

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

**Variabilidad de las corrientes en el sistema de bahías de
Coquimbo y su relación con la propagación de ondas atrapadas
a la costa**

Tesis para optar al Título de Oceanógrafo

por

Oscar Raúl Vergara Covarrubias

Valparaíso

2012

Comisión de Tesis:

Profesor Guía: Dr. Marcel Ramos Quezada _____

Profesor : Sergio Salinas Marchant. MSc. _____

Profesor : Dr. Oscar Pizarro Arriagada _____

AUTORIZACIÓN DE USO

Al presentar esta Tesis como 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.

Oscar Raúl Vergara Covarrubias

A mis padres y hermana

A mis abuelos y familia

AGRADECIMIENTOS

Quisiera en primer lugar agradecer a mi familia, por darme la oportunidad de estudiar una carrera de mi elección y apoyarme durante mi proceso formativo y la elaboración de la presente tesis.

A mi profesor guía, Dr. Marcel Ramos, por sus sugerencias y críticas durante el desarrollo de este trabajo. Además agradecerle por brindarme su amistad, apoyo, confianza e invaluable entrega de conocimientos. Igualmente, por facilitar la información utilizada en la elaboración de este trabajo, a través de sus proyectos FONDECYT e INNOVA.

Al Profesor Sergio Salinas, por iniciarme en la disciplina de la Oceanografía física, por permitirme colaborar en el Laboratorio de Oceanografía Física y por su participación en la comisión evaluadora del presente trabajo, además de sus críticas y sugerencias durante el desarrollo del mismo.

Al Dr. Oscar Pizarro, por su participación en la comisión evaluadora del presente trabajo y por sus invaluable críticas y comentarios durante el desarrollo del mismo.

Al personal del Centro de Estudios Avanzados en Zonas Áridas (CEAZA), por acogerme durante mi estancia allí. Además, agradecer al personal técnico de CEAZA, quienes mantienen el instrumental con el que se adquirió la información para la elaboración de este trabajo.

A mis compañeros de carrera, compañeros de laboratorio y amigos, con quienes compartí gratos momentos y experiencias de vida.

Al Dr. Boris Dewitte, del Laboratoire d'Etudes en Géophysique et Océanographie Spatiales (LEGOS), Francia, quien facilitó la información de amplitud de Ondas de Kelvin ecuatoriales utilizada en el presente trabajo.

Al Servicio Hidrográfico y Oceanográfico de la Armada (SHOA), Chile, por facilitar la información de nivel del mar utilizada en esta tesis.

A Proyecto de Reanálisis NCEP/NCAR, por facilitar la información de presión atmosférica al nivel del mar utilizada en esta tesis.

El autor agradece al Proyecto FONDECYT Regular N° 1080606 “Impact of large scale in the upwelling system off northern chile (near 30° S)” por financiar este trabajo de tesis. Además al Proyecto INNOVA-Chile (07CN13 IXM-150) “Sistema de Monitoreo y Pronóstico de las Condiciones Oceanográficas para la Gestión Productiva y Pública del Océano Costero: Fase I”, por facilitar parte de la información utilizada en esta tesis.

ÍNDICE

Portada de presentación	
Comisión de tesis.....	i
Autorización de uso.....	ii
Dedicatoria.....	iii
Agradecimientos.....	iv
ÍNDICE.....	v
RESUMEN.....	vii
ABSTRACT.....	ix
INTRODUCCIÓN.....	1
OBJETIVOS.....	8
Objetivo General.....	8
Objetivos Específicos.....	8
HIPÓTESIS.....	8
MATERIALES Y MÉTODOS.....	9
Información utilizada y procesamiento preliminar.....	9
Análisis de la Información.....	12
RESULTADOS.....	15
Variabilidad temporal de las corrientes.....	15
Mediciones en Islote Pájaros.....	15

Mediciones en Coquimbo.....	18
Mediciones en Punta Lengua de Vaca.....	21
Análisis del forzamiento de las corrientes.....	24
Forzamiento local.....	24
Forzamiento remoto.....	25
Propagación de oscilaciones oceánicas de baja frecuencia.....	27
DISCUSIÓN.....	28
Fluctuaciones de alta frecuencia de las corrientes.....	28
Forzamiento sinóptico del viento.....	29
Forzamiento remoto y ondas atrapadas a la costa.....	32
CONCLUSIONES.....	43
REFERENCIAS.....	45
FIGURAS.....	52
TABLAS.....	87

RESUMEN

Se estudió la variabilidad subinercial (períodos > 1 día a 30°S) de las corrientes en un sistema costero y su relación con el viento local y oscilaciones de origen remoto. Para esto se analizaron observaciones de corrientes en tres puntos frente a la Cuarta Región ($\sim 29^\circ 45'\text{S}$ $71^\circ 28'\text{O}$), dos ubicados en el sistema de bahías de Coquimbo y otro en el foco de surgencia, ubicado al sur de las bahías. El periodo de estudio abarcó desde febrero de 2009 a diciembre de 2010, con un lapso de tiempo común para las tres localidades entre noviembre de 2009 y julio de 2010. Las mediciones de corrientes se obtuvieron mediante perfiladores Doppler acústicos instalados entre 80 y 110 m de profundidad. Además, se utilizaron mediciones de viento, registros de nivel del mar en distintos puntos a lo largo de la costa norte de Chile. Por otro lado, para evaluar el efecto de las fluctuaciones de origen ecuatorial, se analizó el nivel del mar predicho por los primeros tres modos de ondas de Kelvin ecuatoriales. La variabilidad de las corrientes y su forzamiento local y remoto, se analizó mediante técnicas espectrales (Fourier y Wavelet). Se obtuvo además la estructura temporal y vertical de las corrientes mediante análisis de Funciones Empíricas Ortogonales (EOF).

Las corrientes presentaron su mayor variabilidad en el sentido paralelo a la costa, especialmente en la sección más profunda de la columna medida, evidenciando una importante influencia topográfica. Las observaciones sobre la plataforma continental en el foco de surgencia (al sur de Punta Lengua de Vaca; 30.5°S 71.7°O) muestran un flujo medio de dos capas, uno superficial hacia el norte y otro subsuperficial hacia el sur. Este último flujo formaría parte de la Corriente Subsuperficial hacia el Polo, destacando su influencia cercana a la costa (es decir a ~ 2 km de la costa) en este sitio. El flujo medio en la boca de la bahía de Coquimbo (29.9°S 70.8°O) exhibe una dirección sur en toda la columna de agua. Cerca a Islote Pájaros (29.6°S 71.6°O) el flujo también muestra una estructura en dos capas, el que no fue resuelto totalmente en profundidad puesto que las mediciones no abarcaron toda la columna de agua. En este sitio, la dirección del flujo está altamente influenciada por la presencia de la isla. En general, el análisis espectral de las observaciones de corrientes muestran picos de energía significativos en la banda sinóptica, entre ~ 5 y ~ 10 días, y a períodos mayores a 30 días, específicamente la banda centrada a ~ 50 días. Ésta última concentra la mayor variabilidad observada en los espectros.

Los resultados indican que la variabilidad de las corrientes a frecuencias subinerciales está asociada tanto al forzamiento del viento local, como a perturbaciones de origen remoto. El efecto local está asociado a fluctuaciones de frecuencias más altas (períodos que van de 1 a 7 días), mientras que el efecto remoto a frecuencias más bajas (períodos > 30 días). La variabilidad sinóptica (períodos de 5 a 10 días) de las corrientes puede asociarse a la variabilidad del viento local y al forzamiento remoto. Este último forzamiento estaría relacionado con ondas ecuatoriales de Yanai, particularmente en la banda en torno a 10 días. A frecuencias más bajas (períodos > 30 días) la variabilidad de las corrientes y el nivel del mar también estuvo asociada a ondas de origen ecuatorial, las que se propagan como Ondas Atrapadas a la Costa (OAC) luego de alcanzar la costa de Sudamérica.

La estructura vertical del primer modo EOF de la componente paralela a la costa de las corrientes para los tres sitios, explicó al menos un 85% de la varianza observada, y presentó una distribución cuasibarotrópica. En el caso particular del sitio sobre la plataforma, fuera

del sistema de bahías, éste modo EOF mostró una disminución de la amplitud con la profundidad, con un comportamiento similar al primer modo de OAC. Al relacionar el primer modo EOF de la componente a lo largo de la costa de las corrientes y las amplitudes de las ondas de Kelvin ecuatoriales estimadas para el periodo de estudio, las mayores coherencias se obtuvieron en la banda centrada en ~50 días, particularmente al considerar el primer modo de las ondas de Kelvin ecuatoriales. Esto indica que la variabilidad de baja frecuencia de las corrientes en el área de estudio está influenciada principalmente por un forzamiento de origen ecuatorial, a través de OAC del primer modo. La velocidad de propagación estimada a partir de las observaciones del nivel del mar costero, así como el cálculo del parámetro de estratificación ($B^2 = R^2 \times L^{-2}$, donde R es radio interno de Rossby y L el ancho de la plataforma), indicarían que las perturbaciones de baja frecuencia observadas corresponderían a una onda híbrida del primer modo.

De los resultados obtenidos, se infiere que la respuesta de las corrientes al paso de perturbaciones de baja frecuencia es modulada por las características topográficas y la dinámica local, es decir, la importancia relativa de la fricción y los términos no lineales sobre la rotación terrestre en el sitio de medición. Las fluctuaciones de las corrientes tienden a estar en balance aproximadamente geostrófico en la plataforma continental, fuera del sistema de bahías, mientras que dentro del sistema de bahías, las restricciones topográficas y la fricción afectan el ajuste de las corrientes.

ABSTRACT

Results of subinertial currents variability (periods > 1 day at 30°S) on a coastal system and its relationship to local and remote forcing are reported. Currents observations spanning from Feb-2009 to Dec-2010, with an overlapping period between Nov-2009 and Jul-2010, were analyzed. Three moored-ADCPs deployed in three different points (at ~ 100 m depth) off the Fourth Region ($29^{\circ}45'\text{S}$ $71^{\circ}28'\text{W}$) were used to obtain the currents data. Along with currents observations, local wind observations and sea level observations along the northern Chilean coast were used. In order to account for the equatorial influence, sea level predictions obtained from the first three modes of an equatorial Kelvin wave were also used. Currents variability and its relationship to the forcing, was analyzed through spectral techniques (Fourier and Wavelet). Vertical and temporal structures of the currents variability were obtained by Empirical Orthogonal Functions (EOF) analysis.

Important topography influence on the currents is evidenced by strong alongshore variability, particularly in the deepest records. Over the shelf site (Punta Lengua de Vaca; 30.5°S 71.7°W), the mean alongshore flow shows a two-layer scheme, with a shallow northward flow, and a subsurface southward flow. The latter possibly being part of the Poleward Subsurface Current. At the bay site (Coquimbo; 29.9°S 70.8°W), the average alongshore flow displays a southward pattern from top to bottom. Observations near Islote Pájaros (29.6°S 71.6°W) also show a two-layer scheme, however, the whole site depth was not completely resolved due to the unavailability of deep measurements. In this site, the flow direction is highly influenced by the island. All the frequencies solved show significant peaks at different periods, with emphasis on the band between 5-10 days, and periods longer than 30 days; particularly the near 50 days band, which holds the highest spectral variability.

Results show that subinertial currents variability is influenced by both local and remote agents. In the high frequency region (periods from 1 to 10 days) the observed currents variability seems to be linked to the local wind and to remotely forced Yanai (Mixed Rossby-Gravity) waves, especially around 10 days period. Sea level and currents variability near the low frequency band (periods longer than 30 days) appears to be associated with remote influence propagating as Coastal Trapped Waves (CTWs) forced by equatorial variability.

First vertical EOF mode of the alongshore component (explaining at least 85% of the variance in the three sites) exhibits features similar to a first CTW mode (quasi-barotropic vertical structure, with decreasing amplitude). The highest coherences in the low frequency region are obtained when relating the first EOF mode of the alongshore current with the amplitude of the equatorial Kelvin wave, particularly with the first Kelvin wave mode, indicating that the low frequency variability of the currents has an equatorial sourced influence; likely first CTW mode type. Results of the propagation speed, computed using coastal sea level, along with the stratification parameter ($B^2 = R^2 \times L^{-2}$, where R is the internal Rossby radius and L is the crossshore distance), show that the low frequency disturbances detected here match the characteristics of a hybrid wave (first mode).

From these results, it is possible to infer that the currents adjustment to disturbances, of the nature observed here, is highly influenced by local topographic features and local

dynamic, namely the relative importance of friction and nonlinear terms over the terrestrial rotation in the site. The currents fluctuations tend to be in geostrophic balance over the shelf system, out of the bay system. In contrast, over the bay system, the response is dominated by topographic constrictions and friction, thus making the response of sea level and currents to low frequency disturbances unbalanced.

INTRODUCCIÓN

Los sistemas de corrientes de borde oriental son notables debido a su alta productividad biológica. En estas regiones se localizan los sistemas de surgencia costera más importantes del planeta. Entre estos está el sistema de corrientes de Humboldt ubicado frente a Perú y Chile, que es considerado uno de los más productivos (Chavez *et al.*, 2008). La surgencia en estos sistemas costeros es generada por el esfuerzo del viento hacia el ecuador cerca de la costa, que genera un flujo de Ekman hacia afuera de la costa en una capa superficial, y por compensación, surgen aguas subsuperficiales ricas en nutrientes y pobres en oxígeno, “fertilizando” de esta forma una delgada región costera, cuya plataforma posee un ancho entre 10 y 100 km (Hill *et al.*, 1998). El flujo superficial hacia el ecuador generado por el sistema de vientos de gran escala frente a Chile y Perú es denominado Corriente Chile-Perú o Corriente de Humboldt (Strub *et al.*, 1998); bajo ésta se halla una contracorriente subsuperficial, característica de los sistemas de borde oriental, denominada Corriente Subsuperficial Perú-Chile en el Pacífico sudoriental (Wooster & Gilmartin, 1961; Fuenzalida *et al.*, 2007). Además, los bordes orientales de los océanos y en especial el Pacífico sureste, están afectados por la propagación de Ondas Atrapadas a la Costa (OAC) hacia los polos (Enfield & Allen, 1983; Enfield *et al.*, 1987; Spillane *et al.*, 1987; Shaffer *et al.*, 1997). Otra característica de la dinámica de los bordes orientales, es la radiación de ondas de Rossby extratropicales, que se propagan hacia fuera de la costa, perturbando el campo de temperaturas y las corrientes (Pizarro *et al.*, 2002; Vega *et al.*, 2003; Ramos *et al.*, 2008). Sobrepuesta a la variabilidad de gran escala, los sistemas de borde oriental, y en particular el Pacífico sudoriental, exhiben una importante actividad de mesoescala asociada a eddies o vórtices (Hormazábal *et al.*, 2004). Adicionalmente, el Pacífico sudoriental está expuesto a la influencia de variabilidad a escala interanual e interdecadal, fundamentalmente por el ciclo ENOS (El Niño-Oscilación del Sur; Hill *et al.*, 1998; Wang & Fiedler, 2006; Montecinos *et al.*, 2003; Montecinos & Pizarro, 2005), el cual modifica las características oceanográficas y meteorológicas de la región (Carr *et al.*, 2002; Vargas *et al.*, 2007).

La variabilidad de las condiciones oceanográficas en la zona frente a Coquimbo (~30°S), al igual que en gran parte de la región del Pacífico sudoriental, está fuertemente influenciada por la dinámica ecuatorial, a través de la propagación de oscilaciones de baja frecuencia, principalmente a escala intraestacional (30-90 días, centrada en 50 días), que se propagan como OAC perturbando a su paso el nivel del mar, corrientes y temperatura (e.g. Pizarro, 1991; Hormazábal, 1994; Shaffer *et al.*, 1997; Pizarro, 1999; Hormazábal *et al.*, 2001; Hormazábal *et al.*, 2002). Estas perturbaciones oceánicas tienen su origen en la actividad atmosférica asociada a las Oscilaciones de Madden-Julian (Madden & Julian, 1971 & 1994), y su influencia en el Pacífico Tropical a través de pulsos de vientos desde el oeste, que fuerzan ondas de tipo Kelvin que viajan por el ecuador hacia el este (Apel, 1988; Kessler *et al.*, 1995) e inciden sobre la costa sudamericana, generando perturbaciones que se propagan hacia el polo como ondas atrapadas a la costa (Clarke, 1992; Shaffer *et al.*, 1997; Rutllant *et al.*, 2004b; Oliver & Thompson, 2008) no forzadas por las condiciones atmosféricas locales (Spillane *et al.*, 1987).

En general, las características de las OAC, incluyendo la velocidad de fase, son afectadas por la topografía y la estratificación. En presencia de estratificación y de un muro costero, la teoría predice la existencia de ondas de Kelvin internas. Para el caso de un océano con presencia de una plataforma desarrollada, existe un tipo de ondas llamadas ondas de plataforma continental (Gill & Clarke, 1974), las cuales son una especie de ondas topográficas de Rossby y se propagan en la misma dirección que las ondas de Kelvin, y con velocidades de fase similares. Cuando tanto la topografía como la estratificación están presentes, las características de las ondas son una mezcla entre ondas de plataforma continental y ondas de Kelvin, y se denominan ondas híbridas (Gill & Clarke 1974; Huthnance, 1978), recibiendo el nombre genérico de ondas atrapadas a la costa. La importancia relativa de la estratificación y la topografía sobre la estructura de una OAC puede ser evaluada a través del parámetro de estratificación $B^2 = R^2 \times L^{-2}$ (Huthnance, 1978; Brink, 1982a), donde R es el radio interno de Rossby y L es la escala de la topografía transversal a la costa, considerando la plataforma hasta la base del talud, lo que corresponde

esencialmente a la escala transversal de los modos más bajos de las ondas de plataforma (Allen, 1975).

Estudios previos sobre la variabilidad de baja frecuencia de las corrientes en la zona norte de Chile así como frente a Coquimbo, muestran que las OAC forzadas en el Pacífico ecuatorial, contribuyen significativamente a la variabilidad del sistema de corrientes Perú-Chile sobre la plataforma y el talud (Hormazábal, 1994; Shaffer *et al.*, 1997; Rojas, 2004). Además, Hormazábal *et al.* (2002) muestran que al sur de los 20°S, parte de la variabilidad oceánica en la banda intraestacional es forzada también por los vientos locales asociados a teleconexiones atmosféricas. Asimismo, las perturbaciones de las corrientes en la banda intraestacional en el talud frente a Coquimbo están fuertemente influenciadas por la batimetría local, lo que genera que estas perturbaciones se orienten paralelas a la costa. Esto origina que la componente a lo largo de la costa sea mucho más energética que la componente perpendicular (Hormazábal, 1994). Por otra parte, estas perturbaciones son moduladas interanualmente dependiendo de la fase del ciclo ENOS (Enfield, 1987; Shaffer *et al.*, 1997; 1999; 2004; Hormazábal *et al.*, 2001; Pizarro *et al.*, 2002; Castillo, 2003; Rutllant *et al.*, 2004b). En general, sus mayores amplitudes y variabilidad se presentan durante la fase cálida, es decir El Niño (Shaffer *et al.*, 1997; 1999).

Para la zona frente a Coquimbo (~30°S), se ha establecido que las OAC presentan velocidades de propagación variables, dependiendo de la fase del ciclo ENOS en la cual fueron originadas. Según Castillo (2003), durante El Niño la velocidad de propagación de estas perturbaciones es máxima ($261 \text{ km} \times \text{d}^{-1}$), mientras que en fase de transición cálida/fría es intermedia ($252 \text{ km} \times \text{d}^{-1}$) y mínima durante La Niña ($247 \text{ km} \times \text{d}^{-1}$). Esta modulación de la velocidad de propagación es explicada a través del efecto que tiene la profundización de la termoclina en la región ecuatorial sobre la génesis de los distintos modos de onda de tipo Kelvin. En la fase cálida, la energía se restringe a los modos verticales más bajos (que son más rápidos), mientras que en la fase fría la energía se puede distribuir en un mayor número de modos. Igualmente, las condiciones de estratificación a lo largo de la costa pueden afectar la velocidad de propagación de las OAC. Rojas (2004), utilizando un modelo de OAC (Brink, 1982a; 1982b; 1991; 1998), reporta que un aumento

en la estratificación genera un incremento en la velocidad de propagación. Por otra parte, Castillo (2003) ratificó lo encontrado previamente sobre la modulación interanual del nivel del mar y las corrientes en Pacífico sureste frente a Perú y Chile. En su trabajo Castillo (2003) encontró que las perturbaciones observadas en el Pacífico Tropical Central tienen un mayor impacto sobre la variabilidad oceánica en el Pacífico Sudoriental durante los eventos cálidos, mientras que durante la fase fría, la variabilidad de las perturbaciones disminuye significativamente.

A frecuencias menores a la intraestacional, la evidencia para la zona frente a los 30°S demuestra que la variabilidad del nivel del mar y las corrientes, así como la profundidad de la termoclina, a escala estacional, anual e interanual está fuertemente relacionada con ondas de Kelvin ecuatoriales (Pizarro *et al.*, 2001; Vega *et al.* 2003; Ramos *et al.*, 2006). Utilizando un modelo costero lineal de baja frecuencia, Pizarro *et al.* (2001) encuentran que las fluctuaciones del nivel del mar y las corrientes en la escala interanual están dominadas por una señal remota de origen ecuatorial, desestimando el forzamiento a esta escala por parte del viento a lo largo de la costa. Por su parte, Pizarro *et al.* (2002), basados en un modelo simple de onda de Kelvin ecuatorial, forzado por viento zonal a lo largo del ecuador, y un modelo de ondas de Rossby, concluyen que a frecuencias menores que la estacional, las perturbaciones en el nivel del mar costero se propagan hacia fuera de la costa como ondas de Rossby baroclínicas. Asimismo, se evidencia que a frecuencias menores a la intraestacional, más del 50% de la variabilidad de la Corriente Subsuperficial Perú-Chile puede ser explicada por la dinámica de ondas de Rossby, forzadas por ondas de Kelvin ecuatoriales.

Dejando de lado la influencia de origen remoto, se ha planteado que para la zona de Coquimbo las corrientes superficiales responden también al forzamiento del viento local, presentando al igual que éste una dirección predominante hacia el norte, además de un ciclo anual marcado por una intensificación del flujo en la época de primavera-verano, en referencia a la época otoño-invierno (Hormazábal 1994; González, 1998; Shaffer *et al.*, 1999; Blanco *et al.*, 2001). Si bien el flujo superficial es predominantemente hacia el norte, su intensidad disminuye en profundidad, e incluso costa afuera se presenta un flujo

subsuperficial hacia el polo y un flujo profundo hacia el norte, estableciendo un sistema de circulación de tres capas sobre el talud continental frente a la costa de Coquimbo (Hormazábal, 1994; Shaffer *et al.*, 1995; Blanco *et al.*, 2001; Shaffer *et al.*, 2004). Antecedentes sobre el patrón de circulación en zonas más cercanas a la costa y bahías en la región de Coquimbo son escasos y corresponden a observaciones de corrientes de corto período (Valle-Levinson *et al.*, 2000; Valle-Levinson & Moraga-Opazo, 2006; Marín y Delgado, 2007; Moraga-Opazo *et al.*, 2011).

El viento costero en la zona centro-norte de Chile es responsable de gran parte de la variabilidad a alta frecuencia, especialmente en la escala sinóptica (escala de 2 días a dos semanas). En esta zona, el viento es uno de los agentes forzantes más consistentes en el tiempo, ya que presenta una dirección predominantemente sur-suroeste prácticamente durante todo el año, asociado a una región relativamente estable del Anticiclón Subtropical del Pacífico Sur (Rutllant *et al.*, 2004b). Esto provoca que en esta región geográfica, específicamente desde el sur de Punta Lengua de Vaca ($\sim 30^{\circ}\text{S}$), la surgencia costera sea un rasgo característico y cuasi-permanente a lo largo del año (Shaffer *et al.*, 1997; Rutllant y Montecino 2002; Rutllant *et al.*, 2004b), especialmente en la época Primavera-Verano, mostrando eventos de viento norte sólo en la época de Otoño-Invierno (González, 1998; Blanco *et al.*, 2001). No obstante, el viento también presenta variabilidad a escalas de menor frecuencia, por ejemplo en la banda intraestacional. Rutllant *et al.* (2004b) indicaron que la variabilidad intraestacional en el límite este del Anticiclón Subtropical del Pacífico Sur es la fuente más relevante de variabilidad intraestacional del estrés del viento a lo largo de la costa a los 30°S . Estos autores, también señalan que las escalas de variabilidad en las bandas sinóptica y sub-sinóptica, son las más energéticas en la zona costera, y que están asociadas con eventos de viento sur-suroeste cuasi-semanales, los que a su vez están relacionados a ondas de tipo Kelvin atmosféricas atrapadas a la topografía costera (Rutllant & Montecino, 2002; Rutllant *et al.*, 2004a). De hecho, en esta zona, es la variabilidad del viento a escala sinóptica la que maneja la ocurrencia de los eventos de surgencia, a través de pulsos de vientos hacia el ecuador, los cuales duran en promedio 2 a 3 días, con una periodicidad de alrededor de un evento por semana (Rutllant *et al.*, 2004a). Las

características del viento favorable a la surgencia en esta zona le confieren características que la hacen una región de particular interés científico, además de poseer un importante potencial económico.

Los antecedentes aquí presentados resaltan la importancia del viento local y de las oscilaciones oceánicas de gran escala, forzadas en el Pacífico ecuatorial, sobre la variabilidad de las corrientes frente a la zona centro-norte de Chile. Sin embargo, la mayoría de estos antecedentes están basados en mediciones de corrientes realizadas sobre el talud y la plataforma continental expuesta al viento favorable a la surgencia (de aquí en adelante referida como “plataforma expuesta”), es decir, fuera de sistemas costeros más someros y protegidos, como bahías. Debido a lo anterior, la respuesta de estos sistemas protegidos al paso de perturbaciones de baja frecuencia es aún una incógnita. Para intentar resolver esto, el presente estudio utiliza mediciones de corrientes en la plataforma expuesta y dentro de un sistema de bahías más costero, lo que permitirá evaluar y contrastar el impacto de estas perturbaciones sobre ambos tipos de ambientes. Los antecedentes actuales estarían indicando que gran parte de la variabilidad de baja frecuencia (en períodos de días a meses) de las corrientes en la zona de estudio estaría relacionada con la propagación de ondas atrapadas a la costa de origen remoto. En este sentido, el objetivo fundamental de este trabajo es estudiar la variabilidad subinercial de las corrientes y su relación con la propagación de oscilaciones de origen remoto, así como con el forzamiento local. La zona de estudio comprende el sistema de bahías de Coquimbo, un sistema compuesto por 6 bahías consecutivas, limitado al norte por Punta Choros (29.25°S 71.47°O) y al sur por Punta Lengua de Vaca (30.23°S 71.62°O).

El presente trabajo se estructura de la siguiente forma, en primer lugar se plantean los objetivos y la hipótesis de trabajo. A continuación se presenta la sección de materiales y métodos, donde se especifica la información utilizada, su procesamiento y los análisis aplicados. En el capítulo subsecuente, se exponen los principales resultados obtenidos, presentados como: variabilidad de las corrientes, tratando cada sitio de medición por separado; forzamiento local y remoto; y por último, oscilaciones oceánicas. Posteriormente, los resultados presentados son discutidos en el capítulo correspondiente. Se finaliza el

trabajo con el capítulo donde se plantean las principales conclusiones elaboradas a partir de los resultados y discusiones.

OBJETIVOS

Objetivo General

Caracterizar la variabilidad subinercial de las corrientes en el sistema de bahías de Coquimbo y analizar su relación con oscilaciones oceánicas de baja frecuencia (periodos de días a meses).

Objetivos Específicos

Caracterizar los patrones de circulación en el sistema de bahías de Coquimbo y sus principales escalas de variabilidad temporal.

Determinar el forzamiento de las corrientes en las bandas de frecuencia sinóptica a intraestacional, durante el periodo de observación.

Establecer la relación entre la variabilidad de las corrientes y la propagación de ondas atrapadas a la costa, en las bandas de frecuencia de interés (sinóptica e intraestacional).

HIPÓTESIS

Ondas atrapadas a la costa de origen remoto juegan un papel importante en las fluctuaciones de baja frecuencia (periodos de días a meses) de las corrientes en el sistema de bahías de Coquimbo.

MATERIALES Y MÉTODOS

En la presente sección se describe la información utilizada, así como el procesamiento y análisis realizados. La información utilizada se compone de observaciones de corrientes, vientos y nivel del mar (Figura 1). Las ubicaciones geográficas y periodos de las series de tiempo utilizadas se detallan en la Tabla 1 y Figura 2.

Información utilizada y procesamiento preliminar

La información de corrientes fue obtenida mediante tres perfiladores Doppler acústicos (ADCP, por su acrónimo en inglés), anclados en las localidades de Islote Pájaros (IP), Bahía de Coquimbo (COQ) y Punta Lengua de Vaca (PLV), a profundidades de ~80 m en IP y ~120 m en COQ y PLV (Tabla 1). En los tres puntos se utilizaron ADCP marca RDI, modelo Workhorse Sentinel de 300 KHZ, que fueron programados para medir a intervalos de 30 minutos. De los tres ADCPs utilizados, sólo el de IP careció de sensor de presión. El sistema de medición fue implementado, instalado y mantenido por personal del laboratorio de Oceanografía Física del Centro de Estudios Avanzados en Zonas Áridas (CEAZA), en el marco de los proyectos: FONDECYT N 1080606, titulado “Impact of Large Scale Disturbances in the Upwelling System Off Northern Chile (Near 30°S)”, e INNOVA-CORFO (07CN13 IXM-150), titulado “Sistema de Monitoreo y Pronóstico de las Condiciones Oceanográficas para la Gestión Productiva y Pública del Océano Costero: Fase I”. Cabe destacar que en el caso de IP, la columna de agua registrada sólo abarca los primeros 70 m, no así en los casos de COQ y PLV, donde se registró hasta ~110 m de profundidad.

