

PONTIFICIA UNIVERSIDAD CATÓLICA DE VALPARAÍSO  
FACULTAD DE CIENCIAS DEL MAR Y GEOGRAFÍA  
ESCUELA DE CIENCIAS DEL MAR

PROPAGACIÓN DE LAS ONDAS DE ROSSBY FRENTE A LAS  
COSTAS DE SUDAMÉRICA

Trabajo de Titulación para optar al Título de Oceanógrafo

Josué Tapia González

Valparaíso, 2018

**Comisión de Titulación:**

Profesor Guía: Dr. Samuel Hormázabal Fritz

\_\_\_\_\_

Profesor: Msc. Joaquim Bento

\_\_\_\_\_

Profesor: Msc. Cristian Henríquez Pastene

\_\_\_\_\_

## **AUTORIZACIÓN DE USO**

Autorizo a la biblioteca de la Escuela de Ciencias del Mar de la Pontificia Universidad Católica de Valparaíso, para que disponga libremente del Trabajo de Titulación. Además, autorizo la reproducción parcial o total de este documento sólo con fines académicos.

---

Josué Tapia González

## **DEDICATORIA**

A mi linda esposa e hijo, padres y hermanos.

## **AGRADECIMIENTOS**

Al Dr. Samuel Hormázabal Fritz, profesor guía de este Trabajo de Titulación, por compartir sus conocimientos y entregarme la motivación suficiente para concluir esta etapa. También a los profesores Msc. Joaquim Bento y Msc. Cristian Henríquez por aceptar inmediatamente y con la mayor disposición ser parte de la comisión de este trabajo de titulación.

A la mayoría de los integrantes del laboratorio de Oceanografía Física de la Escuela de Ciencias del Mar, PUCV, por la constante ayuda en el desarrollo de este trabajo. Así también a mis compañeros de universidad, por su ánimo, apoyo y compañía.

A mis padres, por su apoyo e incondicionalidad en todo mi proceso universitario. Y, especialmente, a mi esposa e hijo, por su ayuda, energía, motivación y amor que me han entregado desde que están conmigo.

## TABLA DE CONTENIDO

PORTADA

Comisión de Titulación:i

AUTORIZACIÓN DE USOii

DEDICATORIAiv

AGRADECIMIENTOSvi

LISTA DE FIGURASix

LISTA DE TABLASxiii

RESUMENxv

ABSTRACTxvii

INTRODUCCIÓN1

HIPÓTESIS5

OBJETIVOS6

DATOS Y MÉTODOS7

RESULTADOS13

    Dirección y velocidad de propagación14

    Frecuencias de Variabilidad15

    Ciclo Anual18

    Ciclo Semianual23

Ciclo ENOS28

DISCUSIÓN31

CONCLUSIONES34

REFERENCIAS35

ANEXOS38

    Diagramas Hovmöller de anomalías del nivel mar de la zona de estudio38

    Análisis de Coherencia y Fase41

## LISTA DE FIGURAS

- Figura 1.** Figura esquemática de una onda de Rossby. Extraído de Killworth *et al.* (2004).**3**
- Figura 2.** Región donde se mide el índice Niño 3.4. Fuente: National Climatic Data Center – NOAA.**7**
- Figura 3.** Diagrama Hovmöller (longitud vs tiempo) del nivel del mar en latitud 4°N (panel izquierdo) y en el Ecuador (panel derecho). Extraído de Chelton & Schlax (1996).**8**
- Figura 4.** Esquema de RT bidimensional en un plano longitud vs tiempo. Extraído de Challenor *et al.* (2001).**9**
- Figura 5.** Ejemplo de propagación de ondas zonal. La velocidad de fase se calcula según ecuación (3).**10**
- Figura 6.** Promedio de Anomalía del Nivel del Mar para 20 años de datos satelitales (1996-2016) en el área de estudio.**13**
- Figura 7.** Promedio de 20 años del esfuerzo del viento (1996-2016). Los colores representan la magnitud del esfuerzo, en tanto que la dirección es representada por las flechas negras.**14**
- Figura 8.** Espectro de Varianza Fraccional Local  $S_{VLF}$  calculados para 10 años (1993-2003) de anomalías del nivel del mar.**16**
- Figura 9.** Espectro de Varianza Fraccional Local  $S_{VLF}$  calculados para 10 años (1993-2003) de esfuerzo del viento.**17**
- Figura 10.** Espectro conjunto de Varianza Fraccional Local  $S_{VLF}$  calculados para 10 años (1993-2003) de anomalías del nivel del mar y esfuerzo del viento.**17**
- Figura 11.** Campo de varianza explicada en la reconstrucción de la frecuencia anual de anomalías del nivel del mar, se indica el lugar de mayor varianza explicada con un punto negro en las coordenadas 31,875°S 91,125°W.**18**
- Figura 12.** Campo de la fase de oscilación en la reconstrucción de la frecuencia anual de las anomalías del nivel del mar.**19**
- Figura 13.** Serie de tiempo original (negro) y ciclo anual reconstruido (rojo) para el lugar de mayor varianza explicada, indicado en Figura 11.**20**
- Figura 14.** Secuencias del ciclo canónico de la oscilación de la frecuencia anual de las anomalías del nivel del mar en el área de estudio. Los tonos rojos indican las anomalías positivas del nivel del mar y los azules las anomalías negativas. Cada grado corresponde a 1,02 días.**21**
- Figura 15.** Campo de varianza explicada en la reconstrucción de la frecuencia anual del esfuerzo del viento.**22**
- Figura 16.** Campo de la fase de oscilación en la reconstrucción de la frecuencia anual de las anomalías del esfuerzo del viento.**23**
- Figura 17.** Campo de varianza explicada en la reconstrucción de la frecuencia semianual de anomalías del nivel del mar.**24**
- Figura 18.** Campo de la fase de oscilación en la reconstrucción de la frecuencia anual.**25**

**Figura 19.** Series de tiempo en la zona con mayor varianza explicada por el ciclo semianual, se muestra la serie de tiempo original (negro) y la oscilación interanual reconstruida (rojo) en el punto geográfico 35.125°S 96.375°W.**26**

**Figura 20.** Secuencias del ciclo canónico de la oscilación de la frecuencia semianual de las anomalías del nivel del mar en el área de estudio. Los tonos rojos indican las anomalías positivas del nivel del mar y los azules las anomalías negativas. Cada grado corresponde a 2,02 días.**27**

**Figura 21.** Índice Niño 3.4 para determinar períodos cálidos (El Niño) y fríos (La Niña) del ciclo ENSO, en azul se muestran los períodos fríos y en rojo los cálidos.**29**

**Figura 22.** Diagrama Hovmöller de anomalías de nivel del mar (cm) para los 10°S. En A se muestra los datos sin tratar y en B los datos filtrados con un filtro Coseno-Lanczos pasabaja.**38**

**Figura 23.** Diagrama Hovmöller de anomalías de nivel del mar (cm) para los 20°S. En A se muestra los datos sin tratar y en B los datos filtrados con un filtro Coseno-Lanczos pasabaja.**39**

**Figura 24.** Diagrama Hovmöller de anomalías de nivel del mar (cm) para los 30°S. En A se muestra los datos sin tratar y en B los datos filtrados con un filtro Coseno-Lanczos pasabaja.**39**

**Figura 25.** Diagrama Hovmöller de anomalías de nivel del mar (cm) para los 40°S. En A se muestra los datos sin tratar y en B los datos filtrados con un filtro Coseno-Lanczos pasabaja.**40**

**Figura 26.** Diagrama Hovmöller de anomalías de nivel del mar (cm) para los 50°S. En A se muestra los datos sin tratar y en B los datos filtrados con un filtro Coseno-Lanczos pasabaja.**40**

**Figura 27.** Análisis de Coherencia y Fase entre el índice Niño 3.4 y la serie de tiempo en el punto geográfico en donde la banda anual explica el mayor porcentaje de variabilidad en el área de estudio.**41**

**Figura 28.** Análisis de Coherencia y Fase entre el índice Niño 3.4 y la serie de tiempo en el punto geográfico en donde la banda semianual explica el mayor porcentaje de variabilidad en el área de estudio.**41**

**Figura 29.** Análisis de Coherencia y Fase entre el esfuerzo del viento y la serie de tiempo en el punto geográfico en donde la banda anual explica el mayor porcentaje de variabilidad en el área de estudio.**42**

**Figura 30.** Análisis de Coherencia y Fase entre el esfuerzo del viento y la serie de tiempo en el punto geográfico en donde la banda semianual explica el mayor porcentaje de variabilidad en el área de estudio.**42**

## LISTA DE TABLAS

**Tabla 1.** Determinación de períodos representativos de El Niño y La Niña para su posterior análisis.**28**

**Tabla 2.** Porcentaje de varianza explicada para distintas variabilidades de la anomalía del mar y esfuerzo del viento en distintos períodos de ENOS.**30**

## RESUMEN

El presente documento corresponde a la descripción de las ondas de Rossby frente a la costa de Sudamérica y sus forzantes en los distintos períodos del ciclo ENSO. Para ello se utilizaron 20 años (1996-2016) de datos satelitales de anomalías del nivel del mar y esfuerzo del viento con una resolución de  $0,25^\circ$  en el área comprendida entre  $5-55^\circ\text{S}$  y  $70-170^\circ\text{W}$ .

Se observó que la velocidad de propagación hacia el oeste de las ondas de Rossby varió latitudinalmente disminuyendo en dirección sur. Hasta  $30^\circ\text{S}$  la velocidad y dirección de propagación se ajustó al primer modo baroclino de una onda de Rossby, mientras que en la región más austral esta propagación puede estar asociada a la presencia de remolinos de mesoescala.

Mediante el método MTM-SVD se logró realizar una reconstrucción espacial de las frecuencias de interés, y de esta forma encontrar la propagación de una onda de Rossby en forma de arco en torno a los  $20^\circ\text{S}$  en la frecuencia anual y semianual, mientras que las ondas encontradas en la zona más austral tienen un carácter estacionario.

Los resultados comprobaron que la variabilidad de baja frecuencia en el área de estudio asociada a la propagación de ondas de Rossby, durante la fase cálida del ENSO es dominada por las ondas de Rossby forzadas en el Pacífico Ecuatorial con gran contribución de la frecuencia anual y semianual, en cambio, durante la fase fría, esta variabilidad es dominada por ondas de Rossby forzadas por el viento costero con influencia directa de la banda anual.

## ABSTRACT

This study corresponds to the description of the Rossby waves along the coast of South America and their forces in the different periods of the ENSO cycle. For this, 20 years (1996-2016) of satellite data on sea level anomalies and wind stress were used with a resolution of  $0.25^\circ$  in the area between  $5-55^\circ\text{S}$  and  $70-170^\circ\text{W}$ .

In general, the velocity of westward propagation of the Rossby waves varied latitudinal decreasing towards the south. Up to  $30^\circ\text{S}$  the velocity and direction of propagation was adjusted to the first baroclinic mode of a Rossby wave, while in the southernmost region this propagation is mainly associated with the presence of mesoscale eddies.

Using the MTM-SVD method, a spatial reconstruction of the frequencies of interest was achieved, and in this way, the propagation of a Rossby wave in the form of an arc around  $20^\circ\text{S}$  in the annual and semiannual frequency was found. The waves found in the southernmost zone have a stationary character.

The results proved that the low frequency variability in the study area associated with the propagation of Rossby waves during the warm phase of the ENSO is dominated by the forced Rossby waves in the Equatorial Pacific with great contribution of the annual and semi-annual frequency, on the other hand, during the cold phase, this variability is dominated by Rossby waves forced by the coastal wind with the direct influence of the annual band. In addition, the contribution of sea level generates Rossby waves with higher energy than those generated by the coastal wind.

## INTRODUCCIÓN

El Niño Oscilación del Sur (ENSO) es un ciclo que oscila año a año entre estados cálidos, fríos y neutrales en el Pacífico Ecuatorial. Este es un proceso atmosférico-oceánico causado por la redistribución de calor y cantidad de movimiento atmosférico en el Pacífico Ecuatorial. Durante El Niño, los vientos alisios se debilitan a lo largo del Ecuador. Este debilitamiento de los vientos alisios permite que aguas superficiales cálidas del Pacífico Occidental migren hacia el Pacífico oriental, y que la surgencia ecuatorial se vea reducida y, por tanto, las aguas superficiales aumentan de temperatura (McPhaden, 2001). Por su parte, La Niña, es un fenómeno climatológico vinculado con El Niño, pero de tendencia opuesta en el Pacífico Tropical y la atmósfera. Durante La Niña, en la parte oriental del Pacífico Ecuatorial, los vientos alisios son más intensos y la temperatura superficial del mar más fría que lo normal. Además, a diferencia de los períodos El Niño, durante La Niña se presentan presiones atmosféricas inusualmente más altas en el Pacífico tropical oriental y más bajas en el Pacífico tropical occidental en asociación con la Oscilación del Sur (McPhaden, 2001).

El ENSO provoca grandes cambios en los patrones de precipitaciones tropicales, lo que altera la circulación atmosférica y el clima de todo el mundo (McPhaden, 2002). El borde oriental del Pacífico es afectado por eventos cálidos y fríos de escala interanual, asociados al ENSO. Evidencias teóricas y observacionales muestran que gran parte de la variabilidad de las bajas frecuencias del nivel del mar son forzadas remotamente en el Pacífico Ecuatorial (Shaffer *et al.*, 1997).

El Océano Pacífico Suroriental es considerado como uno de los principales sistemas de corrientes de borde oriental del mundo, debido a su alta productividad biológica (Thomas *et al.*, 2001). En términos dinámicos, a frecuencias bajas, los bordes orientales de los océanos tienen características propias asociadas a la rotación y a la forma de la Tierra, específicamente en relación con la variación del parámetro de Coriolis con la latitud (aproximación de plano- $\beta$ ), y con el esfuerzo y rotor del viento (Gill, 1982). Estos sistemas se caracterizan por presentar una plataforma continental relativamente angosta, de entre 10 y 100 km de ancho, y tener una orientación predominante meridional en gran parte de su dominio (Hill *et al.*, 1998).

En el Pacífico Ecuatorial las variaciones de los vientos tienen períodos que fluctúan desde algunos días a meses, y pueden generar ondas oceánicas de Kelvin y de Rossby que juegan un papel fundamental en el desarrollo del ENSO. Estas ondas se propagan en capas intermedias del océano y por ello son llamadas ondas internas. Las ondas de Rossby, deben su existencia a la forma esférica y a la rotación de la Tierra. Estas ondas corresponden a uno de los fenómenos naturales con importantes implicaciones en la dinámica atmosférica y oceánica (Gill, 1982). Una característica importante de las ondas de Rossby es que se propagan en forma zonal, es decir, de este a oeste, siguiendo los paralelos. La velocidad de propagación es lenta, y, dependiendo de la latitud, una onda de Rossby puede tardar meses o años en cruzar la cuenca de un océano (Chelton & Schlax, 1996).

Las ondas de Rossby son un mecanismo dinámico para el ajuste transitorio del océano ante los cambios atmosféricos a gran escala (Chelton & Schlax, 1996). Además, corresponden al medio por el cual el océano responde a las perturbaciones del equilibrio generadas por el esfuerzo del viento. Estas ondas afectan a las corrientes en los bordes occidentales, ya que pueden transmitir parte de la señal del ENSO a través del Pacífico, aumentando significativamente la temperatura superficial del mar varios años más tarde de ocurrido el fenómeno (Jacobs *et al.*, 1994), y son responsables de la intensificación hacia el oeste de la circulación oceánica (Gill, 1982).

Las ondas de Rossby son difíciles de detectar en el océano (Fig. 1) debido a: la pequeña variación que manifiesta sobre la altura en la superficie del mar (menor a 10 cm), la baja velocidad de propagación (menor a  $8 \text{ cm}\cdot\text{s}^{-1}$ ), y la larga longitud de onda, que abarca desde cientos a miles de kilómetros (Chelton & Schlax, 1996).

