

UNIVERSIDAD NACIONAL MAYOR DE SAN MARCOS
(Universidad del Perú, Decana de América)

Escuela de Postgrado
Facultad de Ciencias Físicas
Unidad de Postgrado



Variabilidad Intra-estacional de la Onda de Kelvin Ecuatorial en el Pacífico
(2000-2007): Simulación Numérica y datos observados

Tesis para obtener el Grado Académico de Magíster en Física con mención en
Geofísica

Kobi Alberto Mosquera Vásquez

LIMA-PERÚ

2009



UNIVERSIDAD NACIONAL MAYOR DE SAN MARCOS
(Universidad del Perú, Decana de América)
FACULTAD DE CIENCIAS FÍSICAS
UNIDAD DE POSGRADO

“Año de la Unión Nacional Frente a la Crisis Externa”

ACTA DE SUSTENTACION DE TESIS PARA OPTAR EL GRADO ACADÉMICO DE MAGÍSTER EN FÍSICA CON MENCIÓN EN GEOFISICA

A los veinticinco días del mes de agosto del año dos mil nueve, siendo las cinco de la tarde con treinta minutos, se reunió el Jurado Examinador, en el Auditorio #109 de la Facultad de Ciencias Físicas, presidido por el Dr. Jorge A. Bravo Cabrejos, Presidente del Jurado, y con la asistencia de los siguientes miembros:

Dr. Leonidas C. Ocola Aquisé	Miembro
Mg. Jorge Quispe Sánchez	Miembro
Mg. Octavio Fashé Raymundo	Miembro
Dr. Pablo Lagos Enriquez	Asesor
Dr. Boris Dewitte	Co-Asesor

Para la sustentación oral y pública del trabajo de Tesis para optar el Grado Académico de Magister en Física con mención en Geofísica, del Bachiller **KOBI ALBERTO MOSQUERA VÁSQUEZ**.

Después de darse lectura al Expediente de Grado en el que consta haberse cumplido con todas las disposiciones reglamentarias, los señores miembros del Jurado, recibieron la exposición de la Tesis Titulada:

“Variabilidad Intra-estacional de la Onda de Kelvin Ecuatorial en el Pacífico (2000-2007): Simulación numérica y datos observados”

Y formuladas las preguntas, éstas fueron absueltas por el graduando.



UNIVERSIDAD NACIONAL MAYOR DE SAN MARCOS
(Universidad del Perú, Decana de América)
FACULTAD DE CIENCIAS FÍSICAS
UNIDAD DE POSGRADO

Año de la Unión Nacional Frente a la Crisis Externa

... Acta de Sustentación de Tesis...

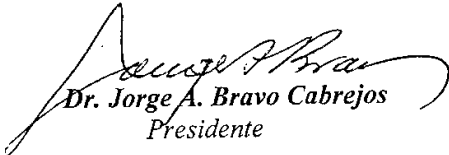
Acto seguido, en privado, el Jurado procedió a la calificación. El presidente determinó el promedio de las calificaciones, obteniendo como resultado el calificativo de:

DIECIOCHO (18).

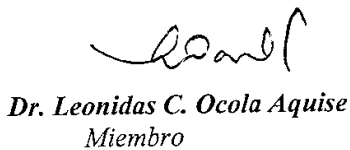
A continuación el Presidente del Jurado recomienda que la Facultad proponga que se le otorgue el Grado Académico de Magister en Física con mención en Geofísica, al Bachiller **KOBI ALBERTO MOSQUERA VÁSQUEZ**.

Siendo las siete de la noche con 10 minutos, se levantó la sesión; recibiendo el graduando las felicitaciones de los señores miembros del Jurado y público asistente.

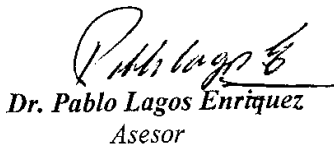
Los miembros del Jurado suscriben el Acta de sustentación de tesis en Lima a los venticinco días del mes de agosto del año dos mil nueve.

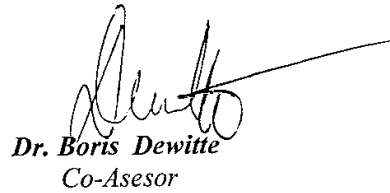

Dr. Jorge A. Bravo Cabrejos
Presidente


Mg. Jorge Quispe Sánchez
Miembro


Dr. Leonidas C. Ocola Aquisé
Miembro


Mg. Octavio Fashé Raymundo
Miembro


Dr. Pablo Lagos Enriquez
Asesor


Dr. Boris Dewitte
Co-Asesor

Universidad Nacional Mayor de San Marcos

(Universidad del Perú, Decana de América)

Resumen

Variabilidad Intra-estacional de la Onda de Kelvin Ecuatorial en el Pacífico
(2000-2008): Simulación Numérica y datos observados

Por:

Kobi Alberto Mosquera Vásquez

El presente trabajo describe e interpreta, en términos de ondas ecuatoriales, la variabilidad de la anomalía del nivel del mar (ANM) y la anomalía de la velocidad zonal (AVZ) en el Pacífico Ecuatorial en el periodo 2000-2007. Para esto, se implementó un modelo numérico oceánico simple de un modo baroclínico de esfuerzo de viento. En una primera etapa, el modelo fue validado sobre el periodo 1993-2000 usando datos de forzamiento eólico de los satélites ERS-1 y ERS-2. En particular, se muestra que el uso de una fricción cuadrática permite reproducir mejor la variabilidad de la ANM y las AVZ. En una segunda etapa, se realizó una simulación de estudio para el periodo 2000-2007. En esta ocasión, se usó el mismo esquema de la simulación anterior y se forzó con anomalías de esfuerzo de viento (AEV) obtenidas del satélite QSCAT para el periodo 2000-2007. Los resultados de la simulación, en la variable ANM, determinan la existencia de perturbaciones con periodos de 45 y 91 días, es decir, perturbaciones intra-estacionales asociadas, en parte, a la variabilidad atmosférica del tipo Madden Julian (Madden and Julian, 1971). Estas oscilaciones también se aprecian en la ANM de TOPEX y la anomalía de la profundidad de la isoterma de 20°C en 140°W, pero con poca intensidad. Asimismo, se interpreta que las perturbaciones lineales provocadas por los vientos de periodos de 45 y 91 días, entre 2000-2007, tuvieron repercusión en la variación de la temperatura superficial del mar (TSM) en la zona ecuatorial. El estudio demuestra que aunque la variabilidad interanual durante 2000-2007 fue más débil, en comparación al periodo 1993-1997, se puede simular con un modelo lineal de una sola capa las ondas ecuatoriales a escala temporal intra-estacional.

Contenido

	No. de Página	
Resumen	VI	
Agradecimientos	VII	
Lista de Figuras	VIII	
Capítulo 1	Introducción	1
1.1	Introducción	1
1.2	Características Generales del Océano Pacífico Ecuatorial	7
Capítulo 2	El Modelo Oceánico	14
2.1	Introducción	14
2.2	El Modelo Oceánico	14
2.3	Formulación de la disipación	16
2.4	Capa de Mezcla Superficial Oceánica	17
2.5	Aspecto Numérico del modelo	18
2.6	Área para la simulación del modelo	20
2.7	Frontera Norte-Sur	21
Capítulo 3	Validación del Modelo Oceánico (1993-2000)	23
3.1	Introducción	23
3.2	Datos	24
3.2.1	Anomalía de esfuerzo de viento de los satélites ERS-1 y ERS-2	25
3.2.2	Anomalía de Nivel del Mar estimado por TOPEX.	26
3.2.3	Anomalía de Velocidad Zonal de OSCAR	26
3.2.4	ANM y AVZ del Modelo	27
3.3	Resultados y Análisis	28
3.3.1	Nivel del mar	28
3.3.2	Corrientes zonales	34
3.4	Discusión	37
Capítulo 4	Ondas Ecuatoriales en el periodo 2000-2007	39

4.1	Introducción	39
4.2	Datos	40
4.2.1	Vientos de QSCAT	40
4.2.2	ATSM y Anomalía de la Profundidad de la Isotherma de 20°C de TAO	41
4.3.	Resultados de la Simulación	42
4.3.1	Análisis de la variabilidad usando <i>Wavelet</i>	44
4.3.2	Periodo 2000-2003	51
4.3.3	Periodo 2004-2007	55
4.4	Discusión	59
Capítulo 5	Resumen, Conclusiones y Planes Futuros	61
5.1	Resumen	61
5.2	Conclusiones	62
5.3	Planes Futuros	64
	Referencias	66
	Apéndice A	70
	Apéndice B	73

Agradecimientos

Quiero agradecer de manera muy especial a mi asesor, el Dr. Pablo Lagos Enríquez, por brindarme todo el apoyo para poder desarrollar este trabajo de investigación. Asimismo, agradezco al Dr. Boris Dewitte, mi co-asesor, por brindarme sus valiosos conocimientos sobre la dinámica del Pacífico Ecuatorial.

Es importante también expresar mi agradecimiento al Dr. Leonidas Ocola, Dr. Jorge Bravo y Dr. Ken Takahashi, los dos primeros miembros del Jurado Informante, por sus comentarios y sugerencias que han sido de mucha utilidad para mejorar este trabajo de tesis.

Quiero expresar mi gratitud a mi familia: a mis padres, Elba y Alberto; a mi hermana Clarita; y a mi amada Susana, por su apoyo moral durante el tiempo que me tomó elaborar esta tesis.

Para terminar, agradezco al Instituto Geofísico del Perú por permitirme el uso de la infraestructura computacional, así como de su biblioteca especializada.

Lista de Figuras

Figura 1.1. Descripción gráfica del Modelo del Oscilador Atrasado. Las letras K y R significa onda de Kelvin y de Rossby, respectivamente. Los colores rojo y azul representan ondas del tipo *upwelling* y *downwelling*, respectivamente. Las flechas de contorno negro y fondo cian grafican el viento hacia el Este (dirección hacia la derecha) y hacia el Oeste (dirección hacia la izquierda).

Figura 1.2 Esta Figura muestra las cuatro fases del Modelo de Descarga- Carga. (a).Fase madura caliente, (b) Fase de descarga de agua caliente, (c) Fase Madura Fría y (d) Fase de la recarga de agua caliente (Clarke, 2008).

Figura 1.3 Anomalías de la TSM de los eventos El Niño desde 1970 a 2005. Las anomalías son promediadas desde Setiembre hasta Febrero. Los colores indican anomalías normalizadas. El intervalo de los contorno es 0.3 K. Los eventos El Niño son clasificados como: WP El Niño (columna de la izquierda), CT El Niño (columna del centro) y una mezcla de Niños (columna de la derecha). Los rectángulos verdes indican (de izquierda a derecha) las regiones geográficas: Niño 4, Niño 3 y Niño 3.4 (Kug et al., 2009).

Figura 1.4. Temperatura superficial del mar de Levitus (en colores) y esfuerzo de viento ($N\ m^{-2}$) de la Florida State University (FSU), en vectores. Ambos son productos climatológicos del mes de setiembre. Esta Figura se generó, remotamente, desde la página web del IRI/LDEO Climate Data Library (<http://ingrid.ldgo.columbia.edu/>).

Figura 1.5. Media anual de la estructura vertical de la temperatura de Levitus y Boyer(1994), a lo largo de la línea ecuatorial en el Océano Pacífico. Esta Figura se generó, remotamente, desde la página web del IRI/LDEO Climate Data Library (<http://ingrid.ldgo.columbia.edu/>).

