

**PONTIFICIA UNIVERSIDAD CATÓLICA DE VALPARAÍSO
FACULTAD DE RECURSOS NATURALES
ESCUELA DE CIENCIAS DEL MAR**

**Masas de aguas y flujos geostróficos frente a Chile centro-sur:
un estudio basado en planeadores submarinos**

Trabajo de Titulación para optar al Título de Oceanógrafo

por Marcela Paz Toro Flores

Valparaíso, 2018

COMISIÓN DE TITULACIÓN:

Profesor Guía : Dr. Óscar Pizarro _____

Profesor Patrocinador / Co-guía: MSc. Nelson Silva Sandoval _____

Profesor Revisor : Dr. Samuel Hormazábal _____

AUTORIZACIÓN DE USO

Al presentar este Trabajo de Titulación como último requisito para la obtención del título de Oceanógrafo, autorizo a la biblioteca de la Escuela de Ciencias del Mar de la Pontificia Universidad Católica de Valparaíso, para que disponga libremente de ella. Autorizo además reproducciones parciales o totales de este documento sólo con fines académicos.

Marcela Paz Toro Flores

DEDICATORIA

**A todos los que estuvieron
conmigo en este largo proceso:
Familia y amigos.**

AGRADECIMIENTOS

En primer lugar quisiera agradecer a mis padres y mis hermanos quienes siempre me han apoyado y han confiado en mí, durante mis estudios y el desarrollo de la presente tesis que finalmente se alargó mucho más de lo planificado. Ellos siempre estuvieron presentes entregando sus buenas energías para que no decayera en el camino.

También agradezco a los amigos que se preocuparon y me apoyaron en este largo proceso e hicieron la típica pregunta: ¿Cómo va la tesis? sin querer incomodar, a lo cual respondía “ahí va... lenta pero segura”... y obviamente agradecerles por las tardes de descanso, entretenición y largas conversaciones, después de largas jornadas y que muchas veces fueron agotadoras.

También agradezco, a mi profesor guía Oscar Pizarro, en primer lugar por recibirmee, por ayudarme y por tener la paciencia de enseñarme y por supuesto agradezco a toda la hermosa gente de la cabina 7, especialmente a Nadin, Winston, Matías y Andrea por ayudarme y sacarme de apuros tanto en la programación como en dudas que aparecían en el camino. Además de esas largas y gratas conversaciones que se generaban para distender las eternas tardes. No puedo dejar de agradecer las conversaciones grupales que se tornaban terapéuticas y que tanto bien nos hacían a todos, y que por supuesto me sacaban un gran peso de encima.

Gracias nuevamente a todos.

ÍNDICE

COMISIÓN DE TITULACIÓN	i
AUTORIZACIÓN DE USO	ii
DEDICATORIA	iii
AGRADECIMIENTOS	iv
RESUMEN.....	vi
ABSTRACT	vii
INTRODUCCIÓN	1
Masas de Agua.....	1
Agua Subantártica	1
Agua Ecuatorial Subsuperficial	3
Agua Intermedia Antártica	4
Circulación regional.....	5
HIPÓTESIS	10
OBJETIVO GENERAL	10
OBJETIVOS ESPECÍFICOS	10
Área de estudio	11
Datos	11
Procesamiento de los datos de los planeadores.....	12
Información adicional	14
Descripción de masas de agua con planeadores submarinos	15
Flujos Geostróficos.....	16
RESULTADOS.....	18
Descripción de las diferentes secciones realizadas con planeadores marinos.....	18
Perfiles promedios en la zona de transición costera.....	20
Variabilidad de la proporción de las masas de agua.....	22
Flujos geostróficos.....	28
DISCUSIÓN	32
CONSIDERACIONES FINALES	37
REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS	39
FIGURAS.....	50

RESUMEN

En este estudio se utilizaron observaciones realizadas con planeadores submarinos a lo largo de una transecta orientada zonalmente (este-oeste), centrada en 36°30'S. Esta transecta fue repetida en 9 oportunidades entre junio de 2010 y agosto de 2013, extendiéndose desde la costa (veril de 40 m) hasta ~75°W. Para analizar las propiedades de las masas de agua y remover parte de la variabilidad de mesoescala, se calcularon promedios dentro de una sub-región delimitada por 73°45'W a 74°50'W y entre la superficie y 800 m de profundidad, dejando fuera la región más costera, donde la profundidad no alcanza 1000 m, y la región más oceánica y profunda (bajo los 800 m) donde el muestreo fue menos frecuente. En la región se distinguen claramente 3 masas de agua: Agua Subantártica (ASAA), Agua Ecuatorial Subsuperficial (AECC) y Agua Intermedia Antártica (AIAA). En diferentes periodos se observan lentes de agua homogénea en temperatura y salinidad, acompañados de valores bajos de oxígeno disuelto ($<1 \text{ mL L}^{-1}$), generados por la presencia de AECC. Particularmente, en la región oceánica estos lentes de AECC están relacionados a remolinos de mesoescala. Los flujos geostróficos estimados en base a altimetría satelital y aquellos estimados a partir de los datos del planeador son consistentes con la presencia de estos remolinos. El flujo geostrófico predominante sobre la plataforma continental fue en dirección norte, mientras que sobre el talud existe un flujo predominante al sur asociado a la Corriente Subsuperficial Perú-Chile con un núcleo ubicado entre ~100 y 400 m de profundidad. En superficie, el flujo sobre el talud fue altamente variable. En la subregión oceánica, el perfil promedio de velocidad geostrófica es consistente con la distribución de masas de agua observadas, es decir, sobre ~100 m y entre 500 y 800 m de profundidad el flujo geostrófico predominante fue hacia el norte, mientras que en el rango del AECC (~150 m y 400 m de profundidad) el flujo dominante fue hacia el sur. El número de observaciones usado aquí y la gran variabilidad de mesoescala dificultaron la estimación de un ciclo anual significativo.

ABSTRACT

In this work we study the physical properties of the water column along a zonally oriented (east-west) transect, centered on 36°30'S using underwater gliders observations. This transect was repeated between June 2010 and August 2013, spanning from the nearshore (40 m depth) until ~75°W. To analyze the physical properties of the water masses and remove part of the mesoscale variability, we calculate the averages (temperature, salinity, dissolved oxygen and density) within a delimited sub-region between 73°45'W and 74°50'W and between the surface and 800 m in depth, excluding both, the near shore region (where depths do not reach 1000 m) and the most oceanic and deeper region (below 800 m) where sampling was less frequent. In the study area, three water masses are clearly delimited: the Subantarctic Water (SAAW or ASSA), the Equatorial Subsurface Water (ESSW or AESS) and the Antarctic Intermediate Water (AAIW o AIAA). During different periods, homogeneous seawater lenses are observed in temperature and salinity, accompanied by low dissolved oxygen values ($<1 \text{ mL L}^{-1}$), generated by the presence of ESSW. Particularly, in the oceanic region these ESSW lens are related to mesoscale eddies. The geostrophic flows estimated based on satellite altimetry and those estimated from the gliders data are consistent with the presence of the aforementioned eddies. The predominant geostrophic flow over the continental shelf goes towards the north, while over the continental slope there is a predominant flow towards the south, associated with Peru-Chile undercurrent with the core located between ~100 and 400 m depth. At surface, the flow over the slope is highly variable, while, in the oceanic sub-region the average geostrophic velocity profile is consistent with the water masses distribution observed. That is, above ~100 m and between 500 and 800 m depth the predominant geostrophic flow goes toward the north, while in the range of the ESSW (between ~150 m and 400 m de depth) the dominant flow goes towards the south. The number of observations and the great mesoscale variability difficult the estimation of a significant annual cycle.

INTRODUCCIÓN

Masas de Agua

Diferentes cruceros han visitado la zona central de Chile recolectando información oceanográfica que ha permitido identificar una compleja estructura de masas de aguas, algunas tienen un carácter más bien regional, es decir se restringen al Pacífico Suroriental y otras son reconocidas en gran parte del Pacífico. En la zona de estudio ($\sim 37^{\circ}\text{S}$), cerca de la superficie las bajas salinidades dan cuenta de la presencia de aguas con una fracción dominante de Agua Subantártica (ASAA). Cerca de la costa y bajo la superficie predomina una masa de agua más antigua, de relativamente alta salinidad y valores muy bajos de oxígeno disuelto, denominada Agua Ecuatorial Subsuperficial (AESS). El núcleo de esta masa de agua se ubica entre los 100-300 m de profundidad. Bajo esta masa de agua se encuentra Agua Intermedia Antártica (AIAA), una masa de agua de menor salinidad que el AEES y mayor contenido de oxígeno disuelto, mientras que en la zona profunda se ubica agua muy antigua, caracterizada por altos valores de silicato y bajo contenido de oxígeno disuelto denominada Agua Profunda del Pacífico (APP, e.g. Tsuchiya y Talley, 1998). Esta masa de agua llega a la región central de Chile desde el Pacífico Norte (Figura 1 y Figura 2, ver también WOCE Atlas, Volume 2: Pacific Ocean <https://doi.org/10.21976/C6WC77>). En la zona abisal, bajo los 3.500 m, agua de fondo proveniente del Océano Austral llena la parte más profunda de la cuenca de Chile a través de fracturas existentes en la dorsal del mismo nombre (e.g. Lonsdale 1976, Leth *et al.*, 2004). El presente estudio utiliza información de los primeros 800 m de profundidad y se focaliza principalmente en la descripción de las 3 masas de agua más someras mencionadas anteriormente: ASAA, AEES y AIAA.

Agua Subantártica

La masa de Agua Subantártica se caracteriza por valores bajos de salinidad y temperatura debido a las altas tasas de precipitación y la relativamente menor radiación existente en las regiones australes del Pacífico Sur. En el borde oriental y al sur de los 45°S ,

las aguas superficiales han integrado la precipitación de una amplia región del Pacífico a medida que ellas fueron advectadas hacia el este por la corriente del Pacífico Sur que conforma la rama sur del giro subtropical (Karstensen, 2004). Posteriormente, el ASAA es transportada hacia el norte desde latitudes medias (40°S - 45°S) por la Corriente Perú-Chile, la rama oriental del giro subtropical. Cerca de la costa austral de Chile el ASAA se mezcla con aguas superficiales de muy baja salinidad proveniente de los fiordos y canales del mar interior de Chile (*e.g.* Pickard, 1971; 1973; Silva, 1977). El ASAA presenta relativamente bajas temperaturas (11.5°C) y salinidades (33.8) superficiales (Silva & Konow, 1975, Silva *et al.*, 2009). En la parte oriental de la región subtropical del Pacífico Suroriental esta masa de agua da origen a un mínimo salino somero, ubicado inmediatamente bajo el Agua Subtropical del Pacífico Suroriental en la parte norte del frente subtropical (Brandhorst, 1971; Blanco *et al.*, 2001; Leth *et al.*, 2004; Karstensen, 2004). Hanawa y Talley (2000), y Wong y Johnson (2003) proponen la existencia de una masa de agua somera que se extiende entre los 88° y 103°W y entre 10°S y 30°S en el Pacífico Suroriental llamada Agua Modal Subtropical del Pacífico Suroriental (AMSTPSO o SPESTMW por su sigla en inglés). Esta puede ser claramente identificada por un mínimo de vorticidad potencial ($Q < 3 \times 10^{-10} \text{ m}^{-1}\text{s}^{-1}$) bajo la capa de mezcla (Wong y Johnson, 2003) y se caracteriza por un amplio rango de salinidades y temperaturas, pero que se compensan para formar una masa de agua con un estrecho rango de densidades. En el extremo sur oriental el AMSTPSO estaría asociada con el ASAA. En efecto, la fracción más fría ($T < 15.5^{\circ}\text{C}$), menos salina ($S < 34.6$) y más densa ($\sigma_{\theta} > 25.53$) de esta masa de agua se ubica al sur de los 32°S y al este de los 90°W según Wong y Johnson (2003). Esta región corresponde, además, a la zona de formación de Agua Intermedia del Pacífico Suroriental (AIPSE) propuesta por Schneider *et al.*, (2003), la cual presentaría una temperatura que varía entre 11°C y 13°C , una salinidad entre 34.1 y 34.3 y densidades ligeramente mayores que el AMSTPSO ($25.75 < \sigma_{\theta} > 26.25$). El AIPSE se encuentra entre la costa y los 90°W y los 20°S y 38°S y correspondería a la porción más oriental de la masa de agua descrita por Wong y Johnson (2003). Así, nuestra zona de estudio ($\sim 37^{\circ}\text{S}$) puede asociarse directamente con la zona de formación de AIPSE o agua del Mínimo Salino Somero (MSS). Silva *et al.*, (2009), llaman a esta masa agua, justamente ASAA-MSS. Cabe notar que muy cerca de la costa, el ASAA, mezclada con las aguas provenientes de los

mares interiores de Chile austral, también suele presentar gran mezcla con AEES debido a la surgencia costera.

Agua Ecuatorial Subsuperficial

En nuestra zona de estudio, bajo el ASAA superficial se encuentra el Agua Ecuatorial Subsuperficial (AEES), ésta masa de agua es transportada hacia el sur a lo largo de la costa por la Corriente Subsuperficial de Perú-Chile (e.g. Wooster y Gilmartin, 1961; Strub *et al.*, 1998). Wyrtki (1963) describe por primera vez esta masa de agua, la cual es identificada frente a Perú por la región del T–S cuya temperatura varía entre 12.8°C y 7°C y la salinidad entre ~34.9‰ y ~34.6‰ (usando los valores dados por Wyrtki 1963, para el rango que es común entre las estaciones 78, 8 y 26, en su figura 21. Note que en este contexto las diferencias debido a los cambios de escala de la temperatura y la salinidad no son relevantes). Toggweiler *et al.*, (1991), basado en datos de $\delta^{14}\text{C}$, señala que el AEES que participa en la surgencia frente a Perú, deriva del agua de 13°C (agua del “thermostad” presente en la Corriente Ecuatorial Subsuperficial) que tiene su origen en el Pacífico sur occidental, a partir de la fracción más “liviana” del Agua Modal Subantártica (7°-10°C) y que se caracteriza por valores bajos de $\delta^{14}\text{C}$ (previo al periodo de las bombas y ensayos nucleares). Frente a Chile central (30°S y 40°S) esta masa de agua se ubica entre el ASAA (o agua del MSS) y el AIAA y se caracteriza por un máximo de salinidad subsuperficial y un mínimo de oxígeno disuelto (Silva *et al.*, 2009). De acuerdo con la información presentada por estos autores, su salinidad en esta región es comúnmente mayor que 34.5, su temperatura varía entre 9 y 10°C y presenta una concentración de oxígeno disuelto menor a 2 mL L⁻¹. Su núcleo se centra cerca de los 200 m de profundidad y presenta concentraciones de nutrientes (fósforo y nitrato) más altas que las masas de agua que la delimitan (Silva *et al.*, 2009). Cabe destacar que la zona de mínimo de oxígeno (ZMO) presente en el pacífico Suroriental coincide con un máximo de salinidad subsuperficial, ambas características, máximo de salinidad y mínimo de oxígeno disuelto, están estrechamente asociadas a esta masa de agua en la zona central de Chile (Silva *et al.*, 2009; Llanillo *et al.*, 2012). A pesar de los bajos valores de oxígeno disuelto y la presencia de relativamente altos valores de nitritos (NO₂) frente a Perú y el norte de Chile,

esta masa de agua no es extremadamente antigua como lo indica la presencia de Clorofluorocarbonos (Talley *et al.*, 2011). Los bajos valores de oxígeno disuelto resultan de un efecto combinado entre su antigüedad, una alta tasa de descomposición de materia orgánica y una baja tasa de ventilación regional.

Agua Intermedia Antártica

Tsuchiya & Talley (1998), basados en la sección meridional a lo largo de 88°W del Programa Hidrográfico de WOCE (P19), muestran la extensión del Agua Modal Subantártica, la cual aparece como una capa de densidad relativamente homogénea (“pycnostad”) entre 26.9 y 27.1 σ_0 , es decir, entre 500 y 900 m de profundidad aproximadamente (centrada en 27.05 kg m^{-3}). En la base de esta capa de densidad homogénea se observa el mínimo salino correspondiente al Agua Intermedia Antártica, localizado en 27.1 σ_0 . En la parte oriental del Pacífico Sur el AMSAA y el AIAA están estrechamente relacionadas, ambas tienen propiedades (temperatura y salinidad) similares (Hanawa y Talley, 2000; Sloyan *et al.*, 2001). McCartney (1977) señala que el AMSAA se forma al norte del frente circumpolar subantártico durante finales del invierno austral. Durante este periodo una profunda capa de agua bien mezclada (400-600 m de profundidad) es observada en esta región, la cual es parcialmente aislada de la superficie por la formación de la termoclina estacional durante primavera y verano. Esta capa de agua homogénea y bien ventilada, posteriormente se propaga hacia el norte y puede ser observada en una amplia región del Pacífico Sur. McCartney (1977) denomina a esta capa de agua homogénea: Agua Modal Subantártica, en analogía con las aguas modales subtropicales que se forman en los frentes ubicados al este y al sur de la Corriente del Golfo y de Kuroshio. De acuerdo con McCartney (1977), el AMSAA se va transformando hacia el este a lo largo del frente subantártico, haciéndose más fría y más densa hasta alcanzar un máximo de densidad frente a la costa austral de Chile. Esta variedad más densa de AMSAA sería el AIAA (Hanawa y Talley, 2001). El AMSAA presenta altos valores de oxígeno disuelto y contribuye de manera importante a la ventilación del Pacifico Sur. Específicamente, frente a las costas de Chile, el AIAA contribuye a la ventilación de la parte inferior de la ZMO asociada al AEES.

Circulación regional

La circulación en el Pacífico Sur-oriental frente a la costa central de Chile presenta un complejo sistema de corrientes superficiales y subsuperficiales que fluyen en dirección predominantemente meridional. Este sistema de corrientes consta de cuatro flujos principales: La Corriente Perú-Chile (CPC), la Corriente Costera de Chile (CCC), la Contra Corriente Perú-Chile (CCPC) y la Corriente Subsuperficial Perú-Chile (CSPC) (Figura 3, Strub *et al.*, 1998).

La Corriente de Perú-Chile (CPC) o Corriente de Humboldt (CH) fluye hacia el norte y forma parte del giro subtropical del Pacífico Sur. Esta corriente es caracterizada tradicionalmente como un flujo ancho y relativamente débil que transporta aguas frías y de baja salinidad (Strub *et al.*, 1998; Silva *et al.*, 2009). El límite oeste de esta corriente es más bien difuso y no puede definirse de manera adecuada, ya que toda la región del Pacífico Sur oriental presenta un transporte superficial medio hacia el norte. Por ejemplo, Shaffer *et al.*, (2004) basados en datos de la línea WOCE P06 estimaron un transporte geoestrófico en la capa superficial (primeros ~1000 m) de 15 Sv entre la costa y los 110°W a 32.5°S. Un valor similar fue estimado por estos autores en bases a información del rotor del viento considerando un balance de Sverdrup (ver Shaffer *et al.*, 2004, su figura 7). Sin embargo, Fuenzalida *et al.*, (2008) y Aguirre *et al.*, (2012) muestran que durante primavera y verano se desarrolla un flujo hacia el norte bien definido en la zona de transición costera frente a la costa central de Chile (denominado justamente como “chorro de la zona de transición costera” por Aguirre *et al.*, 2012). Este flujo podría identificarse como una componente importante de la CPC y transportaría aproximadamente 3 Sv (Aguirre *et al.*, 2012). En su límite sur, la CPC se alimenta de las aguas de la Corriente del Pacífico Sur, la cual fluye hacia el oeste configurando el límite sur del giro subtropical.

La Corriente Costera de Chile es un flujo somero hacia el norte, típicamente observado en las primeras decenas de metros. En la zona central y centro sur de Chile este flujo transporta en promedio aguas de salinidad relativamente baja asociadas a ASAA, pero

comúnmente esta se encuentra mezclada con aguas más salinas producto de la surgencia de AESS cerca de la costa y con aguas de origen continental de muy baja salinidad proveniente de las descargas de los ríos presentes en la zona central y sur de Chile. Este flujo se distingue de la CPC porque es forzado principalmente por los vientos costeros y porque está ligado estrechamente a la dinámica de la surgencia costera (Strub *et al.*, 1998). En contraste, la CPC es una corriente típicamente oceánica y responde principalmente al rotor anticiclónico del esfuerzo del viento. La CCC experimenta una enorme variabilidad debido al ciclo anual de los vientos a lo largo de la costa, a los eventos de surgencia asociados a cambios sinópticos en los vientos y a la presencia de ondas atrapadas a la costa de origen local y remoto. Similarmente, las propiedades de las aguas superficiales costeras varían considerablemente asociadas a los ciclos de surgencia/hundimiento, a las variaciones en los flujos de agua dulce de origen continental y a los flujos de calor.

La Contracorriente de Perú-Chile (CCPC) es un flujo superficial que se dirige hacia el sur, en dirección opuesta a los vientos predominantes, dando origen a una lengua de agua cálida y salina que se extiende desde Perú ($\sim 8^{\circ}\text{S}$) hasta Chile central (35°S), con un núcleo ubicado a 100-300 km de la costa aproximadamente (Strub *et al.*, 1998). La dinámica de este flujo se ha relacionado al rotor ciclónico del esfuerzo del viento presente cerca de la costa (Penven *et al.*, 2005, Aguirre *et al.*, 2012). Cabe mencionar que no existen evidencias observacionales directas de este flujo que sean concluyentes. El trabajo de Strub *et al.*, (1995), basado en altimetría satelital de Geosat y Topex, presenta corrientes relativas que en la actualidad podrán asociarse más bien a remolinos de mesoscala que a un flujo promedio hacia el sur. Sin embargo, esta corriente aparece como un rasgo bien definido en casi todos los estudios de circulación regional basados en modelos numéricos (Penven *et al.*, 2005, Aguirre *et al.*, 2012; Conejeros 2013; Vergara *et al.*, 2016). Usualmente este flujo se superpone con la CSPC formando un gran flujo hacia el sur (eg. Fonseca 1985). Sin embargo, la dinámica de la CSPC sería diferente a la dinámica de la CCPC (ver abajo), esta última es un flujo que se intensifica en superficie en respuesta al rotor del viento, mientras que la primera tiene un núcleo Subsuperficial bien definido.

La Corriente Subsuperficial de Perú-Chile (CSPC), fluye hacia el sur, transportando Agua Ecuatorial Subsuperficial (AESS), la cual se caracteriza por ser relativamente cálida, salina, con un muy bajo contenido de oxígeno disuelto y rica en nutrientes. En efecto, esta masa de agua es considerada la fuente principal de nutrientes para la capa fótica en la zona central de Chile (e.g. Strub *et al.*, 1998). La CSPC es relativamente costera, con un núcleo ubicado en la parte superior del talud y quiebre de la plataforma continental, se extiende desde los 10°S hasta los 42°S (Strub *et al.*, 1998; Silva & Neshyba, 1979). Esta corriente es el arquetipo del flujo hacia el polo presente en la mayoría de los sistemas de surgencia de borde oriental y su dinámica está relacionada con un gradiente de presión a lo largo de la costa (que apunta hacia el ecuador) que resulta de las variaciones espaciales del esfuerzo del viento promedio (e.g. McCreary, 1981; Pizarro, 1991). Sin embargo, el rotor ciclónico del esfuerzo del viento presente cerca de la costa también jugaría un rol importante en la dinámica de este flujo sobre (McCreary y Chao, 1985). La CSPC nace en la parte norte de Perú y es alimentada por la Corriente Ecuatorial Subsuperficial y por la Contracorriente Subsuperficial del Sur o “chorro de Tsuchiya” (e.g. Montes *et al.*, 2014), ambos flujos hacia el este forman parte de la compleja circulación ecuatorial del Pacífico oriental (e.g. Kessler, 2006). A los 10°S la CSPC está bien definida, en general su núcleo se profundiza hacia el sur alcanzando 150-200 m de profundidad frente a Chile central (Silva and Neshyba, 1979; Pizarro *et al.*, 2002; Dewitte *et al.*, 2008; Chaigneau *et al.*, 2013). Este flujo experimenta gran variabilidad debido a fluctuaciones de origen remoto, particularmente a escala intraestacional (periodos de 30-90 días) e interanual, asociada a los ciclos El Niño-La Niña (Shaffer *et al.*, 1997, 1999; Pizarro *et al.*, 2001, 2002; Dewitte *et al.*, 2012). Mediciones directas de la CSPC, obtenidas con ADCP montado en el BIC José Olaya, entre 2008 y 2012, mostraron que el transporte de esta corriente aumentó de 1.8 Sv a 5.2 Sv entre 5°S y 15°S (Chaigneau *et al.*, 2013), disminuyendo rápidamente hacia el sur. Observaciones directas de corriente a 21°S, basadas en correntómetros anclados, junto con mediciones hidrográficas, muestran un transporte de 1.8 cm s^{-1} , consistentes con la disminución del flujo hacia el sur. Sin embargo, la CSPC tiende luego a aumentar nuevamente hacia la zona central de Chile, alcanzando $\sim 1 \text{ Sv}$ cerca de 30°S (Shaffer *et al.*, 1999). La mayoría de los estudios de la CSPC, basados en series de tiempo (Huyer *et al.*, 1991; Shaffer *et al.*, 1999; Chaigneau *et al.*, 2013)

señalan que la variabilidad estacional de la CSPC es relativamente pequeña en comparación con su gran variabilidad intraestacional e interannual. Sin embargo, la importancia relativa de la variabilidad estacional de la CSPC podría aumentar hacia la zona centro-sur de Chile, y así las variaciones de AECC, debido a la reducción de las perturbaciones de origen ecuatorial y al aumento de las variaciones estacionales de los vientos en la región.

Se debe tener en cuenta que los límites de las distintas corrientes mencionadas anteriormente cambian de latitud según la estación del año y en relación a la posición del anticiclón del Pacífico Sur. Es probable que algunas de las corrientes puedan llegar a converger localmente, o incluso alimentarse unas con otras (Strub *et al.*, 1998). Además, es importante destacar que en la zona de transición costera y oceánica las corrientes experimentan una enorme variabilidad intraestacional asociada a remolinos de mesoescala (Hormazábal *et al.*, 2004) frente a Chile central. Remolinos de mesoescala en la Zona de Transición Costera (ZTC) se han detectado por altimetría satelital (Cáceres *et al.*, 1992; Hormazábal *et al.*, 2004) y por una combinación de altimetría y datos hidrográficos (Morales *et al.*, 2007, 2010). Estos remolinos a veces se presentan como remolinos intratermoclina, modulada por un giro anticiclónico (McGillicuddy *et al.*, 2007). Observaciones directas de corrientes a 21°S, 30°S y 37°S muestran que efectivamente la variabilidad de las corrientes en la capa superficial (primeros 1000 m) es completamente dominada por fluctuaciones intraestacionales generadas por corrientes de mesoescala.

Si bien es cierto que las principales masas de agua y corrientes de la región han sido bien establecidas, en base a diversos cruceros realizados en distintos años y en distintas épocas del año, su variabilidad temporal sigue siendo muy poco conocida. Las aguas ubicadas en la región de la termoclina principal y las corrientes, en los primeros cientos de metros de profundidad, pueden ser fuertemente afectadas por el ciclo anual de los forzantes atmosféricos y por la presencia de remolinos de mesoescala. Las estimaciones históricas del transporte de los diferentes flujos oceánicos presentes en la zona centro-sur de Chile se basan en cruceros aislados de baja resolución espacial.