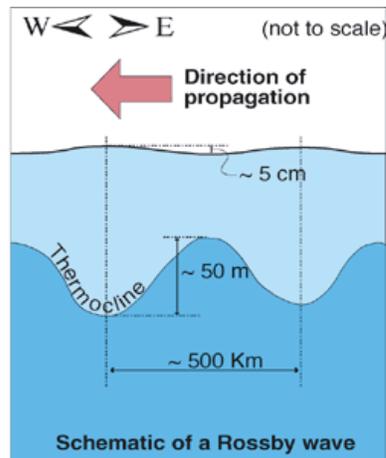


Figura 1. Figura esquemática de una onda de Rossby. Extraído de Killworth *et al.* (2004).

El desarrollo de la altimetría satelital ha permitido el estudio de las ondas de Rossby con mayor facilidad. Chelton & Schlax (1996) elaboraron una imagen global de la ocurrencia y características de estas ondas, mediante la observación de la altura de la superficie del mar basada en datos satelitales de la misión Topex/Poseidon. Cipollini *et al.* (1997) estudiaron la propagación de las ondas de Rossby en el Noreste del Atlántico con datos satelitales de Topex/Poseidon, y Challenor *et al.* (2010) caracterizaron la propagación de ondas de Rossby en latitudes medias mediante datos de múltiples satélites. Pizarro *et al.* (2001), en un análisis de la variabilidad interanual del nivel del mar a lo largo de la costa de Sudamérica, encontraron que las fluctuaciones en el nivel del mar son dominadas por la señal ecuatorial, más que por el forzamiento del esfuerzo del viento a lo largo de la costa. También encontraron que, a frecuencia interanual, el nivel del mar se propaga hacia fuera de la costa como una onda de Rossby. Resultados similares también fueron encontrados por Vega *et al.* (2003), quienes mostraron que en el Pacífico Sur las ondas de Rossby interanuales son forzadas por las ondas de Kelvin ecuatoriales. Hormazábal *et al.* (2006), con un anclaje frente a Coquimbo, demostraron que, durante la fase cálida de ENSO, domina la variabilidad semianual forzada por el viento a lo largo del ecuador, en cambio, durante la fase fría domina la variabilidad anual forzada por el viento costero.

Las ondas de Rossby han sido ampliamente estudiadas en distintos lugares del mundo. Sin embargo, existen pocos trabajos que describen las características de estas ondas para la cuenca del Pacífico Suroriental. De esta forma, en el presente trabajo se determinan las

principales características de las ondas de Rossby que se presentan frente a la costa de Sudamérica, y se discuten los distintos mecanismos de generación, tanto remoto (viento ecuatorial), como local (viento a lo largo de la costa de Sudamérica) para las distintas fases del ENSO.

## **HIPÓTESIS**

En el Pacífico Ecuatorial, los vientos alisios fuerzan ondas de Kelvin internas que se propagan hacia la costa de Sudamérica. Allí interaccionan con el borde continental propagando parte de su energía en dirección a los polos, como ondas atrapadas a la costa, y hacia el oeste, como ondas de Rossby.

Frente a la costa de Sudamérica, la variabilidad de baja frecuencia asociada a la propagación de ondas de Rossby, durante la fase cálida del ENSO es dominada por las ondas de Rossby forzadas en el Pacífico Ecuatorial, en cambio, durante la fase fría, esta variabilidad es dominada por ondas de Rossby forzadas por el viento costero.

## **OBJETIVOS**

### **Objetivo General**

Determinar las principales características de las ondas de Rossby que se presentan frente a la costa de Sudamérica, durante períodos cálidos y fríos del ENSO.

### **Objetivos Específicos**

1. Caracterizar las ondas de Rossby que se presentan frente a la costa de Sudamérica.
2. Determinar la relación entre el esfuerzo del viento a lo largo de la costa de Sudamérica y las ondas de Rossby.
3. Determinar la relación entre las ondas de Rossby en la costa de Sudamérica y las perturbaciones en el Pacífico Ecuatorial.
4. Comparar las características de las ondas de Rossby que se presentan en períodos cálidos y fríos del ENSO.

## DATOS Y MÉTODOS

Se usaron 20 años (1996-2016) de datos satelitales diarios de anomalías del nivel del mar (SLA) y esfuerzo del viento, para el área comprendida entre 5-55°S y 70-170°W, en el Pacífico Sur Oriental. Los datos fueron obtenidos del sitio web de COPERNICUS (<http://marine.copernicus.eu>). Los datos de anomalías del nivel del mar y del esfuerzo del viento tienen una resolución espacial de 0,25°.

Para definir los períodos cálidos y fríos del ENSO, se utilizaron datos mensuales del índice Niño 3.4, obtenido desde el sitio web de la National Oceanic and Atmospheric Administration ([www.noaa.gov](http://www.noaa.gov)). Este índice representa la anomalía del promedio de la temperatura superficial el mar (TSM) en la región comprendida entre 5°N-5°S y 120°W-170°W (Fig. 2). Los eventos de El Niño o La Niña se definen cuando la anomalía TSM del Niño 3.4 exceden  $\pm 0.4^{\circ}\text{C}$  por un período mínimo de 6 meses (Trenberth, 2016), en tanto que, períodos con anomalías de TSM dentro del rango  $-0.4^{\circ}\text{C} < \text{anomalía} < 0.4^{\circ}\text{C}$ , son considerados como períodos de transición. Los datos del índice Niño 3.4 fueron filtrados con un filtro “Hanning” de 11 pesos, para eliminar las fluctuaciones intra-anales e intraestacionales típicas del océano tropical (Trenberth, 1997; Castillo, 2003).

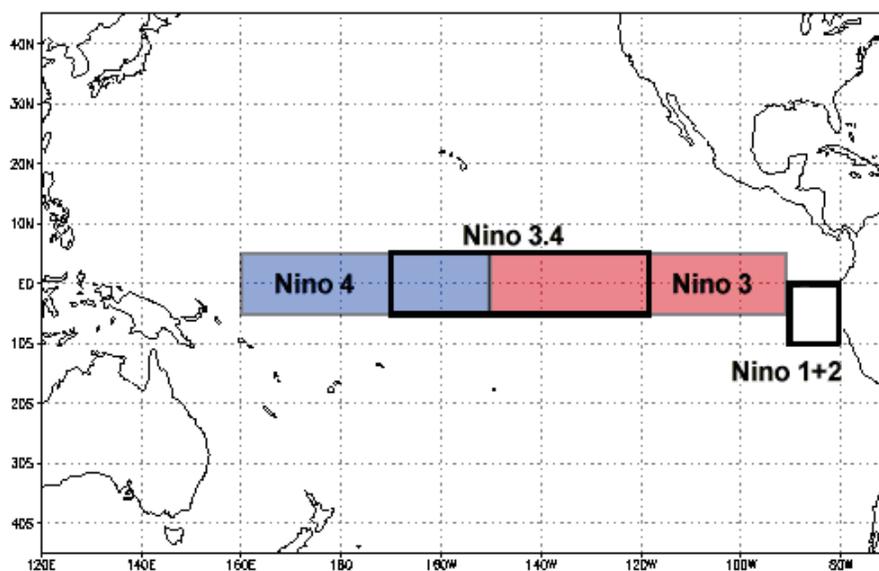


Figura 2. Región donde se mide el índice Niño 3.4. Fuente: National Climatic Data Center – NOAA.

Previo al análisis de datos, se removieron los datos escapados. A su vez, las brechas en las series de tiempo fueron rellenadas mediante una interpolación lineal cuando el largo de la brecha fue menor o igual a 2. Si la brecha era mayor, las series de tiempo fueron rellenadas mediante una interpolación polinómica. A las series de tiempo se les extrajo la tendencia lineal y la media antes de realizar los análisis.

Además, se seleccionaron bandas de frecuencias características de ondas de Rossby a través de un filtro Coseno Lanczos, que se diseñó de acuerdo a las características espectrales de los registros. Para esto se realizó un filtro pasa-baja de 180 días (Zang *et al.*, 2002), con 81 pesos.

Las series de tiempo fueron analizadas en el dominio del tiempo mediante la función de correlación cruzada, de tal forma de determinar el tiempo de respuesta o rezago entre dos series (Emery & Thompson, 1997). Además, las series de tiempo fueron analizadas en el dominio de la frecuencia a través de los espectros de potencia, coherencia y fase. 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 de ondas no dispersivas (Pizarro, 1991; Hormazábal, 1994).

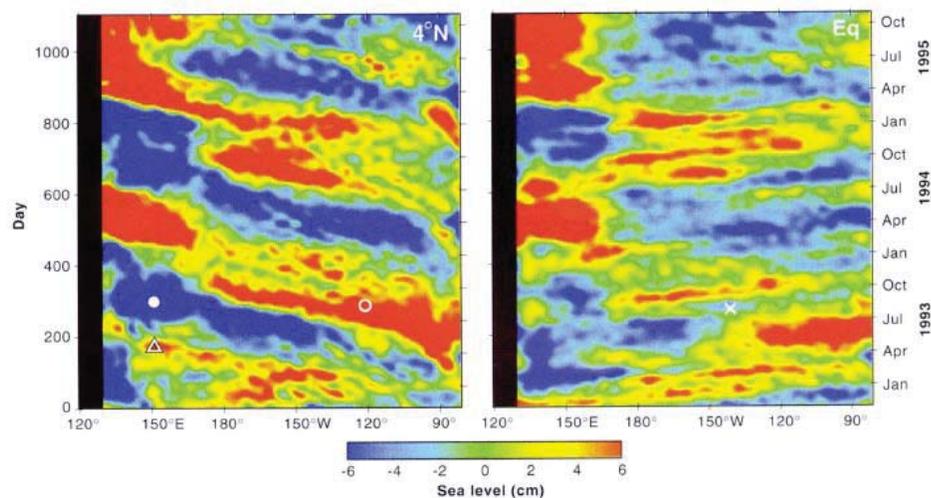


Figura 3. Diagrama Hovmöller (longitud vs tiempo) del nivel del mar en latitud 4°N (panel izquierdo) y en el Ecuador (panel derecho). Extraído de Chelton & Schlax (1996).

Para detectar las ondas de Rossby se realizaron diagramas Hovmöller de la SLA (Fig. 3). Para esto, las secciones zonales se agruparon en una trama bidimensional cuyo eje  $x$  es la longitud geográfica y el eje  $y$  el tiempo. En este diagrama la propagación hacia el oeste se puede observar como áreas de máximos y mínimos locales moviéndose linealmente de derecha a izquierda. Una técnica matemática utilizada para estimar la velocidad de fase, es la transformada de Radon (RT), que fue propuesta inicialmente por Johann Radon en 1917. La RT bidimensional es una transformación integral, que consiste en la integral de una función sobre un conjunto de rectas. Se deja  $f(x)$  como una función del vector 2D  $x = (x, y)$ , si  $L$  es una línea arbitraria en un ángulo  $\theta$  con respecto al eje  $x$ , la RT se define como la proyección de  $f(x)$  en  $L$ , es decir,

$$p(s, \theta) = \int_u f(x) du \quad (1)$$

donde  $u$  es la dirección ortogonal a  $L$  y  $s$  es la coordenada en  $L$ . Hay que tener en cuenta que para un  $u$  dado, la RT es una función de la coordenada de línea  $s$ . Se puede reescribir (1) en términos de coordenadas  $x$  e  $y$ , como se muestra en la figura 4.

$$p(x', \theta) = \int_{y'} f(x, y) \begin{matrix} x = x' \cos\theta - y' \sin\theta \\ y = x' \sin\theta + y' \cos\theta \end{matrix} dy' \quad (2)$$

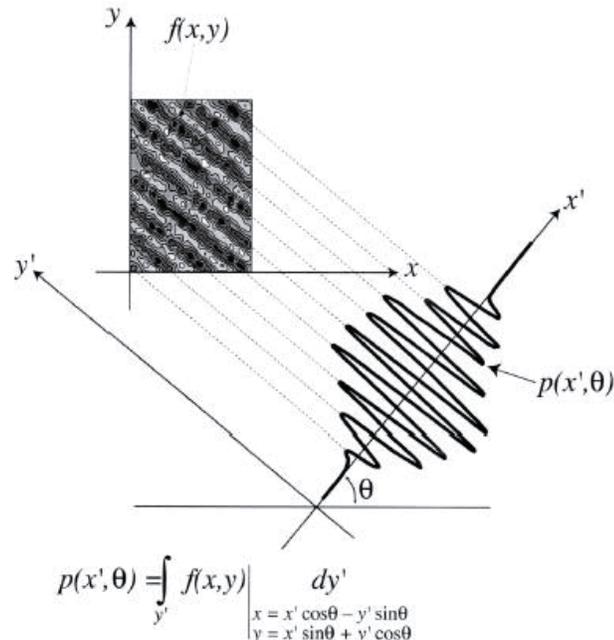
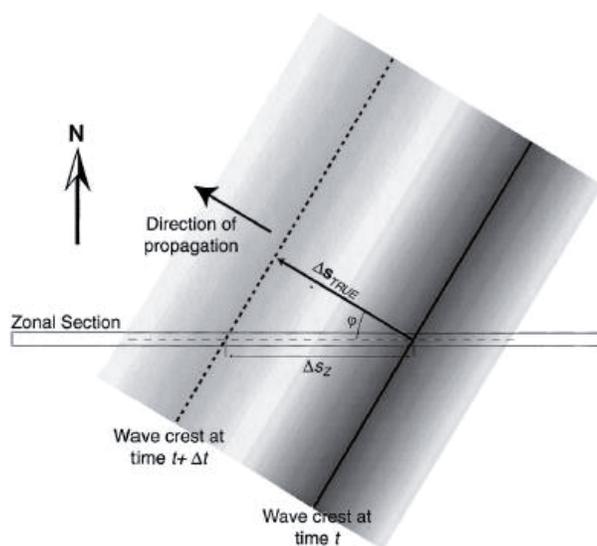


Figura 4. Esquema de RT bidimensional en un plano longitud vs tiempo. Extraído de Challenor *et al.* (2001).

Se aplicó la RT a datos SLA y para esto, el diagrama Hovmöller se proyectó en una línea en un rango de ángulos desde  $0^\circ$  hasta  $180^\circ$  para el eje  $x$ , manteniendo el eje  $y$  a  $90^\circ$  del eje  $x$ . Cuando esta línea es perpendicular a la alineación de crestas y valles de las ondas de Rossby, la proyección tendrá un máximo de energía, es decir, máxima varianza. Por lo tanto, para encontrar la dirección de propagación de ondas y velocidad de fase (Fig. 5) en el diagrama Hovmöller, se determinó la proyección que da su máxima varianza y se obtuvo el ángulo  $\varphi$  respecto a esa proyección. Este es el método más directo para encontrar el valor de velocidad para la cual la energía es máxima, ya que las líneas de la proyección tienen velocidad constante. La velocidad de fase se calcula con la siguiente ecuación (Fig. 5):

$$v_z = \frac{\Delta s_z}{\Delta t} = \frac{1}{\Delta t} (\Delta s_{true} \vee \cos\varphi) \quad (3)$$



**Figura 5. Ejemplo de propagación de ondas no puramente zonales. La velocidad de fase se calcula según ecuación (3). Extraído de Challenor et al. (2001).**

Para caracterizar las ondas de Rossby, las series de tiempo previamente tratadas (sin media, sin tendencia lineal y normalizada) fueron analizadas a través del Multitaper Method – Singular Value Decomposition (MTM-SVD), método propuesto inicialmente por Mann & Park (1999) e implementado en lenguaje Matlab por Correa-Ramírez & Hormázabal (2012).

Los códigos de esta última implementación están en términos matriciales, lo que incrementa la eficiencia computacional y facilita su comprensión. La aplicación de este método permite una adecuada descripción de la variabilidad anual y semianual del nivel del mar en el Pacífico Sur Oriental y brinda una visión general detallada de los patrones espaciales estacionarios de propagación de esta variabilidad (Correa-Ramírez & Hormazábal, 2012). Este método permite identificar la varianza explicada y reconstruir los patrones de oscilación, tanto estacionarios, como de propagación. A diferencia de otros métodos, como el análisis espectral o de funciones ortogonales empíricas, el MTM-SVD es capaz de detectar las oscilaciones que son estadísticamente significativas y cuyas señales están altamente correlacionadas en varias series de tiempo, distribuidas en el espacio y dentro de un ancho de banda particular. Con este método también se reconstruyó una serie de tiempo para las frecuencias de interés, permitiendo realizar una descripción de ella.