Para referir las mediciones de corrientes al norte geográfico, las direcciones obtenidas por el compás del ADCP fueron corregidas por la desviación magnética local. Posteriormente, las corrientes fueron descompuestas en componentes norte-sur y este-oeste. La información por componentes fue promediada cada hora. Posterior a esto, con el fin de eliminar el efecto de la marea y otras señales de alta frecuencia, y de este modo concentrarse en las frecuencias subinerciales, las componentes de la velocidad fueron filtradas con un filtro Coseno-Lanczos con un poder medio 60h y 181 pesos (Hormazábal, 1999). Para

referir todas las mediciones del lugar a su eje de mayor variabilidad, generalmente orientado a la topografía local, las componentes de la velocidad fueron rotadas respecto de su eje de máxima varianza, obteniéndose una componente a lo largo (o paralela) de la costa y una componente perpendicular (o transversal) a la costa. Para esto, en primer lugar se obtuvieron los ejes de máxima varianza para cada profundidad medida y luego se computó el promedio de aquellos ángulos de rotación con los cuales se obtuvo, a lo menos, un 90% de la varianza explicada de las series (Tablas 3, 4 y 5). En el caso de IP, al no obtenerse un porcentaje de varianza sobre 90%, se utilizaron aquellos ángulos que explicaban al menos un 85% de la varianza observada. Las componentes rotadas se denominarán de aquí en adelante como componente transversal a la costa y a lo largo o paralela a la costa. Luego de esto, se obtuvieron promedios diarios, eliminando así las variaciones con una frecuencia menor a dos días. Se debe tener presente que la componente perpendicular a la costa posee una baja representatividad de la varianza de la serie original, además existe un error inherente asociado al cambio de referencia, dado que una pequeña parte de la varianza de la componente a lo largo puede estar contenida en la componente perpendicular, por lo cual se sugiere cautela a la hora de interpretar el comportamiento exhibido por dicha componente.

La información de nivel del mar utilizada (Tabla 1), corresponde a las localidades de Iquique, Caldera y Coquimbo (Fig. 1). Ésta fue obtenida desde la plataforma web de las Instalaciones de Información de Nivel del Mar, operado por la Comisión Oceanográfica Intergubernamental (<http://www.ioc-sealevelmonitoring.org/>). Esta información pertenece al Servicio Hidrográfico y Oceanográfico de la Armada de Chile (SHOA). La información de nivel del mar, la cual posee una frecuencia de muestreo de dos minutos, al igual que en el caso de las corrientes, fue promediada cada hora, filtrada y luego promediada cada día. Antes del cálculo de los promedios, las series fueron inspeccionadas en forma visual, con el fin de eliminar datos erróneos. Por otra parte, no se hizo intento alguno por corregir las brechas más prolongadas presentes en los registros del nivel del mar (Fig. 2). Con el fin de corregir las mediciones de nivel del mar por el efecto de la presión atmosférica (efecto de “Barómetro Invertido”), se sustrajo a las mediciones horarias (previo cómputo de los

promedios diarios) un cm por cada milibar sobre un nivel de referencia, en este caso 1000 mb (Pizarro, 1991; Pizarro *et al.*, 1994; Shaffer *et al.*, 1997; Rojas, 2004). Debido a la falta de información *in situ* de presión atmosférica a nivel del mar para las tres localidades, se decidió utilizar información de presión a nivel del mar de un producto de reanálisis del Centro Nacional para la Predicción Medioambiental y del Centro Nacional para Investigación Atmosférica (NCEP/NCAR, por sus acrónimos en inglés) obtenidas desde su sitio web (<http://www.esrl.noaa.gov/psd/data/reanalysis/reanalysis.shtml>). La información de presión utilizada, posee una frecuencia de 6 horas, por lo cual fue interpolada linealmente para obtener datos cada hora, y así poder ajustar el nivel del mar horario. Para validar el uso de la información de presión de reanálisis, se contrastó el ajuste del nivel del mar utilizando la presión medida en la estación de Caldera (la única con mediciones de presión atmosférica) con el nivel del mar ajustado utilizando información de presión de reanálisis estimada en el punto más cercano a la estación (Tabla 2). Los resultados del análisis de correlación y de las diferencias medias cuadráticas (RMSD, por su acrónimo en inglés), indican que el nivel del mar ajustado con información de reanálisis es válido para este caso. En base a estos resultados, se procedió a corregir el nivel del mar de las otras dos localidades con el producto de reanálisis. En la Tabla 2 se detallan los resultados del análisis de correlación y RMSD entre el nivel del mar sin ajustar, y el nivel del mar ajustado con información de presión de reanálisis. Los resultados de estas pruebas indican que el nivel del mar ajustado con datos de reanálisis entrega buenos resultados, al menos, para las localidades analizadas. De aquí en adelante, el nivel del mar ajustado será referido simplemente como nivel del mar.

La información de viento de Punta Lengua de Vaca, (Fig. 1), fue facilitada por el Departamento de Geofísica, Universidad de Chile, a cargo del Dr. José Rutllant C. La información de viento de las localidades de Islote Pájaros y Coquimbo fue obtenida por estaciones meteorológicas operadas por CEAZA, y facilitada por el Dr. Marcel Ramos. La información de viento fue tratada con una metodología análoga a las corrientes, es decir, se computaron promedios horarios y a partir de éstos últimos se computaron promedios diarios.

Análisis de la información

Con el propósito de caracterizar la variabilidad dominante en las series de tiempo examinadas, se procedió a realizar un análisis espectral de Fourier (Jenkins & Watts, 1968) a cada una de ellas. A través de esta técnica se obtiene la distribución promedio de la energía en función de la frecuencia de las series analizadas. Además, en el caso de las corrientes, por ser series vectoriales, se les realizó un análisis espectral complejo con el cual se obtiene un espectro de energía promedio descompuesto de acuerdo al sentido de giro (horario y antihorario), respecto de la frecuencia (Mooers, 1973). En conjunto con las series de corrientes, las series de nivel del mar y viento también fueron representadas en el dominio de la frecuencia a través del análisis espectral. El análisis espectral escalar fue realizado siguiendo la metodología establecida (Jenkins & Watts, 1968; Emery & Thompson, 2004) de acuerdo con la cual las series son divididas en un cierto número de trozos de igual tamaño, y para cada uno de los trozos se realizan las estimaciones espectrales. Las estimaciones son luego promediadas, obteniendo así una estimación espectral promedio para el período de tiempo analizado. Debido a que la resolución en frecuencias depende del largo de los trozos, se procedió a computar espectros combinados, con distintos números de trozos a distintas frecuencias. Esta técnica permite obtener estimaciones más confiables a alta frecuencia así como mayor resolución a baja frecuencia.

Con el fin de examinar el forzamiento local y remoto de las corrientes, así como la interrelación entre las distintas localidades a través de la variabilidad de los campos de corrientes, se procedió a realizar un análisis de coherencia y fase entre las distintas series examinadas. Esta técnica es ampliamente utilizada en el análisis de series de tiempo geofísicas ya que permite identificar la relación lineal y la fase presente entre dos series de tiempo en el dominio de la frecuencia. Además, el análisis de coherencia y fase es muy útil para calcular la velocidad de propagación ondas no dispersivas (Pizarro, 1991; Hormazábal, 1994; 1999; Rojas, 2004), por lo cual es de especial utilidad para estimar la velocidad de propagación de oscilaciones a lo largo de la costa y comparar así con las características teóricas de ondas atrapadas a la costa (OAC).

Para obtener la estructura vertical y temporal dominante en la información de corrientes se procedió a realizar un análisis a través de funciones ortogonales empíricas (EOF, por su acrónimo en inglés), esta técnica provee una descripción compacta de la variabilidad espacial y temporal contenida en una serie de tiempo, a través de funciones ortogonales, o modos estadísticos (Emery & Thompson, 2004). Usualmente, la mayor parte de la variabilidad de una serie de tiempo está distribuida en los primeros modos ortogonales, cuyos patrones pueden estar relacionados con el forzante dinámico.

Aunque con el análisis espectral de Fourier se obtiene una representación de la distribución energética dependiente de la frecuencia contenida en la señal analizada, éste no permite extraer la variabilidad temporal de dicha distribución, es decir, como se menciona previamente, se obtiene un espectro promedio. Con el propósito de obtener la variabilidad de la señal espectral en el tiempo, se aplicó un análisis de wavelet (Torrence & Compo, 1998), obteniendo los autoespectros de wavelet para las series analizadas. Al contrario del análisis de Fourier, el análisis de wavelet es capaz de obtener estimaciones “instantáneas” de la amplitud y fase de cada componente espectral, permitiendo así el análisis de series de tiempo no estacionarias, en las cuales la amplitud y fase de los distintos componentes armónicos pueda variar en el tiempo (Emery & Thomson, 2004).

Para obtener una relación lineal entre las distintas variables en el dominio del tiempo y la frecuencia, se aplicó un análisis de wavelet cruzado, el cual permite identificar de forma específica a que frecuencia y tiempo dos series presentan de manera conjunta alto poder espectral (Torrence & Compo, 1998). A partir de los espectros de wavelet cruzados, fue posible obtener los espectros de coherencia de wavelet (Grinsted *et al.*, 2004), el cual es análogo al análisis de coherencia y fase descrito con anterioridad. Los análisis de wavelet cruzado y coherencia de wavelet permiten evaluar los cambios en el tiempo que tienen el poder espectral conjunto y la coherencia de las series, logrando así identificar de manera más precisa la interrelación entre las variables analizadas.

En base a lo anterior, para evaluar el efecto de las fluctuaciones de origen ecuatorial, se realizó un análisis de wavelet cruzado y de coherencia entre las corrientes (Coquimbo y

Punta Lengua de Vaca), nivel del mar (Coquimbo) y el nivel del mar predicho por los primeros tres modos de ondas de Kelvin ecuatoriales para el periodo de estudio. Las estimaciones de las amplitudes de los modos de ondas de Kelvin ecuatoriales fueron obtenidas a partir de una simulación del modelo global de circulación oceánica general, denominado MERCATOR (<http://www.mercator-ocean.fr>). Para esto se utilizó una descomposición de modos verticales sobre la estructura de estratificación ecuatorial promedio de la simulación, obteniéndose la contribución de los modos baroclínicos de las anomalías de presión y corrientes. Posteriormente, estos resultados fueron proyectados en las estructuras meridionales teóricas de las ondas de Kelvin y de Rossby, obteniendo así una estimación de las amplitudes de las ondas de Kelvin en el ecuador. Para una revisión en detalle de esta metodología, el lector es referido a Dewitte *et al.* (2003). Cabe destacar que las estimaciones de las ondas de Kelvin ecuatoriales fueron facilitadas por el Dr. Boris Dewitte (LEGOS/IRD, Francia), en el marco de cooperación con el Dr. Marcel Ramos (CEAZA).

RESULTADOS

En el presente capítulo se describen las características medias y la variabilidad temporal de las series de corrientes para cada sitio de medición, mediante el uso de estadísticas básicas y técnicas espectrales. Posteriormente, se describen las relaciones entre las distintas series tiempo de corrientes, viento y nivel del mar, con el fin de analizar el forzamiento local y remoto de las corrientes. Al final del capítulo, se presenta el análisis realizado para estudiar la propagación de las oscilaciones oceánicas.

Variabilidad temporal de las Corrientes

Mediciones en Islote Pájaros

La Figura 3 presenta los promedios diarios de las observaciones de corrientes a distintas profundidades en el anclaje de Islote Pájaros, además de la temperatura a la profundidad del ADCP y el viento registrado en el Islote Pájaros. Por su parte la Figura 4, presenta las componentes norte-sur y este-oeste de las corrientes, además de los perfiles promedios de cada componente y su variabilidad. Los resultados de las estadísticas básicas de las corrientes y la estimación de la energía cinética, se presentan en la Tabla 6. La componente este-oeste del flujo presenta, en la capa superficial (de ~21 m), una tendencia hacia el oeste, la cual se debilita y tiende hacia el este en las capas más profundas. Por su parte, la componente norte-sur es dominada por un flujo hacia el norte en la capa superficial (de ~40 m), mientras que a mayor profundidad se aprecia un flujo hacia el sur, el que correspondería a la corriente subsuperficial hacia el polo, cuyo núcleo ha sido reportado a ~200 m de profundidad sobre el talud continental (Shaffer *et al.*, 1997; 1999). En cuanto a la variabilidad de varianza de las corrientes en profundidad, se mantuvo relativamente constante en la componente norte-sur, mientras que en la componente este-oeste disminuyó en profundidad (Figura 4 y Tabla 6). Por otra parte, la energía cinética presentó una disminución paulatina con la profundidad (Tabla 6).

Con el propósito de caracterizar las corrientes y su relación con la topografía del fondo marino y la línea de costa se calcularon las elipses de varianza de las corrientes y el vector velocidad promedio y se graficaron junto con la barimetría de la zona de estudio (Fig.5).

Cerca de Islote Pájaros se aprecia una desviación del eje principal de las elipses de varianza de las corrientes hacia el noroeste. Esta desviación es más notoria en la capa más superficial del mar (13 m de profundidad) y se vuelve menos marcada en profundidad, orientándose claramente con la batimetría local (Fig. 5, Tabla 3). El patrón de circulación en la zona de estudio será discutido más adelante en base a los distintos sitios de medición.

Respecto a la variabilidad temporal de las corrientes destacan varios eventos con cambios de dirección e intensidad del flujo, con una periodicidad aproximada de dos semanas a un mes (Figuras 3 y 4). La mayoría de estos eventos presentan direcciones predominantemente hacia el norte y hacia el sur, sobresaliendo por su intensidad el evento que se presentó entre mediados de febrero y abril de 2010. Éste presenta un fuerte flujo hacia el norte en la capa superficial, atenuando su intensidad en profundidad. Al final de este evento se aprecia un pulso hacia el sur, el cual aumenta en profundidad. Finalizado este evento, se produce un predominio de flujos hacia el sur, los cuales poseen una mayor intensidad en las capas más profundas. También, es posible apreciar eventos de pulsos a escala sinóptica (una a dos semanas) los cuales podrían estar asociados al ciclo del viento favorable a la surgencia en la zona, lo que será analizado en secciones posteriores.

Para obtener la estructura vertical y temporal dominante de las corrientes se procedió a realizar un análisis de EOF a las componentes perpendicular y paralela a la costa de las corrientes (Figuras 6 y 7). Previamente, las componentes de la velocidad fueron referidas al ángulo de máxima varianza promedio a fin de representarlas en su sistema de alineación natural o físico, es decir la batimetría del lugar, por lo cual son llamadas componentes perpendicular y paralela a la costa (cf. Materiales y Métodos). Los resultados de los ángulos de máxima varianza y el porcentaje de varianza explicado antes y después de aplicar la rotación se presentan en la Tabla 3. Estos resultados muestran que la mayoría de las profundidades presentan porcentajes de varianza explicadas por el eje principal, sobre el 65% en superficie y con un máximo de 93.9% en la medición más profunda. Por su parte, los resultados del análisis de EOF para ambas componentes, muestran un alto porcentaje de varianza explicada para el primer modo, especialmente para la componente a lo largo de la costa con un 94% (Tabla 9), mientras que su estructura vertical es muy similar en

profundidad, con un comportamiento aproximadamente barotrópico (Fig. 6). Por su parte, la estructura temporal del primer modo EOF presenta en ambas componentes una importante variabilidad a escala sinóptica y sobre dos semanas (Fig. 7).

La Figura 8 presenta los autoespectros rotatorios de las corrientes horarias a distintas profundidades en IP. En todas las profundidades presentadas, se aprecia en forma consistente que la energía aumenta hacia bajas frecuencias. A frecuencias bajas predomina el sentido de giro horario por sobre su opuesto en todas las profundidades, aunque en la zona más profunda la diferencia entre ambos sentidos de giro es menor. Esto da cuenta del sentido de giro de varios de los eventos observados en la Figura 3. En la banda comprendida entre 1 y 10 días se aprecian picos de energía en ambos sentidos de giro, los que tienden a atenuarse en profundidad, disminuyendo en mayor medida los picos asociados al sentido horario. En la capa superficial a ~ 10 días domina el sentido de giro horario por sobre el antihorario, atenuando su dominancia en profundidad.

Por su parte, las bandas diurna y semidiurna presentan picos de energía bien definidos en todas las profundidades debido a los efectos de las oscilaciones inerciales (con periodo de 24 horas a 30°S) y la marea sobre las corrientes en la zona. En la banda diurna el sentido antihorario predomina por sobre el sentido horario en todas las profundidades. Esto no es tan evidente en la banda semidiurna. En el caso de la banda diurna, el pico energético del sentido antihorario es más ancho en comparación a la banda semidiurna, y sufre una atenuación en profundidad, lo que es característico del movimiento inercial. Las diferencias entre ambos sentidos de giro en la banda diurna son menores en profundidad, indicando con ello una pérdida de la tendencia rotatoria de las corrientes, respecto a la capa más superficial. En contraste, en la banda semidiurna no se aprecia una disminución notoria del contenido energético, mostrando ésta un carácter más barotrópico.

Con el propósito de analizar la variabilidad de la energía espectral en el tiempo, la Figura 9 presenta los espectros de wavelet para el primer modo EOF de las componentes perpendicular y paralela a la costa de las corrientes en IP. Para esto se utilizaron los resultados de la estructura temporal del primer modo EOF de ambas componentes de las

corrientes, debido a sus altos porcentajes de varianza explicada y su posible representatividad física. En la Figura 9 se aprecia que la componente perpendicular a la costa presenta su mayor variabilidad en la banda sinóptica, que es especialmente intensa entre febrero y mayo de 2010. Si bien se observan valores altos en la banda intraestacional, éstos no son significativos al 95% de confianza. Por otra parte, la componente a lo largo de la costa exhibe una fuerte variabilidad en la banda intraestacional, alcanzando valores significativos sobre el 95% de confianza entre febrero y mayo de 2010. En la banda sinóptica también se presentan picos significativos, durante la mayor parte de la serie, siendo los valores, en promedio, un orden de magnitud menor en comparación a la banda intraestacional. Cabe destacar que el análisis del forzamiento de las corrientes en los distintos sitios de medición, a diferentes bandas de frecuencia, será realizado en secciones posteriores.

Mediciones en Coquimbo

Las corrientes en esta localidad poseen una dirección predominante hacia el sur-suroeste (Figuras 10 y 11), con magnitudes medias de $\sim 3.5 \text{ cm} \times \text{s}^{-1}$ (Tabla 7). La componente norte-sur presenta en promedio un comportamiento muy similar en profundidad (Fig. 11, panel inferior izquierdo), con dirección predominante hacia el sur. En contraste, la componente este-oeste presenta magnitudes menores y cierta tendencia a cambiar en profundidad, con una capa con dirección este desde la superficie hasta 60 m y un flujo hacia el oeste en la capa más profunda (Fig. 11, panel superior izquierdo y Tabla 7).

En forma análoga a lo observado en Islote Pájaros, la distribución de energía cinética en Coquimbo disminuye en profundidad, siendo máxima en superficie y mínima en la capa más profunda, aunque sus valores son menores (Tablas 6 y 7). Esto también se refleja en las elipses de varianza de las corrientes (Fig. 5), las cuales disminuyen su tamaño (ejes) en profundidad, denotando menor variabilidad en las capas más profundas. En contraste a Islote Pájaros, en este caso se aprecia una desviación del eje principal de las elipses hacia el noreste, desviación que se vuelve más marcada en profundidad, alineándose con la

barimetría local (Fig. 5, Tabla 4). Notar que en este sitio de medición, ubicado en la boca de la bahía de Coquimbo, la dirección promedio de las corrientes en todas las profundidades es hacia el sur, mostrando un posible patrón de circulación cercana a la costa dentro del sistema mayor de bahías de Coquimbo.

Las Figuras 12 y 13 muestran las estructuras espacial y temporal de los primeros dos modos EOF para las componentes perpendicular y paralela a la costa de las corrientes en Coquimbo. Para la componente perpendicular a la costa, los primeros dos modos explican ~75% de la varianza. En contraste, el porcentaje de varianza explicado por ambos modos se incrementa a un ~97% al analizar la componente a lo largo de la costa (Tabla 9). La estructura espacial del primer modo EOF para ambas componentes es similar; ambos exhiben una estructura vertical con una leve disminución en profundidad, mostrando un patrón aproximadamente barotrópico. En cambio, el modo 2 para ambas componentes, presenta nodos entre 40 y 45 m de profundidad. Por su parte, las estructuras temporales para ambas componentes reflejan importante actividad a escala sinóptica.

Las series de corrientes para el anclaje de Coquimbo muestran, al igual que las corrientes de Islote pájaros, una marcada variabilidad a escala sinóptica para períodos definidos (Figuras 10 y 11). Los eventos más notorios a escala sinóptica se aprecian entre los meses de febrero y agosto de 2010, caracterizándose por presentar magnitudes más intensas respecto a la media. Estos eventos se caracterizaron además por un comportamiento aproximadamente barotrópico, es decir, su influencia se extendió prácticamente en toda la columna medida (consistente con la tendencia observada en el modo 1 EOF de la componente a lo largo de la costa). La variabilidad a escala sinóptica se manifiesta también en la duración de los eventos de intensificación de los flujos. Estos últimos se prolongaron entre 4 días y una semana aproximadamente (Fig. 11).

La Figura 14 muestra los autoespectros rotatorios para las corrientes medidas en el anclaje instalado en la boca de la bahía de Coquimbo. En todas las profundidades se observa un máximo relativo en la banda diurna, con un predominio del giro antihorario, que tiende a atenuarse con profundidad. Estas características en la banda diurna, al igual

que en el caso de observado en Islote Pájaros, pueden ser atribuidas a oscilaciones inerciales (cf. Rojas, 2004). Adicionalmente, se aprecia un pico de energía en la banda semidiurna, con cierto predominio del giro antihorario y una leve disminución de la energía con la profundidad, no apreciada en el caso de IP. Esto último puede ser atribuido a efectos friccionales o mareas internas, debido a la ubicación del anclaje al interior de la bahía (Ramos 1999).

En la banda cercana a 10 días también se observa un aumento de energía, el cual no presenta un sentido de giro dominante (Fig. 14). A menor frecuencia, se aprecia un incremento de energía en la banda cercana a 20-30 días. Este aumento se define de mejor manera en la zona más profunda. Sin embargo, no se aprecia una polarización en el sentido de giro, denotando una tendencia a no rotar de las corrientes. Por otra parte, en los espectros se aprecia diferencias de energía entre las regiones de alta y baja frecuencia, que se expresan como el aumento en la pendiente de los autoespectros. Esto se acentúa a medida que aumenta la profundidad (Fig. 14), es decir, un incremento aparente en la energía en la región de baja frecuencia debido a la disminución en el contenido energético que ocurre en la región de alta frecuencia del espectro ($f \geq 1$ cpd), debido a la disminución energética en la banda diurna por el proceso inercial.

La Figura 15 muestra los autoespectros de wavelet para el primer modo EOF de las componentes de las corrientes en Coquimbo. En general, ambas componentes muestran su mayor variabilidad en la banda sinóptica. Sin embargo, la componente perpendicular a la costa presenta mayor variabilidad hacia frecuencias altas (banda ~ 4 días), en comparación con la componente a lo largo de la costa, la cual tiende a concentrar su variabilidad a $\sim 8-10$ días. Esta última componente también muestra energía en períodos mayores a 20 días (e.g. agosto 2010). Las diferencias energéticas entre ambas componentes quedan expuestas en los espectros globales, en los cuales se aprecia que la energía obtenida para la componente a lo largo de la costa es prácticamente dos órdenes de magnitud mayor que la energía de la componente perpendicular a la costa (Fig. 15, paneles a la derecha). No obstante, se debe tener presente que el sistema de referencia utilizado se seleccionó específicamente porque maximiza la varianza en una componente (en este caso la componente paralela a la costa), a

la vez que minimiza la varianza en la componente restante (en este caso la componente transversal a la costa). Cabe destacar que la variabilidad centrada en la banda de 8-10 días, de la componente paralela a la costa, se mantiene a lo largo de prácticamente todo el período de medición, salvo a mediados de la estación de verano, donde es menos intensa. Por otra parte, a diferencia de IP, en Coquimbo no existe energía significativa en la banda intraestacional en el periodo de medición.

Mediciones en Punta Lengua de Vaca

En general, las series de corrientes en Punta Lengua de Vaca exhiben un comportamiento variable y bastante consistente en la columna de agua (Fig. 16). Los perfiles promedio para la componente este-oeste muestran un flujo promedio hacia el este, cuya variabilidad disminuye desde la superficie al fondo (Fig. 17, subpanel superior izquierdo). Este flujo promedio tiende a ser más intenso en la sección media de la columna medida (Tabla 8). Cabe destacar que durante la temporada de surgencia (e.g. septiembre-diciembre 2010) en esta componente de la velocidad se observa un marcado flujo hacia fuera de la costa (oeste) en la capa superficial (hasta los ~30-40 m) y bajo ésta un flujo hacia la costa (este) que es más intenso a una profundidad media. Este patrón coincide con un modelo 2D de surgencia, donde existe una capa superficial con un flujo perpendicular y hacia afuera de la costa, y un flujo compensatorio hacia la costa bajo dicha capa.

Por su parte, el perfil promedio de la componente norte-sur (Fig. 17, subpanel inferior izquierdo), muestra una distribución con un flujo prácticamente de dos capas; con una capa superficial con valores positivos (con dirección hacia el norte), la cual posee un nodo a los 30 m de profundidad, denotando al igual que en el caso de IP, la influencia de la corriente subsuperficial hacia el polo. Además, la mayor variabilidad se presenta en la capa superficial, siendo la componente norte-sur la que exhibe la mayor varianza. Esta variabilidad disminuye en profundidad. En forma consecuente, la energía cinética decrece en profundidad, siendo máxima en superficie (Tabla 8). Esto se evidencia también en las elipses de varianza de las corrientes (Fig. 5), las cuales disminuyen su tamaño en profundidad, denotando un decrecimiento de la variabilidad. El eje mayor de las elipses de

varianza de las corrientes para las mediciones en PLV muestra una orientación similar en prácticamente todas las profundidades medidas, con una desviación relativamente pequeña respecto del norte (Tabla 5), indicando la fuerte influencia de la costa (alineada prácticamente norte-sur) en la orientación de las corrientes.

La variabilidad de las corrientes evidencia además diferencias de magnitud entre las componentes de la velocidad (Fig. 17). La componente norte-sur presenta un rango mayor de variabilidad en comparación a la componente este-oeste (Tabla 8). A su vez, los eventos que se caracterizan por ser intensos y que afectan casi toda la columna de agua en la componente norte-sur, no se manifiestan de igual forma en la componente este-oeste, indicando con ello una dinámica dispar en ambas componentes, como será discutido más adelante.

En las Figuras 18 y 19 se presentan las estructuras temporal y espacial de los modos 1 y 2 EOF de las componentes a lo largo y perpendicular a la costa de las corrientes en PLV. Los resultados del análisis fueron más favorables para la componente a lo largo de la costa, puesto que los primeros dos modos explican aproximadamente un 97% de la variabilidad observada en la serie (Tabla 9). En contraste, los primeros dos modos EOF obtenidos para la componente perpendicular sólo explican un 71% de la varianza de la serie (Tabla no mostrada). Al igual que en el caso de los resultados descritos en forma previa, la estructura vertical del primer modo EOF de la componente a lo largo de la costa exhibe una estructura vertical cuya amplitud disminuye en profundidad, sin cambiar de dirección, mientras que el segundo modo presenta un nodo, a ~40 m de profundidad. Sin embargo, la estructura vertical de la componente perpendicular a la costa presenta un comportamiento distinto a los resultados encontrados previamente en los otros sitios, puesto que el modo 1 presenta un nodo a ~37 m de profundidad y responde en forma de dos capas a las perturbaciones (Fig. 18), posiblemente representando la variabilidad descrita anteriormente asociada a un modelo de surgencia en 2D. La estructura temporal de los primeros dos modos de ambas componentes exhibe una importante actividad a escala sinóptica, además de una notable actividad a baja frecuencia en la componente a lo largo de la costa (i.e. modo 1 EOF; Fig. 19).

Durante el periodo de medición, destacan varios eventos de mayor intensidad y dirección variable, que en la mayoría de los casos afectan toda la columna de agua (e.g. octubre-diciembre de 2009). Dentro de la variabilidad presente en las corrientes, destaca la de escala sinóptica, además de una oscilación que comienza a principio de febrero de 2010 y termina a fines de abril del mismo año, que está en fase en prácticamente toda la columna de agua (aunque es menos notoria a mayor profundidad). La periodicidad de esta oscilación puede ser caracterizada *a priori* como de escala intraestacional, lo cual será ratificado más adelante con análisis espectral. Como se mencionó anteriormente, existe alta variabilidad a escala sinóptica en las corrientes (Figuras 16 y 17), que también está presente en la serie del viento local, representado como stress del viento (Fig. 16, panel superior).

La Figura 20 muestra los espectros rotatorios de las corrientes en el anclaje de Punta Lengua de Vaca para algunas profundidades seleccionadas. En la porción de alta frecuencia de los espectros se observan dos máximos, correspondientes a las bandas semidiurna y diurna. En ésta última el pico de energía tiende a atenuarse en profundidad. En ambas bandas domina levemente el sentido de giro antihorario por sobre el horario disminuyendo la diferencia a medida que aumenta la profundidad. Además, se aprecia un pequeño pico de energía en la banda de ~8-10 días, el que es más notorio desde los 20 m, con una tendencia creciente hasta aproximadamente los 60 m. Bajo esta profundidad se confunde con las bandas adyacentes. Por otra parte, desde la superficie es posible apreciar alta energía en la banda intraestacional, discernible con mayor claridad hasta los ~80 m. En las bandas sinóptica e intraestacional no se aprecia un dominio en el sentido de giro, lo que da cuenta de la tendencia bidireccional (a no rotar) que poseen las corrientes en esta localidad. Presumiblemente por una influencia conjunta de la batimetría local así como la presencia prácticamente permanente del viento sur-suroeste, lo que genera una tendencia en las corrientes a orientarse en sentido norte-sur en el borde costero (Fig. 5).

La Figura 21 muestra los autoespectros de wavelet del primer modo EOF de las componentes de las corrientes en PLV. La actividad en la banda entre 4 y 8 días es la más consistente a lo largo de la serie para ambas componentes. Además, existe variabilidad en la banda de ~16 días en primavera de 2009. A frecuencias más bajas, la actividad en la

banda intraestacional es la más energética y se extiende durante un período mayor de tiempo en la componente paralela a la costa. Signos de actividad en esta banda de frecuencias se presentan a partir de abril de 2009 y se extienden hasta prácticamente el final de la serie, presentándose más intensa y alcanzando valores significativos sobre el 95% de confianza, entre fines de enero e inicios de mayo de 2010. La componente perpendicular a la costa exhibe actividad a esta frecuencia entre junio y diciembre de 2009, pero sin presentar valores significativos a 95%.

Análisis del Forzamiento de las Corrientes

Forzamiento Local

Con el fin de analizar la relación de las corrientes con el viento se obtuvieron los espectros cruzados de wavelet y de coherencia de wavelet entre las componentes de las corrientes en IP (representadas por el modo 1 EOF) y el estrés del viento a lo largo de la costa (Fig. 22). Estos resultados muestran alto poder conjunto con el viento para ambas componentes en las bandas entre 5 a 16 días, y en el caso específico de la componente a lo largo de la costa, también en la banda cercana a 32 días, pero sólo entre mayo y junio de 2010. Por su parte, los resultados de coherencia para ambas componentes presentan en las bandas de 5 y 16 días una intermitencia a lo largo de todo el período de muestreo. No obstante, en la componente a lo largo de la costa, la coherencia con el viento en la banda cercana a 32 días es solamente estable entre abril y julio de 2010, lo que explicaría la falta de significancia en el espectro de coherencia y fase de Fourier (figura no mostrada) a esa frecuencia. Para este pico de coherencia, centrado en 32 días, las flechas (horizontales hacia la derecha) indican un desfase de $\sim 0^\circ$.