Figura 1.6. Promedio de las corrientes oceánicas superficiales (1993-2009) en el Pacífico Tropical. Se indican a la CES, CCNE y CNE, por medio de flechas que señalan la dirección del flujo. Esta imagen se generó remotamente desde la página web del Proyecto Ocean Surface Current Analysis- Realtime (OSCAR) <http://www.oscar.noaa.gov/datadisplay/index.html>

Figura 1.7. Gráfico Longitud versus profundidad que muestra los promedios de las corrientes zonales a lo largo de la línea ecuatorial entre 165°E a 110°W obtenidos de las observaciones del proyecto TAO; discretamente espaciadas en 165°E, 170°W, 140°W y 110°W (los cuadrados indican la posición en la cual se obtuvo la medida). Los niveles en grises, que se encuentran cerca a la superficie, indican velocidad hacia el Oeste. Se aprecia en este gráfico que el pico máximo de la velocidad hacia el Este de la EUC, en promedio por encima de 90 cm s⁻¹ y en dirección hacia el Este, se ubica en 140°W y alrededor de 125 m de profundidad. Este gráfico fue obtenido de Yu y McPhaden (1999).

Figura 1.8. Estructura meridional de las ondas de Kelvin (línea continua) y de Rossby (líneas cortadas) para la velocidad zonal (Figura superior) y el nivel del mar (Figura inferior). Mayor información en Apéndice A.

Figura 2.1. Grilla tipo Arakawa C en donde se puede apreciar la ubicación espacial de las variables u , v y n . Esta grilla será la base para discretizar las ecuaciones y de esta manera poder integrarlas numéricamente.

Figura 2.2. El gráfico representa la zona donde el modelo calcula las variables dinámicas. Esta región representa el Océano Pacífico Tropical en donde la zona gris es considerada como tierra, por lo tanto, no se hace cálculos ahí. Por otro lado, el recuadro en rojo representa la región de análisis (latitudes 2.5°S y 2.5°N)

Figura 2.3. Condición de frontera en el extremo Sur que se le aplica a las variables u , v y n . Esto evita que las ondas costeras se desplacen por los extremos Norte y Sur.

Figura 3.1 Se aprecia los campos de correlación entre el nivel del mar calculado por el modelo (con tres configuraciones de fricción) y el nivel del mar estimado por

TOPEX. Las tres configuraciones son: (a) fricción lineal con un coeficiente de $1.61 \cdot 10^{-8} \text{ s}^{-1}$, (b) con una fricción lineal cuyo coeficiente es $6.43 \cdot 10^{-8} \text{ s}^{-1}$, y (c) una fricción cuadrática.

Figura 3.2 Mapas de RMSD entre el nivel del mar de TOPEX y el nivel del mar del modelo, usando diferentes configuraciones de fricción: (a) fricción lineal con $1.61 \cdot 10^{-8} \text{ s}^{-1}$ como coeficiente, (b) fricción lineal con un coeficiente $6.43 \cdot 10^{-8} \text{ s}^{-1}$, y (c) fricción cuadrática.

Figura 3.3. Desviación estándar para el nivel del mar: (a) de TOPEX-POSEIDON; (b) modelado con fricción lineal y coeficiente $1.61 \cdot 10^{-8} \text{ s}^{-1}$; (c) modelado con fricción lineal y coeficiente $6.43 \cdot 10^{-8} \text{ s}^{-1}$, y (d) modelado con fricción cuadrática

Figura 3.4 Diagramas de Hovmöller para la anomalía del nivel del mar de (a) TOPEX/POSEIDON y (b) simulado con FC. En la parte superior de cada uno se aprecia (a) el RMS y en (b) el RMS, el RMSD y la Correlación.

Figura 3.5 Gráficos de correlación entre las corrientes zonales analizadas por OSCAR y las corrientes zonales simuladas numéricamente con: (a) fricción lineal con coeficiente $1.61 \cdot 10^{-8} \text{ s}^{-1}$; (b) fricción lineal con coeficiente $6.43 \cdot 10^{-8} \text{ s}^{-1}$; y (c) una fricción cuadrática.

Figura 3.6 RMSD entre la AVZ de OSCAR y la AVZ simulada numéricamente por el modelo con una configuración de fricción del tipo: (a) F24, (b) F06, y (c) FC.

Figura 3.7 Desviación estándar de la AVZ calculada para: (a) OSCAR, (b) simulada numéricamente con F24, (b) simulada numéricamente con F06 y (c) simuladas numéricamente con FC.

Figura 3.8. Igual a la Figura 3.4, pero para las AVZ.

Figura 4.1 Espectro de Potencia de la ANM en la región Niño3eq (0.5°S - 0.5°N y 150° - 90°W) para los periodos: (a) 1993-1999 y (b) 2000-2006. Los números en la parte superior de cada uno de los gráficos indica el periodo en días.

Figura 4.2. Distribución de las boyas usadas en este trabajo. Los cuadrados de color azul indican que, de esa boya, se usó la variable TSM, mientras que del cuadrado en rojo se utilizó la profundidad de la isoterma de 20°C.

Figura 4.3. Diagramas de Hovmöller para la anomalía del nivel del mar de (a) TOPEX/POSEIDON y (b) simulado con FC, ambos para el periodo 2000-2007. En la parte superior de cada uno se aprecia (a) el RMS y en (b) el RMS, el RMSD y la Correlación.

Figura 4.4. Diagramas de Hovmöller para la anomalía de la velocidad zonal de (a) OSCAR y (b) simulado numéricamente con FC, ambos para el periodo 2000-2007. En la parte superior de cada uno se aprecia (a) el RMS y en (b) el RMS, el RMSD y la Correlación.

Figura 4.5. Análisis con *Wavelets* de la variabilidad de la ANM, simulada con el modelo, en la línea ecuatorial, específicamente en 140°W. (a) Es la serie de tiempo a analizar; (b) espectro del *Wavelets*; (c) el promedio global del espectro de (b), en donde las líneas punteadas indican la significancia al 95%; y (d) la variancia promediada entre 45 y 91 días.

Figura 4.6. Igual que la Figura 4.5 pero para la variable esfuerzo de viento en la posición 130°E.

Figura 4.7. Igual que la Figura 4.6 pero en la posición 150°E.

Figura 4.8. Igual que la Figura 4.5 pero para el nivel del mar estimado por TOPEX en la posición 140°W.

Figura 4.9. Igual que la Figura 4.5 pero para la anomalía de la profundidad de la isoterma de 20°C en la posición 140°W.

Figura 4.10. Gráficos longitud vs. tiempo en el periodo 2000-2003 de: (a) anomalía de la componente zonal del esfuerzo de viento ($N\ m^{-2}$) multiplicada por 10, (b)

coeficiente de Kelvin (CK), y (c) coeficiente Rossby 1 (CR1), calculados a partir de los resultados del modelo. La escala del esfuerzo de viento se ubica al lado izquierdo mientras que la escala de los CK y CR1 está debajo de los dos gráficos.

Figura 4.11. Anomalía del nivel del mar a lo largo del Ecuador producida por la (a) onda de Kelvin, (b) la onda de Rossby, (c) la suma de ambas ondas y (d) la anomalía de la temperatura superficial del mar. Todas estas variables se promediaron entre 2°S y 2°N. La escala de magnitud de las figuras de la ANM, de las Figuras (a), (b) y (c) se ubica en la parte inferior, mientras que la escala de la ATSM está al lado derecho.

Figura 4.12. Igual que la Figura 4.5, pero para la variable AVZ

Figura 4.13. Igual que la Figura 4.5 pero para el periodo enero de 2004 y diciembre de 2007.

Figura 4.14. Igual que la Figura 4.6 pero para el periodo enero de 2004 y diciembre de 2007.

Figura 4.15. Igual que la Figura 4.7 pero para el periodo enero de 2004 y diciembre de 2007.

Figura 5.1. Profundidad de la isoterma de 20°C calculada a partir de la media anual de la temperatura del mar de Levitus (1994).

Figura A.1. Elemento de área ds en un volumen V_0

Figura B.1 Estructuras meridionales de los modos horizontales de: (a) la velocidad zonal y (b) el nivel del mar. La línea continua pertenece al modo de Kelvin, la línea cortada indica el modo de Rossby 1 y la punteada al modo de Rossby 2.

Capítulo 1

Introducción

1.1. Introducción

Los fenómenos El Niño y La Niña se conoce como eventos climatológicos de gran escala que tiene repercusión en el clima a nivel mundial. Por una parte, el fenómeno El Niño provoca un incremento en la temperatura superficial del mar (TSM) a lo largo del Pacífico Ecuatorial, así como una profundización de la termoclina en el Pacífico Oriental, producto de una disminución de la intensidad de los vientos Alisios. Este escenario de El Niño tiene repercusión en las condiciones atmosféricas las que provocan, en algunos casos, serias sequías en Australia y, en el caso particular del Perú, intensas precipitaciones en la costa peruana, así como sequías en el departamento de Puno si el calentamiento se centra en el extremo Centro-Oeste del Pacífico (Lagos et al., 2005) . Por otro lado, La Niña, contrariamente, tiene una dinámica en la cual la TSM disminuye en el Pacífico Ecuatorial, debido al intenso afloramiento en el Pacífico Ecuatorial Oriental, provocado por la intensificación de los vientos Alisios.

Según Clarke (2008), Cane (2005), Kessler (2002), Neelin (1999) entre otros, el estudio del fenómeno El Niño, desde el punto de vista de la Física, tuvo sus inicios con el planteamiento hecho por Bjerknes (1969). Él interpretó las oscilaciones interanuales entre la atmósfera y el océano en el Pacífico Ecuatorial, y determinó una conexión entre ellos. Esta relación es ahora conocida como ENOS (El Niño – Oscilación del Sur). En su explicación describe un escenario, al que llama “normal”, en donde la TSM es más caliente en el Oeste que en el extremo Este. Dicha diferencia induce a que los vientos (los Alisios) cercanos a la superficie del mar, se dirijan hacia el Oeste y, como consecuencia, se produzca en el mar el efecto de afloramiento ecuatorial por el gradiente meridional del parámetro de Coriolis a lo largo del Ecuador, lo que mantiene la TSM baja en el Pacífico oriental, donde la termoclina es menos profunda. En un escenario El Niño, la TSM en el Pacífico Oriental se calienta (puede deberse a cualquier causa) lo que produce una disminución del gradiente de TSM Este-Oeste. Asimismo, los vientos hacia el Oeste se debilitan y, finalmente, el efecto de afloramiento disminuye y las aguas se calientan aún más.

Posteriormente, los trabajos sobre el ENOS se han centrado en entender su carácter oscilatorio, es decir, el paso de las condiciones calientes, o frías, a condiciones normales y la recurrencia en el tiempo, situación que Bjerknes (1969) no hizo. Por esta razón, durante muchos años, además con mayor información meteorológica y oceánica disponible para su comparación, se desarrollaron varias teorías para interpretar físicamente el carácter de esta oscilación. Las teorías que han sido las más usadas para tratar de interpretar los eventos El Niño en los últimos años son la del Oscilador Atrasado y el Oscilador Descarga-Carga (McPhaden, 1999; McPhaden 2004; McPhaden, 2008).