El objetivo del presente trabajo es analizar las características de las principales masas de agua ubicadas en los primeros 800 m de profundidad y su variación temporal frente a la costa centro-sur de Chile. Para éste fin se utilizan mediciones de alta resolución obtenidas con planeadores submarinos, a lo largo de una transecta perpendicular a la costa centrada en $\sim 36^{\circ}30' S$. Las observaciones se extienden desde la plataforma continental hasta $74^{\circ}50' S$ aproximadamente, cubriendo una distancia aproximada de 150 km e incluyen 9 transectas realizadas entre los años 2010 y 2013 en distintas estaciones del año.

HIPÓTESIS

En la zona de transición costera, frente a la costa centro-sur de Chile (36.5°S) se ha observado una gran variabilidad intraestacional en la temperatura, salinidad y oxígeno disuelto en la capa subsuperficial (100-500 m), la que superaría incluso la variabilidad estacional, típica de la región. Ello se debería a procesos dinámicos de mesoescala, los que modularían las propiedades de las masas de agua intermedias (AESS y AIAA)

OBJETIVO GENERAL

Caracterizar la variabilidad espacial y temporal de las propiedades físicas (temperatura, salinidad, velocidad geostrófica y oxígeno disuelto) de las masas de agua intermedias (AESS y AIAA) y su relación con estructuras de mesoescala en la zona de transición costera frente a la costa centro-sur de Chile.

OBJETIVOS ESPECÍFICOS

- 1.- Caracterizar la variabilidad espacial y temporal de las masas de aguas presentes en la zona de estudio a partir de información histórica.
- 2.- A partir de observaciones realizadas con planeadores submarinos, caracterizar la variabilidad temporal de las masas de aguas presentes entre 0 y 800 m de profundidad, en la zona de estudio.
- 3.- Comparar la variabilidad temporal observada con planeadores marinos con datos climatológicos (usando climatología CARS).
- 4.- Estimar los principales flujos geostróficos presentes en la zona de estudio a partir de datos obtenidos con planeadores submarinos y datos climatológicos.

METODOLOGÍA

Área de estudio

El área de estudio se ubica en la zona centro-sur de Chile frente a la región del Biobío. Particularmente, esta se centra en los 36° 30'S y se extiende desde la costa hasta aproximadamente 180 km mar afuera, es decir entre ~73°00'W y ~75°00'W. Esta región se caracteriza por una amplia plataforma continental asociada a la presencia del Golfo de Arauco. Ambos rasgos: la amplia plataforma continental y el gran golfo, constituyen una importante característica morfológica de la costa de Chile. El quiebre de la plataforma (marcado por el veril de 190 m) se ubica aproximadamente a 60 km de la costa en 36° 30'S.

Al norte de la zona de estudio (~36°23'S) desemboca el río Itata cuyo caudal medio anual fue de 198.2 m³s⁻¹ durante el periodo 2010-2013, con un máximo de 454.5 m³s⁻¹ en agosto y un mínimo de 34.6 m³s⁻¹ en febrero. Al sur (36°49' S) se ubica la desembocadura del río Biobío cuyo caudal medio anual, para el periodo 2010-2013, fue de 639.3 m³s⁻¹ con un máximo y mínimo de 1077.7 m³s⁻¹ y 291.9 m³s⁻¹ en julio y abril respectivamente. La precipitación promedio anual, registrada en el aeropuerto Carriel Sur (36°46' 73°03') es de 99 mm por mes con un máximo en junio (232 mm) y un mínimo en febrero (17 mm) la temperatura del aire promedio anual, registrada en la misma estación, es de 13.0 °C, con un mínimo (máximo) promedio mensual de 9.3°C (17.6°C). En la costa, la temperatura media anual del mar es de 13°C con un máximo de 15°C en enero y 12°C en agosto.

Dada la disponibilidad de información se analizaron los primeros 800 m. de profundidad (Figura 4, línea roja).

Datos

El presente trabajo se basa en datos de temperatura y salinidad obtenidos con 2 planeadores marinos modelo Slocum G1 de Teledyne Webb Research (modelo profundo).

Estos planeadores pueden descender hasta 1.000 m de profundidad y dispone de un CTD SBE 41 CP. Además, los planeadores estaban equipados con sensor de oxígeno disuelto (modelo Optode 3835 de Aanderaa) y de fluorescencia y turbidez (modelo ECO FLNTU de WetLab).

La velocidad horizontal típica de los modelos de planeadores similares a los usados en este trabajo es de \sim 40 cm s $^{-1}$ (usando un ángulo de ataque de 26°). Su máximo volumen es de aproximadamente 500 cc y su volumen total es de 56 L (Pizarro *et al.*, 2016). Estimaciones basadas en las diferentes misiones que se usan en este estudio dieron valores de velocidad de navegación similares para las profundidades intermedias, es decir lejos de la superficie o de la máxima profundidad de operación, donde el planeador debe cambiar de dirección.

Dado que la máxima profundidad que puede alcanzar el modelo de planeador submarino usado en este estudio es de 1000 m, nuestro trabajo permite solo describir las masas de aguas más someras, es decir, ASAA, AEES y AIAA. Para el análisis se prefirió restringir el estudio a los primeros 800 m de profundidad, ya que la mayor fracción de las inmersiones del planeador alcanzó esta profundidad (donde la topografía lo permitía). A pesar de esta restricción, el núcleo del AIAA es muestreado adecuadamente. La Tabla 1 muestra las fechas de las diferentes secciones realizadas con los planeadores marinos durante el periodo 2010 - 2013 que son usadas en el presente estudio.

Procesamiento de los datos de los planeadores

El procesamiento de los datos incluye una serie de pasos estándares que difieren ligeramente del procesamiento tradicional de los datos de CTD. Durante un pre-procesamiento se siguen los siguientes pasos:

- (a) Extracción de las variables a partir de los archivos que almacenan los procesadores del planeador y transformación a formato ascii y/o Matlab.
- (b) Cálculo de los datos de salinidad

aplicando una corrección a la conductividad, usando la velocidad del flujo. (c) Cálculo de la concentración de oxígeno a partir de la fase medida por el sensor óptico (Optode de Aandera) utilizando datos de temperatura y salinidad del CTD, en éste paso se debe alinear el sensor de oxígeno respecto a los datos de CTD aplicando un desfase aproximado de 55 s. (d) Eliminación de datos escapados en base a un criterio dado por la desviación estándar local. (e) Edición manual y remoción de algunos datos escapados.

f.- Cálculo de promedios de las variables en segmentos de 1 db. (f) Edición manual de los promedios y eliminación de posibles datos escapados. (g) Chequeo manual de datos de salinidad. (i) Inversión de los perfiles de subida para dejar ambos ordenados con una presión creciente. (j) Corrección lineal de los datos de oxígeno a partir de la comparación de los perfiles de subida y bajada (este paso es opcional en el procesamiento estándar de los datos de planeadores submarinos).

El paso (c) en el pre-procesamiento de los datos (cálculo de la concentración de oxígeno, a partir de la fase medida por el sensor), utiliza los datos de temperatura y salinidad del CTD (en lugar del propio sensor de temperatura del Optode debido a que su respuesta temporal es mucho más lenta que el sensor del CTD).

Luego del pre-procesamiento los datos pueden ser grillados de manera regular usando una distancia vertical (comúnmente 1 m) y una horizontal. Esta última depende de la profundidad, ya que en zonas someras (plataforma continental) la resolución horizontal es mucho mayor que en el océano profundo. Por ejemplo en 200 m de profundidad la máxima distancia horizontal entre perfiles es de ~0.8 km y esta aumenta a ~4 km para una bajada hasta 1000 m. En nuestro caso se usaron distintos tamaños de grilla para el cálculo de la velocidad geostrófica con el fin de probar la sensibilidad de este flujo a distintos tamaños de grilla.

Finalmente, para el análisis de las masas de agua (ver abajo) los datos fueron promediados dentro del dominio que se muestra en la Figura 4 ($73^{\circ}45'$ $74^{\circ}50'$, rectángulo verde). Para las estimaciones de velocidad geostrófica los datos fueron grillados cada 5, 10,

15 y 20 km, con el fin de evaluar la sensibilidad de los cambios del flujo geostrófico a los diferentes tamaños de grilla. Dada la presencia de estructuras de submesoescala y ondas internas que no necesariamente satisfacen un balance geostrófico, el uso de una grilla horizontal más pequeña (< 5 km) para el cálculo de velocidades geostróficas no es conveniente. Después de un análisis cualitativo de los resultados se decidió usar una grilla de 15 km para estimar las velocidades geostróficas. Con esta grilla se obtuvo una buena resolución horizontal y los resultados son similares a los obtenidos usando una grilla de 20 km. En contraste, la grilla de 5 km presentaba valores de velocidad geostrófica mucho más altos y que no eran consistentes con los obtenidos de las grillas mayores (posiblemente debido a un aumento del “ruido” o procesos no geostróficos).

Tabla 1. Fechas de despliegue y recuperación de planeadores marinos

Fecha despliegue	Fecha de Recuperación	Días Activo	Nombre Glider
26-Jun-2010	08-Jul-2010	12	Gladis
25-Sep-2010	06-Oct-2010	11	Gladis
05-Nov-2010	26-Nov-2010	21	Gladis
19-Ene-2011	03-Feb-2011	15	Violeta
25-Mar-2011	12-Abr-2011	18	Violeta
30-Jul-2011	15-Ago-2011	16	Violeta
16-Mar-2012	02-Abr-2012	17	Violeta
04-Dic-2012	12-Dic-2012	8	Gladis
20-Ago-2013	03-Sep-2013	14	Violeta

Información adicional

Además de los datos de planeadores submarinos se usó información hidrográfica climatológica del “CSIRO Atlas of Regional Seas” (CARS) 2009. Este atlas oceanográfico tiene una resolución espacial de $\frac{1}{4}^{\circ}$ de latitud y longitud y una resolución temporal basada en armónicos anual y semi-anual. El armónico semi-anual es definido solo hasta los 1000 m de profundidad para temperatura y salinidad y sólo hasta 375 m para oxígeno disuelto. El

limitado número de datos y la pequeña variabilidad en regiones más profundas del océano impide un ajuste estadísticamente confiable de un armónico semi-anual.

Esta información fue utilizada para describir las características climatológicas de las masas de agua y compararlas con los resultados de nuestras observaciones. Para este fin se confeccionaron perfiles verticales de temperatura, salinidad y oxígeno disuelto, diagramas T-S/T-S-O, y se calcularon los porcentajes de las diferentes masas de agua que componen los diferentes perfiles promedios presentes en la zona de estudio. Para describir los flujos geostróficos se realizaron secciones transversales para la componente meridional (norte- sur).

Descripción de masas de agua con planeadores submarinos

Para el estudio de las masas de agua se filtró la variabilidad de mesoscala, submesoscala y otras escalas menores promediando todas las observaciones de alta resolución obtenidas por el planeador dentro de una caja que se extiende desde el talud ($73^{\circ}45'$) hasta la región oceánica ($74^{\circ}50'$, ver caja verde en Figura 4b). Además, para reducir el efecto de los desplazamientos verticales asociados a fenómenos oscilatorios se promedió la salinidad, temperatura y oxígeno disuelto sobre superficies de densidad.

Para identificar las masas de agua se usaron diagramas T-S/T-S-O y para calcular el porcentaje de participación se usó el método tradicional de triángulo de mezcla usando valores termohalinos de aguas tipo descritos por Silva & Konow (1975), presentados en Tabla 2. Este método (triángulo de mezcla) calcula los porcentajes de mezcla (Mamayev, 1975) considerando que cada observación de temperatura (T) y salinidad (S) es una combinación lineal de tres masas de agua, por lo tanto se puede establecer un sistema de ecuaciones bien determinado, donde el número de ecuaciones es similar al número de variables, que puede resolverse de manera directa

$$T = m_1*T_1 + m_2*T_2 + m_3*T_3$$

$$S = m_1*S_1 + m_2*S_2 + m_3*S_3$$

$$1 = m_1 + m_2 + m_3,$$

donde T y S son la temperatura y salinidad observadas respectivamente y los pares (T_1, S_1), (T_2, S_2) y (T_3, S_3) representan las aguas tipo, es decir, la temperatura y salinidad que caracterizan a cada una de las masas de agua en el diagrama T-S. Mientras que las incógnitas m_1, m_2 y m_3 son las proporciones de cada una de las masas de agua a determinar.

Tabla 2. Masas de agua y sus características de temperatura y salinidad para cada uno de los triángulos de mezcla utilizados según Silva & Konow (1975).

Agua Tipo	Temperatura (°C)	Salinidad
Agua Subtropical (AST)	20.0	35.2
Agua Subantártica (ASAA)	11.5	33.8
Agua Ecuatorial Subsuperficial(AESS)	12.5	34.9
Agua Subantártica (ASAA)	11.5	33.8
Agua Ecuatorial Subsuperficial(AESS)	12.5	34.9
Agua Intermedia Antártica (AIA)	3.0	34.0
Agua Ecuatorial Subsuperficial(AESS)	12.5	34.9
Agua Intermedia Antártica (AIA)	3.0	34.0
Agua Profunda del Pacífico (APP)	1.75	34.68

Flujos Geostróficos

El cálculo de los flujos geostróficos se realizó a partir de datos de temperatura, salinidad y presión obtenidos con planeadores submarinos. Para una comparación también se calcularon flujos geostróficos a partir de los datos climatológicos de CARS. Primero se calcularon las anomalías geopotenciales usando las rutinas de Sea-Water para Matlab. Actualmente estas rutinas están obsoletas y se usan las nuevas rutinas: Thermodynamic Equation of Seawater-2010 (TEOS-10) y los conceptos de salinidad absoluta y temperatura conservativa. Sin embargo, en este trabajo se utilizaron unidades de salinidad práctica y

temperatura potencial. Una comparación de los resultados usando las nuevas rutinas TEOS-10 mostró que, en el contexto del presente estudio, el cálculo de la velocidades geostróficas basado en la nueva ecuación de estado no difiere de aquel basado en salinidad práctica, temperatura potencial y la antigua ecuación de estado para el cálculo de la densidad.

Para el cálculo de la velocidad geostrófica se usó como nivel de referencia 800 decibares y para extrapolar a zonas menos profundas se utilizó el método de Reid & Mantyla (1976). Adicionalmente se usó información de altimetría satelital para visualizar la estructura espacial de las anomalías del nivel del mar y las correspondientes anomalías de las corrientes geostróficas en superficie. La información de anomalías del nivel del mar fue obtenida de la plataforma virtual ERDDAP que contiene, a su vez, datos de anomalías de nivel del mar y velocidad geostrófica de AVISO. En este trabajo se usaron datos diarios con una resolución de $\frac{1}{4}^{\circ}$.

RESULTADOS

Descripción de las diferentes secciones realizadas con planeadores marinos

En esta sección se presenta la información obtenida con los planeadores submarinos durante las 9 campañas de observación consideradas en el presente estudio. En cada campaña el planeador fue desplegado y recuperado cerca de la costa. El despliegue comúnmente se realizó en una profundidad cercana a los 40 o 50 m al oeste de la bahía de Coliumo ($\sim 36^{\circ}30'S$). En la Figura 5 se presentan las transectas correspondiente al viaje del planeador hacia el oeste (titulada en la figura *transecta en dirección oeste*) y su vuelta hacia la costa (*transecta en dirección este*). Sólo se muestra la información dentro de la región oceánica (zona de transición costera) elegida para el análisis en este estudio ($73^{\circ}45' - 74^{\circ}50'$, Figura 4, rectángulo verde). La trayectoria completa (en el plano horizontal) seguida por el vehículo submarino en cada ocasión se muestra en la parte superior de cada uno de los paneles de la Figura 5. Además, en las secciones verticales se muestran, con líneas blancas, la componente vertical y este de la trayectoria seguida por el vehículo en cada caso. Las variables que se muestran en cada panel corresponden a temperatura, salinidad, oxígeno disuelto y densidad potencial ($\Sigma\theta$). Posteriormente, en la Figura 6 se muestran los perfiles promedios (y la correspondiente desviación estándar) dentro del rectángulo indicado anteriormente.

En la Figura 5 es posible visualizar la cobertura de información en cada una de las transectas y algunos rasgos oceanográficos relevantes. Note que para reducir la importante variabilidad de mesoescala presente en la región, se consideraron valores promediados dentro de un rectángulo que se extiende en una dirección zonal de aproximadamente 100 km. Aunque ciertamente este promedio es insuficiente, la extensión hacia afuera de la costa de la transecta no nos permitió una cobertura mayor. La transecta realizada en Jun-Jul de 2010 (Tabla 1, Figura 5a) presentó algunos problemas en su viaje hacia el oeste. Una configuración inapropiada del altímetro hizo que el planeador no alcanzara la máxima profundidad programada para su viaje (~900 m), interrumpiendo frecuentemente la excursión vertical. Esto fue corregido parcialmente en la parte occidental de la transecta durante la misión. Sin

embargo, al acercarse nuevamente al borde oriental, en su viaje hacia el este, el planeador volvió a tener problemas para alcanzar la profundidad objetivo. Posiblemente el altímetro detectaba un “falso fondo” iniciando la secuencia de emersión en forma anticipada. Este problema redujo significativamente el número de datos disponible en la parte oriental del dominio. Aunque algunos perfiles presentaron el mismo problema en misiones posteriores, en general, este fue mucho menos significativo. Por otra parte, la transecta realizada en diciembre de 2012 solo cubrió la parte oriental de dominio, debido a que el planeador presentó problemas técnicos (detección de ingreso de agua, atribuido posteriormente a una falla en el sello del fluorómetro) se decidió abortar la misión y se programó su retorno anticipado hacia la costa, navegando hasta una profundidad máxima de solo 500 m (Figura 5h). Para la misión realizada en Jul-Ago de 2011 se consideró solo la transecta hacia el oeste, debido al cambio en la trayectoria del planeador durante la navegación hacia la costa. En esta ocasión se programó un desvío de la trayectoria original con el fin de realizar mediciones en la parte sur de la zona de estudio (Figuras 5f).

El rasgo más distintivo de las diferentes transectas presentadas en la Figura 5, es la presencia de una capa intermedia con bajos valores de oxígeno y alta salinidad, propiedades características del AEES presente frente a la costa central de Chile. La isopleta de 3 mL L^{-1} , es representativa tanto de la marcada e intensa oxiclina superior, como de la más débil oxiclina inferior (ver también Figura 7). Este núcleo se ubica comúnmente a los 200 m de profundidad y se extiende por debajo de los 400 m, alcanzando en ocasiones 500 m de profundidad (ver transecta de Mar-Abr 2011, Figura 5e). En general, la oxiclina superior muestra gran variabilidad espacial y temporal dentro del rectángulo que demarca la zona de transición costera analizada en este estudio (ver por ejemplo Figura 6, donde el área sombreada indica la desviación estándar entre perfiles dentro del cuadrángulo de estudio para cada periodo de observación). Núcleos de bajo oxígeno y alta salinidad, acompañados en la parte superior por un thermostad (es decir, una región donde la temperatura varía poco con profundidad), se observan frecuentemente en el rango dominado por la presencia de AEES a diferentes distancias de la costa (Figuras 5a, b, d, e, f, g). En trabajos anteriores, núcleos similares han sido atribuidos a remolinos de mesoescala, los cuales dominan la variabilidad

espacial (y temporal) de la zona de estudio (ver por ej. Hormazábal *et al.*, 2013; Pizarro *et al.*, 2016). Los rasgos de mesoescala también se pueden observar en el rango de profundidad típico del AIAA, allí se distinguen claramente núcleos con mayor oxígeno disuelto y con menor salinidad (Figuras 5e, f). Note que las características de los núcleos de AEES (y del AIAA) cambian ligeramente entre la transectas realizadas durante el viaje de ida (hacia el oeste) y vuelta (hacia el este) del planeador. Por ejemplo, en la transecta de regreso (transecta hacia el este) realizada en Jun-Jul de 2010 (Figura 5a), el núcleo de AEES se ha extendido ligeramente hacia el oeste. Este cambio podría estar asociado al desplazamiento del núcleo de un remolino de mesoescala en dirección oeste. Sin embargo, una interpretación detallada de este rasgo es difícil a partir sólo de estas figuras, ya que el núcleo de alta salinidad (y bajo oxígeno) observado en la figura (y probablemente asociado a un remolino de mesoescala) puede haberse propagado también con una componente en la dirección meridional.

Perfiles promedios en la zona de transición costera

Para visualizar en forma resumida la información descrita en la sección anterior y remover, al menos en parte, la gran variabilidad de mesoescala, se calcularon perfiles promedios y las correspondientes desviaciones estándar, de las diferentes variables dentro del rectángulo que demarca la zona de estudio (ver Figura 4 y panel superior en Figura 5 para cada campaña de observaciones). Además, a modo de comparación con el ciclo anual típico, en las diferentes figuras se muestran los perfiles obtenidos del atlas climatológico mensual CARS. Cada perfil de CARS fue interpolado en el tiempo para que este coincidiera con la fecha promedio de los perfiles observados con los planeadores.

Los perfiles de temperatura observados por el planeador submarino muestran una termoclina permanente bien definida que se extiende hasta aproximadamente los 500 m o 600 m de profundidad, con un gradiente típico de 1.3°C por 100 m de profundidad (Figura 6). Los perfiles de verano, verano-otoño (Ene-Feb 2011, Mar-Abr y Dic 2012) muestran además una termoclina estacional cerca de 50-60 m de profundidad. La temperatura

superficial varió entre 11.3°C en agosto de 2013 a 16.5°C en enero de 2011, mientras que la temperatura a 800 m de profundidad varió de 4.4 °C (Jun y Sep 2010) a 4.8 °C (Mar 2011).

Los perfiles de salinidad mostraron un mínimo absoluto en superficie en todas las campañas de mediciones, este mínimo fluctuó entre 33.73 (Ene-Feb 2011) y 34.17 (Mar-Abr 2011). En general, los valores más bajos de salinidad (< 33.9) se observaron en invierno, sin embargo, no hay una clara variabilidad estacional en la salinidad superficial, como se refleja en el mínimo presente en el perfil promedio de Ene-Feb de 2011. Cuando se observa la transecta en detalle (Figura 5d) a distintas profundidades, se aprecia que la salinidad fue relativamente baja y el oxígeno relativamente más alto en toda la sección, lo cual podría estar asociado con una presencia menor de AEES en ese periodo. Esto contrasta con la transecta realizada dos meses más tarde (Mar-Abr 2011, Figura 5e), donde las salinidades son mucho más altas en toda la sección vertical aumentando las salinidades en superficie. Bajo la capa superficial la salinidad aumenta rápidamente hasta alcanzar un máximo en torno a los 200 m de profundidad. A mayor profundidad todos los perfiles presentan un segundo mínimo (mínimo relativo) en torno a los 620 m de profundidad. Tradicionalmente el mínimo superficial de salinidad se ha asociado a la presencia de ASAA, mientras que el mínimo de salinidad subsuperficial se relaciona con la presencia de AIAA (ver abajo diagrama T-S, Figura 10).

El mínimo de oxígeno disuelto se ubicó alrededor de los 200 m, cerca del máximo de salinidad. En general las secciones muestran una muy buena correlación (inversa) espacial entre la salinidad y el oxígeno disuelto. Los valores mínimos de oxígeno disuelto fluctuaron entre 0.16 mL L⁻¹ y 0.79 mL L⁻¹ (Mar-Abr 2011 y Jul-Ago 2010 respectivamente), mientras que los máximos subsuperficiales asociados al AIAA fueron de 3.67 mL L⁻¹ y 4.57 mL L⁻¹ en Mar-Abr 2011 y Ago-Sep 2013 respectivamente. Los máximos salinos asociados al AEES fluctuaron entre 34.46 a 34.59 y se observaron en Ene-Feb de 2011 y Mar-Abr 2011 respectivamente, cuando la mínima de oxígeno fue menos y más intensa.

Aunque algunos perfiles presentan grandes diferencias con las curvas climatológicas (Figuras 6a, b y c), particularmente aquellas de salinidad y oxígeno disuelto, estas últimas tienden a reproducir la forma general de los perfiles observados con el planeador. Dada la importante variabilidad espacial (mesoescala) y temporal (intraestacional e interanual) y la baja densidad de observaciones existente en la región (particularmente en algunas épocas del año), se esperaba encontrar discrepancias entre las curvas climatológicas y las observadas.

Para una mejor comparación de los diferentes perfiles promedios de temperatura, salinidad y oxígeno estos fueron reordenados en una secuencia temporal (Figura 7). Similarmente, los perfiles climatológicos (CARS) para diferentes meses se muestran en la Figura 8. En la Figura 7 se destaca la profundidad de los mínimos y máximos de las curvas de oxígeno disuelto y salinidad. La variación de la profundidad del mínimo de oxígeno registrado en cada perfil (en torno a los 200 m de profundidad) se correlaciona muy bien ($r=0,94$) con la profundidad del máximo salino (Figura 9a). Similarmente, existe una buena correlación ($r=0,92$) entre la profundidad del mínimo salino asociado al AIAA y el máximo de oxígeno a esta profundidad (Figura 9b). Estos cambios podrían estar estrechamente relacionados a cambios en las proporciones de las masas de agua presentes en cada uno de los perfiles de la figura. Sin embargo, los resultados de los diferentes perfiles muestran una estructura vertical bien definida y relativamente estable en el tiempo. Esto da cuenta de la presencia permanente en la zona de ASAA, AEES y AIAA que configuran un diagrama T-S bien definido como se muestra en la siguiente sección. En general, las variaciones en los máximos y mínimos de salinidad y oxígeno disuelto asociados a las diferentes masas de agua presentan poca variabilidad y esta no tiene un ciclo anual bien definido.

Variabilidad de la proporción de las masas de agua

Para estimar las proporciones de las diferentes masas de agua presentes en la zona de estudio durante los períodos de medición, se usó el método tradicional de triángulo de mezcla con aguas tipo similares a las usadas por Silva y Konow, 1975 (ver también Silva *et al.*, 2009). Cada agua tipo corresponde a un punto en el diagrama T-S. Los diferentes triángulos

usados en este trabajo y las correspondientes aguas tipo se muestran en la Figura 10 (correspondiente a los diagramas T-S de la climatología de CARS) y Figura 11 (correspondientes a las observaciones con planeadores). Dada la presente metodología sólo se deben seleccionar las observaciones (pares T-S) que caen dentro del triángulo para que puedan ser representadas como una combinación lineal apropiada de las aguas tipos correspondientes (es decir, con concentraciones positivas). Por esta razón, valores cercanos a la superficie con relativamente altas temperaturas y bajas salinidades, deben ser descartados en el cálculo de las proporciones de las distintas masas de agua. Cerca de la superficie la salinidad siempre presentó un mínimo con un claro predominio de ASAA, con su núcleo centrado a los 52 ± 24 m con un porcentaje de distribución de $78.4 \pm 13\%$ (Tabla 3).

Bajo el ASAA se ubica el núcleo del AEES, centrado en 185 ± 27 m (note que el rango de variación está dado por la desviación estándar estimada a partir de las 9 transectas usadas en este estudio; Figura 6). En esta profundidad el porcentaje estimado de AEES es de $60 \pm 4\%$. El AIAA presentó un núcleo a 607 ± 50 m con un porcentaje promedio de $72 \pm 3\%$ (Tabla 3). Estos resultados son similares a los observados en la climatología de CARS (Figura 6) que muestra que el núcleo del AEES se ubica a 210 ± 18 m de profundidad con un porcentaje de $63 \pm 2\%$ y el AIAA a 600 ± 41 m con un porcentaje de $65 \pm 1\%$ (Tabla 4).