Los espectros cruzados y de coherencia de wavelet entre las corrientes de Coquimbo (modos 1 EOF por componente) y el viento local no muestran una gran consistencia en los valores de coherencia, ni de poder conjunto a lo largo de ambas series, exhibiendo sólo picos aislados en frecuencias correspondientes a la banda sinóptica (Fig. 23). Sin embargo, en la componente a lo largo de la costa, existe cierta tendencia a concentrar más poder conjunto y en menor medida coherencias entre julio y diciembre de 2010. En contraste, el

mismo análisis replicado para las mediciones de corrientes y viento en PLV (Fig. 24), evidencia una relación entre el viento local y la variabilidad de las corrientes en la banda sinóptica, a través de altos valores de poder conjunto (espectro cruzado), acompañados por coherencias significativas. Para los máximos de poder conjunto y coherencia en esta banda de frecuencias, el viento y las corrientes presentan un desfase cercano a 180° para el caso del modo 1 EOF de la componente transversal a la costa, y cercano a 0° en el caso de la componente a lo largo de la costa (Fig.24). En PLV los desfase encontrados son bastantes consistentes con la respuesta esperada de las corrientes al viento a escala sinóptica para ambas componentes de la velocidad, como será discutido mas adelante. Por su parte, los valores más significativos de coherencia y poder conjunto se concentran en el periodo entre fines de invierno y finales de primavera de 2009. En el caso de IP, sólo se exhibe una relación entre el viento local y la variabilidad de las corrientes en la regiones centradas en ~ 4 y en ~ 10 días de período, en forma de episodios, es decir, no se aprecia una consistencia en el tiempo de esta relación.

Los resultados obtenidos mediante el análisis de wavelet (cruzado y coherencia), son consistentes con lo observado en los espectros de coherencia y fase computados (mediante el método de Fourier) para las mismas variables (figuras no mostradas). Sin embargo, estos resultados fueron omitidos, puesto que es más provechoso analizar la variabilidad en el tiempo de la relación espectral entre las variables (i.e. espectros de wavelet).

Forzamiento Remoto

Los autoespectros del nivel del mar, así como sus espectros de wavelet (figuras no mostradas), presentan alta concentración de energía en la banda intraestacional, especialmente la serie de Caldera. Como fue mostrado anteriormente, los espectros de energía (rotatorios y de wavelet) de las corrientes para los distintos sitios de medición también muestran un aumento de energía en dicha banda. Esto plantea un tipo de relación entre ambas variables a través de la propagación de perturbaciones de origen remoto, como ha sido documentado para la zona en diversos estudios (cf. Pizarro, 1991; Hormazábal, 1994; Shaffer *et al.*, 1997; Hormazábal, 1999; Hormazábal *et al.*, 2002; Rojas, 2004). Con

el fin de analizar el forzamiento remoto de las corrientes, se obtuvieron los espectros cruzados y de coherencia de wavelet entre las corrientes de cada sitio medido y el nivel del mar de Caldera. Cabe destacar que, debido a su significancia estadística y física, en esta sección sólo se analizará en detalle la componente a lo largo de la costa de las corrientes.

Los espectros cruzados de wavelet para las componente a lo largo de la costa de las corrientes de IP y el nivel del mar de Caldera (Fig. 25) muestran un alto poder conjunto en la banda sinóptica (a ~ 16 días) y un importante pico en la banda intraestacional (períodos mayores a 30 días). Las flechas de fase indican que para picos de coherencia definidos en la banda intraestacional, la componente a lo largo de la costa y el nivel del mar de Caldera presentan un desfase cercano a 180° . En la banda cercana a ~ 7 días, se observa que ambas variables se encuentran en fase, pero sólo para el pico ubicado en enero de 2010.

Los espectros cruzado y de coherencia de wavelet entre la componente a lo largo de la costa de las corrientes en COQ y el nivel del mar de Caldera (Fig. 26), muestran picos de poder común en la banda sinóptica, los cuales son coincidentes con picos de coherencia, pero además, muestra un pico de coherencia en la banda intraestacional, el cual se extiende prácticamente a lo largo de toda la serie. Por su parte, la estructura de la fase en la banda intraestacional es más compleja que en el caso de IP.

La Figura 27 muestra los espectros cruzado y de coherencia de wavelet entre ambas componentes de las corrientes en PLV y el nivel del mar de Caldera. La componente transversal muestra varios picos de frecuencia a períodos menores a 16 días, sin embargo, tanto en el espectro cruzado como en el espectro de coherencia aparecen como más importantes, los picos en las bandas de ~ 10 días y ~ 30 días. En el caso de la componente a lo largo de la costa, los picos de coherencia más importante aparecen en las bandas de ~ 10 días e intraestacional, mostrando en la banda de menor frecuencia, fases cercanas a 180° . El período de alta coherencia entre la componente a lo largo de la costa y el nivel del mar de Caldera en la banda intraestacional se extiende entre mediados de noviembre 2010 y mediados de mayo 2011, correspondiente al pico en el espectro de wavelet cruzado (Fig.

27). Estos resultados espectrales están en concordancia con lo obtenido mediante los espectros de coherencia y fase de Fourier (figuras no mostradas).

En síntesis, los resultados de coherencia y fase de wavelet entre el nivel del mar de Caldera (remoto) y las componentes de las corrientes a lo largo de la costa, denotan una relación significativa en la banda intraestacional y en menor medida, a frecuencias más altas, especialmente en torno a ~ 5 y ~ 10 días.

Propagación de oscilaciones oceánicas de baja frecuencia

En base a los resultados anteriores y, con el fin de explorar la propagación de oscilaciones a lo largo de la costa, se procedió a realizar un análisis de coherencia y fase entre la información de nivel del mar de diferentes estaciones (Fig. 28). Las estimaciones espectrales se realizaron sobre series horarias de nivel del mar considerando 10 grados de libertad. Para estimar la velocidad de propagación promedio de las perturbaciones del nivel del mar durante el periodo de estudio, se ajustó una línea recta a los resultados de la fase, mediante el método de mínimos cuadrados. Esta línea fue forzada a pasar por el origen, puesto que a muy baja frecuencia se esperaría la misma respuesta en la señal de nivel del mar para un modelo simple de OAC. La pendiente de la recta, indicaría una velocidad de propagación de $330 \text{ km} \times \text{día}^{-1}$, lo cual correspondería al primer modo de una onda híbrida, de acuerdo a estimaciones para las características promedio de estratificación y topografía de la zona comprendida entre los 12° y 15° S frente a Perú (Brink, 1982a), lo cual será discutido posteriormente.

DISCUSIÓN

Los principales resultados de esta investigación son discutidos y analizados a continuación. Para esto las discusiones son organizadas en tres secciones: Fluctuaciones de alta frecuencia de las corrientes, forzamiento sinóptico del viento y forzamiento remoto y ondas atrapadas a la costa.

Fluctuaciones de alta frecuencia de las corrientes

Uno de los rasgos más prominentes de las corrientes superficiales de los océanos, es la presencia de oscilaciones con frecuencias cercanas a la frecuencia inercial local y con un sentido de giro antihorario en el hemisferio sur (Webster, 1968). La evidencia sugiere que estas oscilaciones son forzadas fundamentalmente por cambios en el campo de viento superficial (e.g. Anderson *et al.*, 1983; Fu, 1981), y particularmente por un viento relativamente intenso y estable que sopla durante un período de tiempo, generando una capa de mezcla e incluso profundizándola (Stockwell *et al.*, 2004). En el caso de la zona de estudio ($\sim 30^{\circ}\text{S}$), la señal correspondiente a oscilaciones inerciales debería aparecer como un máximo de energía en la banda diurna, con un predominio de la componente antihoraria en los espectros rotatorios, y además debería disminuir su energía en profundidad (Shaffer *et al.*, 1997; Ramos 1999).

El análisis espectral reveló un máximo relativo de energía en la banda diurna, con un predominio del sentido de giro antihorario por sobre el horario, lo cual es consistente con lo encontrado previamente para la zona, cuya variabilidad es atribuida fundamentalmente a oscilaciones inerciales y en menor medida a la marea diurna (Shaffer *et al.*, 1997; Ramos 1999; Valle-Levinson *et al.*, 2000; Montoya, 2008). Esta predominancia en la energía del sentido de giro antihorario por sobre el sentido horario es menos evidente en Punta Lengua de Vaca, lo que indicaría un flujo menos rotatorio en comparación con los otros dos sitios de medición. Esto se debe posiblemente a las características topográficas, ya que el anclaje se encuentra a sólo 2 km de la costa. Estimaciones espectrales obtenidas a partir de mediciones de corrientes en una latitud cercana a PLV, pero sobre el talud, evidencian una mayor tendencia a rotar en conjunto con un pico energético más ancho para la banda diurna

(Shaffer *et al.*, 1997), lo que pone en evidencia la importancia de la topografía local en las características de las corrientes a distintas bandas de frecuencia. Por su parte, en las localidades de IP y COQ, el comportamiento vertical de los espectros presentó una disminución energética en la banda inercial con la profundidad, y al mismo tiempo, el sentido de giro fue menos polarizado (pierde dominancia un sentido de giro). Por lo general, el ancho del pico de energía en la banda diurna se puede atribuir al movimiento inercial, así como el decrecimiento del mismo en profundidad, puesto que estos movimientos son manejados fundamentalmente por el viento (Marín & Delgado, 2007). Además, bajo la capa superficial, la disminución del predominio del giro antihorario y el angostamiento del pico de energía en los espectros más profundos, indicaría una disminución del efecto inercial y un mayor predominio de la marea diurna barotrópica, que es enmascarada en las capas más superficiales (Ramos 1999). Esto podría estar sucediendo en todos los sitios medidos, sin embargo, por la latitud de la zona de estudio (~30°S), es difícil separar la señal de la marea diurna de la señal de oscilaciones inerciales (Ramos, 1999).

Asimismo, en todos los sitios de medición los espectros de energía rotatorios de las corrientes, exhibieron máximos de energía en la banda semidiurna, además, no evidenciaron cambios notables o una disminución con la profundidad y tampoco un predominio de un giro. Estos máximos en los espectros corresponden a la componente semidiurna de la marea (M_2) o constituyente Lunar Principal que tiene un periodo de 12.42 horas. Esta constituyente es la que posee mayor importancia y estabilidad en las corrientes de marea, como ha sido reportado previamente para la zona. Cabe destacar, que las leves diferencias observadas en la energía para los diferentes sentidos de giro, así como su variación en profundidad, podría deberse al efecto de mareas internas (Ramos, 1999).

Forzamiento sinóptico del viento

En este apartado se discute la relación entre la variabilidad observada en las corrientes y el viento local a escala sinóptica. Además, se analiza la relación entre el primer modo

EOF de las corrientes y el viento local, el cual se destaca como un importante agente dinámico en la zona de estudio.

Las mediciones de corrientes analizadas en este estudio mostraron importante variabilidad a escala sinóptica, con algunos eventos de mayor intensidad, con magnitudes típicas del orden de $30 \text{ cm} \times \text{s}^{-1}$ para la componente paralela y de $15 \text{ cm} \times \text{s}^{-1}$ para la componente perpendicular a la costa. Estos eventos presentaron además un comportamiento similar en la columna de agua, pero con un decrecimiento en su magnitud desde la superficie al fondo en la mayoría de los casos. Esto estaría indicando una fuente de variabilidad generada en las capas superiores, asociada al forzamiento del viento, específicamente en el ciclo de surgencia/relajación. El viento en la zona se caracteriza por ser predominantemente del sur-suroeste, durante prácticamente todo el año, pero con una marcada intensificación estacional en primavera-verano; adicionalmente, exhibe una importante variabilidad a escala sinóptica y sub-sinóptica (Pizarro *et al.*, 1994; Hormazábal, 1994; Shaffer *et al.*, 1997; González, 1998; Hormazábal, 1999; Rutllant *et al.*, 2004b). En el caso de Coquimbo, la actividad del viento en la banda sinóptica aparece más intensa al final del verano austral y en invierno (febrero-agosto 2010), lo que concuerda con lo hallado previamente en la zona (Hormazábal, 1999).

Los espectros de coherencia y fase de las tres localidades revelaron una relación entre el viento local y la variabilidad observada en las corrientes a escala sinóptica. Esta relación con el viento local fue menos significativa en el anclaje de IP. A esta escala de variabilidad, las mediciones en PLV muestran valores altos de coherencia para ambas componentes. La componente transversal presentó valores de coherencia significativos, en la banda de ~ 7 días a partir de los 30 m de profundidad, lo cual podría estar indicando un flujo de compensación debido al transporte de Ekman superficial, inducido por el viento favorable a la surgencia. Esto es consistente con el modelo de surgencia tradicional, en el cual un flujo de viento paralelo a la costa hacia el ecuador, se manifiesta en un transporte de agua costa afuera en una capa superficial, que es compensado por un transporte hacia la costa en forma subsuperficial. Esto último está reflejado claramente en las observaciones de las corrientes durante el periodo de surgencia intensa en primavera (e.g. octubre-diciembre 2009 en

Figura 17). Esto también es consistente con la estructura vertical del primer modo EOF de la componente transversal a la costa (Figura 18) y el análisis de coherencia y fase de wavelet que presentó una fase de $\sim 180^\circ$ para esta misma componente a escala sinóptica (Figura 24). Por otra parte, la componente a lo largo de la costa también presentó coherencias significativas en la banda sinóptica en todas las profundidades medidas, con valores similares de fase ($\sim 0^\circ$), indicando que el viento local genera una respuesta oceánica en el mismo sentido del viento, que es consistente en toda la columna de agua.

Las variaciones sinópticas del viento se presentan a modo de pulsos, con una frecuencia de alrededor de una semana (Rutllant & Montecino, 2002; Rutllant *et al.*, 2004a), lo cual afecta claramente la variabilidad de las corrientes en la región a esa escala de tiempo (~ 8 días). La relación a esta escala temporal entre las corrientes y el viento en PLV, muestra un incremento entre fines de invierno y mediados del verano austral. Esto es consistente con lo planteado por Rutllant *et al.* (2004b), quienes proponen que la actividad máxima en esta banda de frecuencias, representada por un incremento en el estrés del viento en sentido norte-sur, se genera debido a un mayor contraste térmico entre la superficie del océano y la superficie terrestre, asociado a un decrecimiento estacional de la cobertura nubosa. Esto es sustentado por un incremento en la actividad del Anticiclón del Pacífico Sur entre comienzos de primavera y finales de verano austral.

En síntesis, la variabilidad de las corrientes a escala sinóptica (de 5 a 10 días) se asocia a fluctuaciones del viento local a esta escala, especialmente en la capa superficial. Esta asociación es más evidente en Punta Lengua de Vaca que en Islote Pájaros y Coquimbo, donde la exposición al viento es más restringida. En la zona más expuesta, al sur Punta Lengua de Vaca, la componente de la corriente a lo largo de la costa responde en el mismo sentido del viento, en cambio la componente perpendicular presenta un flujo hacia fuera de la costa en superficie y hacia la costa bajo la capa superficial, consistente con un modelo tradicional de surgencia.

Forzamiento remoto y ondas atrapadas a la costa

En esta sección se analiza y discute la relación entre las corrientes y un posible forzamiento de tipo remoto, a partir de los resultados obtenidos desde los distintos análisis realizados a las corrientes y el nivel del mar.

La zona centro-norte de Chile se encuentra dentro de una región fuertemente influenciada por oscilaciones de origen remoto, las cuales se propagan hacia el sur por la guía costera y se expresan como anomalías en el nivel del mar (Pizarro, 1991), con un efecto también en las características de la columna de agua, además de generar una respuesta en las corrientes (Shaffer *et al.*, 1997; Castillo, 2003; Rojas 2004). Específicamente, cerca del área de estudio ha sido ampliamente documentada la influencia de origen remoto (Pizarro, 1991; Pizarro *et al.*, 1994; Hormazábal 1994; Shaffer *et al.*, 1997) destacándose la variabilidad a escala intraestacional, la cual representa una de las fuentes de variabilidad más energéticas en la señal del nivel del mar y las corrientes (Pizarro, 1999; Hormazábal *et al.*, 2002). En este sentido, la variabilidad de las corrientes a baja frecuencia está dominada por ondas atrapadas a la costa no forzadas localmente, con períodos entre 40-70 días, las que son forzadas por fluctuaciones del viento en el Pacífico ecuatorial asociadas con Oscilaciones de Madden-Julian (Shaffer *et al.*, 1997; Hormazábal *et al.*, 2002; Rutllant & Montecino, 2002; Rutllant *et al.*, 2004b). Adicionalmente, evidencias tanto numéricas (Gill & Clarke, 1974) como observacionales (Clarke, 1977), establecen que las ondas atrapadas a la costa pueden también generarse y propagarse como ondas forzadas, sujetas a un forzante atmosférico local sobre grandes distancias a lo largo de la costa (“distancia característica” o “característico”), del orden de 500 km o incluso mayores a 1000 km (Halliwell & Allen, 1984). En este contexto, Hormazábal *et al.* (2002) plantean que frente a Chile, al sur de 20°S, parte de la variabilidad oceánica a escala intraestacional es forzada por cambios en el viento debido a teleconexiones atmosféricas.

Como se menciona previamente, la mayor variabilidad de las corrientes ocurre en la escala intraestacional, por lo cual, si bien se discutirá acerca del origen remoto de la

variabilidad en bandas de mayor frecuencia, se pondrá especial énfasis en la discusión de los resultados a esta banda de frecuencias en particular.

Al examinar el forzamiento remoto de las corrientes en la zona de estudio, los resultados de coherencia y fase muestran que las componentes paralela a la costa de las corrientes en las tres localidades, presentan valores significativos de coherencia con el nivel del mar de Caldera en la banda comprendida entre 10 días y dos semanas. La relación observada en esta banda de frecuencias puede estar relacionada con el forzamiento asociado a ondas ecuatoriales de Yanai, también llamadas Ondas Mezcladas de Rossby-Gravedad (MRG, por su acrónimo en inglés), como fue propuesto por Enfield *et al.* (1987) para las costas de Perú. En este trabajo los autores encontraron una relación entre la velocidad meridional y el nivel del mar medidos en la región ecuatorial, y las corrientes y nivel del mar a lo largo de la costa de Perú en una banda de períodos comprendida entre una a dos semanas. Además, los autores indican que los modos bajos de las ondas de Yanai son la fuente principal de variabilidad que genera ondas atrapadas a la costa durante el período de estudio (El Niño 1982-1983). Shaffer *et al.* (1997) muestran que gran parte de la energía en forma de OAC observada en la banda de 10 días frente a Chile central (Coquimbo), proviene de ondas MRG que inciden sobre la costa sudamericana en la región ecuatorial. Posteriormente, Castillo (2003) señala que las perturbaciones con períodos entre 10 y 20 días presentes en las corrientes de Coquimbo son relevantes en todo el período de medición (1991-2000), sin embargo, adquieren mayor importancia durante las fases cálidas del ENOS, denotando también una modulación interanual en la señal de origen remoto, como ha sido documentado por otros autores para la zona (e.g. Shaffer *et al.*, 1999; Hormazábal *et al.*, 2001; Pizarro *et al.*, 2002). Frente a Iquique (~21°S) Rojas (2004) observó que las corrientes a lo largo de la costa, en casi todas las profundidades, estuvieron significativamente relacionadas con la componente meridional de la corriente en el ecuador (110°O) en una banda centrada en 10 días. De esto se deriva que fluctuaciones de las corrientes con periodos entre 1 y 2 semanas que tienen lugar en la zona ecuatorial son capaces de alcanzar las costas de Chile central, especialmente durante las fases cálidas del ENOS, incidiendo en forma significativa sobre la variabilidad de las corrientes.

Por otra parte, en la banda intraestacional los espectros de coherencia y fase mostraron coherencias altas y significativas entre la componente a lo largo de la costa de las corrientes en Punta Lengua de Vaca y el nivel del mar de Caldera. Además, el autoespectro de la componente a lo largo de la costa de las corrientes presentó la mayor energía o varianza en esta banda de frecuencias, denotando que las perturbaciones a esta escala temporal representan el agente más energético en la variabilidad de las corrientes en PLV. Esto es consistente con lo encontrado por Shaffer *et al.* (1997), quienes encuentran que la variabilidad de las corrientes a 50 días es la más energética en el talud continental frente a Coquimbo. Los espectros de wavelet entre el modo 1 EOF de la componente a lo largo de la costa y el nivel del mar de Caldera, para las tres localidades, revelan niveles significativos de coherencia entre las series en la banda intraestacional. Asimismo, las fases denotan un desfase cercano a 180° , es decir, a un nivel del mar bajo se observan corrientes hacia el norte y viceversa. Por otra parte, entre fines de 2009 y comienzos de 2010 existe un periodo de mayor coherencia, que coincide con condiciones cálidas asociadas a El Niño 2009-2010 (según el “Índice Niño Oceánico”, el cual es calculado mediante una media móvil de 3 meses en la región Niño 3.4 (5°N - 5°S , 120° - 170°O); cf. <http://www.cpc.ncep.noaa.gov>). Trabajos previos, han documentado que la actividad intraestacional está modulada por las fases del ciclo ENOS (Kessler *et al.*, 1995). Específicamente para la zona de estudio, la actividad intraestacional aumenta durante las fase cálida del ciclo ENOS (Shaffer *et al.*, 1997; 1999; Castillo, 2003; Shaffer *et al.*, 2004), observándose un aumento en la variabilidad y amplitud de las perturbaciones (Castillo, 2003), así como en su velocidad de propagación (Cornejo-Rodríguez & Enfield, 1987; Castillo, 2003).

En los párrafos siguientes se analizará y discutirá las características y alcances de la influencia de las perturbaciones de baja frecuencia sobre la variabilidad de las corrientes observadas en la zona de estudio. Con especial énfasis en la respuesta oceánica en ambientes costeros dentro de bahías en contraste con ambientes sobre la plataforma continental expuesta, fuera de sistemas de bahías.

Claramente, una perturbación intraestacional de origen ecuatorial se registró en las mediciones de nivel del mar y presión en la zona de estudio (Fig. 29). Esta perturbación se

hace evidente en los registros de nivel del mar y presión entre los meses de febrero y mayo de 2010, y al parecer es dominada por el comportamiento del primer modo de onda de Kelvin ecuatorial (Fig. 29), ya que la expresión de la perturbación en los registros de nivel del mar y presión ocurre en concordancia con el comportamiento del primer modo de una onda de Kelvin ecuatorial (ver líneas rectas diagonales en Figura 29) el cual forzaría al primer modo de una OAC (Clarke, 1992).

Con el propósito de profundizar en el análisis del forzamiento remoto ecuatorial sobre la variabilidad de las corrientes observadas, se realizó un análisis de wavelet cruzado y de coherencia entre las corrientes en Coquimbo y Punta Lengua de Vaca (usando el primer modo EOF de la componente paralela a la costa en cada sitio) y las amplitudes de los primeros tres modos de ondas de Kelvin ecuatoriales, obtenidas de una simulación numérica (cf. Materiales y Métodos). También se incluyó en este análisis el nivel del mar de Coquimbo. Los resultados de este análisis son presentados en las Figuras 30, 31 y 32. Aquí se observa que tanto el nivel del mar de Coquimbo como las corrientes en los dos sitios analizados, presentan altas coherencias en la banda de baja frecuencia ($T > 32$ días) con el nivel del mar ecuatorial frente a América, el que fue estimado con la contribución de los primeros tres modos de ondas de Kelvin ecuatoriales. Al realizar este análisis separado por cada modo de onda de Kelvin, solo los dos primeros modos presentan coherencia a baja frecuencia con el nivel del mar y las corrientes en Coquimbo (figuras no mostradas). En contraste, para las corrientes en Punta Lengua de Vaca, plataforma expuesta, este análisis evidencia mayor coherencia con el primer modo de onda de Kelvin (figuras no mostradas), en desmedro de los dos modos más altos. Esta influencia se puede apreciar también en la estructura vertical del primer modo EOF de la componente a lo largo de la costa de las corrientes en PLV, la cual presenta un perfil prácticamente homogéneo, característico del primer modo baroclínico de una OAC en la región, en concordancia con lo encontrado por Shaffer *et al.* (1997) en la región. Recientemente, Rojas (2004) utilizando observaciones (nivel del mar y corrientes) frente a Iquique ($\sim 21^\circ\text{S}$), indica que gran parte de la variabilidad de baja frecuencia del nivel del mar y las corrientes se debe a la propagación de OAC libres del primer modo baroclínico.

Como se ha podido establecer, la propagación hacia el polo de OAC por la guía costera ha sido ampliamente documentada para la zona de estudio, reportándose velocidades de propagación entre 240 y $280 \text{ km} \times \text{día}^{-1}$ (Pizarro, 1991; Pizarro *et al.*, 1994; Shaffer *et al.*, 1997; Castillo, 2003; Rojas, 2004). Los antecedentes previos indican que la velocidad de propagación de estas perturbaciones es modulada a escala interanual, dependiendo de la fase del ciclo ENOS. Castillo (2003), encuentra velocidades de propagación entre 203 y $309 \text{ km} \times \text{día}^{-1}$ para la fase cálida, mientras que para la fase fría, obtiene valores entre 120 y $160 \text{ km} \times \text{día}^{-1}$. En el presente estudio, se obtuvo una velocidad de propagación entre 300 y $330 \text{ km} \times \text{día}^{-1}$, la cual correspondería a la velocidad de fase de una onda híbrida del primer modo para $\sim 30^\circ\text{S}$ (Brink, 1982a).

Debido a que la estructura espacial y velocidad de fase de las OAC son determinadas tanto por la estratificación como por el ancho de la plataforma continental es relevante analizar la importancia relativa de estos factores. Esto está dado por el parámetro de estratificación B^2 , definido previamente. Para valores de B^2 entre 0.25 y 4 , los efectos de la topografía y la estratificación son importantes (Enfield & Allen, 1983), es decir, son ondas híbridas. Al computar el parámetro de estratificación con los valores de velocidad de fase obtenidos y las características de la topografía local, se obtiene un valor aproximado de 1.07 , denotando la importancia de la topografía en conjunto con la estratificación, en concordancia con antecedentes previos para la zona norte de Chile. Pizarro (1999), utilizando una versión actualizada (Brink & Chapman, 1987) del modelo de Brink (Brink, 1982a), estimó velocidades de fase en secciones a lo largo de la costa sudamericana (utilizando topografía y estratificación representativas por cada segmento), entre los 10°S y 35°S , obteniendo valores entre 201 y $338 \text{ km} \times \text{día}^{-1}$ para el primer modo de OAC. Adicionalmente, Rojas (2004), utilizando el modelo de Brink para condiciones representativas de invierno y verano a los 21°S , obtuvo velocidades entre 240 y $266 \text{ km} \times \text{día}^{-1}$, respectivamente para cada estación del año.

Al comparar las velocidades de propagación obtenidas aquí con los antecedentes previos, éstas al parecer son relativamente altas, no obstante, se debe considerar que el período usado para el cómputo de la velocidad de propagación corresponde a un período

interanual cálido, como fue mencionado anteriormente. Por lo tanto, se espera que dichas velocidades sean altas respecto a condiciones interanuales neutras o frías. Durante la fase cálida de ENOS, ocurren cambios en la estratificación y una profundización de la termoclina en Pacífico ecuatorial este (Enfield *et al.*, 1987). Considerando lo anterior en conjunto con la ecuación de la velocidad de fase para una onda de Kelvin interna en un sistema de 1 ½ capa ($c^2 = g \times H_e$, donde g es la aceleración de gravedad y H_e la profundidad equivalente), se tiene una relación directamente proporcional entre la velocidad de fase de la onda (c) y la profundidad de la interfase por donde se propaga la onda larga (cf. Cornejo-Rodríguez & Enfield, 1987). Esto explicaría por qué durante la fase cálida (cuando la termoclina es más profunda) se tienen velocidades de propagación mayores. También, puede influir en el aumento de la velocidad de propagación a lo largo de América del Sur, el aumento de temperatura, y por consiguiente en la estratificación en la región en condiciones interanuales cálidas (según resultados con el modelo de Brink, realizado por Rojas, 2004).

Respecto de la variabilidad a escala intraestacional de las corrientes, un evento ondulatorio particularmente notable se presentó entre los meses de febrero y mayo de 2010 con un período aproximado de 50-60 días. Esta perturbación se distingue en forma nítida en los registros de nivel del mar y de presión (Figuras 29 y 33), con anomalías prácticamente de la misma magnitud en los registros de ambas variables. En contraposición, la expresión de esta perturbación en los registros de corrientes, representados aquí como el promedio vertical de la componente a lo largo de la costa, no responde de la misma manera en los tres sitios de medición (Fig. 33). De acuerdo con la teoría de ondas de Kelvin, una perturbación positiva en el nivel del mar está asociada con una perturbación negativa de la corriente cercana a la costa y viceversa (Kundu & Cohen, 2002). Una respuesta con estas características se aprecia en las corrientes de PLV. Por ejemplo, al asenso del nivel del mar observado a comienzos de febrero, le sigue una perturbación negativa de las corrientes (Fig. 33). En menor medida, esta respuesta se observa también en IP. En contraste, en los registros de COQ este ajuste es mucho menos evidente. La respuesta de las corrientes para las otras perturbaciones del nivel del mar (o presión) en el periodo seleccionado, están

levemente desfasadas respecto a lo esperado con el modelo de onda de Kelvin para el primer modo baroclínico, lo cual puede ser explicado por la existencia de más de un modo de OAC. La presencia de modos altos durante ese periodo de alta energía intraestacional, se puede explicar por la presencia de modos altos en la señal ecuatorial de ondas de Kelvin (Fig. 29).