El modelo conceptual del Oscilador Atrasado establece que el ENOS es un sistema oscilatorio que hace interactuar la atmósfera con el océano a través de un esfuerzo de viento anómalo hacia el Este (viento primogénito) en una región que se denominará de acoplamiento. Este esfuerzo de viento produce una corriente que, por advección, desplaza masas de agua caliente hacia el Este. Asimismo, estos vientos provocan una profundización (elevación) de la termoclina (del nivel del mar) en el Pacífico Oriental que calienta ese extremo que, normalmente, es frío. El desplazamiento de masas de agua caliente interactúa con la atmósfera y provoca una anomalía de convección en ésta, lo que hace incrementar los vientos hacia el Este y continúa desplazando masas de agua caliente hacia el Este. Esto sería una situación sin control si es que no existieran las ondas de Kelvin y de Rossby. Es decir, el viento primogénito, crea una onda de Rossby que tiene, en la línea ecuatorial, un campo de corrientes hacia el Este, y que como un todo se desplaza hacia el Oeste. Esta onda de Rossby, al alcanzar la frontera Oeste, es reflejada como onda de Kelvin que tiene un campo de corrientes hacia el Oeste y, al cruzar la zona de acoplamiento, provocará una reducción en la profundidad de la termoclina y un movimiento de aguas calientes hacia el Oeste disminuyendo el desplazamiento perpetuo que podrían tener estas últimas hacia el Este. Estas ondas de Kelvin, con corrientes zonales hacia el Oeste, continúan apareciendo hasta anular completamente el movimiento hacia el Este de las masas de agua caliente (ver Figura 1.1). Posteriormente, este proceso inverso provoca, en un instante, la aparición de vientos anómalos hacia el Oeste, ya que en ese momento las aguas frías incursionarían en la zona de las masas de agua caliente. Estos vientos, anormalmente hacia el Oeste, inducen ondas de Rossby que tienen características contrarias a las

generadas por un viento hacia el Este, es decir las corrientes, a lo largo de la línea ecuatorial, tienen una dirección hacia el Oeste. Estas ondas al alcanzar la frontera Oeste rebotarán como ondas de Kelvin con corrientes zonales hacia el Este y, como el movimiento inicial, frenaría el desplazamiento de masas de aguas frías hacia el Oeste. Y, finalmente, se iniciaría el ciclo que lleva a un estado de calentamiento.

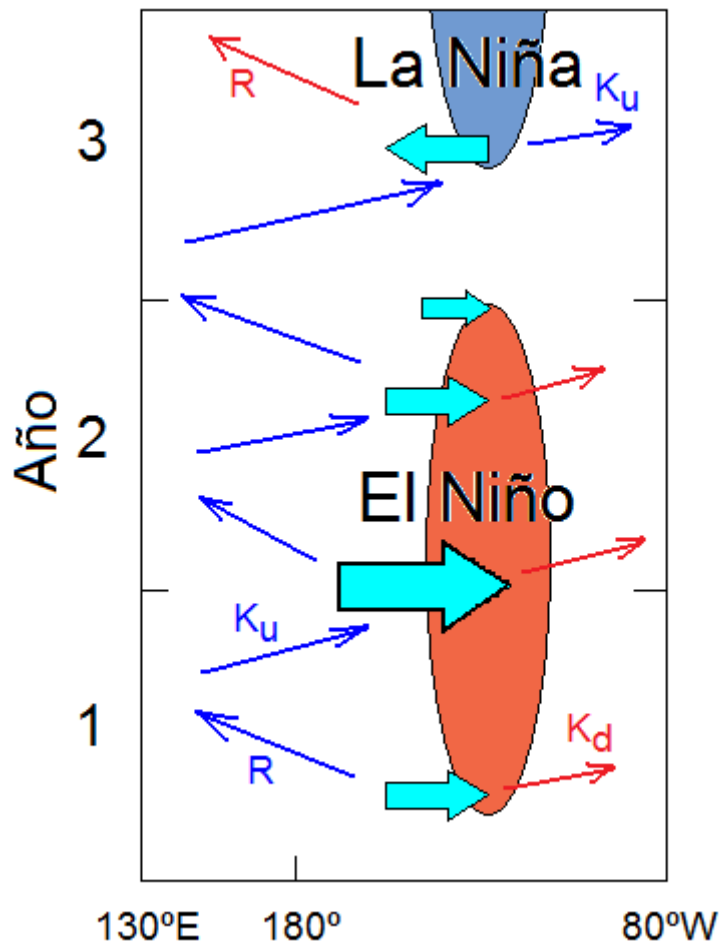


Figura 1.1. Descripción gráfica del Modelo del Oscilador Atrasado. Las letras K y R significa onda de Kelvin y de Rossby, respectivamente. Los colores rojo y azul representan ondas del tipo *upwelling* y *downwelling*, respectivamente. Las flechas de contorno negro y fondo cian grafican el viento hacia el Este (dirección hacia la derecha) y hacia el Oeste (dirección hacia la izquierda).

El modelo Oscilador Descarga-Carga establece que el contenido de calor en el Pacífico Ecuatorial es importante en el carácter oscilatorio de ENOS. Siguiendo la explicación hecha por Clarke (2008), se considera que el océano se encuentra en un

estado de El Niño en donde existe una anomalía de TSM positiva así como una profundización de la termoclina en el extremo Este (Figura 1.2a). La anomalía positiva de la convección, relacionada a la anomalía positiva de la TSM, produce vientos anómalos hacia el Este. Estos vientos tienen dos efectos en el océano: el primero, inclina la termoclina hacia el Este, aumentando aún más la cantidad de calor en la zona ecuatorial Oriental; y segundo, existe un transporte de Sverdrup ($\beta My \approx -\partial \tau_x / \partial y$) hacia los polos, lo que libera el calor almacenado hasta ese momento. Esto sería la descarga de la cantidad de calor, lo que provoca una disminución en la profundización de la termoclina y, además, una posición horizontal de la misma por debajo de su promedio (Figura 1.2.b). Esta anomalía negativa en la profundidad de la termoclina produce un enfriamiento de la TSM. Adicionalmente, unas corrientes anómalas hacia el Oeste provocarán una disminución mayor en la temperatura llevando, finalmente, a un estado de Fase Fría (Figura 1.2c). Este penúltimo estado inducirá unos vientos anómalos hacia el Oeste que profundizará la termoclina hacia el Oeste y, además, transportará aguas calientes de las zonas aledañas a la línea ecuatorial como efecto una vez más, del transporte de Sverdrup. Para terminar el ciclo, la Figura 1.2d representa la Fase de Recarga.

En la actualidad los esfuerzos en el estudio del ENOS se han centrado en la clasificación de estos, debido al hecho que ENOS no es un proceso estacionario (es decir, que su característica evoluciona a escala de tiempo largo). Un trabajo reciente, muy interesante, sobre este tema es el elaborado por Kug et al. (2009), quienes caracterizaron los fenómenos El Niño de acuerdo a la distribución espacial de la anomalía de la TSM en el Pacífico Ecuatorial. Kug et al. (2009) utilizaron la anomalía de la TSM Reconstruida Extendida (ERSST, en sus siglas en inglés) para clasificar en *Cold Tongue* (CT) El Niño y *Warm Pool* (WP) El Niño, considerando las desviaciones positivas de la ATSM en las regiones geográficas del Pacífico conocidas como la región El Niño 3 (entre 5°N - 5°S y 150°W - 90°W) y la región El Niño 4 (entre 5°N - 5°S y 160°E - 150°W), respectivamente. En la Figura 1.3, la cual es una reproducción de la Figura 1. de Kug et al. (2009), se puede apreciar la clasificación de los dos tipos El Niño entre 1970 y 2005. Esta clasificación determinó que los eventos El Niño más fuertes desde el año 1950 pertenecen al grupo CT El Niño, mientras que los del tipo WP El Niño se han dado con más frecuencia desde el año 1990. Por otro lado, también

demuestran que estos dos tipos de El Niño, cada uno con su propia configuración espacial, tendrían patrones de precipitación diferente. Además, usando información de *reanalysis* atmosférico (datos de un modelo atmosférico que representa lo más cercano a la realidad) establece que el patrón espacial del movimiento vertical del aire también es diferente para ambos tipos El Niño. Finalmente, Kug et al. (2009) consideran que un patrón diferente en la convección, como es el caso para cada uno de los eventos en mención, provocará también una diferencia en la circulación atmosférica y, como consecuencia, una teleconexión distinta.

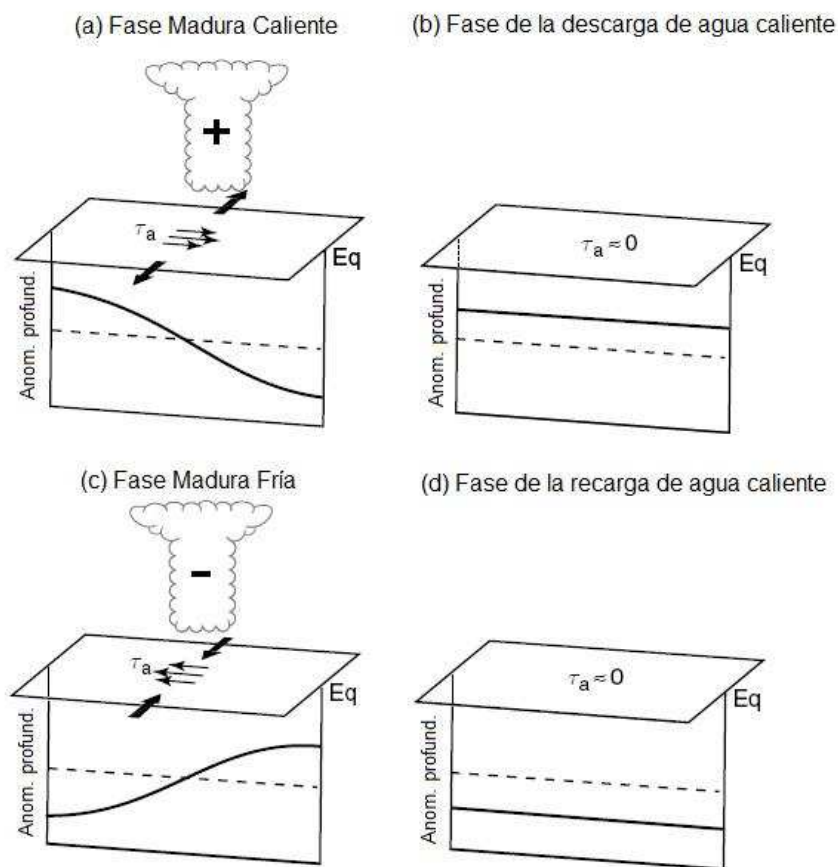


Figura 1.2 Esta Figura muestra las cuatro fases del Modelo de Descarga- Carga. (a).Fase madura caliente, (b) Fase de descarga de agua caliente, (c) Fase Madura Fría y (d) Fase de la recarga de agua caliente (Clarke, 2008).

El trabajo de Kug et al. (2009) es importante porque revela que El Niño podría tener dinámicas distintas. Por ejemplo, a diferencia del CT El Niño, en el cual la advección vertical es el principal mecanismo para el desarrollo y decaimiento del

mismo, el WP El Niño tiene como mecanismo principal de su evolución a la advección horizontal zonal. Asimismo, en lo que respecta a la teoría de Carga y Descarga, el WP El Niño no tiene la capacidad de producir una eficiente descarga de contenido de calor desde el Ecuador hacia los polos, lo que hace difícil crear una transición hacia La Niña (fase fría del ENSO). Además el WP El Niño tiene una amplitud espacial menor a la del CT El Niño, lo que lo hace más sensible a la variabilidad intra-estacional, la cual puede actuar de manera más eficiente sobre su ciclo de vida. Estas diferencias en las características dinámicas entre el CT El Niño y el WP El Niño traen la pregunta sobre el rol de la variabilidad intra-estacional en los últimos años sobre las características de Los Niños del tipo WP. Es aquí en donde el presente trabajo se concentra, es decir, en la variabilidad intra-estacional de la termoclina (o en el nivel del mar) y en las corrientes zonales en un periodo en el cual la variación interanual no está tan marcada como en otras épocas.

El presente trabajo de tesis tiene como objetivo documentar e interpretar la variabilidad intra-estacional de la onda de Kelvin Ecuatorial en el Pacífico en el periodo 2000-2007. Para ello, se utilizará la información del nivel del mar y velocidad zonal de las corrientes oceánicas, las que fueron calculadas a partir de los resultados de un modelo oceánico simplificado. Con el fin de verificar que esta herramienta puede representar tanto la variabilidad interanual como la intra-estacional, dicho modelo es previamente configurado para simular las variaciones del nivel del mar, así como de las corrientes oceánicas, en la misma región, pero para el periodo 1993-2000. Por otro lado, se interpreta la variación de la ATSM en base a las variaciones del nivel del mar y las corrientes zonales, proyectadas en las estructuras meridionales de las ondas de Kelvin y de Rossby, en el periodo 2000-2007.