La información obtenida con planeadores oceánicos muestra que el mayor porcentaje (69%) de AEES se observó en la campaña realizada durante otoño de 2011 (25 de marzo al 12 abril de 2011; Tabla 3 y Figura 12b; ver también Figura 5e), mientras que la menor proporción en el núcleo (es decir el menor porcentaje de AEES en la profundidad de su núcleo, 56%) se observó solo 2 meses antes, en la transecta realizada en verano de 2011 (entre el 19 de enero y el 03 de febrero de 2011, Tabla 3 y Figura 12b; ver también Figura 5c). Este mínimo de AEES en la zona de estudio coincide con un máximo de AIAA ($\sim 75\%$) presente a mayor profundidad (~ 650 m) en la zona de estudio. Cabe mencionar que una proporción de AIAA de 75% también se observó en la transecta de Agosto-Septiembre de 2013 (Tabla 3), coincidiendo, así mismo, con una baja proporción de AEES. Mientras que la menor proporción de AIAA (67%) se observó en la primavera de 2010. Es interesante notar

que durante el periodo de estudio (junio 2010 hasta septiembre de 2013) la proporción de AIAA (en su núcleo) tiene una ligera tendencia positiva (aumentando ~2 % por año), mientras que el AECC, cuyo porcentaje de variación en el núcleo presenta mayor varianza, no presenta una tendencia significativa (Tabla 3).

Tabla 3. Porcentajes máximos observados en el núcleo de las distintas masas de agua (parte superior) y profundidad del núcleo (en metros, parte inferior) para las transectas realizadas entre Junio de 2010 y Agosto de 2013. Note que el máximo de ASAA (núcleo) se ubicó siempre en el límite superior utilizado para el cálculo de los porcentajes (es decir cerca de la superficie, pero en la profundidad de la isoterma de 11.5°C o la isohalina de 33.8).

% Masas de Agua	Jun-Jul 2010	Sep- Oct 2010	Nov. 2010	Ene- Feb 2011	Mar- Abr 2011	Jul- Ago 2011	Mar- Abr 2012	Dic. 2012	Ago- Sep 2013	Promedio	Desv. estándar
ASAA	76,84	91,68	83,18	91,76	55,90	71,80	76,35	65,26	93,30	78,45	12,89
AESS	58,70	57,73	61,09	55,68	68,76	62,00	58,27	60,62	57,18	60,00	3,85
AIAA	69,90	69,10	66,97	74,84	71,29	74,40	74,37	-----	75,15	72,00	2,92

Prof. Masas de Agua	Jun-Jul 2010	Sep- Oct 2010	Nov. 2010	Ene- Feb 2011	Mar- Abr 2011	Jul- Ago 2011	Mar- abr 2012	Dic. 2012	Ago- Sep 2013	Promedio	Desv. estándar
ASAA	65	75	41	75	53	70	53	34	0	52	24
AESS	206	219	152	218	166	205	179	162	158	185	27
AIAA	547	555	572	647	622	624	696	-----	589	607	51

Tabla 4. Porcentajes máximos observados en el núcleo de las distintas masas de agua (parte superior) y profundidad del núcleo (en metros, parte inferior) en base a datos climatológicos de CARS.

% Masas de Agua	Verano	Otoño	Invierno	Primavera	Promedio	Desv. estándar
ASAA	72,72	67,52	80,76	79,20	75,05	6,11
AESS	63,87	66,07	62,67	61,00	63,40	2,13
AIAA	63,85	63,32	65,48	66,07	64,68	1,31

Prof. Masas de agua	Verano	Otoño	Invierno	Primavera	Promedio	Desv. estándar
ASAA	60	60	50	60	58	5
AESS	225	190	200	225	210	18
AIAA	600	650	600	550	600	41

Finalmente, en base a los datos obtenidos en este estudio es posible presentar una distribución vertical promedio de temperatura, salinidad y oxígeno disuelto que es representativa para la zona de estudio (Tabla 5). Note que estos perfiles incluyen un gran número de perfiles de CTD obtenidos con el planeador marino durante diferentes periodos del año y promediados, a su vez, dentro de una región para remover parcialmente la variabilidad espacial de mesoescala (ver rectángulo centrado en 36°30'S y que se extiende zonalmente entre 73°45' y 74°50' en Figura 4).

Tabla 5. Distribución vertical promedio de Temperatura, Salinidad y Oxígeno Disuelto representativa para la región centrada en 36°30'S y que se extiende zonalmente entre 73°45' y 74°50'.

Presión (db)	Temperatura (°C)	Salinidad	Oxígeno disuelto (mL L ⁻¹)
0	13,32	33,91	5,95
5	13,31	33,92	5,94
10	13,25	33,92	5,91
15	13,19	33,93	5,85
20	13,12	33,94	5,75
25	12,98	33,95	5,62
30	12,77	33,95	5,48
40	12,19	33,99	5,12
50	11,74	34,03	4,69
75	11,10	34,14	3,62
100	10,75	34,25	2,50
125	10,53	34,37	1,61
150	10,34	34,44	1,04
175	10,14	34,48	0,73
200	9,90	34,50	0,57
225	9,62	34,50	0,56
250	9,31	34,49	0,61
275	8,98	34,48	0,71
300	8,66	34,46	0,86
350	7,98	34,42	1,32
400	7,30	34,37	2,08
450	6,67	34,32	2,97
500	6,18	34,28	3,66
550	5,81	34,26	4,03
600	5,51	34,25	4,15
650	5,26	34,25	4,08
700	5,01	34,26	3,90
750	4,77	34,28	3,69

Flujos geostróficos

Los flujos geostróficos estimados a partir de la distribución climatológica (CARS) de temperatura y salinidad muestran una estructura bien definida donde se pueden reconocer los siguientes flujos: (1) la Corriente Costera de Chile, un flujo superficial y somero hacia el norte cerca de la costa; (2) la Corriente de Perú-Chile, un flujo oceánico también hacia el norte que es más intenso en superficie, pero que se extiende a profundidades mayores, incluso por debajo de los 500 m de profundidad (note que para hacer una comparación adecuada con las secciones de planeadores submarinos el nivel de referencia usado en los cálculos de velocidad geostrófica usando información de CARS fue de 800 db). Durante verano y otoño este flujo muestra una continuidad con la corriente costera en la capa superficial y es más intenso, $> 10 \text{ cm s}^{-1}$, en la parte oceánica; (3) La Corriente Subsuperficial de Perú-Chile, esta corriente fluye hacia el sur con un núcleo cercano a la costa entre 80 y 300 m de profundidad aproximadamente y es algo más intensa en verano y otoño. En marzo el flujo geostrófico (climatológico) de esta corriente subsuperficial puede superar ligeramente los 8 cm s^{-1} (Figura 12). Es interesante notar que en invierno y primavera (Figura 12, paneles inferiores) hay una región centrada en 74°W donde la corriente hacia el norte presenta un mínimo. Diferentes modelos muestran que este debilitamiento de la corriente hacia el norte se asocia con una región negativa de rotor de esfuerzo del viento (*cf.* Aguirre *et al.*, 2012) y en la parte central y centro-norte de Chile cerca de esta longitud se observa la Contracorriente de Perú-Chile.

La distribución de los flujos mencionados anteriormente, es consistente con la distribución de propiedades (temperatura, salinidad y oxígeno disuelto) ya descrita. En efecto, en superficie las corrientes hacia el norte transportarían desde el sur aguas de baja salinidad, mientras que a mayor profundidad (bajo los 400-500 m) la presencia de AIAA, fría, de baja salinidad y alto oxígeno disuelto resultaría del transporte oceánico hacia el norte. Entre ambas masas de agua la Corriente Subsuperficial de Perú-Chile, introduce en la región las aguas salinas y pobres en oxígeno disuelto que caracterizan el AECC.

Cuando se analizan las velocidades geostróficas en las diferentes transectas realizadas con planeadores submarinos (Figura 13a-i), resalta la gran variabilidad temporal y de mesoescala (entre transectas) que presenta el flujo geostrófico, incluso entre las transectas de ida (hacia el oeste) y vuelta (hacia el este) realizadas en una misma campaña de medición. Como se observa por ejemplo, al comparar las mediciones realizadas en noviembre de 2010 (Figura 13c). Note que el gran cambio observado en las velocidades geostróficas en este periodo es consistente, cuando se comparan las velocidades superficiales basadas en altimetría satelital y aquellas estimadas a partir de las mediciones realizadas por el planeador.

En general, durante todo el periodo de estudio existe buena consistencia (cuantitativamente hablando) entre ambos set de mediciones: corrientes superficiales derivadas de altimetría y corrientes geostróficas estimadas de los datos del planeador. Cabe mencionar que un análisis comparativo de las velocidades geostróficas, basadas en altimetría satelital y en mediciones *in situ*, está fuera de los objetivos del presente trabajo y la información satelital presentada aquí tiene por finalidad solo establecer el contexto de la actividad de mesoescala durante el periodo de observaciones.

Las observaciones correspondientes a los meses de Sep-Oct 2010, Nov 2010, Mar-Abr 2011, Mar-Abr 2012, Dic 2012 y Ago-Sep 2013 (Figura 13b, c, e, g, h, i respectivamente) muestran un flujo hacia el norte sobre la plataforma continental e inmediatamente, en la parte oceánica un flujo hacia el sur. El flujo costero hacia el norte fue más intenso en las mediciones de Ene-Feb 2011 y Sep-Oct 2010, mientras que el flujo más intenso hacia el sur se observó en Mar-Abr 2011, cuando la salinidad fue máxima y el oxígeno disuelto subsuperficial mínimo (Fig. 5e), reflejando un aporte importante de AEES. Mediciones directas de corriente en el quiebre de la plataforma (Pizarro *et al.*, 2016; su Figura 4), muestran que durante las mediciones de Mar-Abr de 2011 la corriente subsuperficial hacia el polo se había debilitado e incluso aparecen pulsos de corrientes hacia el norte. Esto ocurre después de un periodo intenso de corrientes hacia el sur (desde mediados de enero a mediados de marzo de 2011) que contribuyó al transporte de AEES hacia la zona de estudio. Estos resultados contrastan

con la transecta de Ene-Feb de 2011 (Figura 13d), cuando el flujo predominante en toda la sección fue hacia el norte.

Sobre la plataforma continental el flujo geostrófico, estimado en base a los datos del planeador, fue en casi todas las transectas hacia el norte, o muy débil hacia el sur (por ej., Figura 13f). Sin embargo, en Jun-Jul de 2010 (Figura 13a) se observó un flujo hacia el sur bien definido sobre la plataforma. Esto contrasta con observaciones directas de corrientes medidas sobre la plataforma continental (registradas con un ADCP anclado en el veril de los 100 m), las cuales muestran un flujo predominante hacia el sur. En efecto, el promedio de la corriente bajo los 20 m. es de $\sim 2 \text{ cm s}^{-1}$ hacia el sur según los registros continuos de corriente (Pizarro *et al.*, 2013). Errores en la estimación de corrientes geostróficas en aguas someras (basadas en el método dinámico) pueden ser significativas debido a la extrapolación del nivel de no movimiento y a la importante corriente “barotrópica” que puede haber sobre la plataforma continental.

La corriente costera hacia el norte (CCC) siempre fue más intensa cerca de la superficie y decrece en profundidad con una escala característica de cientos de metros (medida fuera de la plataforma continental). En contraste, la corriente hacia el sur muestra comúnmente un máximo subsuperficial. Strub *et al.*, 1998 manifiesta que la CCC está estrechamente ligada a la dinámica de la surgencia costera y por ende a las variaciones estacionales que experimentan los vientos a lo largo de la costa. Si se observan las figuras de altimetría satelital de los meses de verano y otoño (Figuras 13b, c, d), se pueden apreciar menores anomalías de altura dinámica cerca de la costa, las cuales estarían asociadas a una intensificación de la CCC durante esos períodos.

Los paneles que muestran la altimetría satelital (Figuras 13; anomalías del nivel del mar) consideran una región más amplia para visualizar mejor la variabilidad de mesoescala presente en la zona e interpretar las mediciones realizadas con planeador en el contexto de esta variabilidad. La región de estudio es dominada por remolinos de mesoescala y meandros generados por la corriente ubicada en la zona de transición costera. Ambas estructuras de

mesoescala introducen una gran variabilidad temporal de escala intraestacional (periodos de 1 a 3 meses) que se ve reflejada en los cambios del flujo geostrófico entre transectas y hacen difícil interpretar las estimaciones de corrientes geostróficas en el marco de una circulación (corrientes promedios) regional. La escala típica de variación horizontal de la corriente geostrófica, es decir la distancia entre un máximo (corriente hacia el norte) y un mínimo (corriente hacia el sur) es de varias decenas de kilómetros (típicamente entre 40 y 90 km) aún cuando la resolución de la información usada para el cálculo de velocidad geostrófica (luego de ser grillada, ver metodología, es de sólo 15 km).

DISCUSIÓN

La motivación del presente estudio fue evaluar la relevancia del ciclo anual y de los procesos de mesoescala en la variabilidad de las propiedades de las masas de agua (temperatura, salinidad y oxígeno disuelto), particularmente del AEES y el AIAA, presentes en la zona de transición costera del centro-sur de Chile (36.5°S), a partir de un conjunto de mediciones disponibles realizadas con planeadores marinos.

Cabe mencionar que en el contexto general de los ciclos El-Niño-La Niña, el periodo de estudio (invierno de 2010 a invierno de 2013) varía desde un periodo definido como ligeramente frio (entre invierno de 2010 y verano de 2012) a neutro (otoño 2012 y todo el año 2013) de acuerdo con distintos índices (ver por ej. el índice oceánico de El Niño ONI: http://origin.cpc.ncep.noaa.gov/products/analysis_monitoring/ensostuff/ONI_v5.php).

Información de nivel del mar y temperatura del mar en la costa (no mostradas en este trabajo) revelan significativa actividad intraestacional a lo largo de la costa, entre Arica y Talcahuano, durante los periodos de primavera veranos de 2010-2011, 2011-2012.

Perfiles mensuales de temperatura, salinidad y oxígeno disuelto, realizadas en una estación fija (Estación 18), ubicada sobre la plataforma continental, sobre el veril de 90 m aproximadamente, justo al oriente de la zona de estudio muestran un marcado ciclo estacional (*c.f.* Sobarzo *et al.* 2007). En esta estación la temperatura y el oxígeno disuelto, bajo la delgada capa superficial (~30 m), son mínimos en verano, mientras que la salinidad es máxima en este periodo del año. Este ciclo estacional está estrechamente ligado a la variación anual de la surgencia generada por el esfuerzo del viento que actúa sobre la superficie del mar cerca de la costa. La surgencia promueve el transporte de AEES hacia regiones más someras cerca de la costa, dando origen a la variación estacional de la temperatura, salinidad y oxígeno disuelto subsuperficial indicada anteriormente. Cabe mencionar, que en la capa de mezcla, la radiación solar y las variaciones en los aportes de agua dulce continental juegan también un rol relevante en las características del ciclo anual de la temperatura y salinidad (Sobarzo *et al.*, 2007) observada en la zona costera. Basados en esta información (Estación 18) es posible distinguir bajo la capa superficial (profundidades > 30 m) una transición desde

un periodo dominado por anomalías ligeramente frías ($< 0.2^{\circ}\text{C}$), salinas ($< 0.1 \text{ psu}$) y de bajo oxígeno disuelto ($< 0.2 \text{ mL L}^{-1}$) a fines de 2010 comienzos de 2011, hacia anomalías neutras en temperatura y salinidad y ligeramente, positivas ($\sim 0.1 \text{ mL L}^{-1}$) durante 2011-2012 (Pizarro *et al.*, 2013).

En contraste con la variabilidad de la plataforma continental, nuestros resultados muestran que en la zona de transición costera, el ciclo anual de los vientos favorables a la surgencia no tiene una influencia tan clara en las propiedades de las masas de agua. En efecto, las propiedades de las aguas más cercanas a la superficie y en la termoclina permanente están afectadas de manera importante por variabilidad intraestacional. Bajo la capa superficial (dentro del triángulo de aguas tipos definido en este estudio, Figura 11), la variabilidad de las propiedades de las aguas (temperatura y salinidad) puede interpretarse en términos de la composición relativa (porcentajes) de las principales masas de agua presentes en la zona (ASAA y AEES y AIAA). Sin embargo, la variabilidad intraestacional, la relativamente corta extensión del estudio (~ 3 años) y el limitado número de transectas analizadas en este periodo, no permitieron resolver adecuadamente la variación anual típica de los porcentajes de masas de agua y la variación de la profundidad de sus núcleos.

Por otra parte, importantes cambios espaciales de mesoescala son evidentes en las diferentes secciones realizadas con planeadores marinos. El promedio dentro de la zona de transición costera considerada en este trabajo permitió remover solo parcialmente esta variabilidad. Cabe notar que la zona de transición costera se puede extender varias centenas de kilómetros (*e.g.* ~ 700 km, Hormazábal *et al.*, 2004) hacia afuera de la costa, mientras que nuestras observaciones sólo cubrieron una pequeña fracción de esta zona. A pesar de los importantes cambios observados en las diferentes secciones individuales, siempre fue posible distinguir un patrón bien definido en los diagramas T-S. Este patrón es creado por las diferencias de temperatura y salinidad (y oxígeno disuelto) entre la capa superficial, subsuperficial e intermedia asociadas a las masas de agua ASAA, AEES y AIAA.

En los primeros metros de la columna de agua, se observó permanentemente agua de muy baja salinidad, característica del ASAA (Silva *et al.*, 2009). Note que en la zona de estudio estas tres clasificaciones podrían aplicarse (ver sección 1.2.1). Bajo la masa de agua de baja salinidad se observó consistentemente y en todos los perfiles, el AEES que se distingue muy claramente por presentar un mínimo de oxígeno disuelto, con valores inferiores a 1 mL L^{-1} , junto a un máximo de salinidad. El núcleo de esta masa de agua estuvo centrado en los 185 m de profundidad (ver Tabla 3) en el rectángulo de estudio. Cerca de la costa este núcleo está asociado directamente a la Corriente Subsuperficial Perú-Chile, como fuera observado por los trabajos pioneros de Gunther (1936), Wooster y Gilmartin (1961) y Silva y Neshyba (1979). Sin embargo, núcleos de AEES en la zona de transición costera podrían estar asociados a remolinos de mesoescala y no directamente a la CSPC (*cf.* Hormazábal *et al.*, 2013). Estos remolinos pueden propagarse fuera de la zona de transición costera transportar AEES grandes distancias (más de 1000 km) hacia el oeste (*cf.* Cornejo *et al.*, 2015).

Bajo el AEES, en la zona de estudio se observa la presencia de aguas más ricas en oxígeno disuelto, de menor salinidad y temperatura, correspondiente al AIAA. Su núcleo estuvo centrado, en promedio a 607 m de profundidad, en la isopícna de 27.2 kg m^{-3} , coincidente con lo observado por McCartney (1977) y Wijffles *et al.*, 2001. La mezcla de AEES y AIAA predomina en la termoclina permanente con máximos porcentajes de 60% y 72% respectivamente (Tabla 3). Proporciones similares han sido observadas por otros autores (Silva *et al.*, 2009) y usando métodos de estudio de masas de agua que incluyen otras variables (Análisis Óptimo Multiparamétrico, OMP) (Llanillo *et al.*, 2012; Carrasco, 2013). En superficie (0-60 m de profundidad) el ASAA presenta valores que superan el ~75% (llegando a más del 90% en los meses de Sep-Oct 2010, Ene-Feb 2011 y Sep-Oct 2013). Carrasco (2013) en sus resultados encontró que el ASAA entre los 35° y 45°S y entre la costa y los 54°S presentó un porcentaje mayor a 60% de contribución. Bajo esta masa de agua la AEES presentó un núcleo entre los 200-500 m también con más de un 60% de participación y el núcleo del AIAA se ubicó a 500 m con un 60% de distribución hasta los 30°S .

Los flujos geostróficos fueron muy variables, espacial y temporalmente, reflejando al igual que las propiedades del agua, la influencia de energéticos procesos de mesoescala durante todos los periodos de estudio. Esto contrasta con la información climatológica (flujos geostróficos calculados a partir de CARS), la cual da cuenta de las corrientes comúnmente reconocidas en la zona de estudio (Fig. 12): Corriente Costera de Chile (CCC) y Corriente de Perú-Chile (CPC) y los flujos hacia el sur como la Corriente Subsuperficial Perú-Chile (CSPC) y la Contracorriente Perú-Chile (CCPC) (e.g. Strub *et al.*, 1998). En base a los datos de los planeadores submarinos es difícil caracterizar los flujos geostróficos predominantes en la zona y carece de sentido interpretar los flujos observados en las distintas transectas en términos de las corrientes descritas anteriormente. Sin embargo, es difícil resistir la tentación de promediar todas las transectas y ver los flujos resultantes. El flujo promedio, basado en 12 transectas (que cubren la mayor parte de la región entre los 15 y los 150 km de distancia de la costa), muestra una corriente superficial hacia el norte sobre la plataforma continental y que se extiende aproximadamente 100 km desde la costa. También se observa un flujo subsuperficial hacia el sur fuera de la plataforma continental (Figura 14). Estos flujos podrían ser asociados a la Corriente Costera de Chile y la Corriente Subsuperficial de Perú-Chile respectivamente. Sin embargo, la desviación estándar es grande (cercana a 10 cm s^{-1}), comparable a los promedios más intensos que presenta la corriente al norte cerca de la superficie y mucho mayor que el flujo observado hacia el sur. Esta gran desviación estándar es esperable dada la variabilidad intraestacional mencionada anteriormente.

Otros estudios basados en información de alta resolución también dan cuenta de la gran variabilidad de mesoescala y la dificultad de estimar flujos promedios (Hormazábal *et al.*, 2004 y Chaigneau & Pizarro, 2005). Mientras que trabajos basados en modelos numéricos del océano regional y que resuelven la variabilidad de mesoescala, han identificado los principales flujos descritos previamente luego de remover las fluctuaciones intraestacionales asociadas a variabilidad de mesoescala (e.g. Aguirre *et al.*, 2012; Conejero 2016; Vergara *et al.*, 2016). En general, los resultados promedios son consistentes con los valores mostrados en este estudio.

En las secciones verticales se detectaron núcleos o lentes de agua subsuperficiales con características relativamente homogéneas (Figs. 5). Estos lentes presentan en su centro una mayor proporción de AEES donde se generan thermostad y salinostad, y han sido asociados a remolinos de mesoescala de intratermoclina (Hormazábal *et al.*, 2013). Estos remolinos se caracterizan por presentar una extensión vertical de varios cientos de metros y un diámetro típico ~100 km y serían generados en la región costera de Chile donde la Corriente Subsuperficial de Perú-Chile se separa del talud generando inestabilidades que aportaría vorticidad antíclónica para su generación. Aunque su formación frente a Chile es actualmente un tema en estudio, existen evidencias en las costas de California (Molemaker *et al.*, 2015) y Perú (Thompson *et al.*, 2016). Este tipo de remolinos intratermoclina han sido observados en diferentes regiones y han recibido bastante atención durante las últimas décadas (Kostianoy & Belkin, 1989; Gordon *et al.*, 2002; McGillicuddy *et al.*, 2007; Filyushkin & Stovoloskiy, 2011, Hormazábal *et al.*, 2013). Hormazábal *et al.*, 2013, señalan que estos remolinos se separan en dirección oeste de la CSPC, la cual trasladan AEES por la banda costera, favoreciendo así el transporte de AEES hacia la zona oceánica. Estos remolinos pueden contribuir a la dispersión y movimiento de las masas de agua jugando un rol importante en los flujos de sal y calor en los océanos, como se ha descrito para los remolinos de mesoescala en general (Ballegooyen *et al.*, 1994; Treguier *et al.*, 2012).

CONSIDERACIONES FINALES

- 1.- La zona de transición costera frente al centro-sur de Chile ($36^{\circ}30'$), entre la superficie y los 800 m de profundidad, presenta una estructura vertical en temperatura, salinidad, oxígeno disuelto y masas de agua, bien definida y estable en el tiempo.
- 2.- Los perfiles de salinidad, temperatura y oxígeno disuelto obtenidos con planeadores marinos, mostraron que existe una gran variabilidad de mesoscala en la zona costera centro-sur, la que está asociada a cambios con periodos típicos de 1 a 3 meses.
- 3.- Los porcentajes de distribución de masas de agua en la zona de estudio, obtenidos mediante el triángulo de mezcla muestran que en promedio, en la capa superficial predomina el ASAA con su núcleo centrado en 52 ± 24 m y una participación en la mezcla de $78\pm13\%$. En la capa subsuperficial predomina el AEES con su núcleo centrado a una profundidad de 185 ± 27 m y una participación de $60\pm4\%$. En la capa intermedia se encuentra el núcleo del AIAA centrado a 607 ± 51 m con una participación de $72\pm3\%$. La distribución de estas masas de agua es consistente con la distribución que se deduce del atlas climatológico CARS. Estos resultados son similares a los obtenidos con otros que han usado métodos más complejos, que incorporan parámetros químicos, como oxígeno disuelto y nutrientes (por ejemplo OMP).
- 4.- Los flujos geoestróficos estimados a partir de los datos climatológicos dan cuenta de la circulación que tradicionalmente se ha reconocido en la zona de estudio. Particularmente la Corriente Costera de Chile y la Corriente Subsuperficial de Perú-Chile. Sin embargo, los flujos geoestróficos obtenidos a partir de los planeadores submarinos son dominados por variabilidad de mesoscala que cambia de transecta en transecta, haciendo muy difícil reconocer la circulación media que caracterizaría a la zona de estudio.

5.- Al analizar en conjunto las masas de agua y las corrientes geostróficas obtenidas con los planeadores submarinos y las corrientes geostróficas estimada de la altimetría satelital, se observó que la zona de estudio es permanentemente modulada por estructuras de mesoescala.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Aguirre, C., O. Pizarro, P. T. Strub, R. Garreaud, and J. A. Barth. 2012.** Seasonal dynamics of the near-surface alongshore flow off central Chile, *J. Geophys. Res.*, 117, C01006, doi: 10.1029/2011JC007379.
- Ballegooyen, R. C., M. L. van Gründlingh, and J. R. E. Lutjeharms. 1994.** Eddy fluxes of heat and salt from the southwest Indian Ocean into the southeast Atlantic Ocean: A case study, *J. Geophys. Res.*, 99, 14,053–14,070, doi: 10.1029/94JC00383.
- Blanco, J.L., Thomas, A.C., Carr, M.E., Strub, P.T. 2001.** Seasonal climatology of Hydrographic conditions in the upwelling region off northern Chile. *Journal of Geophysical Research* 106, 11451–11467.
- Brandhorst, W. 1971.** Condiciones oceanográficas estivales frente a la costa de Chile, *Rev. Biol. Mar.*, 14(3), 45–84.
- Cáceres, M 1992.** Vórtices y filamentos observados en imágenes de satélite frente al área de surgencia de Talcahuano, Chile central. *Investigaciones Pesqueras*. 37: 55- 66.
- Carrasco, C. 2012.** El rol del Agua Intermedia Antártica (AAIW) en la distribución de gases (O_2 y N_2O) en el Pacífico Sur Oriental y su influencia en la ventilación de la zona de mínima de oxígeno. Tesis de Magíster en Ciencias con mención en Oceanografía, Facultad de Ciencias Naturales y Oceanográficas, Universidad de Concepción, 81 pp.
- Chaigneau, A., and O. Pizarro. 2005.** Mean surface circulation and mesoscale turbulent flow characteristics in the eastern South Pacific from satellite tracked drifters, *J. Geophys. Res.*, 110, C05014, doi: 10.1029/2004JC002628.