La respuesta desigual de las corrientes a las perturbaciones de baja frecuencia del nivel del mar se explicaría a través de las características dinámicas de los distintos sitios de medición. El anclaje al sur de Punta Lengua de Vaca está situado en un sistema de plataforma expuesta, fuera de las bahías y sin grandes restricciones topográficas, mientras que el anclaje de Coquimbo se ubica justo en la boca de la bahía del mismo nombre, y dentro del sistema mayor de bahías, con una plataforma más amplia y somera. Esto impediría un ajuste geostrófico, siendo la fricción de fondo y las restricciones topográficas quienes modularían el ajuste de las corrientes a las perturbaciones oceánicas en esta escala espacial. Con el fin de examinar las respuestas dinámicas al paso de una perturbación intraestacional entre ambos sistemas, se estimaron los números de Rossby (R_o) y Ekman vertical (E_z), para las zonas al sur de Punta Lengua de Vaca y en la boca de la bahía de Coquimbo. Estos números evalúan la importancia relativa de la rotación terrestre, dada por el parámetro de Coriolis, frente a la aceleración advectiva (R_o) y la fricción (E_z). Estos números se definen como:

$$R_o = \frac{U}{|f|L} \quad (1)$$

$$E_z = \frac{A_z}{|f|H^2} \quad (2)$$

donde f es el parámetro de Coriolis, U es una velocidad característica de las partículas asociadas al paso de la onda, L es una escala horizontal característica y H es una profundidad característica. A_z es el coeficiente de viscosidad turbulenta vertical. Para el cómputo de ambos números se utilizó un U característico para una onda de Kelvin ($U = 0.1 \text{ m} \times \text{s}^{-1}$), L de la bahía de Coquimbo ($\sim 10^4 \text{ m}$), para el caso más costero y un L del orden de la escala de una onda de Kelvin para el caso expuesto ($\sim 10^7 \text{ m}$). Además, se utilizó un H de

100 m para el caso de bahía de Coquimbo y 200 m para el caso expuesto (profundidades de los sitios de medición), un A_z igual a $5 \times 10^{-4} \text{ m}^2\text{s}^{-1}$ (Valle-Levinson & Moraga-Opazo, 2006; Moraga-Opazo *et al.*, 2011), y $f = 7.25 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ (a 30°S). Utilizando estos valores, se obtuvo, para bahía de Coquimbo, $R_o = 0.14$ y $E_z = 7 \times 10^{-4}$, mientras que el cómputo para la zona expuesta dio como resultado $R_o = 1.4 \times 10^{-4}$ y $E_z = 1.7 \times 10^{-4}$. Esta estimación es bastante conservadora, puesto que se utilizaron valores aproximados de profundidad en la zona de la línea de anclaje, sin embargo, la teoría para una onda de Kelvin permitiría usar valores de profundidad del orden de 4000 m para representar la zona fuera de la bahía, obteniéndose en tal caso un E_z mucho menor (del orden de 10^{-7}) en la parte expuesta. No obstante, esta aproximación da cuenta que en la zona de plataforma expuesta domina la fuerza de Coriolis, mientras que en la zona de bahía de Coquimbo el término advectivo adquiere más importancia. La importancia relativa de los términos rotacionales en comparación con los términos advectivos y friccionales para la zona de bahía de Coquimbo hace inferir que, *a priori*, no se debería esperar un ajuste geostrófico en la respuesta de las corrientes a las perturbaciones de baja frecuencia, como sí se esperaría (y observa), en la región expuesta (i.e. al sur de Punta Lengua de Vaca).

Con el objetivo de analizar de mejor manera las discrepancias en la manifestación o respuesta del nivel del mar y las corrientes al paso de una perturbación intraestacional dentro del sistema de bahías de Coquimbo, se utilizó un modelo simple de onda de Kelvin libre que se propaga a lo largo de una costa alineada con el eje y . Este modelo es derivado de las siguientes aproximaciones de las ecuaciones de movimiento de aguas someras, y la ecuación de continuidad (Kantha & Clayson, 2000; Kundu & Cohen, 2002):

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + H \frac{\partial v}{\partial y} = 0$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} = -g \frac{\partial \eta}{\partial y} \quad (3)$$

$$f v = -g \frac{\partial \eta}{\partial x}$$

donde η corresponde a la altura del nivel del mar en la costa, t al tiempo, v a la velocidad a lo largo del eje y , g a la aceleración de gravedad y f a la aceleración de coriolis. De estas ecuaciones, es posible derivar las perturbaciones en el nivel del mar (η) y en el campo de velocidades a lo largo de la costa (v) generados por el paso de una onda de Kelvin atrapada a la costa.

$$\eta = \eta_0 e^{-fx/c} \cos k(y - ct) \quad (4)$$

$$v = \eta_0 \sqrt{\frac{g}{H}} e^{-fx/c} \cos k(y - ct) \quad (5)$$

donde η_0 es la amplitud de la perturbación del nivel del mar en la costa, x es la posición transversal a la costa, c es la velocidad de fase, k es el número de onda, y es la posición a lo largo de la costa, H es la profundidad, g la aceleración de gravedad y f la aceleración de Coriolis.

Considerando una perturbación del orden de 8.3 cm en el nivel del mar superficial (según Fig. 33, panel superior) y un modelo de onda de Kelvin interno de 1 ½ capa (cf. Kantha & Clayson, 2000; Leth, 2002), es posible estimar la magnitud de la perturbación del nivel en la capa interna y la magnitud de la velocidad a lo largo de la costa generada por el paso de una onda de Kelvin interna.

Para esto, se determinó en primer lugar la velocidad de fase teórica de una onda de Kelvin interna del modo 1, a partir de una descomposición de modos dinámicos, considerando la estratificación de la zona de estudio. En este caso, la velocidad de fase para el modo 1 fue de $2.54 \text{ m} \times \text{s}^{-1}$. Luego se estimó la profundidad equivalente (H_e) y el desplazamiento de la interfase (η_I) utilizando las siguientes relaciones:

$$g' = \frac{\Delta\rho}{\rho} g \quad (6)$$

$$c^2 = g' H_e \quad (7)$$

$$\eta = \frac{g'}{g} \eta_I \quad (8)$$

donde c es la velocidad de fase computada previamente, H_e la profundidad equivalente, g' la aceleración de gravedad reducida, g la aceleración de gravedad, $\Delta\rho$ corresponde a la diferencia de densidad entre las dos capas, ρ es la densidad de la segunda capa, η es la perturbación del nivel del mar superficial y η_I es la perturbación interna. En este caso se utilizó para el cociente $\Delta\rho/\rho$ un valor promedio para la región, igual a 3.3×10^{-3} (Vega *et al.*, 2003).

Las estimaciones de η_I y H_e dieron valores aproximados de 25 m y 200 m, respectivamente. Reemplazando estos valores en (5), utilizando g' en lugar de g , y H_e en lugar de H (para el caso de una onda interna, Kundu & Cohen, 2002), se estimó la magnitud máxima de la velocidad de una onda de Kelvin interna a 2 km de costa en PLV, dando un valor aproximado de $0.3 \text{ m} \times \text{s}^{-1}$.

Aunque las magnitudes promedio de las perturbaciones en las corrientes (Fig. 33) no coinciden exactamente con la estimada para una onda de Kelvin, las velocidades en IP y PLV son más cercanas a este valor que las registradas en COQ, para la perturbación registrada entre fines de marzo y mediados de abril (Fig. 33, panel inferior). Esto mejora para PLV al comparar con la velocidad observada a 20 m de profundidad, que usando la velocidad vertical promedio (Fig. 33). Cabe destacar, que para la estimación anterior se utilizó la aproximación más simple, ya que este modelo no considera topografía ni efectos friccionales.

La evidencia encontrada muestra que, si bien las perturbaciones en el nivel del mar de Coquimbo y la presión en Punta lengua de Vaca están en fase (Figuras 29 y 33), esta perturbación presenta un decaimiento trasversal. Este decaimiento es evidente en la perturbación registrada a comienzos de abril (Fig. 33, panel superior) y es cercano al 65% entre la costa y la plataforma, considerando las perturbaciones en COQ_{NM} (costa) y en

PLV_P (plataforma). Esto podría ser explicado por el decaimiento natural hacia afuera de la costa de una OAC.

Cabe destacar que H_e computado para el primer modo de onda de Kelvin es mucho mayor que la profundidad del sitio en bahía de Coquimbo (Fig. 1). Adicionalmente, al computar H_e para el segundo modo de onda de Kelvin, con velocidad de fase teórica, se obtiene una profundidad equivalente de alrededor de 50 m. A partir de esto se puede especular que las perturbaciones generadas por modos más altos podrían tener una influencia en las corrientes en la bahía, sin embargo, esta influencia es difícil de definir con una relación estadística, como se hizo en el presente trabajo, debiéndose recurrir quizás a modelos más sofisticados.

A partir de los análisis realizados es posible inferir que las restricciones topográficas propias de un sistema costero dentro de una bahía (interior) estarían determinando que la perturbación de gran escala no se exprese en las corrientes. En base al análisis anterior, se propone además un esquema básico de los efectos dinámicos de las perturbaciones de baja frecuencia para la zona de estudio (Fig. 34). Se utilizaron escalas típicas de profundidad y ancho de plataforma para la zona frente a Punta Lengua de Vaca, así como la profundidad de la interfase y desplazamientos internos de ésta, computados a partir del conjunto de ecuaciones (ecuaciones 3-8) considerando una onda de Kelvin interna del primer modo. El ancho de la plataforma (15 Km), se propone como límite divisorio entre los regímenes “expuesto” e “interior”.

CONCLUSIONES

Este trabajo estuvo orientado a caracterizar la variabilidad de baja frecuencia de las corrientes al interior de un sistema costero de bahías y un foco de surgencia importante de la región, ubicado en la plataforma continental al sur del sistema de bahías de Coquimbo. Además, se examinó el forzamiento local por parte del viento, y remoto a través de la propagación de oscilaciones oceánicas de origen ecuatorial. Las principales conclusiones obtenidas a partir del presente trabajo se detallan a continuación.

De los tres sitios observados, Punta Lengua de Vaca destaca sobre Islote Pájaros y bahía de Coquimbo, al presentar corrientes más intensas y mayor variabilidad, a causa de su ubicación sobre la plataforma continental “expuesta”, en contraste con Coquimbo, que se encuentra en un sitio más “protegido” al interior del sistema de bahías. En Punta Lengua de Vaca, la corriente promedio a lo largo de la costa presenta una estructura vertical de dos capas, con un flujo superficial hacia el norte de $6.4 \text{ cm} \times \text{s}^{-1}$ y un flujo con dirección sur de $3.5 \text{ cm} \times \text{s}^{-1}$ bajo los 30 m de profundidad, que corresponde a la corriente subsuperficial hacia el polo, con una influencia muy cercana a la costa (a $\sim 2 \text{ km}$). En contraparte, las corrientes promedio en Coquimbo presentan una dirección sur en toda la columna de agua.

Las corrientes en Islote Pájaros tienden a ser más rotacionales en comparación con los otros dos sitios de medición, particularmente en las capas superficiales. En contraste, las corrientes en Coquimbo y Punta Lengua de Vaca tienden a orientarse con la batimetría. La presencia de la isla en conjunto con la topografía local, podrían ser los causantes de esta particularidad en Islote Pájaros.

Las corrientes en la zona de estudio presentan importante variabilidad en el rango de frecuencias comprendido desde ~ 5 a ~ 50 días, siendo la más importante en términos energéticos la banda intraestacional. La variabilidad de las corrientes en la región de mayor frecuencia (5 a 10 días), se asocia a la variabilidad del viento local, especialmente en la capa superficial. Esta asociación es más notoria en Islote Pájaros, y particularmente en Punta Lengua de Vaca. Sin embargo, parte de la variabilidad en torno a 10 días se relaciona

también a un forzamiento remoto, asociado posiblemente a ondas mezcladas de Rossby-Gravedad.

En la zona de estudio, la variabilidad de las corrientes y nivel del mar a baja frecuencia ($T > \sim 30$ días) se relaciona con un forzamiento remoto de origen ecuatorial, a través de la propagación de OAC. Al utilizar estimaciones de las amplitudes de ondas de Kelvin ecuatoriales se desprende que la mayor influencia remota es producto de los modos más bajos, particularmente del primer modo. Esto es ratificado por la estructura vertical empírica de las corrientes, que posee un perfil cuasibarotrópico con un decrecimiento de la amplitud en profundidad, especialmente en Punta Lengua de Vaca.

Para el periodo de medición, desarrollado en gran parte en una fase cálida ENOS, la velocidad de propagación computada a partir de las mediciones de nivel del mar y los resultados del parámetro de estratificación (B^2) indican que las perturbaciones de baja frecuencia observadas corresponderían a una onda híbrida del primer modo, donde tanto los efectos de estratificación como la pendiente o ancho de la plataforma continental son relevantes.

La respuesta de las corrientes al paso de las perturbaciones de baja frecuencia, representadas por el nivel del mar, se manifiesta de forma distinta dependiendo de las características topográficas locales. En Punta Lengua de Vaca el ajuste de las corrientes al paso de una perturbación de baja frecuencia tiende a ser geostrófico, mientras que en Coquimbo no lo es. En contraste, la respuesta del nivel del mar en ambos sitios se ajusta según lo esperado para el paso de una OAC. Esta discrepancia entre la respuesta de las corrientes y el nivel del mar puede ser explicada a partir de las características dinámicas adimensionales de cada sitio de medición, es decir, la importancia relativa de la fricción y los términos no lineales sobre la rotación terrestre. Las mediciones en Punta Lengua de Vaca se ubican sobre la plataforma expuesta (fuera del sistema de bahías de Coquimbo), mientras que en Coquimbo se hallan frente a la boca de la bahía, por lo que las restricciones topográficas y la fricción de fondo, adquieren mayor importancia, lo cual estaría modulando el ajuste de las corrientes a baja frecuencia.

REFERENCIAS

- Allen, J. S. 1975.** Coastal Trapped Waves in a Stratified Ocean. *J. Phys. Oceanogr.*, 5: 300-325.
- Anderson, I., A. Huyer & R. Smith. 1983.** Near-inertial motions off the Oregon coast. *J. Geophys. Res.*, 88(C10): 5960-5972.
- Apel, J. R. 1988.** Principles of Ocean Physics. En: R. Dmowska y J. R. Holton (Eds.). International Geophysics Series, Academic Press, San Diego, 38: 634 pp.
- Blanco, J. L., A. C. Thomas, M.-E. Carr & P. T. Strub. 2001.** Seasonal climatology of hydrographic conditions in the upwelling region off northern Chile. *J. Geophys. Res.*, 106(C6): 11451-11467.
- Brink, K. H. 1982a.** A comparison of long coastal trapped wave theory with observation off Peru. *J. Phys. Oceanogr.*, 12: 897-913.
- Brink, K. H. 1982b.** The effect of bottom friction on low-frequency Coastal trapped waves. *J. Phys. Oceanogr.*, 12:127-133.
- Brink, K. H. 1991.** Coastal-Trapped Waves and Wind-Driven currents over the Continental Shelf. *Annu. Rev. Fluid Mech.* 23: 389-412.
- Brink, K. H. 1998.** Wind-driven currents over the continental shelf. En: K. H. Brink & A. R. Robinson (eds.). The global coastal ocean. Processes and methods. The Sea, vol. 10. John Wiley & Sons, New York, pp. 3-20.
- Brink, K. H. & D. C. Chapman. 1987.** Programs for computing properties of coastal trapped waves and wind-driven motions over the continental shelf and slope. Woods Hole Oceanogr. Inst, Tech. Rep. WHOI-87-84, 122 pp.
- Carr, M. E., P. T. Strub, A. C. Thomas & J. L. Blanco. 2002.** Evolution of 1996–1999 La Niña and El Niño conditions off western coast of South America: A remote sensing perspective, *J. Geophys. Res.*, 107(C12): 29-1 – 29-16.
- Castillo, M. 2003.** Influencia de oscilaciones oceánicas de origen ecuatorial en las fluctuaciones de baja frecuencia de las corrientes y nivel del mar a lo largo de la costa de Chile central. Tesis de Oceanografía, Escuela de Ciencias del Mar, P. Universidad Católica de Valparaíso, 103 pp.

- Chavez, F., A. Bertrand, R. Guevara-Carrasco, P. Soler & J. Csirke, 2008.** The northern Humboldt Current System: Brief history, present status and a view towards the future. *Progr. Oceanogr.*, 79: 95–105.
- Clarke, A. J. 1977.** Observational and Numerical Evidence for Wind-Forced Coastal Trapped Long Waves. *J. Phys. Oceanogr.*, 7: 231-247.
- Clarke, A. J. 1992.** Low-Frequency Reflection from a Nonmeridional Eastern Ocean Boundary and the Use of Coastal Sea Level to Monitor Eastern Pacific Equatorial Kelvin Waves. *J. Phys. Oceanogr.*, 22: 163-183.
- Cornejo-Rodríguez, M. del P. & D. B. Enfield. 1987.** Propagation and Forcing of High-Frequency Sea Level Variability Along the West Coast of South America. *J. Geophys. Res.*, 92(C13):14323-14334.
- Dewitte, B., S. Illig, L. Parent, Y. duPenhoat, L. Gourdeau & J. Verron. 2003.** Tropical Pacific baroclinic mode contribution and associated long waves for the 1994-1999 period from an assimilation experiment with altimetric data. *J. Geophys. Res.*, 108(C4): 18-1 – 18-19.
- Emery, W. J. & R. E. Thompson, 2004.** Data analysis methods in physical oceanography. Elsevier Science, Amsterdam, 638 pp.
- Enfield, D. B. & J. S. Allen. 1983.** The Generation and Propagation of Sea Level Variability Along the Pacific Coast of Mexico. *J. Phys. Oceanogr.*, 13: 1012-1033.
- Enfield, D. B. 1987.** The Intraseasonal Oscillation in Eastern Pacific Sea Levels: How Is It Forced?. *J. Phys. Oceanogr.*, 17: 1860-1876.
- Enfield, D. B., M. Cornejo-Rodríguez, R. L. Smith & P. Newberger. 1987.** The Equatorial Source of Propagating Variability along the Peru Coast during the 1982-1983 El Niño. *J. Geophys. Res.*, 92: 14335-14346.
- Fu, L. 1981.** Observations and models of inertial waves in the deep ocean. *Rev. Geophys.*, 19(1): 141-170.
- Fuenzalida, R., W. Schneider, J. L. Blanco, J. Garcés-Varas & 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.

- Garreaud, R., J. A. Rutllant, R. C. Muñoz, D. A. Rahn, M. Ramos & D. Figueroa. 2011.** VOCALS-CUpEx: the Chilean Upwelling Experiment. *Atmos. Chem. Phys.*, 11: 2015-2029.
- Gill, A. E. & A. J. Clarke. 1974.** Wind-induced upwelling, coastal currents and sea level changes. *Deep-Sea Res.*, 21: 325-345.
- González, M. 1998.** Circulación en centro de Surgencia activo frente a Punta Lengua de Vaca, Coquimbo (30° S). Tesis de Oceanografía, Escuela de Ciencias del Mar, Pontificia Universidad Católica de Valparaíso, 84 pp.
- Grinsted, A., J. C. Moore & S. Jevrejeva. 2004.** Applications of the cross wavelet transform and the wavelet coherence to geophysical time series. *Nonlinear Prog. in Geophys.*, 11:561-566.
- Halliwell, G. R. & J. S. Allen. 1984.** Large-Scale Sea Level Response to Atmospheric Forcing along the West Coast of North America, Summer 1973. *J. Phys. Oceanogr.*, 14: 864-886.
- Hormazábal, S. 1994.** Características de la circulación oceánica y costera frente a Coquimbo Chile (30° S). Tesis de Oceanografía, Escuela de Ciencias del Mar, Pontificia Universidad Católica de Valparaíso, 131 pp.
- Hormazábal, 1999.** Propagación de ondas de baja frecuencia a lo largo de la costa centro Norte de Chile: Modulación de las propiedades físicas del océano costero. Tesis para optar al grado de Magíster en Ciencias con mención en Física, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Concepción, 79 pp.
- Hormazabal, S., G. Shaffer, J. Letelier & O. Ulloa. 2001.** Local and remote forcing of sea Surface temperatura in coastal upwelling system off Chile. *J. Geophys. Res.*, 106(C8): 16657-16671.
- Hormazabal, S., G. Shaffer & O. Pizarro. 2002.** Tropical Pacific control of intraseasonal oscillations off Chile by way of oceanic and atmospheric pathways. *Geophys. Res. Lett.*, 29(6): 5-1 – 5-4.
- Hormazábal, S., G. Shaffer & O. Leth. 2004.** Coastal transition zone off Chile. *J. Geophys. Res.*, 109: 1-13.
- Huthnance, J. M. 1978.** On Coastal Trapped Waves: Analysis and Numerical Calculation by Inverse Iteration. *J. Phys. Oceanogr.*, 8: 74-92.

- Jenkins, G. & D. G. Watts. 1968.** Spectral Analysis and its applications. Holden-Day San Francisco CA, 525 pp.
- Kantha, L. H. & C. A. Clayson. 2000.** Numerical Models of Oceans and Atmospheric Processes. Academic Press, San Diego CA, 940 pp.
- Kessler, W. S., M. J. McPhaden & K. M. Weickmann. 1995.** Forcing of intraseasonal Kelvin waves in the equatorial Pacific. *J. Geophys. Res.*, 100: 10613-10632.
- Kundu, P. K. & I. M. Cohen. 2002.** Fluid Mechanics (2nd Ed.). Academic Press, San Diego CA, 730 pp.
- Leth, O. 2002.** Documentation for a non-linear reduced gravity model. Regional Program in Physical Oceanography and Climate, Universidad de Concepción, 12 pp.
- Madden, R. A. & P. R. Julian. 1971.** Detection of a 40-50 Day Oscillation in the Zonal Wind in the Tropical Pacific. *J. Atmos. Sci.*, 28: 702-708.
- Madden, R. A. & P. R. Julian. 1994.** Observations of the 40-50 days Oscillation in the Tropical Pacific – A review. *Mon. Wea. Rev.*, 122: 814-837.
- Marín, V. H. & L. E. Delgado. 2007.** Lagrangian observations of Surface coastal flows North of 30°S in the Humboldt Current System. *Cont. Shelf Res.*, 27: 731-743.
- Montecinos, A., S. Purca & O. Pizarro. 2003.** Interannual-to-interdecadal sea Surface temperature variability along the western coast of South America. *Geophys. Res. Lett.*, 30(11): 24-1 – 24-4.
- Montecinos, A. & O. Pizarro. 2005.** Interdecadal sea Surface temperature-sea level pressure coupled variability in the South Pacific Ocean. *J. Geophys. Res.*, 110: 1-11.
- Montoya, R. 2008.** Variabilidad espacial y temporal de las ondas internas frente a las costas de Coquimbo (30°S) e Iquique (21°S). Tesis de Oceanografía, Escuela de Ciencias del Mar, Pontificia Universidad Católica de Valparaíso, 74 pp.
- Mooers, C. N. K. 1973.** A technique for the cross spectrum analysis of pairs of complex valued time series, with emphasis on properties of polarized components rotational invariants. *Deep-Sea Res.*, 20: 1129-1141.
- Moraga, J., E. Valdebenito & J. Rutllant. 2001.** Condiciones oceanográficas durante la fase de relajación de un evento de Surgencia invernal frente a Punta Lengua de Vaca, Coquimbo. *Invest. Mar.*, 29(1): 59-71.

- Moraga-Opazo, J., A. Valle-Levinson, M. Ramos & M. Pizarro-Koch. 2011.** Upwelling-triggered near-geostrophic recirculation in an equatorward facing embayment. *Cont. Shelf Res.*, 31: 1991-1999.
- Oliver, E. C. J. & K. R. Thompson. 2008.** Madden-Julian and sea level: Local and remote forcing. *J. Geophys. Res.*, 115: C01003.
- Pizarro, O. 1991.** Propagación y forzamiento de perturbaciones de baja frecuencia del nivel del mar en la costa Norte de Chile. Tesis de Oceanografía, Escuela de Ciencias del Mar, Pontificia Universidad Católica de Valparaíso, 105 pp.
- Pizarro, O. 1999.** Low frequency fluctuations in the Eastern boundary current off South America: Remote and local forcing. Ph.D. Thesis. Earth Sciences Center, Göteborg University, 36 pp.
- Pizarro, O., S. Hormazábal, F. A. González & E. Yañez. 1994.** Variabilidad del viento, nivel del mar y temperatura en la costa Norte de Chile. *Invest. Mar.*, 22:85-101.
- Pizarro, O., A. J. Clarke & S. Van Gorder. 2001.** El Niño Sea Level and Currents along the South American: Comparison of Observations with Theory. *J. Phys. Oceanogr.*, 31: 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.*, 29(12): 22-1 – 22-4.
- Ramos, M. 1999.** Corrientes de marea en el Pacífico Sudoriental frente a la costa central de Chile. Tesis de Oceanografía, Escuela de Ciencias del Mar, Pontificia Universidad Católica de Valparaíso, 120 pp.
- Ramos, M., O. Pizarro, L. Bravo & B. Dewitte. 2006.** Seasonal variability of the permanent thermocline off northern Chile. *Geophys. Res. Lett.*, 33: 1-1 – 1-4.
- Ramos, M., B. Dewitte, O. Pizarro & G. Garric. 2008.** Vertical propagation of Extratropical Rossby waves during the 1997-1998 El Niño off the west coast of South America in a medium-resolution OGCM simulation. *J. Geophys. Res.*, 113: 1-16.
- Rojas, W. 2004.** Variabilidad de baja frecuencia de las corrientes frente a la costa de Iquique 21° 03' S-70° 30' W. Tesis de Oceanografía, Escuela de Ciencias del Mar, P. Universidad Católica de Valparaíso, 97 pp.
- Rutllant J. & V. Montecino. 2002.** Multiscale upwelling forcing cycles and biological response off north-central Chile. *Rev. Chilena de Historia Natural*, 75:217-231.

- Rutllant, J. A., I. Masotti, J. Calderón & S. A. Vega. 2004a.** A comparison of spring coastal upwelling off central Chile at the extremes of the 1996-1997 ENSO cycle. *Cont. Shelf Res.*, 24: 773-787.
- Rutllant, J. A., B. Rosenbluth & S. Hormazábal. 2004b.** Intraseasonal variability of wind-forced coastal upwelling off central Chile (30° S). *Cont. Shelf Res.*, 24:789-804.
- Shaffer, G., S. Salinas, O. Pizarro, A. Vega & S. Hormazábal. 1995.** Currents in the deep ocean off Chile (30°S). *Deep-Sea Res.*, 42(4): 425-436.
- Shaffer, G., O. Pizarro, L. Djurfeldt, S. Salinas & J. Rutllant. 1997.** Circulation and Low-Frequency Variability near the Chilean Coast: Remotely Forced Fluctuations during the 1991-92 El Niño. *J. Phys. Oceanogr.*, 27: 217-235.
- Shaffer, G., S. Hormazabal, S., O. Pizarro & S. Salinas. 1999.** Seasonal and interannual variability of currents and temperatura off central Chile. *J. Geophys. Res.*, 104(C12): 29951-29961.
- Shaffer, G., S. Hormazábal, O. Pizarro & M. Ramos. 2004.** Circulation and variability in the Chile Basin. *Deep-Sea Res.*, 51: 1367-1386.
- Spillane, M. C., D. Enfield & J. S. Allen. 1987.** Intraseasonal oscillations in sea level along the west coast of the Americas. *J. Phys. Oceanogr.*, 17: 313-325.
- Stockwell, R.G., W. G. Large & R. F. Milliff. 2004.** Resonant interial oscillations in moored buoy ocean Surface winds. *Tellus*, 56A: 536-547.
- Strub, P. T., J. M. Mesias, V. Montecino, J. Rutllant & S. Salinas. 1998.** Coastal ocean circulation off western South America. En: A. R. Robinson & K. H. Brink (eds.) *The Sea*, vol 11. John Wiley, New York, pp. 273-313.
- Torrence, C. & G. P. Compo. 1998.** A practical guide to wavelet analysis. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, 79(1): 61-78.
- Valle-Levinson, A., J. Moraga, J. Olivares & J. L. Blanco. 2000.** Tidal and residual circulation in a semi-arid bay: Coquimbo Bay, Chile. *Cont. Shelf Res.*, 20: 2009-2028.
- Valle-Levinson, A. & J. Moraga-Opazo. 2006.** Observation of bipolar residual circulation in two equatorward-facing semiarid bays. *Cont. Shelf Res.*, 26: 179-193.
- Vargas, G., S. Pantoja, J. A. Rutllant, C. B. Lange & L. Ortlieb. 2007.** Enhancement of coastal upwelling and interdecadal ENSO-like variability in the Peru-Chile Current since late 19th century. *Geophys. Res. Lett.*, 34: 1-1 – 1-6.

Vega, A., Y. du-Penhoat, B. Dewitte & O. Pizarro. 2003. Equatorial forcing of interannual Rossby waves in the Eastern South Pacific. *Geophys. Res. Lett.*, 30(5): 1-1 – 1-4.

Wang, C. & P. C. Fiedler. 2006. ENSO variability and eastern tropical Pacific: A review. *Prog. Oceanogr.*, 69: 239-266.

Webster, F. 1968. Observations of inertial period motions in the deep sea. *Rev. Geophys. Space. Phys.*, 6: 473-490.

Wooster, W. S. & M. Gilmartin. 1961. The Peru-Chile Undercurrent. *J. Mar. Res.*, 19(3): 97-122.

FIGURAS

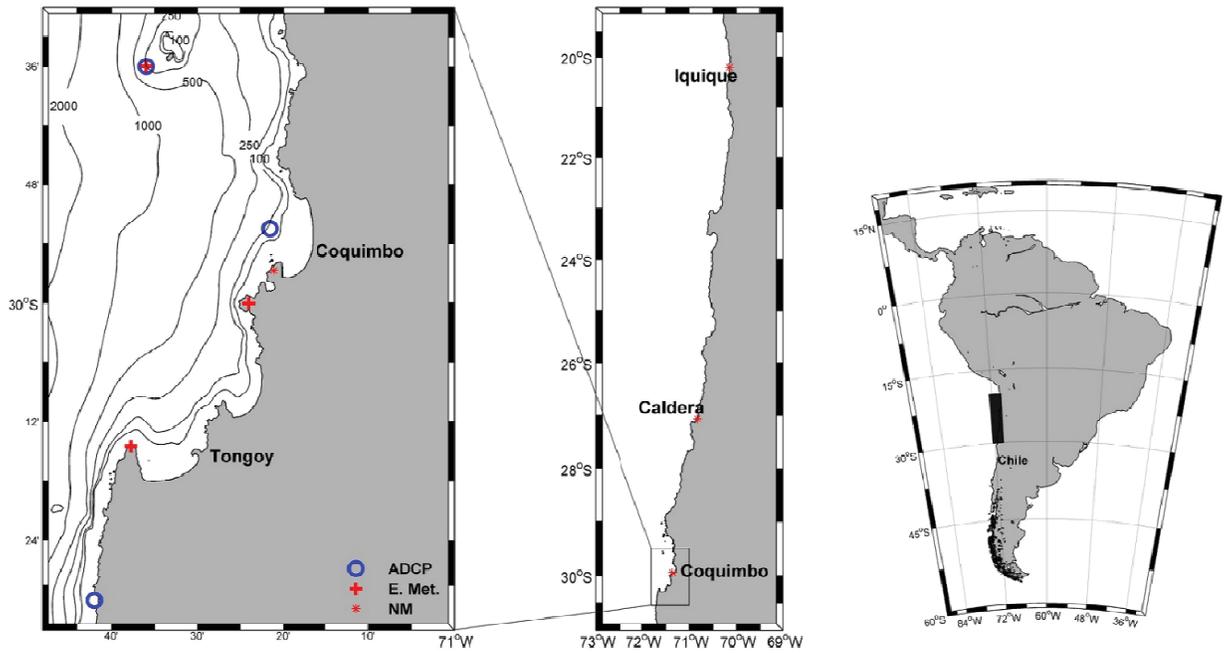


Figura 1. Zona de Estudio. Se detalla la posición de los anclajes de ADCP, las estaciones meteorológicas (E. Met.) y las estaciones de nivel del mar (NM).