Para realizar un análisis espectral múltiple mediante el MTM-SVD, es necesario reordenar las series de tiempo en una matriz espacio-tiempo, y luego normalizarla. Sobre esta matriz se calculan los  $K$  estimados espectrales de las series normalizadas, mediante la transformada de Fourier:

$$Y_k^{(m)}(f) = \sum_{n=1}^N w_n^{(k)} x_n^{(m)} e^{i2\pi fn} \quad (4)$$

donde,  $w_n^{(k)}$  es el  $k$ -ésimo miembro de la secuencia de ventanas ortogonales ( $k = 1, 2 \dots K$ ). Así se obtiene un conjunto de  $K$  matrices  $Y_k^{(m)}(f)$  con dimensiones espacio-frecuencia. Luego, para cada frecuencia  $f_i$  del dominio espectral, los estimados espectrales se organizan en una matriz  $A(f_i)$  y a cada una de estas matrices se le realiza una descomposición SVD compleja,

$$A(f_i) = U(f_i) * \lambda(f_i) \cdot V(f_i)^T \quad (5)$$

donde: el operador  $*$  indica multiplicación de matrices, el operador  $\cdot$  indica una multiplicación de elemento por elemento y  $V(f_i)^T$  es la matriz traspuesta de  $V(f_i)$ . La matriz  $U(f_i)$  contiene la parte espacial de la descomposición y da cuenta de la amplitud y fase de la señal en cada uno de los sitios. La matriz  $\lambda(f_i)$  contiene en su diagonal los valores singulares de la

descomposición ortogonal, y la matriz  $V(f_i)^T$  contiene la parte espectral de la descomposición.

Así, la función de densidad espectral resulta de componer todos los espectros de Varianza Fraccional  $S_{VLF}(f_i)$  calculados independientemente para cada una de las frecuencias  $f_i$  del dominio espectral.

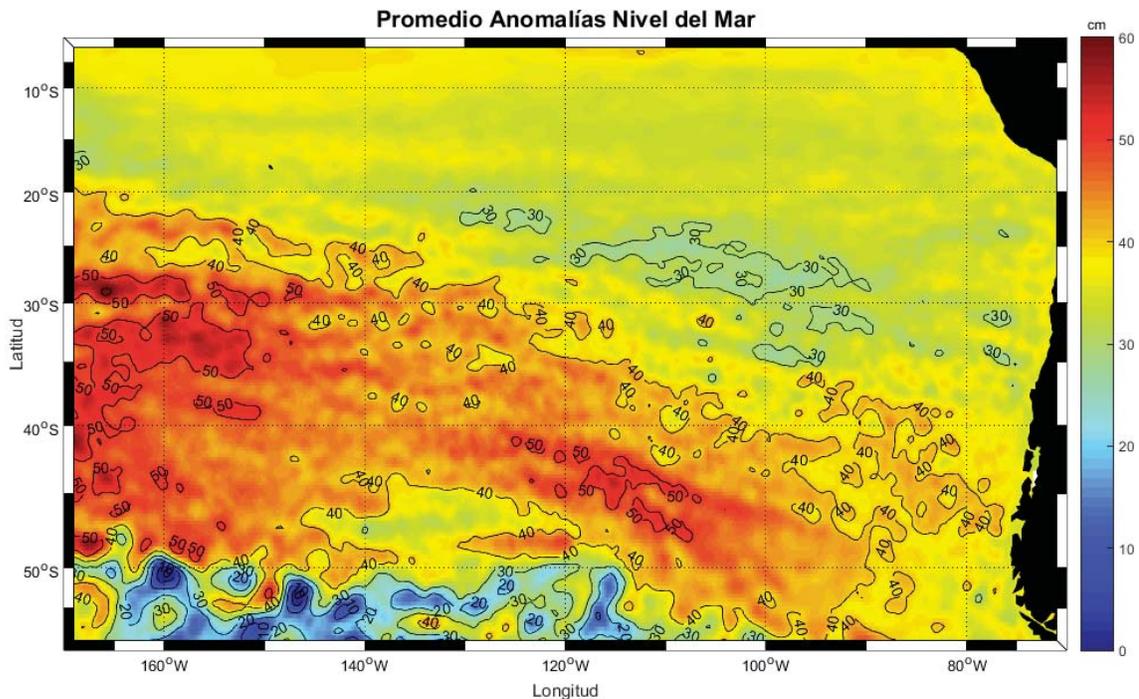
$$S_{VLF}(f_i) = \frac{\lambda_1(f_i)^2}{\sum_{j=2}^K \lambda_j(f_i)^2} \quad (6)$$

En cuanto a la relación entre el esfuerzo del viento a lo largo de la costa de Sudamérica y las ondas de Rossby, se aplicó el método MTM-SVD para identificar la variabilidad anual. Además, se realizó una correlación cruzada y un análisis de coherencia y fase entre el esfuerzo del viento y el nivel del mar.

Para determinar la relación entre las ondas de Rossby en la costa de Sudamérica y las perturbaciones en el Pacífico Ecuatorial, se utilizó el MTM-SVD, además se realizó un análisis de correlación cruzada y un análisis de coherencia y fase con la serie de tiempo de las anomalías de la temperatura superficial del mar (TSM) en la región Niño 3.4 y los datos de anomalías de nivel del mar.

## RESULTADOS

La figura 6 muestra el promedio de los datos de anomalía de nivel del mar desde 1996 al 2016, registrando la predominancia de las anomalías positivas en la mayor parte del área de estudio y solamente en una pequeña parte (alrededor de 52°S) se observó una predominancia de anomalías negativas.



**Figura 6. Promedio de Anomalía del Nivel del Mar para 20 años de datos satelitales (1996-2016) en el área de estudio.**

La figura 7 muestra el promedio de 20 años (1996-2016) de la magnitud del viento y su respectiva dirección del movimiento (flechas negras), caracterizado por un núcleo con bajas velocidades en torno a la latitud 35°S. Tanto al sur, como al norte, se observó un aumento en la velocidad de los vientos, aunque con mayor intensidad en la zona norte. Cabe destacar que, al sur de los 45°S la dirección del viento se mantiene perpendicular a la costa y se desvía hacia la zona austral al acercarse a la costa. En cambio, en la zona norte, la dirección del viento se mantiene casi paralela a la costa y luego se orienta hacia océano abierto.

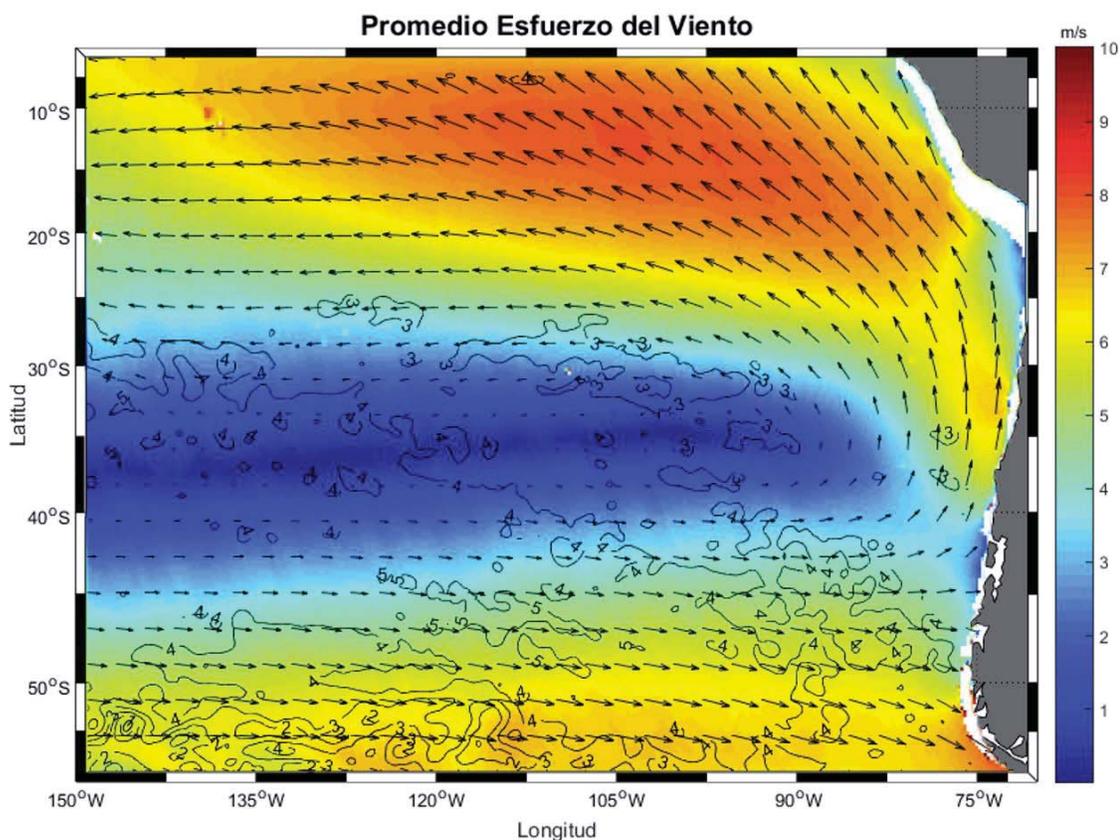


Figura 7. Promedio de 20 años del esfuerzo del viento (1996-2016). Los colores representan la magnitud del esfuerzo, en tanto que la dirección es representada por las flechas negras.

### Dirección y velocidad de propagación

En las Figuras 23-27 (ver Anexo) se muestra la dirección de propagación de las ondas de Rossby mediante un diagrama Hovmöller (longitud geográfica v/s tiempo). Al observar la pendiente de la dirección de propagación, se puede verificar que la velocidad de fase disminuye latitudinalmente en dirección a los polos. A 10°S se encontró una velocidad de fase de  $18,4 \text{ cm}\cdot\text{s}^{-1}$ , luego a 20°S la velocidad fue de  $12,1 \text{ cm}\cdot\text{s}^{-1}$ , en 30°S la velocidad de fase encontrada fue de  $5,3 \text{ cm}\cdot\text{s}^{-1}$ , en 40°S la velocidad encontrada fue  $3,4 \text{ cm}\cdot\text{s}^{-1}$ , y por último, en 50°S la velocidad fue de  $1,2 \text{ cm}\cdot\text{s}^{-1}$ . La figura 8 muestra las velocidades encontradas para cada latitud en comparación al primer modo baroclino de una de onda de Rossby (línea azul).

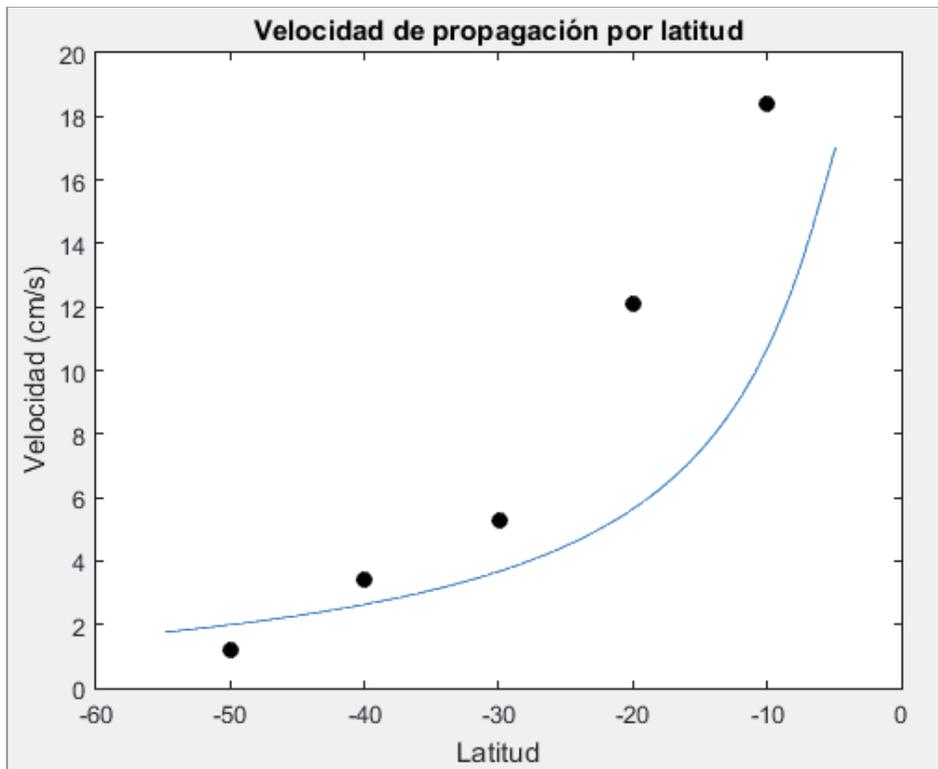
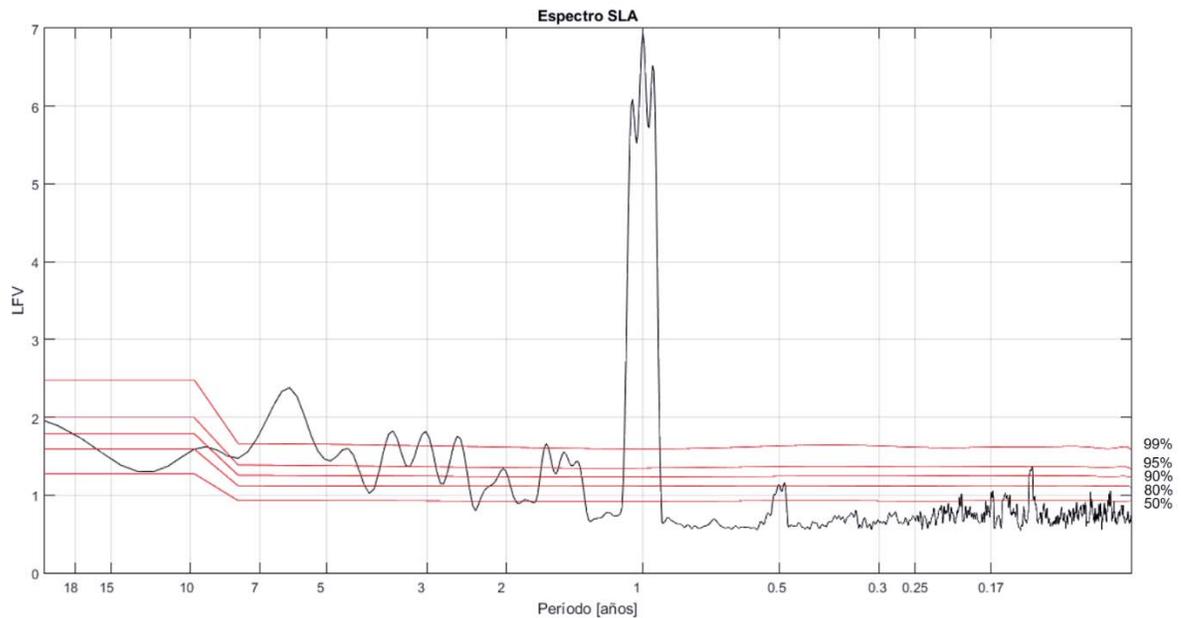


Figura 8. Velocidad de propagación calculada en comparación a la velocidad teórica del primer modo baroclino de una onda de Rossby (color azul).

### Frecuencias de Variabilidad

El espectro de varianza fraccional  $S_{VLF}$  de las anomalías del nivel del mar en el área de estudio, se muestra en la Figura 9. Este espectro ( $S_{VLF}$ ) mostró que gran parte de la variabilidad de las anomalías del nivel del mar se encuentra asociada a la frecuencia anual.