Los resultados de este trabajo serán la base para una investigación posterior que buscará entender el impacto de las ondas de Kelvin en la costa sudamericana. Como es conocido, las ondas de Kelvin de hundimiento (ondas de Kelvin de *downwelling*) provocan un incremento de calor que se manifiesta en una anomalía de TSM positiva. Este exceso de TSM puede provocar precipitaciones intensas en la costa norte del Perú y crear desastres socio-económicos en la región. Asimismo, la onda de Kelvin de *downwelling* tiene consecuencias en la pesquería pues su paso por la costa, como onda

de Kelvin costera, produce una cancelación del afloramiento de aguas frías costeras provocando una disminución del recurso pesquero.

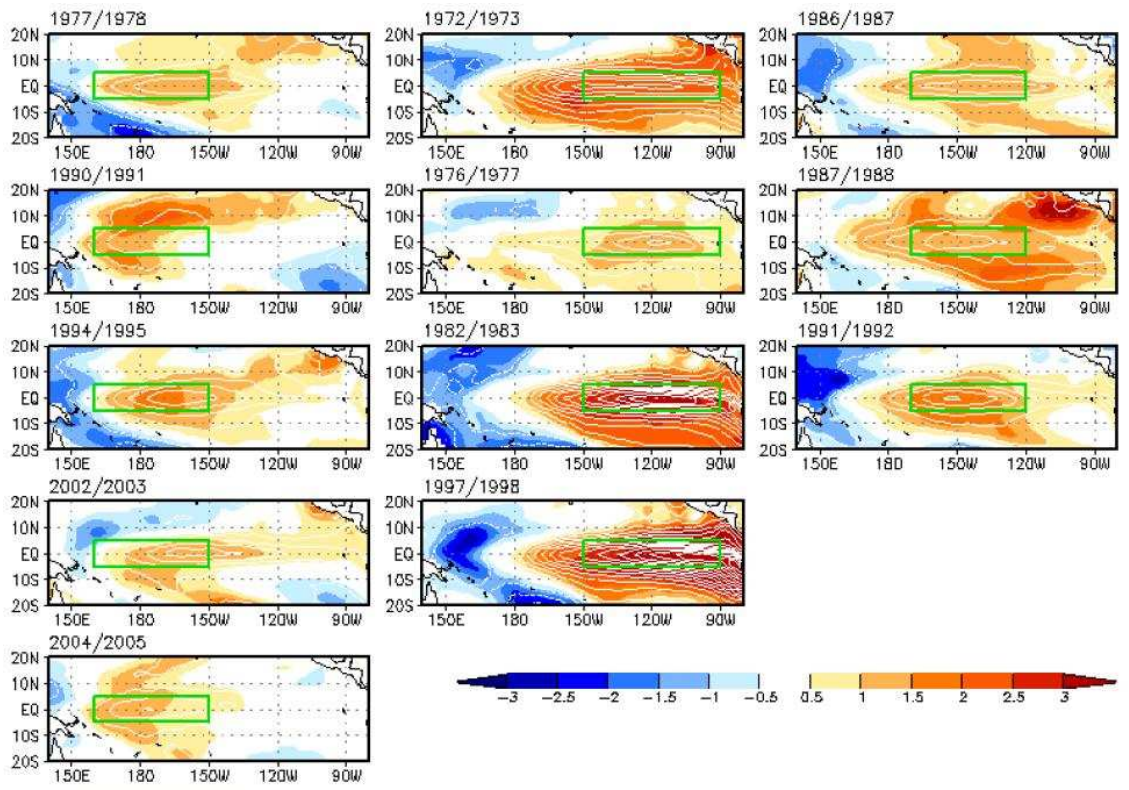


Figura 1.3 Anomalías de la TSM de los eventos El Niño desde 1970 a 2005. Las anomalías son promediadas desde Setiembre hasta Febrero. Los colores indican anomalías normalizadas. El intervalo de los contorno es 0.3 K. Los eventos El Niño son clasificados como: WP El Niño (columna de la izquierda), CT El Niño (columna del centro) y una mezcla de Niños (columna de la derecha). Los rectángulos verdes indican (de izquierda a derecha) las regiones geográficas: Niño 4, Niño 3 y Niño 3.4 (Kug et al. 2009).

1.2. Características Generales del Océano Pacífico Ecuatorial

El Océano Pacífico Ecuatorial (OPE) es una región muy importante para el clima de la Tierra. Su gran extensión geográfica, que abarca aproximadamente entre los meridianos 120°E a 80°W, en la dirección zonal, y alrededor de los paralelos 10°S a 10°N, en la dirección meridional, es un gran reservorio de calor. Esta región geográfica recibe una gran cantidad de energía proveniente del Sol. Cualquier alteración en este sistema, como por ejemplo el fenómeno El Niño, tiene repercusiones a nivel global.

En un estado de equilibrio, en lo que respecta a la temperatura superficial del mar (TSM) en el OPE, la distribución de las isotermas muestra que las mínimas temperaturas se localizan en el extremo Este del OPE, mientras que las máximas se distribuyen al Oeste (Figura 1.4). La mínima TSM en el extremo Oriental se debe a la incursión de aguas sub-superficiales frías, estimulada por la divergencia superficial inducida por los vientos Alisios. Por otro lado, las aguas calientes en el extremo Occidental son producto de la acumulación de las aguas debido a la Corriente Ecuatorial del Sur que tiene dirección hacia el Oeste y que transporta aguas superficiales calentadas por el flujo solar.

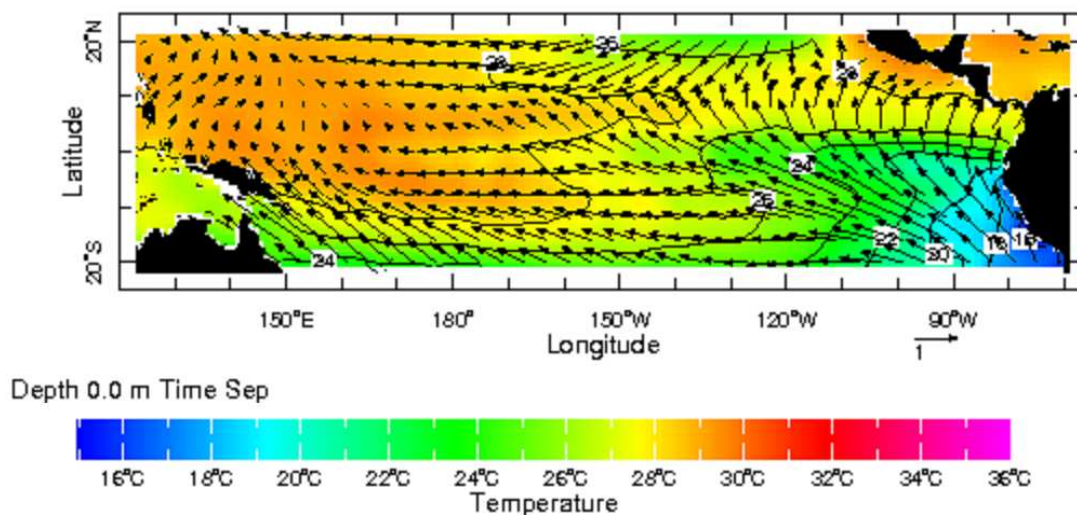


Figura 1.4. Temperatura superficial del mar de Levitus (en colores) y esfuerzo de viento (N m^{-2}) de la *Florida State University* (FSU), en vectores. Ambos son productos climatológicos del mes de setiembre. Esta Figura se generó, remotamente, desde la página web del *IRI/LDEO Climate Data Library* (<http://ingrid.ldgo.columbia.edu/>).

La estructura vertical de la temperatura a lo largo de la línea ecuatorial experimenta una disminución de la profundidad de las isotermas en la dirección Oeste-Este (Figura 1.5). En el extremo Oriental, las isotermas están más cerca a la superficie debido al ascenso de aguas provocado por la divergencia de las mismas en la superficie, como consecuencia de los vientos Alisios en dicha región. También, es importante señalar que la estructura vertical de la temperatura muestra un máximo gradiente, comúnmente conocido como Termoclina, el cual separa las aguas cálidas superficiales

de las aguas frías profundas. De manera práctica, se considera que la termoclina es equivalente a la profundidad de la isoterma de 20°C (Figura 1.5).

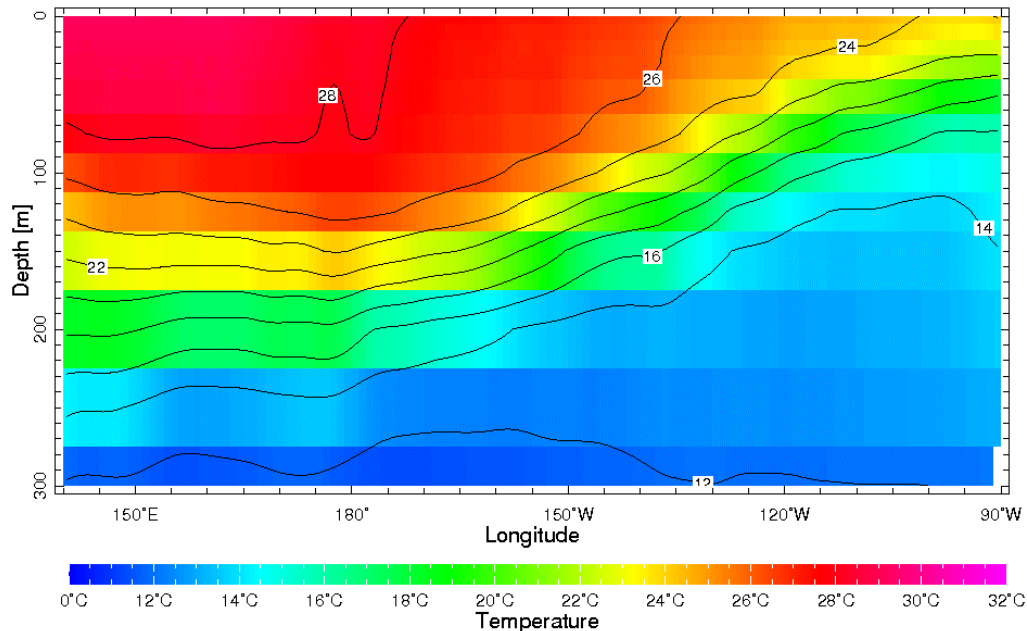


Figura 1.5. Media anual de la estructura vertical de la temperatura de Levitus y Boyer (1994), a lo largo de la línea ecuatorial en el Océano Pacífico. Esta Figura se generó, remotamente, desde la página *web* del *IRI/LDEO Climate Data Library* (<http://ingrid.ldgo.columbia.edu/>).

Por otro lado, el estado promedio de la circulación superficial en el OPE se compone, principalmente, de tres corrientes (Figura 1.6): 1) La corriente Ecuatorial del Sur (CES), la cual tiene una extensión meridional que va desde aproximadamente la latitud 9°S hasta 3°N, y que se desplaza de Este a Oeste con una velocidad máxima de 100 cm s⁻¹, entre la línea ecuatorial y 3°N (Philander, 1990; Stewart, 2004); 2) La contracorriente Nor-ecuatorial (CCNE) que se ubica entre las latitudes 3°N y 10°N, con una velocidad típica de 50 cm s⁻¹, y que tiene un desplazamiento de Oeste a Este; y 3) La corriente Nor-ecuatorial (CNE), la cual fluye hacia el Oeste desde 10°N y sus velocidades no exceden los 20 cm s⁻¹ (Philander, 1990).