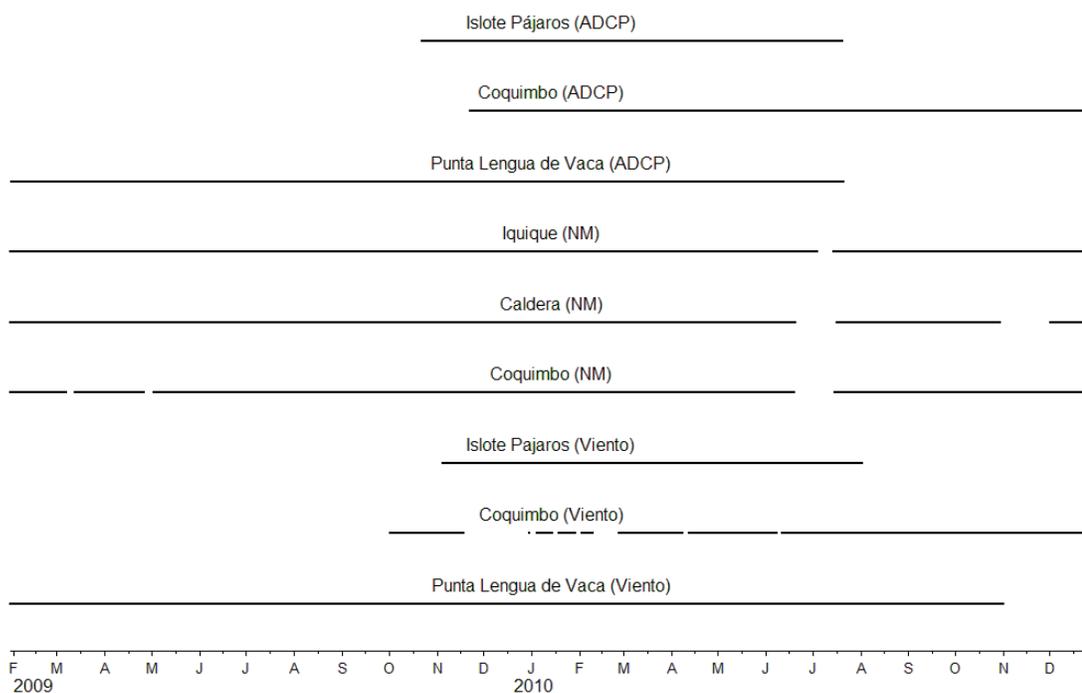


Figura 2. Periodos de disponibilidad de la información utilizada, correspondiente a los anclajes de Isote Pájaros, Coquimbo y Punta Lengua de Vaca, estaciones de nivel del mar (Iquique, Caldera y Coquimbo) y la estación meteorológica de Punta Lengua de Vaca (Viento PLV). El intervalo de tiempo considerado comienza el 29/01/2009 y finaliza el 30/12/2010.

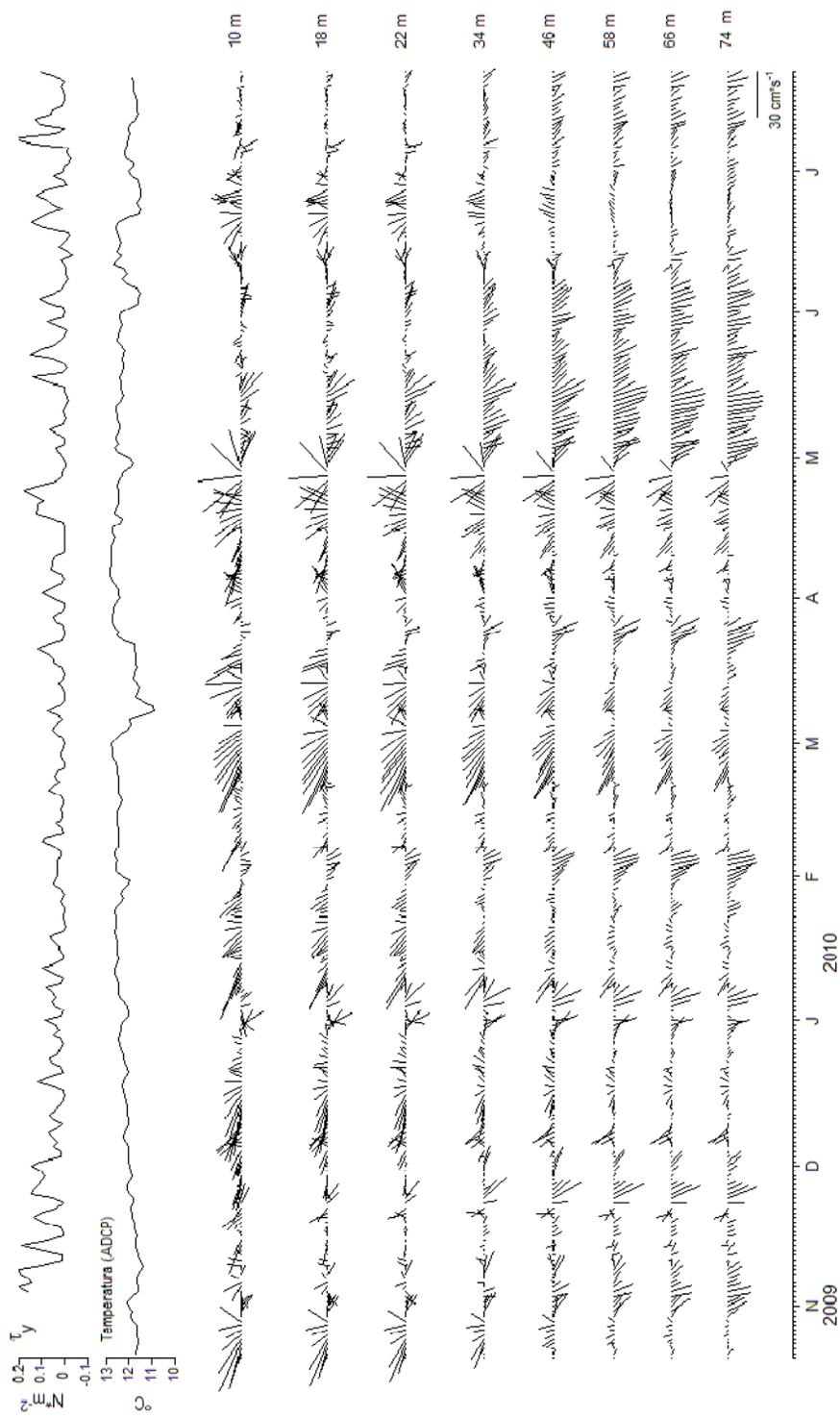


Figura 3. Promedios diarios de las series estrés del viento (componente norte-sur), temperatura y corrientes (algunas profundidades), para la localidad de Islote Pájaros.

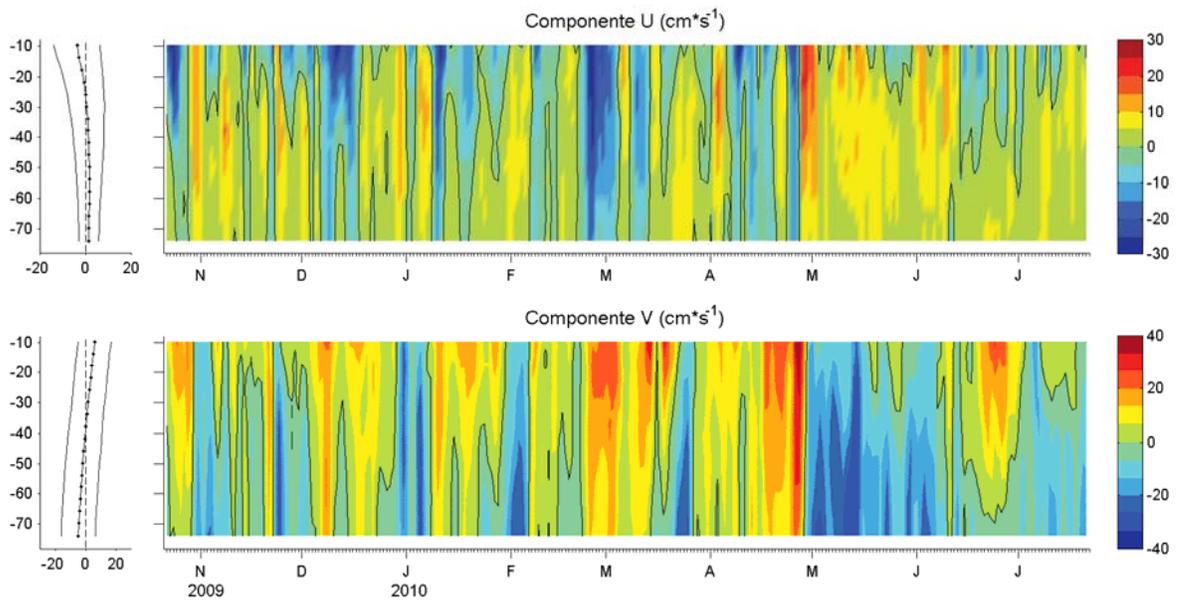


Figura 4. Secciones de las corrientes en Islote Pájaros por componente: este-oeste (panel superior) y norte-sur (panel inferior). Las líneas de contorno corresponden a $0 \text{ cm}\cdot\text{s}^{-1}$. Se ilustran además los promedios temporales para cada componente (paneles izquierdos), siendo las líneas laterales \pm una desviación estándar. La línea segmentada indica el cero.

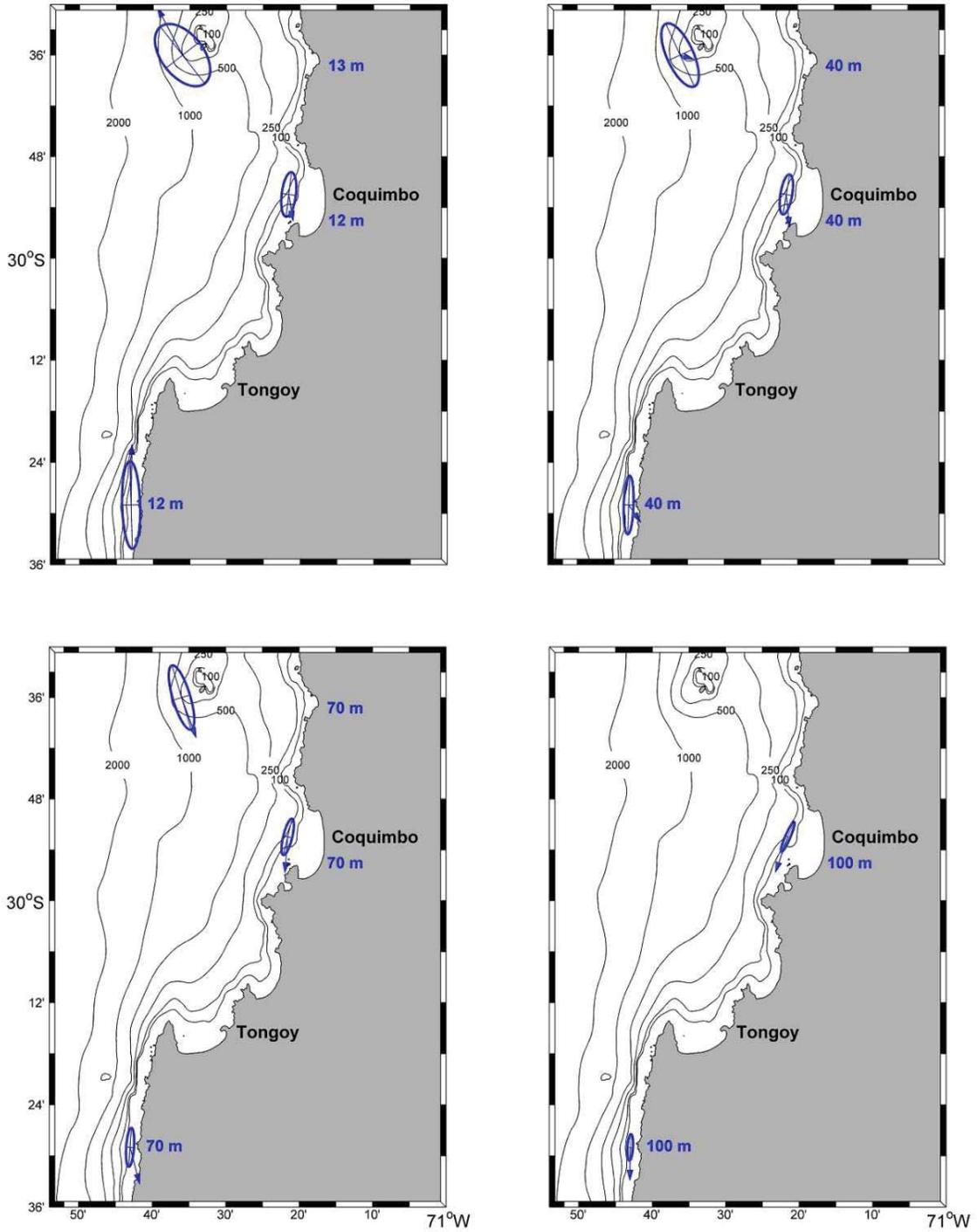


Figura 5. Elipses de varianza y el vector de velocidad promedio de las corrientes a distintas profundidades para cada uno de los sitios de medición. Se denotan los veriles de 50 (no etiquetado), 100, 250, 500, 1000 y 2000 m de profundidad.

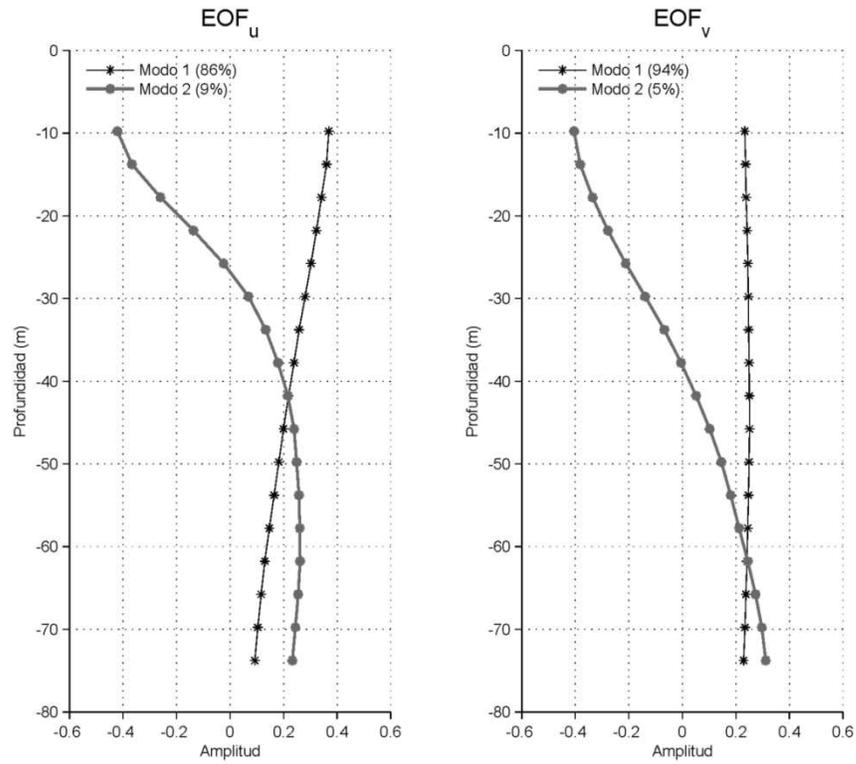


Figura 6. Estructura vertical de los primeros dos modos EOF, para las componentes perpendicular (panel izquierdo) y a lo largo de la costa (panel derecho) de las corrientes de Islote Pájaros. En paréntesis se explicita el porcentaje de variabilidad representada por cada modo.

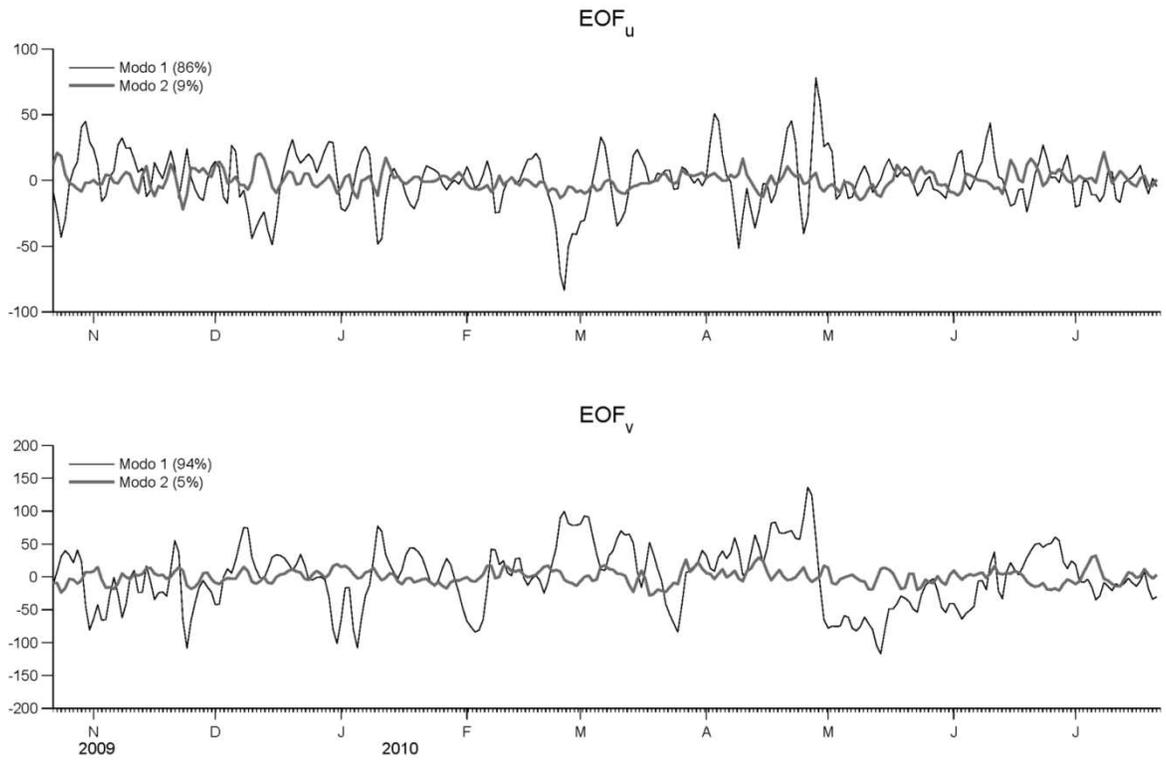


Figura 7. Estructura temporal de los primeros dos modos EOF, para las componentes perpendicular (panel superior) y a lo largo de la costa (panel inferior) de las corrientes de Islote Pájaros. En paréntesis se explicita el porcentaje de variabilidad representada por cada modo.

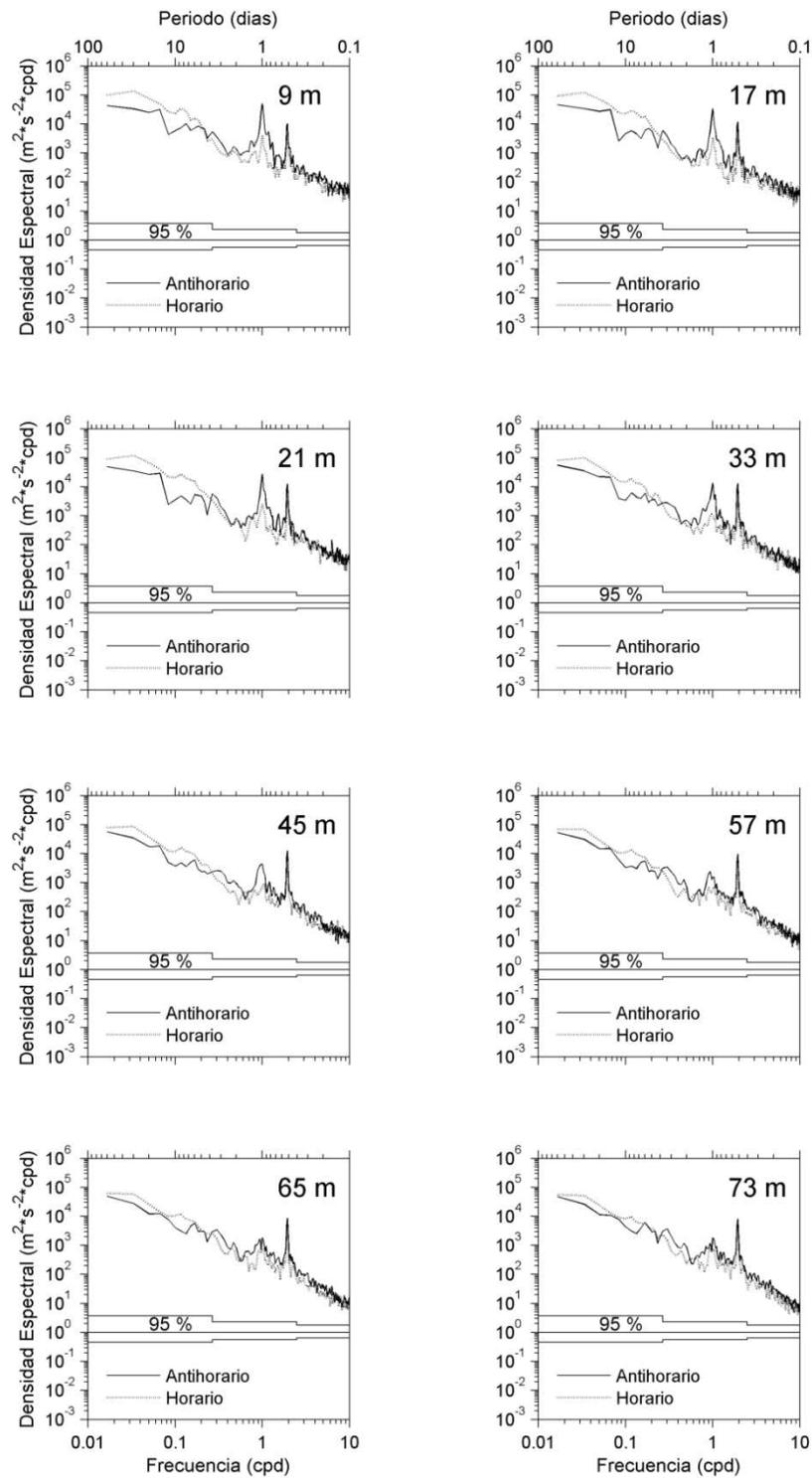


Figura 8. Autoespectros rotatorios de las componentes de las corrientes de Islote Pájaros (en algunas profundidades).

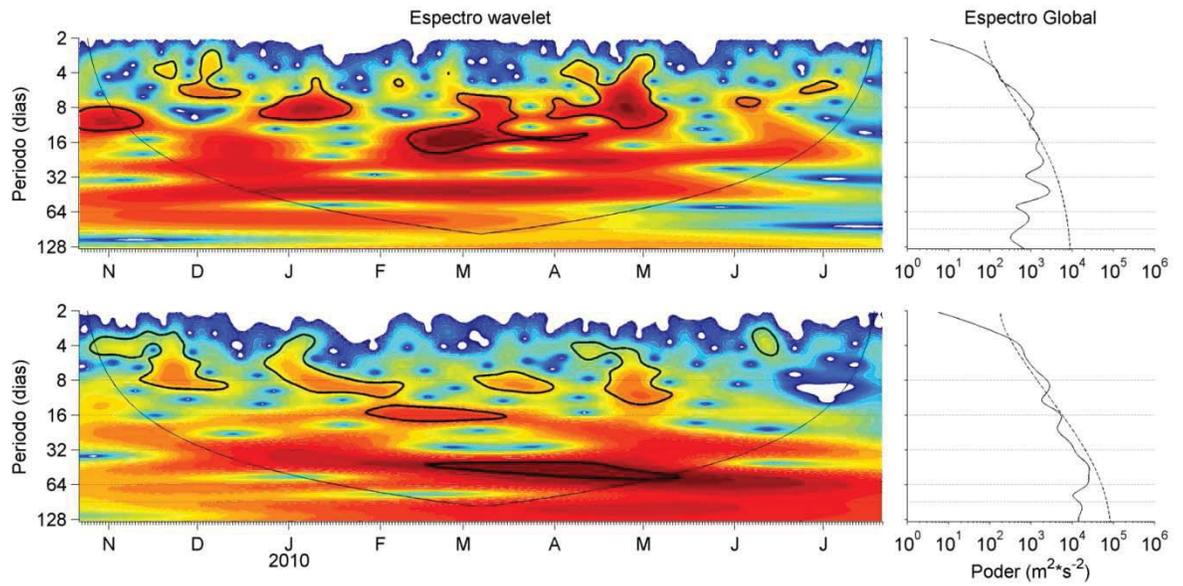


Figura 9. Autoespectros de wavelet (paneles izquierdos) de los primeros modos EOF de las componentes perpendicular (paneles superiores) y a lo largo (paneles inferiores) de la costa para las corrientes en Islote Pájaros. Se incluye los autoespectros globales (paneles derechos). Los contornos ennegrecidos gruesos corresponden al nivel 95% de confianza en el espectro de wavelet y las curvas laterales (línea delgada), al cono de influencia. En el espectro global, la línea segmentada corresponde a un espectro teórico, representando el 95% de confianza. Los colores representan unidades relativas de la varianza, siendo el rojo el valor mayor y el azul el menor.

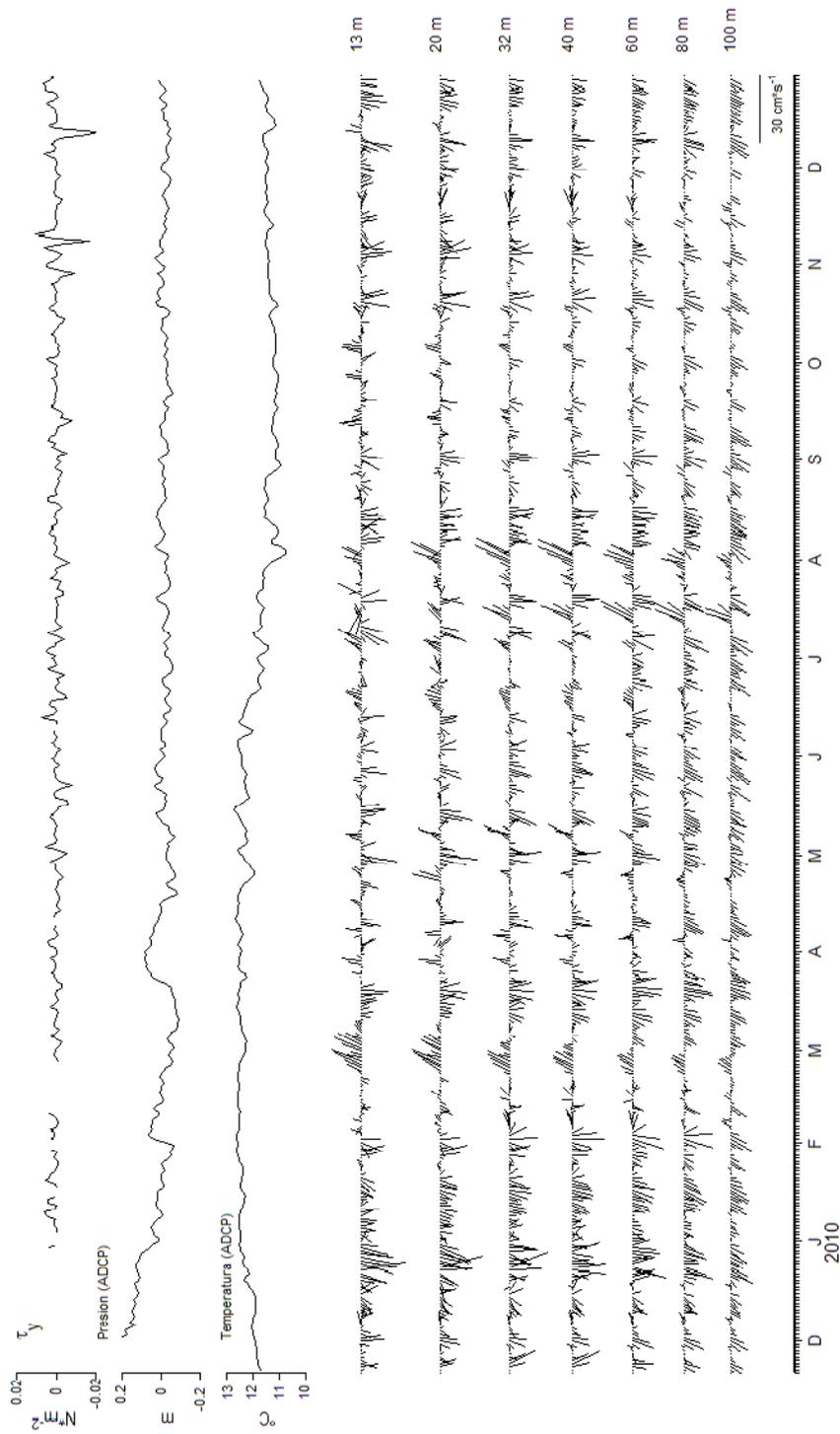


Figura 10. Promedios diarios de las series de estrés del viento a lo largo de la costa, presión (anomalía), temperatura y corrientes (algunas profundidades), para el anclaje de Coquimbo.