En la banda interanual sobresalen las frecuencias 0,28 (T=3,56 años), 0,33 (T=3,01 años), 0,38 (T=2,57 años) y 0,61 (T=1,63 años), con una significancia estadística mayor al 99%. En la banda intraanual, se observó un máximo significativo sobre el 80% en la frecuencia semianual (182 días), y un segundo máximo significativo sobre el 95% en la frecuencia intraestacional (50 días).



**Figura 9. Espectro de Varianza Fraccional Local  $S_{VLF}$  calculados para 10 años (1993-2003) de anomalías del nivel del mar.**

El espectro del esfuerzo del viento (Figura 10) también presentó máximos significativos en las bandas de frecuencias anual e interanual. En la banda interanual se registraron tres máximos sobre el 99% de significancia, con períodos de ~3,48 años, ~3,01 años y 2,70 años. Además, se presentaron tres máximos sobre el 99% de significancia en la frecuencia anual (~1,05 años, 1 año y 0,95 años). En cuanto a la variabilidad semianual, se encontró un máximo en 0,50 años sobre el 99% de significancia. En la banda intraestacional, el esfuerzo del viento presentó un máximo de 82 días con significancia estadística >90% y un máximo en 35 días sobre el 99% de significancia.

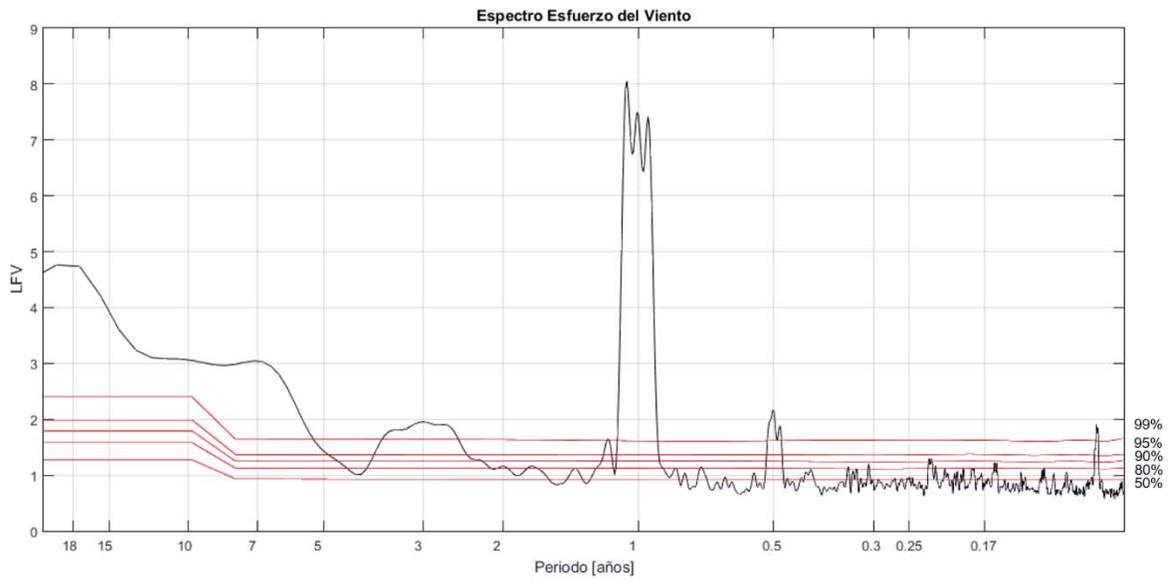


Figura 10. Espectro de Varianza Fraccional Local  $S_{VLF}$  calculados para 10 años (1993-2003) de esfuerzo del viento.

El espectro conjunto  $S_{VLF}$  del nivel del mar y del esfuerzo del viento muestra máximos con niveles de significancia sobre el 99% y un alto grado de covariabilidad en la banda interanual en 3,56 años, anual, semianual (0,5 años) e intraestacional (35 días).

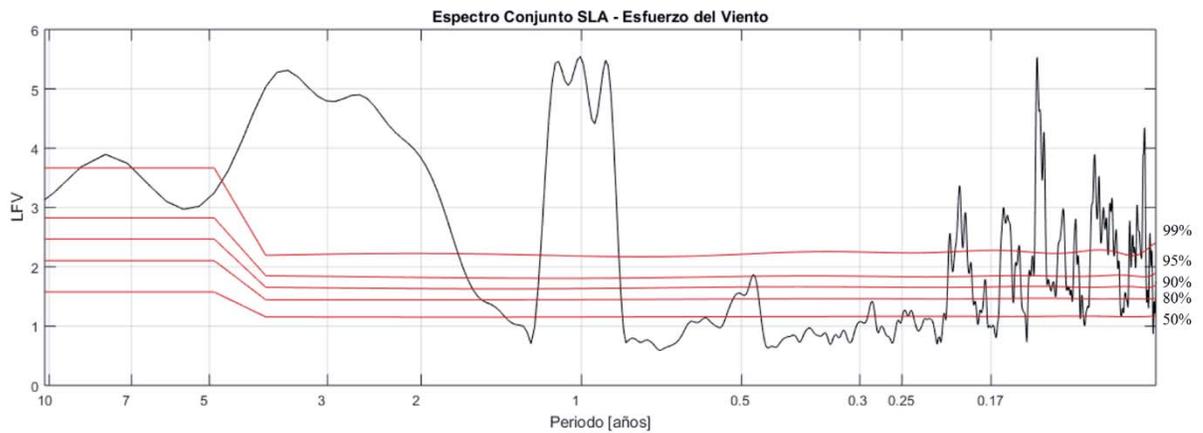
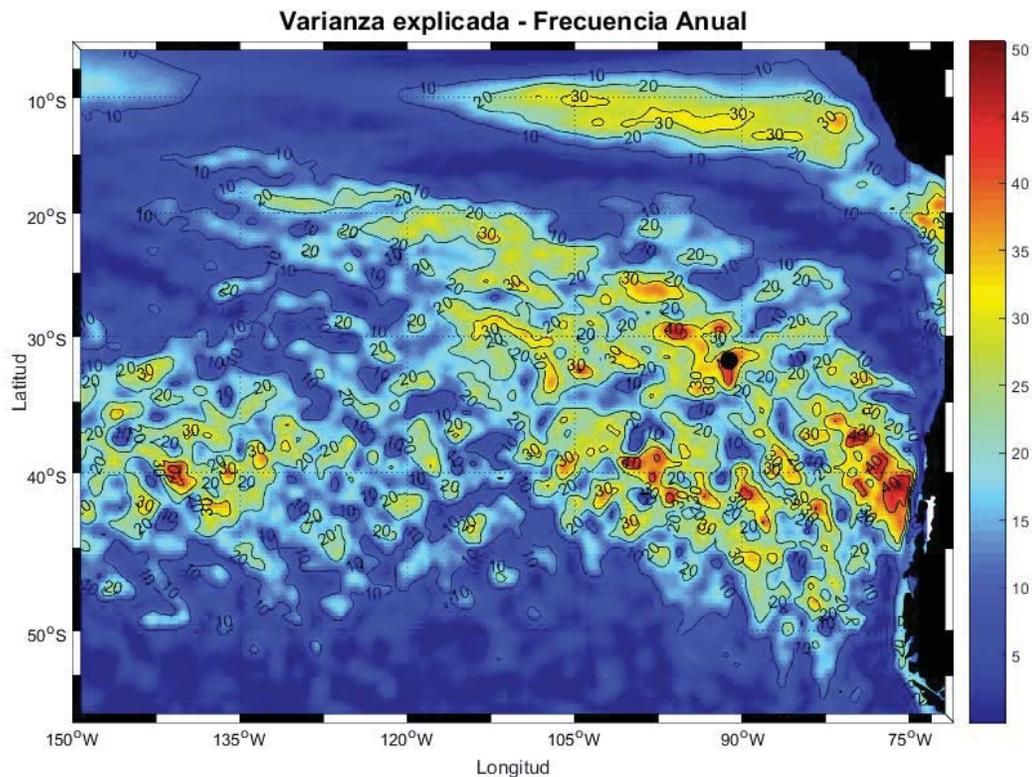


Figura 11. Espectro conjunto de Varianza Fraccional Local  $S_{VLF}$  calculados con 10 años (1993-2003) de anomalías del nivel del mar y esfuerzo del viento.

## Ciclo Anual

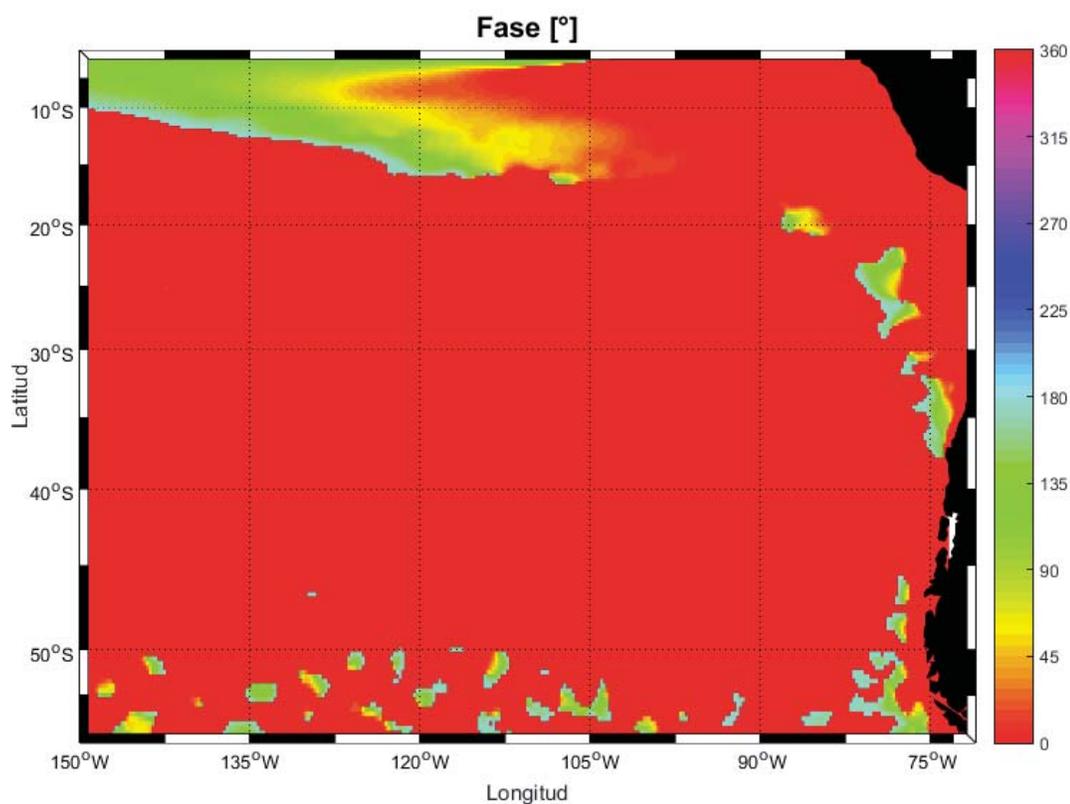
Mediante el MTM-SVD se reconstruyó el patrón espacial en el dominio del tiempo para la frecuencia de interés ( $f = 1$ ).

En la figura 12 se muestra el mapa de la varianza explicada por la frecuencia anual, en donde los colores rojos (azules) indican las zonas donde el ciclo anual posee un mayor (menor) aporte a la variabilidad total. El punto negro ubicado en la figura muestra la zona donde la varianza explicada para el ciclo anual es máxima ( $31,875^{\circ}\text{S } 91,125^{\circ}\text{W}$ ).



**Figura 12.** Campo de varianza explicada por la frecuencia anual de las anomalías del nivel del mar, el lugar de mayor varianza explicada se indica con un punto negro en las coordenadas  $31,875^{\circ}\text{S } 91,125^{\circ}\text{W}$ .

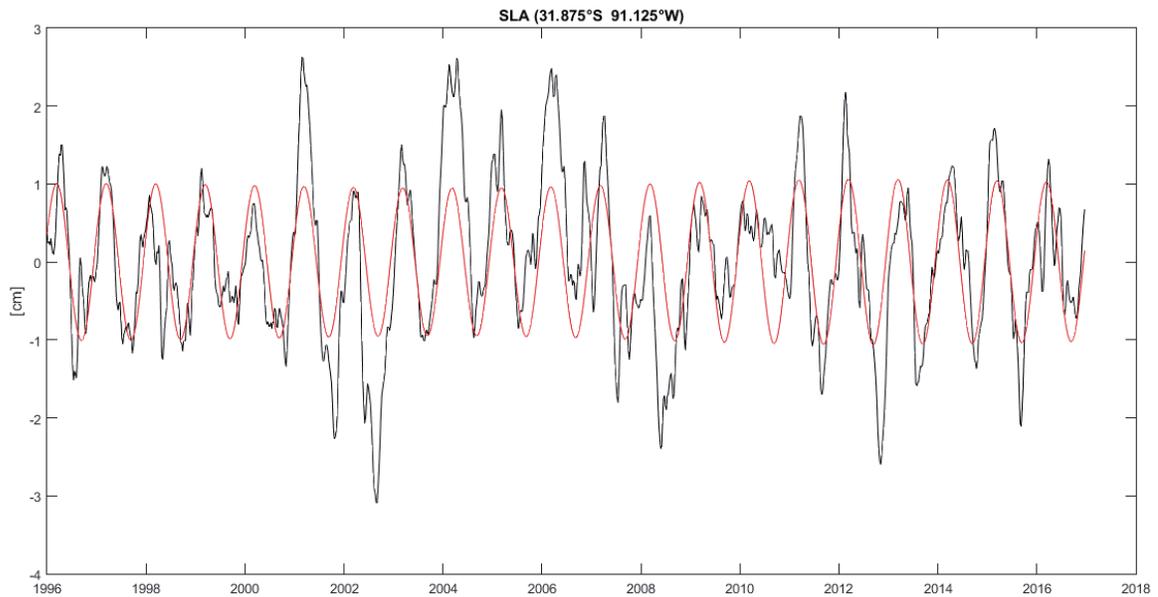
La figura 13 muestra el mapa de la fase de oscilación reconstruida correspondiente a la frecuencia anual, relativa a la fase de la serie en la primera posición, que es  $0$ . En este mapa se presenta una escala de colores cíclica que empieza en rojo (fase =  $0^{\circ}$ ), y termina también en color rojo (fase =  $360^{\circ}$ ), que corresponde al inicio de un nuevo ciclo.



**Figura 13. Campo de la fase de oscilación en la reconstrucción de la frecuencia anual de las anomalías del nivel del mar.**

El ciclo anual explica el 13% de la variabilidad del nivel del mar en la zona de estudio. La distribución espacial de la varianza del ciclo anual (Figura 12), presenta dos zonas en forma de arco que explican más del 20% de la variabilidad de este ciclo. La zona del arco superior presenta un cambio de fase muy notorio y progresivo (Figura 13) pasando de 0° a 180° desde la costa al oeste. En cambio, en el arco inferior se observa una fase relativamente constante ( $\sim 100^\circ$ ) que podría indicar que la oscilación anual en esta zona es de carácter oscilatorio.