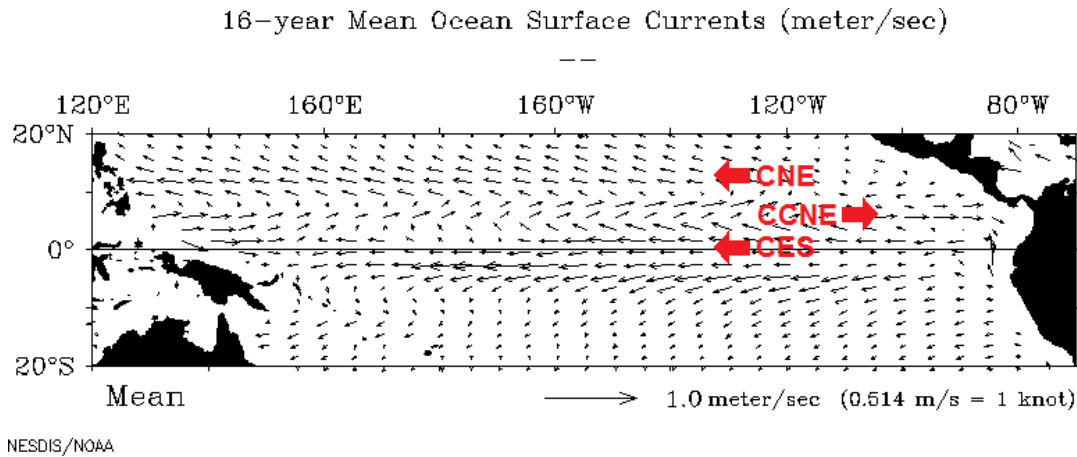


Figura 1.6. Promedio de las corrientes oceánicas superficiales (1993-2009) en el Pacífico Tropical. Se indican a la CES, CCNE y CNE, por medio de flechas que señalan la dirección del flujo. Esta imagen se generó remotamente desde la página *web* del Proyecto *Ocean Surface Current Analysis- Realtime* (OSCAR) <http://www.oscar.noaa.gov/datadisplay/index.html>

Bajo la superficie del OPE existe una corriente hacia el Este, confinada entre las latitudes 2°N y 2°S y provocada por la diferencia de presiones entre el extremo Este y Oeste del OPE, la cual discurre con una velocidad promedio de 30 cm s^{-1} y alcanza un máximo de 150 cm s^{-1} (Stewart, 2004). Esta corriente se conoce como la corriente ecuatorial sub-superficial (EUC, siglas en inglés) o Corriente de Cromwell. Según la Figura 1.7; la cual es una reproducción de la Figura 2 de Yu y McPhaden (1999), y que se generó usando información del Proyecto *Tropical Atmosphere Ocean* (TAO) en el periodo 1988 y 1996; la ubicación de la máxima velocidad se encuentra en 140°W y a 125 m de profundidad, y tiene una velocidad máxima por encima de los 90 cm s^{-1} .

Para concluir con las Generalidades del Océano Pacífico Ecuatorial, es necesario indicar que el estado promedio de la región en mención puede ser alterado, por ejemplo, por vientos zonales anómalos. Esta perturbación en los vientos provoca una reacción del océano ecuatorial significativa debido al hecho que la fuerza de Coriolis se cancela en el ecuador geográfico. Esta reacción se manifiesta por medio de las llamadas ondas de Kelvin y de Rossby. La onda de Kelvin es, por su naturaleza, no-dispersiva (es decir, su velocidad de propagación no depende de la longitud de onda). Asimismo, la onda de Rossby bajo ciertas condiciones, como número de onda pequeño y baja frecuencia,

puede ser considerada no-dispersiva. Son estas ondas no-dispersivas a las que se referirá este trabajo de tesis.

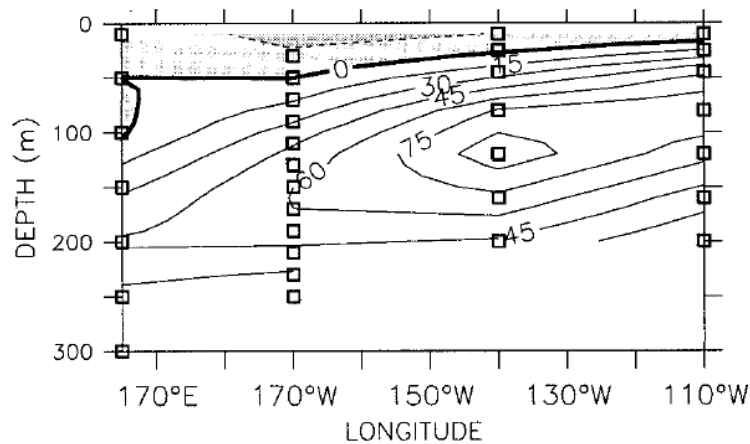


Figura 1.7. Gráfico Longitud versus profundidad que muestra los promedios de las corrientes zonales a lo largo de la línea ecuatorial entre 165°E a 110°W obtenidos de las observaciones del proyecto TAO; discretamente espaciadas en 165°E, 170°W, 140°W y 110°W (los cuadrados indican la posición en la cual se obtuvo la medida). Los niveles en grises, que se encuentran cerca a la superficie, indican velocidad hacia el Oeste. Se aprecia en este gráfico que el pico máximo de la velocidad hacia el Este de la EUC, en promedio por encima de 90 cm s^{-1} y en dirección hacia el Este, se ubica en 140°W y alrededor de 125 m de profundidad. Este gráfico fue obtenido de Yu y McPhaden (1999).

La onda de Kelvin tiene la característica de desplazarse de Oeste a Este con una estructura meridional que tiene un máximo en la línea ecuatorial, tanto en el nivel del mar como en su velocidad zonal (Figura 1.8). Dependiendo de su tipo, es decir, de hundimiento (*downwelling*) o afloramiento (*upwelling*), profundizará o elevará la termoclina, o lo que es lo mismo, incrementará o disminuirá el nivel del mar; conforme avanza a lo largo de la línea ecuatorial. Este hundimiento (elevación) de las isotermas provoca un incremento (disminución) en la cantidad de calor y, como consecuencia, un aumento (disminución) en la TSM. Este efecto es más crítico cuando alcanza el extremo oriental porque impide (induce) el ascenso de aguas frías hacia la superficie, es decir, disminuye (aumenta) el afloramiento ecuatorial. Por otro lado, el campo de corrientes asociada a la onda de Kelvin de *downwelling* (*upwelling*) produce una advección y desplaza las isotermas superficiales hacia el Este (Oeste).

A diferencia de la onda de Kelvin, la onda de Rossby se desplaza hacia Oeste y puede ser también del tipo *downwelling* o *upwelling*. Su estructura meridional, en la variable de nivel del mar (o también en la profundidad de la termoclina), tiene dos máximos ubicados aproximadamente en el paralelo 3°S y 3°N. Por otro lado, la estructura meridional de la corriente zonal tiene un máximo en la línea ecuatorial (Figura 1.8). Entonces, cuando una onda de Rossby del tipo *downwelling* (*upwelling*), se desplaza a lo largo de la línea ecuatorial, profundiza (eleva) la termoclina; o lo que es lo mismo, incrementa (disminuye) la altura del nivel del mar; asimismo, por su estructura meridional produce una advección en la línea ecuatorial que desplaza las isotermas hacia el Oeste (Este).

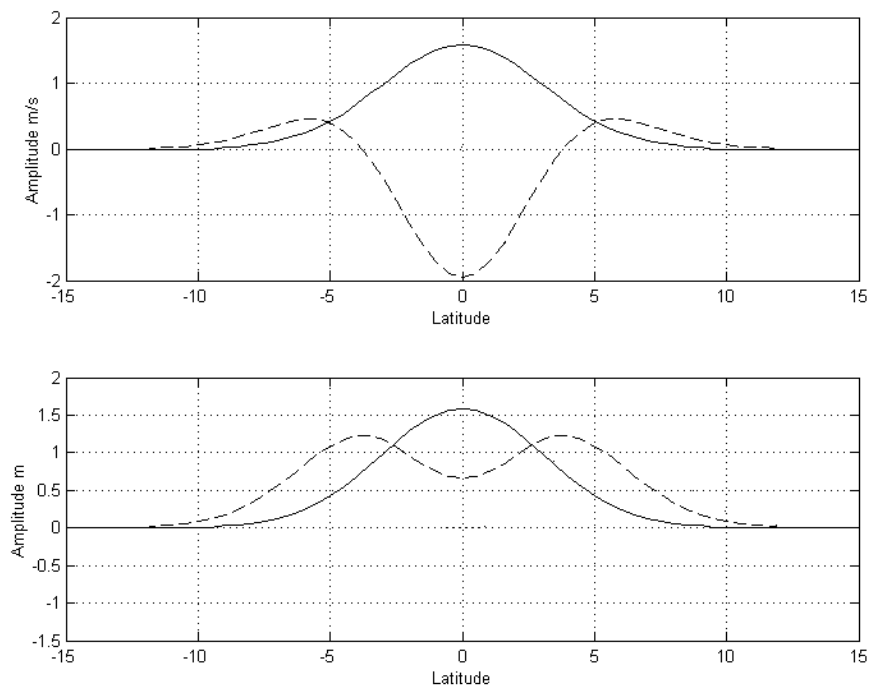


Figura 1.8. Estructura meridional de las ondas de Kelvin (línea continua) y de Rossby (líneas cortadas) para la velocidad zonal (Figura superior) y el nivel del mar (Figura inferior). Mayor información en Apéndice A.

Para terminar este capítulo, se menciona que el presente trabajo se distribuye de la siguiente manera: el Capítulo 2 describe las características del modelo oceánico; en el Capítulo 3 se muestra los resultados de la simulación con vientos del satélite ERS-1 y ERS-2, en el periodo 1993-2000; y en el Capítulo 4 se analiza los resultados obtenidos de la simulación numérica hecha con vientos QSCAT en el periodo 2000-2007.

Finalmente, el Capítulo 5, resume el trabajo, detalla las conclusiones y expone las futuras investigaciones.

Capítulo 2

El Modelo Oceánico

2.1 Introducción

Existe variedad de modelos físico-matemáticos que buscan representar la naturaleza del océano. Estos modelos, según Stockdale et al. (1998), pueden clasificarse por su naturaleza física como: Simples, se caracterizan por ser lineales y, además, considerar uno o dos modos baroclínicos; Complejidad Intermedia, cuentan, aparte de uno o más modos baroclínicos, con componentes no lineales así como una capa de mezcla; y, finalmente, los del Tipo Complejo, conocidos como Modelos Oceánicos de Circulación General (MOCG) y cuentan con una física mucho más compleja.

En este capítulo, se propone un modelo oceánico de complejidad intermedia. El modelo (Sección 2.2) usa una fricción lineal de Rayleigh y otra de tipo cuadrática (Sección 2.3), esta última sugerida por Boulanger (2001), para amortiguar el tiempo de existencia de las ondas ecuatoriales. Por otro lado, se considera una capa de mezcla (Sección 2.4) para resolver la deficiencia de los otros modos baroclínicos en la representación de las corrientes zonales (Blumenthal y Cane, 1989). También, el desarrollo numérico, usando diferencias finitas, se describe en la Sección 2.5. Además, la Sección 2.6 muestra el área en donde se realizará la simulación numérica. Finalmente, la Sección 2.7 describe las condiciones de frontera en los extremos Norte y Sur.

2.2 El Modelo Oceánico

El modelo oceánico implementado en este trabajo es, inicialmente, del tipo lineal, es decir, los términos relacionados a la advección son nulos. Esto es permitido ya que la región donde se modelará el nivel del mar y las corrientes superficiales responde, mayormente, a esta característica. Asimismo, el usar la linealidad en las ecuaciones permitirá realizar una mejor interpretación de los resultados de la simulación numérica.