Chaigneau, A., Domínguez, N., Eldin, G., Vásquez, L., Flores, R., Grados, C., & Echevin, V. 2013. Near – coastal circulation in the Northern Humboldt Current System from shipboard ADCP data. *Journal of Geophysical Research: Oceans*. DOI: 10.1002/jgrc.20328.

Conejeros, C. 2013. Variabilidad de baja frecuencia de las corrientes oceánicas en Chile central (30° S- 38° S) mediante el uso del modelo numérico ROMS. Tesis de pregrado para optar al título de Geofísico. Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas. Departamento de Geofísica. Universidad de Concepción. 78 pp.

Cornejo, M., Bravo, L., Ramos, M., Pizarro, O., Karstensen, J., Gallegos, M., & Karp-Boss, L. 2015. Biogeochemical characteristics of a long-lived anticyclonic eddy in the eastern South Pacific Ocean. *Biogeosciences Discussions*, 12(17).

Dewitte B., Ramos, M., Echevin, V., Pizarro, O., and duPenhoat, Y. 2008. Vertical structure variability in a seasonal simulation of a medium-resolution regional model simulation of the South Eastern Pacific, *Prog. Oceanogr.*, 79, 120–137.

Dewitte, B., Vazquez-Cuervo, J., Goubanova, K., Illig, S., Takahashi, K., Cambon, G., Purca, S., Correa, D., Gutiérrez, D., Sifeddine, A., and Ortlieb, L. 2012. Change in El Niño flavours over 1958–2008: Implications for the long-term trend of the upwelling off Peru, *Deep-Sea Res. Pt. II*, 77–80, 143–156, doi:10.1016/j.dsr2.2012.04.011.

Filyushkin, B. N., and M. A. Sokolovskiy .2011. Modeling the evolution of intrathermocline lenses in the Atlantic Ocean, *J. Mar. Res.*, 69(2-3), 191–220, doi: 10.1357/002224011798765231.

Fonseca, T. 1985. Física de las aguas costeras de la zona Central de Chile. *Tralka*, 4(2), 337–354.

Fuenzalida, R., W. Schneider, J. Blanco, J. Garcés-Vargas y L. Bravo. 2007. Sistema de corrientes Chile-Perú y masas de agua entre Caldera e Isla de Pascua. Cienc. Tecnol. Mar, 30 (2): 5-16.

Fuenzalida, R., W. Schneider, J. Garcés-Vargas, and L. Bravo .2008. Satellite altimetry data reveal jet-like dynamics of the Humboldt Current, J. Geophys. Res., 113, C07043, doi: 10.1029/2007JC004684.

Gordon, A. L., C. F. Giulivi, C. M. Lee, H. H. Furey, A. Bower, and L. Talley. 2002. Japan/East Sea intrathermocline eddies, J. Phys.Oceanogr., 32(6), 1960–1974, doi: 10.1175/1520-485(2002)032<1960: JESIE>2.0.CO;2.

Gunther, E.R. 1936. A report on oceanographical investigation in Peru Coastal Current. *Discovery Reports*, 13, 107-276.

Hanawa Kimio & Lynne D. Talley, 2000. Mode Waters. Chapter 5.4. Ocean Circulation and Climate. 373-386. ISBN 0-12-641351-7.

Hormazábal, S., G. Shaffer, and O. Leth. 2004. Coastal transition zone off Chile, J. Geophys. Res., 109, C01021, doi: 10.1029/2003JC001956.

Hormazábal, S., V. Combes, C. E. Morales, M. A. Correa-Ramírez, E. Di Lorenzo, and S. Nuñez. 2013. Intrathermocline eddies in the coastal transition zone off central Chile (31–41 S), J. Geophys. Res. Oceans, 118, 4811–4821, doi:10.1002/jgrc.20337.

Huyer, A., M. Knoll, T. Palusziewicz, and R. L. Smith, 1991. The Peru Undercurrent: A study in variability. Deep-Sea Res. Part A, 38, S247–S271, doi: 10.1016 /S0198-0149(12)80012-4.

Karstensen, J. 2004. Formation of the South Pacific shallow salinity minimum: A Southern Ocean pathway to the tropical Pacific. *Journal of physical oceanography*, 34(11), 2398-2412.

Kessler, W. S. 2006. The circulation of the eastern tropical Pacific: A review. *Progress in Oceanography*, 69(2), 181-217.

Kostianoy, A. G., and I. M. Belkin. 1989. A survey of observations on intrathermocline eddies in the world ocean, in Mesoscale/Synoptic Coherent Structures in Geophysical Turbulence, Elsevier Oceanogr. Ser., vol. 50, edited by J. C. J. Nihoul and B. M. Jamart, pp. 821–841, Elsevier, Amsterdam.

Leth, O., Shaffer, G., and Ulloa, O. 2004. Hydrography of the eastern South Pacific Ocean: results from the Sonne 102 cruise, May–June 1995, Deep Sea Res. Part II Top. Stud. Oceanogr., 51(20-21), 2349–2369.

Llanillo, P. J., J. L. Pelegrí, C. M. Duarte, M. Emelianov, M. Gasser, J. Gourrion, and A. Rodríguez-Santana, 2012. Cambios latitudinales y zonales en los parámetros oceanográficos a lo largo del talud continental en la zona centro y norte de Chile. *Cienc. Mar.*, 38, 307–332, doi:10.7773/cm.v38i1B.1814.

Lonsdale P. 1976. Abyssal circulation of the Southeastern Pacific and some geological implications. *Journal of Geophysical Research*, 81, 1163-1176.

Mamayev, O., 1975. Temperature–Salinity Analysis of World Ocean Waters, Elsevier Oceanography Series, vol. 11. Elsevier, Amsterdam.

McCartney, M.S. 1977. Subantarctic mode water. In: Angel, M. (Ed.). *A Voyage of Discovery*. Pergamon Press. Oxford and New York. pp. 103–119.

McCreary, J. P. 1981. A linear stratified ocean model of the coastal undercurrent. Phil. Trans. R. Soc. Lond., A302, 385–413.

McCreary, J. P., & Chao, S. Y. 1985. Three-dimensional shelf circulation along an eastern ocean boundary. *Journal of marine research*, 43(1), 13-36.

McGillicuddy, DJ, LA Anderson, NR Bates, T Bibby, KO Buesseler, CA Carlson, CS Davis, C Ewart, PG Falkowski, SA Goldthwait, DA Hansell, WJ Jenkins, R Johnson, VK Kosnyrev, JR Ledwell, QP Li, DA Siegel & DK Steinberg. 2007. Eddy/Wind Interactions Stimulate Extraordinary Mid-Ocean Plankton Blooms. *Science*. 16 (5827): 1021-1026.

Molemaker, M. J., McWilliams, J. C., & Dewar, W. K. 2015. Submesoscale instability and generation of mesoscale anticyclones near a separation of the California Undercurrent. *Journal of Physical Oceanography*, 45(3), 613-629.

Montes, I., B. Dewitte, E. Gutknecht, A. Paulmier, I. Dadou, A. Oschlies, and V. Garçon. 2014. High resolution modeling of the Eastern Tropical Pacific oxygen minimum zone: Sensitivity to the tropical oceanic circulation, *J. Geophys. Res. Oceans*, 119, 5515–5532, doi: 10.1002/2014JC009858.

Morales, CE, H González, S Hormazábal, G Yuras, J Letelier & LR Castro 2007. The distribution of chlorophyll-a and dominant planktonic components in the coastal transition zone off Concepción, central Chile, during different oceanographic conditions *Progress in Oceanography*. 75 (3): 452-469.

Morales, CE, ML Torreblanca, S Hormazábal, M Correa-Ramírez, S Núñez & P Hidalgo. 2010. Mesoscale structure of copepod assemblages in the coastal transition zone and oceanic waters off central-southern Chile. *Progress in Oceanography*.

Penven, P., Echevin, V., Pasapera, J., Colas, F., and Tam, J. 2005. Average circulation, seasonal cycle, and mesoscale dynamics of the Peru Current System: a modeling approach, *J. Geophys. Res.*, 110, C10021, doi: 10.1029/2005JC002945.

Pickard, G. L. 1971. Some physical oceanographic features of inlets of Chile. *Journal of the Fisheries Board of Canada*, 28(8), 1077-1106.

Pickard, G. L., & Fraser, R. 1973. Oceanography of the South Pacific. *Oceanography of the South Pacific*.

Pizarro O., 1999. Low frequency fluctuations in the eastern boundary current offsouth america: Remote and local forcing. *Tesis Ph. D. Earth Sciences Centre, Göteborg, Sweden*.

Pizarro, O., A. J. Clarke, & S. Van Gorder. 2001. El Niño sea level and currents along the South American coast: Comparison of observations with theory, *J. Phys. Oceanogr.*, vol. 31, pp. 1891-1903.

Pizarro, O., G. Shaffer, B. Dewitte, & M. Ramos. 2002. Dynamics of seasonal and interannual variability of the Peru-Chile Undercurrent, *Geophys. Res. Lett.*, vol. 29, 1581, doi: 10.1029/2002GL014790.

Pizarro, O., Ramírez, N., Rojas, W., & Castillo, M. 2013. Circulation over the continental shelf off central Chile. *Gordon Research Conferences: Coastal Ocean Circulation*, At University of New England in Biddeford, ME, United States.

Pizarro, O., M. Castillo, M. Pizarro-Koch, N. Ramírez, W. Rojas. 2013. Surgencia sobre la plataforma continental de Concepción. *3er Congreso de Oceanografía Física Meteorología y Clima, Santiago Oct. 2013*.

Pizarro, O., Ramírez, N., Castillo, M.I., Cifuentes, U., Rojas, W., Pizarro-Koch, M.
2016. Underwater Glider Observations in the Oxygen Minimum Zone off Central Chile. Bull. Am. Meteorol. Soc. 97, 1783–1789. <http://dx.doi.org/10.1175/BAMS-D-14- 00040.1>.

Reid, J. L. & A.W. Mantyla. 1976. The effect of the geostrophic flow upon coastal sea elevations in the northern North Pacific Ocean. J. Geophys. Res. 81 (18): 3.100-3.110.

Schneider, W., R. Fuenzalida, E. Rodríguez-Rubio, J. Garcés-Vargas, and L. Bravo.
2003. Characteristics and formation of Eastern South Pacific Intermediate Water, Geophys. Res. Lett., 30(11), 1581, doi: 10.1029/2003GL017086.

Shaffer, G., O. Pizarro, L. Djurfeldt, S. Salinas, & J. Rutllant. 1997. Circulation and low-frequency variability near the Chile coast: remotely forced fluctuations during the 1991–1992 El Niño. *J. Phys. Oceanogr.*, vol. 27, pp. 217–235.

Shaffer, G., Hormazábal, S., Pizarro, O., & Salinas, S. 1999. Seasonal and interannual variability of currents and temperature off central Chile. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 104(C12), 29951-29961.

Shaffer, G., Hormazábal, S., Pizarro, O., & Ramos, M. 2004. Circulation and variability in the Chile Basin. *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, 51(10), 1367-1386.

Silva, N., Konow D. 1975. Contribución al conocimiento de las masas de agua en el Pacífico sudoriental, Expedición Krill, 3–4 julio–agosto 1974. *Rev. Com. Perm. Pac. Sur* 3: 63–75.

Silva, N. 1977. Water mass structure and circulation off southern Chile. Master Thesis, School of Oceanography, Oregon State University, USA, 83pp.

Silva, N., Neshyba, S. 1979. On the southernmost extension of the Perú–Chile Undercurrent. Deep-Sea Research 26A, 1387–1393.

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 Research II 56.1004–1020.

Sloyan, B. M., & Rintoul, S. R. 2001. Circulation, renewal, and modification of Antarctic Mode and Intermediate Water. *Journal of Physical Oceanography*, 31(4), 1005-1030.

Sobarzo, M., Bravo, L., Donoso, D., Garcés-Vargas, J., & Schneider, W. 2007. Coastal upwelling and seasonal cycles that influence the water column over the continental shelf off central Chile. *Progress in Oceanography*, 75(3), 363-382.

Strub, P. T., M. Mesías and C. James. 1995. Altimeter observations of the Perú-Chile Counterurrent. *Geophys. Res. Lett.*, 22(3), 211-214.

Strub P, Mesias J, Montecino V, Rutllant J, Salinas S. 1998. Coastal ocean circulation off western South America. In: Robinson A, Brink K (eds.). *The Sea*, Vol. 11, *The Global Coastal Ocean*. Wiley, New York, pp. 272–313.

Strub, P. T., Combes, V., Shillington, F. A., & Pizarro, O. 2013. Ocean Circulation and Climate: Chapter 14. Currents and Processes along the Eastern Boundaries (Vol. 103). Elsevier Inc. Chapters.

Talley, L. D. 2011. Descriptive physical oceanography: an introduction. Academic press.

Thomsen, S., Kanzow, T., Krahmann, G., Greatbatch, R. J., Dengler, M., & Lavik, G. 2016. The formation of a subsurface anticyclonic eddy in the Peru-Chile Undercurrent and

its impact on the near-coastal salinity, oxygen, and nutrient distributions. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 121(1), 476-501.

Toggweiler, J. R., Dixon, K., & Broecker, W. S. 1991. The Perú upwelling and the ventilation of the South Pacific thermocline. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 96(C11), 20467-20497.

Treguier, A. M., J. Deshayes, C. Lique, R. Dussin, and J. M. Molines. 2012. Eddy contributions to the meridional transport of salt in the North Atlantic, *J. Geophys. Res.*, 117, C05010, doi: 10.1029/2012JC007927.

Tsuchiya, M & Talley, L. 1998. A Pacific hydrographic section al 88°W: Water-property distribution. *Journal of geophysical research*, vol. 103, no. c6, pages 12,899-12,918.

Vergara, O., Dewitte, B., Montes, I., Garçon, V., Ramos, M., Paulmier, A., and Pizarro, O. 2017. Seasonal variability of the oxygen minimum zone off Peru in a high-resolution regional coupled model, *Biogeosciences*, 13, 4389-4410.

Vergara, O. A., Echevin, V., Sepúlveda, H. H., Colas, F., & Quiñones, R. A. 2016. Modelling the seasonal dynamics of the Perú-Chile Undercurrent off Central Chile (30–40°S). *Continental Shelf Research*, 123, 61-79.

Wijffels, S. E., Toole, J. M., & Davis, R. 2001. Revisiting the South Pacific subtropical circulation: A synthesis of World Ocean Circulation Experiment observations along 32°S. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 106(C9), 19481-19513.

Wong, A. P., & Johnson, G. C. 2003. South Pacific eastern subtropical mode water. *Journal of Physical Oceanography*, 33(7), 1493-1509.

Wooster, W.S., Gilmartin, M. 1961. The Perú – Chile undercurrent. *Journal of Marine Research* 19(3), 97–122.

Wyrtki, K. 1963. The horizontal and vertical field of motion in the Peru Current. Bulletin of the Scripps Institution of Oceanography 8 (4), 313–346.

FIGURAS

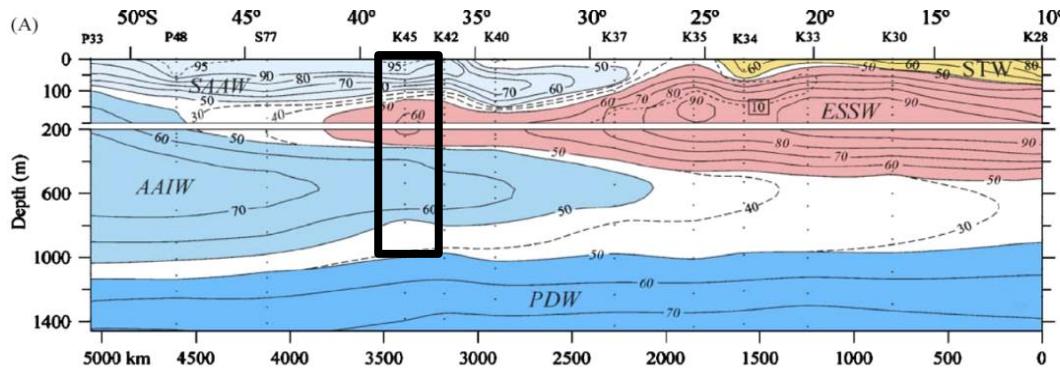


Figura 1. Distribución vertical de las masas de agua y sus porcentajes de una sección longitudinal de Perú y Chile (de 10 a 52°S de expediciones KRILL, SCORPIO, PIQUERO) (de Silva *et al.*, 2009), demarcado en color negro el área de estudio

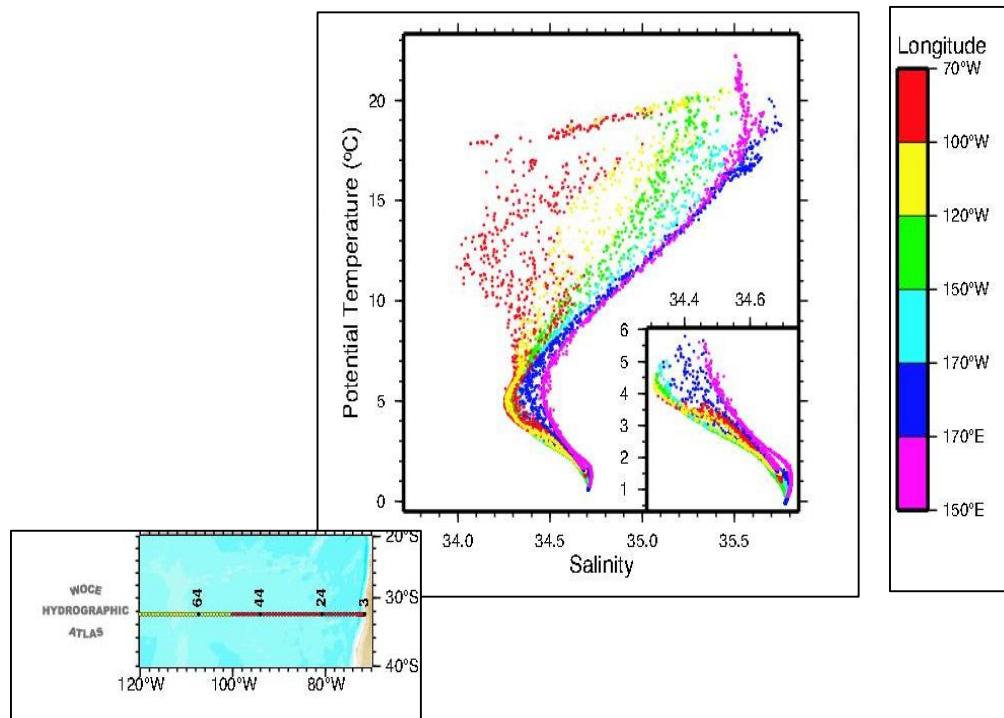


Figura 2. Diagrama T-S de sección P06 de World Ocean Circulation Experiment (WOCE), vol 2.

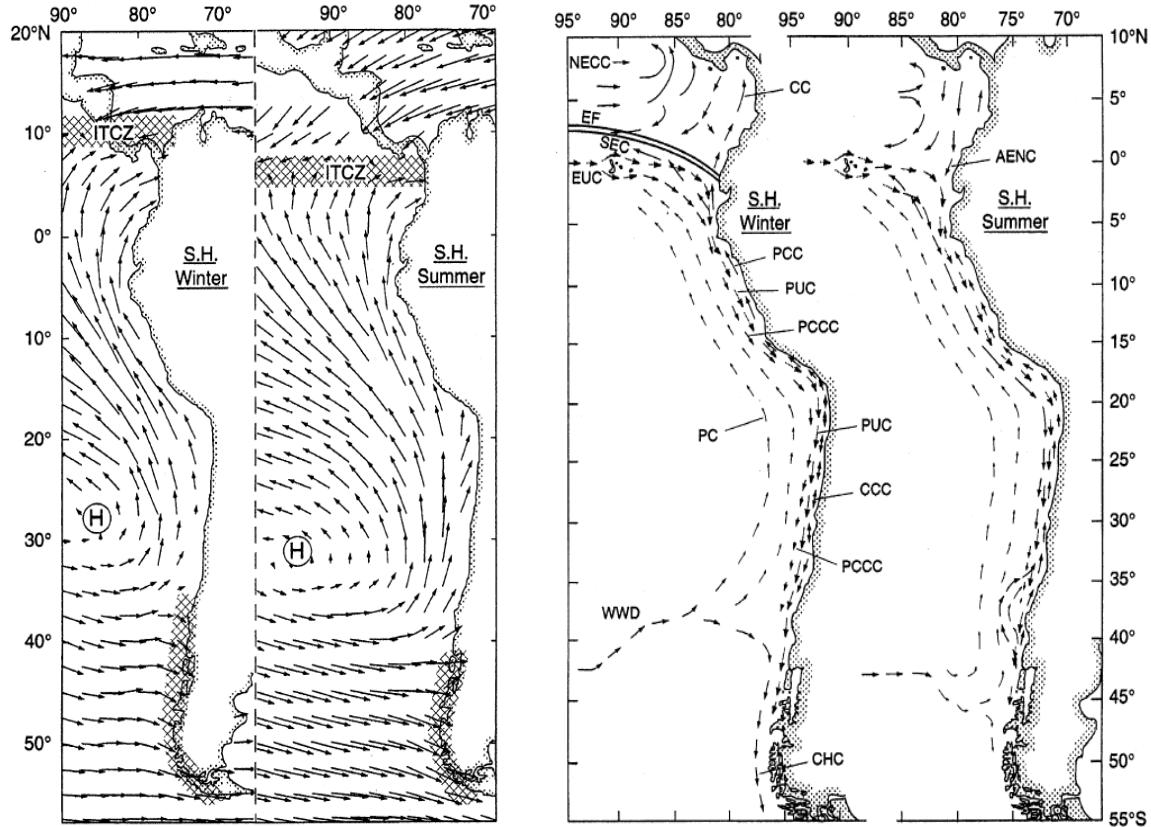


Figura 3. Climatología de los vientos (a) y corrientes (b) en el hemisferio sur durante invierno (Junio-Agosto) y verano (Diciembre-Febrero) austral. Los vientos son del reanálisis NCEP a 1000 mb. Regiones de intensa precipitación son sombreadas. ITCZ es la Zona de Convergencia Inter Tropical. H es el anticiclón subtropical. El esquema del sistema de corrientes, donde los vectores indican la ubicación e intensidad de las corrientes. Se destacan: Deriva del Viento del Oeste (WWD, renombrada como DVO), Corriente del Cabo de Hornos (CHC, renombrada como CCH), Corriente Perú-Chile (PC, renombrada como CPC), Contra Corriente Perú-Chile (PCCC) renombrada como CCPC), Corriente Subsuperficial Perú-Chile (PUC, renombrada como CSPC) y Corriente Costera Chilena (CCC) (en base a Strub *et al.*, 1998).

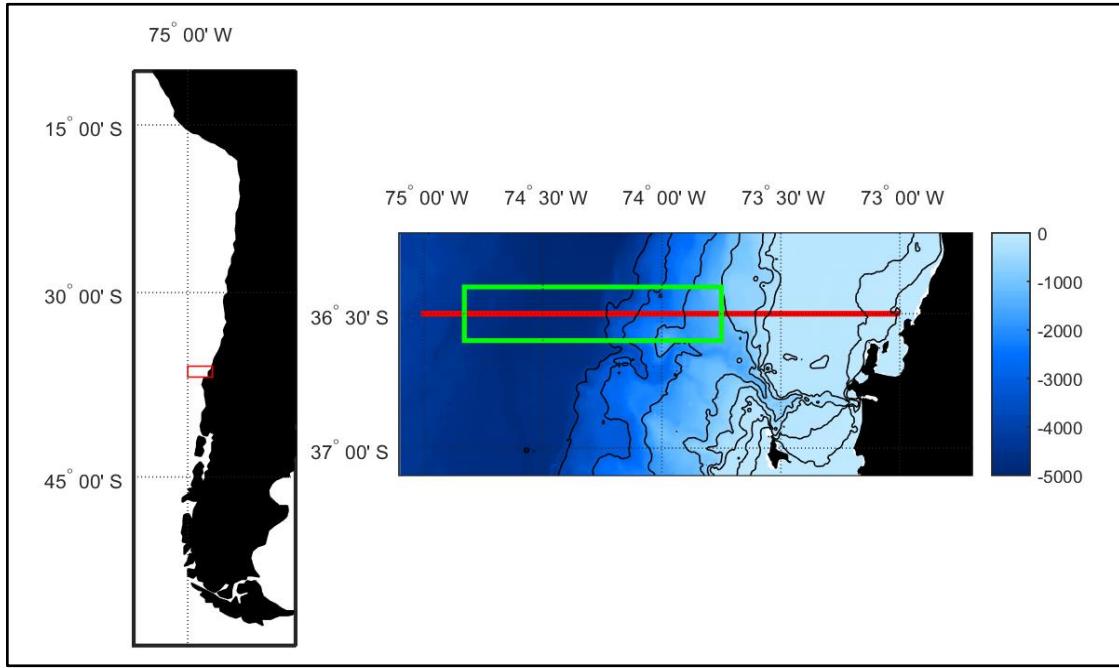


Figura 4. Área de estudio. En rojo se muestra la ubicación nominal de la transecta realizada por los planeadores submarinos entre junio 2010 y agosto 2013 (ver Tabla 2). El recuadro verde indica la región usada para determinar masas de aguas, perfiles, diagramas T-S obtenidos por planeadores.

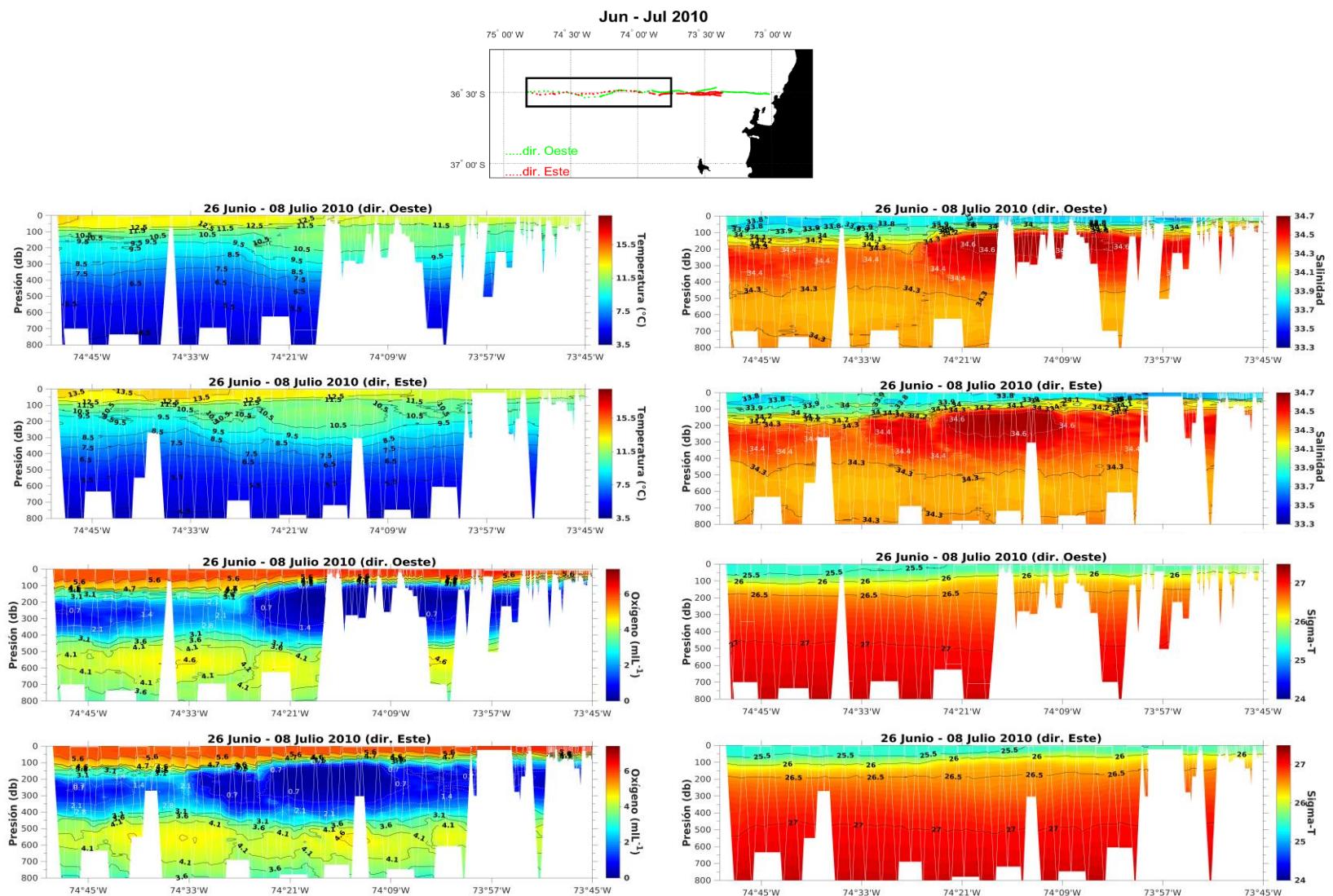


Figura 5a. Secciones de temperatura ($^{\circ}\text{C}$), salinidad, oxígeno disuelto (mL L^{-1}) y sigma-T (Kg m^{-3}), separadas en ida y vuelta, obtenidas entre 26 junio - 08 julio 2010 por planeador submarino a lo largo de la trayectoria indicada.