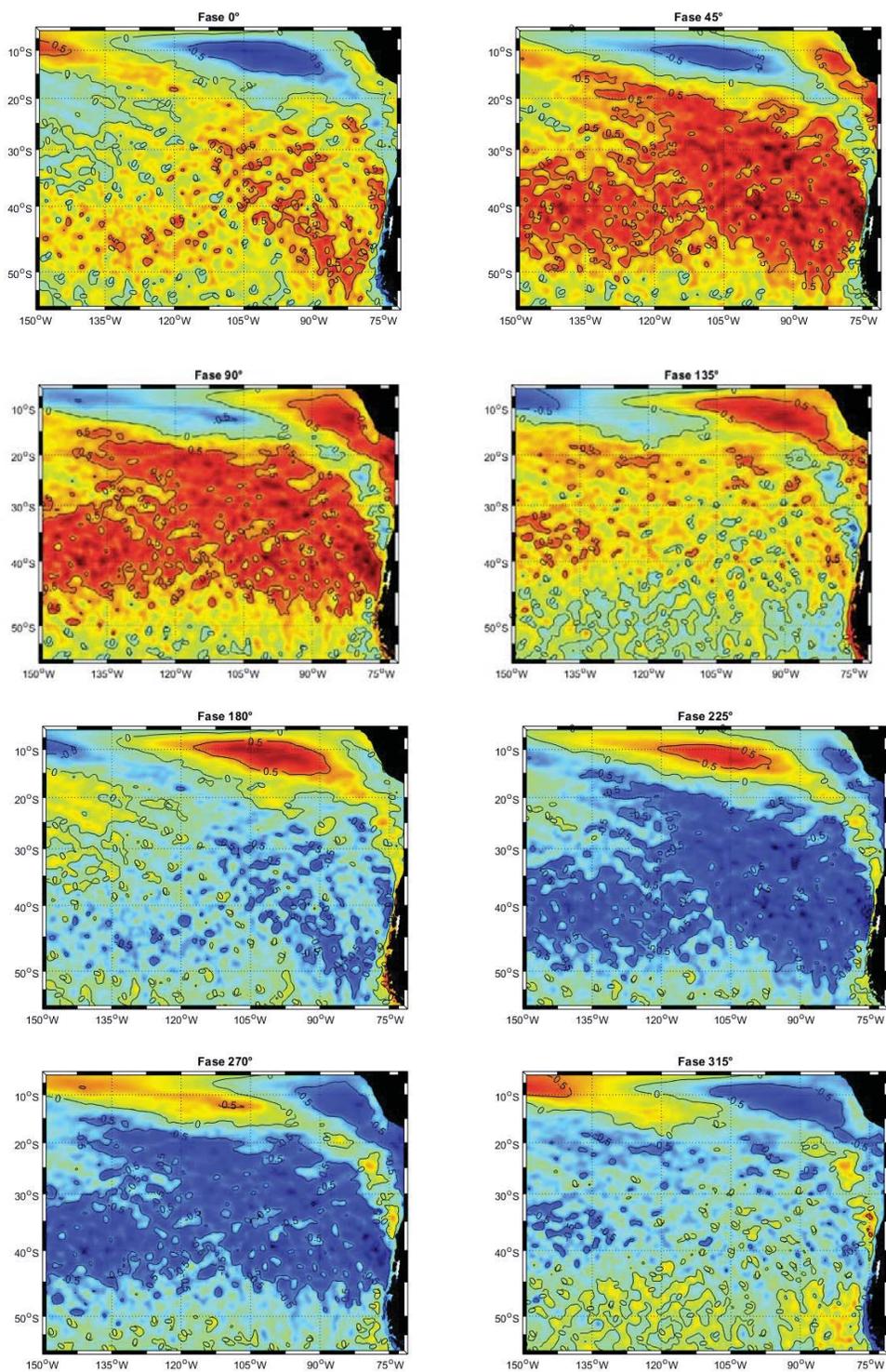
En la Figura 14 muestra una serie de tiempo reconstruida para la ubicación geográfica 31,875°S 91,125°W. Esta es la zona donde se explica el máximo de varianza para la variabilidad anual. En color negro se observa la serie original y en color rojo la serie del ciclo anual reconstruida.



**Figura 14. Serie de tiempo original (línea negra) y ciclo anual reconstruido (línea roja) para el lugar de mayor varianza explicada, indicado en Figura 11.**

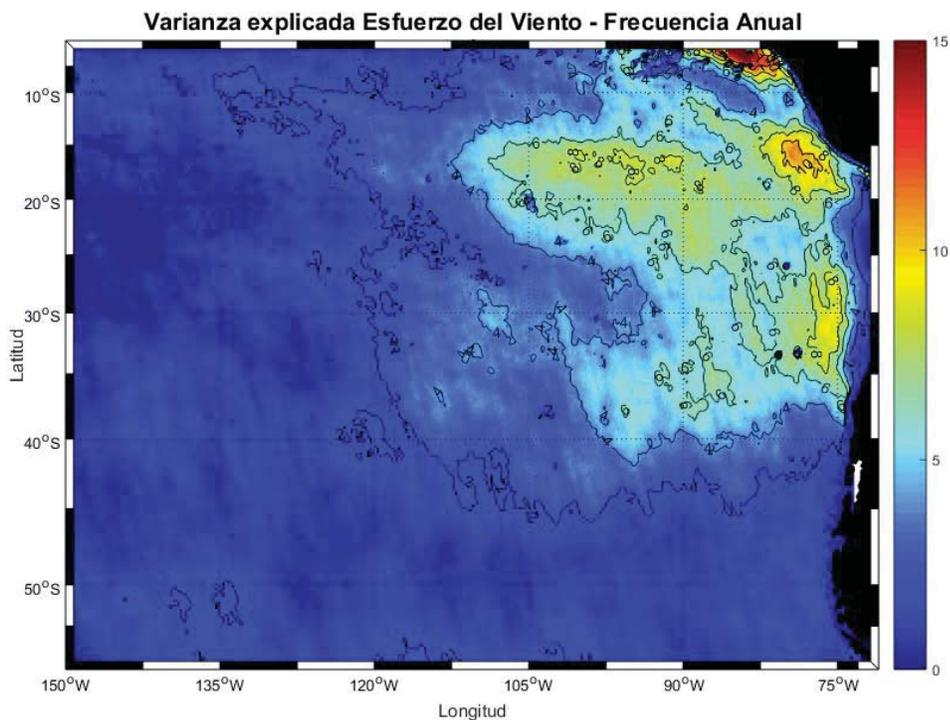
La figura 15 presenta el ciclo canónico de la frecuencia anual ( $f = 1$ ) en ocho imágenes, las cuales fueron seleccionadas dentro de un ciclo de  $0^\circ$  a  $360^\circ$ . Las fases seleccionadas para las imágenes fueron  $0, 45, 90, 135, 180, 225, 270$  y  $315^\circ$ . Cada grado de este ciclo corresponde a  $1,02$  días, el cuál fue calculado como  $(f \times 365,25)/360^\circ$ .

En esta secuencia de imágenes se observó que las anomalías positivas del nivel del mar aparecen inicialmente en la zona costera y se propagan en forma progresiva hacia el oeste, con una mayor rapidez en latitudes bajas (figura 15). Así, las anomalías del nivel del mar llegan a formar un arco que alcanza una máxima extensión zonal (antes de separarse de la costa) en la fase  $180^\circ$ . Entre las fases  $225^\circ$  y  $270^\circ$ , el arco de anomalías positivas se separa de la costa y se propaga hacia el oeste, disipándose casi por completo en la zona oceánica en la fase  $315^\circ$ .

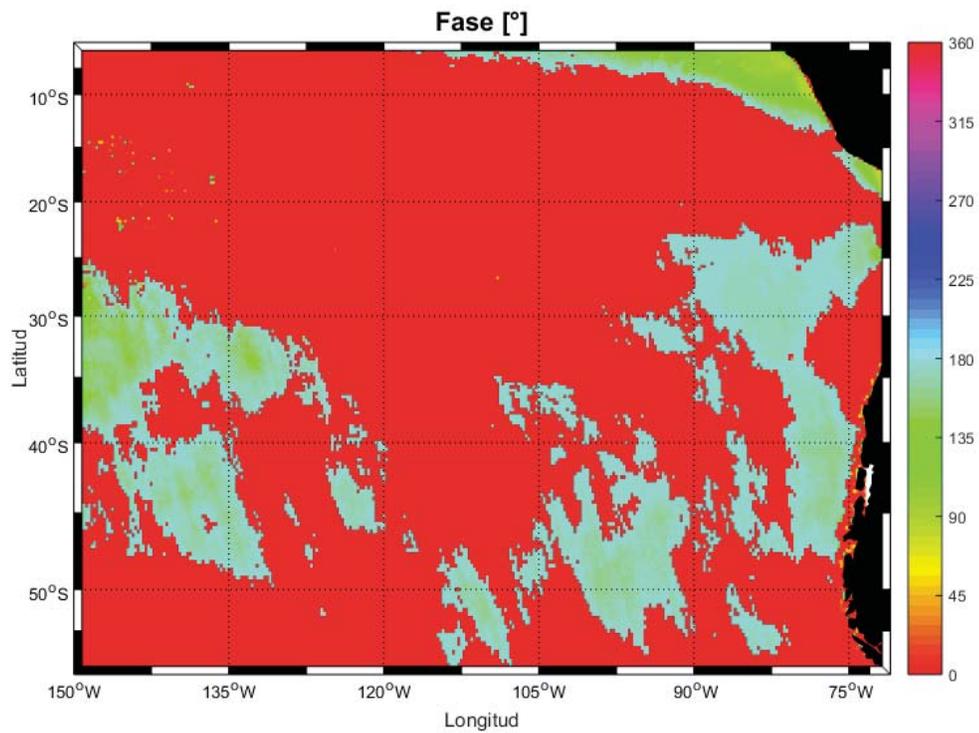


**Figura 15.** Secuencias del ciclo canónico de la oscilación de la frecuencia anual de las anomalías del nivel del mar en el área de estudio. Los tonos rojos indican las anomalías positivas del nivel del mar y los azules las anomalías negativas. Cada grado corresponde a 1,02 días.

En el caso del esfuerzo del viento, el ciclo anual explica sólo el 2,59% de la variabilidad en toda la región. Frente a las costas peruanas, al norte de 15°S, es donde el ciclo anual tiene mayor contribución a la variabilidad del esfuerzo del viento (figura 16). Al igual que en el nivel del mar, el ciclo anual del esfuerzo del viento no se presenta en forma sincrónica en toda la región. En la parte superior del mapa de fase (figura 17) se observó una propagación de norte a sur en la zona costera (disminución progresiva de la fase desde 180° a 0°), en cambio, en la zona oceánica la fase se mantiene relativamente constante.



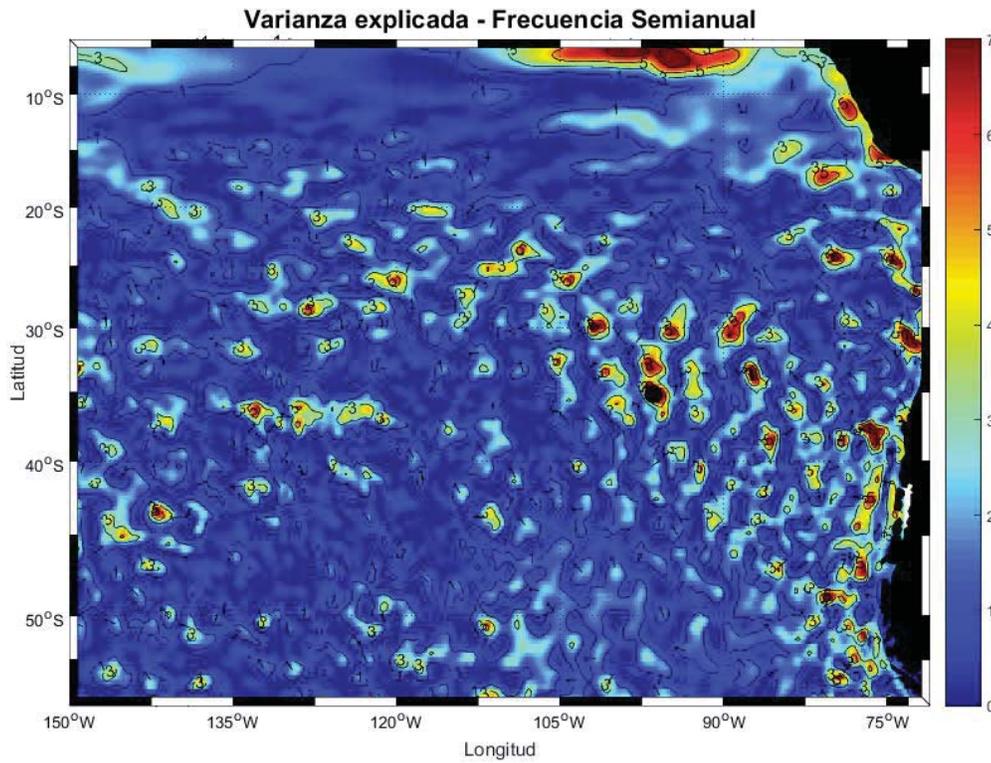
**Figura 16. Campo superficial de varianza explicada en la reconstrucción de la frecuencia anual del esfuerzo del viento.**



**Figura 17. Campo superficial de la fase de oscilación en la reconstrucción de la frecuencia anual de las anomalías del esfuerzo del viento.**

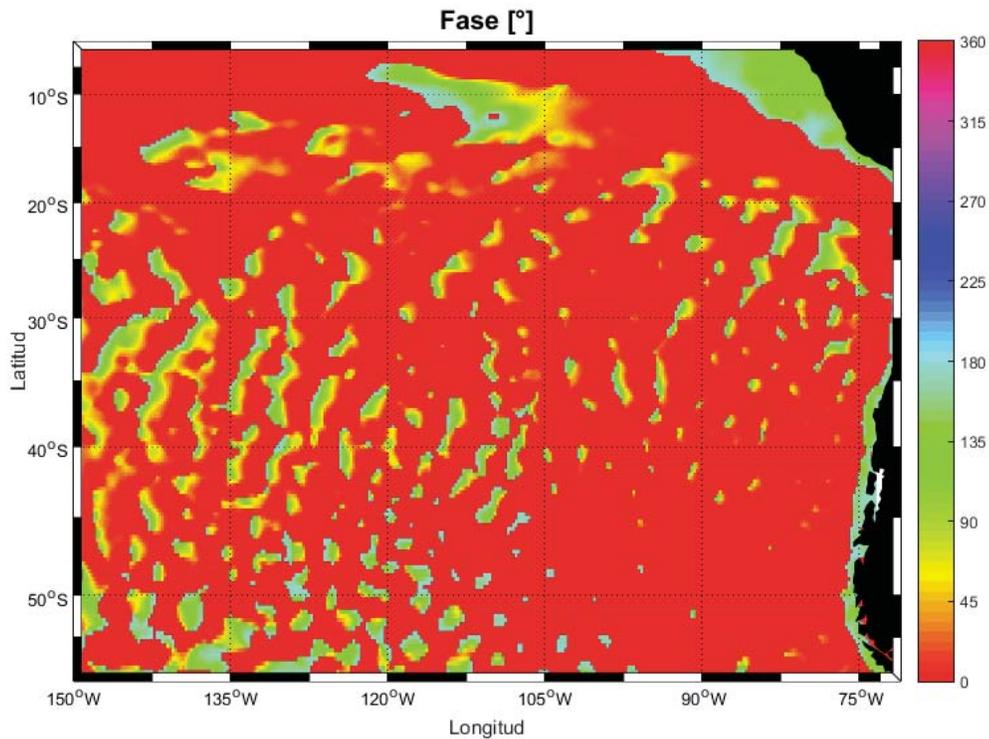
### **Ciclo Semianual**

También se utilizó el MTM-SVD para reconstruir el patrón espacial del ciclo semianual en el dominio del tiempo



**Figura 18.** Campo de varianza explicada en la reconstrucción de la frecuencia semianual de anomalías del nivel del mar.