Por otro lado, hay que considerar que el sistema de coordenadas en este modelo oceánico está basado en la Regla de la Mano Derecha, en la cual la dirección positiva es: en el eje X hacia el Este, en el eje Y hacia el Norte y en el eje Z hacia arriba.

Siguiendo lo señalado líneas arriba y en base a lo obtenido en el Apéndice A, podemos expresar la dinámica del océano simplificado de la siguiente manera:

$$\frac{\partial u}{\partial t} - \beta y v = -g \frac{\partial \eta}{\partial x} + \frac{\tau^x}{\rho H} + Dis(u) \quad (2.1)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + \beta y u = -g \frac{\partial \eta}{\partial y} + \frac{\tau^y}{\rho H} + Dis(v) \quad (2.2)$$

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} = -\frac{Hg'}{g} \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \right) + Dis(\eta) \quad (2.3)$$

con la condición que el flujo normal hacia las frontera sea cero ($\mathbf{u}_n = 0$).

Las ecuaciones (2.1) y (2.2) son las ecuaciones de *momentum* mientras que la (2.3) es la ecuación de continuidad. Las variables y constantes indicadas en estas ecuaciones, así como sus unidades, se definen como:

- x es la coordenada zonal (m)
- y es la coordenada meridional (m)
- u es la componente zonal de la velocidad oceánica (m s^{-1})
- v es la componente meridional de la velocidad oceánica (m s^{-1})
- τ_x es la componente zonal del esfuerzo de viento (N m^{-2})
- τ_y es la componente meridional del esfuerzo de viento (N m^{-2})
- η es el nivel del mar (m)
- H es la profundidad de la termoclina = 150 m
- βy es el parámetro de Coriolis (Hz)
- ρ es la densidad del agua oceánica = 1026 kg m^{-3}
- g es la gravedad de la Tierra = 9.8 m s^{-2}

- $g' = (\rho_2 - \rho_1) \rho_2^{-1} g$ es la gravedad reducida = 0.052234 m s⁻²
- $Dis(u)$, $Dis(v)$ y $Dis(\eta)$ son funciones que representan la disipación en el modelo (ver Sección 2.3).

2.3 Formulación de la disipación

Las ondas en el océano tienden a disiparse con el tiempo. La turbulencia y la transferencia de energía a otras ondas, o al flujo medio, son las probables causas de este fenómeno. Muchos trabajos de modelado del océano tropical han utilizado, como mecanismo de disipación, la fricción lineal de Rayleigh para el caso de las corrientes, y la disipación por enfriamiento Newtoniano para el nivel de mar. Estos mecanismos de disipación se implementan en el modelo siguiendo lo sugerido por Gill (1980) cambiando el operador $\partial/\partial t$ por $\partial/\partial t + r$, donde r es el coeficiente de disipación.

Aplicando lo señalado arriba, tendremos que la función disipación se expresa en las ecuaciones (2.1; 2.2 y 2.3) de la siguiente manera:

$$Dis(u) = -r_1 u \quad (2.4)$$

$$Dis(v) = -r_1 v \quad (2.5)$$

$$Dis(\eta) = -r_1^* \eta \quad (2.6)$$

Hay que indicar que en la ecuación 2.6 el coeficiente r_1^* representa el coeficiente de enfriamiento Newtoniano y en este trabajo será igual al coeficiente de fricción lineal de Rayleigh (r_1) para las componentes horizontales de la velocidad.

Algunos modelos, como el de Zebiak (1985), usan el valor de (24 mes)⁻¹ para el coeficiente de la fricción lineal de Rayleigh, pero no fue hasta el trabajo de Picaut et al. (1993) que se estableció que dicho coeficiente debería estar alrededor de (6 mes)⁻¹ para el primer modo baroclínico.

Por otro lado, Boulanger (2001), buscando mejorar las corrientes horizontales, propone cambiar la fricción lineal de Rayleigh por una fricción tipo cuadrática en las

componentes u y v . Según se explica en dicho artículo, este cambio compensa la ausencia de los procesos de disipación no-lineal causados por los procesos no-lineales ausentes en el modelo. Asimismo, esta nueva implementación deberá funcionar en la región del Pacífico Central amortiguando las ondas de Rossby.

Entonces, siguiendo lo establecido por Boulanger (2001), la función disipación se redefine como:

$$Dis(u) = -r_2 u |u| \quad (2.7)$$

$$Dis(v) = -r_2 v |v| \quad (2.8)$$

$$Dis(\eta) = -r_1 \eta \quad (2.9)$$

Donde $|u|$ y $|v|$ representan el valor absoluto de dichas variables y el coeficiente r_2 se establece como $2.85 \text{ mes}^{-1} \text{ m}^{-1} \text{ s}$ (Boulanger, 2001).

2.4 Capa de Mezcla Superficial Oceánica

La capa de mezcla superficial oceánica es la región en la cual el forzamiento del viento, así como el intercambio de calor, produce turbulencia. Esto significa que la región en cuestión mantiene las mismas características de densidad (Pickard y Emery, 1990).

El modelo oceánico que se describe en la Sección 2.2, es conocido como un modelo de un solo modo baroclínico. Este es un modelo simplificado que restringe la verdadera representación de las corrientes oceánicas horizontales, las cuales son, finalmente, la suma de muchos modos baroclínicos (Clarke, 2008).

Para resolver esta deficiencia en los modelos simples, Blumenthal y Cane (1989) proponen que la capa de mezcla, con una profundidad específica h_{mix} , sea igual a la contribución de los modos altos no considerados en el modelo oceánico lineal. Esto se traduce, considerando movimientos lentos en donde solamente influye la variación mensual de los vientos, en las siguientes ecuaciones:

$$u_e = \frac{r_s \tau_f^{(x)} + \beta y \tau_f^{(y)}}{\rho[r_s^2 + (\beta y)^2]} \quad (2.10)$$

$$v_e = \frac{r_s \tau_f^{(y)} - \beta y \tau_f^{(x)}}{\rho[r_s^2 + (\beta y)^2]} \quad (2.11)$$

$$\boldsymbol{\tau}_f = (\tau_f^x, \tau_f^y) = \boldsymbol{\tau} \left(\frac{1}{h_{mix}} - \frac{1}{H} \right) \quad (2.12)$$

Donde: u_e y v_e son las componentes zonal y meridional, respectivamente. Para la capa de mezcla, el coeficiente de Rayleigh (r_s) se define como $(2 \text{ días})^{-1}$, esto es, toda perturbación que se genere se disipará rápidamente. La ecuación (2.12) representa el forzamiento del viento, $\boldsymbol{\tau}_f$ (flujo de momento), sobre una capa superficial igual a $h_{mix} = 50 \text{ m}$, la cual no se proyecta sobre la capa superficial $H = 150 \text{ m}$.

2.5 Aspecto Numérico del modelo

Las ecuaciones que describen el modelo se resuelven mediante diferencias finitas. Para esto, se recurre a una grilla tipo Arakawa C (Figura 2.1; Mesinger y Arakawa, 1976), la cual permite un cálculo más exacto en lo que respecta a los gradientes en comparación con las grillas del tipo Arakawa A y B.

El esquema *leap-frog* se emplea para la integración numérica en el tiempo, así como un filtro Asselin (Asselin, 1972) para evitar pequeñas inestabilidades temporales. Asimismo, se define el paso de tiempo como una hora (3600 segundos). Por otro lado, la resolución espacial en la dirección zonal es de 111 kilómetros (aproximadamente un grado geográfico), mientras que en la dirección meridional es 55.5 kilómetros (aproximadamente medio grado geográfico).

A continuación, basado en la distribución de las variables en la grilla tipo Arakawa C (Figura 2.1), se representa las ecuaciones (2.1), (2.2) y (2.3) en diferencias finitas:

$$u_{i,j}^{n+1} = \beta_j y_j \frac{\Delta t}{2} (v_{i,j}^n + v_{i,j+1}^n + v_{i-1,j+1}^n + v_{i-1,j}^n) - 2g \frac{\Delta t}{\Delta x} (\eta_{i,j}^n - \eta_{i-1,j}^n) + \frac{\Delta t}{\rho H} (\bar{\alpha}_{i,j}^n + \bar{\alpha}_{i-1,j}^n) - 2(\Delta t) r u_{i,j}^n + u_{i,j}^{n-1} \quad (2.13)$$

$$v_{i,j}^{n+1} = -\frac{\Delta t}{4} (\beta_{j-1} y_{j-1} + \beta_j y_j) (u_{i,j}^n + u_{i+1,j}^n + u_{i+1,j-1}^n + u_{i,j-1}^n) - 2g \frac{\Delta t}{\Delta x} (\eta_{i,j}^n - \eta_{i,j-1}^n) + \frac{\Delta t}{\rho H} (\bar{\alpha}_{i,j}^n + \bar{\alpha}_{i,j-1}^n) - 2(\Delta t) r v_{i,j}^n + v_{i,j}^{n-1} \quad (2.14)$$

$$\eta_{i,j}^{n+1} = -2H \frac{g' \Delta t}{g} \left(\frac{u_{i+1,j}^n - u_{i,j}^n}{\Delta x} + \frac{v_{i,j+1}^n - v_{i,j}^n}{\Delta y} \right) - 2(\Delta t) r \eta_{i,j}^n + \eta_{i,j}^{n-1} \quad (2.15)$$

Las ecuaciones (2.10), (2.11) y (2.12) en diferencias finitas son las siguientes:

1) Para u_e :

$$\bar{u}_x = \left(\frac{\bar{\alpha}_{i,j} + \bar{\alpha}_{i-1,j}}{2} \right) \left(\frac{1}{h_{mix}} - \frac{1}{H} \right) \quad (2.16)$$

$$\bar{u}_y = \left(\frac{\bar{\alpha}_{i,j} + \bar{\alpha}_{i-1,j}}{2} \right) \left(\frac{1}{h_{mix}} - \frac{1}{H} \right) \quad (2.17)$$

$$u_{e,i,j} = \frac{r_s \cdot \bar{u}_x + \beta_j \cdot y_j \cdot \bar{u}_y}{\rho(r_s \cdot r_s + \beta_j \cdot y_j \cdot \beta_j \cdot y_j)} \quad (2.18)$$

2) Para v_e :

$$\bar{v}_x = \left(\frac{\bar{\alpha}_{i,j} + \bar{\alpha}_{i,j-1}}{2} \right) \left(\frac{1}{h_{mix}} - \frac{1}{H} \right) \quad (2.19)$$

$$\bar{v}_y = \left(\frac{\bar{\alpha}_{i,j} + \bar{\alpha}_{i,j-1}}{2} \right) \left(\frac{1}{h_{mix}} - \frac{1}{H} \right) \quad (2.20)$$

$$\gamma = \left(\frac{\beta_j + \beta_{j-1}}{2} \right) \left(\frac{y_j + y_{j-1}}{2} \right) \quad (2.21)$$

$$v_{e,i,j} = \frac{r_s \cdot \bar{v}_x + \gamma \cdot \bar{v}_y}{\rho(r_s \cdot r_s + \gamma \cdot \gamma)} \quad (2.22)$$

La ecuación 2.16 y 2.19, así como la ecuación 2.17 y 2.20, representan las componentes X e Y de la ecuación 2.12. En la sección 2.4 se indican los valores de h_{mix} y H .

La ecuación 2.21 es necesaria para calcular v_e , ya que el parámetro de Coriolis se establece en los puntos de grilla de η .

