). La superficie gris oscura es la batimetría del lugar.

### III.3. OPERACIONALIZACIÓN DE LAS VARIABLES

Las variables empleadas en esta investigación, con sus respectivas unidades, son las siguientes:

**Tabla 1**

*Variables (y sus unidades) independientes y dependientes*

<b>VARIABLES INDEPENDIENTES</b>	<b>VARIABLES DEPENDIENTES</b>
Densidad [ $\text{kgm}^{-3}$ ]	Gradiente de densidad [ $\text{kgm}^{-3}\text{km}^{-1}$ ]
Clorofila [ $\mu\text{gL}^{-1}$ ]	Gradiente de clorofila [ $\mu\text{gL}^{-1}\text{km}^{-1}$ ]
Oxígeno [ $\mu\text{molkg}^{-1}$ ]	Gradiente de oxígeno [ $\mu\text{molkg}^{-1}\text{km}^{-1}$ ]
Temperatura [ $^{\circ}\text{C}$ ]	
Salinidad [PSU]	Densidad Potencial [ $\text{kgm}^{-3}$ ]
Presión [dbar]	

Para el análisis de las características del frente se tomaron como parámetros la posición del frente con respecto a la costa ( $D_{\text{coast}}$ , [km]), la profundidad del frente ( $Z_{\text{prof}}$ , [m]), la extensión horizontal ( $L_{\text{h}}$ , [km]), la extensión vertical ( $L_{\text{v}}$ , [m]) y la distancia entre la profundidad máxima del frente detectado y la profundidad de la capa de mezcla ( $Z_{\text{pcm}}$ , [m]).

Otros parámetros a utilizar en este estudio serán la profundidad [m] de la oxiclina, de la termoclina y de la piconclina que se obtendrán a partir de las variables independientes oxígeno [ $\mu\text{molkg}^{-1}$ ], temperatura [ $^{\circ}\text{C}$ ] y densidad [ $\text{kgm}^{-3}$ ].

### III.4. RECOLECCIÓN DE DATOS

#### III.4.1. Datos glider

Los datos *in-situ* son registros proporcionados por despliegues de planeadores submarinos (glider). Se recolectaron datos de 15 despliegues glider entre fuentes internacionales y nacionales que se realizaron frente al centro, norte y sur de la costa del Perú (Tabla 2).

Los datos recolectados se clasifican en 8 despliegues glider Alemanes durante el verano del año 2013 (Fig. 16-a)), 4 despliegues glider Franceses entre los años 2008, 2010, 2015 y 2016 (Fig. 16-b-i, ii)), y 3 despliegues Peruanos entre los años 2018 y 2019 (Fig. 16-c)).

**Tabla 2**

*Cantidad total de despliegues submarinos glider colectados de fuentes nacionales e internacionales.*

Despliegues	Dominio Temporal	Perfiles	Max. Profundidad (m)	dx (km)	
<b>Despliegues Alemanes (2013)</b>	#1	07 de Enero – 25 de Enero	1168	305	0.2
	#2	27 de Enero – 28 de Febrero	1752	458	0.6
	#3	18 de Enero – 27 de Febrero	3748	200	0.2
	#4	07 de Enero – 01 de Marzo	4274	202	0.3
	#5	24 de Enero – 18 de Febrero	1042	742	0.5
	#6	15 de Enero – 25 de Enero	480	453	0.3

	#7	17 de Enero – 26 de Marzo	2702	307	0.3
	#8	16 de Enero – 26 de Febrero	1746	606	0.7
<b>Despliegues Franceses</b>	#9	15 de Marzo – 11 de Mayo del 2016	2506	989	0.4
	#10	10 de Abril – 22 de Mayo del 2010	658	1000	0.7
	#11	03 de Octubre – 24 de Noviembre del 2008	2027	200	0.5
	#12	04 de Noviembre – 17 de Diciembre del 2015	3610	200	0.2
<b>Despliegues Peruanos</b>	#13	08 de Febrero – 28 de Febrero del 2018	1014	617	0.4
	#14	19 de Junio – 08 de Julio del 2019	1030	806	0.5
	#15	16 de Agosto – 06 de Setiembre del 2019	662	506	0.5

**Nota:** Esta tabla muestra el número de despliegue, el dominio temporal, la cantidad de perfiles, la profundidad máxima y dx=resolución horizontal promedio.

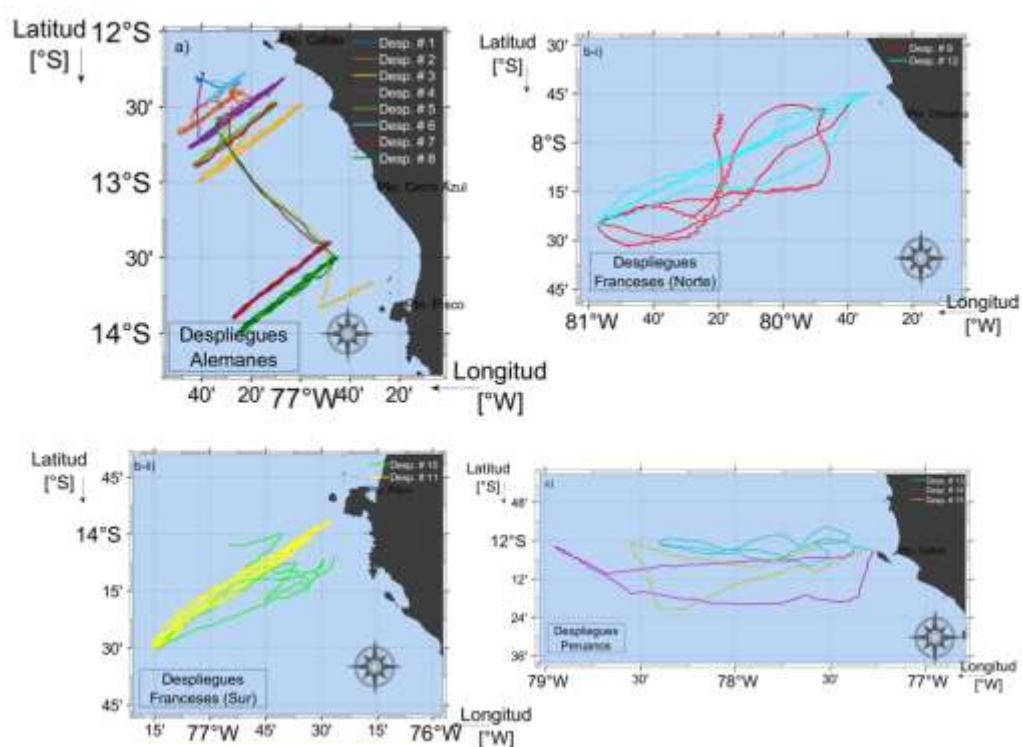




Figura 16. Despliegues glider. a) Alemanes, b-i) Franceses parte norte y b-ii) Franceses parte sur y c) Peruanos

Los datos se encuentran en archivos formato NetCDF (alemanes) y formato MATLAB (franceses y peruanos). Los datos se encuentran almacenados en forma de matrices (profundidad\*perfiles) y vectores en función del tiempo. Las variables disponibles son temperatura, salinidad, oxígeno, fluorescencia (proxy de clorofila), concentración de masa de materia orgánica disuelta coloreada (o cromóforo) en agua de mar (CDOM por sus siglas en inglés), velocidad de las corrientes integrada en la vertical (datos franceses), densidad, turbidez y presión con su respectiva información de latitud [ $^{\circ}$ S], longitud [ $^{\circ}$ W] y tiempo a una resolución horizontal que oscila entre  $\sim 200$  m a  $\sim 1.5$  km entre perfiles y en la vertical a una resolución de  $\sim 1$ m, el cual brinda datos oceanográficos a una alta resolución, permitiendo el estudio de los procesos a submesoescala. Los datos que se utilizaron en esta investigación son temperatura, salinidad, densidad potencial, oxígeno y clorofila (Fig. 17). La densidad potencial fue calculada utilizando la Ecuación termodinámica del agua de mar-2010 Matlab Toolbox Versión 3.04 (McDougall y Barker, 2011). Si bien los despliegues glider pueden llegar hasta 1000 m de profundidad (Tabla 2), en esta investigación nos centraremos en analizar la variabilidad de la parte superior del océano, es decir, hasta profundidades alrededor a la profundidad de la capa de mezcla (detalle del cálculo de la profundidad de la capa de mezcla en la sección III.5.2.).

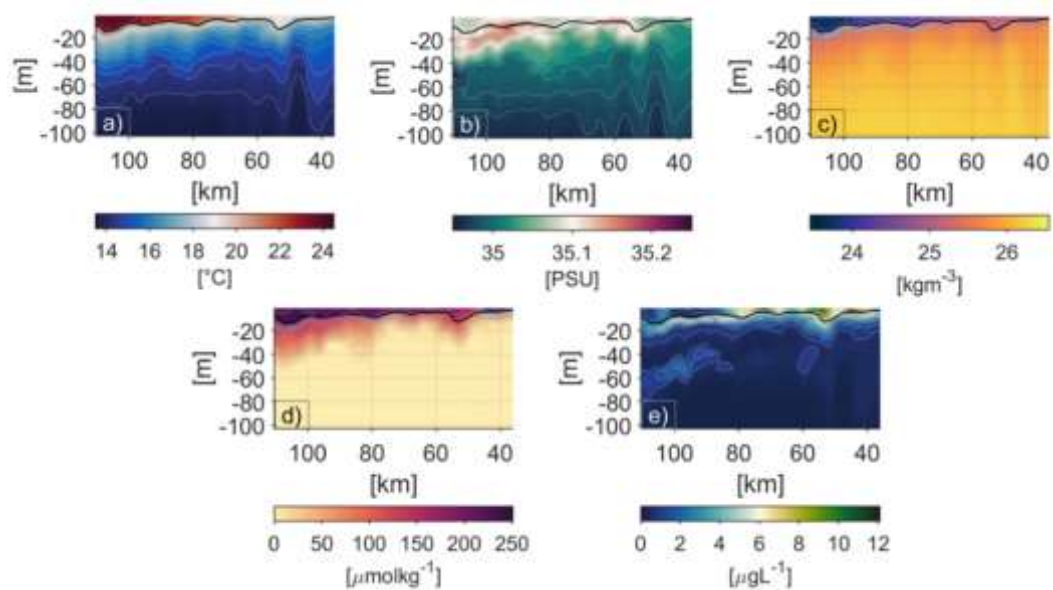


Figura 17. Variables de estudio (Transecto 1 del despliegue Alemán #5). a) Campo de temperatura [ $^{\circ}\text{C}$ ], b) Campo de salinidad [PSU], c) Campo de densidad potencial [ $\text{kgm}^{-3}$ ], d) campo de oxígeno [ $\mu\text{molkg}^{-1}$ ] y e) campo de clorofila [ $\mu\text{gL}^{-1}$ ]. La línea de contorno color negro corresponde a la profundidad de la capa de mezcla. Los contornos grises son las isolíneas de cada campo.

### III.4.2. Descripción de la simulación numérica y datos

En este estudio se utilizará resultados de una simulación del modelo numérico CROCO (<http://www.croco-ocean.org/>). CROCO es un modelo numérico hidrodinámico tridimensional basado en las ecuaciones primitivas de los movimientos en el océano. CROCO representa el estado del arte de las herramientas numéricas de modelamiento regional del océano y es construido en gran parte a partir del modelo ROMS (Shchepetkin y McWilliams, 2005) lo cual ha sido usado en muchos estudios del sistema de afloramiento costero de Perú (Penven et al. 2005, Echevin et al. 2008, Colas et al. 2008, Montes et al. 2010, Espinoza-Morriberon et al. 2017), y también en estudios de procesos dinámicos de mesoescala (Colas et al, 2012) y submesoescala (Capet et al, 2008a).

La simulación obtenida es una grilla con una resolución espacial de  $\sim 500$  m, con extensión desde  $\sim 6.5^\circ\text{S}$  hasta  $\sim 16^\circ\text{S}$  y desde la costa hasta  $\sim 590$  km en alta mar, y 42 niveles sigma  $\sigma$  en la vertical. Esta grilla es anidada en un dominio más amplio a  $\sim 2.2$  km de resolución horizontal, lo cual ha sido usado en otros proyectos (por ejemplo, la tesis de doctorado de C. Arellano, y las tesis de maestría de R. Soto Rivera y J. Flores Valiente; Flores-Valiente et al. 2019). El anidamiento se hace "offline", es decir que la simulación en el dominio 2.2 km se usa como forzantes de las fronteras abiertas del dominio 500 m siguiendo el método de Mason et al. (2010). La simulación a 500 m tiene dos años, y el primer año se considera como spin-up (el estado inicial del dominio a 500 m se obtiene a partir de la simulación a 2.2 km por la cual se hizo un spin-up de 3 años). Los forzantes son climatológicos mensuales: SCOW para el viento (Risien y Chelton, 2008), COADS para los flujos de calor (Da Silva et al. 1994). Las fronteras abiertas vienen de una climatología mensual de una simulación climatológica a 7.5 km de 10 años (ver Colas et al. 2012, 2013). Los datos de salida (outputs) son almacenados en archivos NetCDF (Tabla 3) con variables disponibles de temperatura, salinidad y la densidad potencial (Fig. 18), ésta última fue calculada a partir de la temperatura, salinidad y de la profundidad del modelo.

En el presente trabajo se usan salidas del modelo para ilustración de manera cualitativa y general de las posibles diferencias estacionales. No se trata de realizar un trabajo cuantitativo detallado con los outputs del modelo. Por eso que se eligió solamente un mes en cada estación que consideramos como meses representativos de condiciones distintas (con 3 meses entre cada uno). De la misma manera,

consideramos 12 trayectos (24 en total, Tabla 5 y no más) para hacer esta comparación cualitativa.

**Tabla 3**

*Datos disponibles de la simulación numérica a partir de forzantes climatológicos.*

	<b>Nombre de archivo</b>	<b>Fecha</b>
#1	TS_unpr.0646.nc	5 Febrero
#2	TS_unpr.0656.nc	15 Febrero
#3	TS_unpr.0666.nc	25 Febrero
#4	TS_unpr.0826.nc	5 Mayo
#5	TS_unpr.0636.nc	15 Mayo
#6	TS_unpr.0646.nc	25 Mayo
#7	TS_unpr.1010.nc	5 Agosto
#8	TS_unpr.1020.nc	15 Agosto
#9	TS_unpr.1030.nc	25 Agosto
#10	TS_unpr.0466.nc	5 Noviembre
#11	TS_unpr.0476.nc	15 Noviembre
#12	TS_unpr.0486.nc	25 Noviembre

**Nota:** Las salidas (outputs) son “snapshots” de temperatura [°C] y salinidad [PSU].

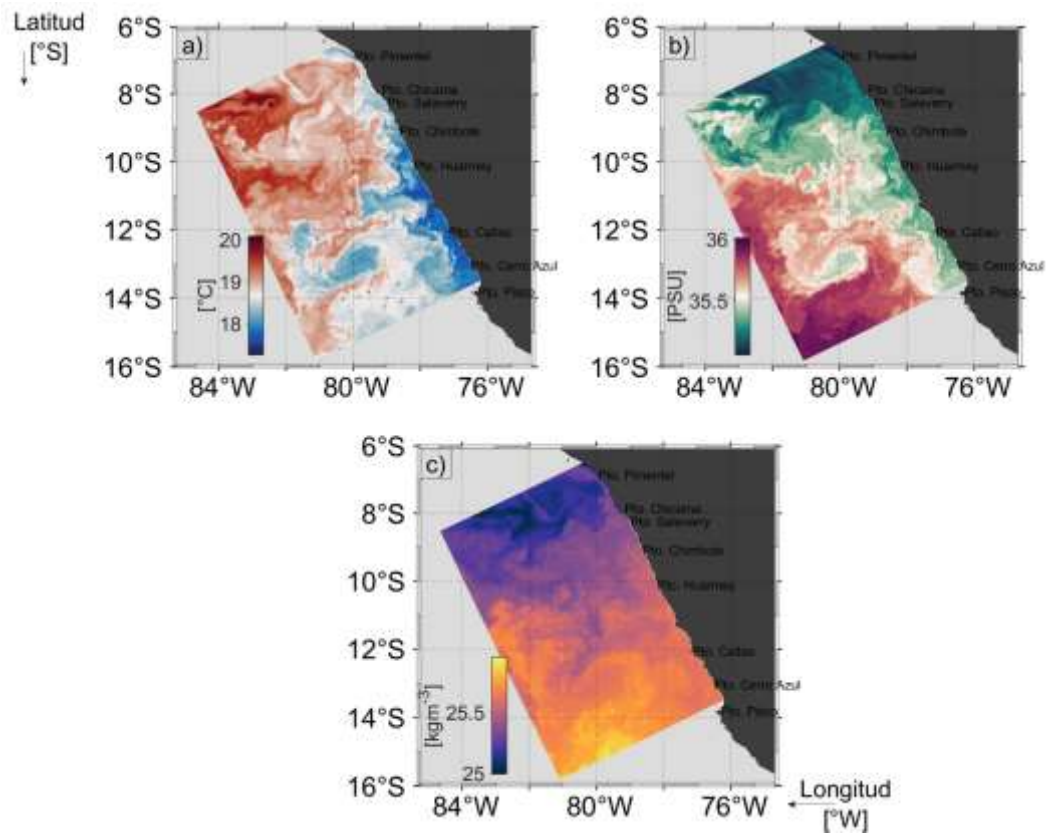


Figura 18. Salidas (outputs) de la simulación numérica (25 de agosto). a) Temperatura [°C], b) salinidad [PSU] y la c) densidad potencial [kgm<sup>-3</sup>].

## III.5. PROCEDIMIENTO Y TÉCNICAS

### III.5.1. Procesamiento de los datos glider y datos (outputs) de la simulación numérica

El procesamiento de los datos glider y las salidas de la simulación numérica se realizó en la plataforma Matlab y se usó las librerías `m_map` (Pawlowicz, R., 2020) y `Seawater-2010 Matlab Toolbox Version 3.04` (McDougall and Barker., 2011). La librería `m_map` se utilizó para realizar los mapas superficiales y la librería `seawater` para calcular la densidad potencial a partir de los datos de temperatura, salinidad y presión de los datos *in situ* recolectados por los despliegues glider.

Los despliegues glider en su recorrido desde la costa hacia alta mar pueden realizar varias secciones verticales perpendiculares a la costa (idas y vueltas alrededor de una recta casi perpendicular a la costa (Fig. 15 y 16)). Debido a que los datos se guardan continuamente en el tiempo, tenemos todos los transectos acumulados en un solo archivo, para nuestro análisis fue necesario la separación de cada transecto de cada despliegue en subarchivos. Para ello, se calculó el punto de inflexión en la serie de tiempo de longitud [ $^{\circ}$ W] para poder identificar los transectos de cada despliegue para luego separarlos en subarchivos. Cada par de puntos de inflexión representan una sección vertical (o transecto) (Fig. 19-b)). En esta etapa se descartó los transectos que no tuvieron un buen comportamiento en su recorrido por ejemplo en la figura 19-a) el tramo que se encuentra entre las fechas 25 de febrero y 7 de marzo presenta desviación con respecto a la costa. Transectos con tipo de comportamiento en su trayectoria altamente desviado o paralelo a la costa no se tomarán en cuenta para nuestro análisis.

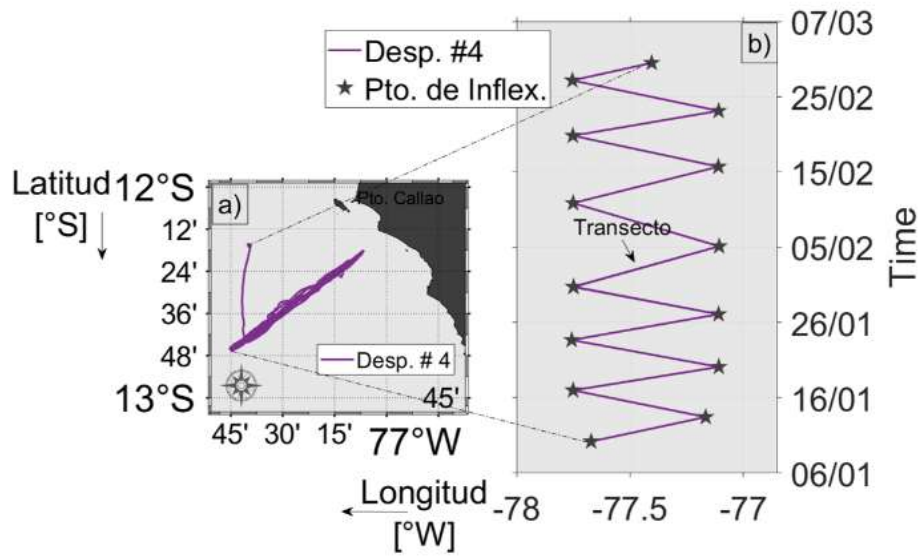


Figura 19. Despliegue glider #4. a) Mapa del recorrido total, eje-x longitud [°W] eje-y latitud [°S]. b) Serie de tiempo del recorrido total. Eje-x longitud [°W], eje-y tiempo en días. Las estrellas grises oscuras en b) representan los puntos de inflexión. Cada par de estrellas completan una sección vertical.

Identificado los transectos, como era de esperarse, éstos no seguían una línea perpendicular perfecta a la costa, lo cual podría generar errores a la hora de hacer los cálculos. Por tanto, se procedió a proyectar las coordenadas en rectas perpendiculares a la costa para corregir las desviaciones (Fig. 20 y 21).

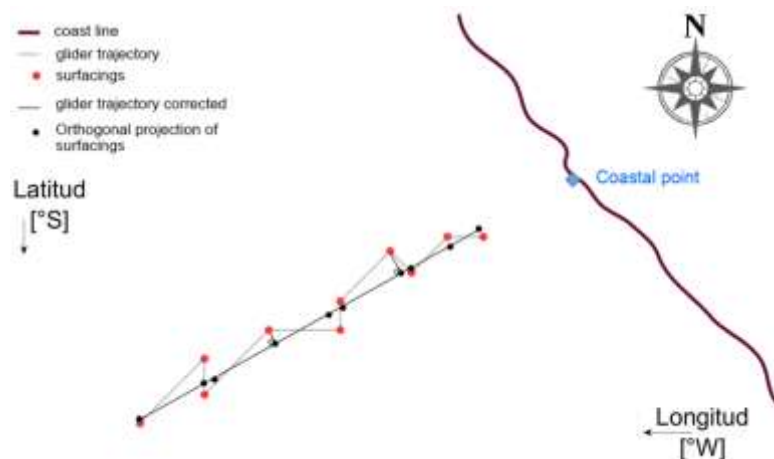


Figura 20. Esquema de proyección ortogonal para corregir las desviaciones de la trayectoria recorrida por el glider.

Las nuevas coordenadas proyectadas se calcularon a partir de los datos de longitud y latitud.

$$\text{lon}_p = \frac{\left(\frac{\text{lat} + \text{lon}}{m - b}\right)}{\left(\frac{m + 1}{m}\right)}$$

$$\text{lat}_p = m \times \text{lon}_p + b$$

$$m = \frac{\text{min}(\text{lat}) - \text{max}(\text{lat})}{\text{min}(\text{lon}) - \text{max}(\text{lon})}$$

$$b = \text{max}(\text{lat}) - m \times \text{max}(\text{lon})$$

Donde:  $\text{lon}_p$  y  $\text{lat}_p$  son las nuevas coordenadas proyectadas,  $\text{lon}$  y  $\text{lat}$  son las coordenadas iniciales,  $m$  es la pendiente de la recta y  $b$  es el intercepto con el eje de las ordenadas.

Calculada las coordenadas proyectadas, se realizó una interpolación lineal de las demás variables (temperatura, salinidad, densidad, etc.) para obtener los nuevos datos proyectados sobre las nuevas coordenadas. (Fig. 21-c)).

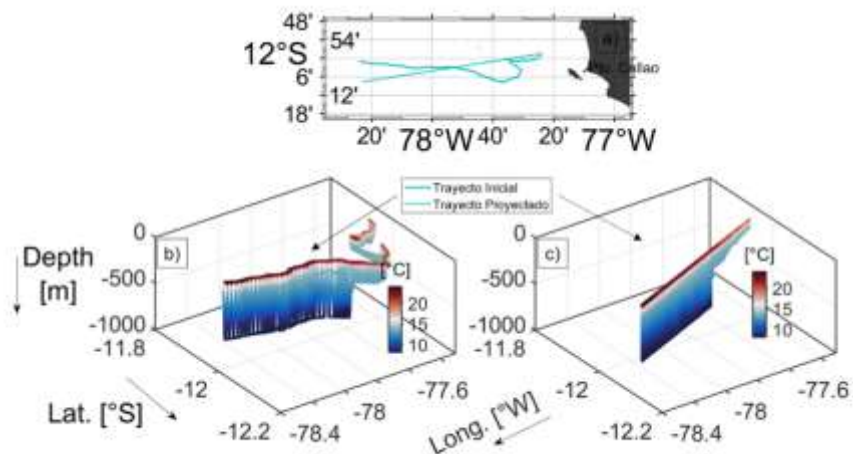


Figura 21. Proyección de los datos glider sobre una recta perpendicular a la costa (vista 3D). a) Mapa de la trayectoria de un transecto del despliegue #13 (Tabla 2). Línea del recorrido *in-situ*. Línea discontinua son las



coordenadas proyectadas. b) Transecto del campo de temperatura [°C] *in-situ*. c) Transecto del campo de temperatura [°C] en las nuevas coordenadas proyectadas.

Para tener una grilla con una resolución constante se procedió a interpolar los datos cada 0.5 km en la horizontal y 0.5m en la vertical. Para ello primero se calculó la matriz de distancia con respecto a la costa [km] a partir de las matrices de longitud y latitud proyectadas y la función `sw_dist` del paquete `seawater` en MATLAB. Teniendo la matriz de distancias con respecto a la costa y la matriz de profundidad proyectada (calculada a partir de la proyección de la matriz de profundidad *in-situ*) se calculó la grilla con resolución  $dx=0.5$  [km] y  $dz=0.5$ m para todas las variables en estudio.

En este estudio se consideró los transectos que completaron hasta un 80% de su recorrido. Este filtro consistió en descartar los transectos que no llegaban a completar hasta un 80% de la trayectoria del máximo recorrido por un transecto del despliegue glider. Es decir, si un despliegue consistía en 8 transectos y el máximo recorrido por uno de estos despliegues es de 100km, para que no se descarten los otros transectos, éstos deben llegar a cubrir un recorrido mínimo de 80km. En la tabla 4 se muestra la cantidad de transectos por despliegue que se consideró para este estudio.

**Tabla 4**

*Cantidad de transectos por despliegue glider*

<b>Temporada</b>	<b>Número de Despliegue</b>	<b>Cantidad de transectos</b>	<b>Dominio espacial [km]</b>
Verano (2013)	#2	3 - parte centro (~frente al pto. Callao Fig. 18-a))	46 – 101.5
	#3	5 - parte centro (~frente al pto. Callao Fig. 18-a))	23.5 – 117.5 40 – 80.5

		5 - parte sur (~frente al pto. Cerro azul. Fig. 18-a))	
	#4	12 - parte centro (~frente al pto. Callao Fig. 18-a))	15.5 – 101.5
	#5	7 - parte centro (~frente al pto. Callao Fig. 18-a))	35.5 – 112
	#6	3 - parte centro (~frente al pto. Callao Fig. 18-a))	35.5 – 68
	#7	1 - parte centro (~frente al pto. Callao Fig. 18-a)) 6 - parte sur (~frente al pto. Cerro azul. Fig. 18-a))	35 – 111 52 – 142.5
	#8	8 - parte sur (~frente al pto. Cerro azul. Fig. 18-a))	54.5 – 145
Otoño (2016, 2010)	#9	3 - parte norte (~frente al pto. Chicama fig. 18 – b-i))	25.5 – 186
	#10	3 - parte sur (~frente al pto. Pisco fig. 18 – b-ii))	20 – 116.5
Primavera (2008, 2015)	#11	9 - parte sur (~frente al pto. Pisco fig. 18 – b-ii))	8 – 114
	#12	4 - parte norte (~frente al pto. Chicama fig. 18 – b-i))	15 – 185.5
Verano (2018)	#13	3 - parte centro (~frente al pto. Callao Fig. 18-a))	17.5 – 137
Invierno (2019)	#14	2 - parte centro (~frente al pto. Callao Fig. 18-a))	15 – 196.5
	#15	2 - parte centro (~frente al pto. Callao Fig. 18-a))	24.5 – 153
Total			76

*Nota:* El despliegue 1 se descartó del análisis debido a las restricciones indicadas anteriormente. Esta tabla muestra el número de despliegue, la cantidad de transectos y el dominio espacial [km].

Para extraer secciones verticales de las salidas de la simulación numérica se buscó zonas las cuales estén alrededor o en las mismas coordenadas (longitud y latitud) donde se realizaron los despliegues glider. En este caso se obtuvo secciones verticales de la zona centro (frente al Pto. Callao) y norte (frente al Pto. Chicama) donde fueron desplegados los glider alemanes, peruanos y franceses (Fig. 22-a, b y c)).

Similarmente cada sección vertical extraída de las salidas del modelo fue corregida mediante proyección ortogonal. La grilla en la componente horizontal se interpoló igual a la grilla de las secciones verticales de los datos glider ( $dx=0.5\text{km}$ ) y su dominio fue desde 20 hasta 200km en alta mar. Como el modelo fue simulado para una salida con 42 niveles sigma en la vertical se tuvo que cambiar el tipo de resolución en la vertical. Como nuestro análisis consiste mayormente en la parte superior del océano, estos 42 sigmas verticales fueron suficientes para poder realizar la interpolación a una grilla de 1m de resolución en la vertical ( $dz=1\text{m}$ ). En este caso el dominio espacial fue desde 0 hasta 200m en profundidad. En total se obtuvo 12 transectos para la parte centro y 12 transectos para la parte norte (24 en total) (Tabla 5).

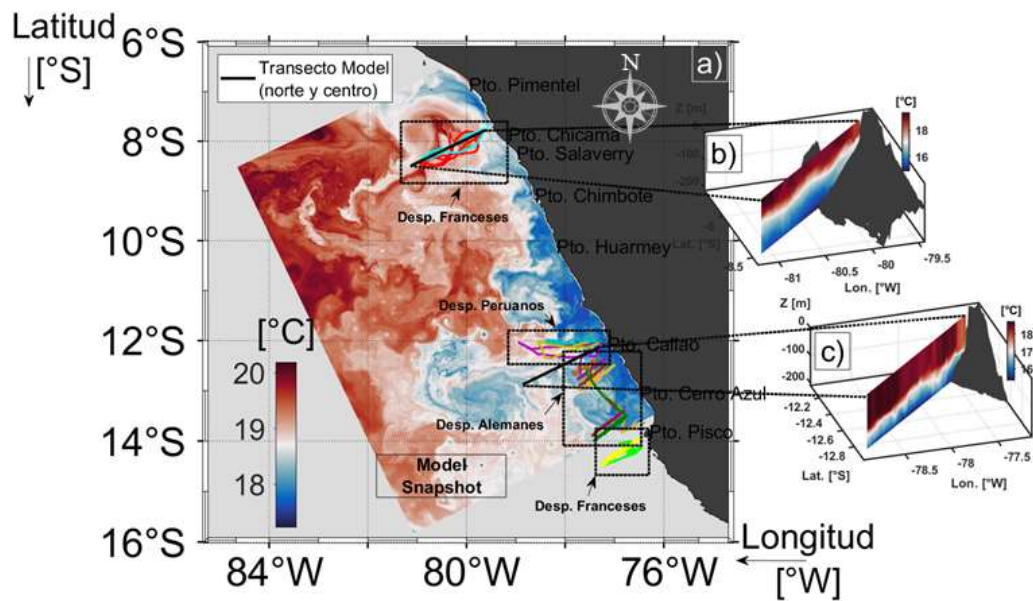


Figura 22. a) Ubicación de los transectos del modelo (norte y centro) indicado por la línea recta negra perpendicular a la costa frente al Pto. Chicama y Pto. Callao respectivamente. b) Sección vertical extraída del modelo parte norte. c) Sección vertical extraída del modelo parte centro. La salida del modelo (model snapshot) corresponde al campo de temperatura [°C] del 15 Agosto (tabla 3).

**Tabla 5**

*Cantidad de transectos obtenidos de los datos de la simulación numérica*

Nombre de archivo	Fecha (Dominio temporal)	Cantidad de transectos (zona norte + zona centro)
TS_unpr.0646.nc	5 Febrero	2
TS_unpr.0656.nc	15 Febrero Verano	2
TS_unpr.0666.nc	25 Febrero	2
TS_unpr.0826.nc	5 Mayo	2
TS_unpr.0636.nc	15 Mayo Otoño	2
TS_unpr.0646.nc	25 Mayo	2
TS_unpr.1010.nc	5 Agosto Invierno	2

TS_unpr.1020.nc	15 Agosto		2
TS_unpr.1030.nc	25 Agosto		2
TS_unpr.0466.nc	5 Noviembre		2
TS_unpr.0476.nc	15 Noviembre	Primavera	2
TS_unpr.0486.nc	25 Noviembre		2
Total			24

*Nota:* Estos datos en combinación con los datos glider permitirán completar el análisis estacional de las estructuras físicas de submesoescala. La zona centro y norte se encuentra a  $\sim 12.5^\circ\text{S}$  y  $\sim 8.1^\circ\text{S}$  respectivamente.

Por último, tanto en las secciones verticales glider y en las secciones extraídas de las salidas del modelo se realizó un filtro mediante promedios móviles gaussiano en una ventana de 3km en la horizontal y 5 metros en la vertical (mayor detalle en la sección III.5.2).

Para el análisis de las condiciones oceanográficas se promedió los transectos de las matrices del campo de temperatura, salinidad, oxígeno y clorofila por zonas (transectos calculados de despliegues realizados en la parte norte, centro y sur) y temporadas (verano, otoño, invierno y primavera). Luego, para caracterizar las masas de agua (procesos de mesoescala  $\mathcal{O}(\sim 10 - \sim 100\text{km})$ ), a la matriz promedio resultante de cada campo se realizó un filtro de promedio móviles gaussiano en una ventana de 10km en la horizontal y 10m en la vertical para filtrar la variabilidad de pequeña escala. Adicionalmente, para las masas de agua se realizó diagramas de temperatura y salinidad (diagramas T-S).