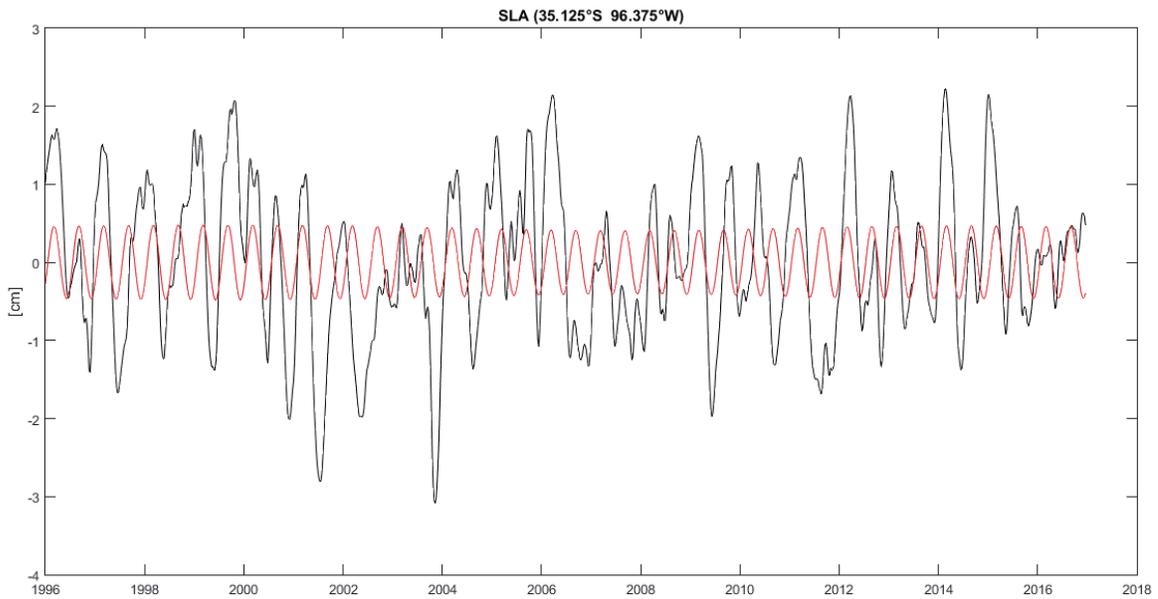
La figura 18 presenta el campo espacial de varianza explicada por el ciclo semianual. Se incorpora un punto negro indicando la zona donde se presenta un mayor aporte a la varianza (35.125°S 90.325°W). La figura 19 muestra el mapa de la fase para el ciclo semianual.



**Figura 19. Campo de la fase de oscilación en la reconstrucción de la frecuencia anual.**

El patrón espacial del ciclo semianual del nivel del mar explica el 1,2% de la variabilidad de la región de estudio. No obstante, frente a Perú (~12°S) se puede observar una zona donde el ciclo semianual explica más del 5% de la variabilidad (Figura 18). En esta zona la señal semianual oscila predominante en forma estacionaria (Figura 19), mientras que en la parte sur se presenta una oscilación que se propaga desde la costa, hacia el oeste.

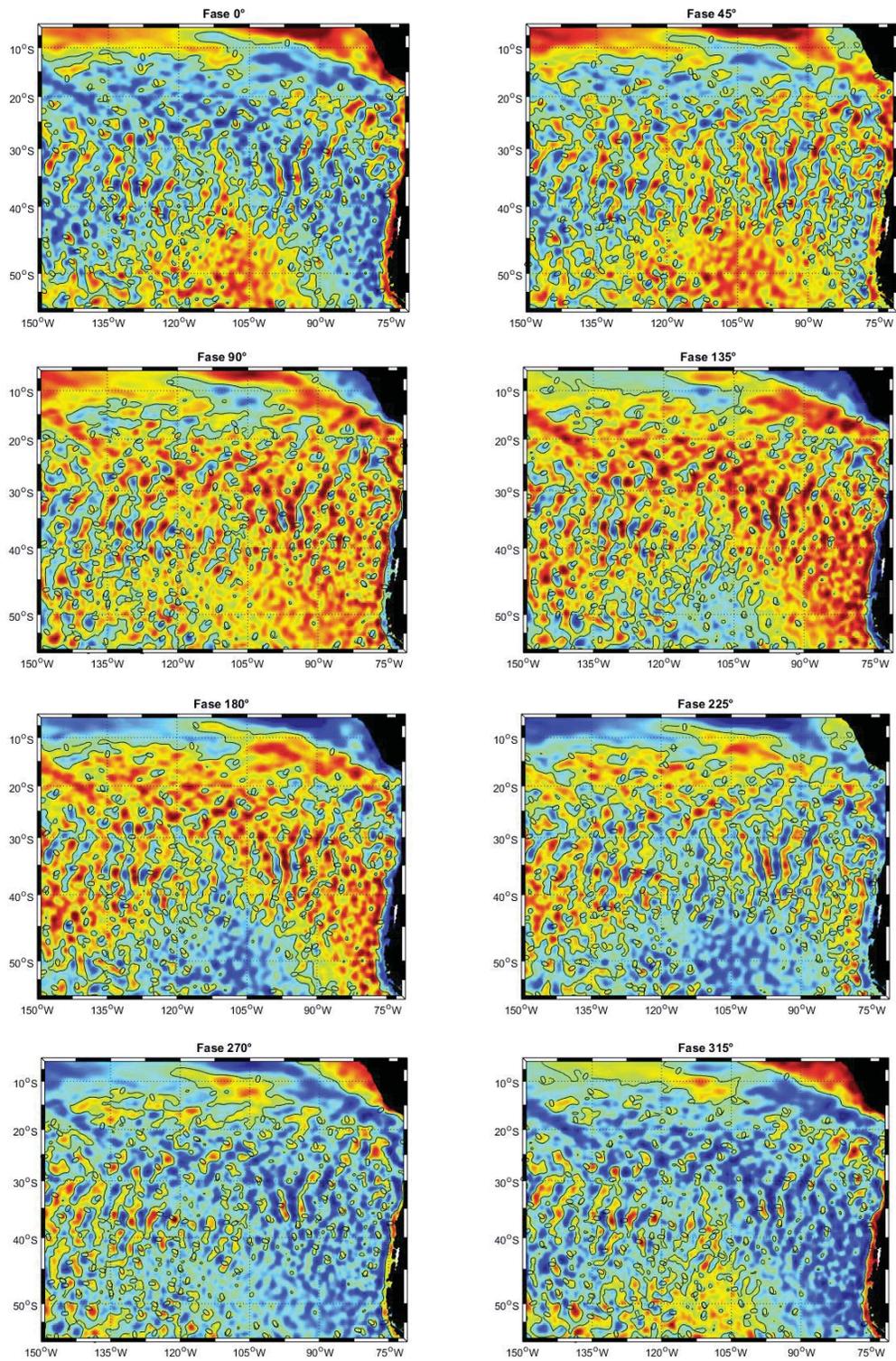
En la Figura 20 se muestra la serie de tiempo reconstruida para la ubicación en donde la varianza semianual es máxima. En color negro se observa la serie original y en color rojo la serie del ciclo anual reconstruida.



**Figura 20. Series de tiempo en la zona con mayor varianza explicada por el ciclo semianual, se muestra la serie de tiempo original (negro) y la oscilación interanual reconstruida (rojo) en el punto geográfico 35.125°S 96.375°W.**

La figura 21 presenta el ciclo canónico de la frecuencia semianual ( $f = 2$ ) en ocho imágenes, las cuales fueron seleccionadas dentro de un ciclo de  $0^\circ$  a  $360^\circ$ . Las fases seleccionadas para las imágenes fueron  $0, 45, 90, 135, 180, 225, 270$  y  $315^\circ$ . Cada grado de este ciclo corresponde a  $2,02$  días, el cuál fue calculado como  $(f \times 365,25)/360^\circ$ .

La secuencia de imágenes muestra una alta propagación de anomalías positivas en la mayor parte del área de estudio ( $20^\circ\text{S} - 55^\circ\text{S}$ ), con valores máximos entre las fases  $90^\circ$  y  $180^\circ$ . También se observó una franja de anomalías positivas en la zona costera, formando un arco en  $10^\circ\text{S}$ , el cual se inicia en la fase  $270^\circ$ , se propaga hacia el oeste y se separa de la costa en la fase  $135^\circ$ .



**Figura 21. Secuencias del ciclo canónico de la oscilación de la frecuencia semianual de las anomalías del nivel del mar en el área de estudio. Los tonos rojos indican las anomalías positivas del nivel del mar y los azules las anomalías negativas. Cada grado corresponde a 2,02 días.**

La figura 28 presenta un análisis de coherencia y fase entre el índice Niño 3.4 y la serie de tiempo en donde la varianza asociada a la variabilidad anual es máxima (31,875°S 91,125°W). La figura 29 presenta el mismo análisis, pero entre el índice indicado y la serie de tiempo en donde el aporte de la variabilidad semianual es máxima (35,125°S 90,325°W). Se observó que la variabilidad semianual presentó una mayor coherencia cuadrada con el Niño 3.4 con una significancia mayor al 99%, mientras que la coherencia cuadrada de la variabilidad anual con el índice apenas por encima del 95% de significancia estadística.

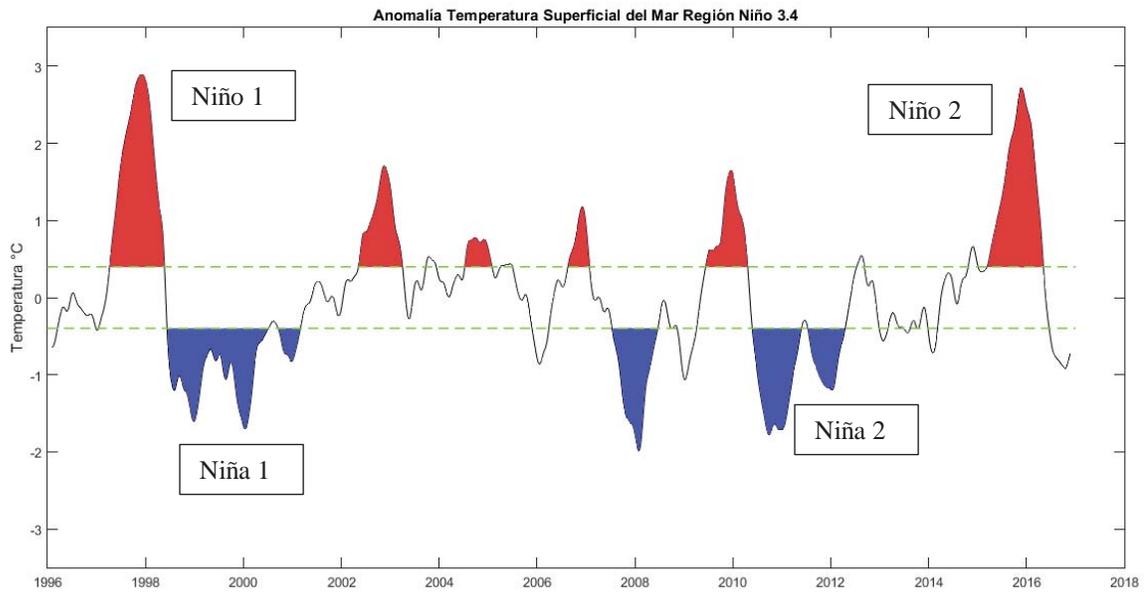
En la figura 30 (31) se presenta el análisis de coherencia y fase entre el esfuerzo del viento y la serie de tiempo en el punto geográfico en donde la banda anual (semianual) explica el mayor porcentaje de variabilidad en el área de estudio. En ambos casos se observa un peak de coherencia cuadrada sobre el 99% de significancia, pero en el caso de la variabilidad anual este peak es más grande en relación al asociado a la variabilidad semianual.

### Ciclo ENOS

La serie de tiempo del índice Niño 3.4 se separó en períodos El Niño, La Niña y de transición. La figura 22 muestra en rojo los períodos El Niño y en azul los períodos La Niña, en blanco se dejan los períodos de transición. La línea punteada verde indica el límite de  $\pm 0.4^{\circ}\text{C}$  de la anomalía de la TSM, considerado para determinar el período en que se encuentra. Para analizar cómo influyen la variabilidad anual de las anomalías de nivel del mar y del esfuerzo del viento, y en la variabilidad semianual de las anomalías del nivel mar se eligieron dos períodos El Niño y dos períodos La Niña (Tabla 1). A estos períodos se les realizó una reconstrucción mediante el MTM-SVD para determinar cuánto porcentaje de varianza explica.

**Tabla 1. Determinación de períodos representativos de El Niño y La Niña para su posterior análisis.**

<b>Período</b>	<b>Inicio</b>	<b>Término</b>
Niño 1	09/04/1997	20/05/1998
Niño 2	18/03/2015	04/05/2016
Niña 1	10/06/1998	28/02/2001
Niña 2	26/05/2010	18/04/2012



**Figura 22. Índice Niño 3.4 para determinar períodos cálidos (El Niño) y fríos (La Niña) del ciclo ENSO, en azul se muestran los períodos fríos y en rojo los cálidos.**

La Tabla 2 muestra el resultado de las reconstrucciones de la variabilidad anual y semianual para el nivel del mar y el esfuerzo del viento en los distintos períodos de estudios. Es importante señalar que la varianza explicada por la variabilidad anual es mayor en todos los casos. Para la anomalía del nivel del mar, cuando hay Niño la varianza en estas dos frecuencias explica más del 80% de la variabilidad de la región, lo que cambia considerablemente durante un período Niña, en donde la varianza que aporta la banda semianual disminuye drásticamente. El esfuerzo del viento aporta una menor cantidad de varianza a la variabilidad del lugar, pero mantiene las mismas tendencias de la anomalía del nivel del mar, presentando valores más altos en períodos Niño, los que disminuyen notoriamente en los casos Niña.

**Tabla 2. Porcentaje de varianza explicada para distintas variabilidades de la anomalía del mar y esfuerzo del viento en distintos períodos de ENOS.**

<b>Período</b>	<b>Anomalía de nivel del mar</b>		<b>Esfuerzo del viento</b>	
	<b>Anual</b>	<b>Semianual</b>	<b>Anual</b>	<b>Semianual</b>
Niño 1	46,71%	40,99%	6,87%	7,08%
Niño 2	48,81%	41,78%	8,12%	9,98%
Niña 1	23,43%	6,73%	4,19%	2,37%
Niña 2	34,36%	14,35%	8,50%	6,01%

## DISCUSIÓN

Basado en el análisis de los distintos diagramas Hovmöller, se determinó que la velocidad de propagación de las ondas de Rossby disminuye de norte a sur, en concordancia con los resultados obtenidos por Hill *et al.* (2000) y Chelton *et al.* (1998) para el Pacífico suroriental.

Al aplicar el método MTM-SVD a los datos satelitales del nivel del mar y viento en el área de estudio se observó que la mayor parte de la variabilidad fue aportada por la frecuencia anual, con una pequeña contribución de la frecuencia semianual, la que aportó con menos del 2% de la varianza del área. Para determinar si existe algún patrón de covariabilidad entre el campo del nivel del mar y el esfuerzo del viento, en el dominio de la frecuencia, se calculó el espectro conjunto entre el campo de ambas variables (Figura 11) El espectro conjunto monstruo que durante el periodo de estudio la mayor parte de la variabilidad es explicada en conjunto por la banda anual e interanual, y en menor medida por la banda semianual.

Al reconstruir el patrón espacial de la frecuencia anual, una de las principales características encontradas, fue la generación costera y su propagación hacia el oeste de las anomalías del nivel mar. El patrón espacial del ciclo anual y sus respectivas características de las señales que se propagan en el espacio, pueden ser descritos con mayor detalle en una secuencia de imágenes para distintas fases del ciclo canónico (Figura 15). La propagación se presentó mediante un patrón similar al primero modo baroclino de una onda de Rossby presentado por Chelton *et al.* (1998). Otros estudios basados en altimetría satelital, han mostrado que los primeros modos baroclinos de las ondas de Rossby aportan la mayor parte de la variabilidad del nivel del mar en el Pacífico Suroriental (Cipollini *et al.*, 1997; Killworth *et al.*, 1997). Además estas ondas generan el arco de alta variabilidad en el nivel del mar observado en 30°S (Wakata & Kitaya, 2002).

En latitudes mayores a 30°S, se presentan diferencias importantes entre la velocidad de fase de las anomalías del nivel del mar respecto a la propagación teórica del primer modo baroclino de una onda de Rossby. Esto ha sido asociado a la presencia de remolinos de mesoescala (Hormazabal *et al.*, 2004; Correa-Ramírez *et al.*, 2007), a la presencia de modos

baroclinos de orden mayor (Chelton & Schlax, 1996) y a una combinación de ondas y remolinos de mesoescala (Chelton *et al.*, 2007). Wakata & Kitaya (2002) indican que para la generación de una onda de Rossby anual en el Pacífico Suroriental el principal mecanismo es el rotor del esfuerzo del viento sobre el borde costero. Otros autores también indican que la variabilidad del nivel del mar en el borde costero es causada por la surgencia costera y la reflexión de ondas de Kelvin (Pizarro *et al.*, 2001; Vega *et al.*, 2003; Ramos *et al.* 2006). Mediante el análisis de coherencia y fase, se ha observado una alta correlación entre el ciclo anual del esfuerzo del viento y el nivel del mar a lo largo de la zona costera, sugiriendo que el viento también es un mecanismo forzante de ondas de Rossby anuales (Correa-Ramírez & Hormazabal, 2012).