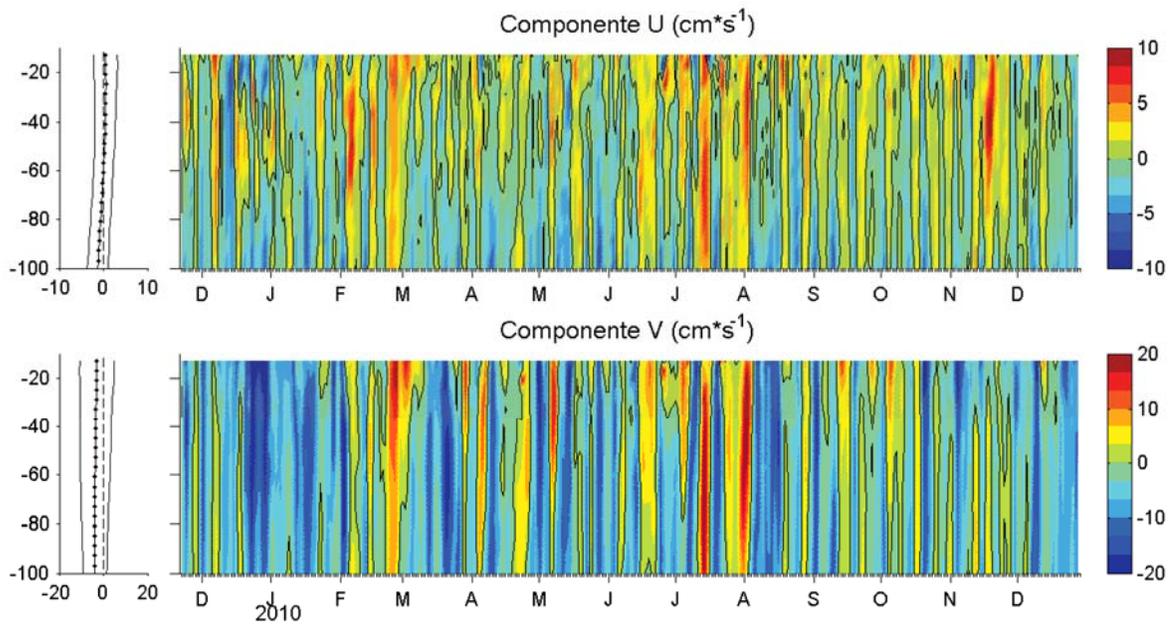


Figura 11. Secciones de las corrientes en Coquimbo por componentes: este-oeste (panel superior) y norte-sur (panel inferior). Las líneas de contorno corresponden a $0 \text{ cm}\cdot\text{s}^{-1}$. Se ilustran además los promedios temporales para cada componente (paneles izquierdos), siendo las líneas laterales \pm una desviación estándar. La línea segmentada indica el cero.

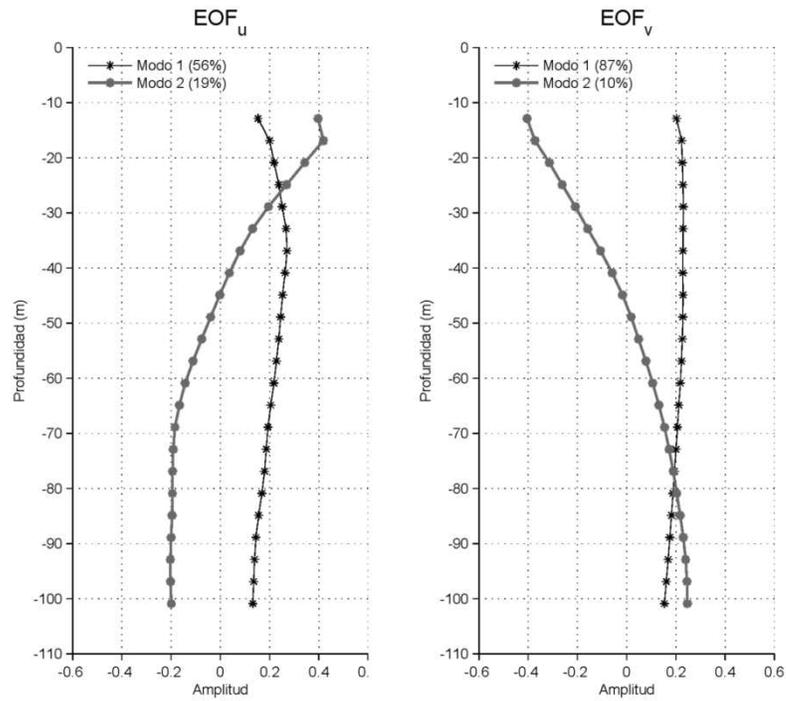


Figura 12. Estructura vertical de los primeros dos modos EOF, para las componentes perpendicular (panel izquierdo) y a lo largo de la costa (panel derecho) de las corrientes en Coquimbo. En paréntesis se explicita el porcentaje de variabilidad representada por cada modo.

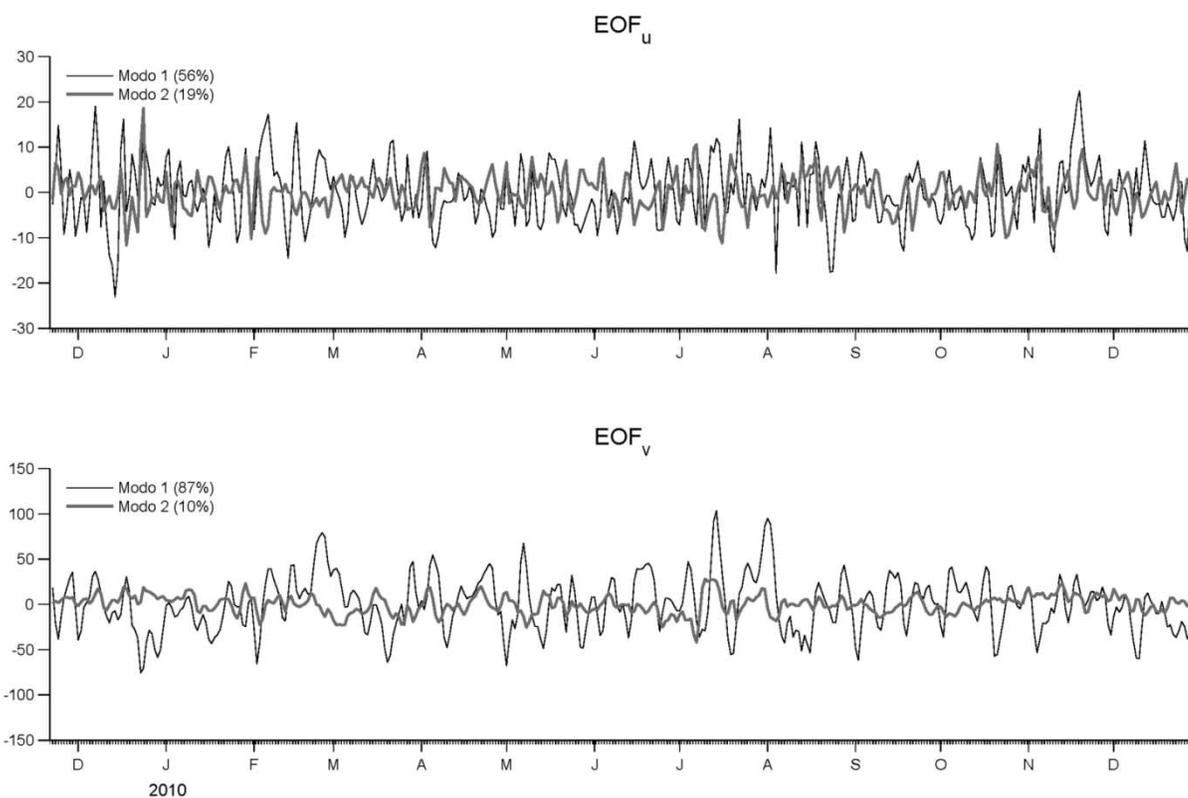


Figura 13. Estructura temporal de los primeros dos modos EOF, para las componentes perpendicular (panel superior) y a lo largo de la costa (panel inferior) de las corrientes en Coquimbo. En paréntesis se explicita el porcentaje de variabilidad comprimida en cada modo.

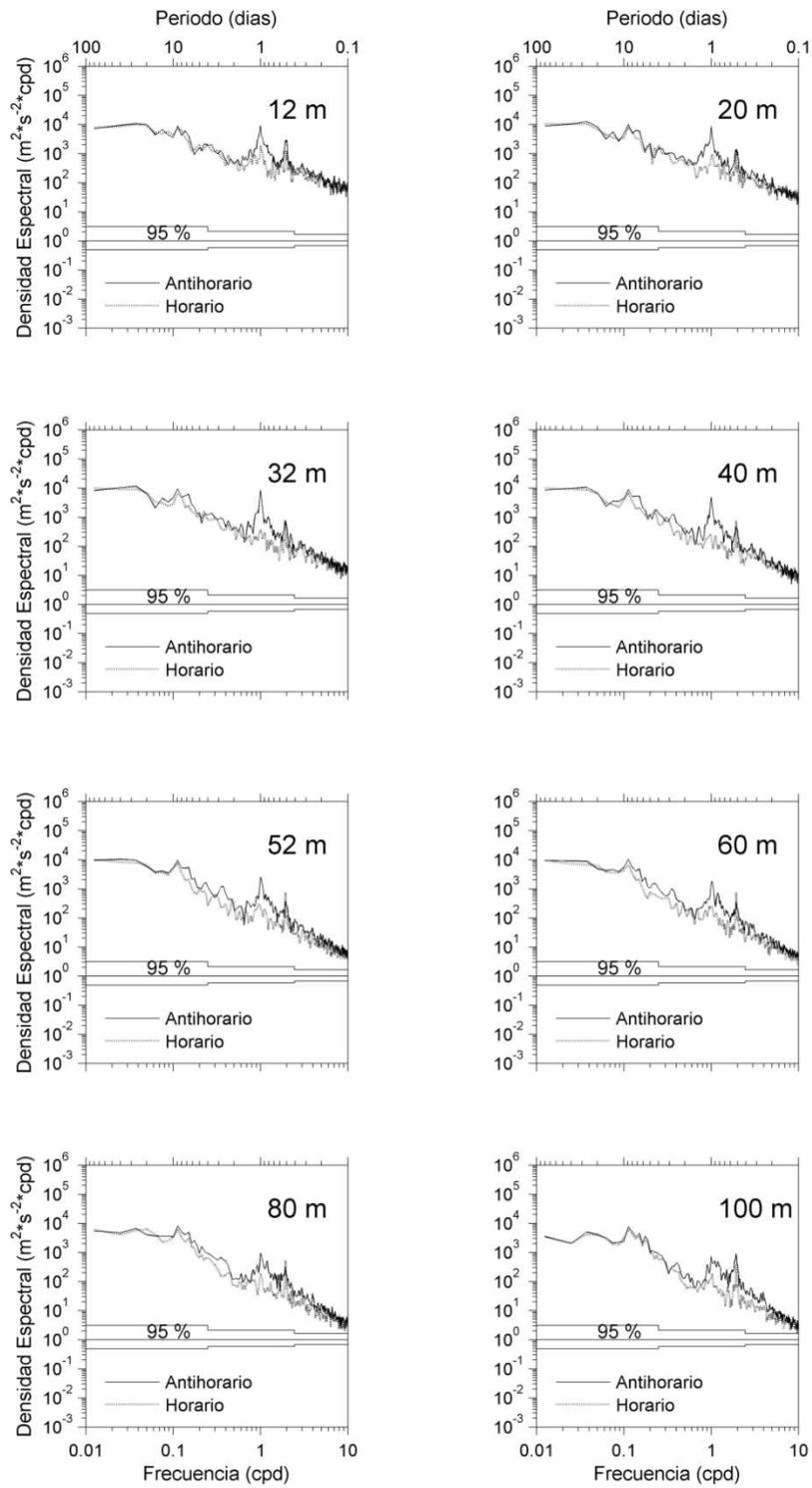


Figura 14. Autoespectros rotatorios de las componentes de las corrientes de Coquimbo (en algunas profundidades).

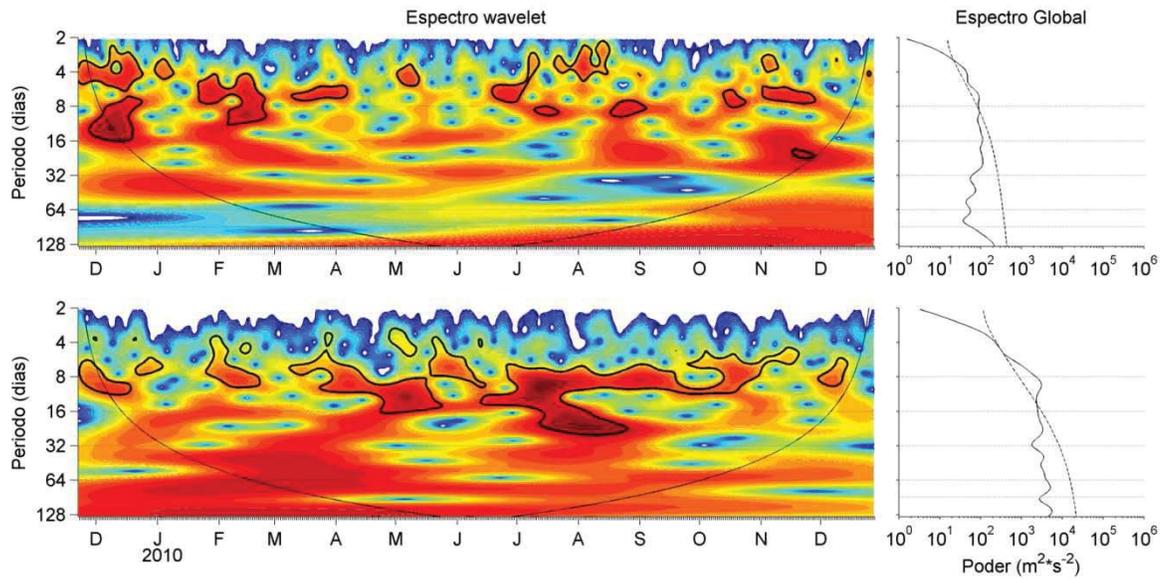


Figura 15. Autoespectros de wavelet (paneles izquierdos) de los primeros modos EOF de las componentes perpendicular (paneles superiores) y a lo largo (paneles inferiores) de la costa para las corrientes en Coquimbo. Se incluye los autoespectros globales (paneles derechos). Los contornos ennegrecidos gruesos corresponden al nivel 95% de confianza en el espectro de wavelet y las curvas laterales (línea delgada) al cono de influencia. En el espectro global, la línea segmentada corresponde a un espectro teórico, representando el 95% de confianza. Los colores representan unidades relativas de la varianza, siendo el rojo el valor mayor y el azul el menor.

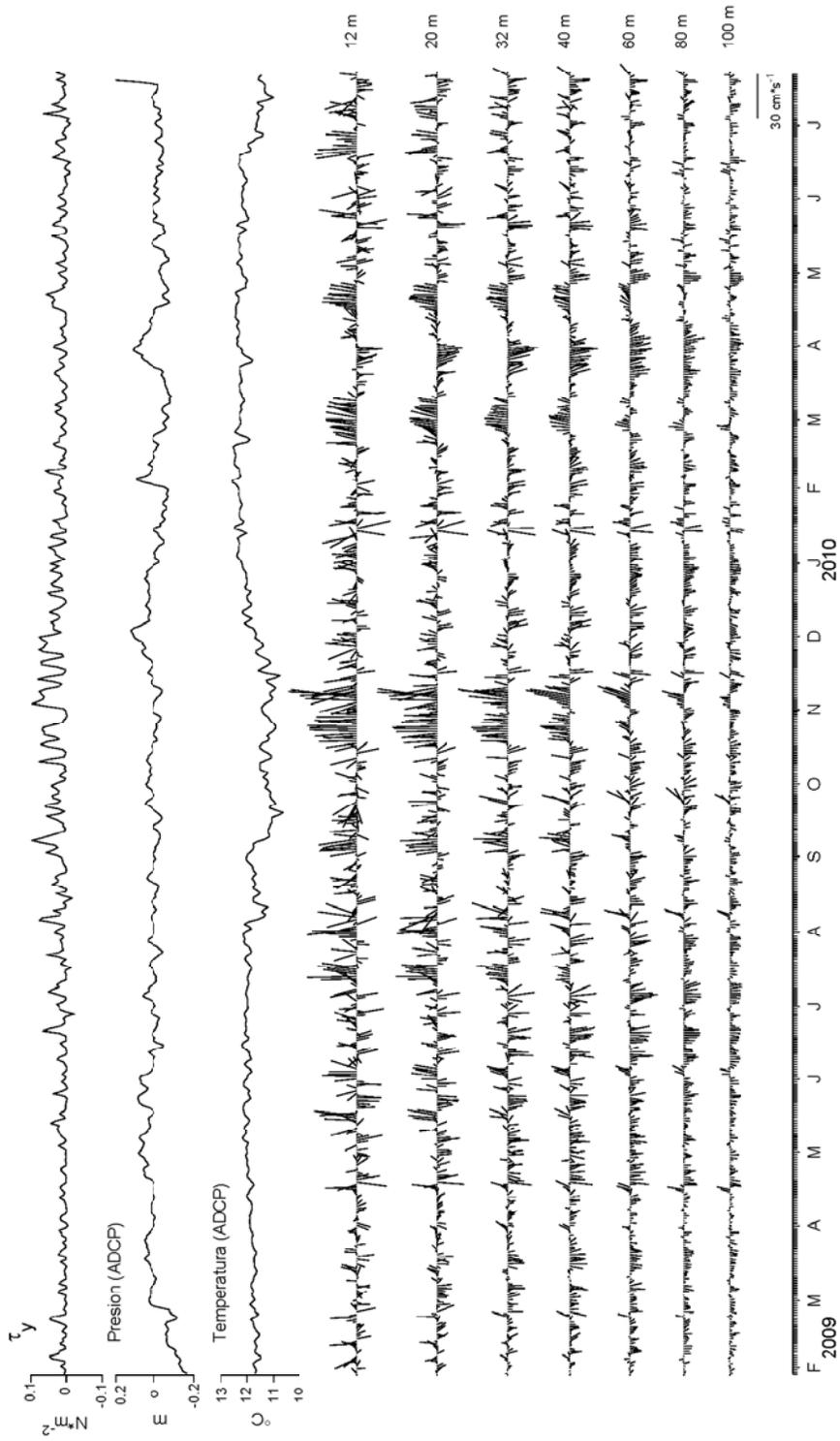


Figura 16. Promedios diarios de las series de estrés de viento a lo largo de la costa, presión (anomalía), temperatura y corrientes (algunas profundidades), para el anclaje de Punta Lengua de Vaca.

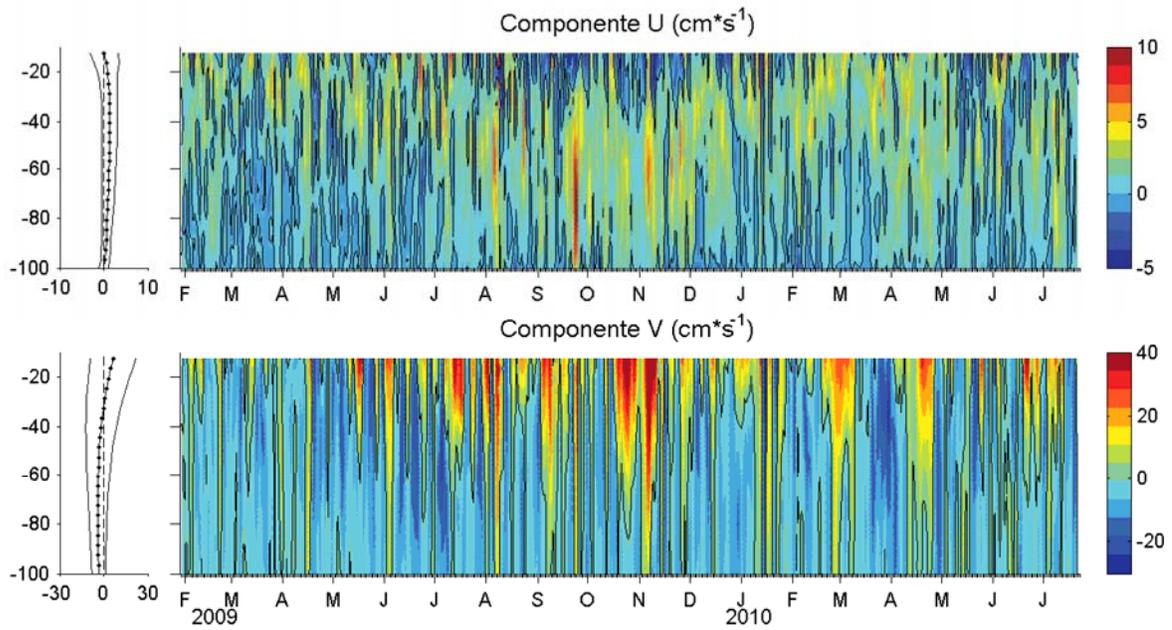


Figura 17. Secciones de corrientes en Punta Lengua de Vaca por componentes: este-oeste (panel superior) y norte-sur (panel inferior). Las líneas de contorno corresponden a $0 \text{ cm} \cdot \text{s}^{-1}$. Se ilustran además los promedios temporales para cada componente (paneles izquierdos), siendo las líneas laterales \pm una desviación estándar. La línea segmentada indica el cero.

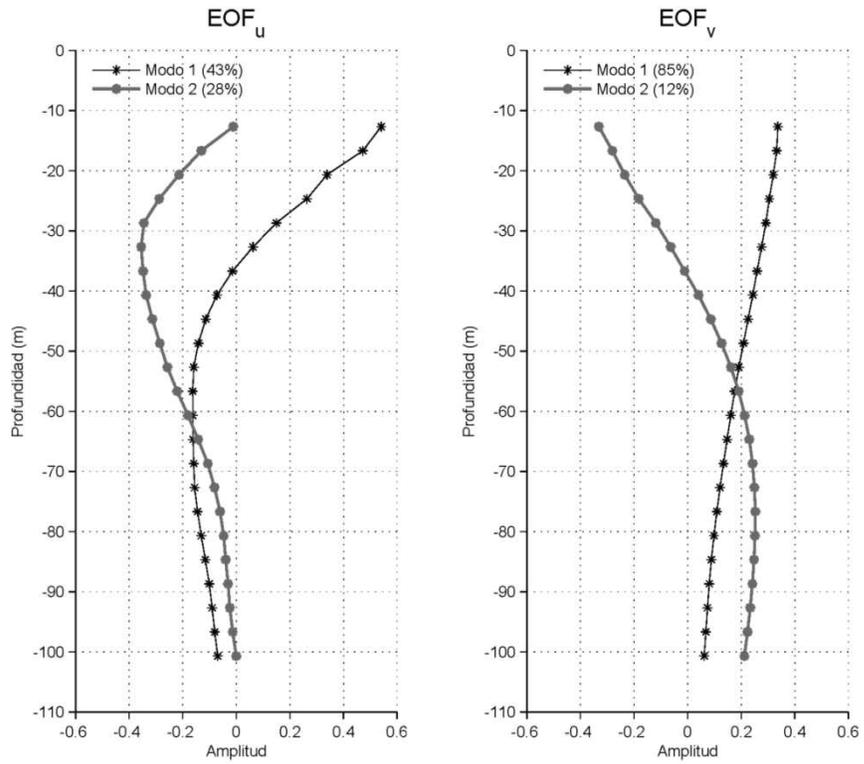


Figura 18. Estructura vertical de los primeros dos modos EOF, para las componentes perpendicular (panel izquierdo) y a lo largo de la costa (panel derecho) de las corrientes en PLV. En paréntesis se explicita el porcentaje de variabilidad representada por cada modo.

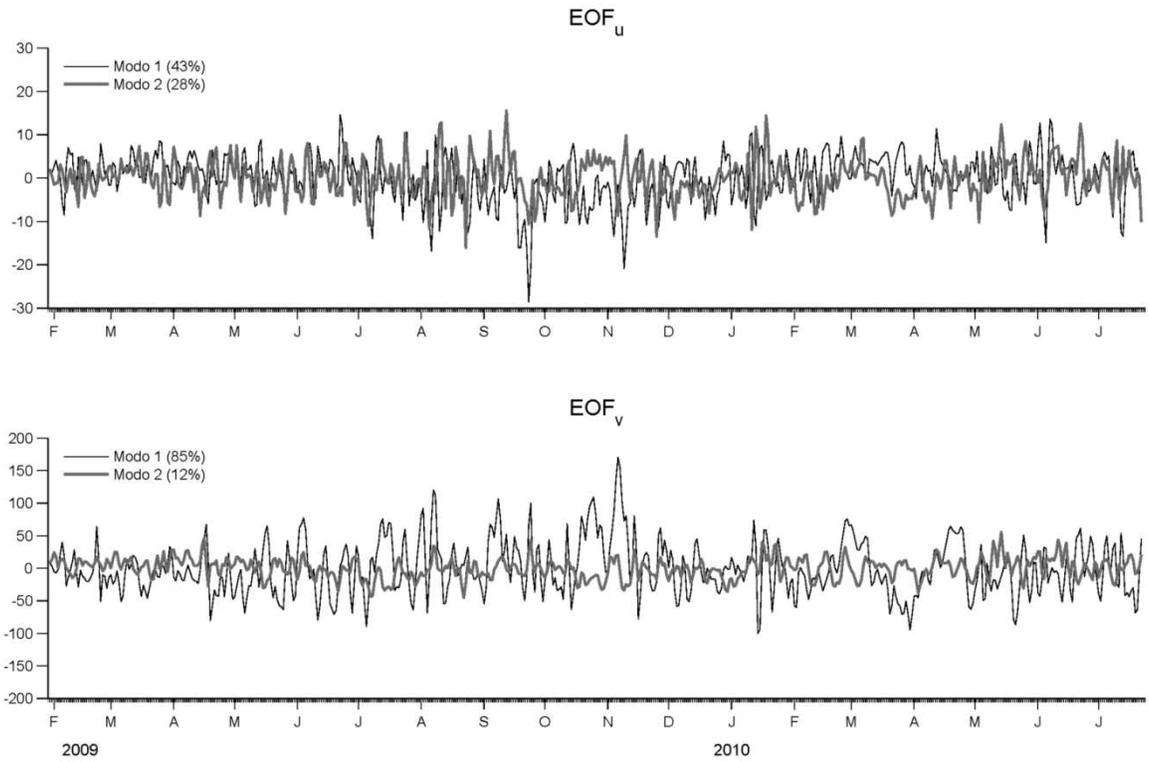


Figura 19. Estructura temporal de los primeros dos modos EOF, para las componentes perpendicular (panel superior) y a lo largo de la costa (panel inferior) de las corrientes en PLV. En paréntesis se explicita el porcentaje de variabilidad comprimida en cada modo.

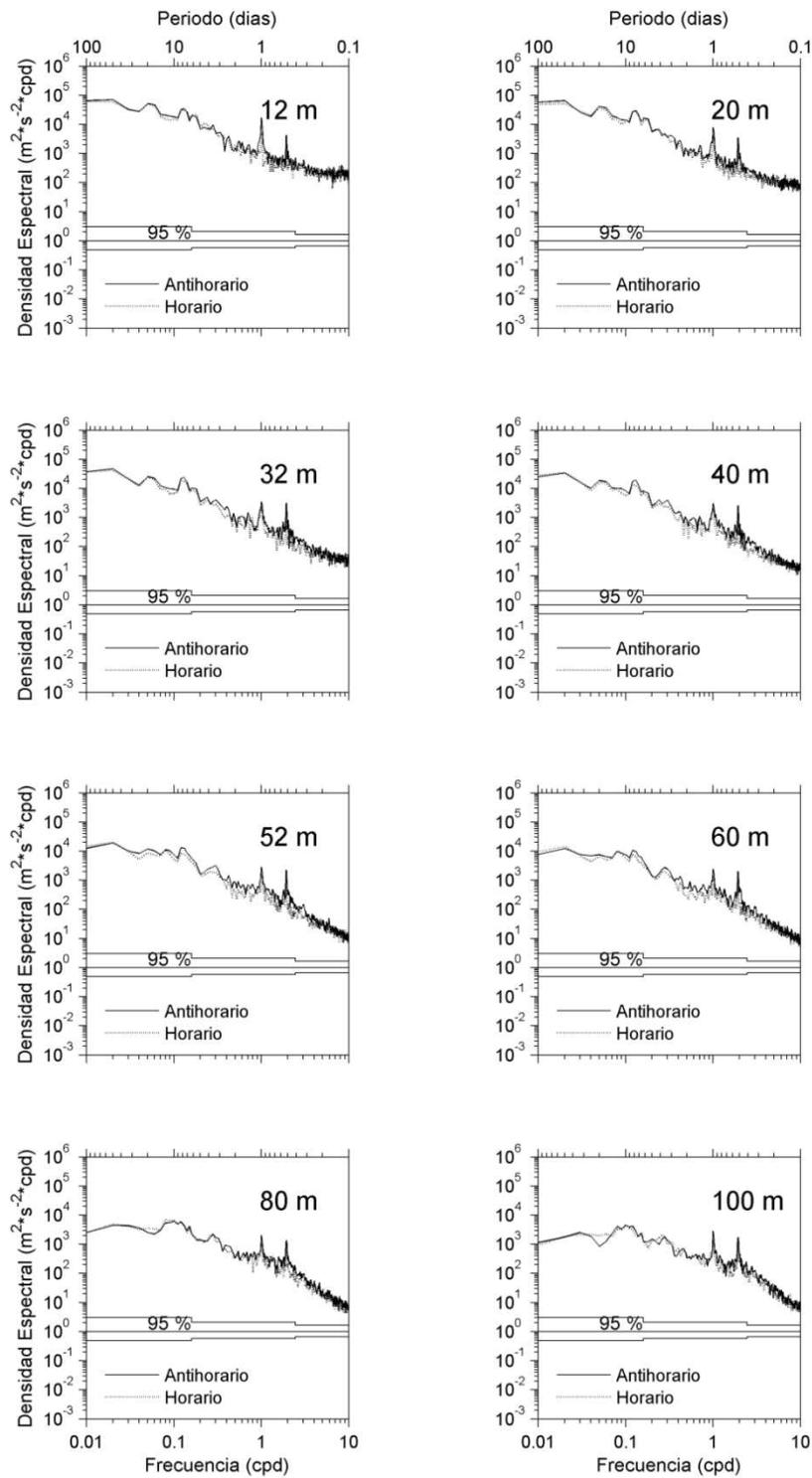


Figura 20. Autoespectros rotatorios de las componentes de las corrientes de Punta Lengua de Vaca (en algunas profundidades).