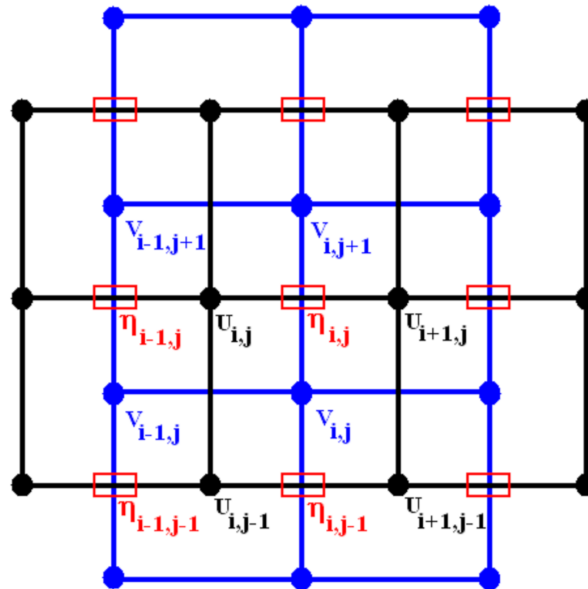


Figura 2.1. Grilla tipo Arakawa C en donde se puede apreciar la ubicación espacial de las variables u , v y n . Esta grilla será la base para discretizar las ecuaciones y de esta manera poder integrarlas numéricamente.

2.6 Área para la simulación del modelo

El área para realizar los cálculos se enmarca un poco más allá de la región conocida como Océano Pacífico Tropical, esto es, la zona que se extiende entre los paralelos $23^{\circ} 26'S$ y $23^{\circ} 27'N$ y entre los meridianos $90^{\circ}E$ a $60^{\circ}W$ (Figura 2.2). Este espacio se eligió debido a que existen eventos dinámicos que pueden afectar la costa del Perú. Tal es el caso de las ondas de Kelvin que, una vez que se generan en la región oeste, se desplazan hacia la costa americana profundizando la termoclina. Al llegar a las costas peruanas, estas ondas calientan las aguas del mar provocando, algunas veces, precipitaciones intensas.

Afortunadamente, existe mucha información de esta región que será de utilidad para validar el modelo. Por ejemplo, se cuenta con información de la altura del nivel del mar estimada por el satélite TOPEX/POSEIDON/JASON, los datos de corrientes horizontales calculadas por el Proyecto OSCAR, esfuerzos de viento estimados por el satélite ERS-1 y ERS-2, así como QUIKSCAT. Finalmente, se tiene la red de las boyas TAO, las cuales se encargan de medir continuamente los parámetros del océano. La descripción de cada uno de los productos que se usará en este trabajo, se discutirá en los siguientes capítulos.

Si bien el área de simulación está en la región Tropical, el área de análisis se concentrará en la región cercana a la línea ecuatorial (latitudes 2.5°S y 2.5°N) como se puede apreciar en la Figura 2.2.

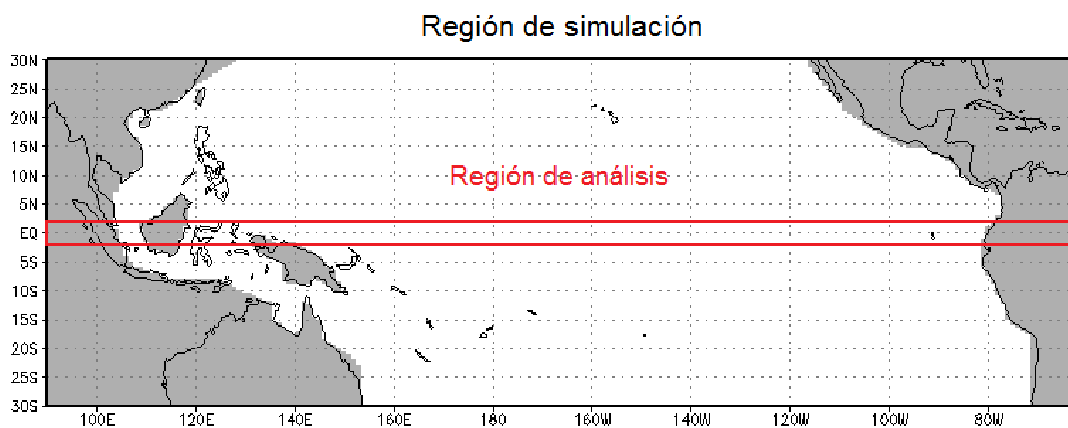


Figura 2.2. El gráfico representa la zona donde el modelo calcula las variables dinámicas. Esta región representa el Océano Pacífico Tropical en donde la zona gris es considerada como tierra, por lo tanto, no se hace cálculos ahí. Por otro lado, el recuadro en rojo representa la región de análisis (latitudes 2.5°S y 2.5°N).

2.7 Frontera Norte y Sur

Debido que la región que hemos elegido para la simulación numérica tiene fronteras artificiales en el Norte y Sur, es necesario que se aplique una condición para

evitar que las ondas de Kelvin costeras retornen al extremo Oeste por estos bordes. Para esto, se multiplicará en cada una de las variables (u , v , η) la siguiente función simple:

$$G(y) = \begin{cases} \sqrt{\frac{y-1}{5}} & \text{para : } 1 < y < 6 \\ 1 & \text{para : } 6 \leq y \leq N_y - 5 \\ \sqrt{\frac{N_y - y}{5}} & \text{para : } N_y - 5 < y < N_y \end{cases} \quad (2.23)$$

En la condición (2.23), N_y dependerá del número de puntos de grilla en el eje y que tenga cada una de las variables (u , v , η). Por ejemplo, para v el número de puntos $N_y = 122$, mientras que para u y η le corresponde $N_y = 121$. El extremo Sur de la ecuación 2.16 se puede ver en la Figura 2.3.

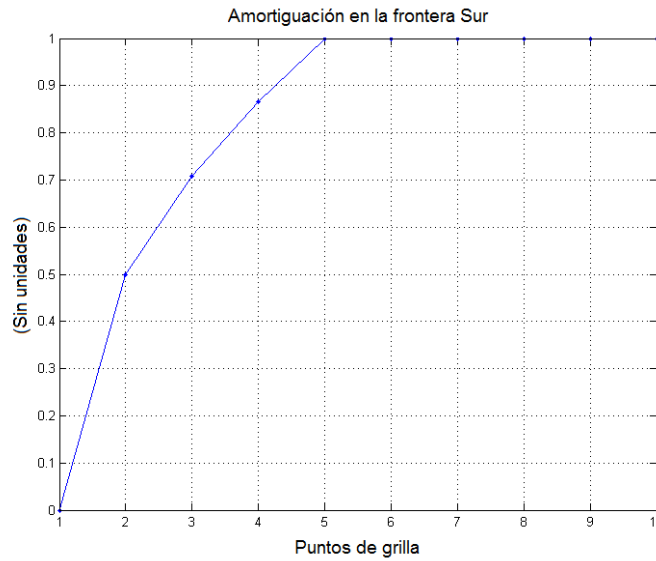


Figura 2.3. Condición de frontera en el extremo Sur que se le aplica a las variables u , v y n . Esto evita que las ondas costeras se desplacen por los extremos Norte y Sur.

Capítulo 3

Validación del Modelo Oceánico (1993-2000)

3.1. Introducción

La implementación de un modelo físico-matemático, que busca representar una realidad, tiene como siguiente paso validar los resultados obtenidos, es decir, se debe verificar qué tan bien las variables simuladas por el modelo se acercan a la naturaleza. El éxito de este procedimiento dará confianza para utilizar dicho modelo como base en otros experimentos.

En este capítulo sobre la validación se ha elegido el periodo 1993-2000 por dos razones. Primero, en esta parte se utiliza la fricción de Rayleigh, así como una fricción cuadrática, esta última propuesta por Boulanger (2001) y, por lo tanto, los resultados obtenidos de la validación se cotejarán con los obtenidos por dicho autor para asegurar la correcta implementación de dicha fricción. Y la segunda razón, en este periodo el océano sufrió una intensa variabilidad en el nivel del mar producto del fenómeno El Niño 97-98 y se busca que el modelo oceánico pueda representarla, esto aseguraría que el modelo, al igual que los otros, tiene una buena habilidad para representar eventos de esta naturaleza.

Para la validación, se compara la anomalía del nivel del mar (ANM), así como la anomalía de la velocidad zonal (AVZ), ambas obtenidas del modelo, con la información de los productos ANM de TOPEX/POSEIDON y AVZ del Proyecto OSCAR, respectivamente. Para esto, se utiliza el Coeficiente de Correlación de Pearson, el cual calcula la correspondencia lineal que existe entre dos variables. Esto, relacionado al actual trabajo, en donde los parámetros varían en el tiempo, indicará qué tan bien la variación temporal del modelo se compara con la observada. Por otro lado, debido a que la correlación no da indicios de si las variables simuladas se acercan o no al valor real, es que se recurre a la raíz cuadrática media del cuadrado de las diferencias (*Root Mean Square Difference*). Esta herramienta estadística, a la que abreviaremos como RMSD, indicará si el modelo está representando bien o no, la magnitud de las variables en

cuestión. Finalmente, se usará la desviación estándar para ver la variabilidad de la ANM y AVZ.

3.2 Datos

La información espacial usada en este trabajo se interpoló a la grilla del modelo (Capítulo 2). Esto es, a un área que se enmarca entre los 30°S y 30°N, en lo que respecta a la región meridional, y entre los 110°E y 70°W en la dirección zonal. La resolución zonal y meridional se incrementó o disminuyó (dependiendo de las resoluciones de cada una de las variables a trabajar), a 1° y 0.5° geográficos, respectivamente.

Para el procesamiento de los datos se utilizó la anomalía de cada una de las variables, la cual se calcula restando al valor medido la media climatológica, esto es:

$$X_{anom} = X_{obs} - X_{clim} \quad (3.1)$$

donde X_{anom} es la anomalía, X_{obs} es el valor observado y X_{clim} es la climatología. La “climatología” mensual en este trabajo se calculó en el periodo 1993-1996, sin considerar los años en que se dio el fenómeno El Niño 97-98, tal y cual lo hace Boulanger (2001), para resaltar dicho evento en las anomalías.

En lo que respecta al periodo de tiempo, la información se procesó en *pentads*, es decir, en promedios de cinco días. Se hace esto para eliminar oscilaciones menores a 5 días que no estarían relacionadas a las oscilaciones que se pretende encontrar en este trabajo. Por lo tanto, la serie de tiempo de cada una de las variables contiene 584 datos (se considera que el año tiene 73 *pentads*).

A continuación, se describe cada uno de los productos usados para la validación del modelo.

3.2.1 Anomalía de esfuerzo de viento de los satélites ERS-1 y ERS-2

Según explica el Manual del Usuario de CERSAT-IFREMER (2002a) sobre el European Remote Sensing Satellites (ERS-1 y ERS-2), este satélite contaba con tres instrumentos para obtener información de la superficie del océano: (a) un altímetro, (b) un radar de Apertura Sintética, más conocido como SAR, y (c) un *scatterometer*. Este último instrumento es un radar que emite una señal en el espectro de las microondas (5.4 GHz) para estimar la dirección e intensidad de los vientos, basándose en la potencia de la señal de retorno.

El esfuerzo de viento (N m^{-2}) estimado de los satélites ERS-1 y ERS-2, cuya anomalía es utilizada para forzar el modelo, fue obtenido del *Centre ERS d'Archivage et de Traitement* (CERSAT), institución que pertenece al *Institut français de recherche pour l'exploitation de la mer* (IFREMER). El CERSAT es una institución encargada de almacenar, procesar y validar todo tipo de información satelital que luego es entregada, de forma libre, a través de Internet.

Para el año en el que se presentó este trabajo (2009) la dirección de donde se bajó la información es la siguiente:

<ftp://ftp.ifremer.fr/ifremer/cersat/products/gridded/mwf-ers1/data/weekly/>

<ftp://ftp.ifremer.fr/ifremer/cersat/products/gridded/mwf-ers2/data/weekly/>

Ambos *links* pertenecen a la información del satélite ERS-1 y ERS-2, respectivamente.