Entre 30° y 50°S se presenta una alta contribución del ciclo anual a la variabilidad del nivel del mar en la zona oceánica. Cabe destacar, que en esta zona se observó que la variabilidad del nivel del mar es principalmente estacionaria no mostrando una asociación con la propagación de ondas de Rossby. Webb & De Cuevas (2003) mostraron que la variabilidad del nivel del mar en la zona oceánica del Pacífico suroriental es generalmente barotrópica y se encuentra forzada por cambios en el campo de viento superficial, lo que concuerda con las correlaciones significativas observadas entre el nivel del mar y el viento.

Se ha observado que durante los períodos cálidos del ENSO, las ondas de Rossby son generadas por la propagación hacia el polo de las ondas de Kelvin, las cuales son forzadas remotamente por el viento en el Pacífico ecuatorial (Pizarro *et al.*, 2001; Vega *et al.*, 2003; Ramos *et al.*, 2006). Las diferencias entre la velocidad de propagación de estas perturbaciones con la velocidad teórica del primer modo baroclino de una onda de Rossby, fue atribuido a la presencia de remolinos de mesoescala asociados a una intensificación de la surgencia costera durante el período cálido del ENSO. El efecto contrario se produce durante el período frío del ENSO, donde disminuyen los remolinos de mesoescala por un debilitamiento de la surgencia costera (Correa-Ramírez *et al.*, 2012).

En el Pacífico suroriental, durante períodos cálidos del ENSO las ondas de Rossby explican gran parte de la variabilidad anual y semianual, mientras que durante los períodos

fríos predomina la variabilidad anual y la semianual disminuye considerablemente. Hormázabal et al. (2006) con mediciones de corrientes en el talud continental frente a Chile (30°S), presentó resultados congruentes a los encontrados en este estudio respecto al aporte de la variabilidad anual y semianual en distintos períodos del ENSO, por su parte, otros autores (Pizarro *et al.*, 2001; Vega *et al.*, 2003; Correa-Ramírez & Hormázabal, 2012) demostraron que durante los períodos Niño la variabilidad predominante, forzada desde el Pacífico Ecuatorial, se encuentra en la banda interanual. Esto sugiere que durante los períodos Niño la variabilidad interanual y semianual, forzada en el Pacífico Ecuatorial domina la variabilidad de baja frecuencia en la zona de estudio.

## CONCLUSIONES

Las observaciones de anomalías del nivel del mar mediante altimetría satelital muestran una propagación hacia el oeste de ondas de Rossby, las cuales poseen una velocidad similar al primer modo baroclino de una onda de Rossby, y disminuyen su intensidad de norte a sur.

En la zona de estudio, la variabilidad del nivel del mar y el esfuerzo del viento es explicada principalmente por fluctuaciones anuales, y en menor medida por semianuales. Durante la fase cálida del ENSO las ondas de Rossby son forzadas principalmente en el Pacífico Ecuatorial teniendo gran contribución de la banda anual y semianual, en cambio, durante la fase fría, esta variabilidad es dominada por ondas de Rossby forzadas por el viento costero asociadas a la variabilidad anual.

## REFERENCIAS

- **Challenor, P., P. Cipollini & D. Cromwell. 2001.** Use of the 3D Radon Transform to examine the properties of oceanic Rossby waves. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 18: 1558-1566.
- **Challenor, P., P. Cipollini, D. Cromwell, K. Hill, G. Quartly & S. Robinson. 2010.** Characteristics of mid-latitude Rossby wave propagation from multiple satellite datasets. *International Journal of Remote Sensing*, 25(7): 1297-1302.
- **Chelton, D. B. & M. G. Schlax. 1996.** Global observation of oceanic Rossby waves. *Science*, 272: 234-238.
- **Chelton, D. B., R. Deszoeke & M. G. Schlax. 1998.** Geographical variability of the first baroclinic Rossby radius of deformation. *Journal of Physical Oceanography*, 28:433-460.
- **Cipollini, P., D. Cromwell, M. Jones, G. Quartly & P. G. Challenor. 1997.** Concurrent altimeter and infrared observations of Rossby wave propagation near 34°N in the Northeast Atlantic. *Geophysical Research Letters*, 24(8): 889-892.
- **Correa-Ramirez, M.A., S. Hormazabal, & G. Yuras. 2007.** Mesoscale eddies and high chlorophyll concentrations off central Chile (29°-39°S). *Geophys. Res. Lett.*, 34(12): 5 pp.
- **Correa-Ramírez, M. & S. Hormazábal. 2012.** MultiTaper Method-Singular Value Decomposition (MTM-SVD): variabilidad espacio-frecuencia de las fluctuaciones del nivel del mar en el Pacífico Suroriental. *Lat. Am. J. Aquat. Res.*, 40(4): 1039-1060.
- **Emery, W.J. & R. E. Thompson. 1997.** *Data Analysis Methods in Physical Oceanography*. Elsevier Science, Nueva York, 654 pp.
- **Gill, A. 1982.** *Atmosphere-Ocean Dynamics*. Academic Press, San Diego, 662 pp.
- **Hill, E., B. M. Hickey, F. A. Shillington, P. T. Strub, K. H. Brink, E. D. Barton & A. C. Thomas. 1998.** Eastern Ocean Boundaries. En: A. R. Robinson & K. H. Brink (Eds). *The Sea*, Vol. 11, Jhon Wiley & Sons, New York, pp. 29-67.

- **Hill, E., I. Robinson & P. Cipollini. 2000.** Propagation characteristics of extratropical planetary waves observed in the ASTR global sea surface temperature record. *Journal of Geophysical Research*, 105(C9): 927-945.
- **Hormazabal, S., G. Shaffer & O. Leth. 2004.** Coastal transition zone off Chile. *J. Geophys. Res.-Oceans.*, 109(C01021): 1-13.
- **Hormazabal, S., G. Shaffer, N. Silva & E. Navarro. 2006.** The Perú-Chile undercurrent and the oxygen minimum zone variability off central Chile. *Gayana (Concepción)*, 70(1): 37-45.
- **Jacobs, G., H. Hulburt, J. Kindle, E. Metzger, J. Mitchell, W. Teague & A. Wallcraft. 1994.** Decadal scale trans-Pacific propagation and warming effects of an El Niño anomaly. *Nature*, 370: 360-363.
- **Killworth, P.D., D.B. Chelton & R.A. de Szoeke. 1997.** The Speed of Observed and Theoretical Long Extratropical Planetary Waves. *J. Phys. Oceanogr.*, 27: 1946-1966.
- **Killworth, P., P. Cipollini, B. Mete Uz & J. Blundell. 2004.** Physical and biological mechanism for planetary waves observed in satellite-derived chlorophyll. *Journal of Geophysical Research*, 109(C7): 1-18.
- **McPhaden, M.J. 2002.** El Niño and La Niña: causes and global consequences. En: *Encyclopedia of Global Environmental Change, Vol 1.* John Wiley and Sons, Chichester, pp. 353-370.
- **Mann, M.E. & J. Park. 1999.** Oscillatory spatiotemporal signal detection in climate studies: a Multiple-Taper Spectral domain approach. In: R. Dmowska & B. Saltzman (eds.). *Advances in geophysics.* Elsevier, 41: 1-131.
- **McCreary, J. 1976.** Eastern tropical Ocean Response to changing Wind System: with application to El Niño. *Journal of Physical Oceanography*, 6: 632-645.
- **Pizarro, O., S. Hormazábal, A. González & E. Yañez. 1994.** Variabilidad del viento, nivel del mar y temperatura en la costa de Chile. *Invest. Mar.*, 25: 85-101.
- **Pizarro, O., S. Van Gorder & A. J. Clarke. 2001.** El Niño sea level and currents along the South American Coast: Comparison of observations with theory. *Journal of Physical*

Oceanography, 31(7): 1891-1903.

- **Ramos, M., O. Pizarro, L. Bravo & B. Dewitte. 2006.** Seasonal variability of the permanent thermocline off northern Chile. *Geophys. Res. Lett.*, 33(L09608): 4 pp.
- **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 1991-1992 El Niño. *Journal of Physical Oceanography*, 27: 217-235.
- **Trenberth, K. & National Center for Atmospheric Research Staff (Eds). 2016.** The Climate Data Guide: Nino SST Indices (Nino 1+2, 3, 3.4, 4; ONI and TNI). Página [<https://climatedataguide.ucar.edu/climate-data/nino-sst-indices-nino-12-3-34-4-oni-and-tni>] Revisado: 15 de Julio 2018.
- **Vega, A., Y. du-Penhoat, B. Dewitte & O. Pizarro. 2003.** Equatorial forcing of interannual Rossby waves in the eastern South Pacific. *Geophysical Research Letters*, 30(5): 1197.
- **Wakata, Y. & S. Kitaya. 2002.** Annual Variability of Sea Surface Height and Upper Layer Thickness in the Pacific Ocean. *J. Oceanogr.*, 58(3):439-450.
- **Webb, D.J. & B.A. de Cuevas. 2003.** The region of large sea surface height variability in the southeast Pacific Ocean. *J. Phys. Oceanogr.*, 33(5): 1044 pp.
- **Zang, X., L.-L. Fu, & C. Wunsch. 2002.** Observed reflectivity of the western boundary of the equatorial Pacific Ocean. *J. Geophys. Res.*, 107(C10), 3150.

## ANEXOS

### Diagramas Hovmöller de anomalías del nivel mar de la zona de estudio

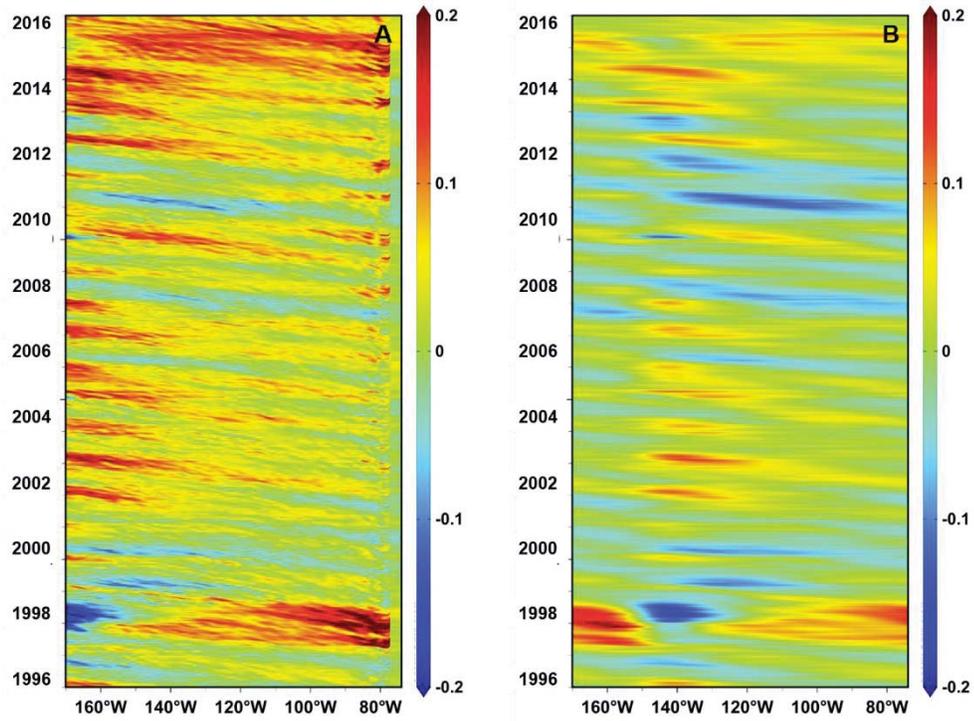


Figura 23. Diagrama Hovmöller de anomalías de nivel del mar (cm) para los 10°S. En A se muestra los datos sin tratar y en B los datos filtrados con un filtro Coseno-Lanczos pasa-baja.

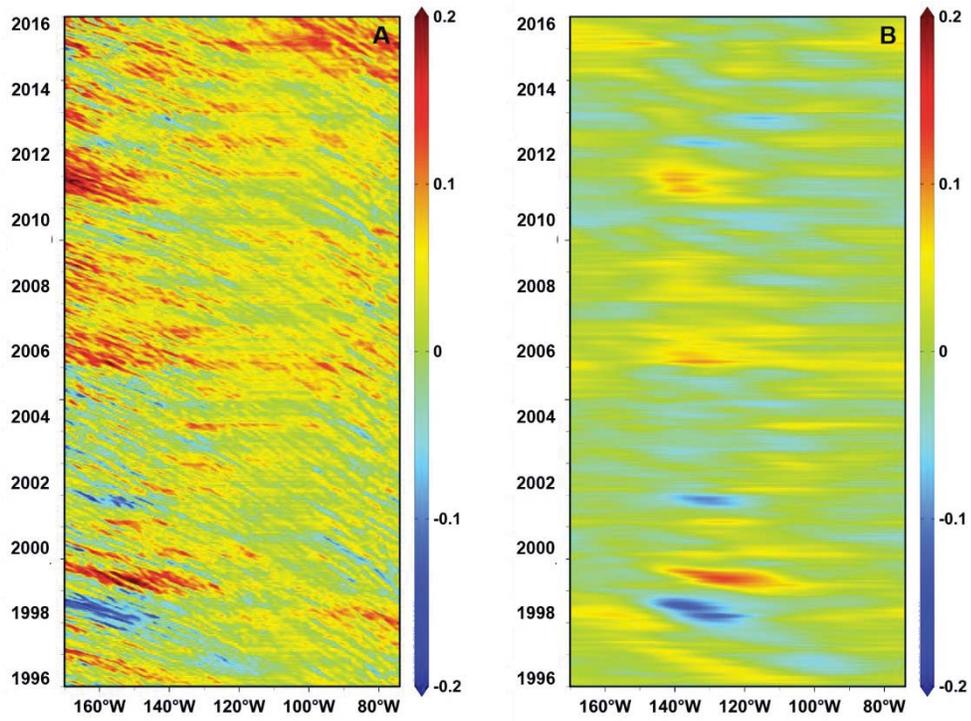


Figura 24. Diagrama Hovmöller de anomalías de nivel del mar (cm) para los 20°S. En A se muestra los datos sin tratar y en B los datos filtrados con un filtro Coseno-Lanczos pasa-baja.

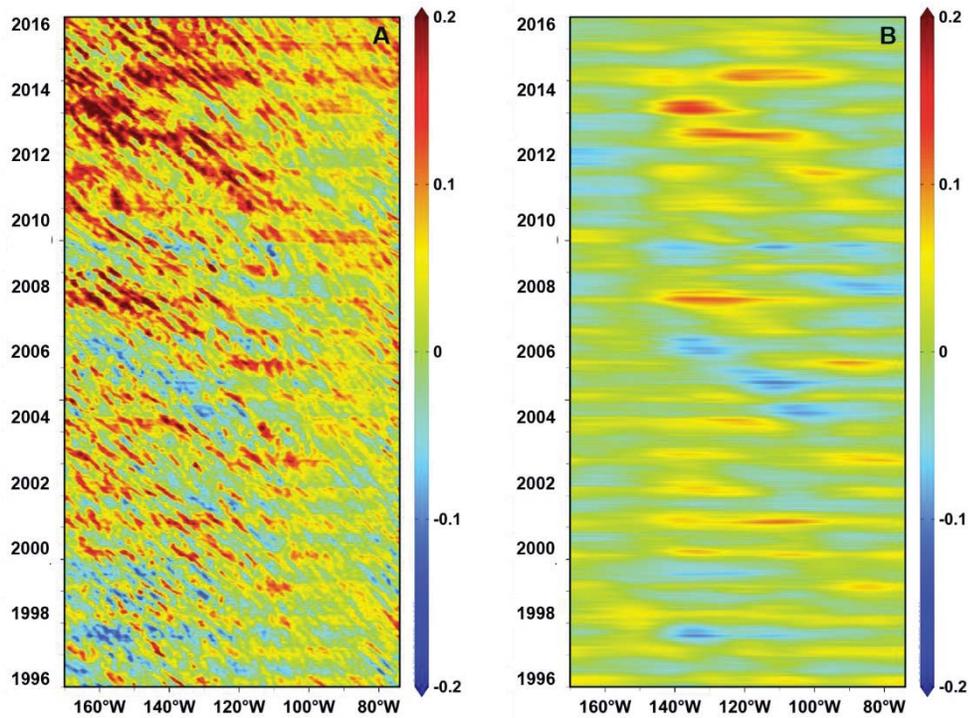


Figura 25. Diagrama Hovmöller de anomalías de nivel del mar (cm) para los 30°S. En A se muestra los datos sin tratar y en B los datos filtrados con un filtro Coseno-Lanczos pasa-baja.