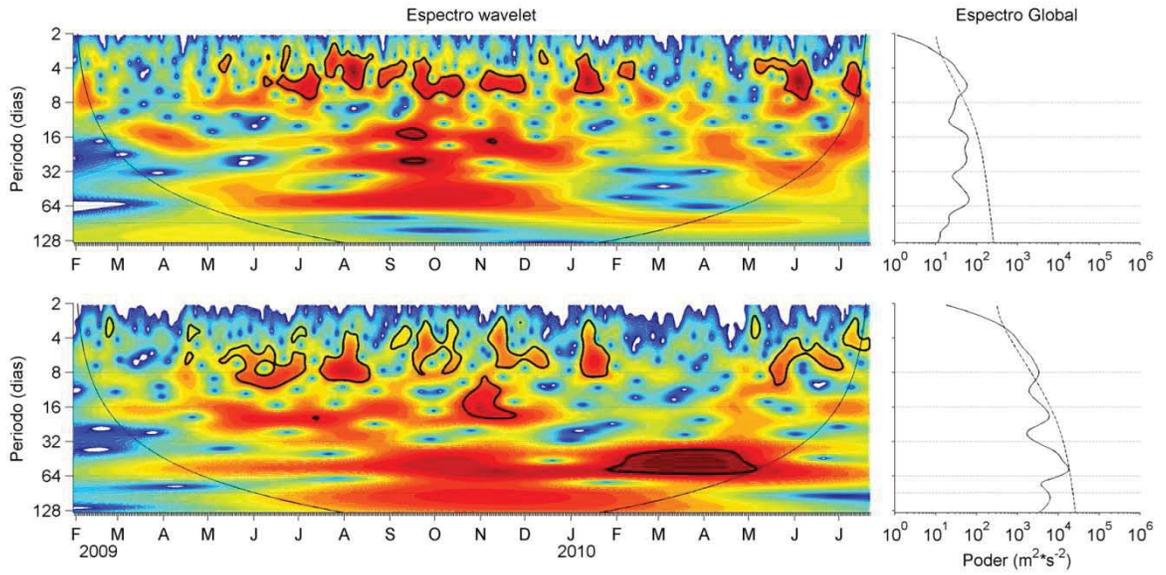


Figura 21. Autoespectros de wavelet (paneles izquierdos) de los primeros modos EOF de las componentes perpendicular (paneles superiores) y a lo largo (paneles inferiores) de la costa para las corrientes en PLV. Se incluye los autoespectros globales (paneles derechos). Los contornos ennegrecidos gruesos corresponden al nivel 95% de confianza en el espectro de wavelet y las curvas laterales (línea delgada), al cono de influencia. En el espectro global, la línea segmentada corresponde a un espectro teórico, representando el 95% de confianza. Los colores representan unidades relativas de la varianza, siendo el rojo el valor mayor y el azul el menor.

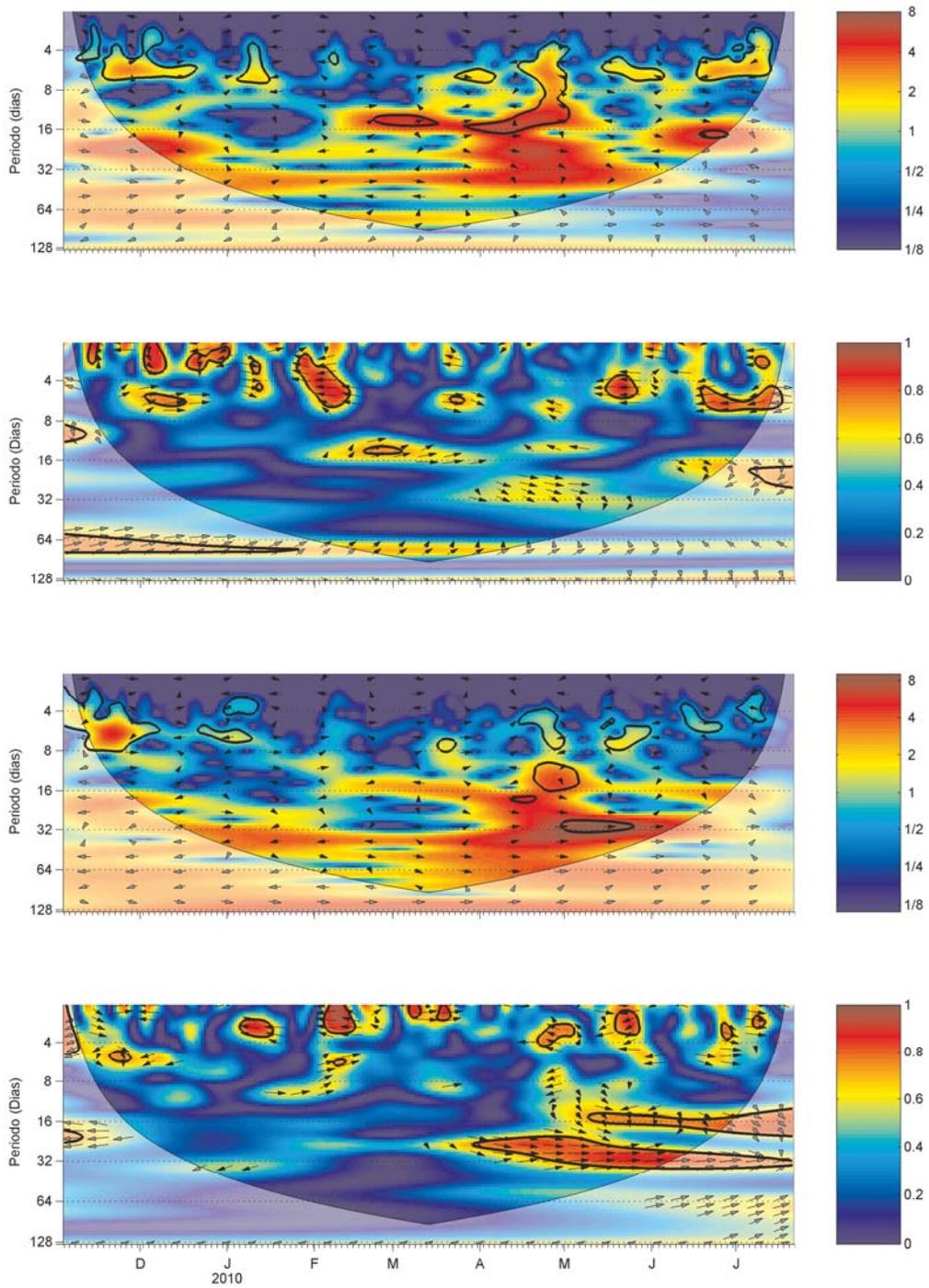


Figura 22. Espectros de wavelet cruzado y coherencia de wavelet entre el modo 1 EOF de las componentes transversal (paneles 1 y 2) y a lo largo de la costa (paneles 3 y 4) de las corrientes en IP, y la componente norte-sur del viento en IP.

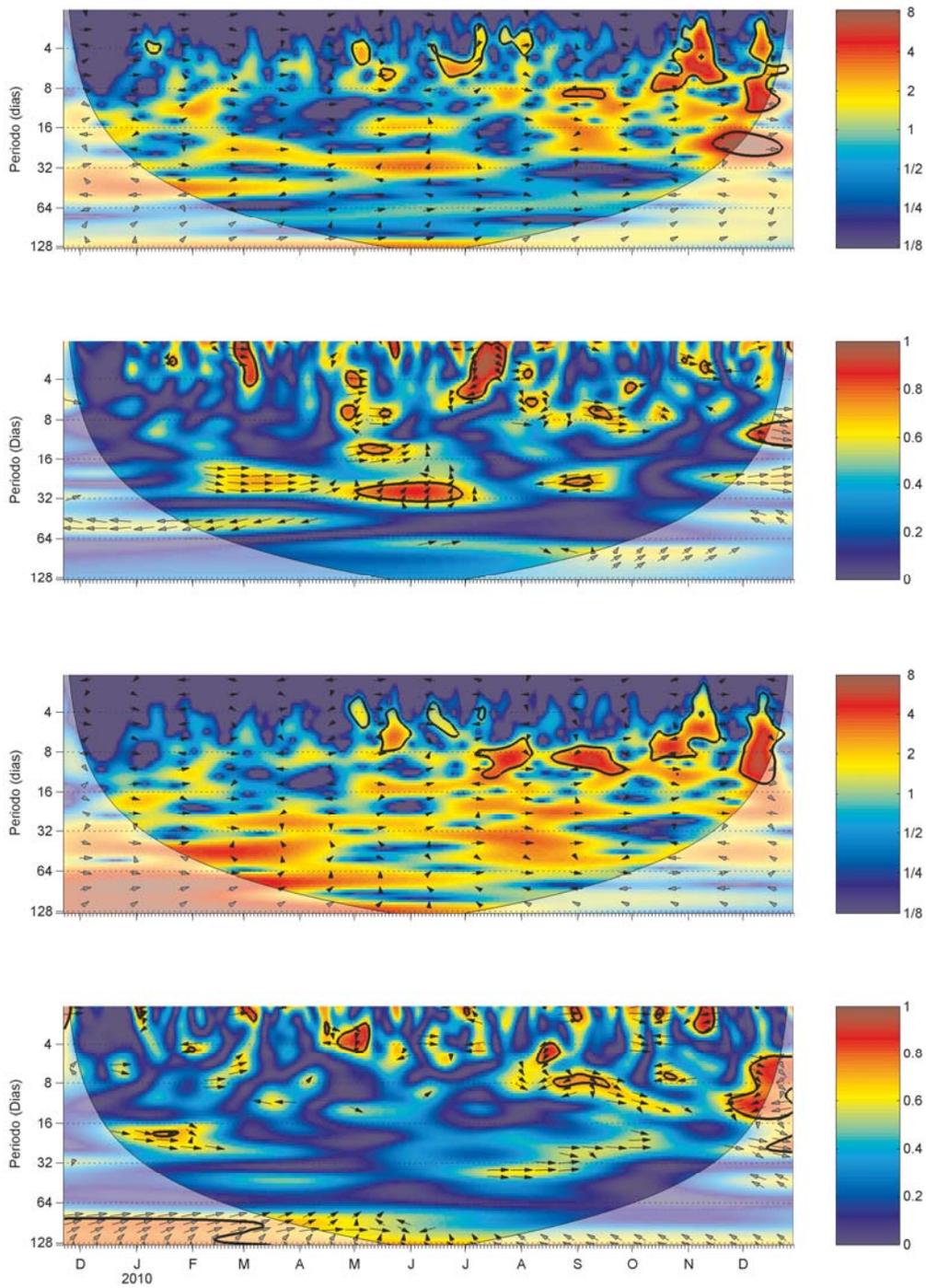


Figura 23. Espectros de wavelet cruzado y coherencia de wavelet entre el modo 1 EOF de las componentes transversal (paneles 1 y 2) y a lo largo de la costa (paneles 3 y 4) de las corrientes en COQ, y la componente norte-sur del viento en COQ.

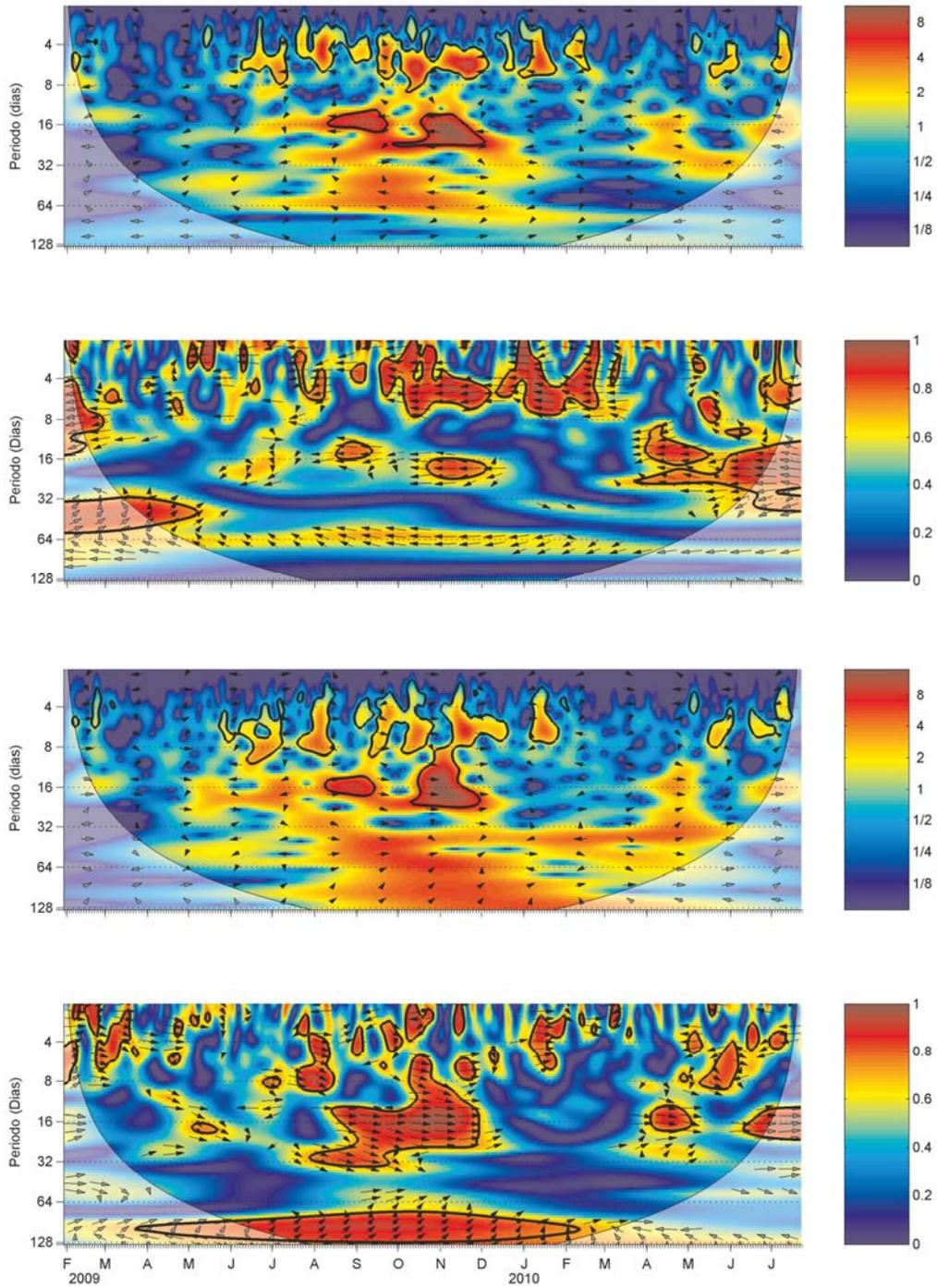


Figura 24. Espectros de wavelet cruzado y coherencia de wavelet entre el modo 1 EOF de las componentes transversal (paneles 1 y 2) y a lo largo de la costa (paneles 3 y 4) de las corrientes de PLV, y la componente norte-sur del viento en PLV.

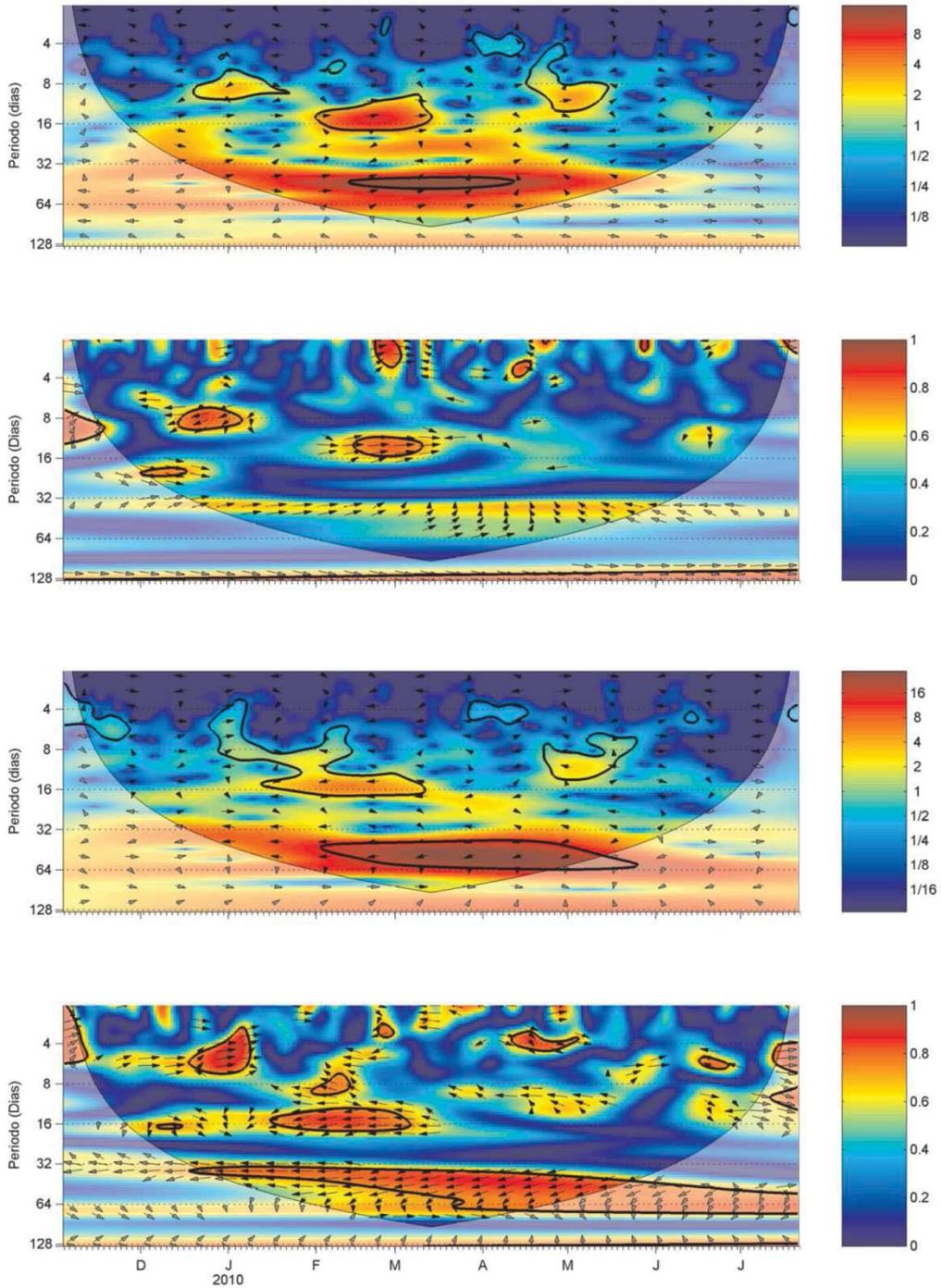


Figura 25. Espectros de wavelet cruzado y coherencia de wavelet entre el modo 1 EOF de las componentes transversal (paneles 1 y 2) y a lo largo de la costa (paneles 3 y 4) de las corrientes en IP, y nivel del mar de Caldera.

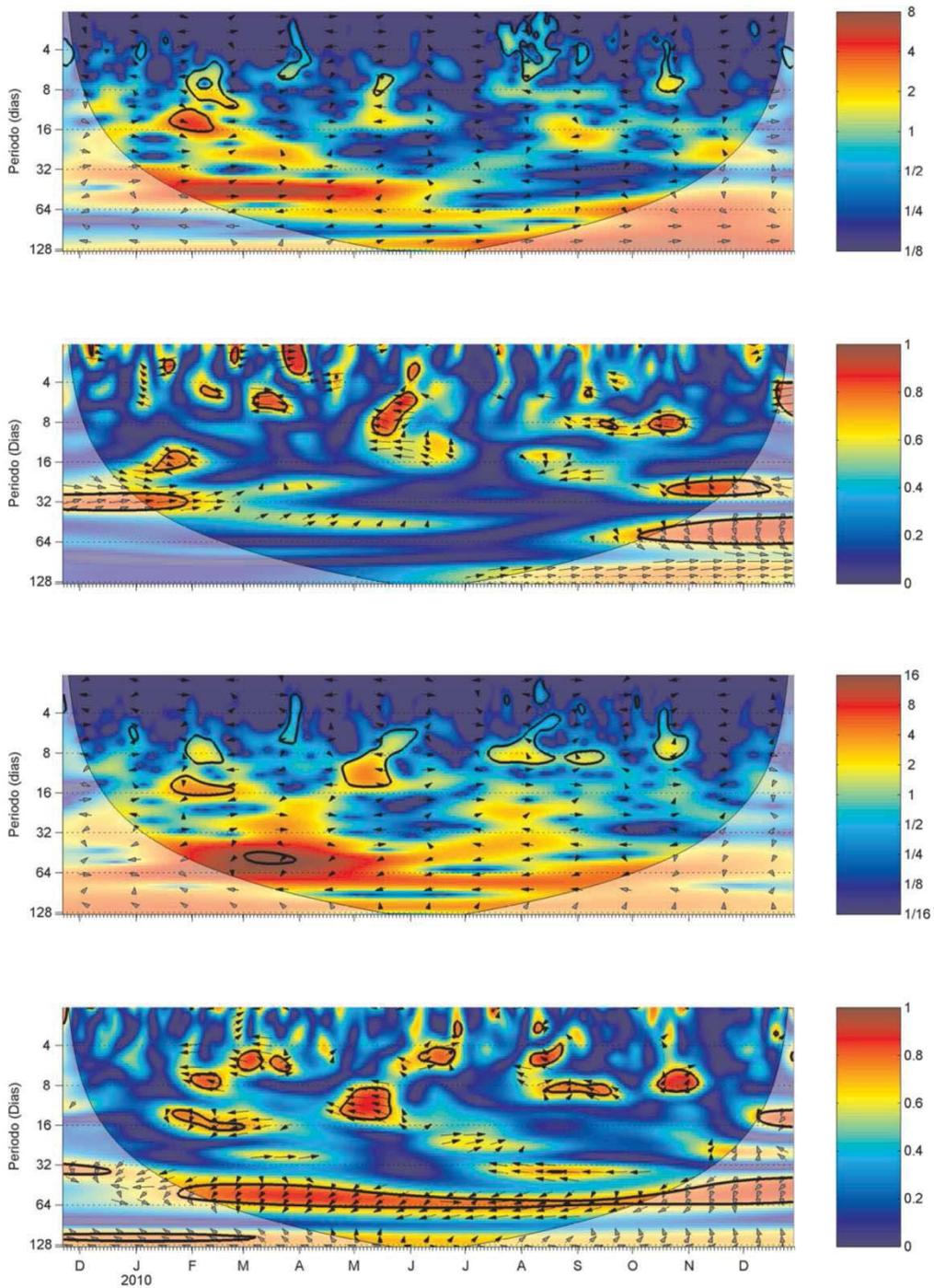


Figura 26. Espectros de wavelet cruzado y coherencia de wavelet entre el modo 1 EOF de las componentes, transversal (paneles 1 y 2) y a lo largo de la costa (paneles 3 y 4) de las corrientes en COQ y nivel del mar de Caldera.

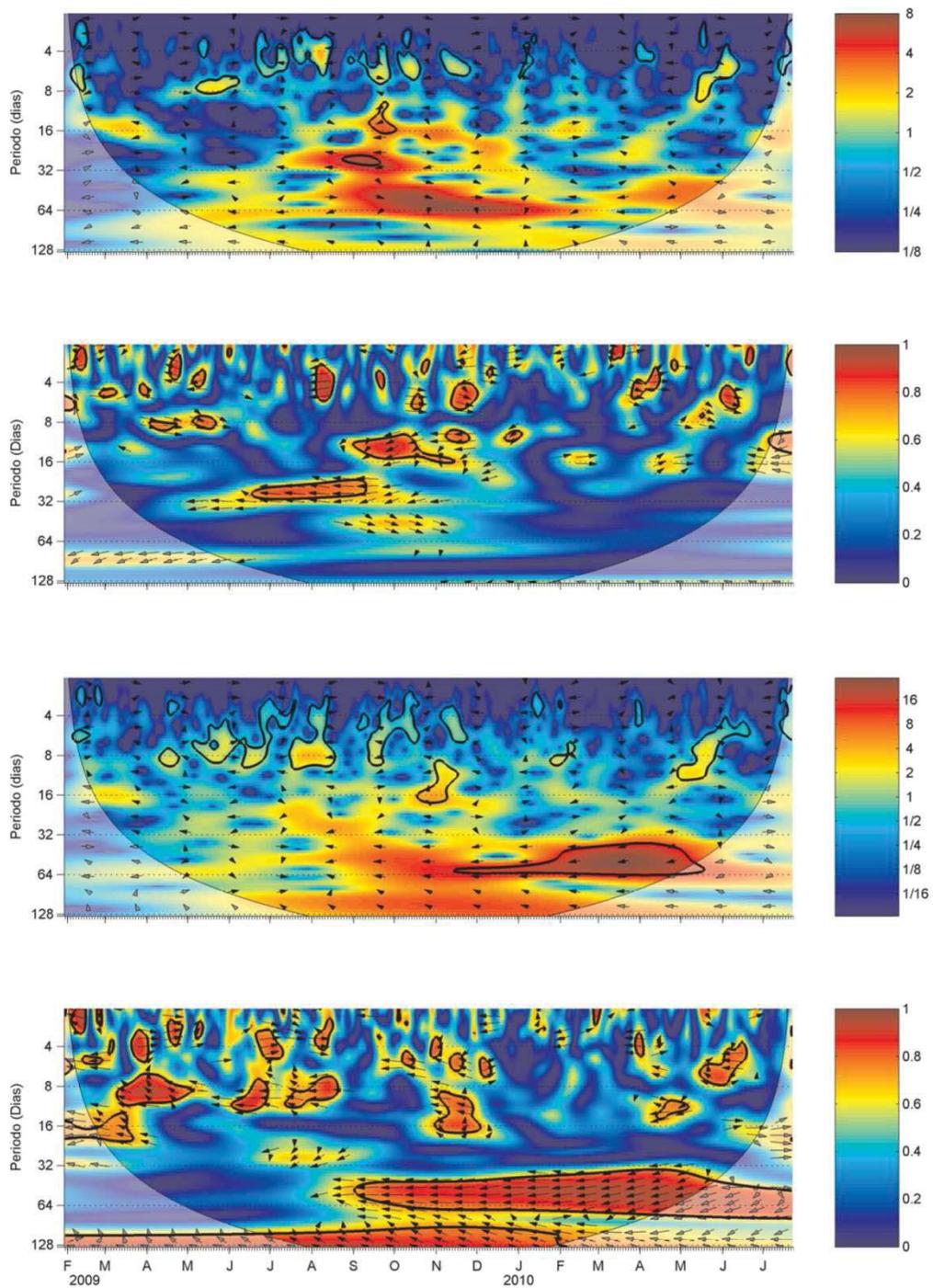


Figura 27. Espectros de wavelet cruzado y coherencia de wavelet entre el modo 1 EOF de las componentes, transversal (paneles 1 y 2) y a lo largo de la costa (paneles 3 y 4) de las corrientes en PLV y nivel del mar de Caldera.

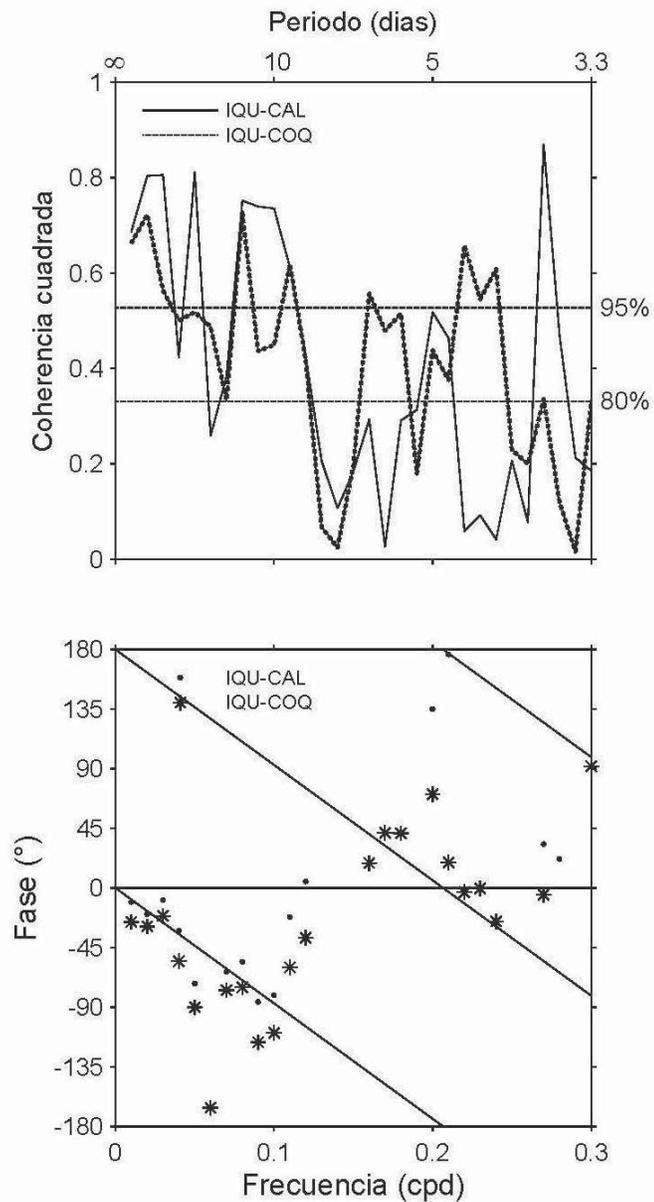


Figura 28. Espectros de coherencia y fase entre el nivel del mar de Iquique y Caldera, y entre el nivel del mar de Iquique y Coquimbo para el período comprendido entre el 29 de enero de 2009 y el 22 de julio de 2010. En el diagrama de fase-frecuencia se muestran sólo aquellos puntos cuya coherencia cuadrada fue estimada con al menos un 80% de confianza. La pendiente de las rectas, ajustadas por el método de mínimos cuadrados, corresponde a una velocidad de propagación de $330 \text{ km} \times \text{día}^{-1}$.