### III.5.2. Detección de frentes oceánicos y cálculo de sus características

De acuerdo con las secciones descritas anteriormente (marco teórico). La variabilidad de submesoescala está fuertemente relacionada con los frentes oceánicos. Los frentes oceánicos se ubican en la parte superior del océano y comúnmente son zonas de fuertes gradientes de densidad (así como también de otras variables oceánicas, tales como, temperatura, salinidad, etc.). Si bien, estas estructuras físicas son tridimensionales, las observaciones glider, que son de alta resolución, capturan cortes bidimensionales de la circulación en tres dimensiones las cuales son capaces de revelar los procesos de mezcla y transporte (Zhang et al., 2015; Testor et al., 2019). Debido a que los frentes oceánicos pueden ser confundidos por procesos de pequeña escala, como por ejemplo, ondas internas y movimientos inerciales, se realizó un filtro a las variables de estudio mediante promedios móviles gaussiano en una ventana de 3km en la horizontal y 5 metros en la vertical.

Para la detección de los frentes oceánicos se analizó la variabilidad del campo del gradiente de densidad potencial [ $\text{kgm}^{-3}\text{km}^{-1}$ ] hasta una profundidad de 15m por debajo de la profundidad máxima de la capa mezcla (Fig. 23-a)). La profundidad de la capa de mezcla se estimó a partir de cada perfil de temperatura como la profundidad interpolada linealmente en la que  $T = T_0 - 0.8^\circ\text{C}$  (Kara et al., 2000). ( $T$ : temperatura,  $T_0$ : temperatura superficial de referencia)

Todos los gradientes por encima de este límite (15m por debajo de la profundidad máxima de la capa de mezcla) fueron analizados. Para capturar los gradientes de alta intensidad, y por ende, zonas de cambio abrupto de densidad más intensas, a partir de los gradientes de densidad acotados por el límite asociado a la

capa de mezcla, se definió dos umbrales correspondientes al percentil 5<sup>th</sup> (gradientes negativos) y al percentil 95<sup>th</sup> (gradientes positivos) (Powell y Ohman, 2014). Las zonas frontales se definieron como aquellos gradientes que son menores al umbral ubicado a 5<sup>th</sup> o mayores al umbral ubicado a 95<sup>th</sup> (Fig. 23-b)).

$$ZF = \frac{\partial \rho}{\partial x} > \text{umb}_{95^{\text{th}}} \mid \frac{\partial \rho}{\partial x} < \text{umb}_{5^{\text{th}}} \quad (3.1)$$

Dónde: ZF zona frontal [ $\text{kgm}^{-3}\text{km}^{-1}$ ],  $\frac{\partial \rho}{\partial x}$  gradiente de densidad potencial [ $\text{kgm}^{-3}\text{km}^{-1}$ ] y los umbrales  $\text{umb}$  [ $\text{kgm}^{-3}\text{km}^{-1}$ ] para los percentiles 5<sup>th</sup> y 95<sup>th</sup>.

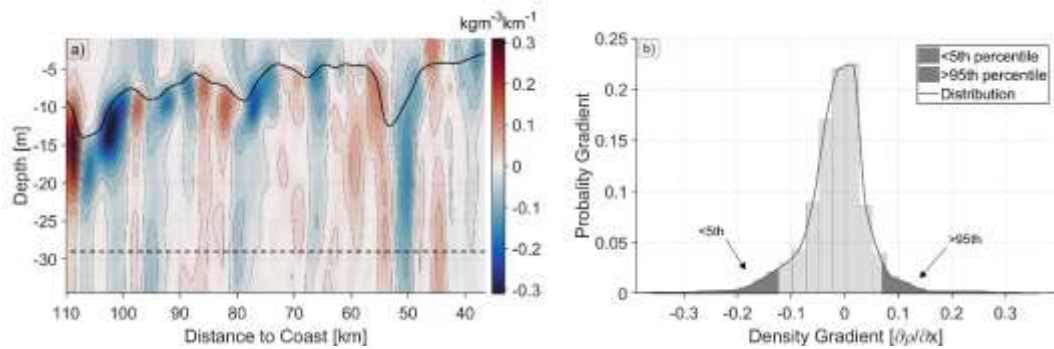


Figura 23. Límite de profundidad de la columna de agua y límites umbrales para la detección de zonas frontales  
a) Campo de gradiente de densidad [ $\text{kgm}^{-3}\text{km}^{-1}$ ] (despliegue #3 – transecto 1 parte centro, Tabla 4). Línea continua negra es la profundidad de la capa de mezcla (calculada a partir de la metodología de Kara et al., (2000)). La línea punteada negra representa el límite definido para el estudio de los frentes oceánicos y es igual a la profundidad máxima de la capa de mezcla menos 15 metros. b) PDF (Probability Density Function) del gradiente de densidad [ $\text{kgm}^{-3}\text{km}^{-1}$ ] de todos los transectos (5 en total) del despliegue #3, parte centro, Tabla 4). Las áreas grises oscuras son los gradientes de densidad menores al 5<sup>th</sup> y mayor al 95<sup>th</sup> percentil respectivamente.

La definición de la zona frontal (ZF) de acuerdo con la ecuación 3.1 conduce a puntos consecutivos en su detección (Fig. 24-a)). En este estudio definimos al frente oceánico (FO) como el punto de máximo (conjunto de puntos con gradiente positivo) o mínimo (conjunto de puntos con gradiente negativo) gradiente con

extensión vertical y horizontal calculado a partir del conjunto de puntos de la ZF. El punto central con gradiente máximo o mínimo fue calculado a partir del conjunto de puntos de la ZF (Fig. 24-b)). Cada conjunto de puntos de la ZF consta de coordenadas verticales (profundidad) y horizontales (distancia a la costa). En la coordenada vertical se restó el punto de mínima profundidad menos el punto de máxima profundidad, y en la coordenada horizontal se restó el punto de máxima distancia a la costa menos el punto de mínima distancia a la costa. Este cálculo nos permite determinar la extensión vertical y horizontal del FO (figura 24-c).

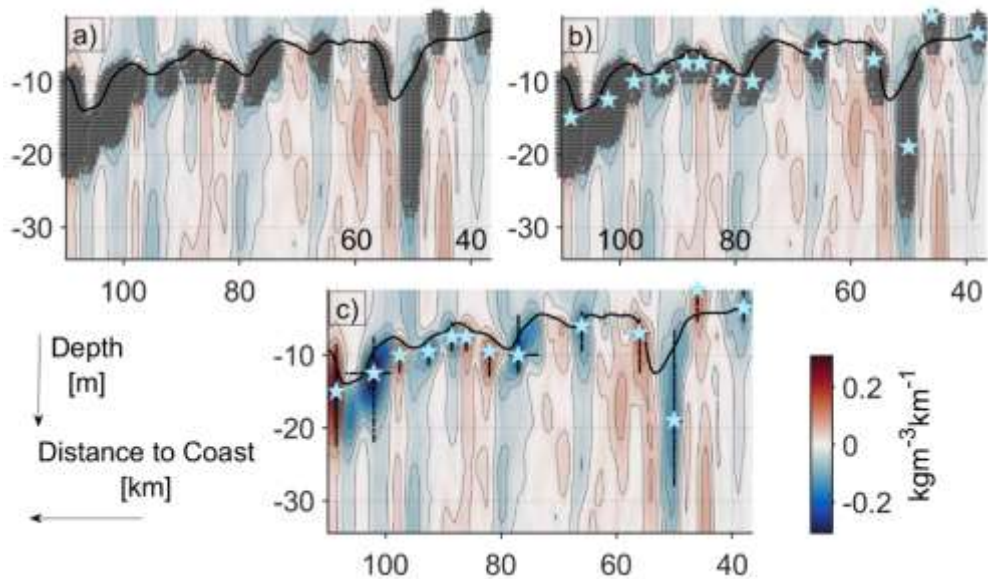


Figura 24. Ejemplo del cálculo del FO en el campo de gradiente de densidad [ $\text{kgm}^{-3}\text{km}^{-1}$ ] (despliegue #3, transecto 1 parte centro, Tabla 4). a) ZFs detectadas indicadas por las estrellas grises. b) Puntos de máximo (o mínimo) gradiente indicado por las estrellas celestes. c) FOs detectados indicados por las estrellas celestes, con su extensión vertical y horizontal indicados por las líneas punteadas negras. La isolínea de contorno negro en a), b) y c) es la profundidad de la capa de mezcla.

Cabe señalar que el cálculo de los límites umbrales para las ZFs se realizó por cada zona y temporada del mismo año, es decir, si se tiene más de un despliegue en una zona y pertenecen a la mismo año (p. ej. despliegues alemanes de la parte



centro en verano 2013, Tabla 3) se juntan todos gradientes de densidad de los transectos de todos los despliegues y se calcula los límites umbrales. El cálculo del FO se realizó por cada transecto. Es decir, se usaron los umbrales calculados (2 en total, 5th y 95th percentil) por el conjunto total de transectos (de cada zona y temporada de la misma fecha) para calcular los FOs de cada transecto (Fig. 23). En verano, la capa de mezcla es somera y relativamente estratificada a diferencia de invierno, en la cual, la mezcla vertical y la profundización de la capa de mezcla es mayor. Estas diferencias de temporadas conducen a valores grandes del gradiente de densidad para verano en comparación con invierno. Los despliegues se realizaron en distintas zonas y en distintas fechas, por lo que, si se junta los gradientes de distintas temporadas y de distintas zonas para la determinación de los umbrales conduciría a una falla en la detección de algunos FOs por transecto debido a la diferencia notable de las condiciones oceánicas de cada despliegue (mayor detalle en la sección IV.2).

Calculados los FOs por zonas y temporadas se procedió a analizar sus características a partir de la función de densidad de probabilidad (PDF, por sus siglas en inglés (Probability Density Function)). Las características analizadas son la  $D_{\text{coast}}$ ,  $Z_{\text{prof}}$ ,  $L_h$ ,  $L_v$  y  $Z_{\text{pcm}}$ . (Fig. 25 – b)).

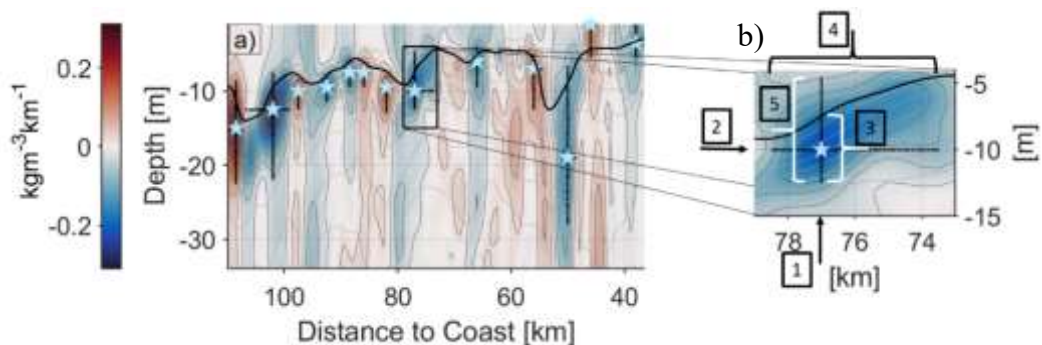


Figura 25. Características del FO (despliegue #3-transecto 1 parte centro, Tabla 4). a) Campo de gradiente de densidad [ $\text{kgm}^{-3}\text{km}^{-1}$ ]. FOs detectados y su extensión vertical y horizontal se muestran en estrellas celestes y líneas discontinuas negras respectivamente. Las líneas de contorno gris claro y oscuro corresponden a las isolíneas de densidad y a las isolíneas del gradiente de densidad respectivamente y la profundidad de la capa de mezcla en contorno negro. b) Características del FO. [1]-D\_coast [km], [2]-Z\_prof [m], [3] - Z\_pcm [m], [4] - L\_h [km] y [5] - L\_v [m].

Para la caracterización de una PDF de D\_coast, la cantidad de FOs encontrados se normalizó mediante la división de la cantidad de transectos, obteniendo así la cantidad de frentes detectados por transecto con respecto a la costa. Para una PDF de Z\_prof se realizó el mismo procedimiento, se dividió la cantidad de FOs detectados por la cantidad de transectos obteniendo así la cantidad de FOs detectados en profundidad por transecto. Para comparar el rango de profundidad más probable resultante del PDF de Z\_prof con la PCM, se promedió la PCM de la cantidad total de transectos por despliegue y se comparó ambas profundidades. Para el PDF de Z\_pcm, se tomó como punto de referencia a la PCM (se posicionó a 0m). En este caso valores negativos del PDF de Z\_pcm corresponden a profundidades del FO que se encuentra debajo de la PCM y valores positivos, a profundidades del FO que se encuentran arriba de la PCM. Por último, se calculó el PDF de L\_h y L\_v del FO. Para la normalización de las tres últimas características (Z\_pcm, L\_h y L\_v) se dividió cada rango de frecuencias (p ej., la cantidad de frentes que tienen una L\_v entre 0-1m) entre el total de frecuencias (es decir, la suma de la cantidad de frentes que tienen una L\_v entre 0-1m, 1-2m, 2-3m,...). El análisis de las 5 características se realizó por zona (norte, centro y sur) y por temporada del mismo año (verano, otoño, invierno y primavera). Aquí se analiza las características del FO de todos los transectos en un PDF (5 PDFs en total por cada zona y temporada del mismo año). Este análisis corresponde al análisis de la variabilidad espacial de las estructuras físicas de submesoescala.

Para la comparación de la cantidad de frentes detectados por temporadas, es decir, comparación entre la cantidad de frentes entre verano, otoño, invierno y primavera, se utilizó los datos simulados extraídos de la parte centro y norte (12 transectos por cada zona, Tabla 5) con el objetivo de completar el análisis de la variabilidad estacionalidad. Así mismo, se calculó la cantidad de FO con respecto a la costa de todos los periodos (tres transectos por cada temporada de verano, otoño, invierno y primavera) y se dividió en 4 zonas: 0 - 50km, 50 - 100km, 100 - 150km, 150 - 200km, las cuales corresponden a zona costera, zona costera y transición, transición y zona oceánica.

Tanto en el análisis de la característica del frente (variabilidad espacial) como en el análisis de la variabilidad estacional, para verificar si hay diferencias significativas en la intensidad del gradiente de densidad se realizó pruebas estadísticas, tales como, la prueba de Mann Whitney U y la prueba binomial con corrección de Bonferroni para múltiples comparaciones (Powell y Ohman, 2014).

Adicionalmente, para verificar la estacionalidad de las estructuras físicas cualitativamente, se realizó el cálculo del gradiente de temperatura en superficie a partir del campo de temperatura de las salidas de la simulación numérica para las cuatro temporadas (verano, otoño, invierno y primavera) a partir de la siguiente ecuación:

$$\xi = \left( \left( \frac{\partial T}{\partial x} \right)^2 + \left( \frac{\partial T}{\partial y} \right)^2 \right)^{\frac{1}{2}}$$

Dónde:  $\xi$  es el módulo del gradiente de temperatura [ $^{\circ}\text{C m}^{-1}$ ]. T es la temperatura [ $^{\circ}\text{C}$ ].

### III.5.3. Validación entre los datos glider y las salidas de la simulación numérica

Para la validación de los datos simulados con los datos *in situ*. Se realizó comparaciones de los datos de temperatura y salinidad mediante inspección gráfica y correlaciones y cálculos mediante regresión lineal simple entre los datos simulados y datos glider. En cada correlación se calculó el coeficiente de correlación de Pearson (en general se calculó este coeficiente para todos los análisis de correlación).

$$\sigma_{(A,B)} = \frac{\text{cov}(A, B)}{\sigma_A \sigma_B}$$

Dónde:  $\text{cov}(A,B)$  es la covarianza entre A y B.  $\sigma_A$  y  $\sigma_B$  es la desviación estándar. Este índice da como resultado un valor entre -1 y 1. El valor que buscamos es el que está cercano o igual 1 o -1 lo que nos indicaría una buena relación lineal entre los datos A y B analizados.

También se comparó la distribución de los valores del gradiente de densidad para cada temporada (verano, otoño, invierno y primavera) y se comparó las características de las zonas frontales (Fig. 26) encontradas en el campo del gradiente de densidad de los transectos glider y simulados.

Cabe mencionar que para la comparación entre datos *in situ* y simulados se realizó interpolación para tener la misma resolución de la grilla y se acotó el dominio espacial (horizontal y vertical) para el análisis de la validación.

### III.5.4. Cálculo de isolíneas de temperatura, densidad y de oxígeno cercanos a la termoclina, picnoclina y oxiclina

Las clinas son zonas en la columna de agua donde hay un cambio súbito de las variables en estudio (temperatura, densidad y oxígeno) (Boyer et al., 2007). En estas zonas las isolíneas (de temperatura, densidad u oxígeno) se comprimen

considerablemente (la distancia entre las isolíneas del campo se hace mínima) resultando en fuertes gradientes verticales. Por tanto, siguiendo las características de estas zonas, se calculó las isolíneas de temperatura, densidad y oxígeno en las cuales el promedio de la distancia entre una isolínea de referencia y una anterior, y posterior es mínima.

Para hallar estas isolíneas de temperatura, densidad y oxígeno de cada transecto (o sección vertical) se calculó la profundidad de las isolíneas mediante intervalos de 0.05 [°C], 1 [ $\mu\text{mol kg}^{-1}$ ] y 0.01 [ $\text{kg m}^{-3}$ ] para los valores de temperatura, oxígeno y densidad respectivamente para comparar una cantidad considerable de isolíneas a través de la columna de agua. Se consideró las isolíneas que completaron todo el dominio del transecto. Se calculó las distancias entre estas isolíneas a través de la columna de agua entre una isolínea en la posición “i” y una posterior “i+1” y anterior “i-1”. Se promedió éstas dos distancias sobre todo el transecto y se almacenó en un vector (el promedio de distancias entre una isolínea anterior y posterior con respecto a la isolínea “i”). Luego del cálculo de todos los promedios de distancias para cada isolínea ( $i=1, 2, 3, \dots, N$ , N: total de isolíneas), se consideró a la isolínea que se encuentra en una zona de máximo cambio de temperatura, densidad u oxígeno, aquella que tiene la mínima distancia promedio del total de distancias promedios almacenadas en el vector.

En el océano, por ejemplo la termoclina, no necesariamente sigue una isoterma debido a que la temperatura asociado a un máximo gradiente vertical puede variar de un perfil a otro. Pero, como las clinas (p. ej., termoclina, oxiclina o pycnoclina) ocupan una banda en la columna de agua por debajo de la capa de mezcla, se buscan las isolíneas ubicadas en la zona de cambio abrupto entre la capa

superficial mezclada y la capa interna, así, la isolínea resultante para cada transecto está en la zona del gradiente vertical más fuerte y, por lo tanto, es bien representativa de la separación entre la capa superficial mezclada y la capa interna (Fig. 26).

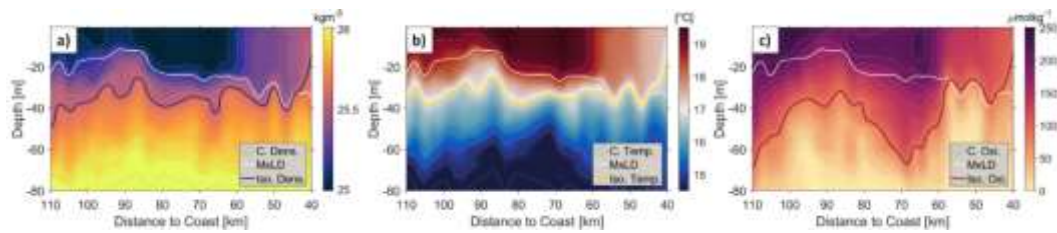


Figura 26. Cálculo de isolíneas en el campo de a) densidad, b) temperatura y c) oxígeno. Sección vertical del despliegue glider #10 transecto 3 (Tabla 4). La línea de contorno blanco indica la profundidad de la capa de mezcla. Los contornos grises las isolíneas del campo y las isolíneas de contorno azul, amarillo y rojo corresponden a las isolíneas de zonas del gradiente vertical más fuerte (clinas). Los gráficos son transectos de coordenadas distancia a la costa vs. profundidad.

### III.6. PLAN DE ANÁLISIS

Para el análisis de la variabilidad espacial, estacionalidad y el papel en la distribución, y cambio de concentración del oxígeno y la clorofila por los frentes oceánicos se estudia el campo de densidad, temperatura, oxígeno y clorofila en el SAP a partir de datos de despliegues glider y datos de una simulación numérica. Este estudio parte del análisis de las masas de agua para entender el entorno oceanográfico que fue capturado por los despliegues glider y las simulaciones numéricas, luego, se calcula los frentes de submesoescala y se analizan sus características físicas. El cálculo del PDF de las características de los frentes detectados por zonas y temporadas del mismo año permite analizar su variabilidad espacial y estacional (aunque de forma interanual). La validación de las características de los frentes entre datos glider y simulados permite la confiabilidad

de los resultados que se realizan a partir de los datos simulados y completar el análisis de la variabilidad estacional de los frentes oceánicos en el SAP. Luego, se calculan los gradientes de densidad, oxígeno y clorofila, las isolíneas cercanas alrededor del gradiente vertical más fuerte del campo (densidad, temperatura y oxígeno), las concentraciones de clorofila y oxígeno alrededor de los frentes detectados, y la correlación entre éstos parámetros para el análisis del papel que tienen los frentes oceánicos en la distribución del oxígeno y la clorofila y el posible cambio de sus concentraciones alrededor de estas zonas.

## IV. RESULTADOS

### IV.1. ENTORNO OCEANOGRÁFICO Y MASAS DE AGUA

Durante verano, otoño, invierno y primavera masas de agua superficiales y subsuperficiales fueron identificadas a lo largo de las secciones verticales de los despliegues glider y de las secciones verticales extraídas del campo de temperatura y salinidad de la simulación numérica.

En verano del 2013 alrededor de  $\sim 13^{\circ}\text{S}$  (Fig. 16 – a), despliegues glider alemanes), cercano a la superficie, las altas temperaturas con valores de  $\sim 22^{\circ}\text{C}$  se encontraron a  $\sim 140$  km en alta mar y decrecieron hacia a la costa hasta valores de  $\sim 17^{\circ}\text{C}$ . La profundidad de la capa de mezcla y la termoclina se encontraron muy cercanos a la superficie (Fig. 27 - #1-a)). La profundidad máxima de la termoclina fue alrededor de  $\sim 25\text{m}$  a  $\sim 140\text{km}$  y se encontraron altas salinidades con valores alrededor de  $\sim 35.2$  PSU. El máximo de salinidad se puede asociar con el Agua Subtropical Superficial (STSW por sus siglas en inglés “Subtropical Surface Water” (Fig. 27, 28, 29, 30 - #1, #2-b) y e)). Esta agua se caracteriza por altos valores de salinidad ( $>35$  PSU), altas temperaturas ( $>17^{\circ}\text{C}$ ), altas concentraciones de oxígeno disuelto y bajas concentraciones de nutrientes (Zuta and Guillén, 1970; Strub et al., 1998; Fiedler and Talley, 2006; Graco et al., 2007; Grados et al., 2018). Esta masa de agua originada en el flanco oriental del giro subtropical, cuya extensión va desde los  $6^{\circ}\text{S}$  de Perú hasta los  $24^{\circ}\text{S}$  de Chile (Silva et al., 2009), se encontró en la capa de mezcla y en la parte superior de la termoclina en alta mar (Fig. 28 - #1 – b)). Debajo de la termoclina, cercano a la plataforma, se encuentra el Agua Ecuatorial Subsuperficial (ESSW por sus siglas en inglés “Equatorial Subsurface Water” (Fig. 27, 28, 29, 30 - #1, #2-b) y e))) relativamente salada y con



concentraciones bajas de oxígeno (Fig. 27 #1 – b) y e)), es transportada hacia el sur por la PCUC (Montes et al., 2010; Chaigneau et al., 2013). Esta masa de agua caracterizada por concentraciones relativamente altas de salinidad ( $>34.9$  PSU), temperaturas ( $\geq 13^{\circ}\text{C}$ ) (Zuta and Guillén, 1970; Fiedler and Talley, 2006; Graco et al., 2007), bajas concentraciones de oxígeno disuelto y altas concentraciones de nutrientes (Zuta and Guillén, 1970; Silva et al., 2009), se considera la principal fuente de nutrientes que luego son transportadas hacia la superficie por el afloramiento en el SAP (Montes et al., 2010). La mezcla de la STSW pobre en nutrientes y la ESSW que aflora hacia la superficie da como resultado las denominadas Aguas Costeras Frías (CCW por sus siglas en inglés “Coastal Cold Water” (Fig. 27, 28, 29, 30 - #1, #2-b) y e))) (Zuta and Guillén, 1970; Graco et al., 2007; Grados et al., 2018). Debido a su origen la CCW no se considera estrictamente una masa de agua (Grados et al., 2018). La CCW se caracteriza por valores de salinidad de 34.8 - 35.1 PSU y temperaturas entre 14 - 18 °C (Igarza et al., 2019) y generalmente se encuentra asociada a concentraciones mejoradas de nutrientes y clorofila (Fig. 27, 28, 29 y 30 - d)) las cuales varían estacionalmente debido a los procesos de transporte y mezcla. En alta mar, en la base de la termoclina se encontró el Agua Intermedia del Pacífico Sur Oriental (ESPIW por sus siglas en inglés “Eastern South Pacific Intermediate Water” (Fig. 27 - #1, 28 - #2, 30 - #2, b) y e))) (Schneider et al., 2003) a ~90 m de profundidad (Fig. 27 - #1 – b)). La ESPIW, caracterizada por valores de salinidad entre 34.7 - 34.9 PSU y temperaturas entre 13 – 16 °C (Pietri et al., 2014), es originada en el sur de Chile y se caracteriza por tener un patrón de mínimo de salinidad distinto (similar a la de un codo) en el diagrama T - S a densidades alrededor de  $26 \text{ kgm}^{-3}$  (Schneider et

al., 2003) (Fig. 27 - #1, 28 - #2, 30 - #2, - e)). Las concentraciones de oxígeno fueron más altas en superficie con valor promedio de  $\sim 230 \mu\text{molkg}^{-1}$ . Cercano a la costa el límite de la ZMO (valores de  $22.5 \mu\text{molkg}^{-1} = 0.5 \text{mLL}^{-1}$  (Graco et al., 2007; Karstensen et al., 2008)) se ubicó alrededor de  $\sim 20 \text{m}$  y en alta mar alrededor de  $\sim 90 \text{m}$  (Fig. 27 #1 - c)). Las altas concentraciones de clorofila con valores de  $\sim 13 \mu\text{gL}^{-1}$  se ubicaron cercanos a la superficie y cerca de la costa (Fig. 27 - #1 - d)). Por debajo 150 m de profundidad se encontró el Agua ecuatorial profunda (DEW por sus siglas en inglés “Deep Equatorial Water” (Fig. 27 - #1, 28 - #2, 29 - #1, 30 - #2, b) y e))). Esta masa de agua es caracterizada por temperaturas entre 7 - 13 °C y salinidad entre 34.6 - 34.9 PSU (Zuta and Guillén, 1970; Graco et al., 2007).

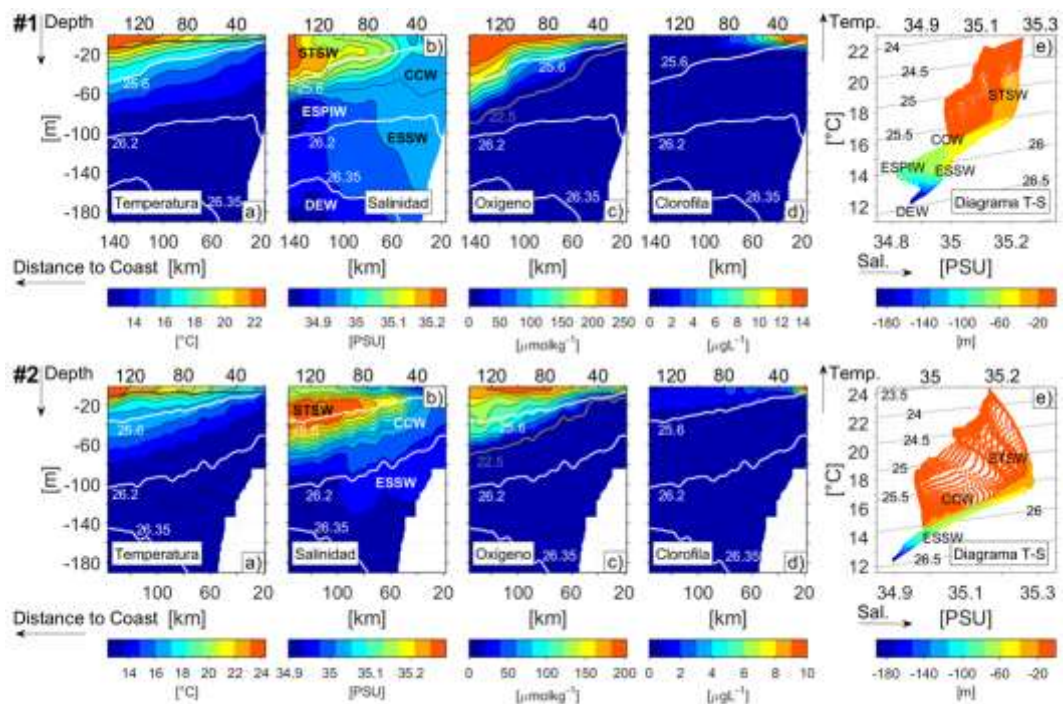


Figura 27. #1) Promedio de secciones verticales de despliegues alemanes realizados el verano del 2013 (latitud  $\sim 13^\circ\text{S}$ ). #2) Promedio de secciones verticales de despliegues peruanos realizados el verano del 2018 (latitud  $\sim 12^\circ\text{S}$ ). a) Promedio de temperatura [°C], b) salinidad [PSU], c) oxígeno [ $\mu\text{molkg}^{-1}$ ] y d) clorofila [ $\mu\text{gL}^{-1}$ ].

Las isopícnas están contorneados de blanco. En la figura del campo de oxígeno (figura c)) el límite de la ZMO ( $22.5 \mu\text{molkg}^{-1}$ ) está contorneado de gris. La profundidad de la capa de mezcla está contorneado de gris oscuro en las figuras a). e) Diagrama T-S. En esta gráfica la barra de colores indica la profundidad [m]. Las masas de agua: STSW, ESPIW, ESSW, CCW y la DEW están marcados en las figuras b) y e). Los ejes coordenados son ejeX distancia a la costa [km] y ejeY profundidad [m].

Durante verano del 2018 alrededor de  $\sim 12^\circ\text{S}$  (Fig. 16 – c), despliegue glider peruano #13), las altas temperaturas fueron alrededor de  $\sim 23^\circ\text{C}$  a  $\sim 120$  km en alta mar y decrecieron en dirección hacia a la costa hasta  $\sim 16^\circ\text{C}$ . La capa de mezcla y la termoclina se encontraron muy cercanas a la superficie (típico patrón de verano en el SAP) (Fig. 27 #2 - a)). La profundidad de la termoclina se ubicó alrededor de  $\sim 20$  m a  $\sim 120$  km en alta mar junto con altos valores de salinidad de  $\sim 35.25$  PSU (Fig. 27 #2 – b)). En esta zona se encontró la STSW (Fig. 27 #2 – b) y e)) con valores altos de oxígeno de  $\sim 190 \mu\text{molkg}^{-1}$  y concentraciones bajas de clorofila ( $< 2 \mu\text{gL}^{-1}$ ). En la zona subsuperficial, a  $\sim 100$  m de profundidad cercano a la plataforma se encontró la ESSW (Fig. 27 #2 - b) y e)) con concentraciones bajas de oxígeno. Las concentraciones altas de clorofila alrededor de  $\sim 9 \mu\text{gL}^{-1}$  se ubicaron muy cercanos a la costa en un pequeño núcleo a  $\sim 20$  km (Fig. 27 #2 - d)). Alrededor de esta zona se encontró la CCW (Fig. 27 - #2 - b) y e)) junto con límite de la ZMO el cual fue aumentando hasta  $\sim 70$  m en alta mar (Fig. 27 #2 - c)).

En otoño tenemos despliegues en dos fechas, otoño del 2016 y 2010 realizados en la parte norte y sur respectivamente. Durante otoño del 2016 cercano a  $\sim 8.2^\circ\text{S}$  (Fig. 16 –b-i) despliegue #9 francés), las altas temperaturas fueron alrededor de  $\sim 25^\circ\text{C}$  a  $\sim 160$  km en alta mar y decrecieron hacia la costa hasta valores cercanos a  $18^\circ\text{C}$ . La capa de mezcla se encontró  $>20$  m y la termoclina alrededor de  $\sim 30$  m de profundidad a partir de  $\sim 120$  km en alta mar (Fig. 28 #1 –

a)), aquí, se encontró altas salinidades con valores alrededor de 35.4 PSU (Fig. 28 #1 – b)). En estas altas salinidades se encontró la STSW (Fig. 28 #1 b) y e)) con concentraciones altas de oxígeno alrededor de  $160 \mu\text{molkg}^{-1}$  (Fig. 28 #1 – c)). Es curioso notar que el patrón de clorofila alrededor de la STSW para este periodo y zona sea distinto, a diferencia de verano (p. ej., Fig. 27 #1 – d)), se encontró máximos relativos de clorofila alrededor de la STWS con valores alrededor de  $4 \mu\text{molkg}^{-1}$ . Aunque, la clorofila mantuvo valores relativamente altos en casi toda la capa de mezcla (Fig. 28 #1 – d)). La CCW y la ESSW se encontraron a profundidades de  $\sim 100$  m y  $\sim 150$  m (Fig. 28 #1 – b) y e)) respectivamente. El límite de la ZMO se encontró a partir de  $\sim 120$  m a  $\sim 170$  km en alta mar y fue aumentando su profundidad hacia la plataforma llegando hasta  $\sim 180$  m. Esta alta profundización de la parte superior de la ZMO en este periodo y zona se debe a fases de decaimiento del evento El Niño 2015-2016 que tuvo efectos en la profundización de la oxiclina (Espinoza-Morriberón et al., 2019).