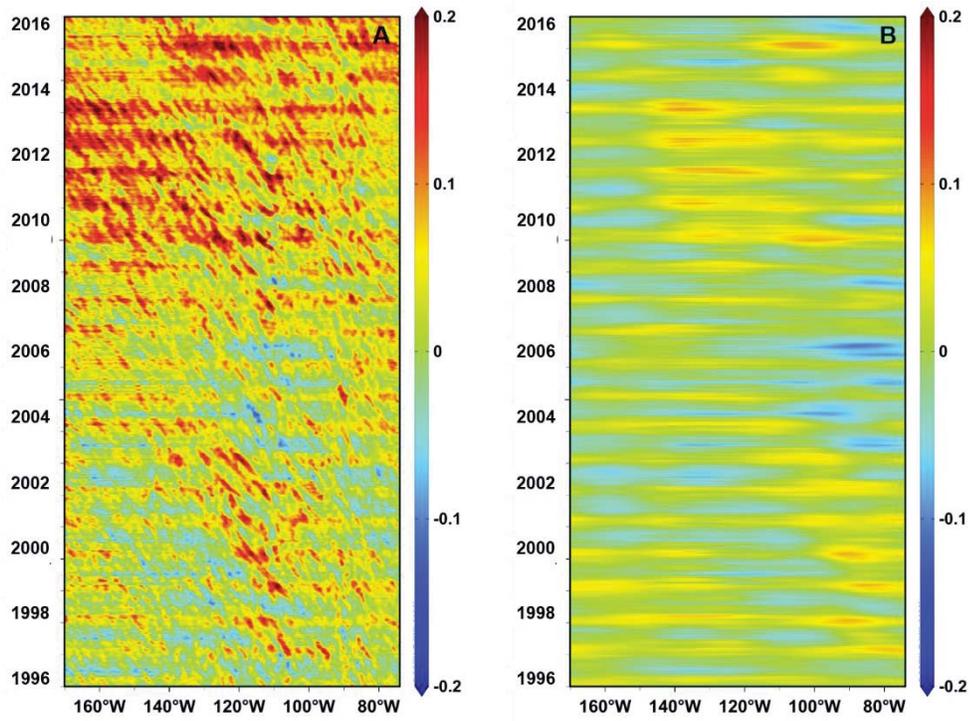


Figura 26. Diagrama Hovmöller de anomalías de nivel del mar (cm) para los 40°S. En A se muestra los datos sin tratar y en B los datos filtrados con un filtro Coseno-Lanczos pasa-baja.

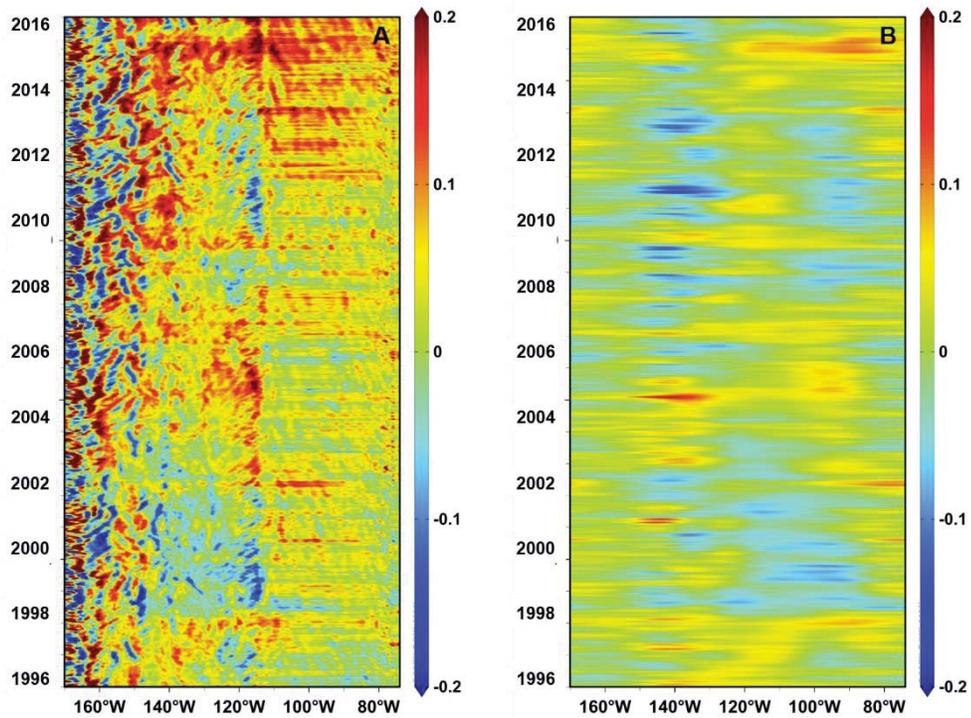
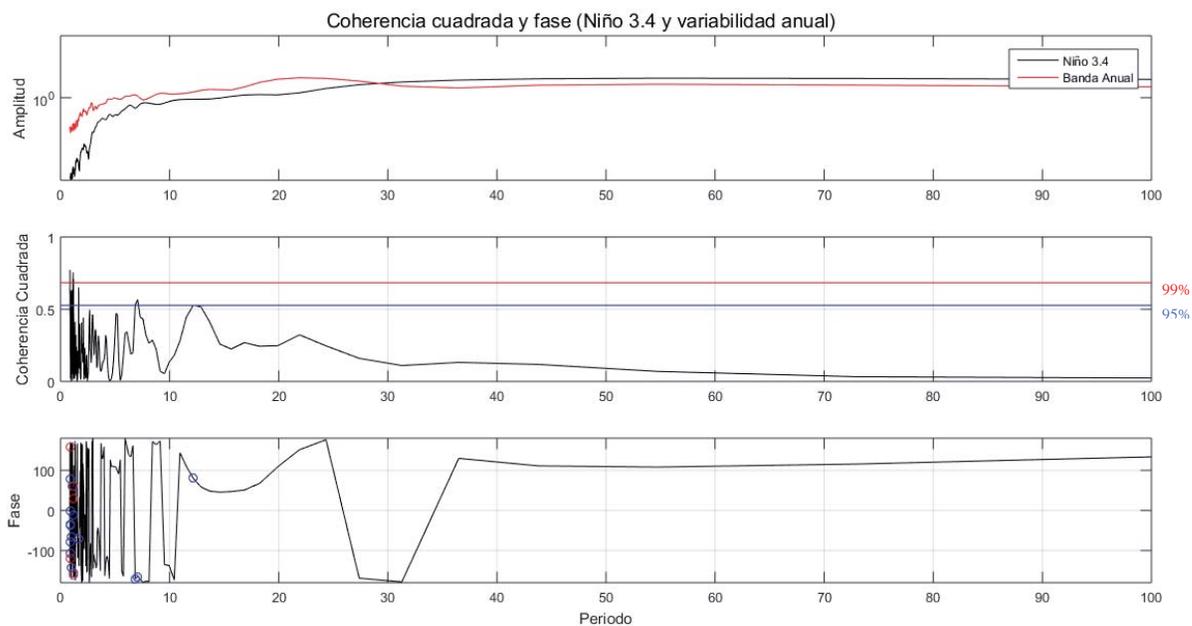
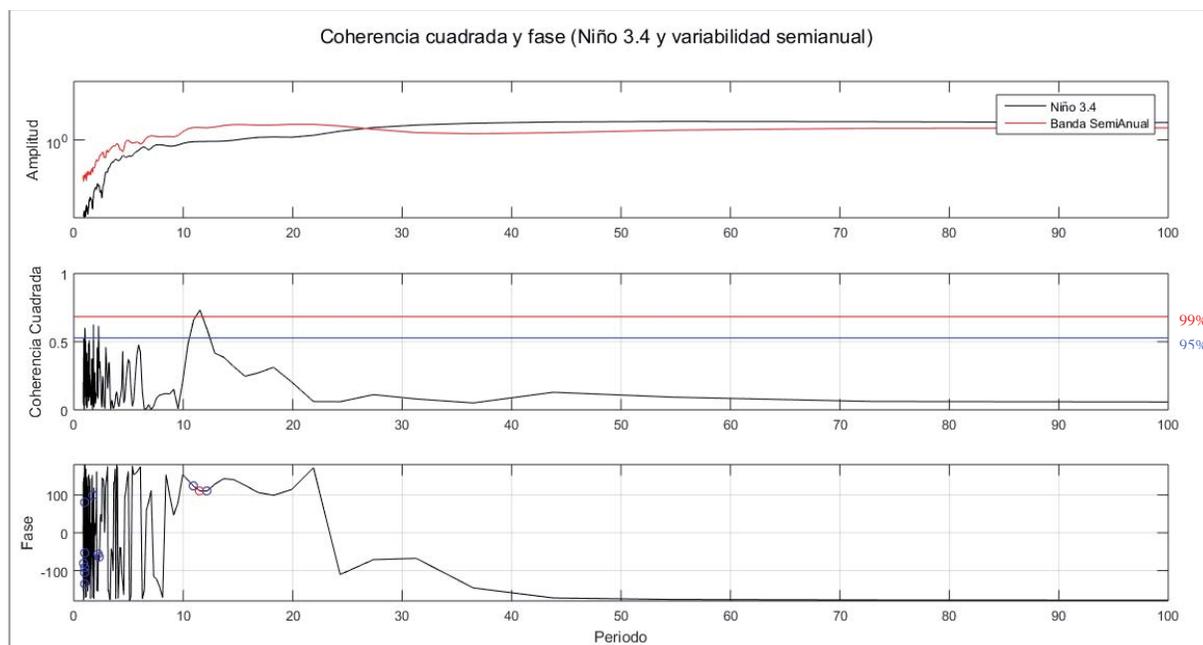


Figura 27. Diagrama Hovmöller de anomalías de nivel del mar (cm) para los 50°S. En A se muestra los datos sin tratar y en B los datos filtrados con un filtro Coseno-Lanczos pasa-baja.

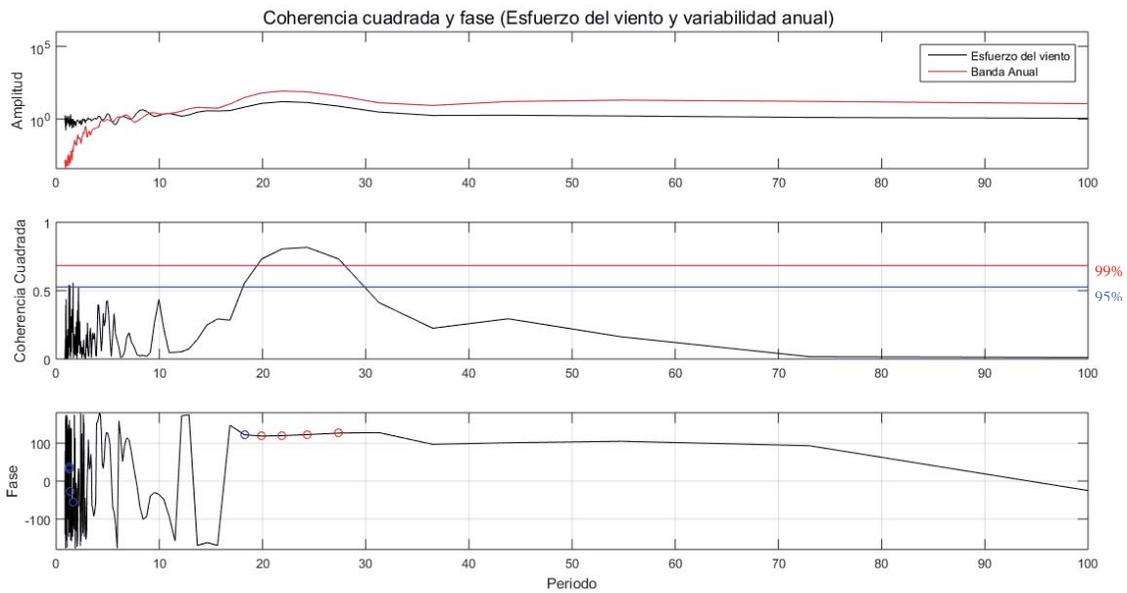
## Análisis de Coherencia y Fase



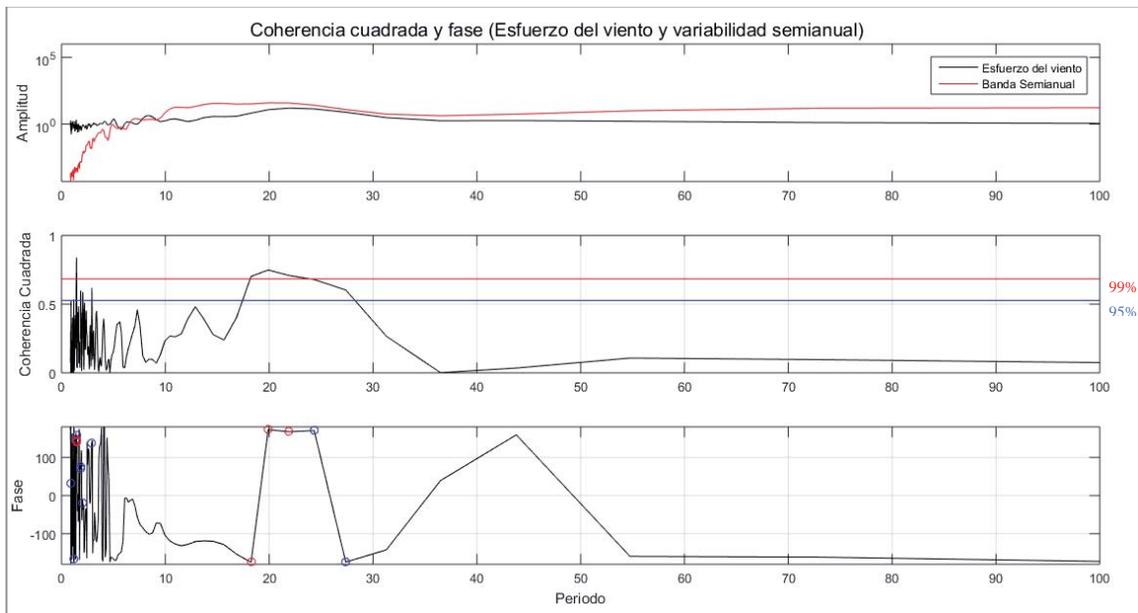
**Figura 28.** Análisis de Coherencia y Fase entre el índice Niño 3.4 y la serie de tiempo en el punto geográfico en donde la banda anual explica el mayor porcentaje de variabilidad en el área de estudio.



**Figura 29.** Análisis de Coherencia y Fase entre el índice Niño 3.4 y la serie de tiempo en el punto geográfico en donde la banda semianual explica el mayor porcentaje de variabilidad en el área de estudio.



**Figura 30. Análisis de Coherencia y Fase entre el esfuerzo del viento y la serie de tiempo en el punto geográfico en donde la banda anual explica el mayor porcentaje de variabilidad en el área de estudio.**



**Figura 31. Análisis de Coherencia y Fase entre el esfuerzo del viento y la serie de tiempo en el punto geográfico en donde la banda semianual explica el mayor porcentaje de variabilidad en el área de estudio.**