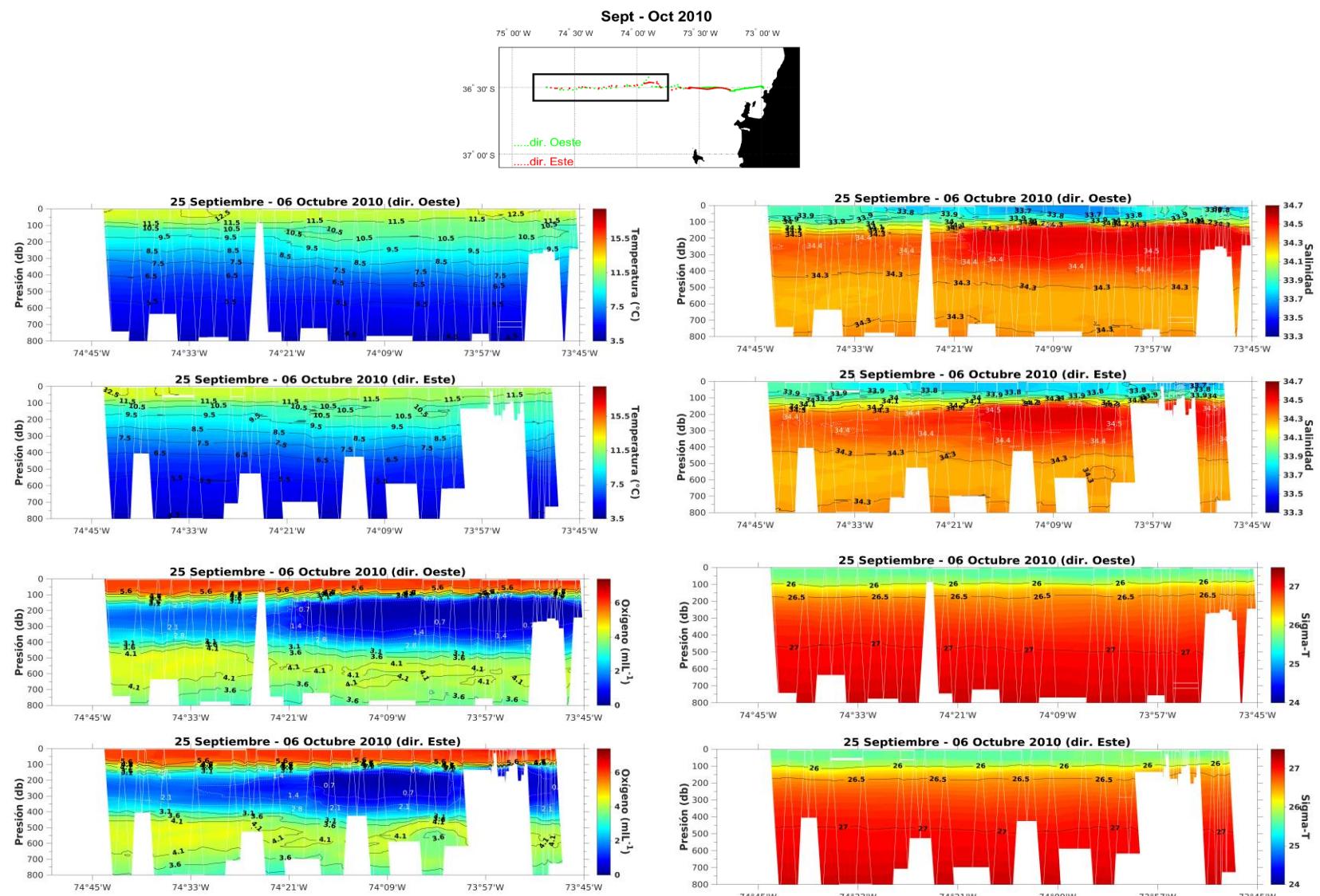


Figura 5b. Secciones de temperatura ($^{\circ}\text{C}$), salinidad, oxígeno disuelto (mL L^{-1}) y sigma-T (Kg m^{-3}) obtenidas entre 25 septiembre - 06 octubre 2010 por planeador submarino a lo largo de la trayectoria indicada.

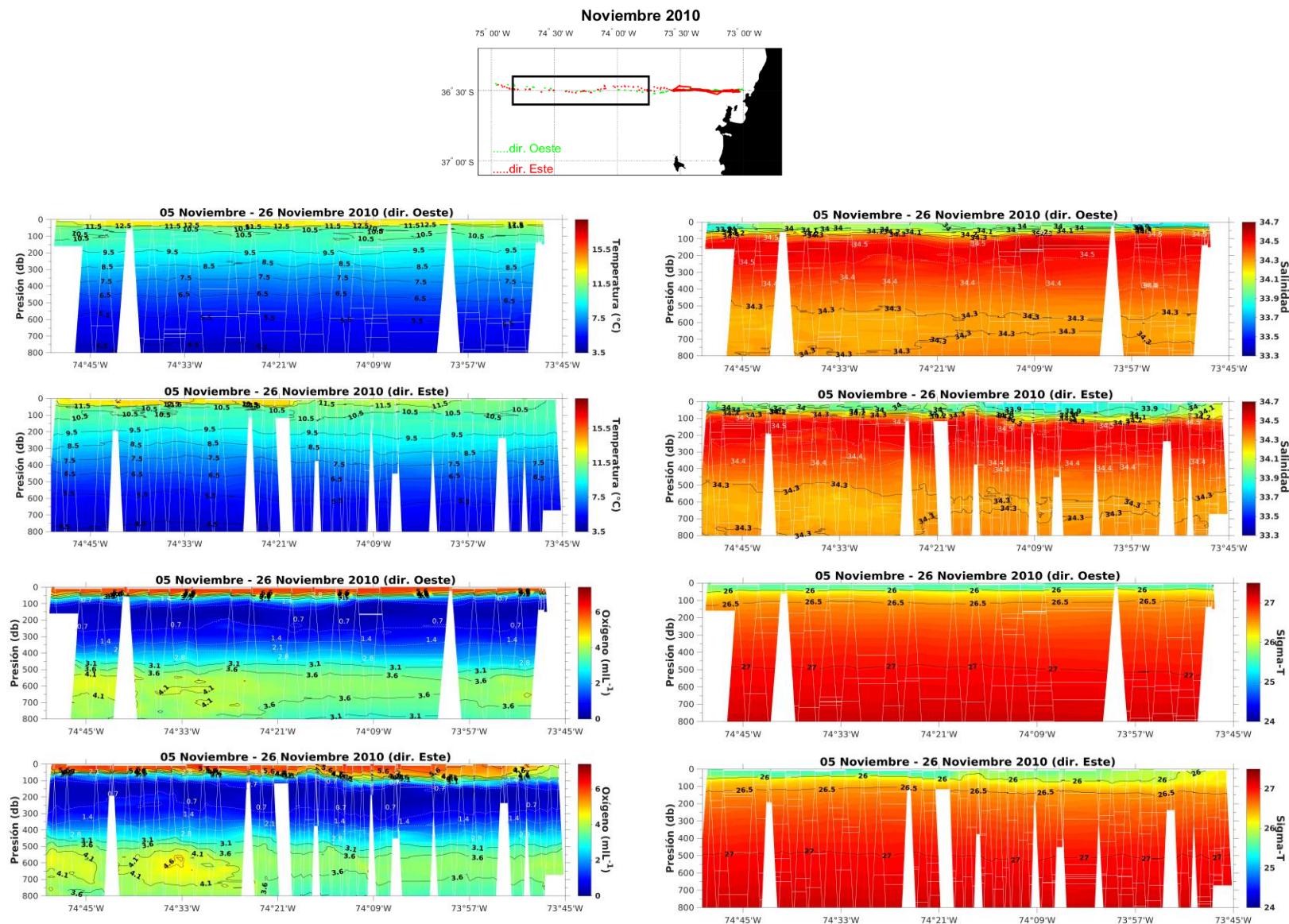


Figura 5c. Secciones de temperatura ($^{\circ}\text{C}$), salinidad, oxígeno disuelto (mL L^{-1}) y sigma-T (Kg m^{-3}) obtenidas entre 05 noviembre - 26 noviembre 2010 por planeador submarino a lo largo de la trayectoria indicada.

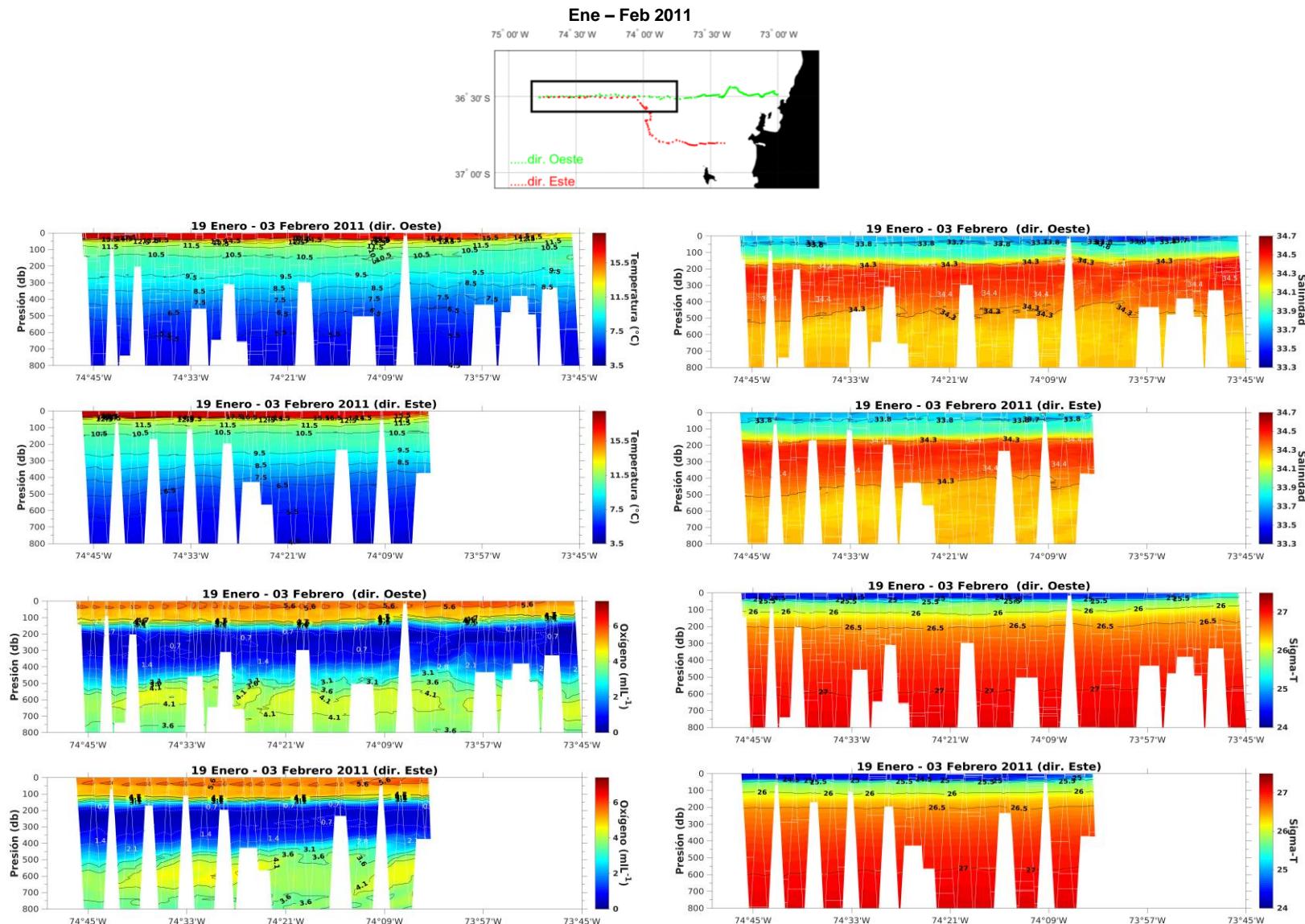


Figura 5d. Secciones de temperatura ($^{\circ}\text{C}$), salinidad, oxígeno disuelto (mL L^{-1}) y sigma-T (Kg m^{-3}) obtenidas entre 19 enero - 03 febrero 2011 por planeador submarino a lo largo de la trayectoria indicada.

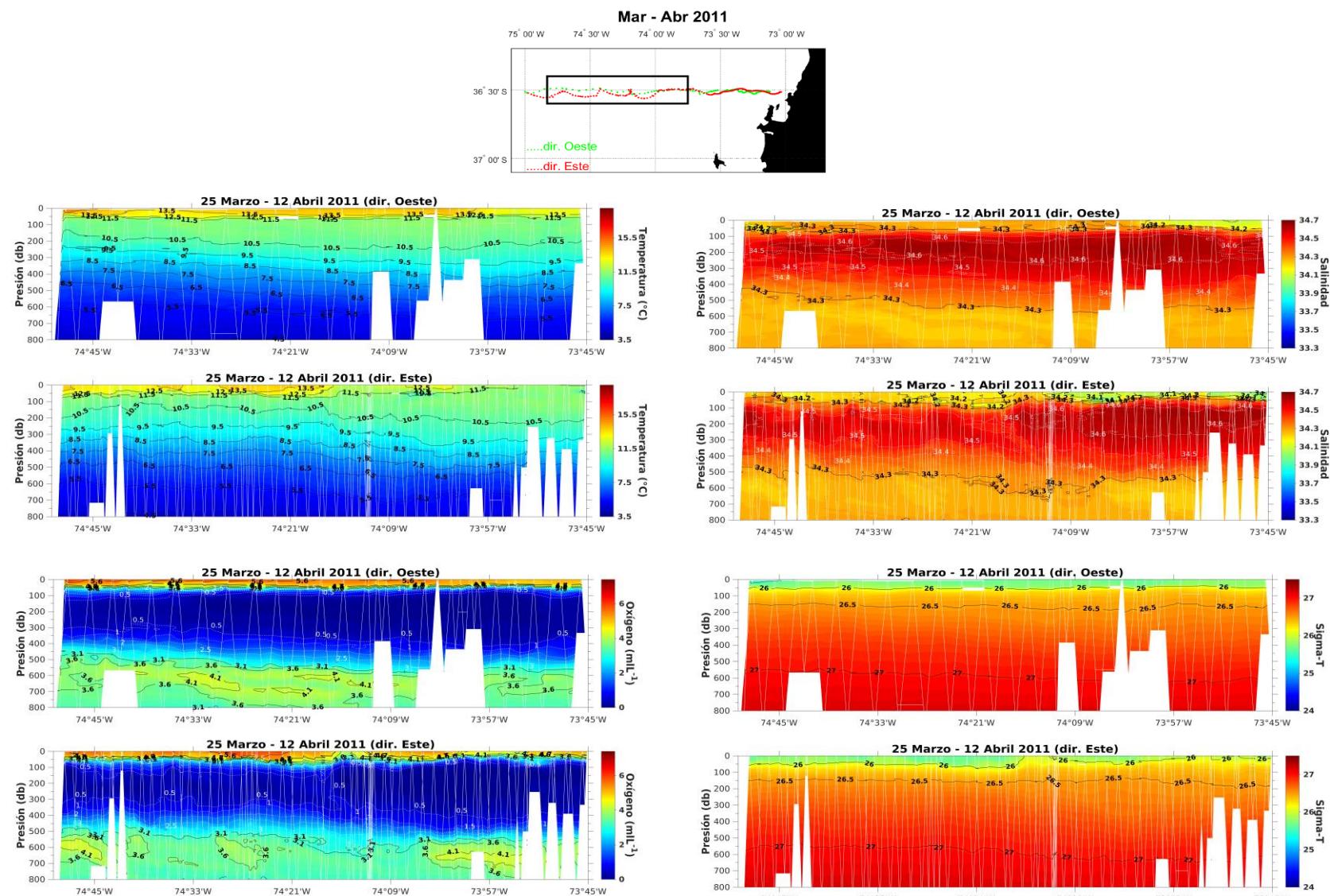


Figura 5e. Secciones de temperatura ($^{\circ}\text{C}$), salinidad, oxígeno disuelto (mL L^{-1}) y sigma-T (Kg m^{-3}) obtenidas entre 25 marzo - 12 abril 2011 por planeador submarino a lo largo de la trayectoria indicada.

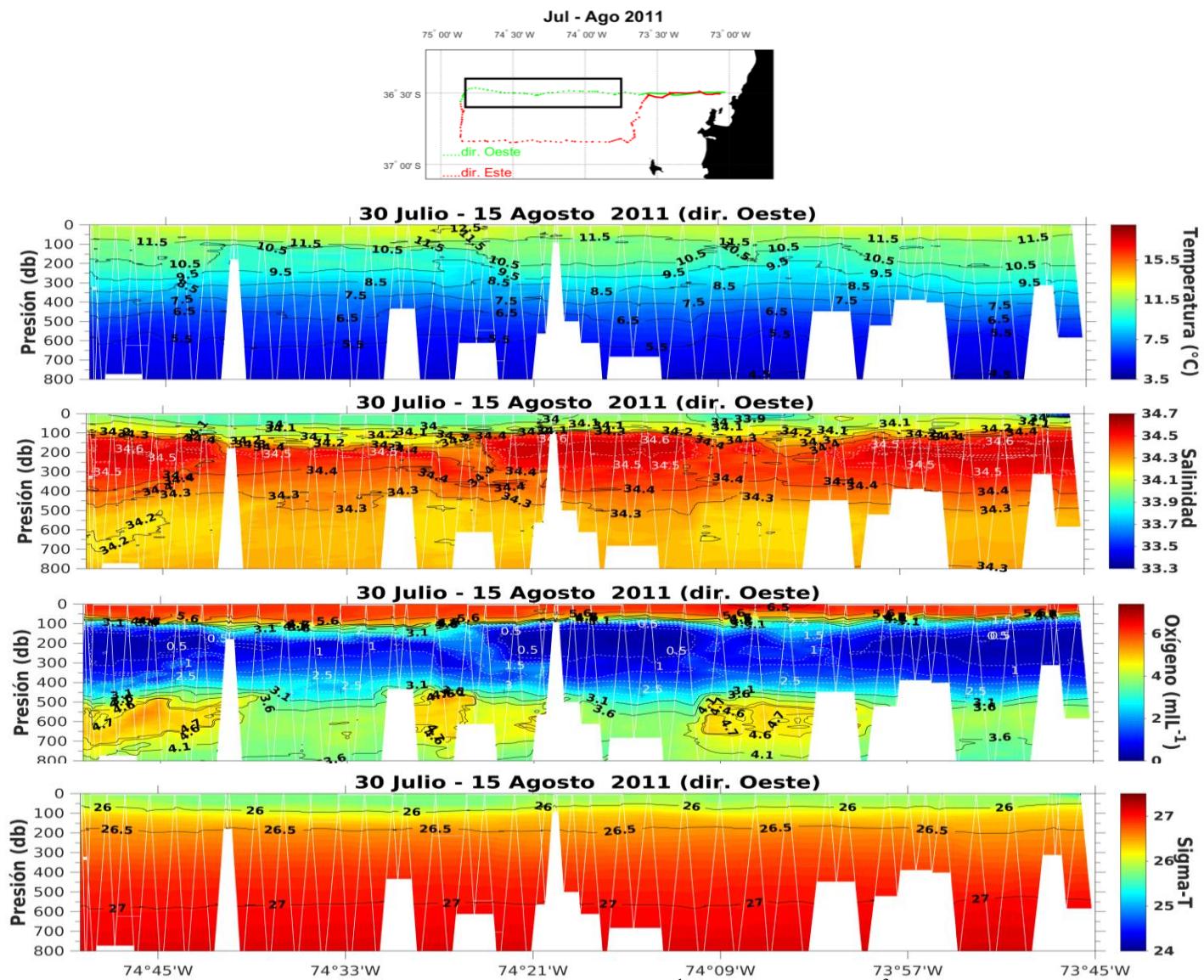


Figura 5f. Secciones de temperatura ($^{\circ}\text{C}$), salinidad, oxígeno disuelto (mL L^{-1}) y sigma-T (Kg m^{-3}) obtenidas entre 30 julio - 15 agosto 2011 por planeador submarino a lo largo de la trayectoria indicada.

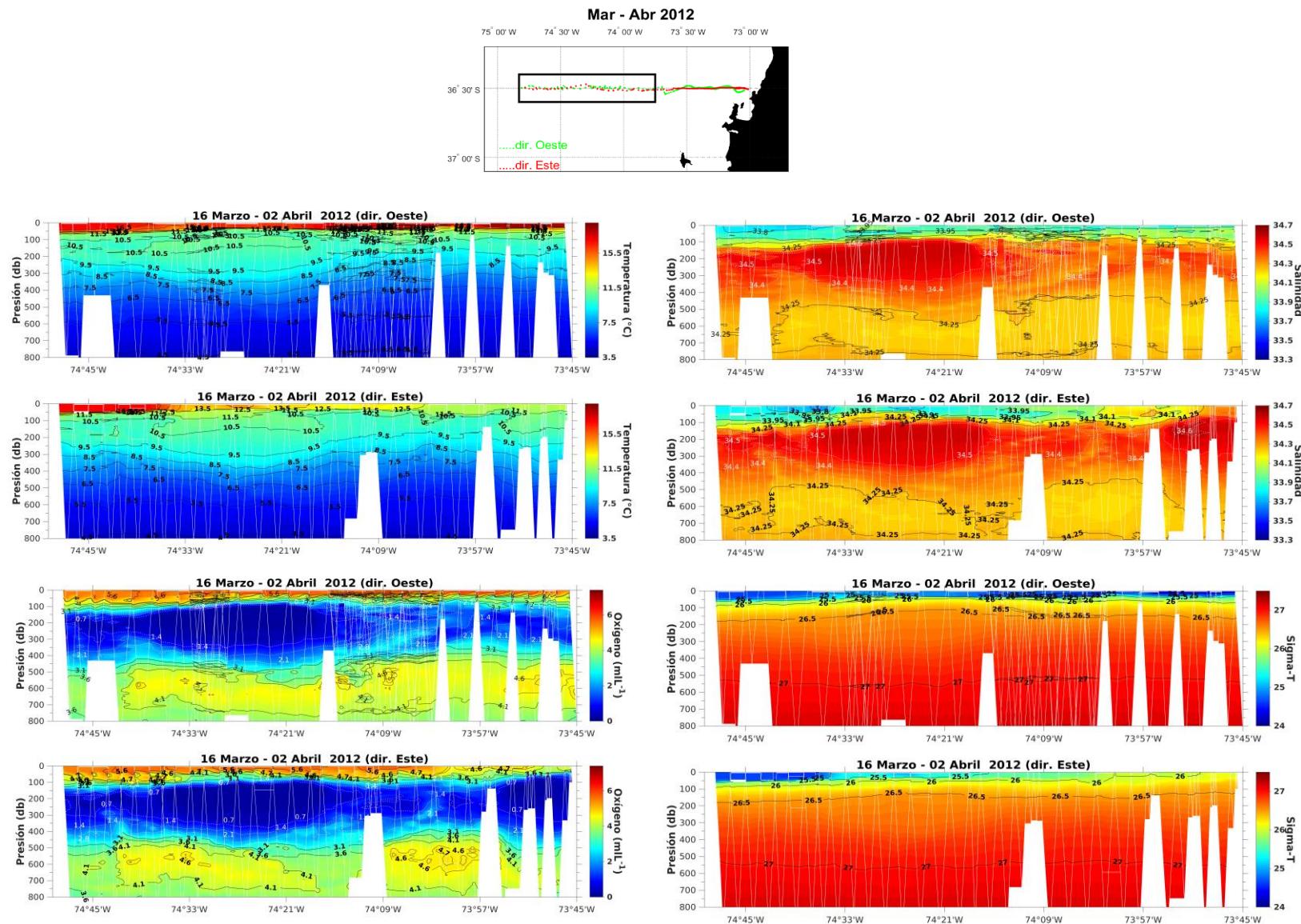


Figura 5g. Secciones de temperatura ($^{\circ}\text{C}$), salinidad, oxígeno disuelto (mL L^{-1}) y sigma-T (Kg m^{-3}) obtenidas entre 16 marzo - 02 abril 2012 por planeador submarino a lo largo de la trayectoria indicada.