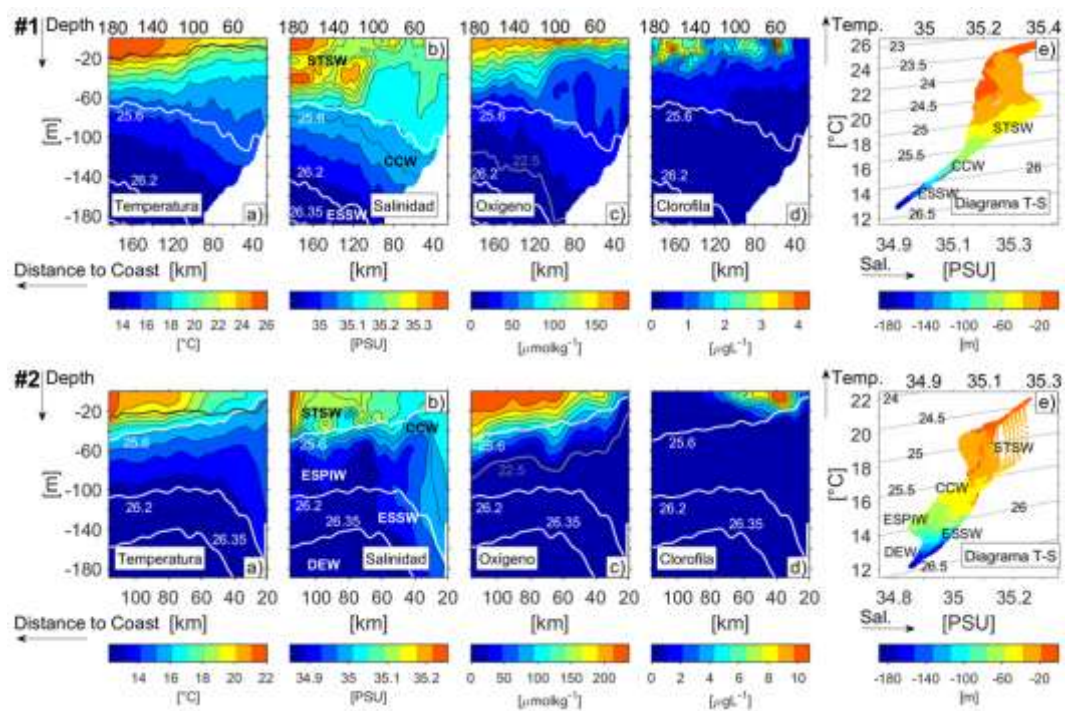


Figura 28. #1) Promedio de secciones verticales de despliegues franceses realizados el otoño del 2016 (latitud  $\sim 8.2^\circ\text{S}$ ). #2) Promedio de secciones verticales de despliegues alemanes realizado el otoño del 2010 (latitud  $\sim 14.3^\circ\text{S}$ ). a) Promedio de temperatura [ $^\circ\text{C}$ ], b) salinidad [PSU], c) oxígeno [ $\mu\text{molkg}^{-1}$ ] y d) clorofila [ $\mu\text{gL}^{-1}$ ]. Las isopícnas están contorneados de blanco. En la figura del campo de oxígeno (figura c)) el límite de la ZMO ( $22.5 \mu\text{molkg}^{-1}$ ) esta contorneado de gris. La profundidad de la capa de mezcla esta contorneado de gris oscuro en las figuras a) e) Diagrama T-S. En esta gráfica la barra de colores indica la profundidad [m]. Las masas de agua: STSW, ESPIW, ESSW, CCW y la DEW están marcados en las figuras b) y c). Los ejes coordenados son ejeX distancia a la costa [km] y ejeY profundidad [m].

Durante el despliegue de otoño del 2010 ubicado alrededor de  $\sim 14.3^\circ\text{S}$  (Fig. 16 – b-ii), despliegue #10 francés), las altas temperaturas con valores alrededor de  $\sim 21^\circ\text{C}$  se ubicaron a  $\sim 105$  km en alta mar y decrecieron hasta  $\sim 17^\circ\text{C}$  cercano a la costa. La profundidad y la capa de mezcla fue de  $\sim 25\text{m}$  y  $\sim 30$  m respectivamente en alta mar, aquí se encontró valores altos de salinidad de 35.2 PSU y se ubicó la STSW (Fig. 28 #2 – b) y e)). La STSW se encontró con altas concentraciones de oxígeno alrededor de  $230 \mu\text{molkg}^{-1}$  y relativamente bajas concentraciones de clorofila ( $< 2 \mu\text{gL}^{-1}$ ) (Fig. 28 #2 – b), c) y d)). La CCW se encontró cercano a la costa alrededor de altas concentraciones de clorofila de  $\sim 10\mu\text{gL}^{-1}$  (Fig. 28 #2 – b), d) y e)). Por debajo de la termoclina, alrededor de bajas concentraciones de oxígeno ( $< 22.5 \mu\text{molkg}^{-1}$ ), cercano a la costa, se ubicó la ESSW. En alta mar, en la base de la termoclina alrededor de concentraciones bajas de oxígeno y clorofila se encontró la ESPIW (Fig. 28 #2 – b), c), d) y e)). En promedio las concentraciones de oxígeno cercano a la superficie fueron de  $210 \mu\text{molkg}^{-1}$ . El límite de la ZMO se ubicó a partir de  $\sim 25$  m en la zona costera y  $\sim 90$  m de profundidad en alta mar (Fig. 28 #2 – c)). A profundidades mayores por debajo  $\sim 150$  m, en esta zona, también se encontró la DEW (Fig. 28 #2 b) y e)).

Durante invierno del 2019 se realizó despliegues peruanos cercanos a  $\sim 12.14^{\circ}\text{S}$  (Fig. 16 – c), despliegues #14 y #15). Altas temperaturas con valores alrededor de  $\sim 19^{\circ}\text{C}$  se ubicaron en alta mar a  $\sim 180\text{km}$  y fue decreciendo hasta valores  $\sim 16^{\circ}\text{C}$  cercano a la costa (Fig. 29 #1 – a)). La base de la capa de mezcla y la termoclina, a diferencia de verano (Fig. 27 #2 – a)), se ubicaron a  $\sim 45\text{m}$  y  $\sim 60\text{m}$  de profundidad en alta mar respectivamente y fueron decreciendo hacia la costa a  $\sim 30\text{m}$  de profundidad (típico patrón de profundización en la temporada de invierno en el SAP). En este despliegue se encontraron 4 masas de agua: la STSW, CCW, ESSW y la DEW (Fig. 29 #1 – b) y e)). La STSW se encontró alrededor de altas concentraciones de salinidad con valores  $\sim 35.35$  PSU, relativamente altas concentraciones de oxígeno ( $\sim 150 \mu\text{molkg}^{-1}$ ) y bajos valores de clorofila ( $< 1 \mu\text{gL}^{-1}$ ) (Fig. 29 #1 – b), c), d) y e)). La CCW se encontró cercano a la costa en la base de la capa de mezcla alrededor de concentraciones relativamente altas de clorofila con valores alrededor de  $\sim 3 \mu\text{gL}^{-1}$  (Fig. 29 #1 – b) y d)). Por debajo de la CCW a profundidades  $\sim 100$  m y  $\sim 180$  m se ubicaron la ESSW y la DEW respectivamente alrededor de concentraciones bajas de oxígeno ( $< 22.5 \mu\text{molkg}^{-1}$ ) (Fig. 29 #1 – b) y c)). El límite de la ZMO en este periodo se encontró a  $\sim 80\text{m}$  y  $\sim 40$  m cercano a la costa y alta mar respectivamente (Fig. 30 #1 – c)).

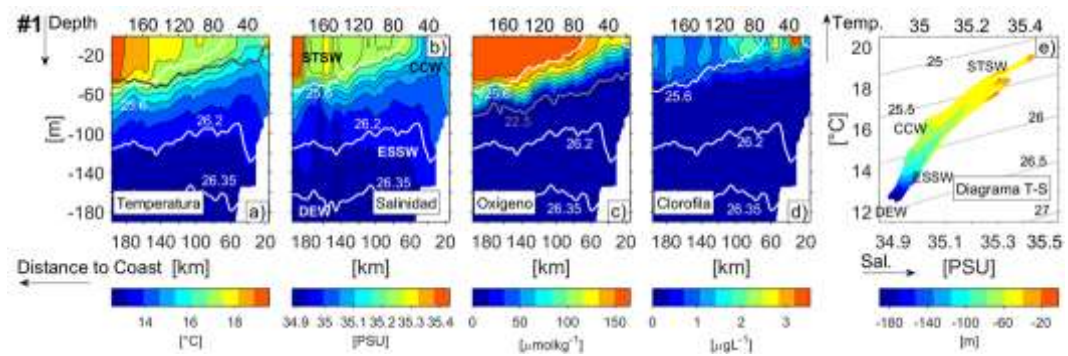


Figura 29. #1) Promedio de secciones verticales de despliegues peruanos realizados el invierno del 2019 (latitud  $\sim 12.14^\circ\text{S}$ ). a) Promedio de temperatura [ $^\circ\text{C}$ ], b) salinidad [PSU], c) oxígeno [ $\mu\text{mol kg}^{-1}$ ] y d) clorofila [ $\mu\text{g L}^{-1}$ ]. Las isopícnas están contorneados de blanco. En la figura del campo de oxígeno (figura c) el límite de la ZMO ( $22.5 \mu\text{mol kg}^{-1}$ ) está contorneado de gris. La profundidad de la capa de mezcla está contorneado de gris oscuro en las figuras a). e) Diagrama T-S. En esta gráfica la barra de colores indica la profundidad [m]. Las masas de agua: STSW, ESSW, CCW y la DEW están marcados en las figuras b) y e). Los ejes coordenados son eje X distancia a la costa [km] y eje Y profundidad [m].

Se realizaron despliegues en primavera en los años 2015 y 2008. Durante la primavera del 2015 cercano a  $\sim 8.1^\circ\text{S}$  (Fig. 16 – b-i) despliegue #12). En gran parte de la capa de mezcla, cuya base se ubicó a  $\sim 20$  m de profundidad, se ubicó relativamente altas temperaturas con valores de  $\sim 21.3^\circ\text{C}$ . La termoclina se ubicó a  $\sim 40$  m de profundidad y decreció desde alta mar hacia la costa hasta  $\sim 20$  m (Fig. 30 #1 – a)). En esta zona se encontró 3 masas de aguas: STSW, CCW y la ESSW (Fig. 30 #1 – b) y e)). La STSW con máximos de salinidad alrededor de  $\sim 35.12$  PSU se encontraron a  $\sim 60$  km y a partir de  $\sim 140$  km en alta mar. Alrededor de la STSW se encuentran altas concentraciones de oxígeno ( $\sim 250 \mu\text{mol kg}^{-1}$ ) y concentraciones relativamente altas de clorofila ( $\sim 3 \mu\text{g L}^{-1}$  en alta mar  $\sim 160$  km) (Fig. 30 #1 – b), c) y d)). Relativamente altos valores de clorofila ( $> \sim 3 \mu\text{g L}^{-1}$ ), similar al despliegue de otoño del 2016 (Fig. 28 #1 – d)), se encontraron en gran

parte de la capa de mezcla desde zona costera hasta alta mar (Fig. 30 #1 – d)) alrededor de ~40, ~80 y 160 km. El rango de valores de la CCW se encontró por debajo de la termoclina a ~40 km cercano a la costa (Fig. 30 #1 – d) y e)). La ESSW se ubicó a profundidades de ~180m alrededor de concentraciones bajas de oxígeno ( $<50\mu\text{molkg}^{-1}$ ) y clorofila ( $<1\mu\text{gL}^{-1}$ ). La configuración de la columna de agua promedio en este periodo y zona ubicó a la capa límite superior de la ZMO (valores de  $22.5\mu\text{molkg}^{-1}$ ) por debajo de los 185m de profundidad (por eso el límite  $22.5\mu\text{molkg}^{-1}$  de la ZMO no se muestra). En este caso la fase de decaimiento del evento El Niño 2015 – 2016 tuvo mayor impacto en la profundización de la oxiclina (Espinoza-Morriberón et al., 2019).

Durante primavera del 2008 (Fig. 16 – b-ii), despliegue francés #11, ~ 14.2 °S). En la capa de mezcla, altas temperaturas con valores alrededor de ~17.2 °C se ubicaron en alta mar ~110km y decrecieron hacia la costa hasta valores de ~15°C. La profundidad de la capa de mezcla fue de ~70m y ~20m en alta mar y zona costera respectivamente (Fig. 30 #2 – a)). Por encima de la termoclina, ubicada a ~80m de profundidad en alta mar ~110 km, se ubicó la STSW (Fig. 30 #2 – b) y e)). Alrededor de la STSW se encontraron altas concentraciones de oxígeno (~280  $\mu\text{molkg}^{-1}$ ) y bajas concentraciones de clorofila ( $< 2\mu\text{molkg}^{-1}$ ) (Fig. 30 #2 – b), c) y d)). En zonas costeras la CCW se encontró alrededor de altas concentraciones de clorofila (~6 $\mu\text{gL}^{-1}$ ) (Fig. 30 #2 – b) y d)). Debajo de la CCW a profundidades ~100 m se encontró la ESSW alrededor de concentraciones bajas de oxígeno ( $< 22.5\mu\text{molkg}^{-1}$ ) (Fig. 30 #2 – b) y c)). A la misma profundidad, pero en alta mar, se encontró la ESPIW alrededor de la termoclina (Fig. 30 #2 – b) y e)) y a profundidades mayores alrededor de ~150m fue localizada la DEW. El



límite de la ZMO en este caso se ubicó a profundidades ~140m y ~60m en alta mar y zona costera respectivamente.

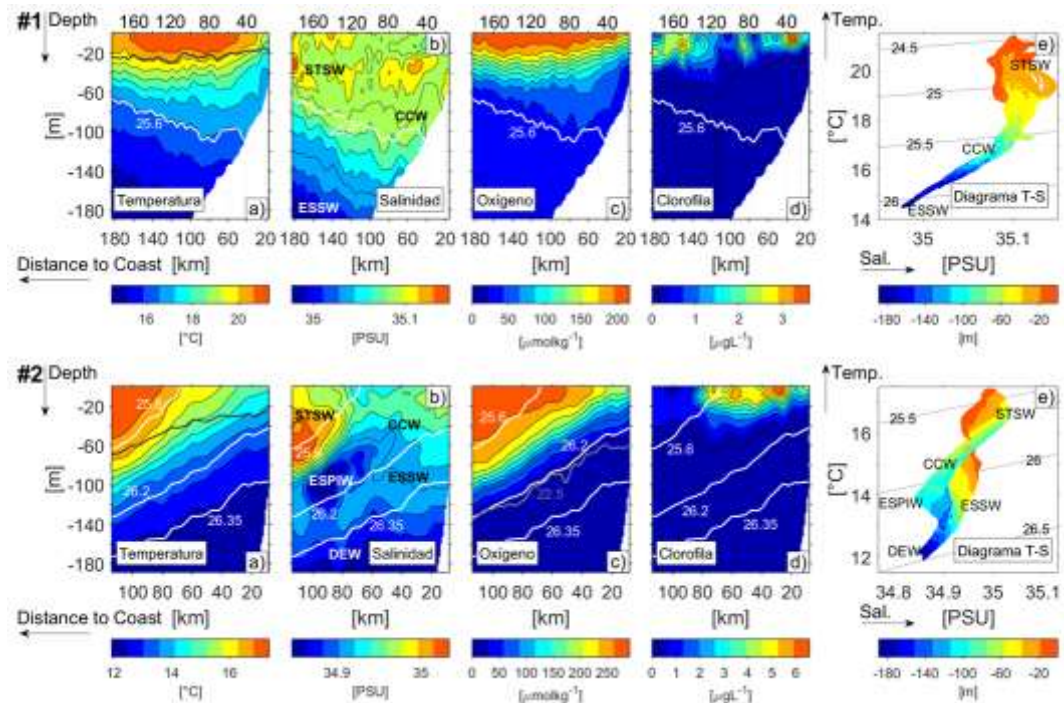


Figura 30. #1) Promedio de secciones verticales de despliegues franceses realizados la primavera del 2015 (latitud ~8.1 °S). #2) Promedio de secciones verticales de despliegues franceses realizado la primavera del 2008 (latitud ~14.2 °S). a) Promedio de temperatura [°C], b) salinidad [PSU], c) oxígeno [ $\mu\text{mol kg}^{-1}$ ] y d) clorofila [ $\mu\text{g L}^{-1}$ ]. Las isopícnas están contorneados de blanco. En la figura del campo de oxígeno (figura c)) el límite de la ZMO ( $22.5 \mu\text{mol kg}^{-1}$ ) esta contorneado de gris. La profundidad de la capa de mezcla esta contorneado de gris oscuro en las figuras a). e) Diagrama T-S. En esta gráfica la barra de colores indica la profundidad [m]. Las masas de agua: STSW, ESPIW, ESSW, CCW y la DEW están marcados en las figuras b) y e). Los ejes coordenados son ejeX distancia a la costa [km] y ejeY profundidad [m].

La distribución de las masas de agua (asociado a características particulares de temperatura, salinidad, oxígeno y clorofila) a lo largo del SAP registrados a partir de despliegues glider hasta una profundidad de ~185m ubicaron: un total de 3 tipos de masas de agua en la parte norte (CCW, STSW y ESSW) entre las temporadas de otoño y primavera (Fig. 28, 30 #1 – b) y e)), 4 en la zona centro (STSW, ESSW,

CCW y DEW) entre las temporadas de verano e invierno (Fig. 27 #2, 29 #1 – b) y e)), y 5 en la parte sur (STSW, ESSW, CCW, ESPIW y DEW) entre las temporadas de verano, otoño y primavera (Fig. 27 #1, 28, 31 #2 – b) y e)). Aunque los despliegues recorrieron el mar a profundidades mayores que 185m (Tabla 2), por lo que se podría mostrar detección de masas de agua profundas (p. ej., El agua intermedia Antártica AAIW por sus siglas en inglés, caracterizado por temperaturas entre 4 – 7°C y salinidades entre 34.5- 34.6 Pietri et al., 2014). Para este estudio nos interesa el análisis de la parte superior del océano en profundidades alrededor de la capa de mezcla y la termoclina/picnoclina.

De las secciones verticales extraídas de los datos simulados de la parte norte cercano a  $\sim 8.14^{\circ}\text{S}$ , para verano (Fig. 31. #1 a) y b)), altas temperaturas con valores  $\sim 24^{\circ}\text{C}$  se ubicaron en gran parte de la capa de mezcla. Cercano a la costa las temperaturas fueron  $\sim 21^{\circ}\text{C}$ . La termoclina se ubicó  $\sim 30\text{m}$  de profundidad en alta mar en zonas costeras se ubicó alrededor de  $\sim 20\text{m}$  (Fig. 31 #1 – a)). En alta mar, a  $\sim 180\text{ km}$  de la costa, altas salinidades con valores alrededor de  $\sim 35.6\text{ PSU}$  se asociaron con la STSW, en la zona costera, a  $\sim 40\text{ km}$  de la costa, alrededor de  $\sim 40\text{ m}$  de profundidad se ubicó la CCW y a  $\sim 150\text{ m}$  de profundidad, se encontró la ESSW (Fig. 31 #1 – b)). En otoño (Fig. 31 #1 c) y d)) las altas temperaturas fueron alrededor de  $\sim 21^{\circ}\text{C}$  a  $\sim 170\text{ km}$  en alta mar y decrecieron hacia la costa hasta  $\sim 19^{\circ}\text{C}$ , éstos valores fueron alcanzados en la capa de mezcla cuya profundidad fue alrededor de  $\sim 20\text{ m}$ . La termoclina en alta mar se ubicó alrededor de  $\sim 40\text{ m}$  (Fig. 31 #1 – c)). LA STSW en esta temporada se asoció a altas salinidades con valores de  $\sim 35.3\text{ PSU}$  a  $\sim 170\text{ km}$  en alta mar. Cercano a la costa alrededor de  $\sim 40\text{ m}$  de profundidad se ubicó la CCW y a  $\sim 150\text{ m}$  la ESSW (Fig.

31 #1 – d)). En invierno (Fig. 31 #1 e) y f)), la profundidad de la capa de mezcla y la termoclina se ubicaron en promedio a ~65 m y ~70 m respectivamente. En la capa de mezcla se encontró máximos de temperatura de ~19°C (Fig. 31 #1 –e)). La STWS se asoció con altas salinidades con valores alrededor de 35.3 PSU a ~160 km en alta mar. La CCW se encontró ~70 m cercano a la costa y la ESSW se encontró a partir de los ~160 m de profundidad (Fig, 31 #1 – f)). Por último, en primavera para la zona norte (~8.14°S, Fig. #31 – g) y h)), la capa de mezcla se ubicó en promedio a ~40 m y la termoclina a ~90 m en alta mar y llegó a ~40 m en zonas costeras (la termoclina y la capa de mezcla empiezan su ascenso hacia capas más superficiales para empezar su ciclo de capas someras en verano hasta profundizarse en invierno, Fig. 31 #1 – a) y e)). En gran parte de la capa de mezcla las altas temperaturas fueron alrededor de ~20°C (Fig. 31 #1 g)). Altas salinidades fueron alrededor de ~35.45 PSU y ubicado en alta mar a ~180 km y ~60 m de profundidad. El máximo de salinidad se asoció la STSW, la CCW se ubicó cercano a la costa a profundidades de ~60 m y la ESSW a ~160 m.

En las secciones extraídas de la zona centro cercano a ~12.5°S. La base de la capa de mezcla fueron en promedio: ~20 m, ~30 m, ~125 m y 60m en verano, otoño, invierno y primavera respectivamente. La termoclina se ubicó a profundidad promedio de ~30m, ~40 m, ~130 m y 110m en verano, otoño, invierno y primavera respectivamente (Fig. 31 #2 – a), c), e) y g)). En verano, altas temperaturas cercanas a la superficie fueron alrededor de ~24°C en alta mar y en zonas costeras alrededor de ~22°C (Fig. 31 #2 – a)). Altas salinidades alrededor de 35.7 PSU en alta mar a ~180km en la capa de mezcla se asoció con la STSW. A profundidades ~80 m se ubicó la CCW cercano a la costa y a profundidades

~160m cercano a la plataforma se encontró la ESSW (Fig. 31 #2 – b)). En otoño, las temperaturas altas en la capa de mezcla fueron de ~21°C a ~180 km en alta mar y cercano a la costa las temperaturas descendieron hasta ~19°C (Fig. 31 #2 – c)). Altas salinidades de ~35.5 PSU en alta mar a ~180 km fueron asociados con la STSW, la CCW se ubicó en la zona costera a una profundidad de ~60 m y la ESSW a profundidades de ~160m (Fig. 31 #2 – d)). En invierno, en gran parte de la capa de mezcla, altas temperaturas fueron alrededor de ~19°C. Cercano a la costa la temperatura descendió a ~18°C (Fig. 31 #2 – e)). Alta salinidades alrededor de 35.7 PSU en alta mar ~170 km fue asociado a la STSW. La profundización de la columna de agua en este periodo (típico de la temporada de invierno en el SAP Fig. 29 #1 – a), 31 #1 – e) y 31 #2 – e)) permitió encontrar en el rango de temperaturas y salinidades solo la STSW (Fig. 31 #2 – f)). Por último, para esta zona en primavera, las temperaturas altas fueron alrededor de ~20°C en gran parte de la capa de mezcla y cercano a la costa fue de ~19°C (Fig. 31 #2 – g)). Altas salinidades en mar ~180 alrededor de la base de la capa de mezcla fueron ~35.7PSU. Éstas altas salinidades se asociaron ala STSW, cercano a la costa a ~100 m de encontró la CCW y cercano a la plataforma a ~170m se encontró la ESSW (Fig. 31 #2 – h)).

En las secciones verticales del modelo y gliders se puede notar el típico patrón de profundización de la capa de mezcla de verano a invierno (aunque para las secciones verticales del modelo de la parte centro hay una sobreestimación de casi el doble de la PCM in-situ glider en invierno, Fig. 32 - #1) y #2) - c)). En algunas temporadas (p. ej., otoño 2016 y primavera 2015) los despliegues gliders capturaron parte de la variabilidad asociada a eventos El Niño 2015 – 2016. El modelo no toma en cuenta eventos interanuales ya que son simulaciones

climatológicas. Por último, el total de masas de agua que se encontraron en las secciones verticales extraídas de la simulación numérica en la parte norte y centro fueron 3: STSW, CCW y ESSW (Fig. 31). Y en las secciones verticales gliders, el total de masas de agua capturadas fueron 5: STSW, CCW, ESSW, ESPIW y DEW (Fig. 27, 28, 29 y 30).

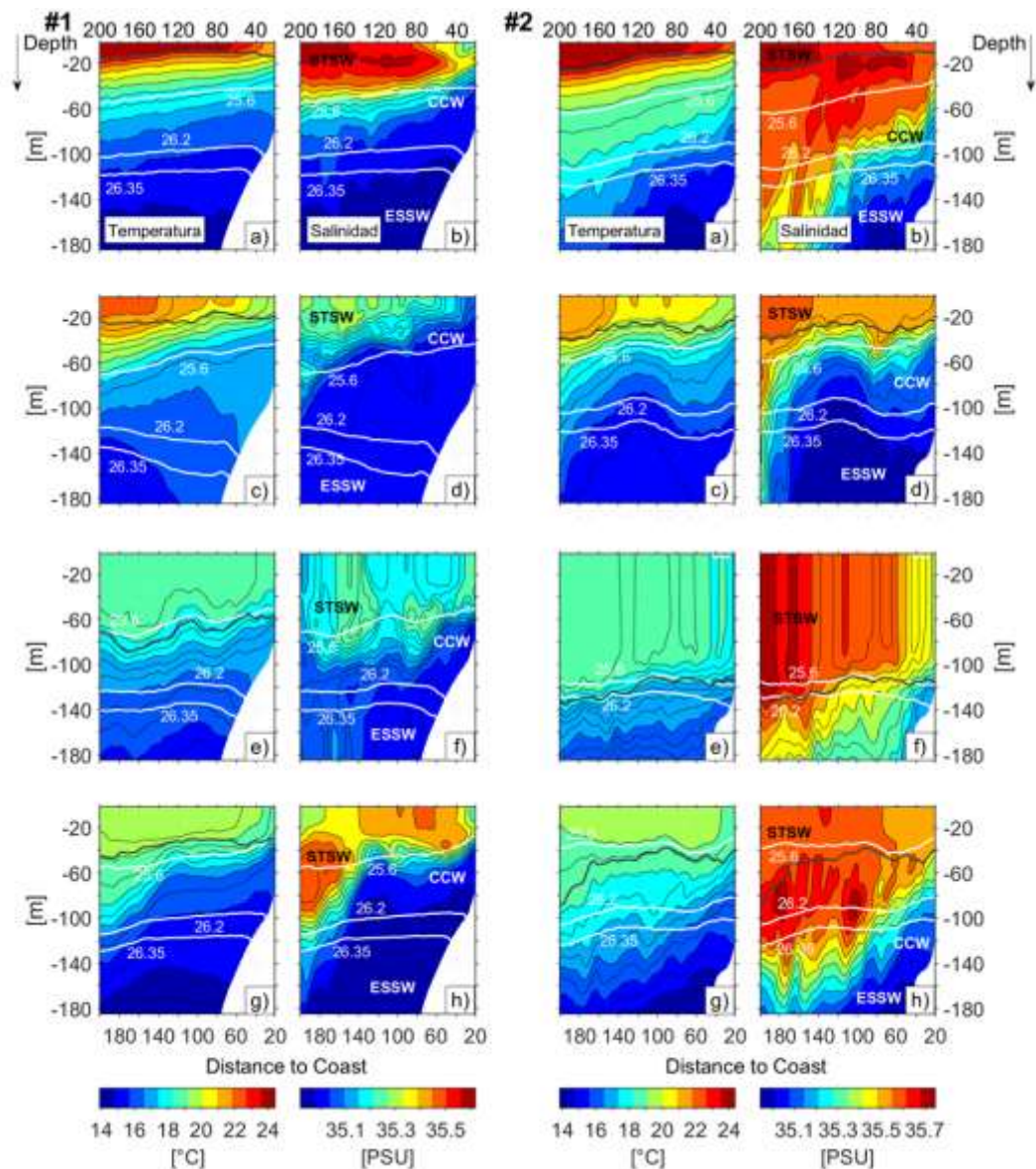


Figura 31. Promedio de secciones verticales extraídas de las salidas de la simulación numérica #1) parte norte (latitud  $\sim 8.14^{\circ}\text{S}$ ) y #2) parte centro (latitud  $\sim 12.5^{\circ}\text{S}$ ) hasta una profundidad de 185m. a), c), e) y g) temperatura

y b), d), f) y h) salinidad. a), b) verano, c), d) otoño, e), f) invierno y g), h) primavera. Los contornos blancos son las isopícnas. La profundidad de la capa de mezcla está contorneado de gris oscuro. Las masas de agua STSW, CCW y ESSW se muestran en las secciones verticales de salinidad. Los ejes coordenados son ejeX distancia a la costa [km] y ejeY profundidad [m].

La variabilidad de las isopícnas a lo largo de las secciones verticales glider y las extraídas de la simulación numérica también muestran la variabilidad en la columna de agua de cada zona y temporada (verano, otoño, invierno y primavera Fig. 27, 28, 29, 30 y 31). En condiciones normales las isopícnas de 25.6, 26.2 y 26.35 kg/m<sup>3</sup> se mantienen en los primeros 185m, pero, en condiciones El Niño las isopícnas se profundizan de tal manera que las isopícnas de 26.2 y 26.35 kg/m<sup>3</sup> no aparecen en los primeros 185m (Fig. 30 - #1). Esta variabilidad (en conjunto con las condiciones oceanográficas descritas líneas arriba) conlleva a intensidades del gradiente del campo de densidad distinta para cada zona y temporada. A menor escala la variabilidad submesoescalar tiene un papel en la variabilidad de la pínoclina y alrededor de la profundidad de la capa de mezcla (mayor detalle en la sección de detección de frentes oceánicos).

Antes de continuar con el análisis de detención de frentes oceánicos se realizara una comparación más directa entre las secciones glider y simuladas a partir del campo de temperatura.

#### **IV.1.1. Temperatura observada en las secciones glider y las secciones extraídas de la simulación numérica y en observaciones independientes**

Se realizaron comparaciones entre datos observados y simulados. Aunque el modelo ya fue validado y usado en estudios anteriores con buenos resultados

(sección III.4.2), aquí principalmente se evalúa la respuesta del modelo en comparaciones de las secciones verticales del campo de temperatura promedio.

Para la comparación de la temperatura media anual superficial se usó datos observacionales basados en Aqua Modis y simulados (Fig. 32 – a – i) y b – i)). El campo de temperatura mostró ciertas diferencias. En zonas costeras, el gradiente de temperatura entre la costa y alta mar es más intenso en el modelo que en las observaciones y en alta mar los contornos de temperatura simulados muestran mayor variabilidad que las observaciones. La diferencia de valores de temperatura promedio entre la temperatura observada y simulada fue de  $\sim 1^{\circ}\text{C}$  en todo el dominio. Si bien se reajustó la grilla del modelo para ajustarse a las observaciones de Aqua Modis, el promedio temporal si difiere. En el caso de Aqua Modis el promedio de temperatura se realiza sobre 20 años cuando el promedio del modelo se realiza sobre 12 días (12 salidas a partir de forzantes climatológicos, Tabla 3). Las salidas del modelo son a partir de forzantes climatológicos y no corresponden a un promedio de fechas en particular, aun así, cuantitativamente la correlación espacial entre los datos del modelo y observados del campo de temperatura superficial fue  $\sim 0.86$ .

La comparación de las secciones verticales promedio en la temporada de verano e invierno (Fig. 32 #1, #2 – a) y c)) en la zona centro (Fig. 32 – b – i)) fue entre los despliegues glider peruanos (Tabla 4, transectos verano del 2018 e invierno del 2019) y del modelo (Tabla 5, verano e invierno). En verano (Fig. 32 #1, #2 – a)), la termoclina en ambas secciones verticales se ubica alrededor de  $\sim 20$  m desde  $\sim 60\text{km}$  a alta mar. En la capa de mezcla los contornos de temperatura de la sección glider se encuentran comprimidos a diferencia de la sección del modelo.

Los contornos de temperatura siguen el mismo patrón en ambas secciones, inclinadas con pendientes positivas, pero, la diferencia de temperaturas fue alrededor de  $\sim 3^{\circ}\text{C}$  en la columna de agua. En invierno (Fig. 32 #1 y #2 – c)), el modelo simuló una termoclina profunda en comparación con los datos observados, además, la diferencia promedio de temperatura en la columna de agua fue similar a la de verano ( $\sim 3^{\circ}\text{C}$ ).

Las comparaciones de las temporadas otoño y primavera en la parte norte (Fig. 32 – b – i)) fueron entre las secciones verticales promedio de despliegues franceses (Tabla 4, otoño 2016 y primavera 2015) y del modelo (Tabla 5, otoño y primavera). En otoño (Fig. 32 #1, #2 – b)) los contornos de temperatura alrededor de la capa de mezcla y la termoclina parecen tener la misma variabilidad, pero, cercano a la costa a partir de  $\sim 40$  m y en alta mar  $\sim 60$  m empieza haber diferencias notales en la columna de agua. En este caso la diferencia de temperatura promedio en la columna de agua fue  $\sim 0.2^{\circ}\text{C}$ . En primavera (Fig. 32 #1, #2 – d)) los contornos de temperatura de la sección glider y del modelo en la capa de mezcla desde zona costera hasta los  $\sim 100$  km parecen tener el mismo patrón, pero hacia alta mar, el patrón cambia. Para el modelo los contornos se profundizan y para las observaciones se somerizan. Debajo de la termoclina, en el caso del modelo los contornos se ordenan en pendientes positivas, sin embargo, para las observaciones siguen un patrón de pendientes negativas. La diferencia de temperaturas entre estas secciones verticales fue de  $\sim 0.5^{\circ}\text{C}$  (en las comparaciones la diferencia de temperatura mencionada se refleja en la barra de colores para cada sección vertical).

Cabe mencionar que la configuración de la columna de agua que presentaron las observaciones en la temporada de otoño 2016 y primavera 2015 corresponde a



condiciones El Niño o justo después. Además, las secciones gliders corresponden a situaciones sinópticas (quizás en algunos casos hubo una onda costera; entonces no corresponde a la situación "típica"). La simulación del modelo es climatológica: no hay variabilidad interanual pero tampoco variabilidad debida a forzantes de alta frecuencia (ondas ecuatoriales, eventos sinópticos de viento...)