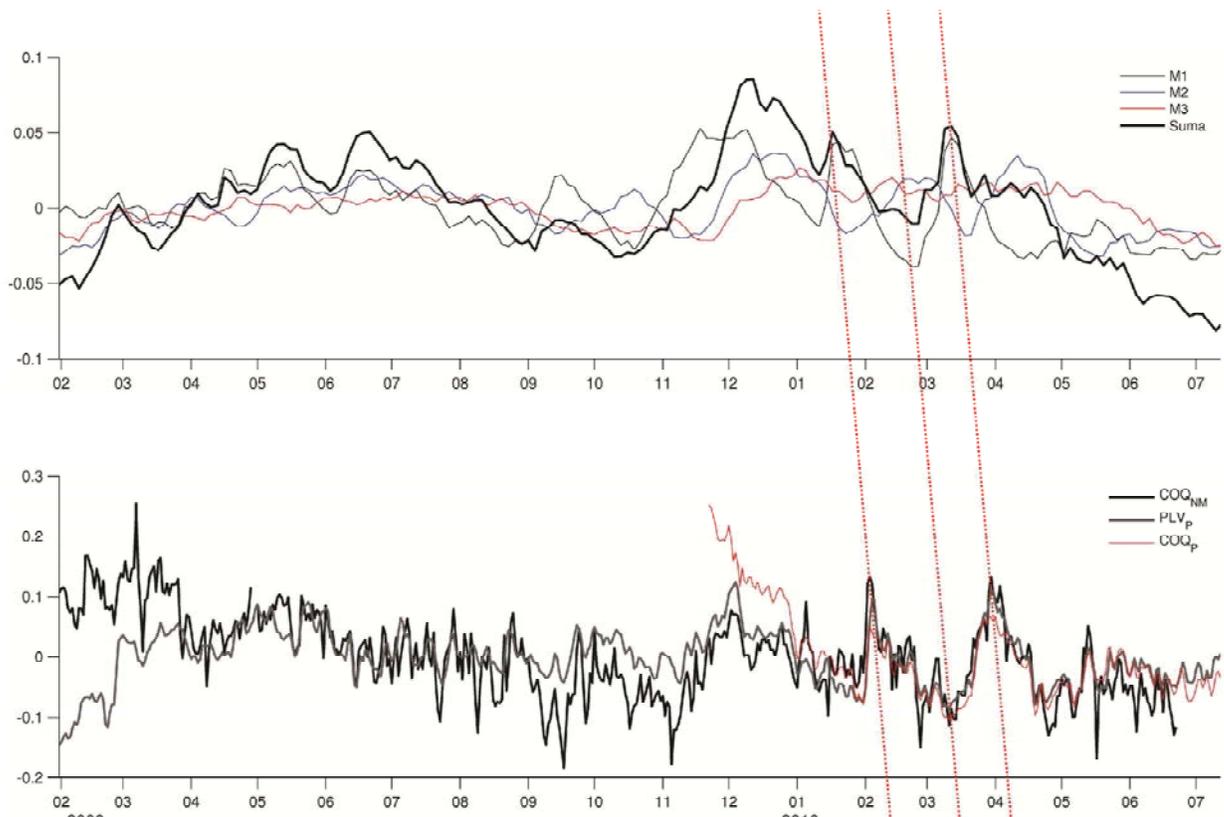


Figura 29. Panel superior: amplitud de la anomalía del nivel del mar proyectada por los primeros tres modos (y su sumatoria) de ondas de Kelvin ecuatoriales. Panel inferior: anomalía del nivel del mar (NM) y presión (P) en Coquimbo (COQ), y presión (P) en Punta Lengua de Vaca (PLV). Las líneas rojas segmentadas señalan los picos y valles de una aparente perturbación de escala intraestacional (~50 días).

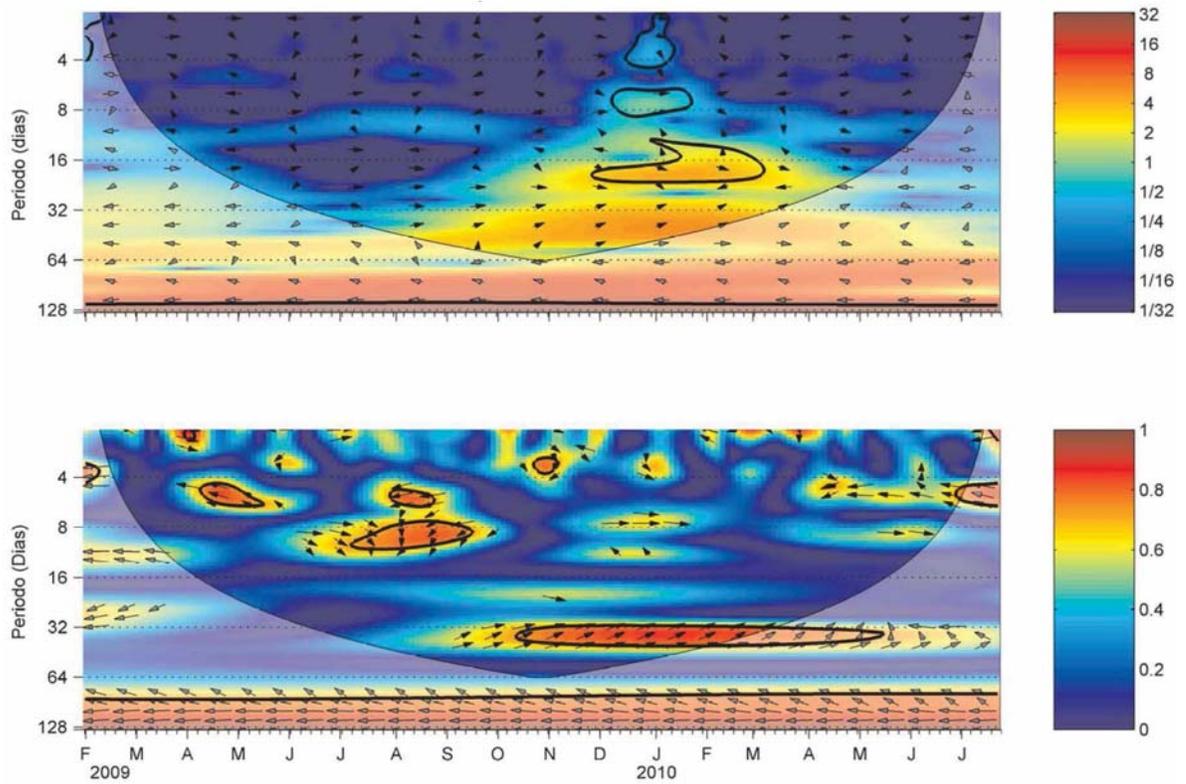


Figura 30. Espectros de wavelet cruzado (panel superior), y de coherencia (panel inferior), entre el nivel del mar de Coquimbo y la sumatoria de los primeros tres modos de ondas de Kelvin ecuatoriales.

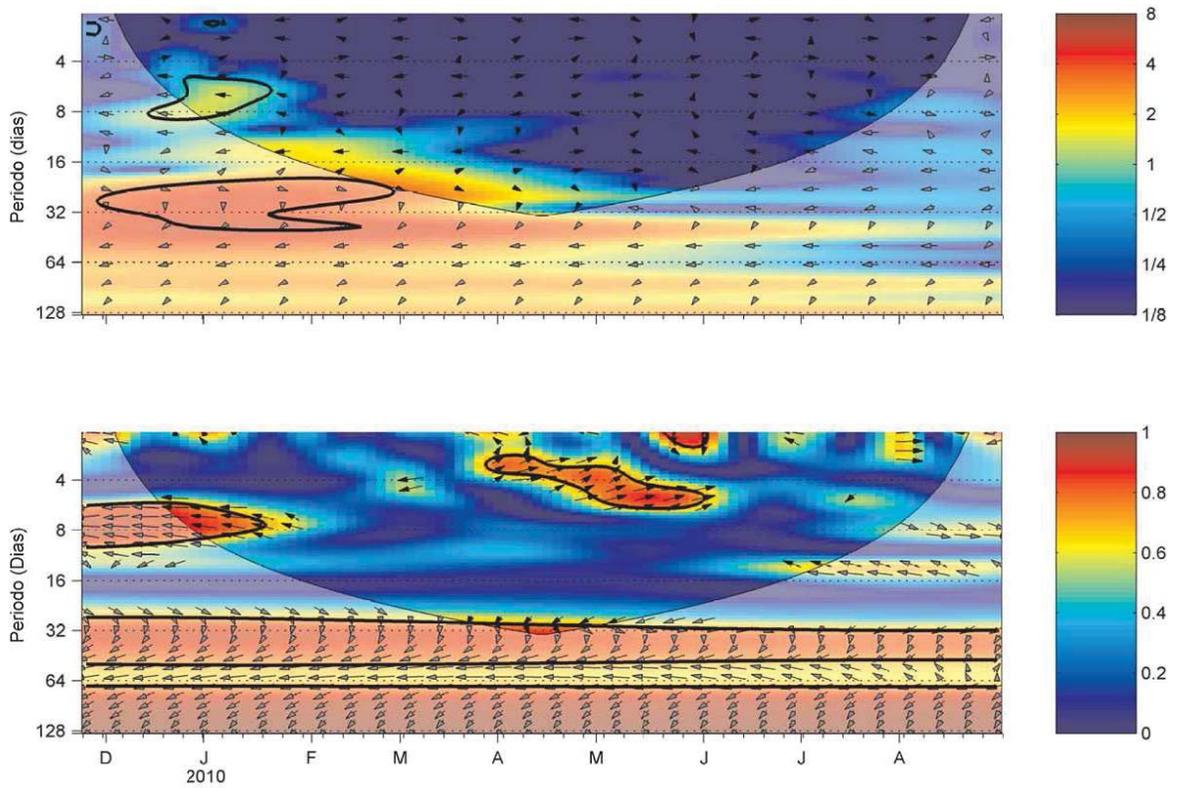


Figura 31. Espectros de wavelet cruzado (panel superior), y de coherencia (panel inferior), entre el modo 1 EOF de la componente a lo largo de las corrientes en Coquimbo y la sumatoria de los primeros tres modos de ondas de Kelvin ecuatoriales.

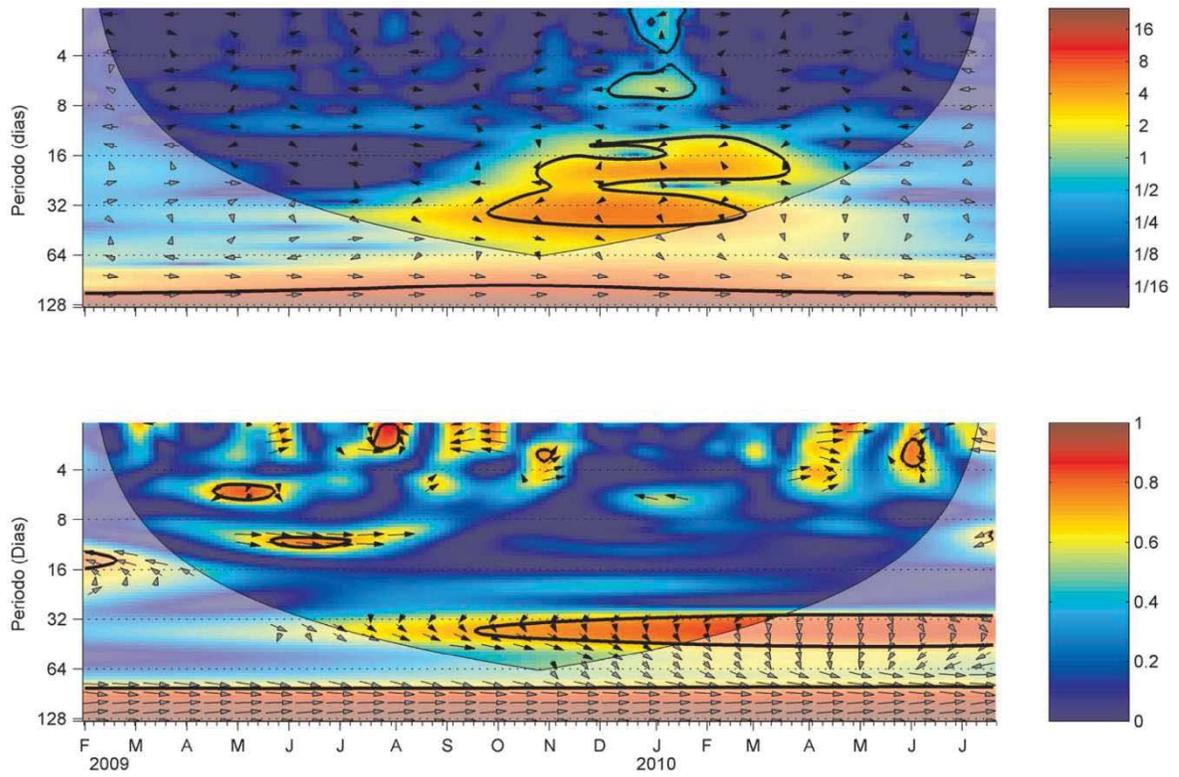


Figura 32. Espectros de wavelet cruzado (panel superior), y de coherencia (panel inferior), entre el modo 1 EOF de la componente a lo largo de las corrientes en Punta Lengua de Vaca y la sumatoria de los primeros tres modos de ondas de Kelvin ecuatoriales.

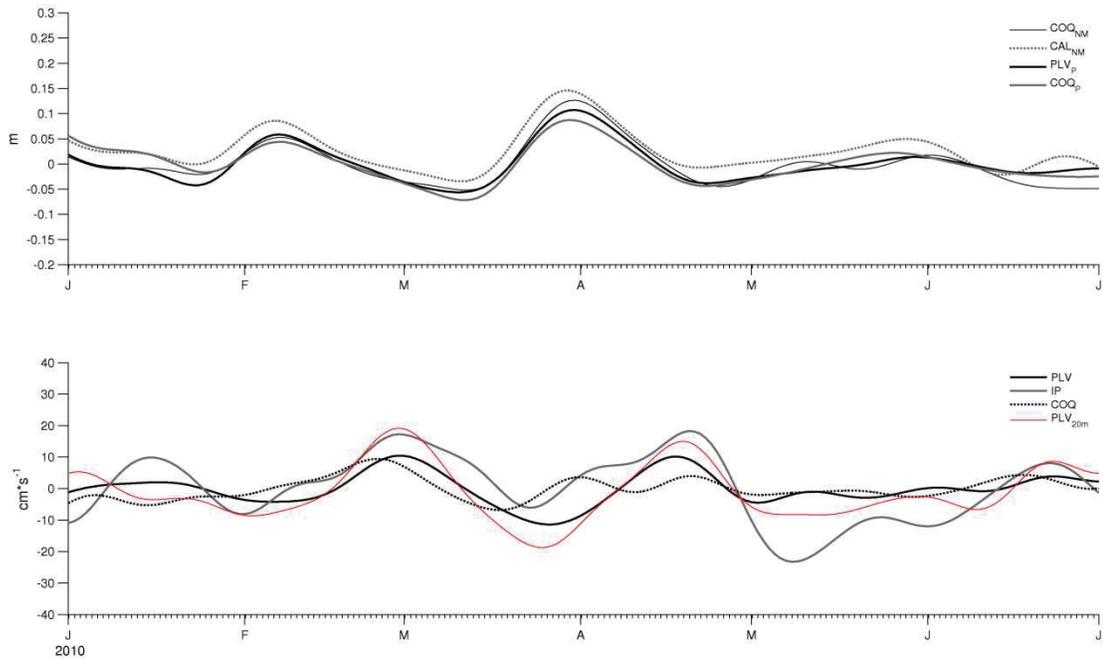


Figura 33. Series filtradas de anomalías para el período de actividad intraestacional (enero-julio 2010). Panel superior: nivel del mar para las mediciones en Coquimbo (COQ_{NM}) y Caldera (CAL_{NM}), y presión para las mediciones en Coquimbo (COQ_P) y Punta Lengua de Vaca (PLV_P). Panel inferior: promedio vertical de la componente a lo largo de la costa de las corrientes en Islote Pájaros (IP), Coquimbo (COQ), y Punta Lengua de Vaca (PLV), y componente a lo largo de la costa en PLV. Las series diarias fueron filtradas con un filtro Coseno-Lanczos de amplitud media de 20 días y 61 pesos.

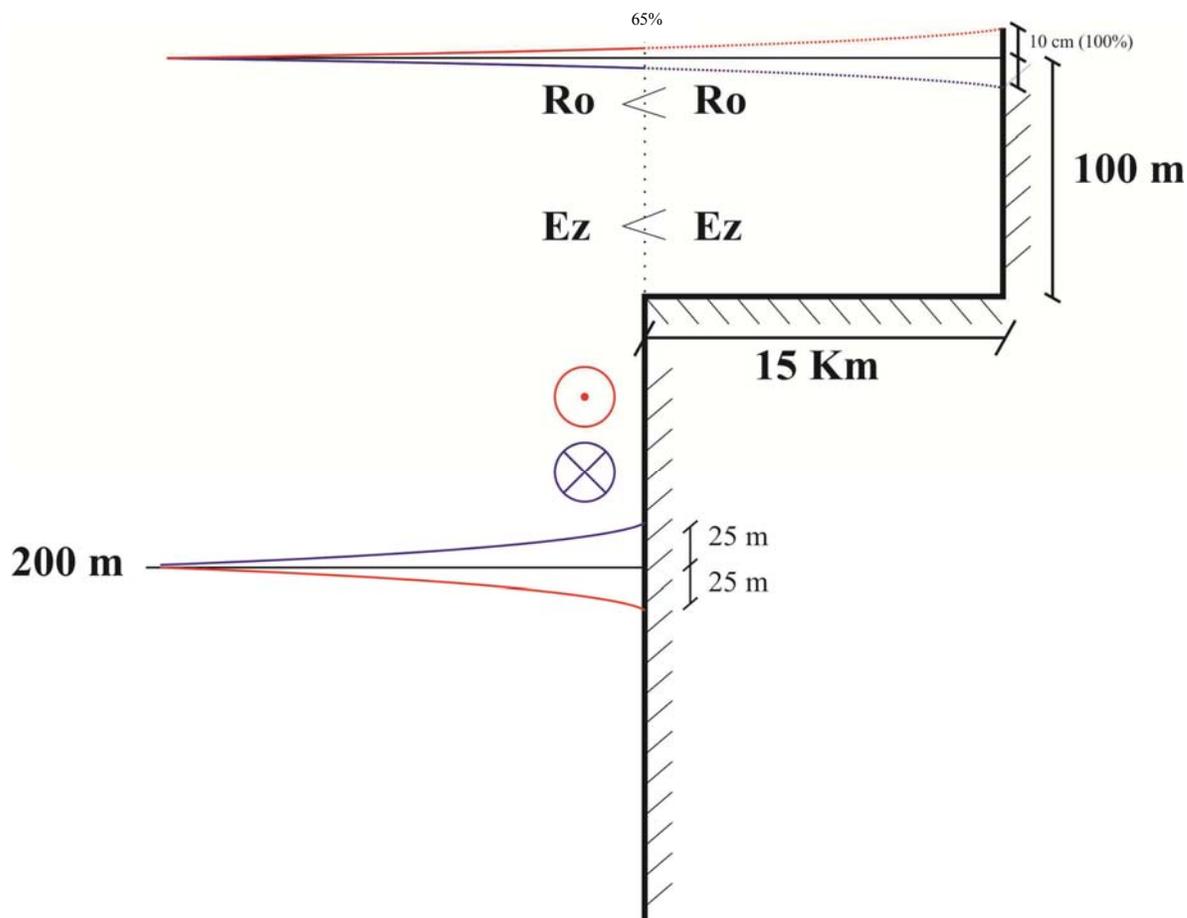


Figura 34. Esquema dinámico propuesto para la zona de estudio. El nivel de 200 m corresponde a la profundidad aproximada de la interfase para una onda de Kelvin interna. Los desplazamientos positivos o negativos de la interfase (líneas azul o roja), son del orden de 25 m. El esquema de flujos a lo largo de la costa considera un ajuste geostrofico de las corrientes a las perturbaciones de la interfase/nivel del mar superficial, es decir, una anomalía positiva (negativa), de la interfase se expresará como una anomalía negativa (positiva) en el nivel del mar superficial, generándose un flujo hacia el norte (sur). Este esquema no está a escala.

TABLAS

Tabla 1. Posición estaciones de medición y disponibilidad temporal de la información.

Variable	Localidad	Latitud	Longitud	Disponibilidad
Nivel del Mar	Iquique	20.2° S	70.1° O	29/01/09-31/12/2010
	Caldera	27.1° S	70.8° O	29/01/09-31/12/2010
	Coquimbo	29.9° S	71.3° O	29/01/09-31/12/2010
Corrientes	Islote Pájaros	29.6° S	71.6° O	21/10/09-23/07/10
	Coquimbo	29.9° S	70.8° O	21/11/09-30/12/10
	P. Lengua de Vaca	30.5° S	71.7° O	29/01/09-24/07/10
Viento	Islote Pájaros	29.6° S	71.5° O	04/11/09-04/10/2010
	Coquimbo	30° S	71.4° O	01/10/09-31/12/2010
	P. Lengua de Vaca	30.2° S	71.6° O	29/01/09-03/11/2010

Tabla 2. Correlación, Diferencias RMS y Porcentaje de Varianza entre la serie de nivel del mar (NM), y nivel del mar Ajustado con datos de reanálisis (NMar, en m), para las distintas localidades. Se incluyen además, las Diferencias RMS entre el nivel del mar ajustado por datos de presión local (NMa, en m) y ajustado por presión con datos de reanálisis (NMar, en m) para la localidad de Caldera.

Localidad	Correlación NM-NMar	RMSD NM-NMar	% Varianza (NMar/NM)	RMSD NMa-NMar
Iquique	0.95	0.13	100%	-
Caldera	0.89	0.17	90.1%	0.05
Coquimbo	0.93	0.19	87.8%	-

Tabla 3. Ángulos de máxima varianza de las corrientes para el anclaje de Islote Pájaros. El signo negativo indica desviación hacia el oeste del norte geográfico. Se indican además, los porcentajes de varianza explicados antes (PV original) y después de la rotación (PV rotado).

Profundidad (m)	Ángulo (°)	PV original	PV rotado
9	-40.21	53.9	65.7
13	-37.97	56.0	68.0
17	-34.29	59.4	71.0
21	-31.82	62.3	73.9
25	-30.42	64.5	76.4
29	-29.29	66.6	78.8
33	-27.83	69.1	81.2
37	-26.08	71.8	83.6
41	-24.55	74.3	85.6
45	-23.54	76.2	87.3
49	-22.38	78.1	88.8
53	-20.95	80.2	90.1
57	-19.59	82.2	91.3
61	-18.40	83.9	92.3
65	-17.40	85.3	92.9
69	-16.60	86.4	93.5
73	-15.84	87.3	93.9

Tabla 4. Ángulos de máxima varianza de las corrientes para el anclaje de Coquimbo. El signo positivo indica una desviación hacia el este respecto del norte geográfico. Se indican además, los porcentajes de varianza explicados antes (PV original) y después de la rotación (PV rotado).

Profundidad (m)	Ángulo (°)	PV original	PV rotado
12	6.90	89.7	90.6
16	8.31	89.1	90.7
20	9.37	89.9	92.1
24	9.88	89.7	92.2
28	9.28	90.5	92.7
32	9.46	90.1	92.4
36	9.44	89.8	92.0
40	9.58	89.9	92.3
44	9.82	90.3	92.8
48	9.84	90.6	93.1
52	9.87	90.8	93.4
56	10.40	90.8	93.6
60	11.51	90.5	93.9
64	12.72	90.0	94.1
68	13.63	89.5	94.1
72	14.64	88.9	93.9
76	15.94	88.2	93.9
80	17.17	87.6	94.1
84	18.31	87.1	94.2
88	19.66	86.2	94.1
92	21.05	85.0	93.5
96	22.24	83.8	92.9
100	23.32	82.6	92.3

Tabla 5. Ángulos de máxima varianza de las corrientes para el anclaje de Punta Lengua de Vaca. El signo positivo indica una desviación hacia el este respecto del norte geográfico. Se indican además, los porcentajes de varianza explicados antes (PV original) y después de la rotación (PV rotado).

Profundidad (m)	Ángulo (°)	PV original	PV rotado
8	1.3	94.4	94.3
12	-1.6	95.9	95.4
16	-1.1	96.4	96.0
20	-1.7	97.5	97.0
24	-1.0	97.9	97.5
28	-0.3	97.8	97.5
32	0.4	97.7	97.6
36	1.2	97.5	97.5
40	1.9	97.2	97.3
44	2.4	96.9	97.0
48	2.7	96.6	96.8
52	3.0	96.3	96.6
56	3.2	96.1	96.4
60	3.6	96.0	96.4
64	3.8	95.8	96.2
68	3.8	95.7	96.1
72	3.7	95.5	95.8
76	3.2	95.5	95.8
80	2.9	95.6	95.8
84	2.6	95.8	96.0
88	2.3	96.0	96.2
92	2.3	96.2	96.3
96	2.2	96.3	96.4
100	3.4	95.4	95.7

Tabla 6. Estadística básica de las corrientes para el anclaje de Islote Pájaros, donde \bar{u} y \bar{v} corresponden al promedio de las componentes u (Este-Oeste) y v (Norte-Sur); \bar{u}^2 y \bar{v}^2 a las varianzas; $u'v'$ a las covarianzas; K_e a la energía cinética de las corrientes; y n al número de observaciones utilizadas para el cómputo de los estadísticos.

Z (m)	\bar{u} (cm*s ⁻¹)	\bar{v} (cm*s ⁻¹)	$ V_{max} $ (cm*s ⁻¹)	\bar{u}^2 (cm ⁻² *s ⁻²)	\bar{v}^2 (cm ⁻² *s ⁻²)	$u'v'$ (cm ⁻² *s ⁻²)	K_e (cm ⁻² *s ⁻²)	n
9	-3.6	6.1	56.3	107.8	124.1	-52.7	115.9	6559
13	-2.7	5.0	54.6	97.3	121.9	-51.8	109.6	6559
17	-1.5	4.3	51.6	83.9	121.1	-48.6	102.5	6559
21	-0.6	3.5	49.6	74.6	121.7	-48.2	98.1	6559
25	0.1	2.7	48.1	67.7	121.5	-48.7	94.6	6559
29	0.7	1.9	46.1	61.6	121.2	-49.2	91.4	6559
33	1.0	1.0	44.4	55.4	121.9	-49.1	88.6	6559
37	1.3	0.3	43.8	49.7	124.6	-48.5	87.2	6559
41	1.5	-0.5	43.4	44.7	127.0	-47.7	85.8	6559
45	1.6	-1.1	42.9	40.8	128.8	-47.4	84.8	6559
49	1.7	-1.8	42.4	36.8	129.5	-46.0	83.2	6559
53	1.7	-2.4	43.1	32.5	129.9	-43.7	81.2	6559
57	1.7	-3.0	43.5	28.6	130.1	-41.4	79.3	6559
61	1.7	-3.4	44.2	25.4	130.5	-39.4	78.0	6559
65	1.6	-3.9	45.0	23.1	130.6	-37.5	76.8	6559
69	1.6	-4.3	45.9	21.0	130.0	-35.8	75.5	6559
73	1.4	-4.6	46.4	19.0	128.1	-33.8	73.6	6559

Tabla 7. Estadística básica (análogo a Tabla 6) de las corrientes para el anclaje de Coquimbo.

Z (m)	\bar{u} (cm*s ⁻¹)	\bar{v} (cm*s ⁻¹)	$ V_{max} $ (cm*s ⁻¹)	\bar{u}^2 (cm ² *s ⁻²)	\bar{v}^2 (cm ² *s ⁻²)	$u'v'$ (cm ² *s ⁻²)	K_e (cm ² *s ⁻²)	n
12	0.5	-2.9	39.5	7.8	63.6	6.8	35.7	9678
16	0.5	-3.0	39.4	8.5	64.9	8.2	36.7	9678
20	0.5	-3.0	39.1	7.3	60.4	8.9	33.9	9678
24	0.6	-3.1	37.9	6.9	56.7	8.9	31.8	9678
28	0.4	-3.2	35.7	6.3	55.5	8.2	30.9	9678
32	0.4	-3.3	34.0	6.3	53.6	8.0	29.9	9678
36	0.4	-3.5	32.9	6.3	51.9	7.7	29.1	9678
40	0.4	-3.5	31.7	6.0	51.1	7.7	28.6	9678
44	0.3	-3.6	31.8	5.8	50.9	8.0	28.3	9678
48	0.3	-3.6	31.9	5.5	50.5	8.0	28.0	9678
52	0.2	-3.6	32.0	5.3	49.7	7.9	27.5	9678
56	0.1	-3.7	31.7	5.1	48.3	8.2	26.7	9678
60	0.0	-3.7	31.0	5.1	46.5	8.8	25.8	9678
64	-0.2	-3.8	29.7	5.1	44.0	9.3	24.6	9678
68	-0.3	-3.8	28.9	5.1	42.1	9.6	23.6	9678
72	-0.4	-3.9	28.6	5.2	40.2	9.9	22.7	9678
76	-0.5	-3.9	27.9	5.3	38.3	10.3	21.8	9678
80	-0.7	-3.9	27.4	5.3	36.5	10.8	20.9	9678
84	-0.8	-3.9	26.6	5.3	34.9	11.1	20.1	9678
88	-0.9	-3.9	26.3	5.5	33.5	11.6	19.5	9678
92	-1.1	-3.9	25.6	5.8	32.0	12.0	18.9	9678
96	-1.2	-3.8	24.5	6.0	30.5	12.1	18.3	9678
100	-1.3	-3.8	23.0	6.2	29.0	12.2	17.6	9678

Tabla 8. Estadística básica (análogo a Tabla 6) de las corrientes para el anclaje de Punta Lengua de Vaca.

Z (m)	\bar{u} (cm*s ⁻¹)	\bar{v} (cm*s ⁻¹)	$ V_{max} $ (cm*s ⁻¹)	\bar{u}^2 (cm ² *s ⁻²)	\bar{v}^2 (cm ² *s ⁻²)	$u'v'$ (cm ² *s ⁻²)	K_e (cm ² *s ⁻²)	n
12	0.1	6.4	88.8	11.4	249.3	-7.0	130.3	12955
16	0.7	4.9	83.0	9.3	229.6	-4.7	119.4	12955
20	0.9	3.3	75.9	5.6	204.4	-6.1	105.0	12955
24	1.1	1.9	69.4	4.3	181.1	-3.1	92.7	12955
28	1.2	0.8	65.3	4.0	162.1	-0.8	83.0	12955
32	1.3	-0.2	61.5	3.6	143.6	1.0	73.6	12955
36	1.3	-1.1	58.2	3.5	126.6	2.7	65.0	12955
40	1.3	-1.9	55.3	3.5	112.7	3.6	58.1	12955
44	1.3	-2.5	52.2	3.5	99.0	4.0	51.2	12955
48	1.3	-3.0	48.5	3.3	87.1	4.1	45.2	12955
52	1.3	-3.3	45.0	3.1	77.1	4.0	40.1	12955
56	1.2	-3.6	42.2	2.9	68.8	3.8	35.9	12955
60	1.2	-3.8	39.8	2.7	61.8	3.7	32.2	12955
64	1.1	-3.9	37.9	2.5	55.7	3.5	29.1	12955
68	1.0	-3.9	35.6	2.3	50.3	3.2	26.3	12955
72	0.9	-3.9	33.3	2.2	45.4	2.7	23.8	12955
76	0.8	-3.9	30.3	2.0	41.2	2.2	21.6	12955
80	0.7	-3.9	27.1	1.7	37.2	1.7	19.5	12955
84	0.7	-3.8	25.7	1.5	34.1	1.4	17.8	12955
88	0.6	-3.7	24.3	1.3	31.4	1.2	16.3	12955
92	0.5	-3.6	23.4	1.1	28.9	1.1	15.0	12955
96	0.3	-3.5	22.2	1.1	26.6	1.0	13.8	12955
100	0.0	-3.5	22.0	1.2	24.2	1.4	12.7	12955

Tabla 9. Porcentajes de varianza explicados por los primeros tres modos EOF para la componente a lo largo de la costa de las corrientes a lo largo de la costa en IP, PLV y COQ.

Estación	Modo 1	Modo 2	Modo3
Islote Pájaros (IP)	93.65%	5.00%	0.92%
Coquimbo (COQ)	86.57%	9.90%	2.02%
P. Lengua de Vaca (PLV)	84.83%	12.46%	1.89%