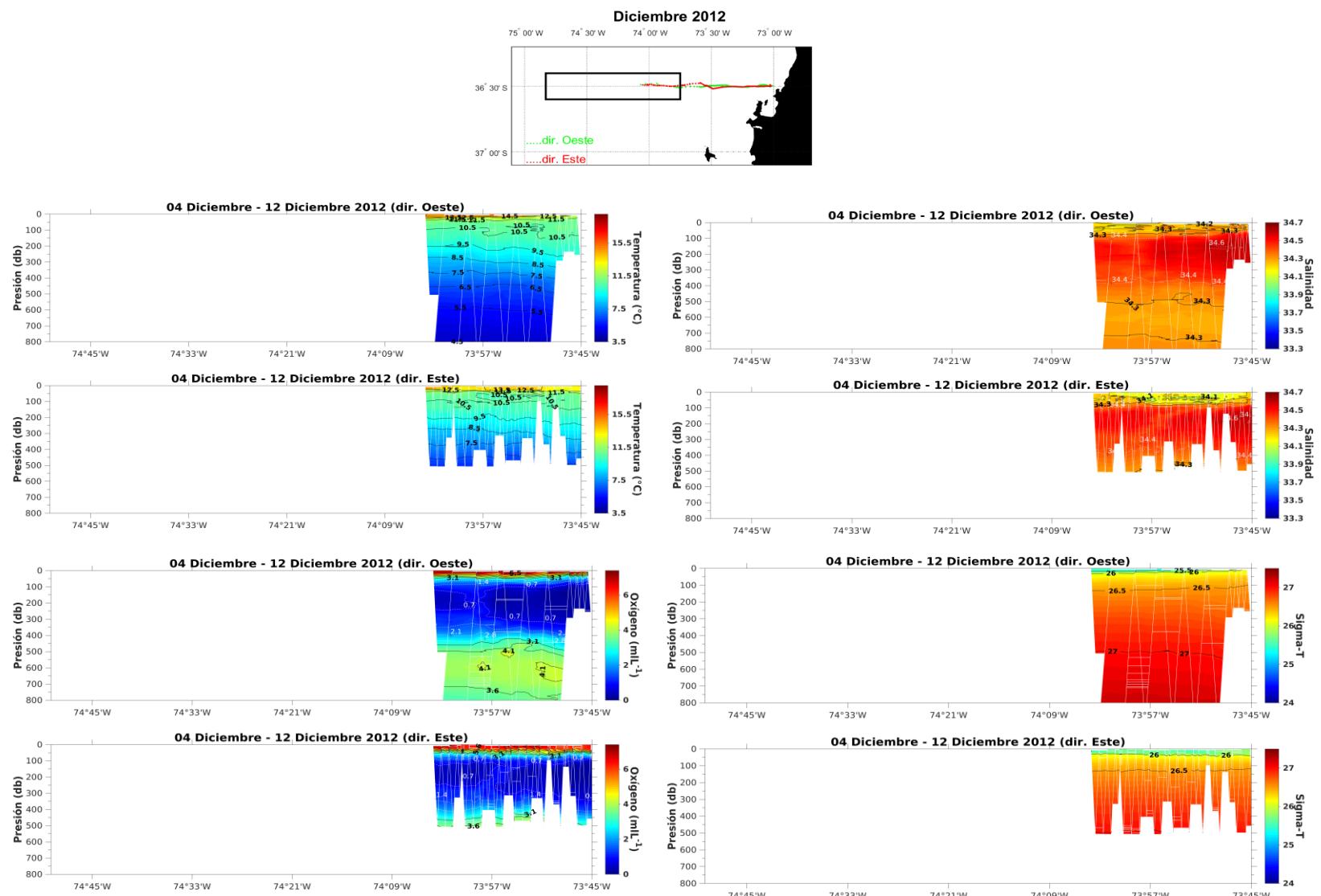


Figura 5h. Secciones de temperatura ($^{\circ}\text{C}$), salinidad, oxígeno disuelto (mL L^{-1}) y sigma-T (Kg m^{-3}) obtenidas entre 04 diciembre - 12 diciembre 2012 por planeador submarino a lo largo de la trayectoria indicada.

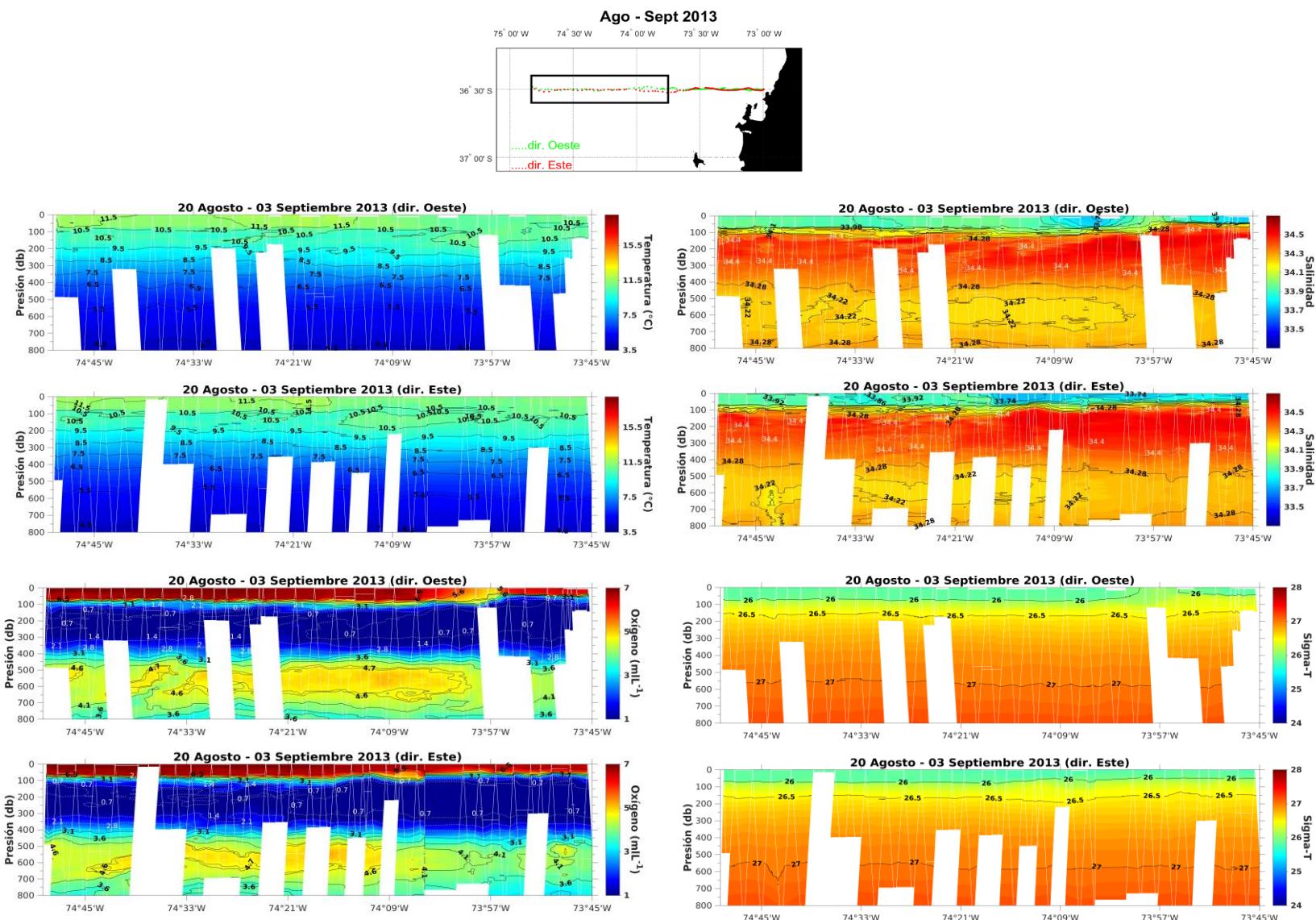


Figura 5i. Secciones de temperatura (°C), salinidad, oxígeno disuelto (mL L^{-1}) y sigma-T (Kg m^{-3}) obtenidas entre 20 agosto - 03 septiembre 2013 por planeador submarino a lo largo de la trayectoria indicada.

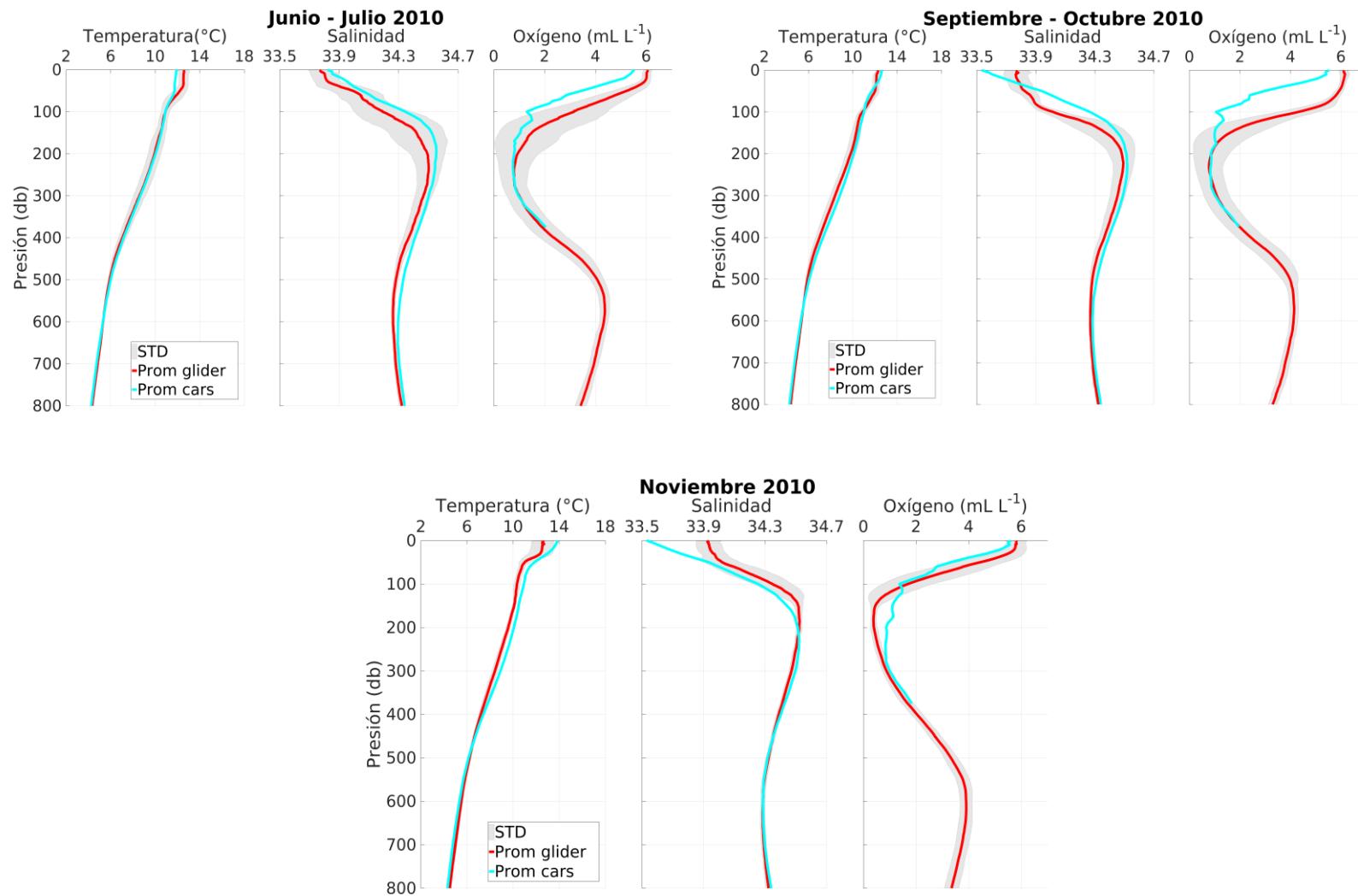


Figura 6a. Perfiles promediados (rojo) de temperatura, salinidad y oxígeno disuelto y su desviación estándar (gris), de los datos de planeadores submarinos junto al promedio obtenido de climatología CARS (cian), de Jun-Jul 2010, Sep-Oct 2010 y Nov 2010 desde los $73^{\circ} 45' \text{ W}$ y $74^{\circ} 50' \text{ W}$.

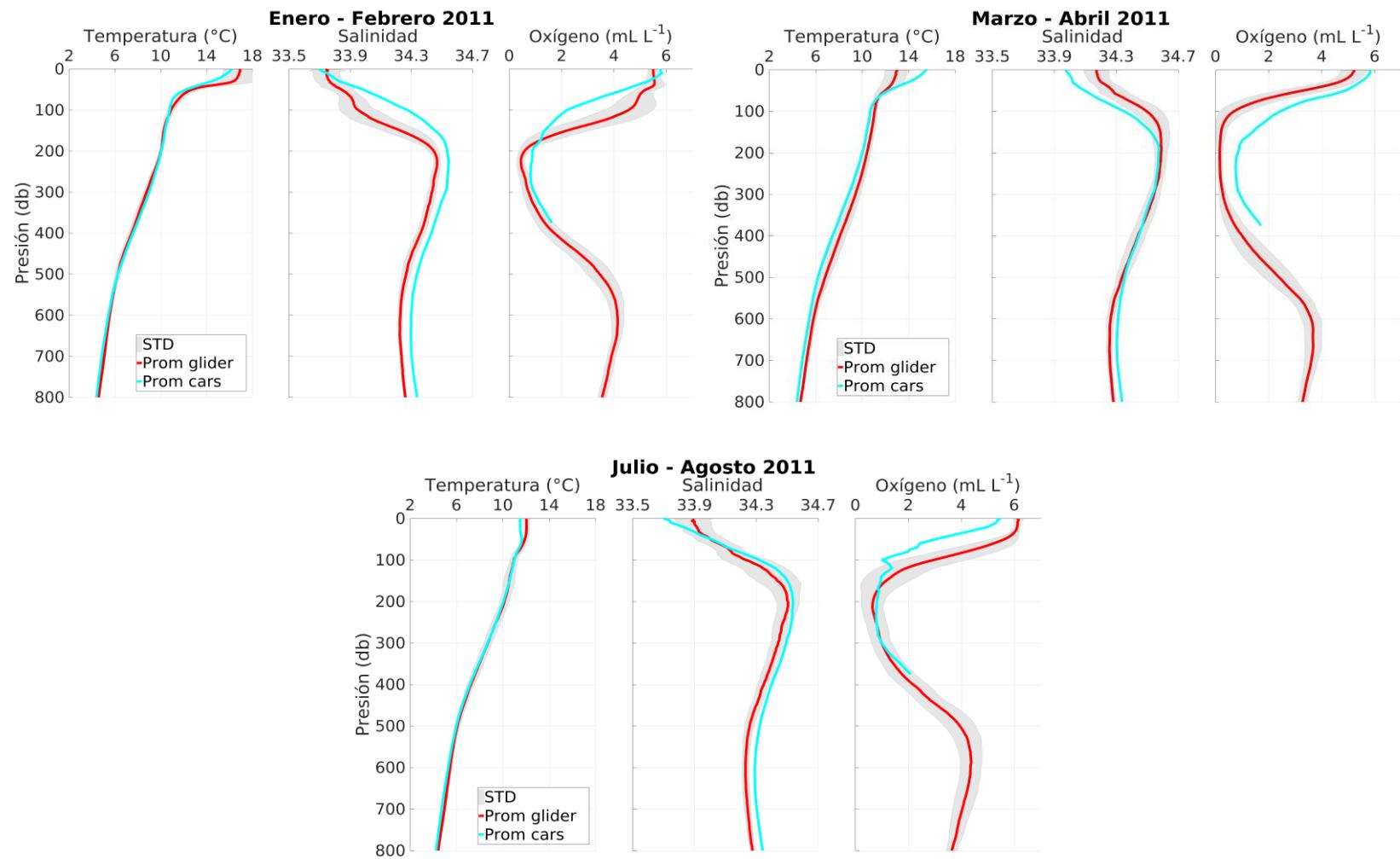


Figura 6b. Perfiles promediados (rojo) de temperatura, salinidad y oxígeno disuelto y su desviación estándar (gris), de los datos de planeadores submarinos junto al promedio obtenido de climatología CARS (cian), de Ene-Feb 2011, Mar-Abr 2011 y Jul-Ago 2011, desde los $73^{\circ} 45' \text{ W}$ y $74^{\circ} 50' \text{ W}$.

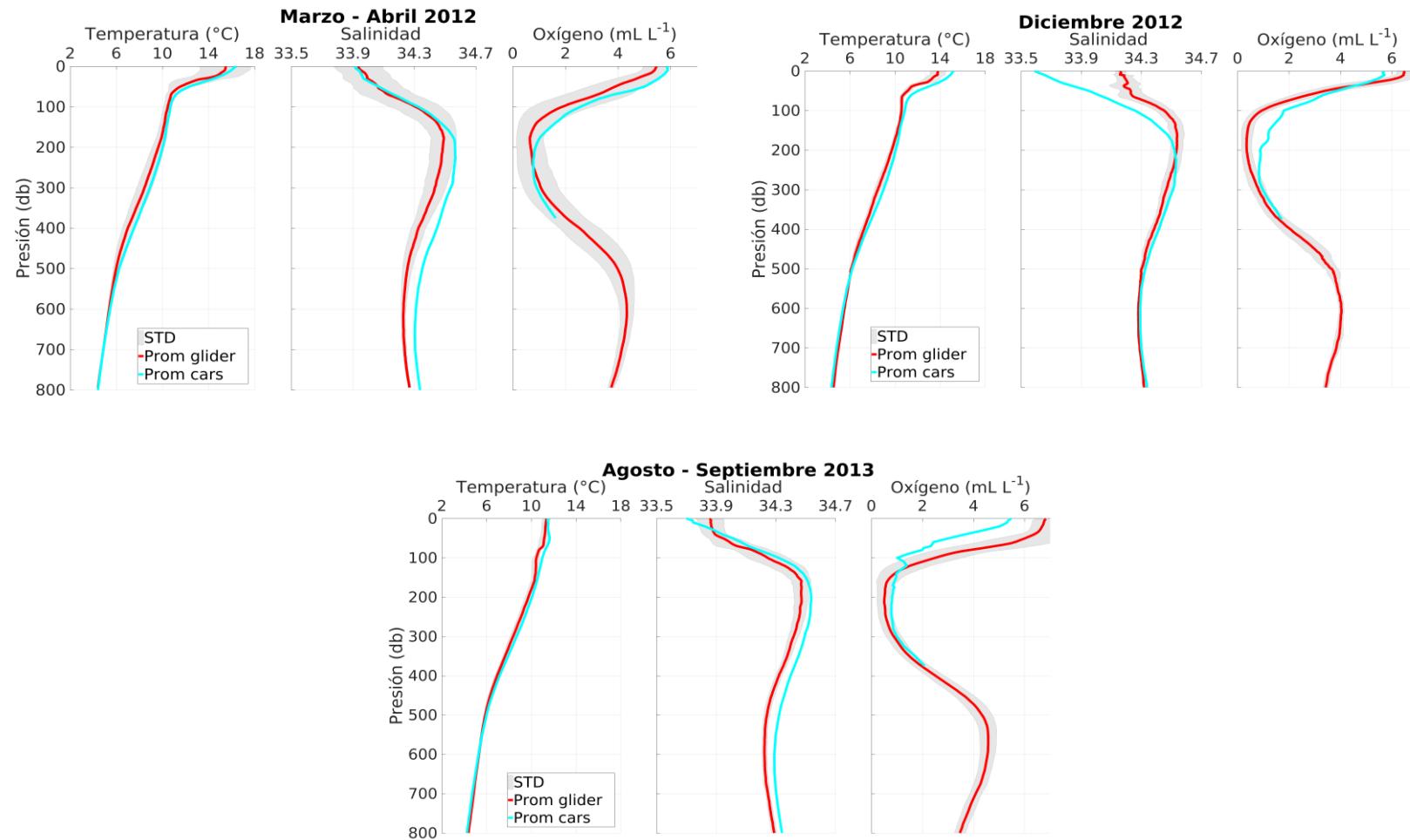


Figura 6c. Perfiles promediados (rojo) de temperatura, salinidad y oxígeno disuelto y su desviación estándar (gris), de los datos de planeadores submarinos junto al promedio obtenido de climatología CARS (cian), de Mar-Abr 2012, Dic 2012 y Ago-Sep 2013, desde los $73^{\circ} 45' \text{W}$ y $74^{\circ} 50' \text{W}$.

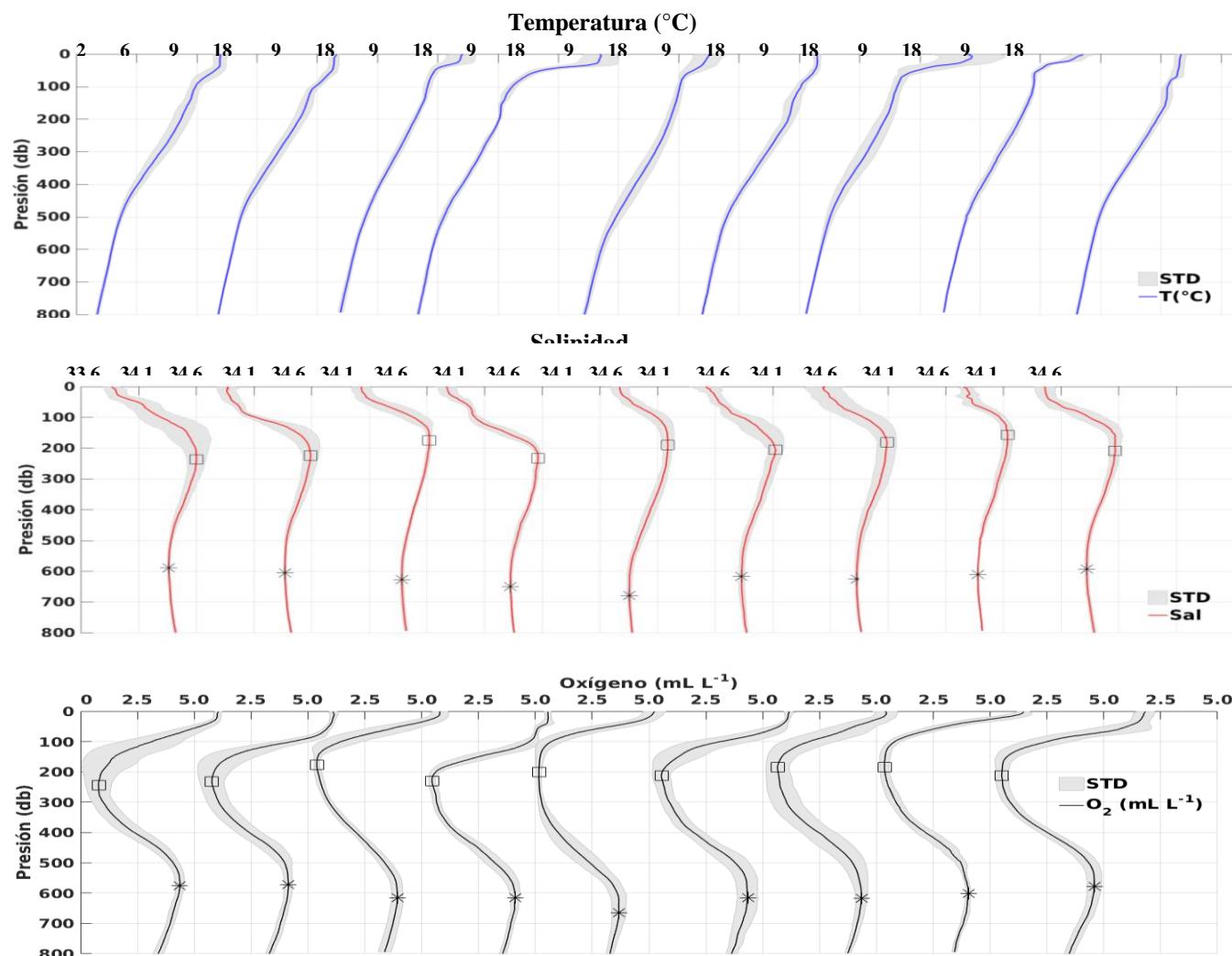


Figura 7. Perfiles de temperatura, salinidad y oxígeno disuelto con su respectiva desviación estándar (sombra gris) del promedio de los datos de planeadores submarinos. Para la salinidad el recuadro negro indica el valor máximo y el asterisco indica el valor mínimo subsuperficial. En OD el recuadro negro indica el valor mínimo y el asterisco el valor máximo subsuperficial.

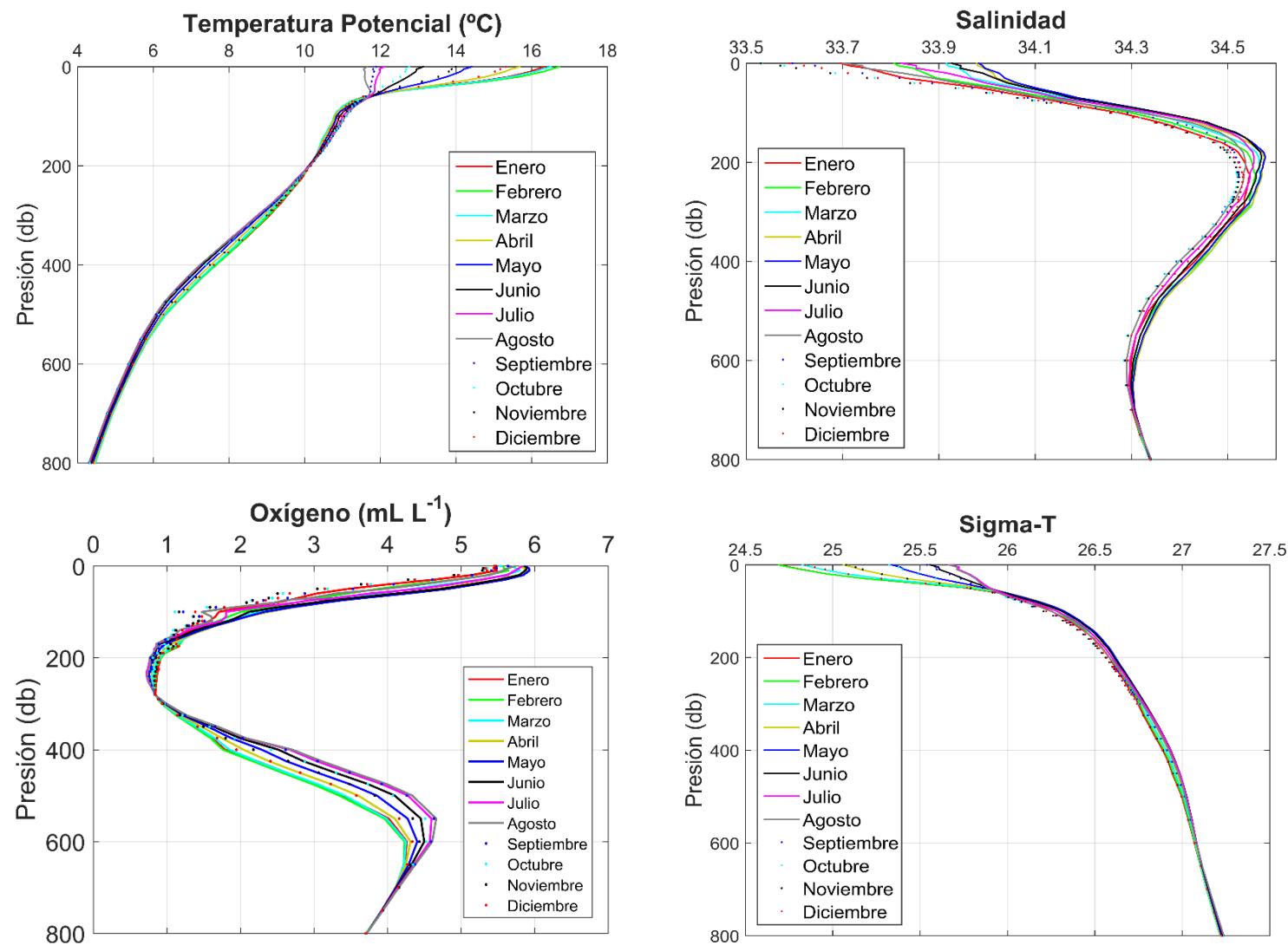


Figura 8. Perfiles de temperatura potencial, salinidad, oxígeno disuelto y sigma-T con datos climatológicos de CARS 2009 de la zona de estudio, entre los $73^{\circ} 45' \text{ W}$ y $74^{\circ} 50' \text{ W}$.