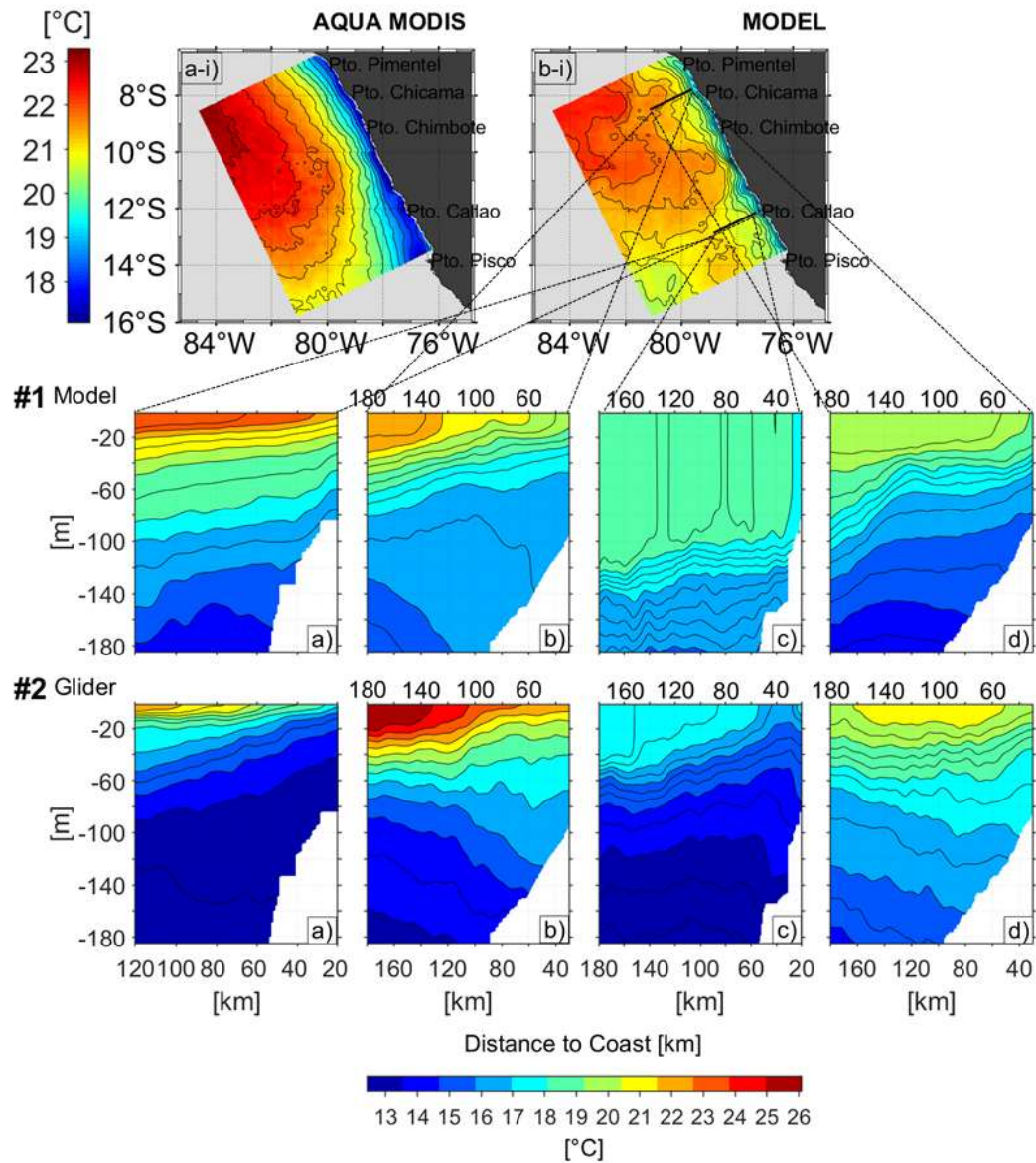


Figura 32. a – i) y b – i) Comparación de temperatura [°C] media anual superficial. Las observaciones de temperatura se basan en Aqua Modis, promediados durante el periodo 2002 – 2021. El campo del modelo son promedios de los 12 archivos de salida (Tabla 3). La resolución del modelo fue reajustada para ajustarse a las

observaciones de Aqua Modis (4 km). Secciones verticales promedio #1) extraídas de las salidas del modelo y #2) de las observaciones glider para la temporada de a) verano, b) otoño, c) invierno y d) primavera. Las líneas negras en b-i) muestran las zonas de las secciones verticales comparadas en #1) y #2). Se reajustó la grilla de las secciones verticales del modelo y de las observaciones glider para hacer las comparaciones.

A pesar de las diferencias en la columna de agua de las secciones verticales simuladas y observadas, cuantitativamente, la correlación espacial fue de 0.93, 0.96, 0.75 y 0.95 para la temperatura y 0.75, 0.74, 0.58 y 0.6 para la salinidad (no se muestra las comparaciones de las secciones verticales de salinidad) para verano, otoño, invierno y primavera respectivamente. La correlación relativamente menor de 0.75 y 0.58 (para temperatura y salinidad respectivamente) en invierno se ve reflejada en la sobreestimación de la profundidad de la capa de mezcla en el modelo (Fig. 32 #1 – c)). Aun así, tenemos valores con buena correlación lo que indica que el modelo simula razonablemente la temperatura y la salinidad.

## **IV.2. DETECCIÓN DE FRENTE OCEÁNICOS**

El análisis de los gradientes de densidad calculados a partir de los datos glider y simulados se muestra en la gráfica 33 - #1 y #2. La distribución del PDF del gradiente de densidad para todos los periodos (verano, otoño, invierno y primavera) y zonas (norte, centro y sur (Fig. 33 - #1)) exhiben una distribución normal con media ( $\mu$ ) alrededor de  $\sim 0$ . La desviación estándar fue mayor en verano y otoño en comparación con primavera e invierno (Tabla 6). La desviación estándar relativamente alta para verano y otoño está asociada a la extensión de la cola de la distribución, ocupando un mayor rango de valores del gradiente de densidad (ejeX). Se puede notar el mismo patrón en las características estadísticas del gradiente de densidad en los datos observados y simulados. Particularmente la distribución en

invierno y primavera, (Fig. 33 #1) – a) y c)) muestran un comportamiento similar en su curtosis (leptocúrtica en invierno y mesocúrtica en verano). Así mismo, el cálculo de los umbrales por periodo y zona obtenidos a partir del percentil 5<sup>th</sup> y 95<sup>th</sup> de los valores del gradiente de densidad para las 4 temporadas (Fig. 33 - #2 – a), b) y c)), a diferencia de los umbrales de invierno y primavera, los umbrales para verano y otoño se encuentran más alejados de la mediana (similar al patrón de la desviación estándar con la media ( $\mu$ )).

Este comportamiento de la distribución de los gradientes de densidad por zona y temporada (Fig. 33 #1 y #2), permite determinar los umbrales para luego detectar las ZFs en las secciones verticales del campo de densidad (zonas con gradientes máximos o mínimos).

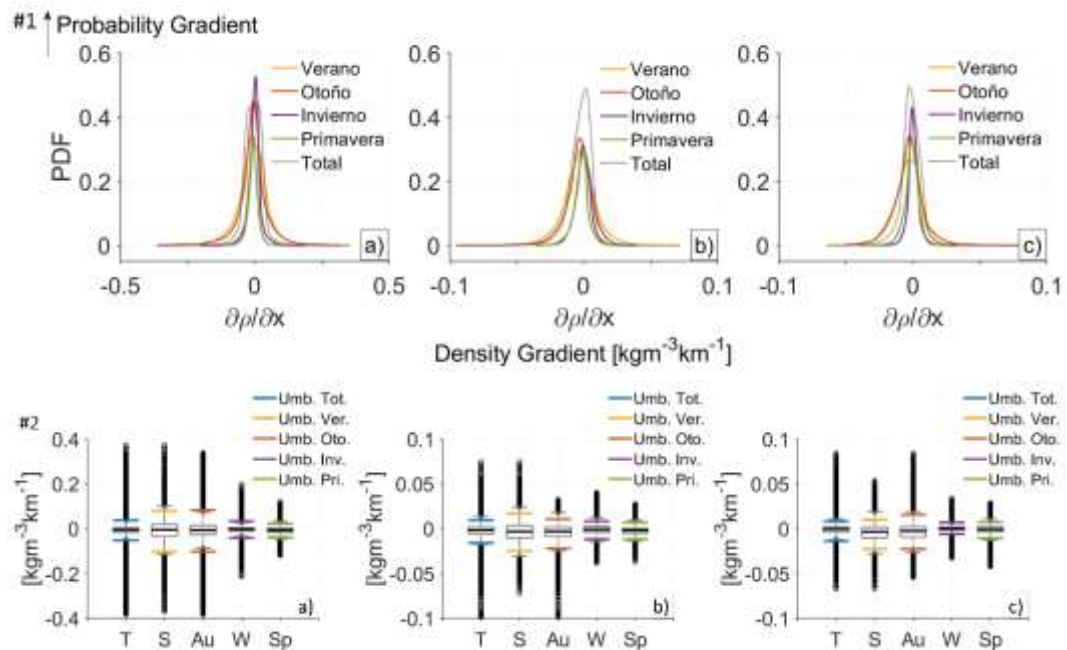


Figura. 33. #1) PDF. Calculado a partir de los gradientes de densidad. Para el PDF se normalizo cada intervalo del rango de amplitud (los límites del rango de amplitud son el máximo y el mínimos gradiente por temporada, Eje X) entre el total de frecuencias acumuladas de cada intervalo. #2) Gráficos de cajas del Gradiente de

densidad [ $\text{kgm}^{-3}\text{km}^{-1}$ ]. Calculados a partir del campo de densidad de las secciones verticales de a) despliegues gliders, b) de las salidas del modelo parte norte y c) salidas del modelo parte centro (Fig. 22). El ejeX de #2 son las temporadas S: verano (despliegue #5, tabla 4), Au: otoño (despliegue #10, tabla 4), W: invierno (despliegue #14, tabla 4) y Sp: primavera (despliegue #11, tabla 4). T: total, T son los gradientes de todas las temporadas. Las barras horizontales de colores en #2 representan los percentiles 5<sup>th</sup> y 95<sup>th</sup>. La barra negra horizontal en la caja es la mediana y la parte superior e inferior de la caja los cuartiles 75 y 25 y los círculos de contorno negro los valores atípicos. En #2 el ejeY es el gradiente de densidad [ $\text{kgm}^{-3}\text{km}^{-1}$ ].

Cuando calculamos los umbrales a partir del conjunto total de datos, los valores umbrales son menores a los de verano y otoño y ligeramente mayor a los de invierno y primavera (Fig. 33 #2 – a), b) y c)). Esta diferencia en los valores umbrales se refleja en la detección de las ZFs en las secciones verticales. Al usar los umbrales del total de los datos, p. ej., en verano, la extensión vertical y horizontal del FO se hace muy extensa, abarcando varias ZFs, y por tanto, no se logra caracterizar bien los FO por separado. En el caso de las secciones verticales de invierno, debido al mayor valor del umbral, parte de las ZFs no se detectan (no se muestran los gráficos), en consecuencia, el cálculo de las ZFs en el campo de densidad a partir de un umbral común para todas las temporadas y zonas no presenta buena detección de FOs. Por lo tanto, en este estudio se detectó FO con umbrales distintos por zonas y temporadas. Se podría cambiar los valores de percentil dependiendo del estudio que se desee realizar, pero para esta tesis el límite de los umbrales al percentil 5<sup>th</sup> y 95<sup>th</sup> presentó buena caracterización de los FOs (Fig. 34 y 35).

**Tabla 6**

Media ( $\mu$ ) y desviación estándar ( $\sigma$ ) de la distribución del gradiente de densidad [ $\text{kgm}^{-3}\text{km}^{-1}$ ] de los datos glider y simuladas (Fig. 33-#1).

Temporada	Glider		Modelo Zona Norte		Modelo Zona Centro	
	Media ( $\mu$ )	D. estándar ( $\sigma$ )	Media ( $\mu$ )	D. estándar ( $\sigma$ )	Media ( $\mu$ )	D. estándar ( $\sigma$ )
Verano	-0.0070	0.0565	-0.0033	0.0129	-0.0044	0.0103
Otoño	-0.0068	0.0606	-0.0039	0.0104	-0.0031	0.0119
Invierno	-0.0026	0.0233	-0.0009	0.0063	0.0003	0.0040
Primavera	-0.0065	0.0188	-0.0021	0.0063	-0.0009	0.0056
Total	-0.0058	0.0334	-0.0021	0.0082	-0.0011	0.0073

En la figura 34 – a) y b) se muestra detección de máximos gradientes (ZFs) en el campo del gradiente de densidad en valor absoluto de las secciones verticales de los datos observados y simulados para la temporada de verano.

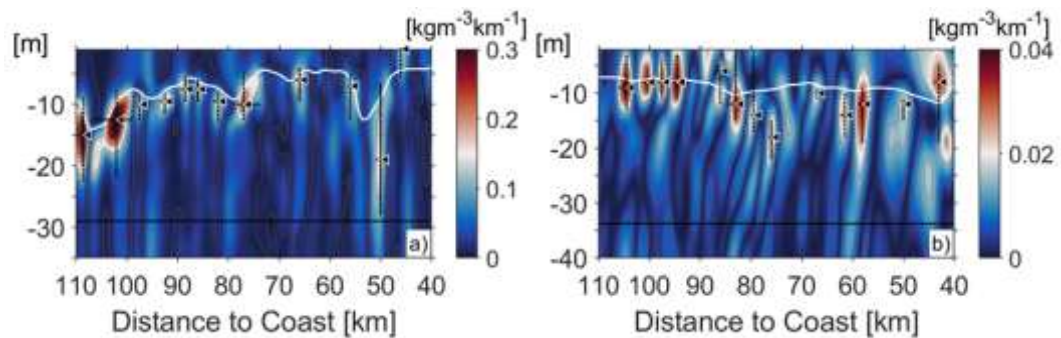


Figura 34. Frentes detectados en el campo del gradiente densidad [ $\text{kgm}^{-3}\text{km}^{-1}$ ] en las secciones verticales para un transecto de la temporada de verano a) observados (despliegue alemán #5, – tabla 4) y b) simuladas zona norte (25 febrero, tabla 5). La profundidad de la capa de mezcla está contorneada de blanco. Los contornos

grises son las isolíneas del campo del gradiente de densidad. Los triángulos de color negro indican el punto de máximo gradiente de densidad de la zona frontal detectada y las líneas negras (verticales y horizontales) alrededor de esta zona corresponden a su extensión vertical y horizontal. El límite de la profundidad hasta donde se realizó la detección de los frentes está indicada por la línea horizontal discontinua a lo largo de la sección vertical. El ejeX corresponde a la distancia con respecto a la costa [km] y el ejeY la profundidad [m].

Se puede notar como algunas zonas relativamente de máximo gradiente no son detectadas por nuestro algoritmo, p. ej., a  $\sim 85$  km de la costa en superficie (Fig. 34 – b)), así como también, parece que algunas zonas de máximo gradiente ubicados a la misma distancia de la costa pero a profundidades distintas son consideradas como un solo frente (Fig. 34 – b),  $\sim 43$  km).

Algunas zonas relativamente de máximo gradiente se encuentran cerca del límite umbral y la barra de colores (colorbar) da la impresión visual que se trata de una ZF, pero, la intensidad del gradiente de densidad en esta zona no supera los límites umbrales y por lo tanto bajo nuestra definición no son consideradas ZFs de submesoescala  $\mathcal{O}(\sim 1 - 10$  km).

La variabilidad a esta escala espacial  $\mathcal{O}(\sim 1 - 10$  km) presenta ZFs (zonas frontales negativas o positivas (Fig. 35 – panel derecho)) con separación de incluso  $\sim 1$  km, a lo largo de la sección vertical, pero, en algunas casos la ZF se extiende hasta llegar a otro conjunto de puntos de máximo gradiente (otra ZF) con las mismas características, por lo cual, bajo nuestra definición son considerados como un solo FO.

A esta escala espacial ( $\mathcal{O}(\sim 1 - 10$  km)) la detección del FO en una zona de alta variabilidad como el SAP (sección IV.1) es un tanto complicado, por ello, desarrollar un algoritmo que detecte al 100 % los FOs es difícil de alcanzar, sin

embargo, el algoritmo desarrollado en este estudio, a pesar de algunas deficiencias en su detección (Fig. 34 – b)), presenta una buena caracterización de los FOs a lo largo de las secciones verticales observados y simuladas, por zonas y temporadas (Fig. 34 y 35).

La variabilidad del campo de densidad dio como resultado ZFs positivas (rojo) y negativas (azul) (Fig. 35 - lado derecho). Los FOs caracterizados a partir de las ZFs se encontraron alrededor de la capa de mezcla y a profundidades donde la distancia entre las isolíneas fue mínimo (picnoclina) (Fig 35). En la capa de mezcla, como era de esperarse, pocos FOs fueron localizados (p. ej., Fig. 35 – b), ~46km). Esto debido a que la mezcla en esta zona no genera gradientes relativamente altos debido a que la densidad se encuentra casi homogénea.

Isopicnas que se encuentran en la capa de mezcla fuertemente empinadas y capaces de llegar a la superficie (p. ej., Fig. 35 – d), ~60 km), se pueden asociar con el frente de afloramiento (FA) (frentes de mesoescala  $O(10 - 100 \text{ km})$ ). En algunos transectos nuestro algoritmo fue capaz de detectar muy bien este frente (Fig. 35 – a), ~66 km y e), ~52 km). En otros casos, como el FA acumulan alta energía potencial, la transferencia de esta energía a través de las isopicnas, generan inestabilidades que resultan en ZFs alrededor del FA, por lo cual, se detectó no directa sino indirectamente el FA partir de FOs de submesoescala (p. ej., Fig. 35 – d), ~60km de la costa y ~30m de profundidad).

En esta sección se verificó la capacidad de nuestro algoritmo para la detección de FOs en las 4 temporadas (Fig. 33, 34 y 35). A continuación se

describirá la distribución y las características físicas de los FOs detectados en las secciones verticales a lo largo del SAP.

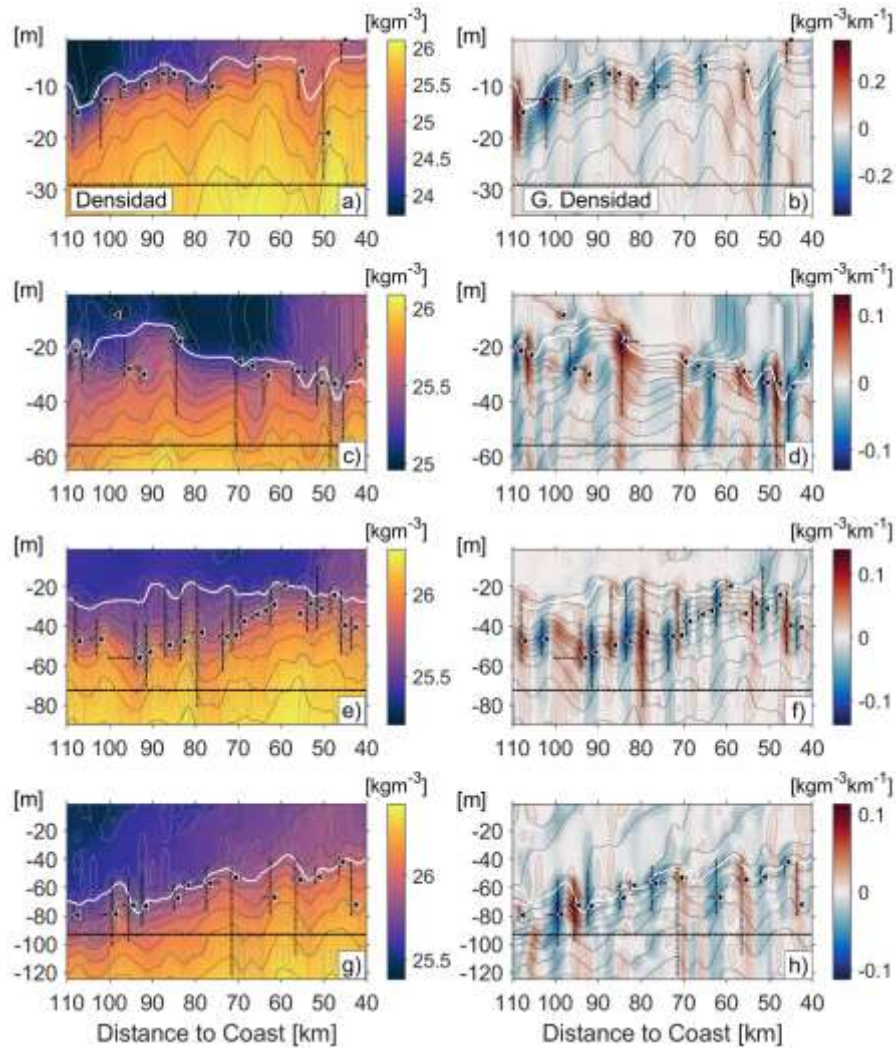


Figura 35. Frentes detectados en el campo de densidad (columna izquierda) y campo del gradiente de densidad (columna derecha) para verano (a) y b), despliegue alemán #5 – tabla 4), otoño (c) y d), despliegue francés #10 – tabla 4), invierno (e) y f), despliegue peruano #14 – tabla 4) y primavera (g) y h), despliegue francés #9 – tabla 4). La profundidad de la capa de mezcla está contorneada de blanco. Los contornos grises son las isolíneas del campo de gradiente de densidad y los contornos negros las isolíneas del campo de densidad. Los triángulos de color negro indican el punto de máximo gradiente de densidad de la zona frontal detectada y las líneas negras discontinuas (verticales y horizontales) alrededor de esta zona corresponden a su extensión vertical y horizontal. El límite en la columna de agua hasta donde se realizó la detección de frentes está indicada por la línea horizontal negra discontinua a lo largo de la sección vertical. El ejeX corresponde a la distancia con respecto a la costa [km] y el ejeY la profundidad [m].



## IV.2.1. Distribución espacial y características físicas de los frentes oceánicos en el SAP

Se realizaron despliegues glider a lo largo del SAP en distintas temporadas. En la parte norte se tienen los despliegues de primavera del 2015 y otoño del 2016 (Fig. 36, 37, y 38 – g-i) y d-i)), en la parte centro se tienen los despliegues de verano del 2013, verano del 2018 e invierno del 2019 (Fig. 36, 37 y 38 – a-i), b-i) y f-i)) y en la parte sur tenemos los despliegues de primavera del 2008, otoño del 2010 y verano del 2013 (Fig. 36, 37 y 38 – h-i), e-i) y c-i)).

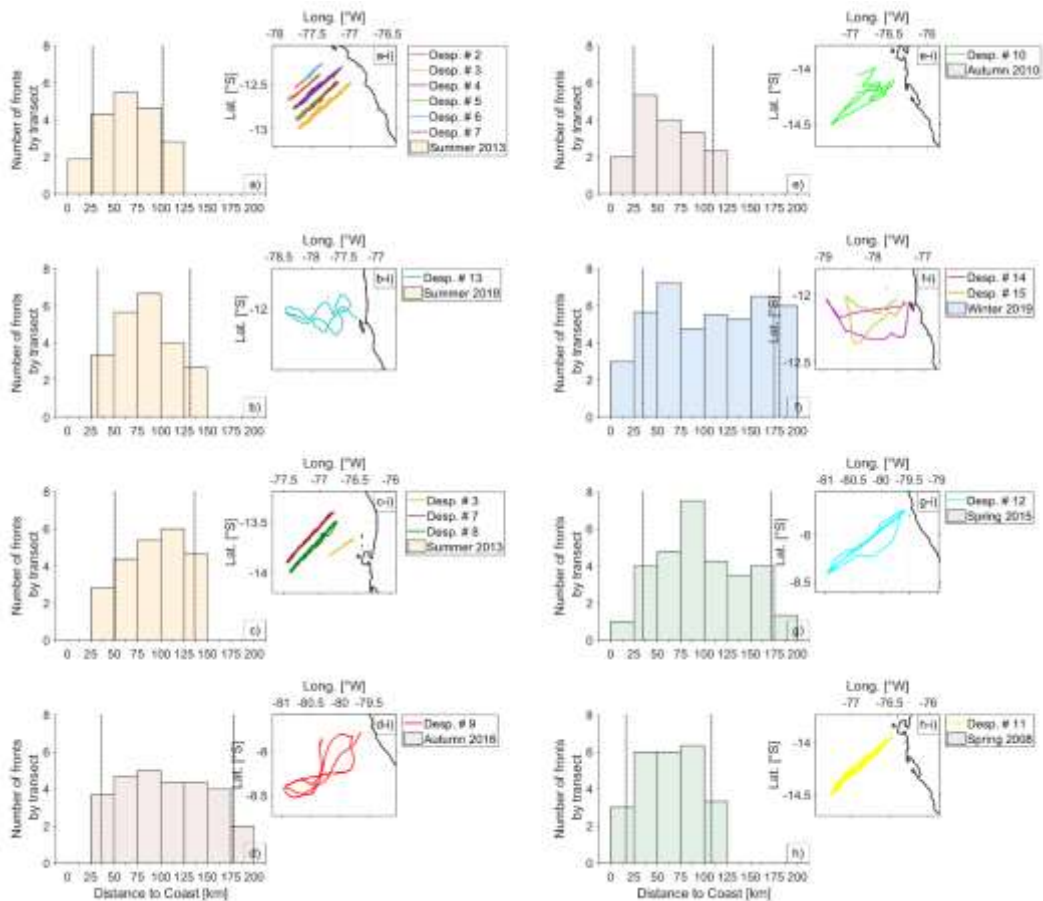


Figura 36. Distribución de  $D_{coast}$ . Durante los periodos de verano (a, b) y c)), otoño (d) y e)), invierno (f) y primavera (g) y h)). Los mapas a-i), b-i), c-i), d-i), e-i), f-i), g-i) y h-i) muestran las zonas (latitud [°S] y longitud [°W]) en el SAP y la cantidad de despliegues que fueron analizados. Las líneas verticales negras discontinuas representan los cuartiles 0.05 y 0.95 (90% del nivel de confianza).

Para el análisis de D\_coast se dividió la distancia con respecto a la costa en un rango de amplitud de 0 – 200 km en intervalos de 25 km. En este rango de amplitud la mayor cantidad de FOs detectados por transecto se ubicó para verano del 2013 (parte centro), verano del 2018 y verano del 2013 (parte sur) entre 50 – 75 km, 75 – 100 km y 100 – 125 km respectivamente (Fig. 36 – a), b) y c)). Para otoño del 2016 y otoño del 2010 entre 75 – 100 km y 25 – 50 km respectivamente (Fig. 36 – d) y e)). Para invierno del 2019 entre 50 – 75 km (Fig. 36 – f)). Por último para primavera del 2015 y primavera del 2008 entre 75 – 100 km (Fig. 36 – g) y h)). Estos rangos de mayor cantidad de FOs detectados representan respectivamente la probabilidad de encontrar mayor actividad frontal (la distribución con suma igual a 1 de las áreas del histograma no se muestra pero tienen el mismo patrón a lo mostrado en la figura 36). Aquí el dominio espacial o recorrido del glider por temporada es diferente en cada zona (Tabla 4) por eso la distancia a partir de la cual no se obtiene FOs cambia de un despliegue al otro. La cantidad de FOs detectados por transecto en el rango de mayor probabilidad se muestra en la tabla 7.

**Tabla 7**

*Cantidad de FOs detectados en el rango de mayor probabilidad*

<b>Temporada</b>	<b>Latitud [°S]</b>	<b>Rango de mayor probabilidad [km]</b>	<b>Cantidad de FOs detectados por transecto</b>
Verano 2013	~12.63	50 – 75	~5
Verano 2018	~12.03	75 – 100	~7
Verano 2013	~13.07	100 – 125	~6
Otoño 2016	~8.15	75 – 100	~5
Otoño 2010	~14.3	25 – 50	~5

Invierno 2019	~12.17	50 – 75	~7
Primavera 2015	~8.08	75 – 100	~8
Primavera 2008	~14.22	75 – 100	~6

**Nota:** Esta tabla muestra la temporada, la zona, rango con respecto a la costa de mayor probabilidad frontal y la cantidad de FOs por transecto encontrados en dicho rango de mayor probabilidad frontal.

En cada rango de mayor probabilidad de encontrar mayor actividad frontal, la parte centro (Fig. 36 – a), b) y f)) y norte (Fig. 36 – d) y g)) presentó mayor cantidad de FOs detectados por transecto que la parte sur (Fig. 36 – c), e) y h)) (Tabla 7).

Para el análisis de Z\_prof se dividió la profundidad en un rango de 0 – 100 m en intervalos de 10m (Fig. 37 – columna #1). En este caso, la mayor probabilidad de encontrar mayor actividad frontal en profundidad se ubicó para verano 2013 (parte centro), verano 2018 y verano 2013 (parte sur) entre 0 – 10 m, 10 – 20 m y 10 – 20 m respectivamente (Fig. 37 – a), c) y e)). Para otoño del 2016 y otoño del 2010 entre 20 – 30 m (Fig. 37 – g) y i)). Para invierno del 2019 entre 40 – 50 m (Fig. 37 – k)). Por último para primavera del 2015 y primavera del 2008 entre 30 – 40 m y 80 – 90 m respectivamente (Fig. 37 – m) y o)). Aquí se puede notar que la actividad frontal más probable se encuentra alrededor de la PCM promedia, aunque, en algunos casos como en primavera del 2008 (Fig. 37 – o)) la mayor actividad frontal se puede encontrar relativamente a ~40 m por debajo de la PCM promedia.

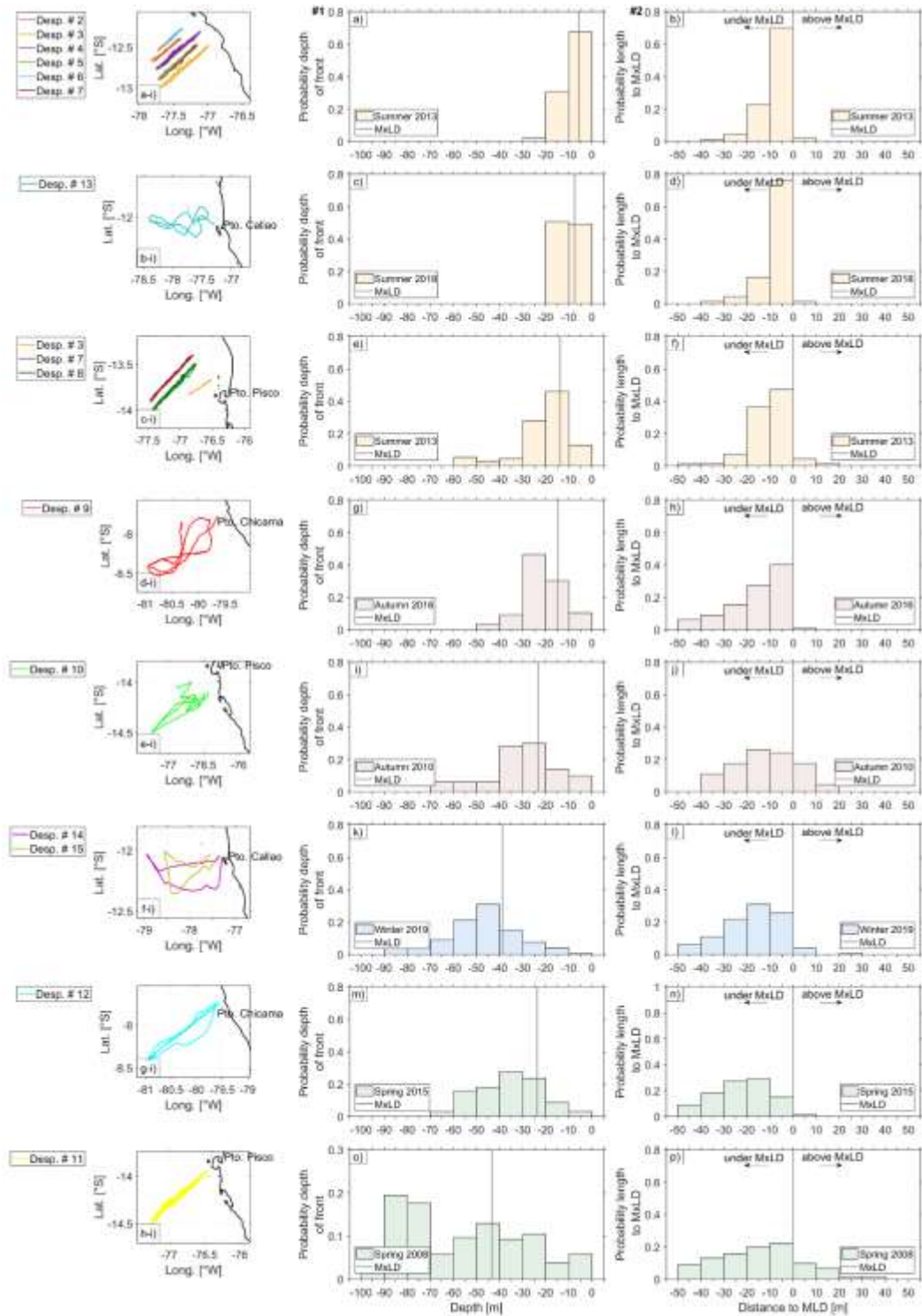


Figura 37. Distribución de  $Z_{prof}$  (#1) y de  $Z_{pcm}$  (#2). Durante los periodos de verano (a – f), otoño (g – j)), invierno (k) y l) y primavera (m – p)). Los mapas a-i), b-i), c-i), d-i), e-i), f-i), g-i) y h-i) muestran las zonas (latitud [°S] y longitud [°W]) en el SAP y la cantidad de despliegues que fueron analizados. La PCM promedio y la PCM ubicado a 0 m está indicada con líneas verticales grises.

Otra característica del FO analizado en este estudio es la  $Z_{pcm}$ . En este caso el rango de amplitud de distancia analizado fue de  $-50 - 50$  m y se dividió en intervalos de 10 m (Fig. 37 columna #2). En este análisis se encontró más probable que la profundidad máxima del FO detectado se encuentre por debajo de la PCM en todas las zonas y temporadas. Pero mayor  $Z_{pcm}$  durante las temporadas de otoño del 2010 (Fig. 37 – j)), invierno del 2019 (Fig. 37 – l)) y primavera del 2015 (Fig. 37 – n)) con rango más probable entre  $10 - 20$  m, a diferencia de las temporadas de verano del 2013 (centro), verano del 2018, verano del 2013 (sur), otoño del 2016 y primavera del 2008 con rango más probable entre  $0 - 10$  m. Cabe mencionar que, aunque la  $Z_{prof}$  más probable se encuentre muy por debajo de la PCM promedia (primavera del 2008, Fig. 37 – o)) no garantiza que la  $Z_{pcm}$  más probable se ubique muy por debajo de la PCM (Fig. 37 – p)).

Por último, se analizó la  $L_h$  y  $L_v$  del FO en un rango de amplitud de  $0 - 10$  km y  $0 - 100$  m en intervalos de 1 km y 10 m respectivamente (Fig. 38).

La  $L_h$  más probable del FO detectado se encontró en rangos de mayor probabilidad de  $0 - 1$  km en las temporadas de otoño del 2016 y primavera del 2015 (Fig. 38 – g) y m)),  $1 - 2$  km durante las temporadas de verano del 2013 y 2018, invierno del 2019 y primavera del 2008 (Fig. 38 – a), b), c), k) y o), y de  $2 - 3$  km durante otoño del 2010. Si bien, aquí tomamos intervalos de 1km, la resolución efectiva de los datos originales (sin interpolación de 0.5 km en la horizontal) es menor (Tabla 2), por eso la  $L_h$  más probable del frente podría ser menor.

La  $L_v$  más probable se encontró entre  $0 - 5$  m para las temporadas de verano 2013 (centro y sur) y otoño 2010, 2016 (Fig. 38 – b), f), h) y j)) y de  $5 - 10$

m para las temporadas verano 2018, invierno 2019, y primavera 2008, 2015 (Fig. 38 – d), l), n) y p)).

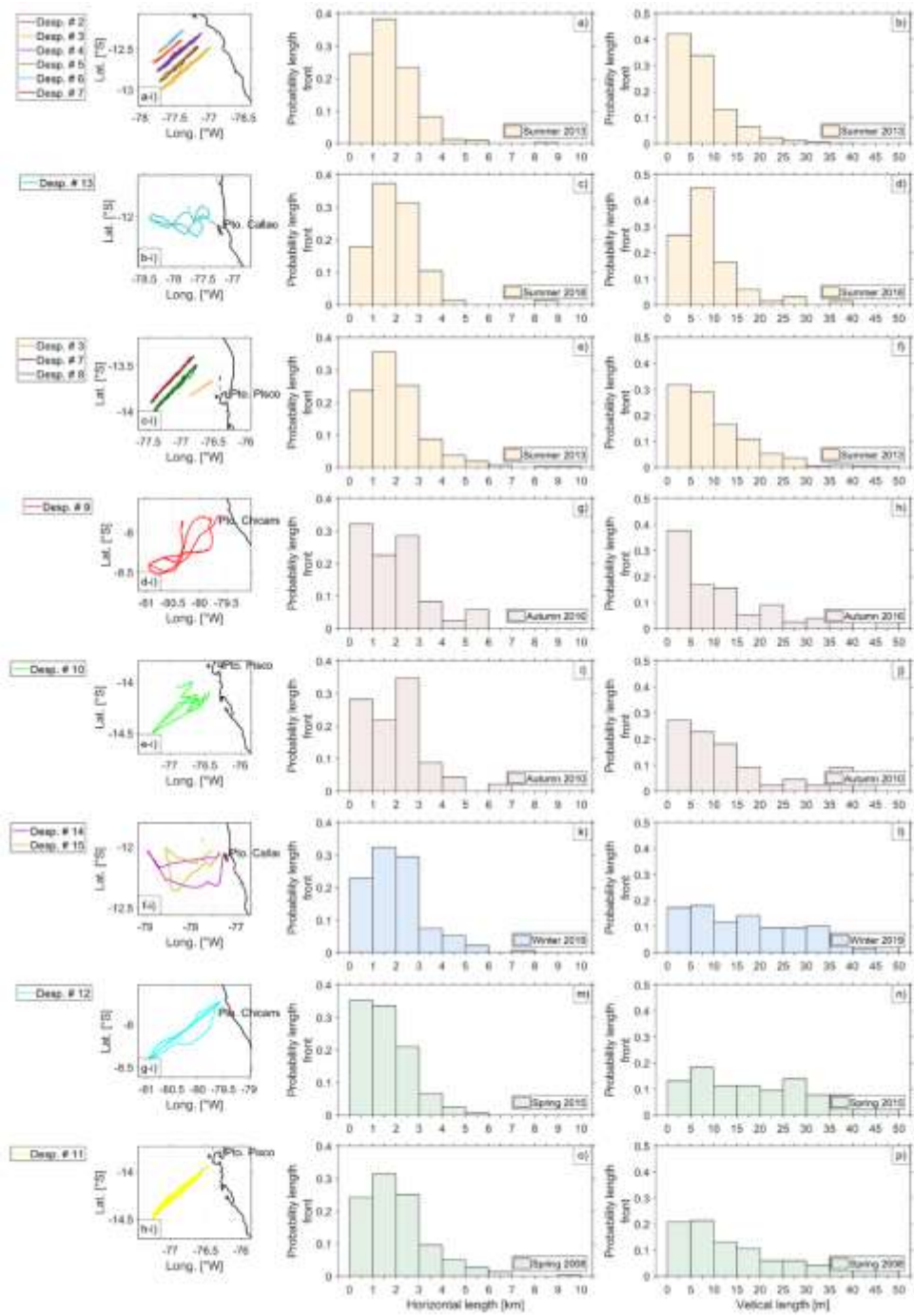


Figura 38. Distribución de  $L_h$  (a), c), e), g), i), k), m) y o)) y de  $L_v$  (b), d), f), h), j), l), n) y p)) durante los periodos de verano, otoño, invierno y primavera. Los mapas a-i), b-i), c-i), d-i), e-i), f-i), g-i) y h-i) muestran las zonas (latitud [°S] y longitud [°W]) en el SAP y la cantidad de despliegues que fueron analizados.

En este análisis se mostró una PDF de las características de los FO detectados a partir del campo de densidad en las secciones verticales de despliegues glider para tener un mejor entendimiento de cómo se distribuye con mayor probabilidad los FO entre costa y alta mar, en profundidad y con respecto a la PCM, y su extensión horizontal y vertical a lo largo del SAP (En la tabla 8 se muestra un resumen de las características).

De acuerdo con las características de la tabla 8, en promedio, tenemos dos temporadas para la parte central: verano ( $\sim 12.3^{\circ}\text{S}$ ) e invierno ( $\sim 12.17^{\circ}\text{S}$ ). Durante verano, la mayor actividad frontal se encuentra a  $\sim 75$  km con respecto a la costa, a  $\sim 10$  m en profundidad, la profundidad máxima del FO se encuentra hasta  $\sim 5$  m por debajo de la PCM y tienen extensión horizontal y vertical de  $\sim 1$  km y  $\sim 5$  m respectivamente. En invierno, mayor actividad frontal se encuentra a  $\sim 63$  km de la costa, a profundidades de  $\sim 45$  m, la profundidad máxima del FO se encuentra hasta  $\sim 15$  m por debajo de la PCM, con extensión horizontal y vertical de  $\sim 1$  km y  $\sim 7.5$  m.

**Tabla 8**

*Características de los FOs detectados*

Temporada	Latitud [°S]	Rango de mayor probabilidad				
		Entre costa y alta mar [km]	Profundidad [m]	Distancia hacia la PCM [m]	Extensión horizontal [km]	Extensión vertical [m]
Verano 2013	$\sim 12.63$	50 – 75	0 – 10	0 – 10 (-)	1 – 2	0 – 5
Verano 2018	$\sim 12.03$	75 – 100	10 – 20	0 – 10 (-)	1 – 2	5 – 10

Verano 2013	~13.07	100 – 125	10 – 20	0 – 10 (-)	1 – 2	0 – 5
Otoño 2016	~8.15	75 – 100	20 – 30	0 – 10 (-)	0 – 1	0 – 5
Otoño 2010	~14.3	25 – 50	20 – 30	10 – 20 (-)	2 – 3	0 – 5
Invierno 2019	~12.17	50 – 75	40 – 50	10 – 20 (-)	1 – 2	5 – 10
Primavera 2015	~8.08	75 – 100	30 – 40	10 – 20 (-)	0 – 1	5 – 10
Primavera 2008	~14.22	75 – 100	80 – 90	0 – 10 (-)	1 – 2	5 – 10

**Nota:** El signo (-) en distancia hacia la PCM significa que la profundidad máxima del FO detectado se encuentra por debajo de la PCM.

Para la parte norte tenemos: otoño (~8.15 °S) y primavera (~8.08 °S). Durante otoño, mayor actividad frontal se encontró a ~88 km, a profundidades de ~25 m, la profundidad máxima del FO se encuentra hasta ~5 m por debajo de la PCM, con extensión horizontal y vertical de 0.5 km y ~2.5 m respectivamente. En primavera, mayor actividad frontal se encontró a ~88 km, a profundidades de ~35 m, con profundidad máxima del FO hasta ~15 m debajo de la PCM, con extensión horizontal y vertical de ~0.5 km y ~7.5 m. Más al sur, tenemos registro de 3 temporadas: verano (~13.07 °S), otoño (~14.3 °S) y primavera (~14.22 °S). Durante verano, mayor actividad frontal con respecto a la costa se encontró a ~113 km, a una profundidad de ~15 m, la profundidad máxima del FO se encontró hasta ~5 m por debajo de la PCM, y la extensión horizontal y vertical fue de ~1 km y ~2.5 m respectivamente. En, otoño, mayor actividad frontal se encontró cercano a la costa a ~37.5 km, a profundidades de ~25 m, con profundidad máxima del FO ubicado hasta ~15 m por debajo de PCM, con extensión horizontal y vertical de ~2.5 km y ~2.5 m. Por último, en primavera, mayor actividad frontal se encontró



a ~88 km de la costa, a profundidades de ~85 m, ~5 m por debajo de la PCM, y con extensión horizontal y vertical de ~1.5 km y ~7.5 m.

La intensidad del gradiente de densidad de las ZFs de cada zona y temporada mostró diferencias significativas (prueba binomial con corrección de Bonferroni para múltiples comparaciones,  $p < 0.05$ ) (Fig. 39). La intensidad del gradiente de densidad de las ZFs fue menos intensa en la parte sur durante las temporadas de primavera 2008, otoño 2010 y en la parte centro durante invierno 2019, en cambio, mayor intensidad se encontró en la parte centro durante verano 2013, 2018 y norte durante primavera 2015 y otoño 2016.

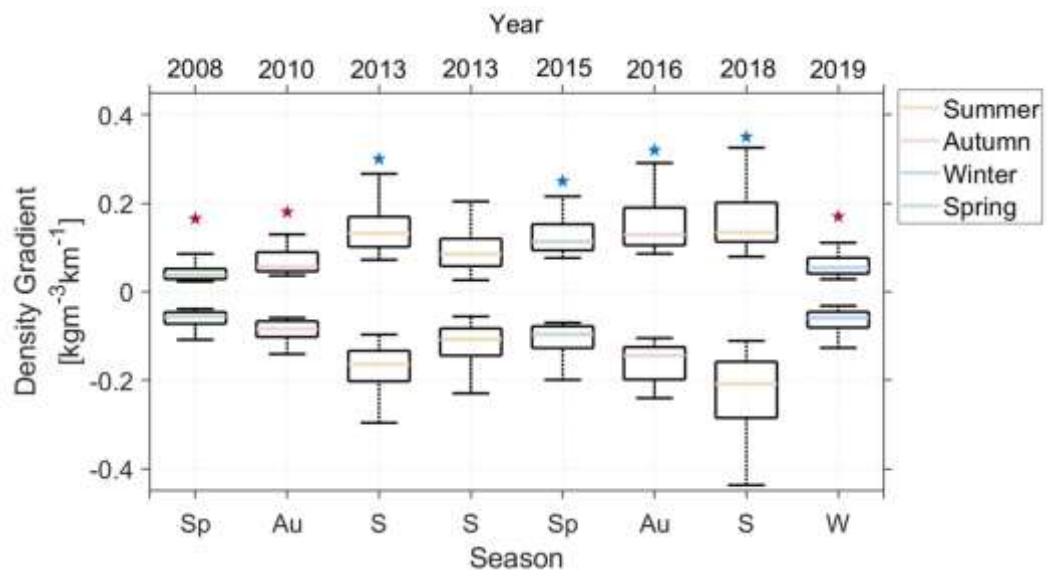


Figura 39. Diagrama de cajas del total de gradientes de densidad de las ZFs calculados por zonas y temporadas a partir de los despliegues glider realizados a lo largo del SAP. El ejeX parte inferior indica la temporada S: verano, Au: otoño, W: invierno y Sp: primavera. La parte superior muestra la fecha en años en orden cronológico. La estrellas rojas y celestes indican los grupos que difieren significativamente (prueba binomial con corrección de Bonferroni para múltiples comparaciones,  $p < 0.05$ ). La barra de colores horizontales de cada caja representa la mediana (cuartil 50) y la parte superior e inferior los cuartiles 75 y 25.

El análisis de las características de los FOs y su intensidad confirman la variabilidad espacial de los FOs de submesoescala  $\mathcal{O}(\sim 1 - 10 \text{ km})$  a lo largo del SAP.

Antes de realizar el análisis de la variabilidad estacionalidad (ocurrencia e intensidad) de los FOs de submesoescala a partir de datos simulados. En la siguiente sección se realiza comparaciones de las características de los FOs entre datos glider y simulados. Para verificar si el modelo simula con buena aproximación las características físicas de los FOs.

#### **IV.2.2. Comparación de las características espaciales de los frentes detectados en datos observados y simulados**

Se realizaron comparaciones entre los datos observados y simulados. Las temporadas y zonas disponibles para la comparación que coinciden dentro del dominio del modelo son: verano e invierno para la parte centro, y otoño y primavera para la parte norte (Fig 40 – a-i), b-i), c-i) y d-i)).

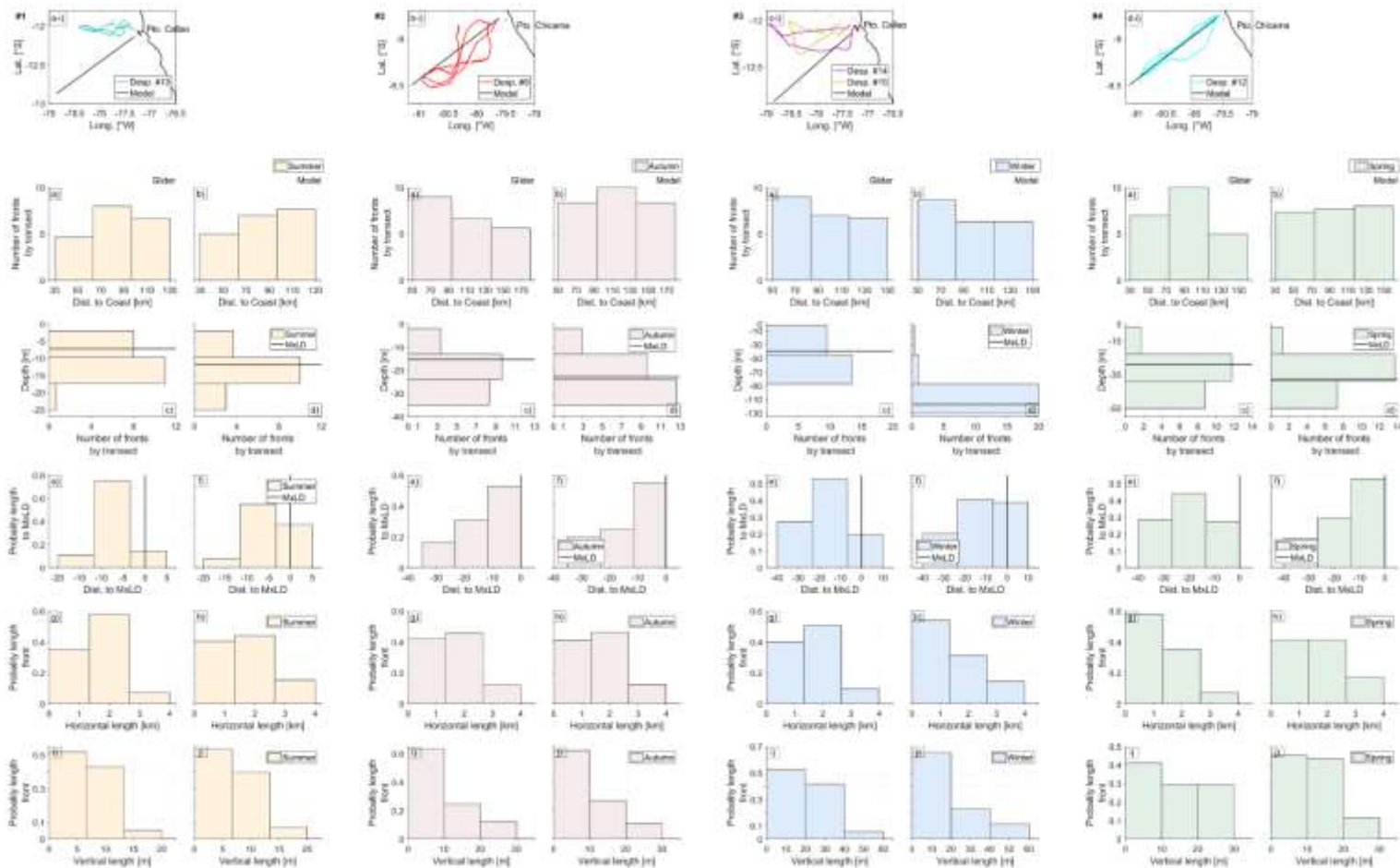


Figura 40. Comparación de las características de los FO detectados (Fig. 25) en datos observados y simulados en las temporadas de verano (#1), otoño (#2), invierno (#3) y primavera (#4). Los mapas a-i), b-i), c-i) y d-i) muestran la ubicación de los despliegues glider y los transectos del modelo que fueron usados para esta comparación.

En cada comparación de  $D_{\text{coast}}$ ,  $Z_{\text{prof}}$ ,  $Z_{\text{pcm}}$ ,  $L_{\text{h}}$  y  $L_{\text{v}}$  se dividió los rangos de amplitud en tres intervalos de probabilidad para cada histograma. El rango de amplitud de cada característica del FO se eligió de tal manera que sea el mismo tanto para los datos glider y simulados, luego se dividió rango de amplitud en 4 puntos consecutivos para dar con los tres intervalos de probabilidad. En verano (Fig. 40 - #1) el rango de  $Z_{\text{prof}}$  (Fig. 40, #1 - c) y d)),  $Z_{\text{pcm}}$  (Fig. 40, #1 - e) y f)),  $L_{\text{h}}$  (Fig. 40, #1 - g) y h)) y  $L_{\text{v}}$  (Fig. 40, #1 - i) y j)) más probable del FO fue similar (aunque difieren ligeramente en el valor numérico de la probabilidad). En el caso de la zona frontal más probable con respecto a la costa, sí, tuvo diferencias (Fig. 40, #1 - a) y b)). El total de FOs detectados por transecto en todo el rango de amplitud fue similar con valores de  $\sim 6.4$  y  $\sim 6.5$  para los datos observados y simulados respectivamente. En otoño (Fig. 40 - #2), coincidió el rango de mayor probabilidad de  $Z_{\text{pcm}}$  (Fig. 40, #2 - e) y f)),  $L_{\text{h}}$  (Fig. 40, #2 - g) y h)) y  $L_{\text{v}}$  (Fig. 40, #2 - i) y j)) del FO, pero, no coincidió las características de  $D_{\text{coast}}$  y  $Z_{\text{prof}}$  en el rango más probable. La totalidad de FOs encontrados por transecto fue alrededor 7.1 y 8.8 en todo el rango de amplitud para los datos observados y simulados respectivamente. Para invierno (Fig. 40, #3), se encontró similitud en el rango más probable de  $D_{\text{coast}}$  (la cantidad de frentes encontrados por transecto fue 7.5 y 7.1 para los datos observados y simulados respectivamente, Fig. 40, #3 - a) y b)),  $Z_{\text{pcm}}$  (Fig. 40, #3 - e) y f)) y  $L_{\text{v}}$  (Fig. 40, #3 - i) y j)). El rango de  $Z_{\text{prof}}$  más probable se encontró muy distinto entre datos observados y simulados. Por último, en primavera (Fig. 40, #4), se encontró similitud en el rango más probable de  $Z_{\text{prof}}$  (Fig. 40, #4 - c) y d)),  $L_{\text{h}}$  (Fig. 40, #4 - g) y h)) y  $L_{\text{v}}$  (Fig. 40, #4 - i) y j)) del FO. En este periodo la cantidad de FOs por transecto encontrados en el rango de amplitud analizado fue 7.4 para los datos observados y simulados.

En la tabla 9 se muestra un resumen de la comparación entre los datos observados y simulados. Esta comparación mostró una vez más la capacidad del modelo para simular con buena aproximación el estado real del SAP, en este caso, las características de los FOs de submesoescala  $\mathcal{O}(\sim 1 - 10\text{km})$  (Fig. 40 y tabla 9) y acreditar nuestro algoritmo de detección de frentes oceánicos.

**Tabla 9**

*Comparación de las características de las zonas frontales detectadas en los datos observados y simulados*

Temporada	Rango de mayor probabilidad									
	Entre costa y alta mar [km]		Profundidad [m]		Distancia hacia la PCM [m]		Extensión horizontal [km]		Extensión vertical [m]	
	G	M	G	M	G	M	G	M	G	M
Verano	63 – 96	63 – 96	10 – 17	10 – 17	12 – 3	12 – 3	1.3 – 2.6	1.3 – 2.6	0 – 7	0 – 7
Otoño	50 – 93	50 – 93	13 – 24	13 – 24	0 – 12 (-)	0 – 12 (-)	1.3 – 2.6	1.3 – 2.6	0 – 10	0 – 10
Invierno	50 – 83	50 – 83	44 – 87	44 – 87	7 – 23 (-)	7 – 23 (-)	1.3 – 2.6	2.6 – 4	0 – 20	0 – 20
Primavera	73 – 116	73 – 116	18 – 34	18 – 34	13 – 26 (-)	0 – 13 (-)	0 – 1.3	0 – 1.3	0 – 10	0 – 10

**Nota:** El signo (-) en distancia hacia la PCM significa que la profundidad máxima del frente detectado se encuentra por debajo de la PCM. G y M significa glider y modelo respectivamente.

### IV.2.3. Distribución estacional de los frentes oceánicos en el SAP

Para el análisis estacional de los frentes detectados en el SAP se utilizaron datos simulados, específicamente, los que se muestran en los mapas de la figura 40 a-i), b-i), c-i) y d-i) que corresponden a dos zonas: centro ( $\sim 12.5$  °S) y norte ( $\sim 8.1$  °S) para todas las temporadas (verano, otoño, invierno y primavera).

Se detectaron un total de  $\sim 164$  y  $\sim 154$  FOs por transecto en la zona centro y norte respectivamente. Estos FOs presentaron ciertas diferencias en su distribución en términos de temporada (verano, otoño, invierno y primavera) y zona frontal más probable con respecto a la costa. Como las ZFs se detectan a partir de un percentil definido para cada temporada (percentiles  $5^{th}$  y  $95^{th}$ ), hay la misma cantidad de puntos de gradiente de densidad máximos y mínimos considerados para las ZFs (en % de observaciones, en total el 10% de la data por zona y temporada se consideran para las ZFs). Aquí la comparación se realiza a partir de la cantidad de ZFs caracterizados por el algoritmo de detección y el conjunto de puntos asociados a una ZF que se encuentran en la columna de agua. Mayor cantidad de FOs está asociado a mayor variabilidad alrededor de la capa de mezcla y la pycnoclina, por lo tanto, mayor cantidad de ZFs, pero, menor cantidad de puntos asociados a una ZF. En el caso contrario, menor cantidad de FOs está asociado a poca variabilidad alrededor de la capa de mezcla y la pycnoclina, por lo tanto, menor cantidad de ZFs, pero, mayor cantidad de puntos asociados a una zona ZF. En ese sentido, en la zona centro y norte se encontró relativamente mayor cantidad de FOs por transecto en la temporada de invierno (variabilidad alta alrededor de la capa de mezcla y pycnoclina). Durante la temporada de otoño (centro) y verano (norte) se encontró relativamente menor cantidad de FOs por transecto (variabilidad baja alrededor de la capa de mezcla y la pycnoclina, Fig. 41 – a) y b)). La comparación del gradiente de densidad de las ZFs entre la zona centro y norte mostró diferencias significativas en la magnitud

del gradiente de densidad siendo en promedio más intensas en la parte norte (prueba Mann – Whitney U,  $p < 0.001$ ). En la zona centro el gradiente de densidad presentó diferencias significativas entre las temporadas de verano – invierno, verano – primavera, otoño – invierno y otoño – primavera. En la parte norte las diferencias significativas del gradiente de densidad se presentó entre las temporadas de verano – invierno y verano – primavera (prueba binomial con corrección de Bonferroni para múltiples comparaciones,  $p < 0.05$ ) (Fig. 41 – c) y d)). La comparación del efecto de la temporada sobre la ocurrencia del frente y la intensidad del frente para las zonas centro y norte confirman la estacionalidad de los FOs en el SAP.

Para la zona frontal más probable con respecto a la costa se combinó la cantidad de FOs por transecto de todas las temporadas (verano, otoño, invierno y primavera). Mayor cantidad de FOs con respecto a la costa (zona frontal más probable) se encontró en la zona de transición (100 – 150 km) y menor cantidad en la zona costera (0 – 50 km) para la zona centro y norte (Fig. 41 – e) y f)). El gradiente de densidad presentó diferencias significativas en la magnitud del gradiente entre zona centro y norte (prueba Mann – Whitney U,  $p < 0.001$ ). Pero, la intensidad del gradiente por rango de zonas con respecto a la costa no presentó diferencias significativas (prueba binomial con corrección de Bonferroni para múltiples comparaciones,  $p > 0.05$ ) (Fig. 41 – g) y h)).

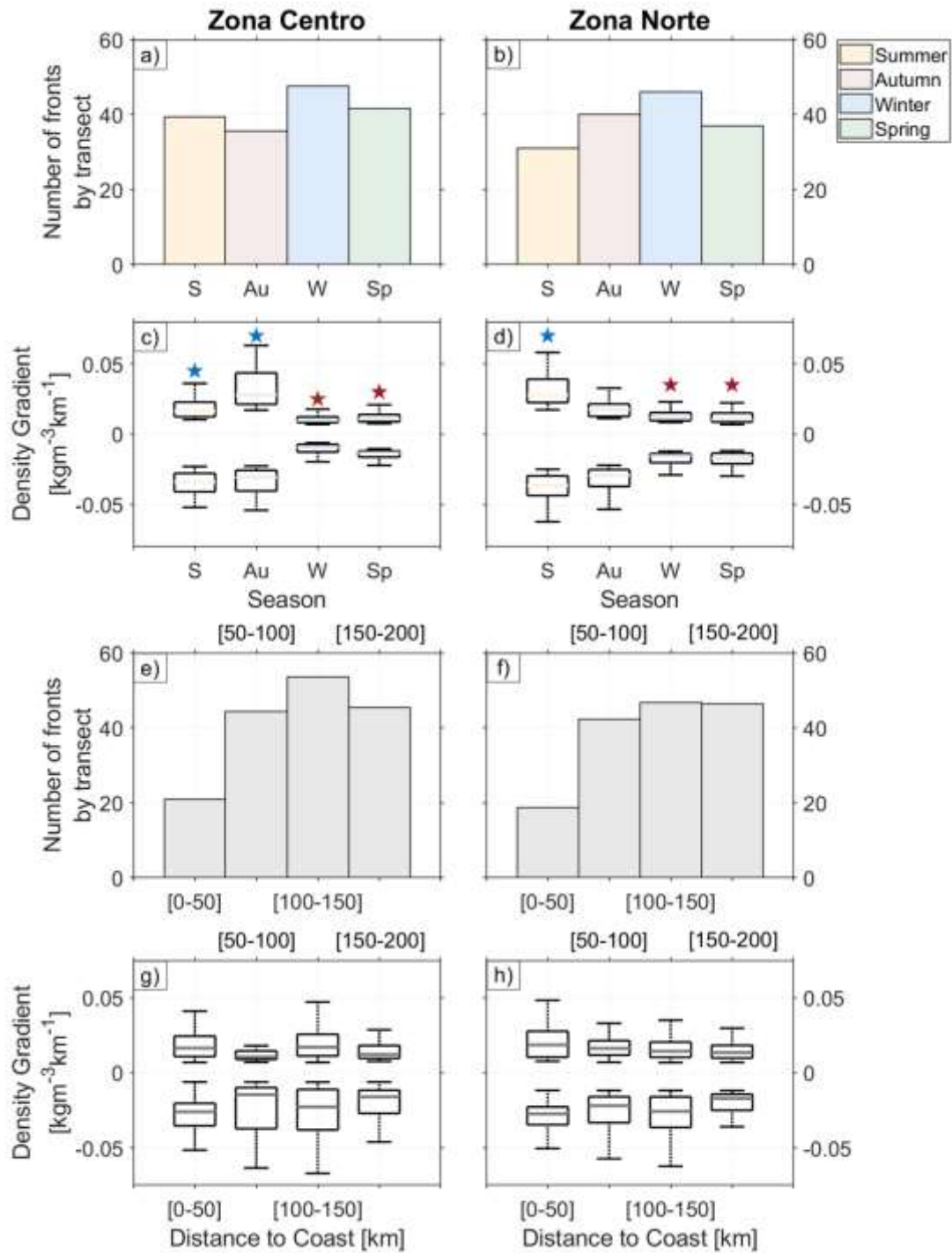


Figura 41. Distribución estacional (a) y b)) y con respecto a la costa (e) y f)) de los frentes detectados en las zonas centro (~12.5 °S) y norte (~8.1 °S). Las figuras c), d), g) y h) muestran la comparación del gradiente de densidad por temporada (S: verano, Au: otoño, W: invierno y Sp: primavera) y rango de distancia a la costa (0 – 50, 50 – 100, 100 – 150 y 150 – 200). La estrellas rojas y celestes en c) y d) indican los grupos que difieren significativamente (prueba binomial con corrección de Bonferroni para múltiples comparaciones,  $p < 0.05$ ). La barra horizontal en el interior de cada caja representa la mediana (cuartil 50) y la parte superior e inferior los cuartiles 75 y 25.



De acuerdo con lo descrito líneas arriba, mayor cantidad de frentes encontrados en la columna de agua está asociado a mayor variabilidad de la columna de agua a través de la pycnoclina y alrededor de la capa de mezcla. La intensidad del gradiente de densidad parece estar relacionada con la estabilidad de la columna de agua, es decir, intensos gradientes de densidad se dan en un estado más estratificado de la columna de agua (p. ej., temporada de verano y otoño Fig. 41 – c) y d)), donde hay menos variabilidad en la columna de agua y en consecuencia menor cantidad de FOs encontrados (Fig. 41 – a) y b))

La variabilidad del campo del gradiente de temperatura superficial calculado a partir de los datos simulados (usando la ecuación  $\xi = \left( \left( \frac{\partial T}{\partial x} \right)^2 + \left( \frac{\partial T}{\partial y} \right)^2 \right)^{\frac{1}{2}}$ ) también muestran ciertas características estacionales. En este caso se eligió áreas alrededor de las zonas de extracción de las secciones verticales y despliegues glider. Aquí mostramos como ejemplo las estructuras físicas que se forman a partir del gradiente de temperatura de una fecha para cada temporada (Fig. 42). Se pueden observar distintas estructuras físicas, tales como: frentes, filamentos y vórtices a distintas escalas. A diferencia de verano y primavera, durante otoño e invierno se pueden notar más de estas estructuras (Fig. 42 – filas #2 y 3#). Durante otoño son más alargados los filamentos y vórtices y son más intensos los gradientes de temperatura que en invierno desde zonas costeras hacia alta mar. Durante verano se puede notar éstas estructuras mayormente en zonas costeras (Fig. 42 – a) y b)). En primavera también se puede notar filamentos cercanos a la costa pero son más extensos que en verano (Fig. 42 – g) y h)).

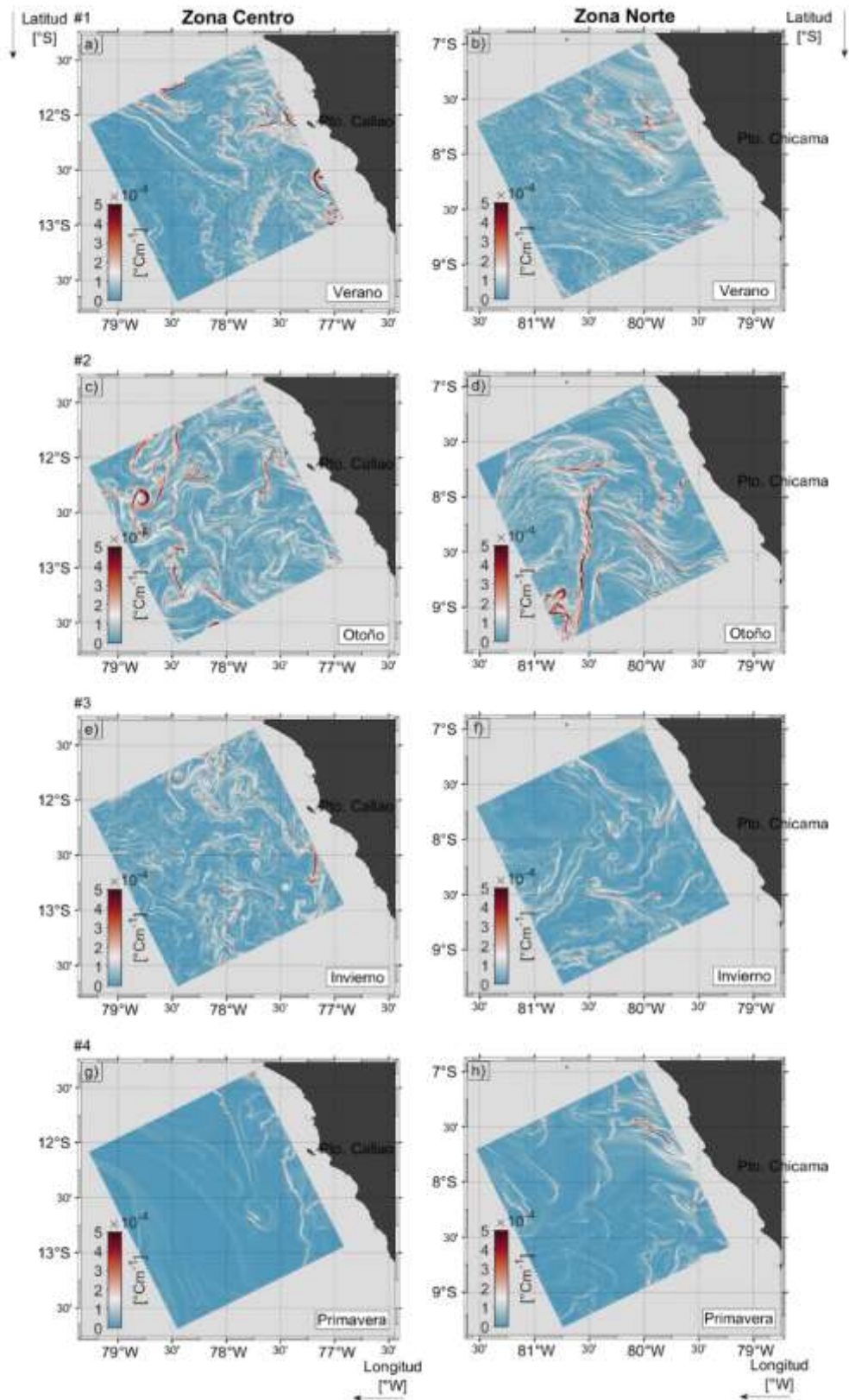


Figura 42. Estacionalidad en el campo de gradiente de temperatura superficial a partir de datos simulados en la zona centro (lado izquierdo) y norte (lado derecho) en el SAP. a) y b) verano (15 de febrero), c) y d) otoño (15 de mayo), e) y f) invierno (15 de agosto) y g) y h) primavera (15 de noviembre).