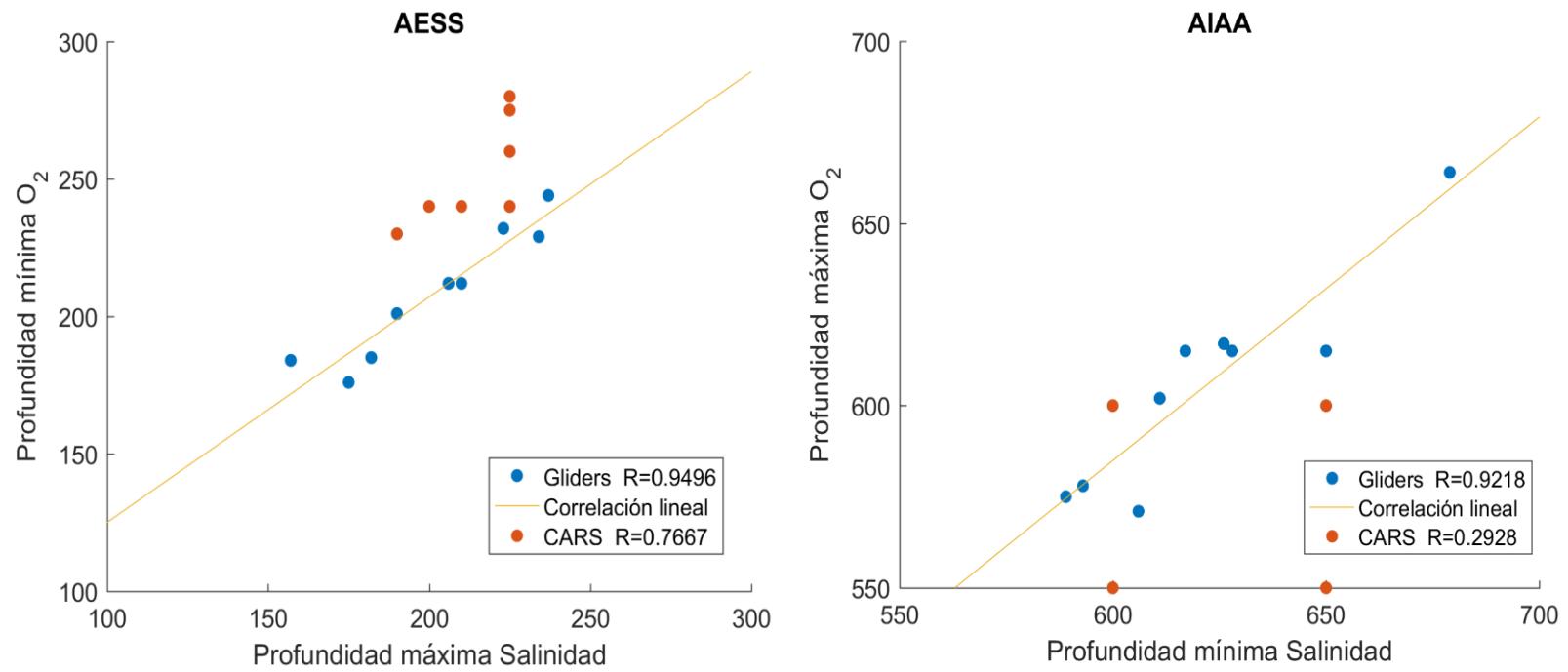


Figura 9. Diagramas de dispersión para el AEES (~200 m) y para el AIAA (~600 m) con ejes de profundidad para el mínimo (máximo) de oxígeno disuelto versus la profundidad máxima (mínima) de salinidad, con datos de planeadores y climatología CARS

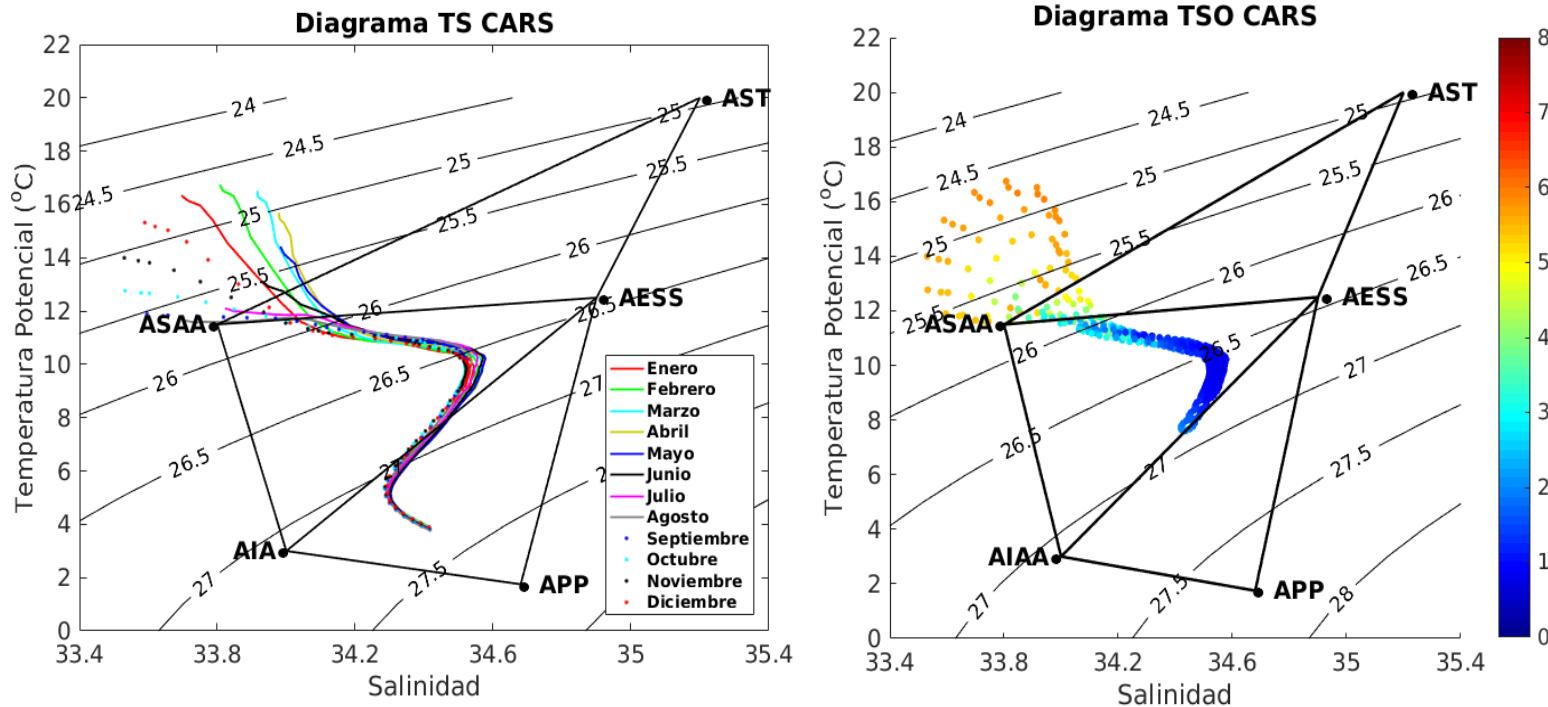


Figura 10. Diagramas T-S y TSO con datos climatológicos de CARS 2009 de la zona de estudio (recuadro verde Figura 4) entre los $73^{\circ} 45'$ W y $74^{\circ} 50'$ W. Se indican las masas de agua tipo relevantes en la región: Agua subtropical (AST), 20.0°C y 35.2, Agua Subantártica (ASSA), 11.5°C y 33.8, Agua Ecuatorial Subsuperficial (AESS), 12.5°C y 34.9, Agua Intermedia Antártica (AIAA) 3.0°C y 34.0 y Agua Profunda del Pacífico (APP) 1.75°C y 34.68. Los triángulos, indican triángulos de mezcla usados para observar la participación de cada masa de agua.

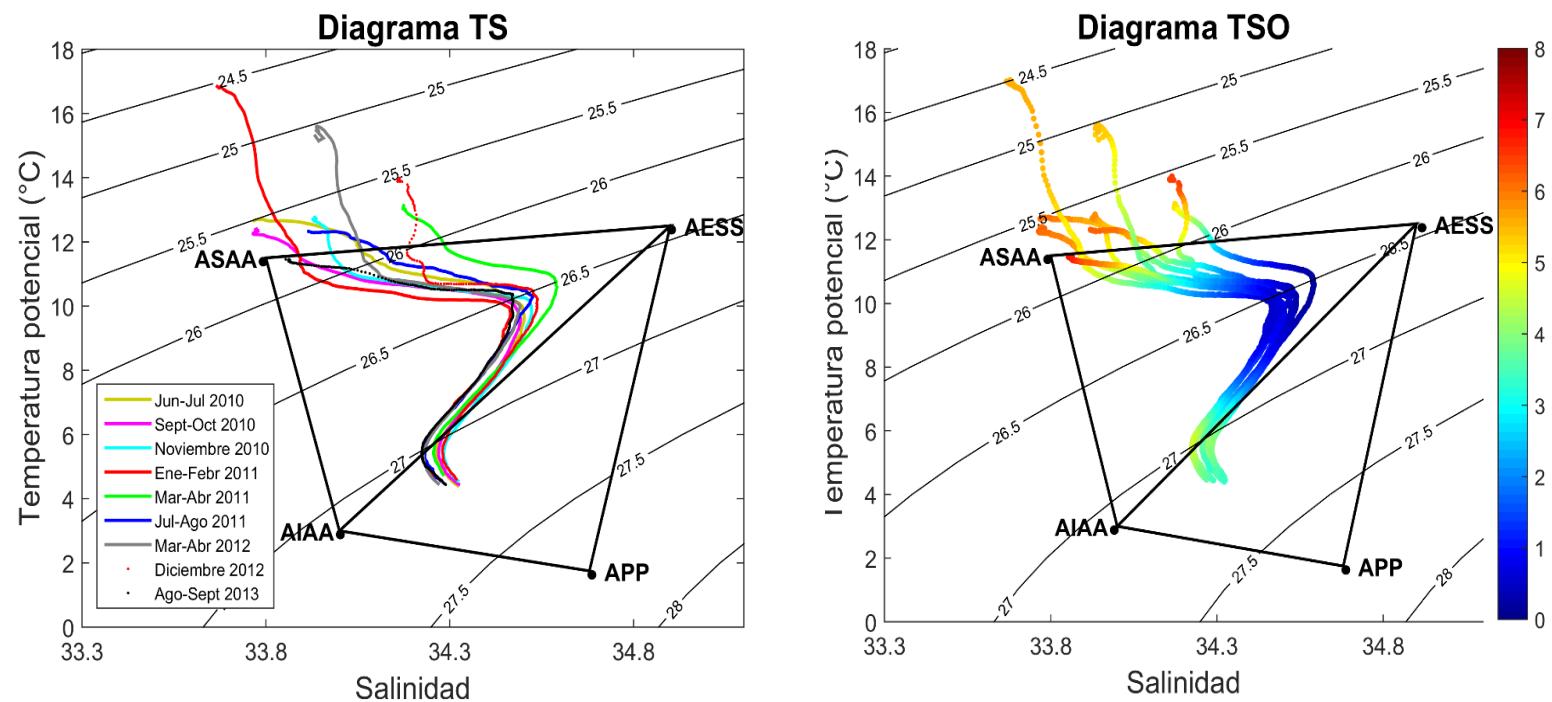


Figura 11. Diagramas T-S y T-S-O. Se indican los índices termohalinos de las masas de agua, basado en los datos de planeadores submarinos desde Junio 2010 - Agosto 2013 y entre los $73^{\circ} 45' W$ y $74^{\circ} 50' W$.

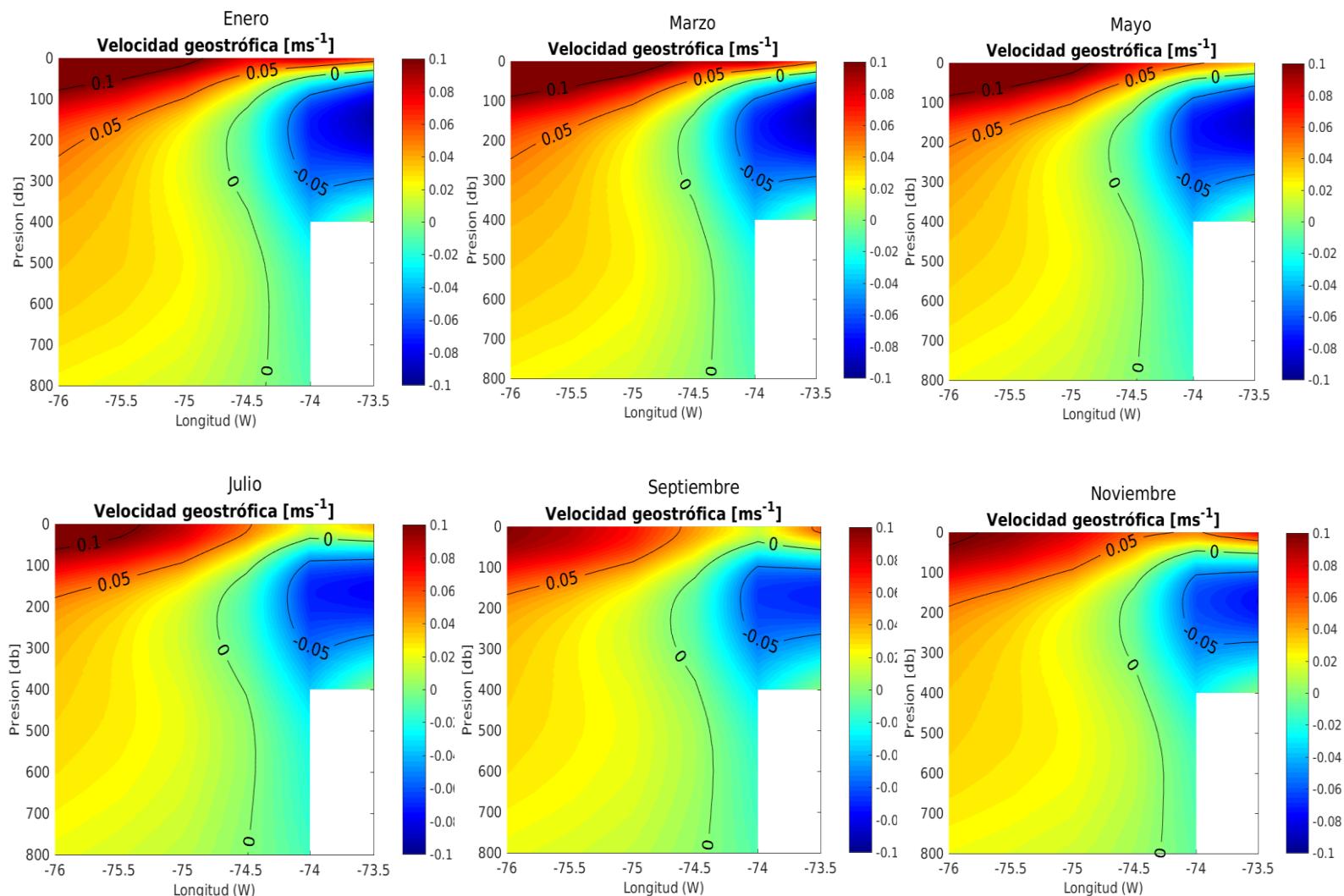


Figura 12. Velocidad geostrófica (rojo indica flujo al norte, azul flujo al sur) de datos climatológicos CARS 2009 de la zona de estudio, de los meses de Enero, Marzo, Mayo, Julio, Septiembre y Noviembre.

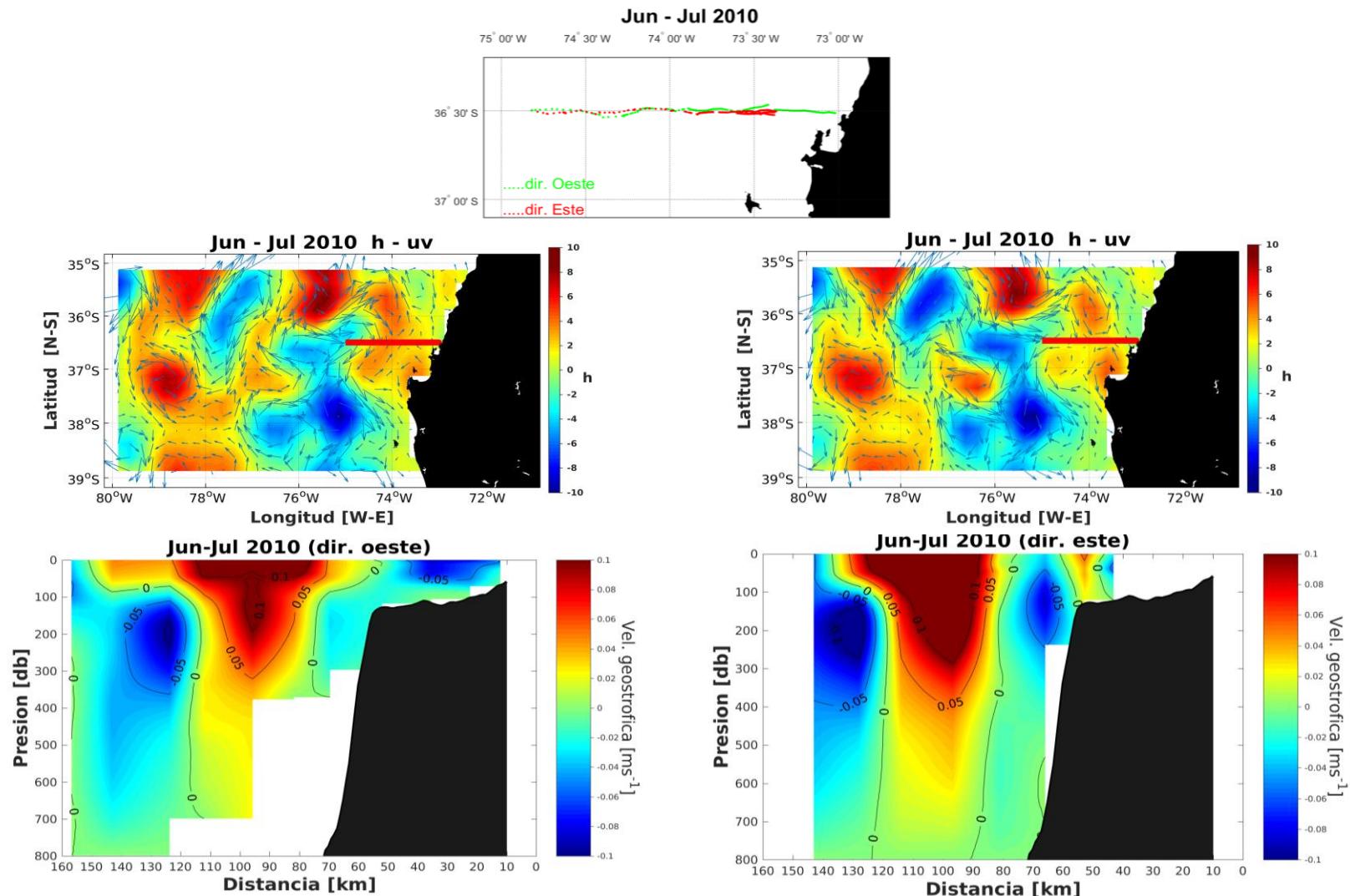


Figura 13a. Recuadro superior muestra la trayectoria realizada por el planeador submarino en la zona de estudio para Jun-Jul 2010, en los paneles medios se muestra la altura dinámica y vectores uv y en los paneles inferiores se muestra la velocidad geostrófica de transecta con perfiles promediados cada 15 km.

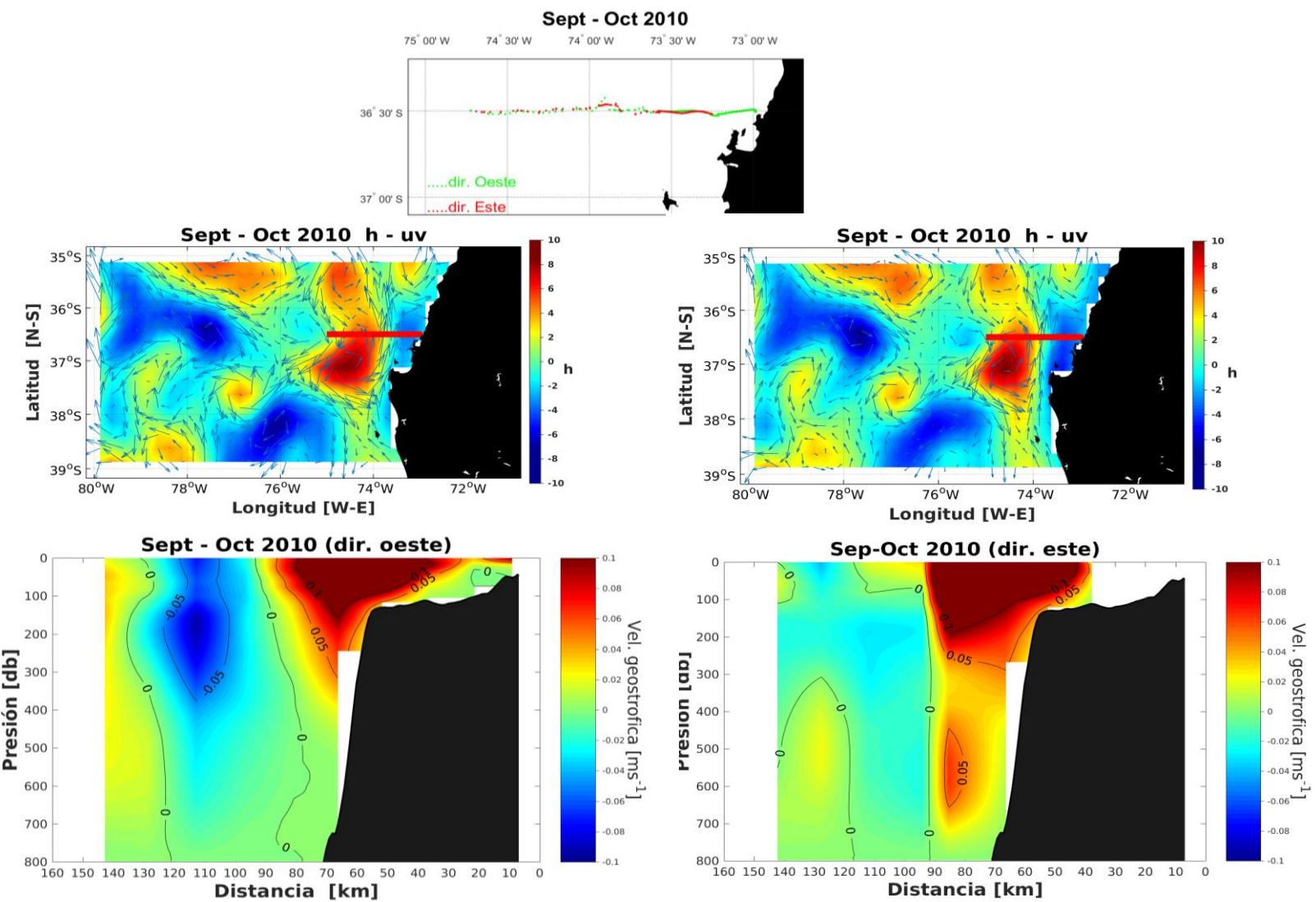


Figura 13b. Recuadro superior muestra la trayectoria realizada por el planeador submarino en la zona de estudio para Sep-Oct 2010, en los paneles medios se muestra la altura dinámica y vectores uv y en los paneles inferiores se muestra la velocidad geostrófica de transecta con perfiles promediados cada 15 km.

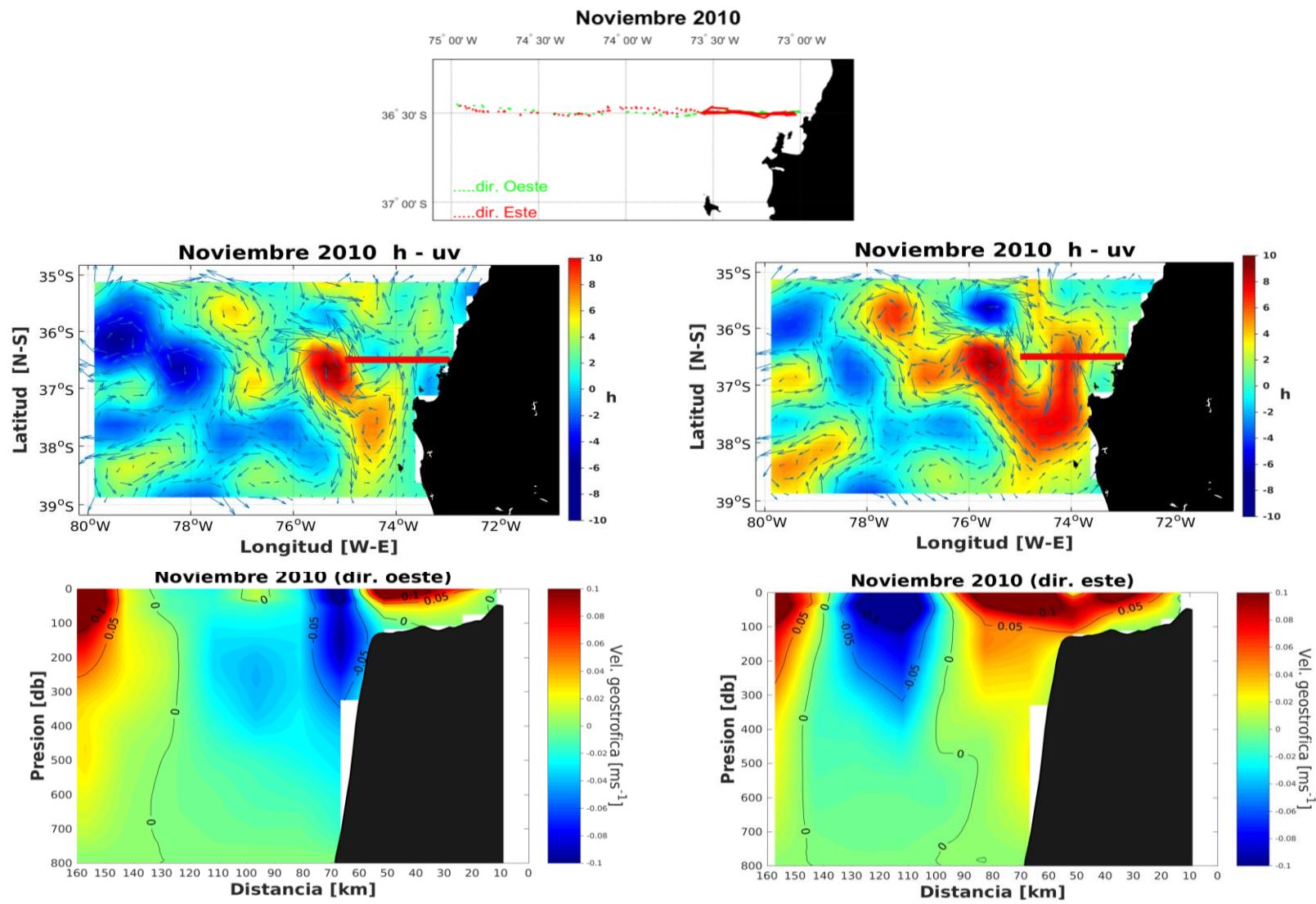


Figura 13c. Recuadro superior muestra la trayectoria realizada por el planeador submarino en la zona de estudio para Noviembre 2010, en los paneles medios se muestra la altura dinámica y vectores uv y en los paneles inferiores se muestra la velocidad geostrófica de transecta con perfiles promediados cada 15 km.