Aunque el análisis de la figura 41 se realiza en la columna de agua. El análisis en conjunto de todas las salidas de la simulación (Tabla 5) e independiente de la intensidad del gradiente (mayor intensidad del gradiente de temperatura no significa necesariamente mayor actividad frontal Fig. 41 – a), b), c) y d)), la cantidad de estructuras físicas que se forman en superficie (Fig. 42) coinciden en parte con la distribución de los frentes detectados por transecto de la figura 41 – a) y b) (p. ej., mayor cantidad de estructuras en invierno) y también coinciden con mayor variabilidad entre 100 – 150km de la costa (no se muestra) como se indica en la figura 41 – e) y f). Estas características por temporadas de las estructuras físicas superficiales prueban cualitativamente la variabilidad estacional de los FOs en el SAP.

### **IV.3. CORRELACIÓN ENTRE GRADIENTES DE DENSIDAD, OXÍGENO Y CLOROFILA**

A partir de esta sección en adelante se analizará el efecto de los frentes oceánicos detectados en la distribución del oxígeno y la clorofila y el posible cambio de su concentración a partir de datos glider.

En esta sección se analiza si la dinámica física del campo de oxígeno y clorofila tiene buena correlación con la dinámica física del campo densidad y también se evalúa la variabilidad del gradiente de densidad, oxígeno y clorofila asociado con las FOs (Fig. 43).

Las correlaciones espaciales entre los gradientes de densidad, oxígeno y clorofila se analizaron hasta la profundidad límite del análisis para el cálculo de los FOs (p. ej., Fig. 35). El patrón de correlación con tendencia negativa en el caso de la correlación entre el gradiente de oxígeno y gradiente de densidad, negativa en el caso de la correlación entre el gradiente de clorofila y gradiente de densidad y positiva en el caso de la correlación entre el gradiente de clorofila y gradiente de oxígeno para todas las

temporadas (aquí se analiza las secciones verticales de verano, otoño, invierno y primavera de los datos glider, Tabla 4) fue similar. El campo de densidad aumenta su magnitud con la profundidad y en superficie decrece su magnitud desde costa hacia alta mar, caso contrario, las concentraciones de oxígeno disminuyen con la profundidad y en superficie aumentan desde zonas costeras hacia alta mar. En el caso del campo de clorofila, mayores concentraciones (parches de clorofila) tienden a ubicarse en zonas superficiales costeras y decrece su valor en dirección hacia alta mar, y también, decrece con la profundidad (sección IV.1, p. ej., Fig. 27). En general las isolíneas de cada campo son inclinadas desde zonas someras cercanas a la costa y se profundizan hacia alta mar (sección IV.1, aunque en condiciones no normales las isolíneas del campo de densidad se profundizan desde zona oceánica a zona costera, Fig. 28 - #1 y Fig. 30 - #1). Tal configuración de los campos de densidad, oxígeno y clorofila resultan en una correlación del gradiente de densidad con el gradiente de oxígeno y clorofila con tendencia lineal negativa (Fig. 43 – a), b), d), e), g), h), j) y k)). Así como también, una correlación de tendencia lineal positiva entre los gradientes de oxígeno y clorofila (Fig. 43 – c), f), i) y l). En cada caso se encontró un valor de correlación espacial significativo ( $p < 0.001$ ) representado por sigma  $\sigma$  (Fig. 43).

Los valores de correlación (sigma  $|\sigma|$  en valor absoluto) entre el gradiente de oxígeno y la densidad son altos ( $>0.8$ ) para las temporadas de verano, invierno y primavera. Sin embargo, para la temporada de otoño es relativamente baja ( $<0.6$ ). Los valores de correlación indican que la variabilidad física del campo de densidad tiene un papel importante en la variabilidad física del campo oxígeno, pero, la correlación relativamente baja en otoño indica que otros procesos, aparte de la variabilidad física, influyen en la variabilidad del campo de oxígeno. En el caso de los valores de correlación entre el gradiente de clorofila y densidad, fue relativamente mayor en verano ( $|\sigma| = 0.57$ ,

Fig. 43 – b)). Similarmente entre el gradiente de clorofila y oxígeno se encontró relativamente alta correlación en verano ( $|\sigma| = 0.66$  Fig. 43 – c)) pero también en primavera ( $|\sigma| = 0.59$ , Fig. 43 – l)). Estos valores relativamente altos de correlación significan que la variabilidad física del campo de densidad tiene un papel importante en la variabilidad física del campo de clorofila en verano.

La variabilidad física en este estudio lo asociamos con la dinámica producida por los FOs. Los FOs se encontraron alrededor de máximos y mínimos gradientes de oxígeno y clorofila (puntos negros p. ej., Fig. 43 g), j), b) y c)). Aunque en ciertas temporadas los FOs no es tan notorio que se encuentren alrededor de fuertes gradientes de clorofila (p. ej., Fig. 43 – e) y h)). En promedio las ZFs tienden a encontrarse alrededor de fuertes gradientes (en magnitud) de oxígeno y clorofila como se muestran en los diagramas de cajas de cada análisis de correlación en la figura 43 (prueba de Mann-Whitney U,  $p < 0.001$ ).

Fuertes gradientes de densidad, oxígeno y clorofila indican zonas de cambio de valores relativamente altos en la magnitud o concentración de cada campo, estas zonas de fuertes gradientes se encontró alrededor de FOs (puntos negros Fig. 43) durante las temporadas de verano, invierno y primavera entre los campos de oxígeno y densidad, en verano para los campos de clorofila y densidad y en verano y primavera para los campos de clorofila y oxígeno. En este último los FOs se ubican a lo largo de la línea de tendencia positiva del análisis de correlación (Fig. 43 – c), f) i) y l)), y en general los FOs ubicados en gradientes relativamente altos de oxígeno y clorofila, muestran que la dinámica física de los FOs favorecen en ciertas temporadas en la mezcla de concentraciones altas de oxígeno y clorofila en el SAP.

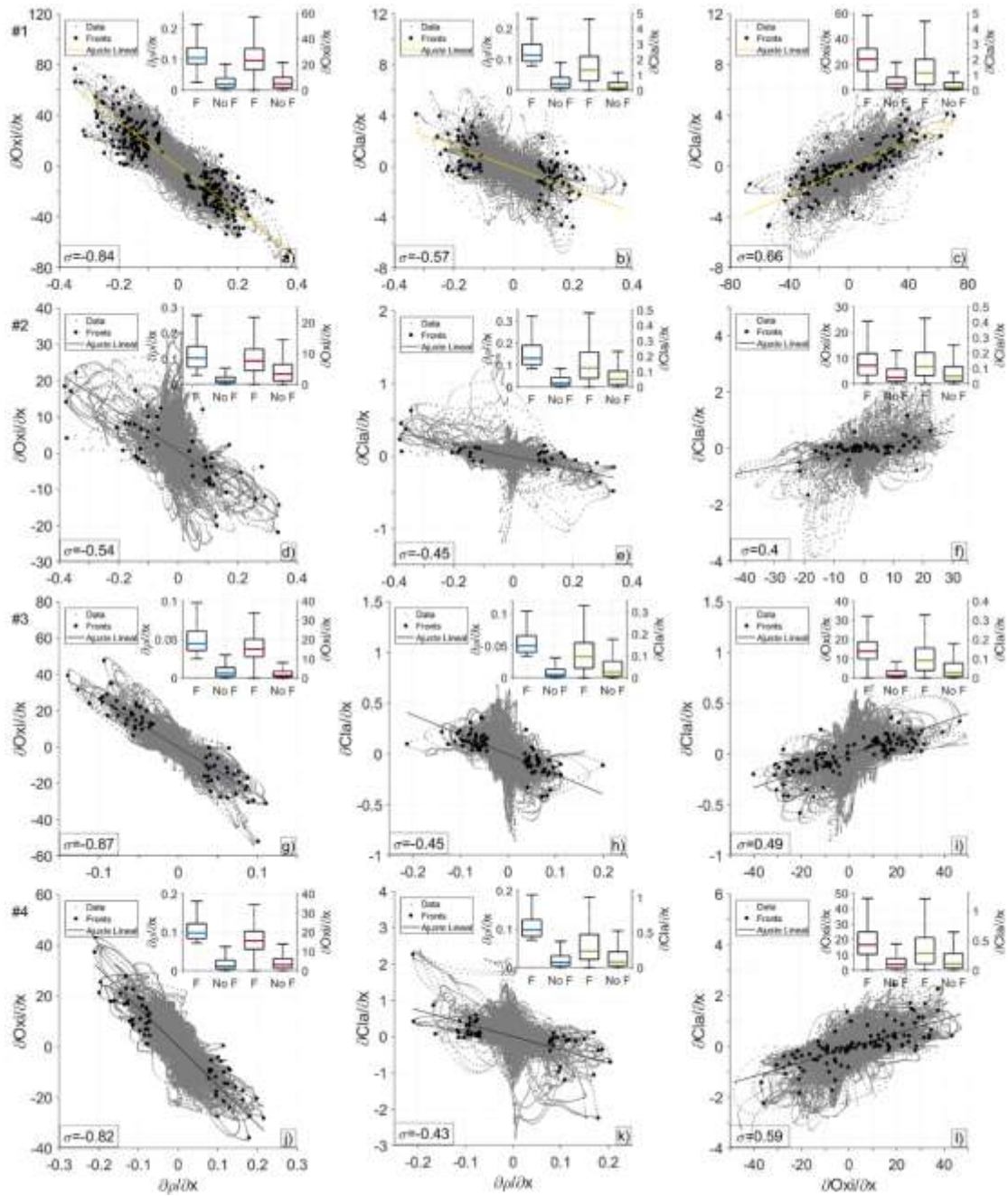


Figura 43. Correlación de gradientes horizontales de densidad (eje X, [ $kgm^{-3}km^{-1}$ ]) y oxígeno (eje Y, [ $\mu molkg^{-1}km^{-1}$ ]) (a, d, g y j)), densidad (eje X, [ $kgm^{-3}km^{-1}$ ]) y clorofila (eje Y, [ $\mu gL^{-1}km^{-1}$ ]) (b, e, h y k)) y oxígeno (eje X, [ $\mu molkg^{-1}km^{-1}$ ]) y clorofila (eje Y, [ $\mu gL^{-1}km^{-1}$ ]) (c, f, i y l)) para verano (#1), otoño (#2), invierno (#3) y primavera (#4) a partir de datos glider (Tabla, 4). Las líneas de tendencia en cada gráfico se muestran de color amarillo para verano, rojo vino para otoño, azul para invierno y verde oscuro para primavera. Los diagramas de caja muestran la mediana (cuartil 50) de la magnitud del gradiente de densidad, oxígeno y clorofila para ZFs: F y no ZFs: no F, y la parte superior e inferior los cuartiles 75 y 25. El gradiente del FO se muestra como puntos negros y los grises la cantidad de gradientes ubicados hasta 15m por debajo de la máxima PCM.

#### IV.4. INESTABILIDADES ALREDEDOR DE LA PICNOCLINA/TERMOCLINA Y OXICLINA ASOCIADAS A ZONAS FRONTALES

En secciones anteriores se mostró que mayor cantidad de FOs están asociados a una alta variabilidad alrededor de la capa de mezcla y la picnoclina, en esta sección, se analiza si los FOs detectados también tienen un efecto en la variabilidad de la profundidad de la oxiclina (o isolíneas ubicadas en zonas de fuerte gradiente vertical (IZGV)).

Se encontraron rangos de isolíneas de temperatura, oxígeno y densidad a lo largo de las IZGV para cada zona (norte, centro y sur) y temporada (verano, otoño, invierno y primavera) (Fig. 44). Las IZGV de temperatura y densidad para otoño y primavera de la zona norte (Fig. 44 – a) y c),  $Au_1$  y  $Sp_1$ ) tienen valores relativamente mayores y menores con respecto a las isolíneas de temperatura y densidad de la parte centro y sur respectivamente (Fig. 44 –  $S_1$ ,  $S_2$ ,  $S_3$ ,  $Au_2$ ,  $W_1$  y  $Sp_2$ ). Esta diferencia notable en los valores de las IZGV de temperatura y densidad de estos periodos corresponden a condiciones El Niño 2015 – 2016 (sección IV.1) y no es representativo de condiciones normales. En los otros periodos y zonas (Fig. 44 –  $S_1$ ,  $S_2$ ,  $S_3$ ,  $Au_2$ ,  $W_1$  y  $Sp_2$ ) las IZGV de temperatura y densidad tienen un patrón descendente y ascendente respectivamente de verano a primavera (Fig. 44 – a) y c)), los cuales están relacionados a mayor profundidad debido a las condiciones oceanográficas de cada temporada (sección IV.1). Sin embargo, las IZGV de oxígeno no siguen un patrón claro. En verano, temporada en la cual la capa de mezcla se encuentra somera, y se espera que las IZGVs se encuentren no tan profundas, se encontró IZGV con valores relativamente más bajas que en invierno (Fig. 44 – b),  $S_2$  y  $W_1$ ). ¿Son los FOs detectados capaces de alterar las IZGVs y provocar una profundización de la columna de agua del campo de oxígeno?

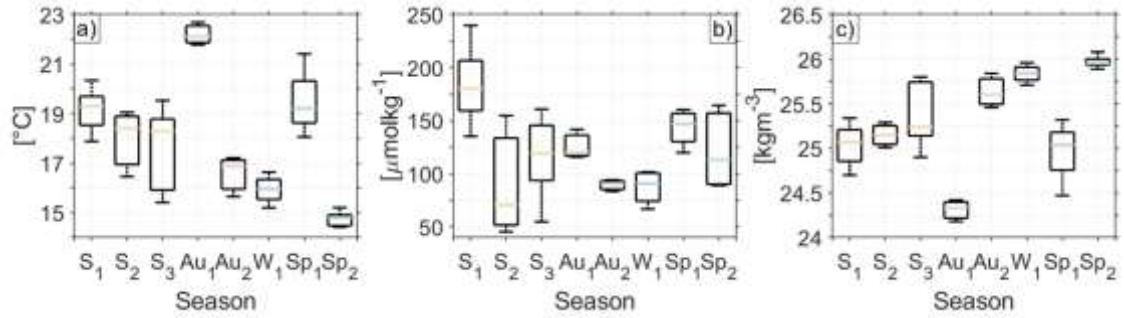


Figura 44. Isolíneas calculadas en zonas de gradiente vertical más fuerte en el campo de a) temperatura [ $^{\circ}\text{C}$ ], b) oxígeno [ $\mu\text{molkg}^{-1}$ ] y c) densidad [ $\text{kgm}^{-3}$ ] para verano (S), otoño (Au), invierno (W) y primavera (Sp).  $S_1$ : Verano 2013 ( $\sim 12.63^{\circ}\text{S}$ ),  $S_2$ : verano 2018 ( $\sim 12.03^{\circ}\text{S}$ ),  $S_3$ : verano 2013 ( $\sim 13.0^{\circ}\text{S}$ ),  $Au_1$ : otoño 2016 ( $\sim 8.15^{\circ}\text{S}$ ),  $Au_2$ : otoño 2010 ( $\sim 14.3^{\circ}\text{S}$ ),  $W_1$ : invierno 2019 ( $\sim 12.17^{\circ}\text{S}$ ),  $Sp_1$ : primavera 2015 ( $\sim 8.08^{\circ}\text{S}$ ) y  $Sp_2$ : primavera 2008 ( $\sim 14.22^{\circ}\text{S}$ ). Los diagramas de caja muestran la mediana (cuartil 50, de colores: amarillo, rosa, azul claro y verde claro para verano, otoño, invierno y primavera respectivamente) y la parte superior e inferior los cuartiles 75 y 25.

Los FO detectados a esta escala ( $\mathcal{O}(\sim 1 - 10 \text{ km})$ ) se encontraron distribuidos a lo largo de la PCM y en zonas donde la distancia entre las isopicnas es mínima (zonas alrededor de la picnoclina) en cada sección vertical (p. ej., Fig. 35). Por ello, era de esperarse encontrar las IZVG de densidad alrededor de esta zona de fuertes gradientes verticales. Nuestro método descrito en la sección III.5.4 calcula bien las IZGV de densidad, pero también, las IZGVs de temperatura y de oxígeno (Fig. 45-b, c) y d)). La figura 45 muestra que las variaciones de las profundidades de las IZVGs se generan alrededor de los FOs. Por lo que, variaciones de la profundidad de las IZGVs también pueden ser debido a la dinámica asociada con los FOs submesoescalares (Fig. 45 – a)).



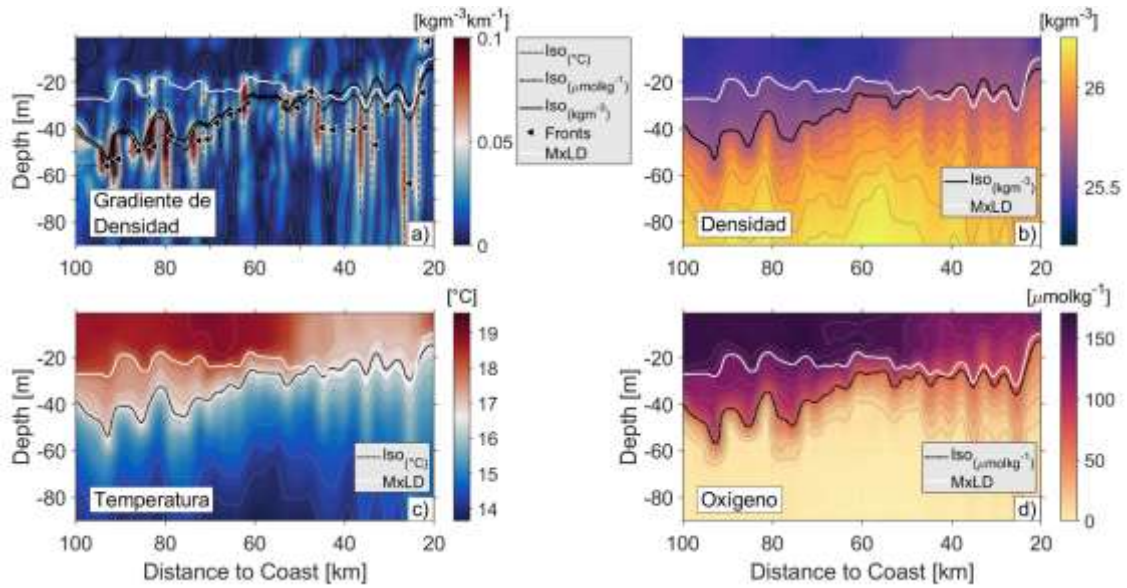


Figura 45. Campo de a) gradiente de densidad [ $\text{kgm}^{-3}\text{km}^{-1}$ ], b) densidad [ $\text{kgm}^{-3}$ ], c) temperatura [ $^{\circ}\text{C}$ ] y d) oxígeno [ $\mu\text{molkg}^{-1}$ ] de la temporada de invierno (un transecto del despliegue #14, Tabla 4). En cada campo (b), c) y d)) se muestra la isolínea encontrada en la zona de fuerte gradiente vertical de color negro. El campo a) muestra las tres isolíneas calculada para cada campo y las zonas frontales detectas (triángulos negros, extensión vertical y horizontal indicada por líneas discontinuas negras). La línea contorneada de color blanco es la PCM.

En gran parte de las secciones verticales se encontró una buena correlación entre las profundidades de las IZGVs de temperatura, densidad y oxígeno (Fig. 46). Para encontrar si los FOs son capaces de desplazar la IZGV de oxígeno en patrones distintos de profundidad a la IZGV de densidad/temperatura se evaluó la correlación entre las profundidades de la IZGV de temperatura/densidad con la IZGV de oxígeno de todas las secciones verticales disponibles (Tabla 4). Incluso con correlaciones relativamente altas (valores de correlación entre  $\sim 0.85$  –  $\sim 0.65$ ) se empezó a notar diferencias en las profundidades de las IZGVs de oxígeno y en algunos casos se encontró hasta  $\sim 20$  m por debajo de las IZGV de temperatura/densidad (No se muestra).

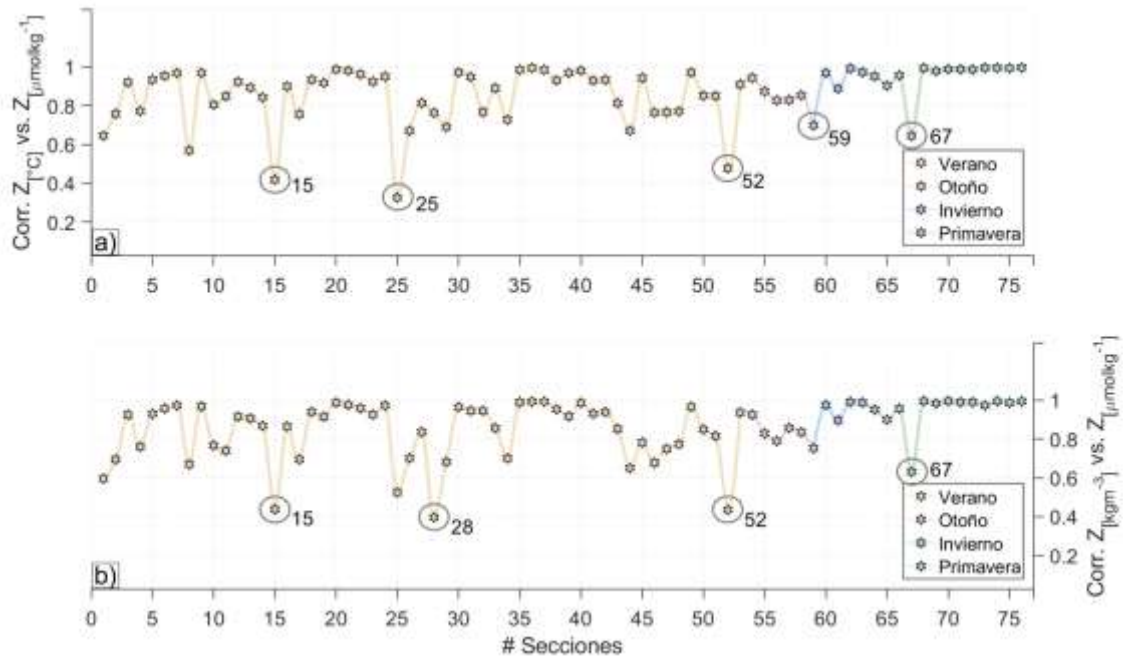


Figura 46. Correlación entre profundidades de IZGV de a) temperatura – oxígeno y b) densidad – oxígeno del total de secciones verticales (o transectos) de los datos glider (Tabla 4). Los colores amarillo, rosa, azul claro y verde claro corresponden a las temporadas de verano, otoño, invierno y primavera respectivamente. EjeX es el número de la sección vertical (o # de transecto, Tabla 4) y ejeY es el valor de la correlación (significativa ( $p < 0.001$ ) para todos los transectos).

Si bien, en algunos transectos se encontró que la IZGV de oxígeno se desplaza muy por debajo ( $\sim 20\text{m}$ ) de la IZGV de temperatura/densidad, mantenían el mismo patrón de bajada y subida por ello la correlación se mantuvo alta a través de toda la sección vertical. Posiblemente la separación de las IZGVs a más de  $\sim 20\text{ m}$  estén relacionado a procesos de escala más grande (p. ej., intensos remolinos de mesoescala ( $\mathcal{O}(\sim 10 - 100\text{ km})$ , Thomsen et al., 2016a)). En este análisis nos centraremos en la variación de la profundidad de la IZGV de oxígeno relacionado a FOs adyacentes. Se encontraron tres secciones verticales en la temporada de verano, 1 en otoño y 1 en primavera (condiciones el Niño 2015) con correlaciones relativamente bajas (Fig. 46 – a) y b)). En particular, la correlación baja del transecto de primavera puede estar asociadas a las condiciones El Niño 2016 el cual tiene efectos en la profundización de la oxiclina (Espinoza-Morriberón

et al., 2019). Pero también puede estar asociados a intensos FOs como se verá a continuación.

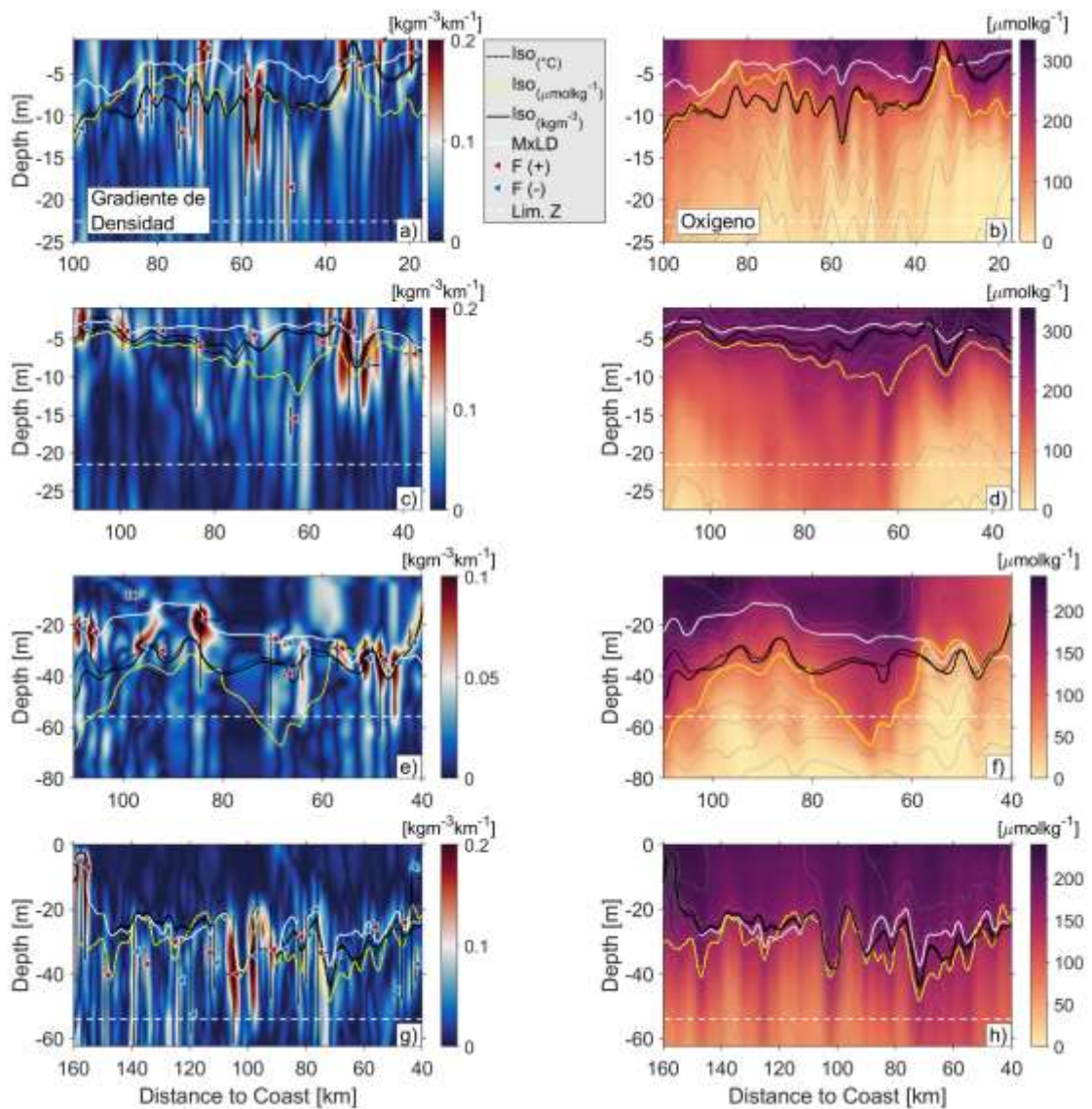


Figura 47. Campos de gradiente de densidad (a), c), e) y g)) y oxígeno (b), d), f) y h)). Las isolíneas discontinuas de color negro y amarillo son las IZGV de temperatura/densidad y oxígeno respectivamente. Las isolíneas de contorno blanco es la PCM. La línea discontinua blanca es el límite del análisis para la detección de zonas frontales. Los triángulos rojos y azules indican la zona de máximo gradiente positivo y negativo de la zona frontal detectada respectivamente y las líneas verticales y horizontales de color negro su extensión. Los contornos grises en el campo de oxígeno son las isopicnas. a) y b) transecto #15, c) y d) transecto #25, e) y f) transecto #59, g) y h) transecto #67.

Las IZGVs de oxígeno que mostraron mayor profundización (o más cercano a superficie Fig. 47 – b) a ~80km) con respecto a las IZGVs de temperatura/densidad se

encontraron adyacentes a FOs y alrededor de isopícnas altamente inclinadas a través de la capa de mezcla (p. ej., Fig. 47 – b), d), f) y h) a ~30, ~50, ~60 y ~158 km de la costa respectivamente). Los FOs detectados alrededor de estas variaciones de IZGV de oxígeno se indican con triángulos rojos y azules (Fig. 47 a), c), e) y g)). Tomando como referencia la  $L_v$  del FO, se puede distinguir dos casos: El lado denso del frente se encuentra a la izquierda y el lado menos denso en el lado derecho para FO con triángulos rojos y para FOs con triángulos azules el lado denso del frente se encuentra a la derecha y el lado menos denso en el lado izquierdo (ver Fig. 35). Esta configuración del lado denso y menos denso del FO genera vórtices en sentido antihorario y horario (Mahadevan, 2016; McWilliams, 2016; Levy et al., 2018). La circulación horaria y antihorario del FO más las isopícnas inclinadas de tal manera que pueden llegar hasta la superficie es suficiente para deformar las IZGVs de oxígeno, debido a que acumulan suficiente energía potencial y cinética, la cual, es más probable que se manifieste luego en deformaciones o variaciones de la columna de agua. Como consecuencia los FOs detectados con estas características son capaces de alterar la profundidad de las IZGVs de oxígeno.

#### **IV.5. DISTRIBUCIÓN ESPACIAL DE ALTAS CONCENTRACIONES DE CLOROFILA Y OXÍGENO A TRAVÉS DE ZONAS FRONTALES**

FA y FOs fueron observados en las secciones verticales glider (sección IV. 2). Si bien, nuestro algoritmo fue diseñado para detectar FOs de submesoescala en algunos casos también detecto el FA (p. ej., Fig. 49, ~70 km de la costa). En este tipo de frente las isopícnas se mantienen inclinadas casi verticales llegando hasta la superficie y funcionan como barreras físicas naturales que separan aguas frías costeras (CCW) de las aguas cálidas de alta mar (STSW) (Fig. 48 – d) y e)) en la capa de mezcla. El lado denso de este tipo de frente (lado derecho Fig. 48 –a)) mostró altas concentraciones de clorofila

y relativamente bajas concentraciones de oxígeno (Fig. 48 – b) y c)) en comparación con el lado menos denso del frente (lado izquierdo Fig. 48 –a)).

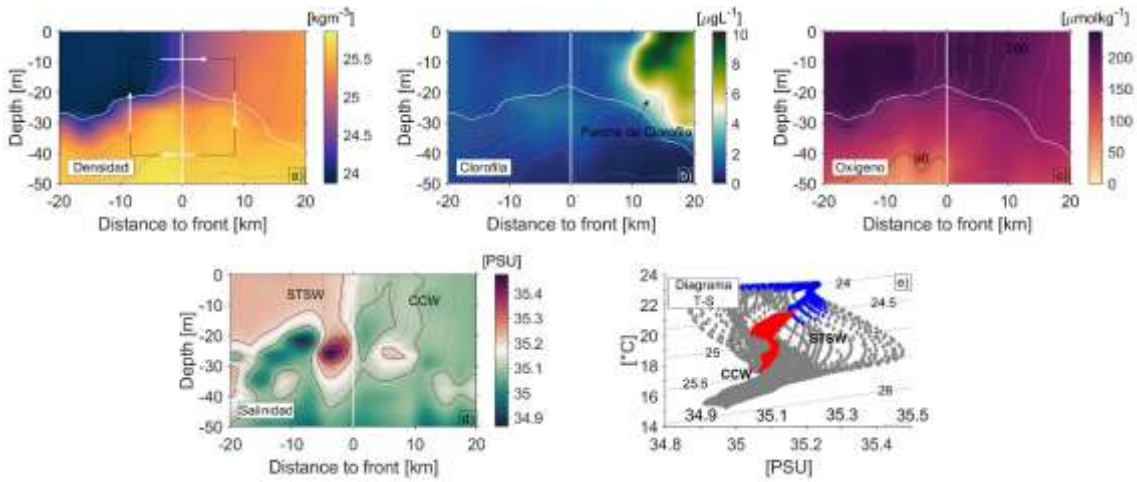


Figura 48. Frente de afloramiento (desp. #10 – Tabla 4). a) Densidad, b) clorofila, c) oxígeno, d) salinidad y e) diagrama T-S. La línea blanca vertical posicionada a 0 km en a), b), c) y d) indican la posición del frente de afloramiento. Las isopícnas de color gris se graficaron en cada campo. El rectángulo con las flechas blancas indican la circulación secundaria ageostrófica. En c) se muestra las isolíneas de oxígeno de 90 y 200  $[\mu\text{molkg}^{-1}]$  y en d) las isohalinas [PSU] de color gris oscuro. Las siglas CCW y STSW se refieren a las Aguas Costeras Frías y al Agua Subtropical Superficial. La línea contorneada de blanco en a), b) y c) es la PCM. En e) los plots de color gris claro son los datos de toda la sección vertical y los plots de color rojo y azul corresponde a los valores de temperatura y salinidad del lado denso y menos denso a través del frente limitados hasta la PCM.

La dinámica de submesoescala a través de este tipo de frente generan frentes más pequeños (Fig. 49 – a)) que debido a sus características (p. ej. circulación ageostrófica: horario para frentes con lado denso en la parte derecha (triángulos blancos Fig. 49) y antihorario para frentes con lado denso en la parte izquierda (triángulos grises Fig. 49), con velocidades intensas verticales (Capet et al., 2008b; Thomas et al., 2008)) aumentaron la variabilidad de la PCM y picnoclina (sección IV.2 y IV.4). La distribución espacial de las concentraciones relativamente altas de clorofila fueron alrededor y debajo de la PCM desde costa hacia alta mar (Fig. 49 – c)) (en este caso para notar la distribución de las concentraciones de clorofila a través de los FOs de submesoescala se graficó el logaritmo

en base 10 del campo de clorofila). En zonas adyacentes a estos FOs se observó subducción con relativamente altas concentraciones de oxígeno hasta la parte superior de la ZMO (Fig. 49 – e), entre ~60 - ~70 km) (También Fig. 47 lado derecho, subducción y variaciones de la IZGVs de oxígeno).

No todas las zonas con fuertes gradientes de oxígeno y clorofila se encuentran alrededor de FOs (Fig. 49 – c) y e)). Se puede notar en el campo de clorofila y oxígeno que fuertes gradientes se encuentran en los primeros 60km y no corresponden en gran parte a fuertes gradientes de densidad (Fig. 49 – b)). Pero, alrededor los gradientes de densidad asociados a FOs se encontró altas concentraciones de oxígeno y clorofila (diagramas de cajas Fig. 49 – c) y e)).

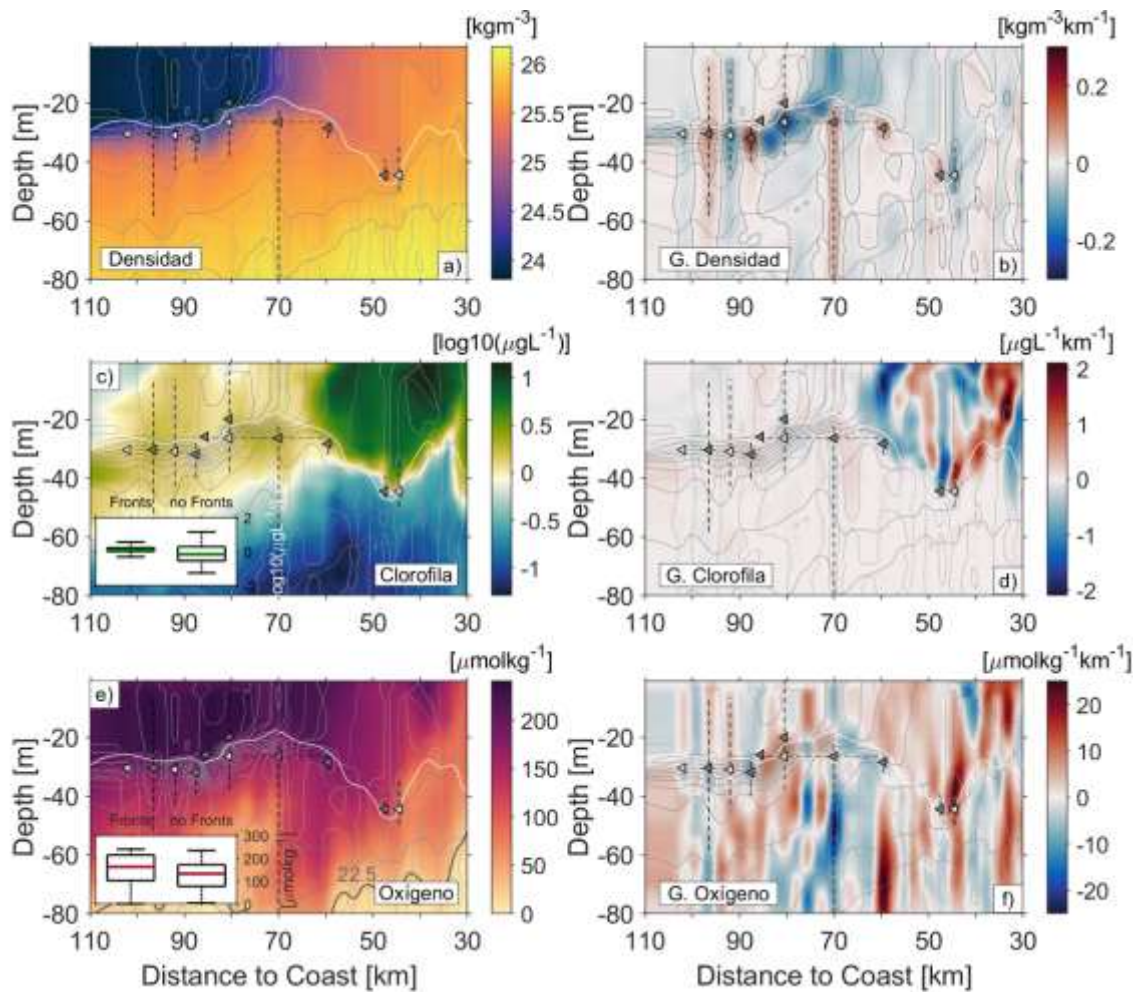


Figura 49. Frentes submesoescalares y su influencia en la distribución del oxígeno y la clorofila (despliegue #10 – Tabla 4). (a) - b) Densidad y gradiente de densidad, (c) - d)) clorofila y gradiente de clorofila, (e) - f)) oxígeno y gradiente de oxígeno. La concentración de la clorofila y oxígeno calculada en zonas frontales y no frontales se muestran en los diagramas de caja en cada campo. Las isopícnas y los isolíneas del campo de densidad y gradiente de densidad de color gris oscuro y claro respectivamente se superponen en cada gráfico. Frentes oceánicos detectados positivos y negativos son los triángulos grises y blancos respectivamente. La PCM es la línea de contorno blanco. El límite de la ZMO ( $22.5 \mu\text{mol kg}^{-1}$ ) está contorneada de gris oscuro en el campo de oxígeno.

La variabilidad de submesoescala y la distribución de las concentraciones de clorofila y oxígeno descritas líneas arriba corresponden a la temporada de otoño 2010. Similar variabilidad de la distribución del oxígeno y clorofila se encontraron en la temporada de verano 2013 (Fig. 50). El FA (con características similares al de la figura 49) para esta sección vertical y periodo se ubicó a  $\sim 77$  km (Fig. 50 – c)). A través de este frente, altas concentraciones de clorofila se encontraron en el lado denso y bajas concentraciones en lado menos denso. FOs en este transecto limitaron grandes parches de clorofila en zonas costeras hasta  $\sim 80$  km de la costa. A partir de esta distancia, FOs distribuyeron parches de clorofila relativamente pequeños a través de la PCM y las IZGVs de densidad. Altas concentraciones de oxígeno se ubicaron adyacentes a FOs en zonas superficiales cercanos a la costa y a través de la PCM y las IZGVs de densidad (Fig. 50 – e)). Asociado a un FO (extenso verticalmente) entre  $\sim 50$  -  $\sim 60$  km de la costa se observa subducción de aguas oxigenadas hasta la parte superior de la ZMO (fig. 50 – e)). Para esta temporada, mayor cantidad de intensos gradientes asociados con FOs se encuentran en las mismas zonas de máximos y mínimos gradientes de oxígeno y clorofila (Fig. 50 – b), d) y f)), y las concentraciones de oxígeno y clorofila fueron mayores en zonas frontales y menores en zonas no frontales (diagrama de caja de las Fig. 50 – c) y e)).

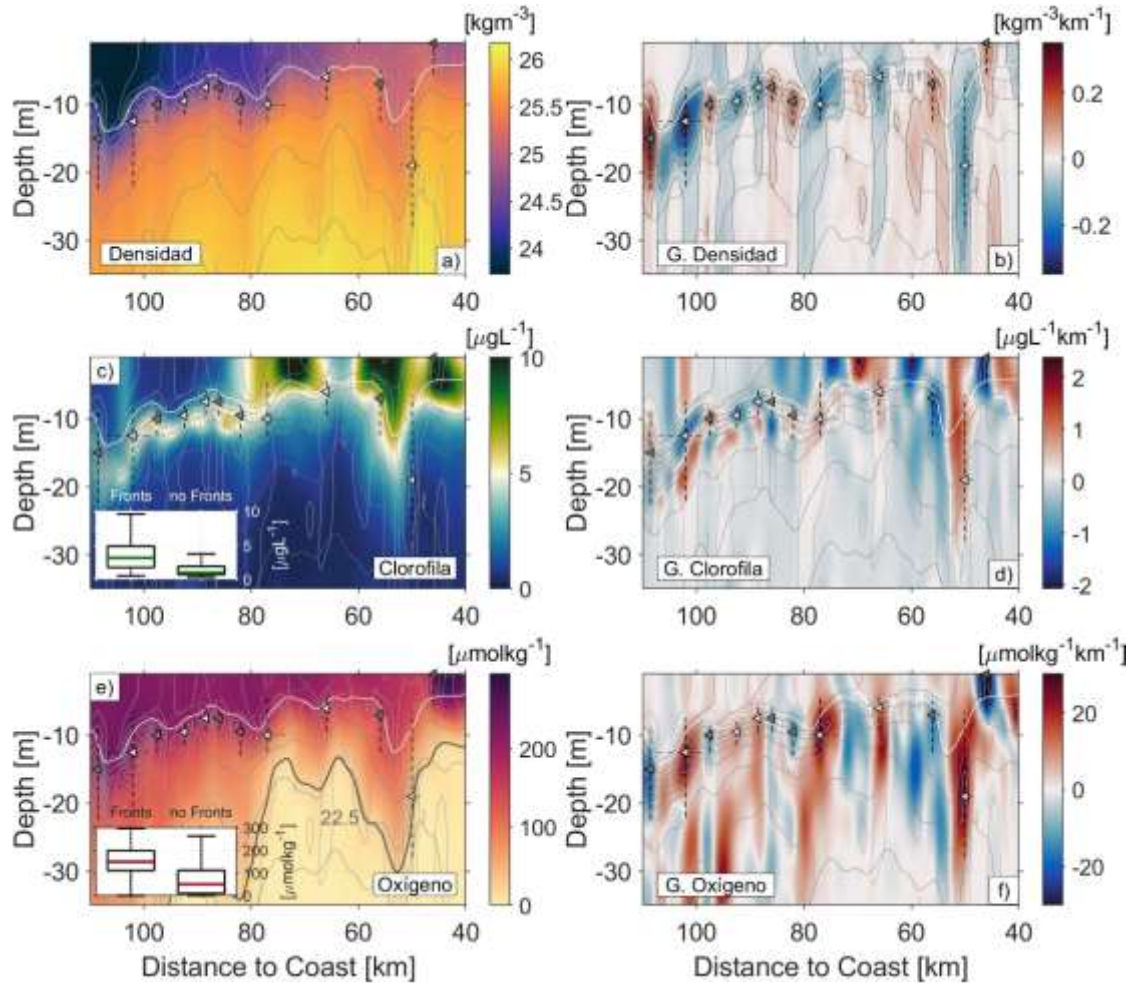


Figura 50. Frentes submesoescales y su influencia en la distribución del oxígeno y la clorofila (desp. #5 – Tabla 4). (a) - b) Densidad y gradiente de densidad, (c) - d) clorofila y gradiente de clorofila, (e) - f) oxígeno y gradiente de oxígeno. La concentración de la clorofila y oxígeno calculada en zonas frontales y no frontales se muestran en los diagramas de caja en cada campo. Las isopicnas y los isolíneas del campo de densidad y gradiente de densidad de color grises oscuro y claro respectivamente se superponen en cada gráfico. Frentes oceánicos detectados positivos y negativos son los triángulos grises y blancos respectivamente. La PCM es la línea de contorno blanco. El límite de la ZMO ( $22.5 \mu\text{molkg}^{-1}$ ) está contorneada de gris oscuro en el campo de oxígeno.

La dinámica compleja asociada a los FOs, una PCM relativamente cercana a la superficie (sección IV.1) e isopicnas empinadas altamente energizadas asociados a un frente de mayor escala generan condiciones en la cual se distribuye relativamente altas concentraciones de clorofila desde zonas densas de un frente de mayor escala, como el frente de afloramiento, hasta zonas debajo y a través de la PCM en dirección a alta mar.



En el caso del campo de oxígeno, los FOs adyacentes a frentes de mayor escala son capaces de transportar aguas oxigenadas hasta la parte superior de la ZMO (Fig. 49 y 50).

Durante invierno, la profundización de la PCM (sección IV.1) y la mezcla convectiva generada por fuertes vientos (típico patrón de invierno) arrastró propiedades de la columna de agua lo que generó isopícnas empinadas en gran parte de la sección vertical (Fig. 51 – a) y b)). Relativamente altas concentraciones de clorofila se mantuvieron mayormente en la superficie debido a la disponibilidad de luz, pero, alrededor de FOs extensos verticalmente (las cuales se encontraron por debajo de la PCM, sección IV.2.1) concentraciones relativamente altas (aunque las concentraciones fueron menores en comparación con verano, otoño y primavera, sección IV.1) fueron subducidas (p. ej., flecha blanca Fig. 51 – c)). La subducción de aguas oxigenadas hacia la parte superior de la ZMO ocurrió en gran parte de los FOs detectados a lo largo de toda la sección vertical (Fig. 51 – e)). Debido a la mayor exposición de luz en primavera y la acumulación de nutrientes durante los meses de invierno, en primavera se encontró mayor concentración de clorofila en la capa de mezcla (no se muestra). Similar a la temporada de invierno, concentraciones relativamente altas de clorofila fueron subducidas debido a FOs extensos verticalmente (p. ej., subducción indicado por la flecha blanca Fig. 51 d)). También se presentó subducción de aguas oxigenadas hacia la parte superior de la ZMO (Fig. 51 – f)). En estos periodos de invierno y primavera los FOs se encontraron debajo de la PCM (Fig. 38) y por las condiciones oceanográficas de estos periodos (p. ej., PCM profundizada, sección IV.1) se encontró menor concentración de oxígeno y clorofila alrededor de FOs (altas concentraciones se ubicaron mayormente en la capa de mezcla Fig. 51 –c), d), e) y f)).

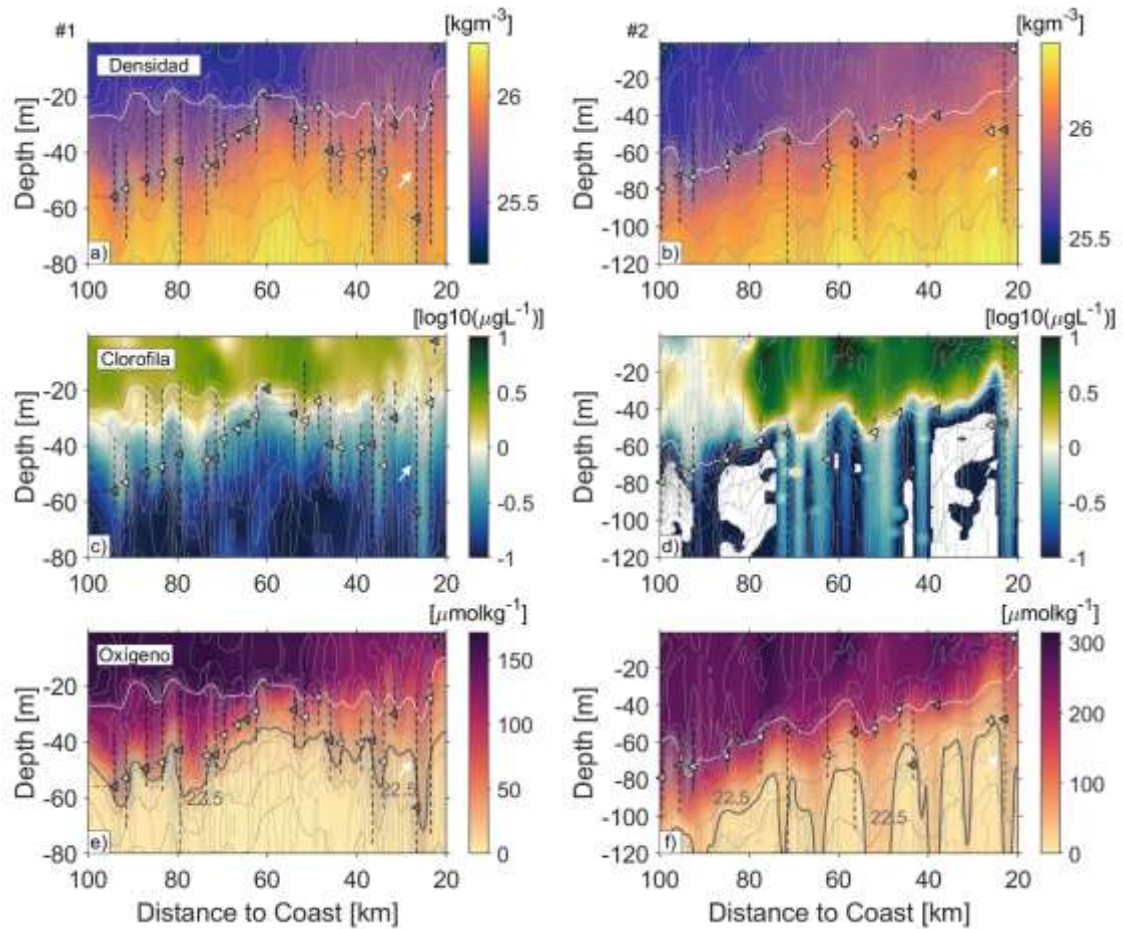


Figura 51. Subducción de clorofila y oxígeno (p ej., indicado por las flechas blancas). Campos de (a – b)) densidad, (c - d)) clorofila y (e - f)) oxígeno de las temporadas invierno 2019 (Columna #1) y primavera (columna #2). Las isopincas y los isolíneas del campo de densidad y gradiente de densidad respectivamente de color grises oscuro y claro se superponen en cada gráfico. Frentes oceánicos detectados positivos y negativos son los triángulos grises y blancos respectivamente. La PCM es la línea de contorno blanco. El límite de la ZMO ( $22.5 \mu\text{mol kg}^{-1}$ ) esta contorneada de gris oscuro en el campo de oxígeno.

Patrones de variabilidad de la ZMO se notaron en cada temporada debido a la subducción por los FOs detectados (Fig. 49, 50 y 51). Para verificar en que temporada se produce mayor ventilación de la parte superior de la ZMO se analizó la correlación entre la profundidad máxima de los FOs detectadas de cada periodo con la variabilidad de la profundidad de la capa límite superior de la ZMO (Fig. 52).

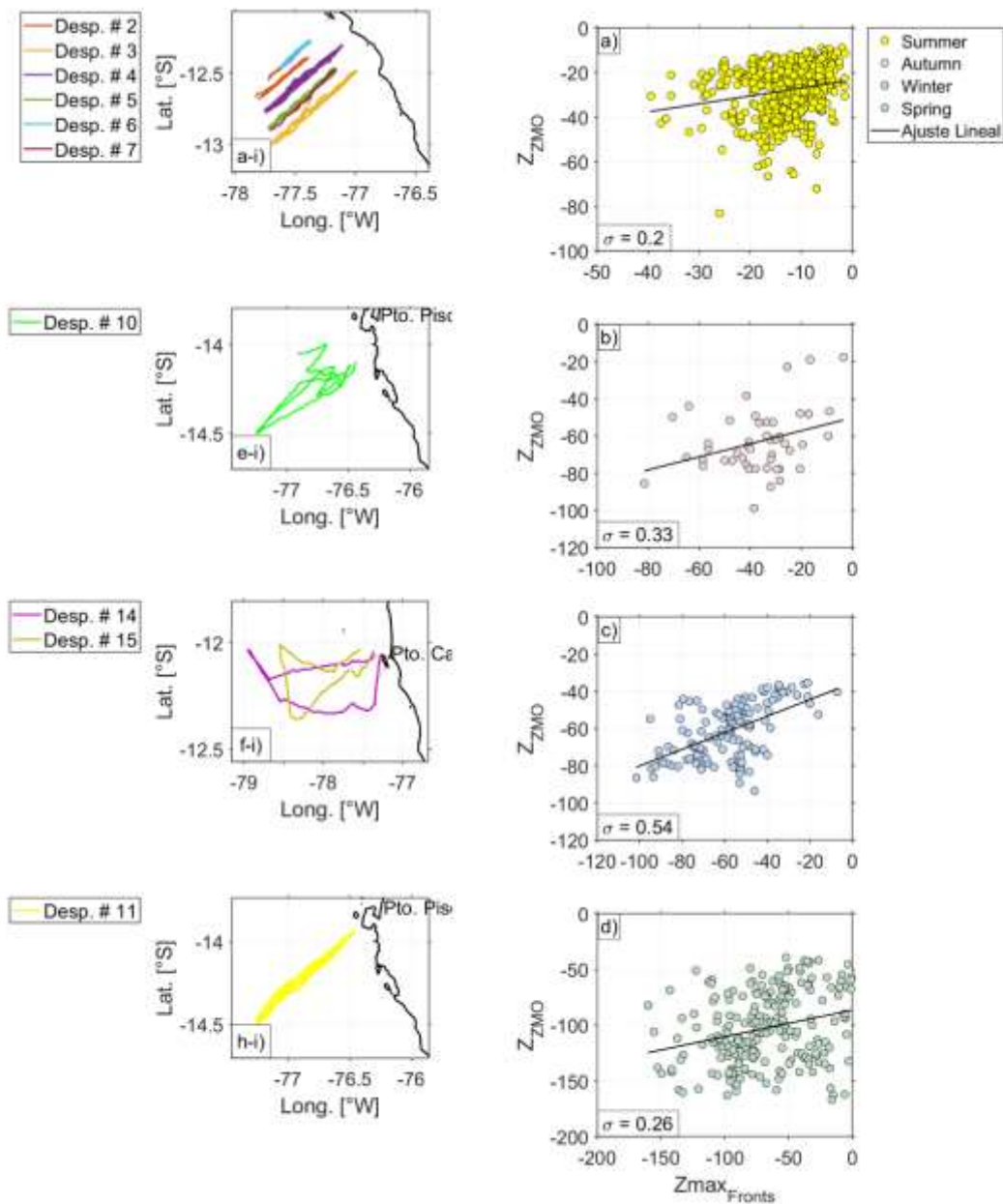


Figura 52. Correlación entre la profundidad de la ZMO ( $22.5 \mu\text{molkg}^{-1}$ ) y la profundidad máxima de la zona frontal para las temporadas de a) verano 2013 ( $\sim 12.63^\circ\text{S}$ ), b) otoño 2010 ( $\sim 14.3^\circ\text{S}$ ), c) invierno 2019 ( $\sim 12.17^\circ\text{S}$ ) y primavera 2008 ( $\sim 14.22^\circ\text{S}$ ). La línea en cada correlación representa el ajuste lineal y el valor de sigma ( $\sigma$ ) los valores de la correlación significativas ( $p < 0.001$ ). Los mapas de cada zona analizada se muestran en las figuras a-i), e-i), f-i) y h-i).

Mayor correlación de la profundidad máxima del FO y la profundidad límite de la parte superior de la ZMO se encontró en invierno y menor en verano (Fig. 52 a) y c), valores de sigma [ $\sigma$ ]). Profundización, enfriamiento y fuertes vientos durante el invierno

(sección IV.1, típico patrón de invierno en el SAP) generaron inestabilidades de la columna de agua que dan paso a formación de isopícnas con pendientes casi verticales. La dinámica submesoescalar a través de isopícnas inclinadas permitió mayor incidencia de FOs (extensos verticalmente) hacia la parte superior de la ZMO (Fig. 51 – e)). Tal cercanía entre las profundidades de la ZMO y del FO generó variabilidad de la capa superior de la ZMO y subducción de aguas oxigenadas a profundidades límites de la parte superior de la ZMO. Tales condiciones en la temporada de invierno, a diferencia de las temporadas de verano, otoño y primavera dan paso a una mayor ventilación de la parte superior de la ZMO.

## **V. DISCUSIÓN**

El principal objetivo de este estudio fue caracterizar la variabilidad espacial y estacional de los FOs de submesoescala  $\mathcal{O}(\sim 0.1 - 10 \text{ km})$  en el SAP y evaluar el rol de estos FOs detectados en la distribución del oxígeno y la clorofila. Si bien, los FOs son críticos para la estructuración y funcionamiento de los ecosistemas (Powell y Ohman, 2015; Baltar y Arístegui, 2017; Levy et al., 2012, 2018;), el estudio de procesos frontales y más aún la detección de FOs en la columna de agua es complejo debido a su dinámica y escalas espaciales relativamente pequeñas a través de las cuales se extienden los gradientes frontales. Para obtener un método efectivo de detección de FOs en el SAP se realizó un estudio multidisciplinario basado en la combinación de datos de despliegues glider en distintas temporadas y zonas a lo largo del SAP y salidas de una simulación numérica de alta resolución (Tabla 2 y 3) que permitió la caracterización de frentes submesoescales a lo largo y a través del SAP y su efecto en la distribución del oxígeno y la clorofila. Estos elementos asociados a la dinámica de submesoescala presentan una base para una comprensión integral de la dinámica biogeoquímica y ecológica (Bertrand et al., 2014; Chapman et al., 2020)

### **V.1. MASAS DE AGUA EN EL SAP**

La alta resolución de los datos glider y simulados también permitió el estudio de procesos de gran escala en la columna de agua. Con base en los diagramas T-S de secciones verticales promedio y suavizadas en regiones de intenso afloramiento (Zuta y Guillén, 1970) se encontraron 5 tipos de masas de agua en los primeros  $\sim 185 \text{ m}$  de profundidad las cuales fueron: la STSW, CCW, ESSW, ESPIW y la DEW (Fig. 29 – 31 y 33). En la parte norte ( $\sim$ frente al pto. Chicama) durante las temporadas de otoño y primavera fueron identificadas tres tipos de masa de agua (STSW, CCW y la ESSW). En la parte centro ( $\sim$ frente al pto. Callao) durante las temporadas de verano e invierno fueron

identificados 4 masas de agua (STSW, CCW, ESPIW y la ESSW). Por último, en la parte sur ( $\sim$  frente al pto. Pisco) durante las temporadas de verano, otoño y primavera se identificó 5 masas de agua (STSW, CCW, ESSW, ESPIW y la DEW). Se encontró que la STSW está asociada a aguas ubicadas en alta mar con altas concentraciones de oxígeno y la CCW en aguas cercanos a la costa con concentraciones altas en clorofila ambas en superficie. Por debajo de estas aguas se encontró la ESSW y la ESPIW ambas en zonas deficientes en oxígeno y la ESPIW ubicado en la base de la termoclina. Y, por último, en aguas más profundas se encontró la DEW. La identificación de estas masas de agua están de acuerdo con estudios anteriores en el SAP (Graco et al., 2007; Pietri et al., 2013, 2014; Thomsen et al., 2016a; Grados et al., 2018; Igarza et al., 2019).

## **V.2. DETECCIÓN DE FRENTE OCEÁNICOS**

En este estudio nos centramos en las inestabilidades de la columna de agua asociadas con la dinámica submesoesalar de los FOs. Para ello, primero se desarrolló un algoritmo para poder detectar los FOs de pequeña escala  $\mathcal{O}(\sim 1 - 10 \text{ km})$ . Los algoritmos de detección de frentes usualmente se basan en si el gradiente de algún campo (p. ej., campo de temperatura, salinidad, densidad, etc.) excede un umbral predefinido (Zhang et al., 2015; Powell y Ohman, 2014; Freeman et al., 2016; Oerder et al., 2018). Otros métodos son basados en propiedades estadísticas o disimilitud entre perfiles hidrográficos cercanos (Chapman, 2014; Jones et al., 2019). El método utilizado en este estudio se basó en la definición de umbrales calculados a partir del campo de gradiente de densidad. Estudios anteriores en otros EBUS, como el sistema de corriente de california (Powell y Ohman 2014; Zhang et al., 2015), aplicaron el método de definición de umbrales al campo de temperatura y clorofila. Tal método fue capaz de detectar frentes hasta los 50 metros de profundidad. Si bien, estos estudios son capaces detectar en su mayoría el frente de tipo afloramiento, algoritmos de detección de frentes, generados a mayor profundidad en

inestabilidades alrededor de la PCM, de escala más pequeña son escasos. En este estudio, para poder detectar frentes a escalas submesoescalares generados a mayor profundidad, utilizamos como parámetro la variabilidad de la PCM y se analizó la variabilidad de la columna de agua hasta 15 metros por debajo de la máxima profundidad de la PCM. En la capa de mezcla se encontró frentes asociados a isopícnas con pendientes casi verticales pero fueron pocos. Similar a estudios anteriores asociados a la variabilidad de submesoescala en el SAP, aunque no asociado a frentes oceánicos, se encontraron estructuras submesoescalares en el campo de salinidad y clorofila debajo de la PCM (Pietri et al., 2013). Aquello está de acuerdo con nuestro estudio, ya que mayor cantidad de frentes submesoescalares se encontró alrededor y debajo de la PCM en zonas donde el gradiente de densidad vertical fue máximo (isopícnas) (Fig. 35 y Tabla 10).

### V.2.1. Variabilidad espacial por temporadas de los frentes oceánicos

En el análisis de la variabilidad espacial de los FOs detectados a través y a lo largo del SAP, se encontró distintas características de los FOs detectados por zonas y temporadas (Tabla 10).

**Tabla 10**

*Características promedio de las FOs detectadas a través y a lo largo del SAP*

		Características de los FOs detectadas				
Zona	Temporada	Distancia a la Costa [km]	Profundidad [m]	Distancia a la PCM [m]	Extensión horizontal [km]	Extensión vertical [m]
Norte	Otoño (~8.15 °S)	~88	~25	~5 (-)	~0.5	~2.5
	Primavera (~8.08 °S)	~88	~35	~15 (-)	~0.5	~7.5

Centro	Verano (~12.3 °S)	~75	~10	~5 (-)	~1	~5
	Invierno (~12.17 °S)	~63	~45	~15 (-)	~1	~7.5
Sur	Verano (~13.07 °S)	~113	~15	~5 (-)	~1	~2.5
	Otoño (~14.3 °S)	~37.5	~25	~15 (-)	~2.5	~2.5
	Primavera (~14.22 °S)	~88	~85	~5 (-)	~1.5	~7.5

**Nota:** La distancia a la PCM se mide desde la máxima profundidad de la zona frontal encontrada. El símbolo (-) significa que los frentes se encuentran por debajo de la PCM.

Cada valor numérico de las características de zonas frontales de la tabla 10 corresponde al promedio de rangos de mayor probabilidad. De acuerdo con la tabla 10, en el norte, los FOs se encuentran más profundos, y su  $L_v$  y la  $Z_{pcm}$  es mayor en primavera que en otoño. Como se mencionó en la sección IV.1, los despliegues en esta zona y periodo se realizaron durante o justo después del evento El Niño 2015 – 2016 (Espinoza-Morriberón et al., 2019), por lo que, la alta  $L_v$ ,  $Z_{pcm}$  y  $Z_{prof}$  se debe a estas condiciones no normales. En el centro, durante invierno los FOs se encuentran más cercano a la costa y a mayor profundidad que en verano. Además la  $Z_{pcm}$  y  $L_v$  también es mayor en invierno. En la parte sur, se puede comparar las características del FO entre otoño y primavera ya que se encuentran a latitudes promedio cercanas. En este caso el FO se encuentra más alejado de la costa en primavera y a mayor profundidad que en otoño. La  $Z_{pcm}$  y  $L_h$  es mayor para otoño pero tiene menor  $L_v$  a diferencia de primavera. Además, la intensidad de la magnitud del gradiente de densidad por zona y temporada fue distinta significativamente ( $p < 0.05$ ) (Fig. 39) lo que confirma la variabilidad espacial de características de los FOs a través y a lo largo del SAP.



### V.2.1. Variabilidad estacional de los frentes oceánicos

En el SAP aparte de encontrar una clara variabilidad espacial de los frentes submesoescalares, también se confirmó la variabilidad estacional de éstos frentes oceánicos en la parte centro ( $\sim 12.5^{\circ}\text{S}$ ) y norte ( $\sim 8.1^{\circ}\text{S}$ ) del SAP. Estudios en otros sistemas de afloramiento indican mayor cantidad frentes en verano y primavera y menos numerosos en invierno, así como también, menos frentes cercanos a la costa y más numerosos en regiones de transición entre costa y alta mar (Powell et al., 2014). Pero nuestro estudio difiere en el caso de la mayor cantidad de frentes, lo cual, fue en invierno y menor en verano (Fig. 41 – a) y b)) (mayor o menor cantidad de frentes asociados a mayor o menor variabilidad alrededor de la PCM y la picnoclina) pero si encontramos mayor cantidad de frentes en zonas de transición entre costa y alta mar (Fig. 41 – e) y f)). Estudios en el SAP confirman nuestros resultados, los cuales indican que en una comparación entre primavera y verano, mayor cantidad de frentes se encuentra en primavera (Grados et al., 2016). Aunque este estudio mostró un análisis cualitativo de la estacionalidad frontal superficial, coincide con otro estudio en el SAP en la comparación entre otoño y primavera en que mayor actividad frontal se da en otoño y la mínima en primavera (Fig. 42, comparación de las filas #2 y #3, Colas et al., 2012). La intensidad de la actividad de submesoescala depende de la PCM y el gradiente de flotabilidad (Fox-Kemper et al., 2008) lo que sugiere una mayor cantidad de frentes en invierno debido a la profundización típica de la PCM en el SAP y fuertes flujos a través de isopícnas con pendientes casi verticales. Estudios en otros EBUS muestran tal afirmación mediante simulaciones numéricas de alta resolución (Capet et al., 2008; Mensa et al., 2013; Sasaki et al., 2014; Callies et al., 2015) confirmando una vez más nuestros resultados de mayor actividad frontal durante la temporada de invierno y relativamente menor en verano (Fig. 41 y 42).