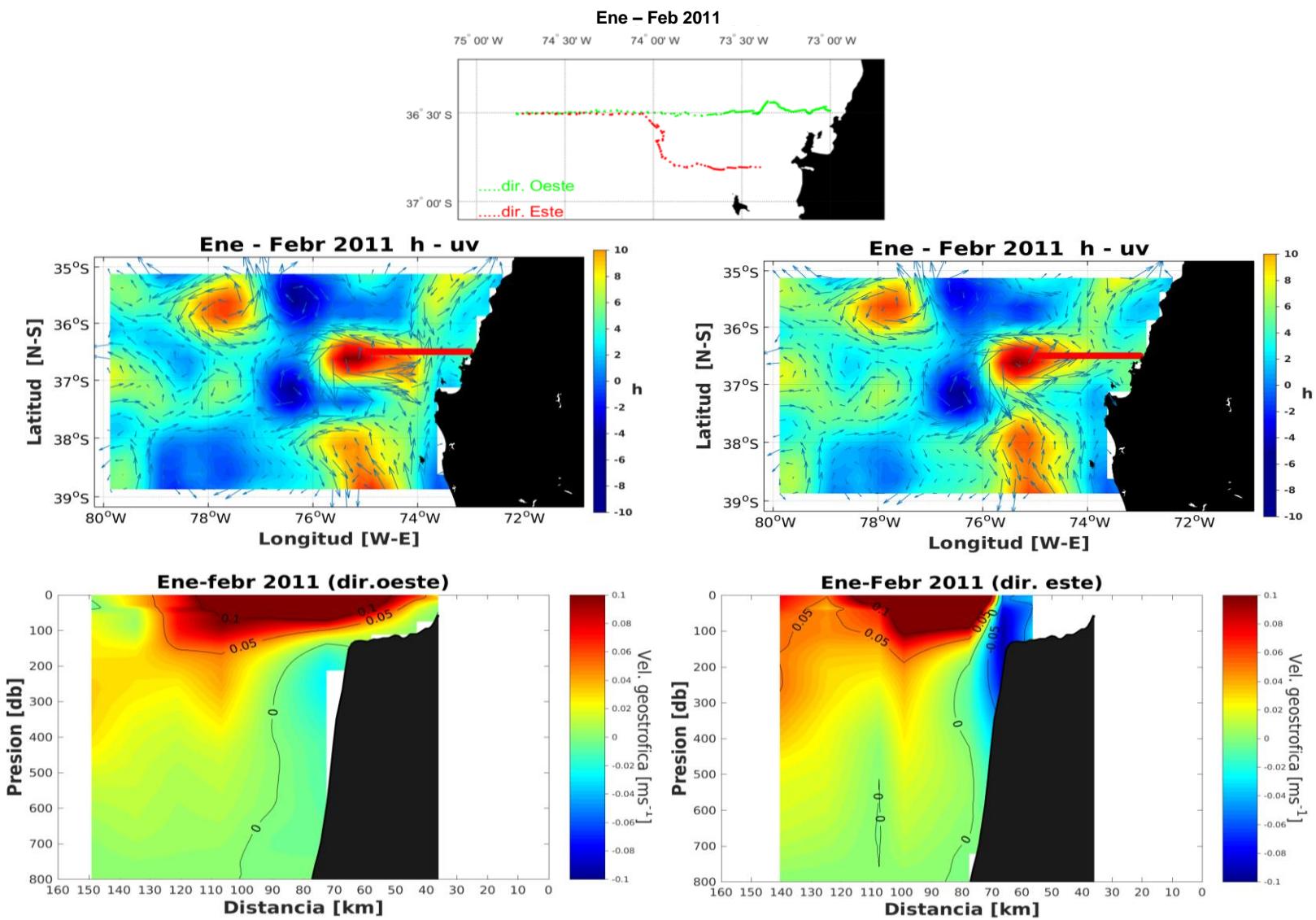


Figura 13d. Recuadro superior muestra la trayectoria realizada por el planeador submarino en la zona de estudio para Ene-Feb 2011, en los paneles medios se muestra la altura dinámica y vectores uv y en los paneles inferiores se muestra la velocidad geostrófica de transecta con perfiles promediados cada 15 km.

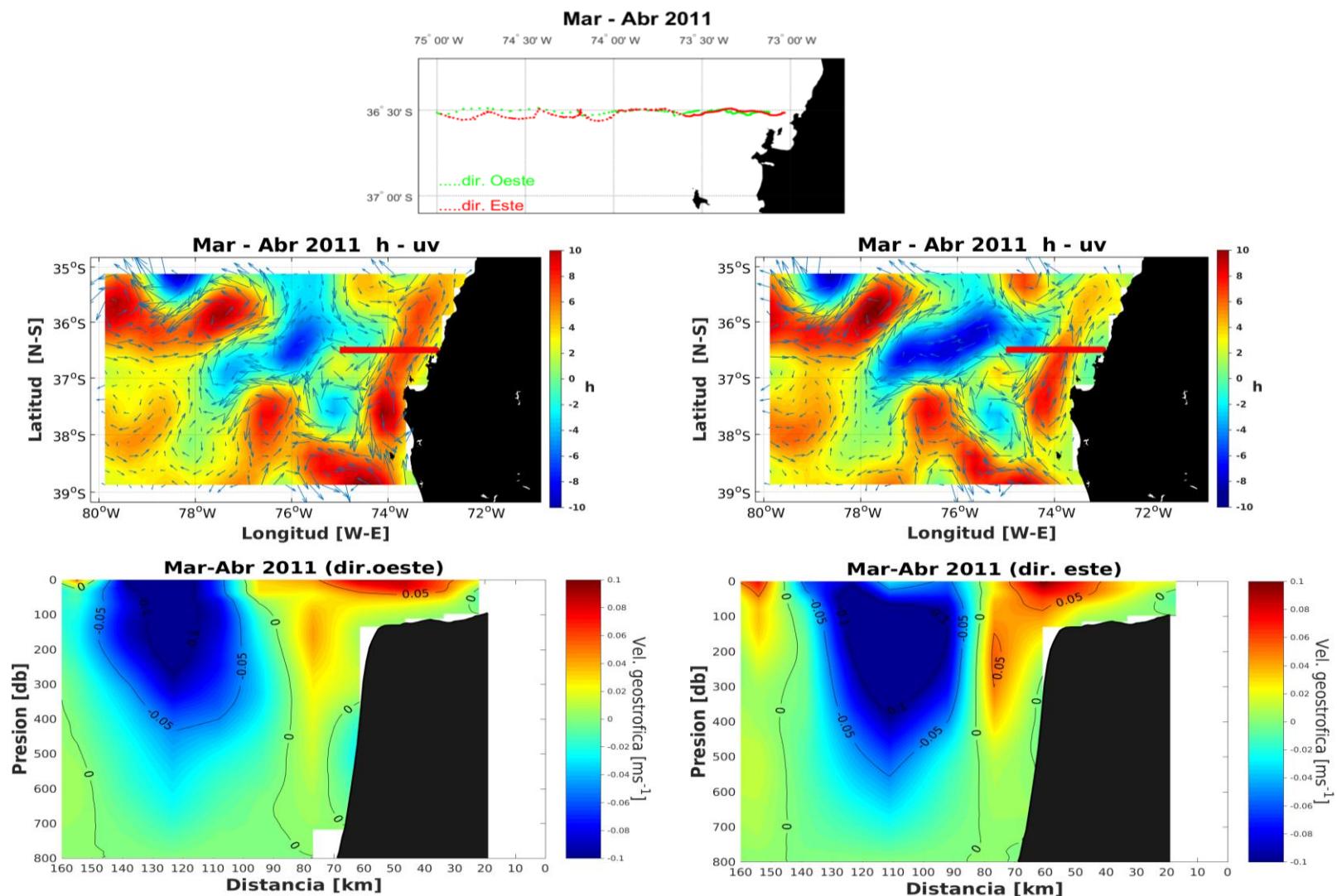


Figura 13e. Recuadro superior muestra la trayectoria realizada por el planeador submarino en la zona de estudio para Mar-Abr 2011, en los paneles medios se muestra la altura dinámica y vectores uv y en los paneles inferiores se muestra la velocidad geostrófica de transecta con perfiles promediados cada 15 km.

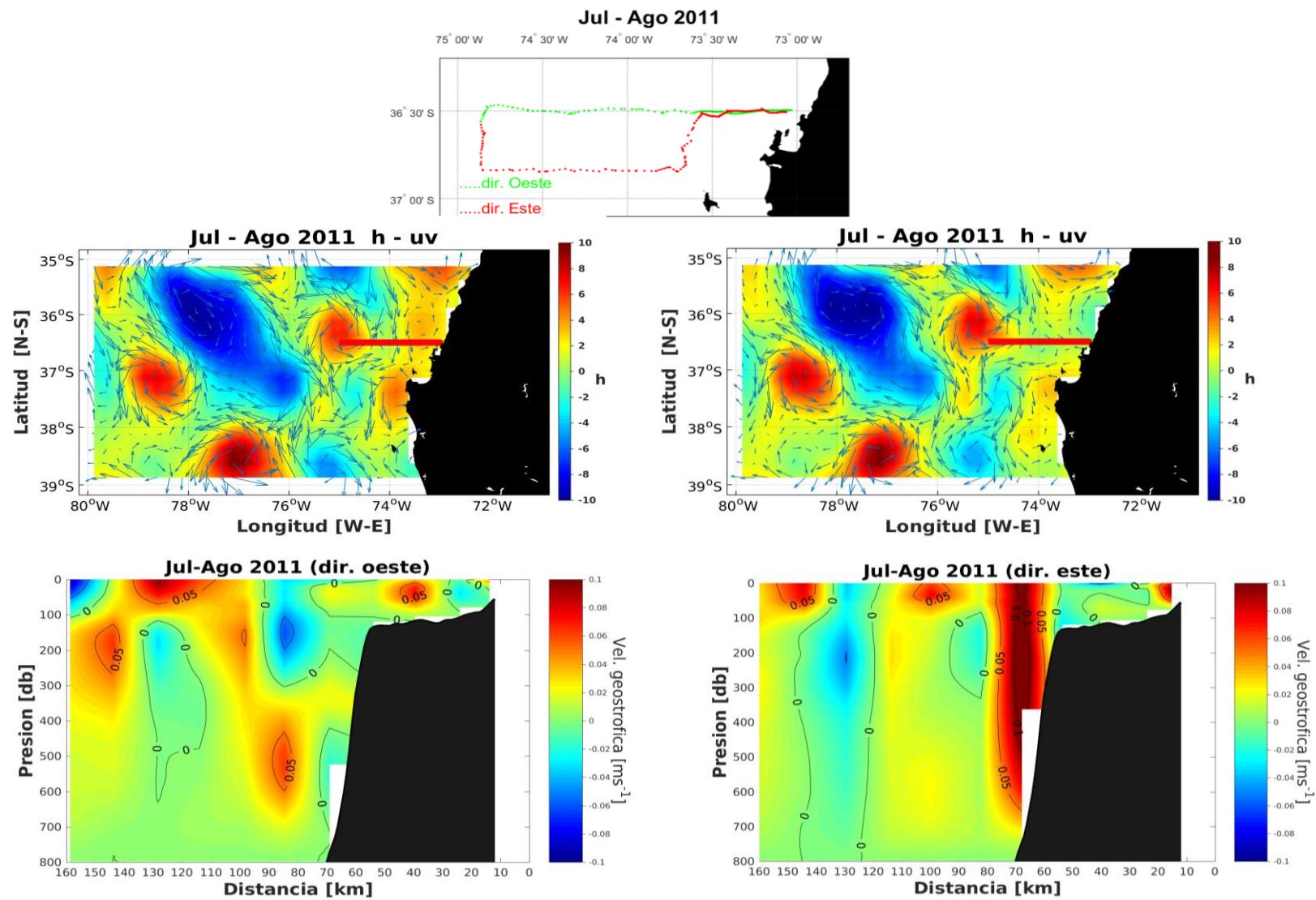


Figura 13f. Recuadro superior muestra la trayectoria realizada por el planeador submarino en la zona de estudio para Jul-Ago 2011, en los paneles medios se muestra la altura dinámica y vectores uv y en los paneles inferiores se muestra la velocidad geostrófica de transecta con perfiles promediados cada 15 km.

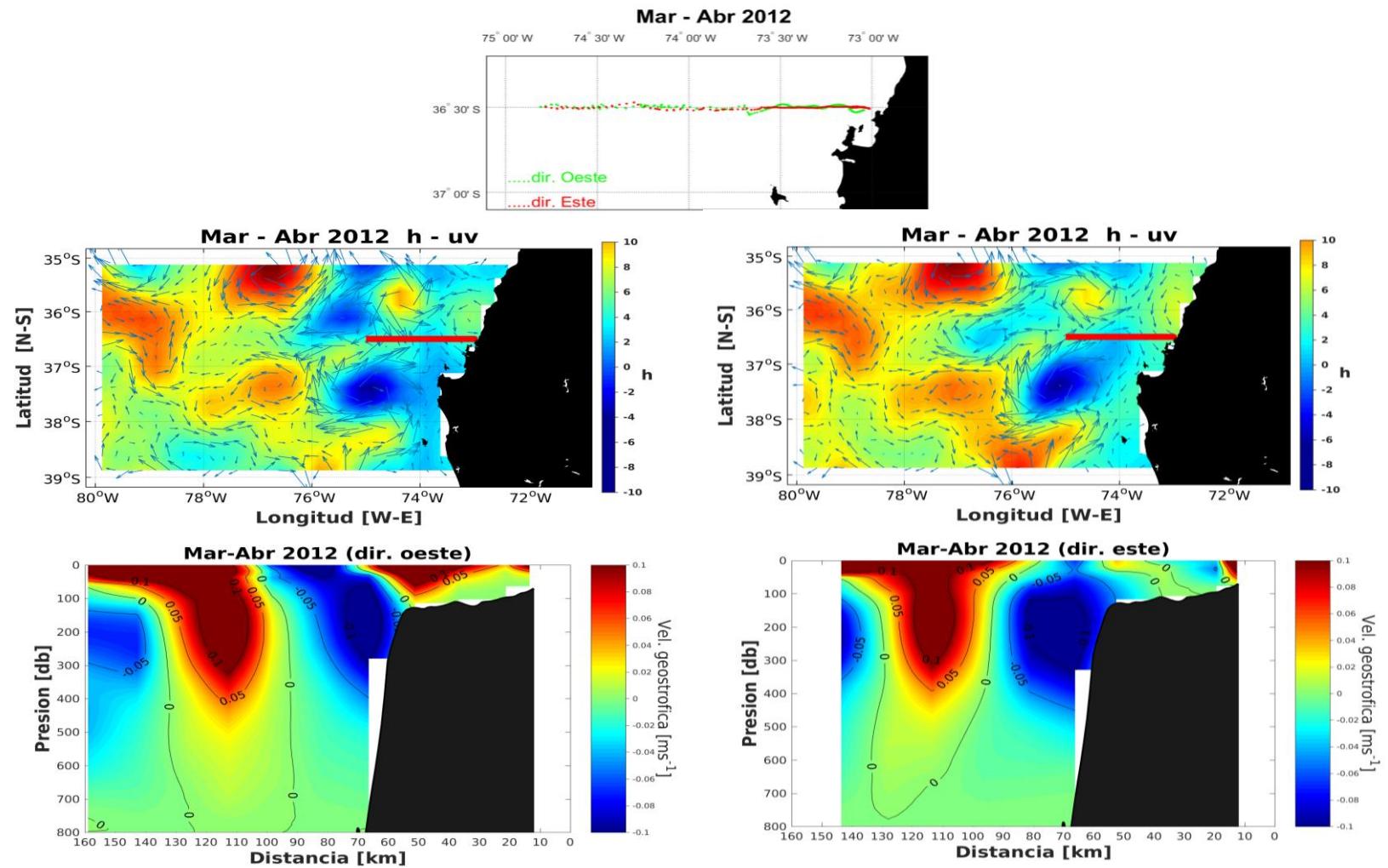


Figura 13g. Recuadro superior muestra la trayectoria realizada por el planeador submarino en la zona de estudio para Mar-Abr 2012, en los paneles medios se muestra la altura dinámica y vectores uv y en los paneles inferiores se muestra la velocidad geostrófica de transecta con perfiles promediados cada 15 km.

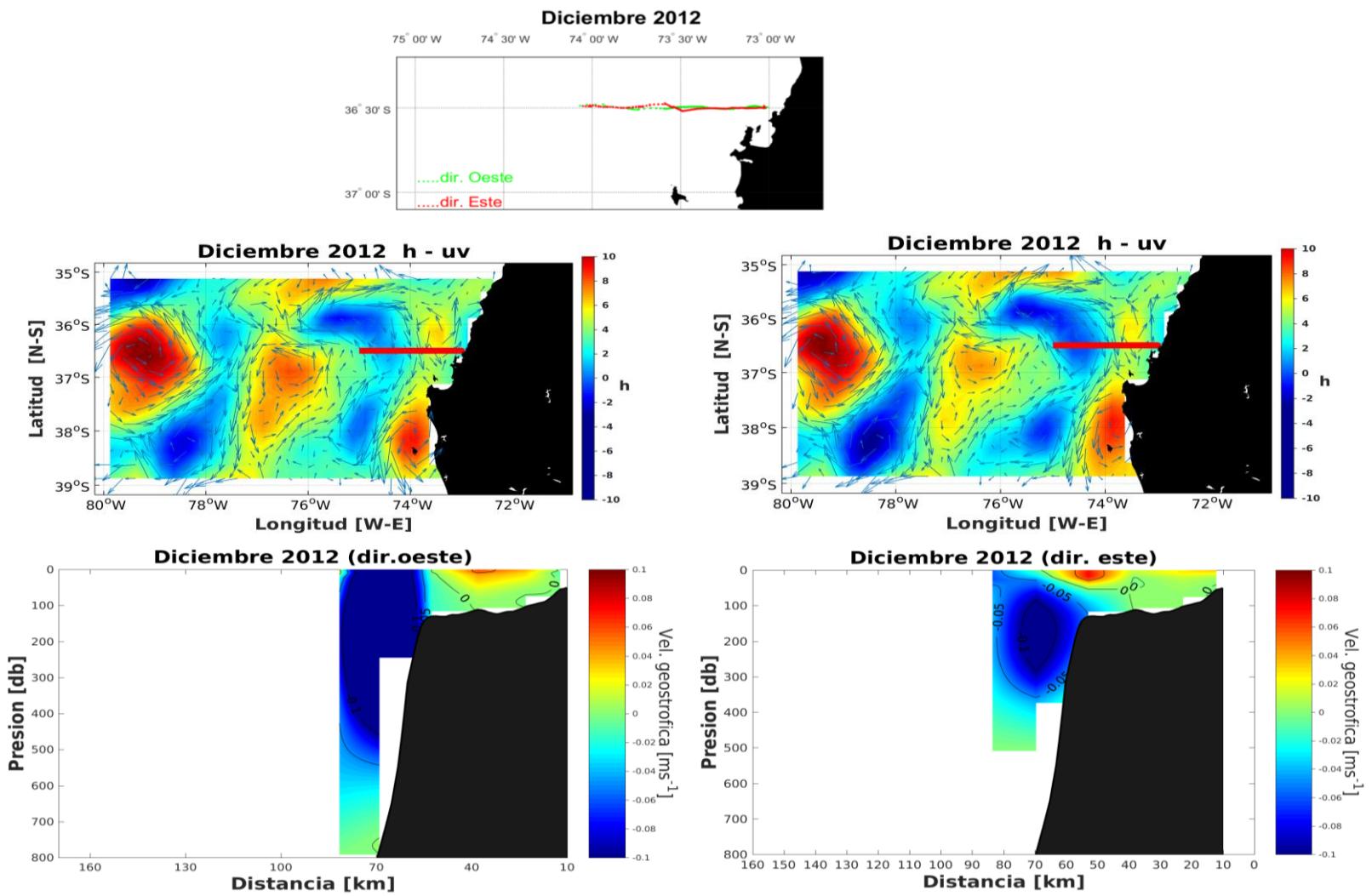


Figura 13h. Recuadro superior muestra la trayectoria realizada por el planeador submarino en la zona de estudio para Diciembre 2012, en los paneles medios se muestra la altura dinámica y vectores uv y en los paneles inferiores se muestra la velocidad geostrófica de transecta con perfiles promediados cada 15 km.

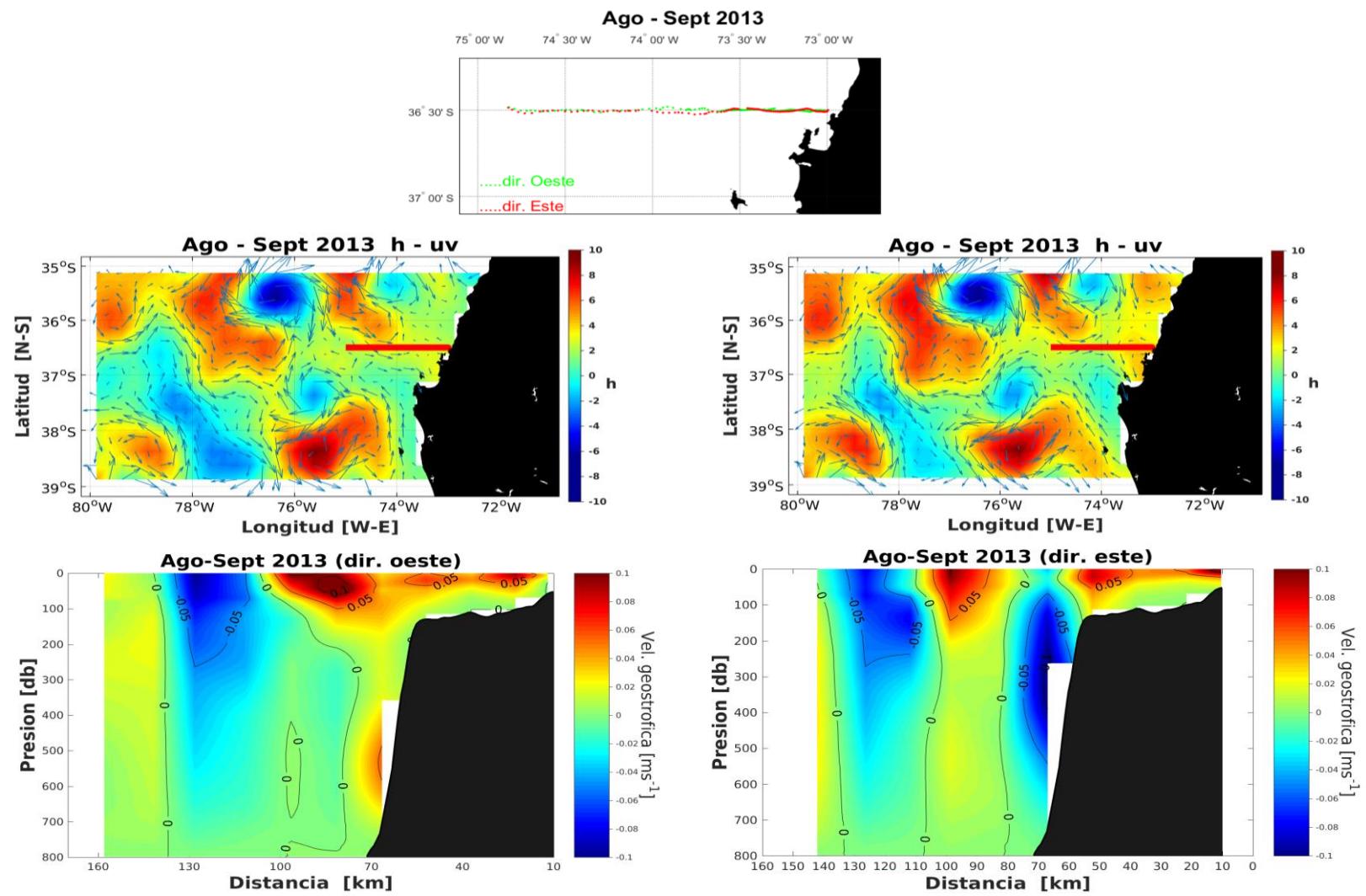


Figura 13i. Recuadro superior muestra la trayectoria realizada por el planeador submarino en la zona de estudio para Ago-Sep 2013, en los paneles medios se muestra la altura dinámica y vectores uv y en los paneles inferiores se muestra la velocidad geostrófica de transecta con perfiles promediados cada 15 km.

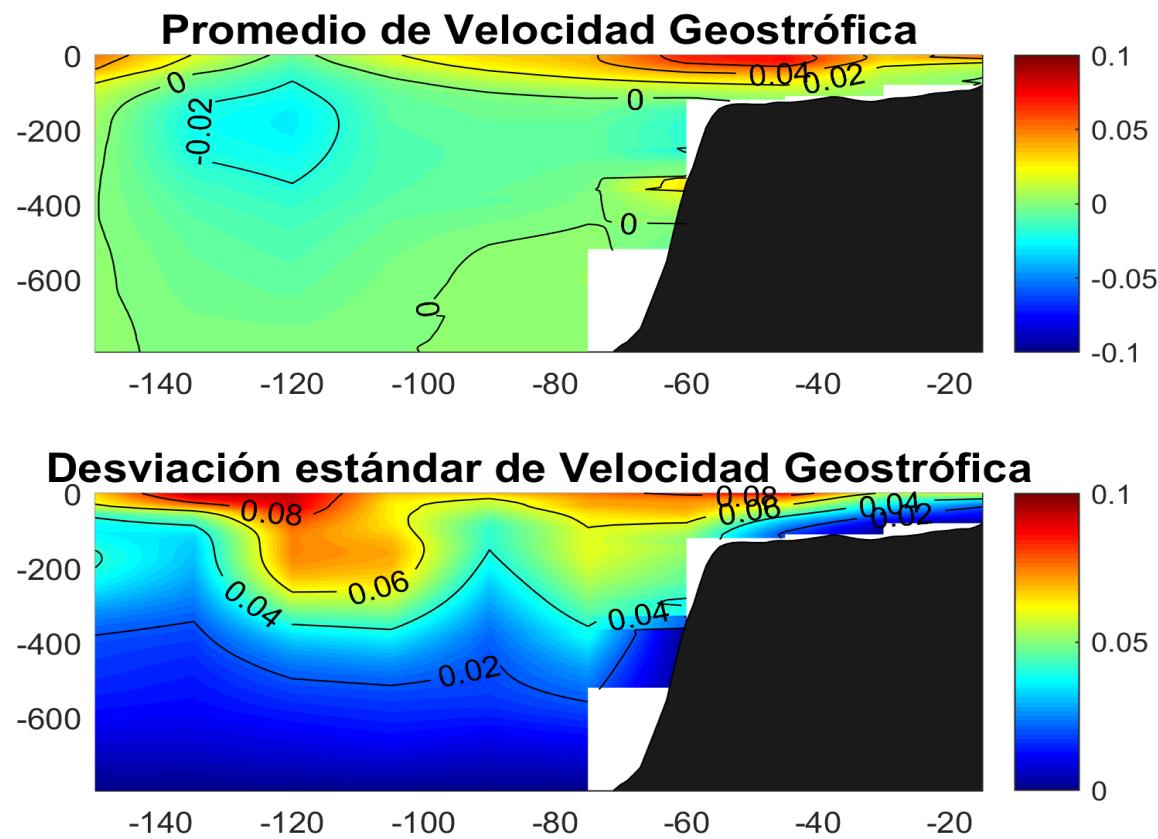


Figura 14. Promedio de la velocidad geostrófica (arriba) y desviación estándar (abajo) representativa de la zona de estudio.