### **V.3. VARIABILIDAD ESPACIAL Y CAMBIOS DE CONCENTRACIÓN DEL OXÍGENO Y CLOROFILA A TRAVÉS DE FRENTE OCEÁNICOS**

El análisis de correlación entre gradiente de densidad, clorofila y oxígeno mostro alta correlación entre el oxígeno y la densidad ( $>0.8$ ) en la temporada de verano, invierno y primavera, pero, relativamente baja correlación durante la temporada de otoño ( $<0.6$ ) lo que sugiere que otros procesos (p. ej., procesos biogeoquímicos, etc...) están teniendo efecto en la distribución del oxígeno. Los FOs se encontraron alrededor de fuertes gradientes de concentración de oxígeno y clorofila, lo que sugiere que los frentes no solo actúan como límites entre parcelas de agua, sino que también pueden favorecer la mezcla de intensas concentraciones de oxígeno y clorofila. Tal característica encontrada de los FOs sobre el oxígeno y la clorofila, la dinámica frontal en la capa mixta más la variabilidad de la luz favorables con los nutrientes y la respuesta no lineal del crecimiento del fitoplancton podrían conducir a una producción y distribución de fitoplancton altamente heterogéneas. Esto podría conducir a irregularidades en las condiciones físicas derivadas de desequilibrios dinámicos que podría desencadenar una serie de procesos favorables, que en algunos lugares y momentos, favorecerían la producción y parches de fitoplancton (Sournia, 1994; Claustre 1994; Levy et al., 2012) a través de FOs submesoescalares. Esto sugiere al menos una mayor acumulación de biodiversidad y variabilidad trófica en estas zonas (Ballance et al., 2006; Levy et al., 2018).

Se encontró que las correlaciones entre las IZGVs de densidad/temperatura con el oxígeno pueden ser relativamente bajas durante condiciones El Niño. Las IZGVs de oxígeno pueden ser deformadas en alto grado de variabilidad por frentes localizados en isopícnas de pendientes casi verticales. Tal variabilidad está asociado con subducción debido a las características frontales de transporte y energía (Capet et al., 2008b; McWilliams, 2016; Mahadevan, 2016) que son capaces de transportar aguas de la parte eufótica con relativamente alta concentración de clorofila debajo de la PCM y aguas

oxigenadas hacia la parte superior de la ZMO permitiendo la ventilación de la parte superior de la ZMO. Mayor cantidad de zonas frontales que subducen concentraciones de oxígeno y clorofila fueron encontradas en la temporada de invierno. La turbulencia de submesoescala asociada con fuertes flujos a lo largo de isopícnas casi verticales generan grandes flujos de trazadores físicos y químicos (Capet et al., 2008a) y pueden tener un impacto en el intercambio de estos trazadores entre la capa de mezcla y el océano interior. Se cree que los flujos de nutrientes debido a la submesoescala entre la capa mixta empobrecida en nutrientes y la termoclina rica en nutrientes juegan un papel importante en el mantenimiento de la producción primaria. Se demostró en el SAP que el principal factor que controla la estacionalidad de la productividad primaria es la variabilidad estacional de la PCM (Echevin et al., 2008). La PCM varía estacionalmente y se profundiza durante la temporada de invierno (sección IV.1). Además, este estudio encontró actividad frontal a profundidades por debajo de la PCM mayores en la temporada de invierno. Si bien, la profundización de la PCM afecta la productividad primaria, los resultados de este estudio sugieren que los frentes detectados a lo largo y debajo de la PCM en invierno tienen un papel adicional que empobrece más aún la productividad primaria transportando concentraciones de clorofila (y nutrientes) hacia zonas deficientes de luz.

Las concentraciones de oxígeno y clorofila fueron analizadas a través de FOs. En este caso en un frente de mayor escala se encontró mayor concentración de clorofila en el lado denso del frente y menor concentración en el lado menos denso caso contrario para las concentraciones de oxígeno. En los FOs relativamente altas concentraciones se pueden encontrar alrededor de toda la zona frontal. En verano y otoño, altas energías acumuladas en un frente de mayor escala se transfieren a frentes de menor escala, los cuales, debido a sus características físicas (circulación ageostrofica: horario para frentes

negativos y antihorario para frentes positivos, velocidades verticales intensas (Capet et al., 2008b; McWilliams, 2016; Levy et al., 2018)) transportan concentraciones relativamente altas de clorofila a través de la PCM desde zona costera hacia alta mar. Durante invierno y primavera isopícnas con pendientes relativamente altas son encontradas en gran parte de la columna de agua por lo que se genera subducción no solo a partir de un frente de mayor escala sino también de otras zonas con suficiente inclinación isopícnal. La alta correlación entre la profundidad máxima de la zona frontal y la variabilidad de la profundidad de la parte superior de la ZMO en invierno sugiere que en esta temporada ocurre mayor ventilación de esta capa deficiente en oxígeno confirmando el estudio de Thomsen et al., (2016b).

## VI. CONCLUSIÓN

En este estudio resolvimos la variabilidad espacial y la estacionalidad de los frentes oceánicos en el SAP. La característica de los FOs ( $D_{\text{coast}}$ ,  $Z_{\text{prof}}$ ,  $Z_{\text{pcm}}$ ,  $L_{\text{h}}$  y  $L_{\text{V}}$ ) mostró una marcada variabilidad espacial a lo largo y a través del SAP, así como también, la ocurrencia e intensidad de los FOs mostraron una clara estacionalidad, con menos frentes durante el verano que durante el invierno.

Así como también mostramos que en presencia de frentes oceánicos de submesoescala, debido a sus características, pueden ejercer una influencia en el transporte vertical (subducción) y horizontal (parches de clorofila que se extienden desde zonas costeras hacia alta mar) a través y por debajo de la base de la capa de mezcla y cambiar su concentración (zonas frontales con concentraciones más altas que en zonas no frontales). Se encontró que tales FOs pueden actuar como zonas donde se intensifica la concentración de clorofila desde la costa hasta la región oceánica alrededor de la profundidad de la capa mixta (MLD). También se encontró que la profundidad de la oxiclina puede modificarse fuertemente en presencia de frentes fuertes que permiten la subducción de aguas oxigenadas a través de la PCM. Esto sugiere que los frentes de submesoescala participan en la ventilación de la capa superior de la ZMO con mayor intensidad durante el invierno.

## **VII. RECOMENDACIONES**

Este estudio brinda nueva información submesoescalar a lo largo y a través del SAP y brinda una mejor comprensión del rol de estructuras físicas submesoescalares en la distribución del oxígeno y la clorofila. Para completar el estudio estacional fue necesario el uso de salidas de una simulación numérica de alta resolución. Por ello recomendaríamos seguir realizando despliegues glider durante todo el año, especialmente donde no se tiene muchos registros glider (p. ej., en la temporada de invierno, tanto para la parte centro, como para la parte sur). Esto permitirá documentar aún más la variabilidad de submesoescala el cual brindara mejor comprensión de sus características y su papel en la biogeoquímica y corroborara o refutara nuestro estudio.

Finalmente, los datos de alta resolución provenientes de despliegues glider se pueden utilizar para validación de modelos regionales de alta resolución e interpretar mejor los patrones observados y comprender los procesos responsables de la dinámica del océano en general. Por ello, la recopilación de observaciones biogeoquímicas y físicas de alta resolución en distintas temporadas, así como también el desarrollo de modelos de alta resolución que incluyan parte de la biogeoquímica, permitirán comprender mejor el papel de la dinámica submesoescalar en la distribución del oxígeno y la clorofila.

## VIII. REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Albert, A., Echevin, V., Lévy, M., & Aumont, O. (2010). Impact of nearshore wind stress curl on coastal circulation and primary productivity in the Peru upwelling system. *J. Geophys. Res.*, 115, C12033, doi:10.1029/2010JC006569.
- Ballance, L., Pitman, R., & Fiedler, P. (2006). Oceanographic influences on seabirds and cetaceans of the eastern tropical Pacific: A review. *Progress in Oceanography*, 69, 360-390. doi:10.1016/j.pocean.2006.03.013.
- Baltar, F., & Arístegui, J. (2017). Fronts at the Surface Ocean Can Shape Distinct Regions of Microbial Activity and Community Assemblages Down to the Bathypelagic Zone: The Azores Front as a Case Study. *Front. Mar. Sci.* 4:252. doi: 10.3389/fmars.2017.00252.
- Barber, R. T., & Chavez, F. P. (1983). Biological consequences of El Niño. *Sciences*, 222, 1203–1210, doi:10.1126/science.222.4629.1203.
- Bertrand, A., Chaigneau, A., Peraltilla, S., Ledesma, J., Graco, M., Monetti, F., & Chavez, F. (2011). Oxygen: a fundamental regulating pelagic ecosystem structure in the coastal southeastern tropical Pacific. *PLoS ONE* 6, e29558.
- Bertrand, A., Grados, D., Colas, F., Bertrand, S., Capet, X., Chaigneau, A., Vargas, G., Mousseigne, A., & Fablet, R. (2014). Broad impacts of fine-scale dynamics on seascape structure from zooplankton to seabirds. *Nature Communications*, 5, 5239.
- Boccaletti, G., Ferrari, R., & Fox-Kemper, B. (2007). Mixed layer instabilities and restratification. *J. Phys. Oceanogr.*, 37:2228–50.
- Bopp, L., LeQuéré, C., Heimann, M., Manning, A.C., & Monfray, P. (2002). Climate-induced oceanic oxygen fluxes: implications for the contemporary carbon budget. *Global Biogeochemical Cycles*, 16(2), D-oi:10.1029/2001GB001445,
- Boucher, J., Ibanez, F., & Prieur, L. (1987). Daily and seasonal-variations in the spatial-distribution of zooplankton populations in relation to the physical structure in the Ligurian Sea Front. *J. Mar. Res.*, 45, 133-173.

- Boyd, P. W., Claustre, H., Levy, M., Siegel, D. A., & Weber, T. (2019). Multi-faceted particle pumps drive carbon sequestration in the ocean. *Nature*, 568, 327–335, doi:10.1038/s41586-019-1098-2.
- de Boyer, M., Mignot, C. J., Lazar, A., & Cravatte S. (2007). Control of salinity on the mixed layer depth in the world ocean: 1. General description. *J. Geophys. Res.*, 112, C06011. doi:10.1029/2006JC003953
- Callies, J., Ferrari, R., Klymak, J. M., & Gula, J. (2015). Seasonality in submesoscale turbulence. *Nature communications*, 6(1), 1-8.
- Cane, M. A. (1983). Oceanographic Events During El Nino. *Science*, 222(4629), 1189–1195. doi:10.1126/science.222.4629.1189
- Capet, X. J., Marchesiello, P., & McWilliams J. C. (2004). Upwelling response to coastal wind profiles. *Geophys. Res. Lett.*, 31, L13311, doi:10.1029/2004GL020123
- Capet, X., Campos, E. J., & Paiva, A. M. (2008). Submesoscale activity over the Argentinian shelf. *Geophys. Res. Lett.* 35, L15605.
- Capet, X., McWilliams, J. C., Molemaker, M. J., & Shchepetkin, A. F. (2008a). Mesoscale to submesoscale transition in the California Current System. Part I: Flow structure, eddy flux, and observational tests. *J. Phys. Oceanogr.*, 38,29–43
- Capet, X., McWilliams, J. C., Molemaker, M. J., & Shchepetkin, A. F. (2008b). Mesoscale to submesoscale transition in the California Current system. Part II: Frontal processes. *Journal of Physical Oceanography*, 38(1), 44–64. <https://doi.org/10.1175/2007JPO3672.1>
- Capet, X., McWilliams, J. C., Molemaker, M. J., & Shchepetkin, A. F. (2008c). Mesoscale to submesoscale transition in the California current system. Part III: energy flux and balance. *Journal of Physical Oceanography*, 38, 29–43
- Carr, M.-E., Strub, P. T., Thomas, A. C., & Blanco, J. L. (2002). Evolution of 1996–1999 La Niña and El Niño conditions off the western coast of South America: A remote sensing perspective, *J. Geophys. Res.*, 107(C12), 3236, doi:10.1029/2001JC001183,
- Claustre, H., Kerherve, P., Marty, J.C., Prieur, L., Videau, C., & Hecq, J.H., (1994). Phytoplankton dynamics associated with a geostrophic front: ecological and



- biogeochemical implications. *J. Mar. Res.* 52, 711-742. doi:10.1357/0022240943077000.
- Chaigneau, A., Gizolme, A., & Grados, C. (2008). Mesoscale eddies off Peru in altimeter records: identification algorithms and eddy spatio-temporal patterns. *Progress in Oceanography*, 79, 106–119.
- Chaigneau, A., Eldin, G., & Dewitte, B. (2009). Eddy activity in the four major upwelling systems from satellite altimetry (1992–2007). *Progress in Oceanography*, 83, 117–123.
- Chaigneau, A., Dominguez, N., Eldin, G., Vasquez, L., Flores, R., Grados, C., & Echevin, V. (2013). Near-coastal circulation in the Northern Humboldt Current System from shipboard ADCP data. *J. Geophys. Res. Oceans*, 118, 5251–5266, doi: 10.1002/jgrc.20328.
- Chapman, C. C. (2014). Southern Ocean jets and how to find them: Improving and comparing common jet detection methods. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 119(7), 4318–4339. doi:10.1002/2014jc009810
- Chapman, C. C., Lea, MA., Meyer, A., Sallée, JB., & Hindell, M. (2020). Defining Southern Ocean fronts and their influence on biological and physical processes in a changing climate. *Nature Climate Change*, 10, 209–219 <https://doi.org/10.1038/s41558-020-0705-4>
- Chavez, F. P., Ryan, J., Lluch-Cota, S. E., & Niquen, C. M. (2003). Climate: From anchovies to sardines and back: Multidecadal change in the Pacific Ocean. *Science*, 299(5604), 217–221. <https://doi.org/10.1126/science.1075880>
- Chavez, F., Bertrand, A., Guevara-Carrasco, R., Soler, P., & Csirke, J. (2008). The northern Humboldt Current System: Brief history, present status and a view towards the future. *Prog. Oceanogr.*, 79, 95–105, doi:10.1016/j.pocean.2008.10.012.
- Chavez, F., & Messié, M. (2009). A comparison of eastern boundary upwelling ecosystems. *Progress in Oceanography*, 83, 80–96.

- Colas, F., Capet, X., McWilliams, J.C., & Shchepetkin, A. (2008). 1997-98 El Niño of Peru: A numerical study. *Prog. Oceanogr.*, vol. 79, pp. 138-155, doi 10.1016/j.pocean.2008.10.015.
- Colas, F., McWilliams, J.C., Capet, X., & Kurian, J. (2012). Heat Balance and eddies in the Peru-Chile current system. *Climate Dynamics*, 39, 509-529, doi:10.1007/s00382-011-1170-6.
- Colas, F., Capet, C., McWilliams, J.C., & Li, Z. (2013). Mesoscale eddy buoyancy flux and eddy-induced circulation in Eastern Boundary Currents. *Journal of Physical Oceanography*, 43, 1073–1095
- Cromwell, T., & Reid Jr., J. L. (1956). A Study of Oceanic Fronts. *Tellus*, 8(1), 94– 101. <https://doi.org/10.3402/tellusa.v8i1.8947>
- Czeschel, R., Stramma, L., Weller, R. A., & Fischer, T. (2015). Circulation, eddies, oxygen, and nutrient changes in the eastern tropical South Pacific Ocean. *Ocean Sci.*, 11(3), 455–470, doi:10.5194/os-11-455-2015
- Da Silva, AM., Young CC., & Levitus, S. (1994) Atlas of surface marine data 1994, vol 1, algorithms and procedures. *NOAA Atlas NESDIS*, 6, p 74
- Davis, R. E., Eriksen, C. E., & Jones, C. P. (2002). Autonomous buoyancy-driven underwater gliders. Technology and Applications of Autonomous Underwater Vehicles, G. Griffiths, Ed., *Taylor and Francis*, 37–58.
- Echevin, V., Aumont, O., Ledesma, J., & Flores, G. (2008). The seasonal cycle of surface chlorophyll in the Peruvian upwelling system: a modelling study. *Progress in Oceanography*, 79 (2–4), 167–176.
- Enfield, D. B. (1981). Thermally driven wind variability in the planetary boundary layer above Lima, Peru. *J. Geophys. Res.*, 86 (C3), 2005–2016
- Espinoza-Morriberon, D., Echevin, V., Colas, F., Tam, J., Ledesma, J., Vasquez, L., & M. Graco. (2017). Impacts of El Niño events on the Peruvian upwelling system productivity. *Journal of Geophysical Research*, 122(7), 5423-5444.
- Espinoza-Morriberón, D., Echevin, V., Colas, F., Tam, J., Gutierrez, D., Graco, M., Ledesma, J., & Quispe-Ccalluari, C. (2019). Oxygen Variability During ENSO in

- the Tropical South Eastern Pacific. *Front. Mar. Sci.* 5:526. doi: 10.3389/fmars.2018.00526
- Fiedler, P. C., & Talley, L. D. (2006). Hydrography of the eastern tropical pacific: a review. *Prog. Oceanogr.* 69, 143–180. doi: 10.1016/j.pocean.2006.03.008
- Flores-Valiente, J., Tam, J., Brochier, T., Colas, F., Pecquerie, L., Lett, C., AguirreVelarde, A., Mendo, J., & Lett, C. (2019). Larval supply of Peruvian scallop to the marine reserve of Lobos de Tierra Island: a modeling approach. *Journal of Sea Research*, 144, pp. 142-155
- Fox-Kemper, B., Ferrari, R., & Hallberg, R. (2008). Parameterization of mixed layer eddies. Part I: theory and diagnosis. *J. Phys. Oceanogr.* 38, 1145.
- Freeman, N. M., Lovenduski, N. S., & Gent, P. R., (2016). Temporal variability in the Antarctic Polar Front (2002-2014). *Journal of Geophysical Research: Oceans*. doi:10.1002/2016JC012145.
- Graco, M., Ledesma, J., Flores, G., Girón, M., Calienes, R., Guillén, O., et al. (2007). Nutrients, oxygen and biogeochemical processes in the humboldt upwelling current system off Peru nutrientes, oxígeno y procesos biogeoquímicos En El Sistema de Surgencias de La Corriente de Humboldt Frente a Perú. *Rev. Peru. Biol.* 14, 117–128. doi: 10.1029/2009JC0 05710
- Grados, D., Bertrand, A., Colas, F., Echevin, V., Chaigneau, A., Gutiérrez, D., & Fablet, R. (2016). Spatial and seasonal patterns of fine-scale to mesoscale upper ocean dynamics in an Eastern Boundary Current System. *Progress in Oceanography*, 142(February), 105–116. <https://doi.org/10.1016/j.pocean.2016.02.002>
- Grados, C., Chaigneau, A., Echevin, V., & Dominguez, N. (2018). Upper ocean hydrology of the Northern humboldt current system at seasonal, interannual and interdecadal scales. *Prog. Oceanogr.* 165, 123–144. doi: 10.1016/j.pocean.2018.05.005
- Gruber, N. (2008). The marine nitrogen cycle: Overview and challenges, in *Nitrogen in the Marine Environment*, 2nd ed., edited by D. G. Capone et al., chap. 1, pp. 1–50, Academic, San Diego, Calif.

- Gruber, N., Lachkar, Z., Frenzel, H., Marchesiello, P., Munnich, M., McWilliams, J. C., Nagai, T., & Plattner, G.-K. (2011). Eddy-induced reduction of biological production in eastern boundary upwelling systems, *Nat. Geosci.*, 4(11), 787–792.
- Haine, T. W. N., & Marshall, J. (1998). Gravitational, symmetric, and baroclinic instability of the ocean mixed layer. *J. Phys. Oceanogr.* 28:634–58
- Halpern, D. (2002). Offshore Ekman transport and Ekman pumping off Peru during the 1997–1998 El Niño. *Geophysical Research Letters*, 29 (5), 1075. doi:10.1029/2001GL014097.
- Helly, J.J., & Levin, L.A. (2004). Global distribution of naturally occurring marine hypoxia on continental margins. *Deep-Sea Research Part I* (51): 1159-1168
- Huyer, A. (1980) The offshore structure and subsurface expression of sea level variations off Peru, 1976/77. *J. Phys. Oceanogr.*, 10, 1755–1768.
- Igarza, M., Dittmar, T., Graco, M., & Niggemann, J. (2019). Dissolved Organic Matter Cycling in the Coastal Upwelling System Off Central Peru During an “El Niño” Year. *Front. Mar. Sci.* 6:198. doi: 10.3389/fmars.2019.00198
- Johnston, T. M. S., Rudnick, D. L., Carter, G. S., Todd, R. E., & Cole, S. T. (2011a). Internal tidal beams and mixing near Monterey Bay. *J. Geophys. Res.*, 116, C03017, doi:10.1029/2010JC006592. Kundu, P. K. 1990. Fluid mechanics. Academic Press.
- Johnston, T. M. S., Rudnick, D. L., & Pallás-Sanz, E. (2011b). Elevated mixing at a front. *J. Geophys. Res.*, 116, C11033, doi:10.1029/2011JC007192
- Jones, D. C., Holt, H. J., Meijers, A. J. S., & Shuckburgh, E. (2019). Unsupervised Clustering of Southern Ocean Argo Float Temperature Profiles. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 124, 390–402. doi:10.1029/2018JC014629
- Kara, A. B., Rochford, P. A., & Hurlburt, H. E. (2000). An optimal definition for ocean mixed layer depth. *Journal of Geophysical Research*, 105, 16803–16822. <http://dx.doi.org/10.1029/2000JC900072>.
- Karleskind, P., Lévy, M., & Memery, L. (2011b). Subduction of carbon, nitrogen, and oxygen in the northeast Atlantic. *J. Geophys. Res.*, 116, C02025, doi:10.1029/2010JC006446

- Karstensen, J., Stramma, L., & Visbeck, M. (2008). Oxygen minimum zones in the eastern tropical Atlantic and Pacific oceans. *Prog. Oceanogr.*, 77(4), 331–350, doi:10.1016/j.pocean.2007.05.009
- Klein, P., & Lapeyre, G. (2009). The oceanic vertical pump induced by mesoscale and submesoscale turbulence. *Annu. Rev. Mar. Sci.*, 1:351–75
- Kundu, P. K. (1990). Fluid mechanics. Academic Press. Lévy, M., Ferrari, R., Franks, P.J., Martin, A.P., Rivière, P., 2012. Bringing physics to life at the submesoscale. *Geophysical Research Letters*, 39, L14602.
- Lévy, M., Klein, P., Tréguier, A.-M., Iovino, D., Madec, G., Masson, S., & Takahashi, K. (2010). Modifications of gyre circulation by sub-mesoscale physics. *Ocean Modelling*, Volume 34, Issues 1–2, Pages 1-15, ISSN 1463-5003, <https://doi.org/10.1016/j.ocemod.2010.04.001>.
- Lévy, M., Iovino, D., Resplandy, L., Klein, P., Madec, G., Tréguier, A.-M., Masson, S., & Takahashi, K. (2012). Large-scale impacts of submesoscale dynamics on phytoplankton: Local and remote effects. *Ocean Modelling*, Volumes 43–44, Pages 77-93, ISSN 1463-5003, <https://doi.org/10.1016/j.ocemod.2011.12.003>.
- Lévy, M., Franks, P. J., & Smith, K. S. (2018). The role of submesoscale currents in structuring marine ecosystems. *Nat. Commun.* 9:4758. doi: 10.1038/s41467-018-07059-3
- Lewis, M. R., Hebert, D., Harrison, W. G., Platt, T., & Oakey, N. S. (1986). Vertical Nitrate Fluxes in the Oligotrophic Ocean. *Science*, 234(4778), 870–873. doi:10.1126/science.234.4778.870.
- Mackas, D.L., Strub, P.T., Thomas, A., & Montecino, V., (2006). Eastern regional ocean boundaries pan-regional overview. In: Robinson, A.R., Brink, K. (Eds.), *The Sea*, vol. 14a. Harvard University Press, Cambridge, Massachusetts, pp. 21– 60.
- Mahadevan, A., & Tandon, A. (2006). An analysis of mechanisms for submesoscale vertical motion at ocean fronts. *Ocean Model.* 14:241–56
- Mahadevan, A. (2016). The impact of submesoscale physics on primary productivity of plankton. *Annu. Rev. Mar. Sci.* 8, 161–184

- Macvean, M. K., & Woods, J. D. (1980). Redistribution of scalars during upper ocean frontogenesis: A numerical model. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 106(448), 293–311. doi:10.1002/qj.49710644805.
- Mason, E., Molemaker, J., Colas, F., Shchepetkin, A., McWilliams, J.C., & Sangra, P. (2010). Procedures for offline grid nesting in regional ocean models. *Ocean Modelling*, 35, 1-15.
- Mataer, R.J., & Hirst, A.C. (2003). Long-term changes in dissolved oxygen concentrations in the ocean caused by protracted global warming. *Global Biogeochemical Cycles*, 17 (4), 1125. doi:10.1029/2002GB001997.
- McDougall, T. J., & Barker, P. M. (2011). Getting started with TEOS-10 and the Gibbs seawater (GSW) oceanographic toolbox, Rep. SCOR/ IAPSO WG127, 28 pp., doi:10.1002/2014JC010066. [Available at [www.TEOS-10.org](http://www.TEOS-10.org).]
- McWilliams, J. C. (1985). Submesoscale, coherent vortices in the ocean. *Rev Geophysics* 23:165–182
- McWilliams, J. C. (2016). Submesoscale currents in the ocean. *Proc. R. Soc. A* 472: 20160117. <http://dx.doi.org/10.1098/rspa.2016.0117>
- Mensa, J. A., Garraffo, Z., Griffa, A., Özgökmen, T. M., Haza, A., & Veneziani, M. (2013). Seasonality of the submesoscale dynamics in the Gulf Stream region. *Ocean Dynamics* 63(8), 923–941. doi:10.1007/s10236-013-0633-1
- Montes, I., Colas, F., Capet, X., & Schneider, W. (2010). On the pathways of the equatorial subsurface currents in the eastern equatorial Pacific and their contributions to the Peru-Chile undercurrent. *J. Geophys. Res.*, 115, doi:10.1029/2009JC005710.
- Munk, W. (1981). Internal waves and small-scale processes. In: Warren, B.A., Wunsch, C. (Eds.), *Evolution of Physical Oceanography*. Massachusetts Institute of Technology Press, Cambridge, pp. 264–291.
- Oerder, V., Bento, J. P., Morales, C. E., Hormazabal, S., & Pizarro, O. (2018). Coastal upwelling front detection off Central Chile (36.5-37°S) and spatio-temporal variability of Frontal characteristics. *Remote Sensing*, 10(5). <https://doi.org/10.3390/rs10050690>.

- Pawlowicz, R. (2020). "M\_Map: A mapping package for MATLAB", version 1.4m, [Computer software], available online at [www.eoas.ubc.ca/~rich/map.html](http://www.eoas.ubc.ca/~rich/map.html).
- Pennington, J. T., Mahoney, K. L., Kuwahara, V. S., Kolber, D. D., Calienes, R., & Chavez, F. P., (2006). Primary production in the eastern tropical Pacific: a review. *Progress in Oceanography*, 69, 285–317.
- Pennington, J.T., Friederich, G.E., Castro, C.G., Collins, C.A., Evans, W.W. IV, Michisaki, R.P., & Chavez, F.P. (2009). The northern and central California coastal upwelling system, Chapter 2.2, In: K.-K. Liu et al. (Eds.), Carbon and Nutrient Fluxes in Continental Margins, Global Change - The IGBP Series, 25, Springer-Verlag, Berlin Heidelberg, pp. 29–44, doi:10.1007/978-3-540-92735-2\_2.
- Penven P., Echevin, V., Pasapera, J., Colas, F., & Tam, J. (2005). Average circulation, seasonal cycle and mesoscale dynamics of the Peru Current System: a modeling approach. *J. Geophys. Res.*, vol. 110, C10021.
- Pietri, A., Testor, P., Echevin, V., Chaigneau, A., Mortier, L., Eldin, G., & Grados, C. (2013). Finescale vertical structure of the upwelling system off southern peru as observed from glider data. *Journal of Physical Oceanography*, 43(3), 631–646. <https://doi.org/10.1175/JPO-D-12-035.1>
- Pietri, A., Echevin, V., Testor, P., Chaigneau, A., Mortier, L., Grados, C., & Albert, A. (2014). Circulation of the Peru upwelling system from glider data. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 119(May), 2109–2120. <https://doi.org/10.1002/2013JC009270>.Received
- Powell, J. R., & Ohman, M. D. (2014). 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. <https://doi.org/10.1016/j.dsr2.2014.04.002>
- Powell, J. R., & Ohman, M. D. (2015). Changes in zooplankton habitat, behavior, and acoustic scattering characteristics across glider-resolved fronts in the Southern California Current System. *Progress in Oceanography*, 134, 77–92. doi:10.1016/j.pocean.2014.12.011

- Qiu, B., Chen, S., Klein, P., Sasaki, H. & Sasai, Y. (2014). Seasonal mesoscale and submesoscale eddy variability along the North Pacific Subtropical countercurrent. *J. Phys. Oceanogr.* 44, 3079–3098.
- Risien CM., & Chelton DB., (2008) A global climatology of surface wind and wind stress fields from eight years of QuikSCAT scatterometer data. *J Phys Oceanogr* 38:2379–2413. doi:10.1175/2008.JPO3881.1
- Roden, G. I. (1975). On North Pacific Temperature, Salinity, Sound Velocity and Density Fronts and their Relation to the Wind and Energy Flux Fields. *J. Phys. Oceanogr.*, 5, 557–571 DOI: <https://doi.org/10.1175/2008JCLI2311.1>
- Salvatteci, R., Gutiérrez, D., Field, D., Sifeddine, A., Ortlieb, L., Bouloubassi, I., Boussafir, M., Boucher, H., & Cetin, F. (2014). The response of the Peruvian Upwelling Ecosystem to centennial-scale global change during the last two millennia. *Climate of the Past, European Geosciences Union (EGU)*, 10 (2), pp.715-731. 10.5194/cp-10-715-2014 hal-01139602
- Sasaki, H., Klein, P., Qiu, B. & Sasai, Y. (2014). Impact of oceanic-scale interactions on the seasonal modulation of ocean dynamics by the atmosphere. *Nat. Commun.* 5, 5636.
- Schneider, W., Fuenzalida, R., Rodríguez-Rubio, E., Garcés-Vargas, j., & Bravo, L. (2003). Characteristics and formation of eastern South Pacific intermediate water. *Geophys. Res. Lett.*, 30(11), 1581, doi:10.1029/2003GL017086
- Shchepetkin A. F., & McWilliams J. C. (2005). The regional oceanic modeling system (ROMS): a split- explicit, free-surface, topography-following-coordinate oceanic model. *Ocean Modelling*, 9(4):347-404.
- Silva, N., Rojas, N., & Fedele, A. (2009). Water masses in the Humboldt Current system: properties, distribution, and the nitrate deficit as a chemical water mass tracer for equatorial subsurface water off Chile. *Deep Sea Res. Part II Top. Stud. Oceanogr.* 56, 992–1008. doi: 10.1016/j.dsr2.2008.11.001
- Sournia, A. (1994). Pelagic biogeography and fronts. *Progr. Oceanogr.* 34, 109-120
- Stammer, D. (1997). Global characteristics of ocean variability estimated from regional TOPEX/POSEIDON altimeter measurements. *J. Phys. Oceanogr.* 27, 1743–1769.



- Strub, P., Mesias, J., Montecino, V., Ruttlant, J., & Salinas, S., (1998). Coastal ocean circulation off western South America. *The Sea: The Global Coastal Ocean*, A. Robinson and K. Brink, Eds., Regional Studies and Syntheses, Vol. 11, J. Wiley and Sons, 273–313.
- Tandon, A., & Garrett, C. (1994). Mixed layer restratification due to a horizontal density gradient. *J. Phys. Oceanogr.* 24:1419–24
- Testor, P., Meyers, G., Pattiaratchi, C., Bachmayer, R., Hayes, D., Pouliquen, S., Villeon, L., Carval, T., Ganachaud, A., Gourdeau, L., Mortier, L., Claustre, H., Taillandier, V., Lherminier, P., Terre, T., Visbeck, M., Krahlmann, G., Karstensen, J., Alvarez, A., & Fratantoni, D. (2010). Gliders as a component of future observing systems. *Proc. Ocean Obs 09: Sustained Ocean Observations and Information for Society*, Vol. 2, Venice, Italy, ESA, WPP-306. [Available online at <http://www.oceanobs09.net/proceedings/cwp/cwp89/>.]
- Testor, P., DeYoung, B., Rudnick, D. L., Glenn, S., Hayes, D., Lee, C., & Wilson, D. (2019). OceanGliders: A component of the integrated GOOS. *Frontiers in Marine Science*, 6 (JUL), 1–32. <https://doi.org/10.3389/fmars.2019.00422>
- Thomas, L., & Lee, C. (2005). Intensification of ocean fronts by down-front winds. *J. Phys. Oceanogr.* 35, 1086–1102
- Thomas, L., Tandon, A., & Mahadevan, A. (2008). Submesoscale processes and dynamics. Ocean modeling in an eddying regime. *Geophysical Monograph Series* 177, 17–38.
- Thomas, L. N., Taylor, J. R., Ferrari, R., & Joyce, T. M. (2013). Symmetric instability in the Gulf Stream. *Deep-Sea Res. II* 91, 96–110. doi:10.1016/j.dsr2.2013.02.025.
- Thomsen, S., Kanzow, T., Krahlmann, G., Greatbatch, R. J., Dengler, M., & Lavik, G. (2016a). The formation of a subsurface anticyclonic eddy in the Peru-Chile Undercurrent and its impact on the near-coastal salinity, oxygen, and nutrient distributions, *J. Geophys. Res. Oceans*, 121, 476–501, doi:10.1002/2015JC010878.
- Thomsen, S., Kanzow, T., Colas, F., Echevin, V., Krahlmann, G., & Engel, A. (2016b). Do submesoscale frontal processes ventilate the oxygen minimum zone off Peru?

*Geophysical Research Letters*, 43(15), 8133–8142.  
<https://doi.org/10.1002/2016GL070548>

Zhang, Y., Ryan, J. P., Bellingham, J. G., Harvey, J. B. J., & McEwen, R. S. (2012). Autonomous detection and sampling of water types and fronts in a coastal upwelling system by an autonomous underwater vehicle. *Limnology and Oceanography: Methods*, 10(NOVEMBER), 934–951.  
<https://doi.org/10.4319/lom.2012.10.934>

Zhang, Y., Bellingham, J. G., Ryan, J. P., & Godin, M. A. (2015). Evolution of a physical and biological front from upwelling to relaxation. *Continental Shelf Research*, 108, 55–64. <https://doi.org/10.1016/j.csr.2015.08.005>

Zuta, S. & Guillén, O.G. (1970). Oceanografía de las aguas costeras del Perú. *Bol. Inst. Mar Perú* (2): 157-324.