Los datos originales son promedios de 7 días y, para poder ser utilizados como impulsor del modelo, se tuvo que realizar un conjunto de pasos que terminaron en una anomalía diaria de esfuerzo de viento. Esto es, usando la información semanal, se calculó la media mensual, y luego se obtuvo la climatología mensual usando el periodo 1993-1996. Este producto fue interpolado, usando *cubic spline*, a una climatología diaria. Este último resultado se copia por 8 años (1993-2000) y se procede a obtener una media semanal que coincida con las fechas del producto original de ERS-1 y ERS-2. Esta nueva climatología semanal se restó al valor original para obtener una anomalía

semanal. Y, para concluir, se procedió a aplicar, una vez más, el *cubic spline* y se obtuvo la anomalía del esfuerzo de viento diario.

3.2.2 Anomalía de Nivel del Mar estimado por TOPEX.

El satélite TOPEX-POSEIDON contiene un radar que emite una señal perpendicular a la superficie de la Tierra y mide el tiempo de retorno de ésta. Utilizando la velocidad de la luz, la posición del satélite y el tiempo que demora en retornar la señal, se puede calcular la altura del nivel del mar.

La información de esta variable se obtuvo de el *Collecte Localisation Satellites* (CLS), subsidiaria del *Centre National d'Etudes Spatiales* (CNES) y del IFREMER. El respectivo *link* es el siguiente:

<ftp://ftp.cls.fr/pub/oceano/AVISO/SSH/duacs/global/dt/ref/msla/merged/h/>

Al igual que los datos de los satélites ERS-1 y ERS-2, la información del nivel del mar tiene un periodo de siete días, pero con esta última, a diferencia de la primera, se necesita trabajar con promedios de cinco días. Entonces, los pasos a seguir son los siguientes: primero, se calculan los promedios mensuales; segundo, se obtiene la climatología mensual usando el periodo 1993-1996; tercero, la climatología mensual se interpola a una escala diaria; cuarto, la climatología diaria se hace repetir por 8 años; quinto, se calculan los promedios de siete días del ciclo climatológico en las fechas que coincidan con la datos originales de la variable nivel del mar; sexto, se calcula la anomalía restando, al valor original, la climatología; y séptimo, se interpola a un periodo de cinco días, en donde la primera *pentad* está centrada en el 03 de Enero de 1993.

3.2.3 Anomalía de Velocidad Zonal de OSCAR

Los datos de la velocidad zonal se obtuvieron del proyecto *Ocean Current Analysis –Real time* (OSCAR). Este proyecto entrega, a través de su portal en Internet (<http://www.oscar.noaa.gov/>), y en tiempo real, información de variables de velocidad horizontal oceánica, tanto zonal como meridional, la cual es de mucha utilidad para el

monitoreo de El Niño-Oscilación del Sur (ENSO), dispersión accidental de petróleo, entre otros.

Bonjean y Lagerloef (2002) explican que el cálculo de estas dos variables se consigue por medio de un modelo de diagnóstico casi-lineal y estable (los términos de aceleración en la ecuación de movimiento son nulos), así como de una fuerza de flotamiento que depende solamente de la temperatura superficial del mar. Este modelo utiliza información de esfuerzo de viento y nivel del mar, así como de la variable de temperatura superficial del mar, la cual es calculada por Reynolds y Smith (1994).

A diferencia de los productos anteriores (nivel del mar de TOPEX y esfuerzo de viento de ERS-1 y ERS-2) las corrientes horizontales de OSCAR se entregan en promedios de 5 días con 72 *pentads* al año. Teniendo estas características, se procesa la información, tal y cual se hizo en las secciones anteriores, para obtener la AVZ en el periodo 1993-2000 y con 73 *pentads* por año.

3.2.4 ANM y AVZ del Modelo

Las variables ANM y AVZ del modelo oceánico (Capítulo 1), se consiguen introduciendo al modelo las anomalías diarias de esfuerzo de viento de ERS-1 y ERS-2 (Sección 3.2.1) e integrando en el periodo 1993-2000. Como se mencionó en la Sección 2.3, el modelo oceánico simula el nivel del mar y las corrientes horizontales oceánicas con tres configuraciones de fricción:

- (a) FL24: Fricción lineal de Rayleigh con coeficiente igual a $(24 \text{ mes})^{-1}$.
- (b) FL06: Fricción lineal de Rayleigh con coeficiente igual a $(6 \text{ mes})^{-1}$.
- (c) FC: Fricción cuadrática sugerida por Boulanger (2001).

Es decir, se obtuvo 3 simulaciones para el mismo periodo pero con diferente fricción. En cada una de estas simulaciones se multiplicó al esfuerzo de viento por una constante α para compensar la deficiencia de la física del modelo en representar correctamente la capa de mezcla (en este trabajo se usa la profundidad de la capa de mezcla constante e igual a la de la termoclina), para así poder representar mejor las variables. Estas constantes alfa (Tabla 3.1) se obtuvieron luego de calcular la relación

entre el RMS de la ANM de TOPEX y el RMS de la ANM simulada por el modelo (sin multiplicar α al esfuerzo de viento). Éstas, previamente, se promediaron a lo largo de la línea ecuatorial, entre 140°E y 80°W.

ANM y AVZ fueron promediadas cada cinco días para su posterior procesamiento y comparación con la información observada.

Tabla 3.1. Coeficientes α para cada una de las simulaciones del modelo

Tipo de simulación	α
Simulación con F24	1.67993
Simulación con F06	2.
Simulación con FC	2.4

3.3 Resultados y Análisis

3.3.1 Nivel del mar

La Figura 3.1 muestra el resultado del cálculo de la correlación entre ANM estimada por TOPEX/POSEIDON y cada variable ANM simulada por el modelo con FL06, FL24 y FC. El resultado indica el grado de correspondencia entre ambas variables, es decir, las altas correlaciones señalan qué tan bien nuestro modelo representa la variabilidad en el tiempo.

Entonces, tomando en cuenta lo señalado anteriormente, podemos decir que los tres gráficos que componen la Figura 3.1 muestran una fuerte correlación (igual, o mayor, a 0.8) alrededor de la región tropical. Una entre 150°W y 120°W, cerca a la línea ecuatorial, y las otras en el Pacífico Oeste. La primera región de correlación alta indica que el modelo representa el inicio y desplazamiento de las ondas de Kelvin, así como las ondas de Rossby que rebotan en la costa occidental de América. Hay que indicar, que la falta de simetría hacia el norte en los tres gráficos de correlación sería producto de la poca habilidad del modelo para representar la variabilidad de las corrientes ecuatoriales que de alguna manera tienen repercusión en el nivel del mar, tal como señala Boulanger (2001). Por otro lado, la segunda región, entre 5°S y 5°N, estaría

conectada con las ondas de Rossby que se generan en el mismo instante en que se generan las ondas de Kelvin. En esta misma región, pero alrededor de 10°S y 10°N , respectivamente, la alta correlación correspondería a la variabilidad del esfuerzo de viento local (*Ekman Pumping*). Esto es, fuertes rotacionales de viento, debido a la variabilidad del extremo oeste de la Zona de Convergencia Intertropical (ITCZ, siglas en inglés) en el Hemisferio Norte, así como de la Zona de Convergencia del Sur Pacífico (SPCZ siglas en inglés) en el Hemisferio Sur, producirían una variabilidad tipo *Ekman Pumping* que el modelo puede simular. Una vez más hay que advertir que de las tres configuraciones, la simulación con FC es la que mejor representa la variabilidad de la ANM.

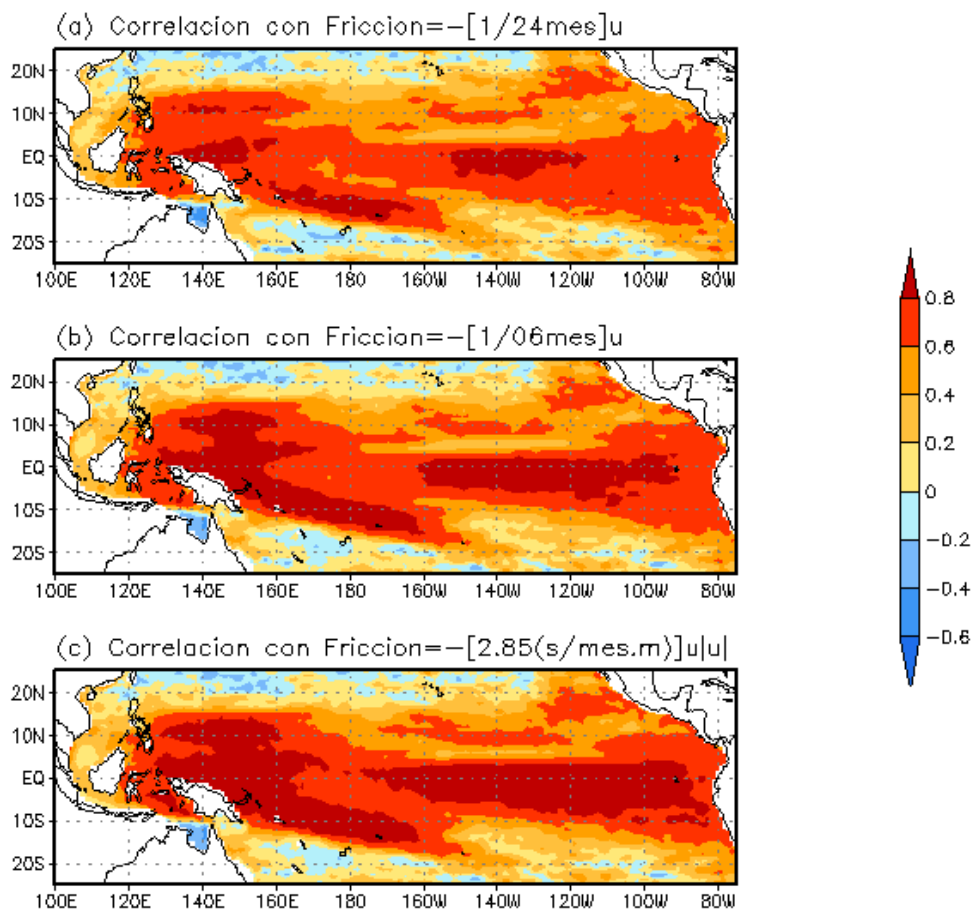


Figura 3.1 Se aprecia los campos de correlación entre el nivel del mar calculado por el modelo (con tres configuraciones de fricción) y el nivel del mar estimado por TOPEX. Las tres configuraciones son: (a) fricción lineal con un coeficiente de $1.61 \cdot 10^{-8} \text{ s}^{-1}$, (b) con una fricción lineal cuyo coeficiente es $6.43 \cdot 10^{-8} \text{ s}^{-1}$, y (c) una fricción cuadrática.

Los éxitos conseguidos con la correlación son aún parciales en la representación de la realidad del océano, esto debido a que aún es necesario saber qué tan próximos, en magnitud, el modelo es capaz de acercarse a lo observado. Para esto, se utiliza la RMSD entre la ANM observada y la ANM modelada por las 3 simulaciones. El resultado de esta operación se puede observar en la Figura 3.2, en donde se nota cómo el uso de FL24, FL06 y FC tiene repercusión en la RMSD. En la Figura 3.2(c) se resalta que el uso de FC en la simulación de la magnitud ANM, especialmente entre aproximadamente 5°S y 8°N, produce una RMSD entre 6 y 4 cm. Estas desviaciones están ligeramente alejadas de los resultados obtenidos por Boulanger (2001), quien logra obtener valores alrededor de 4.1 cm.

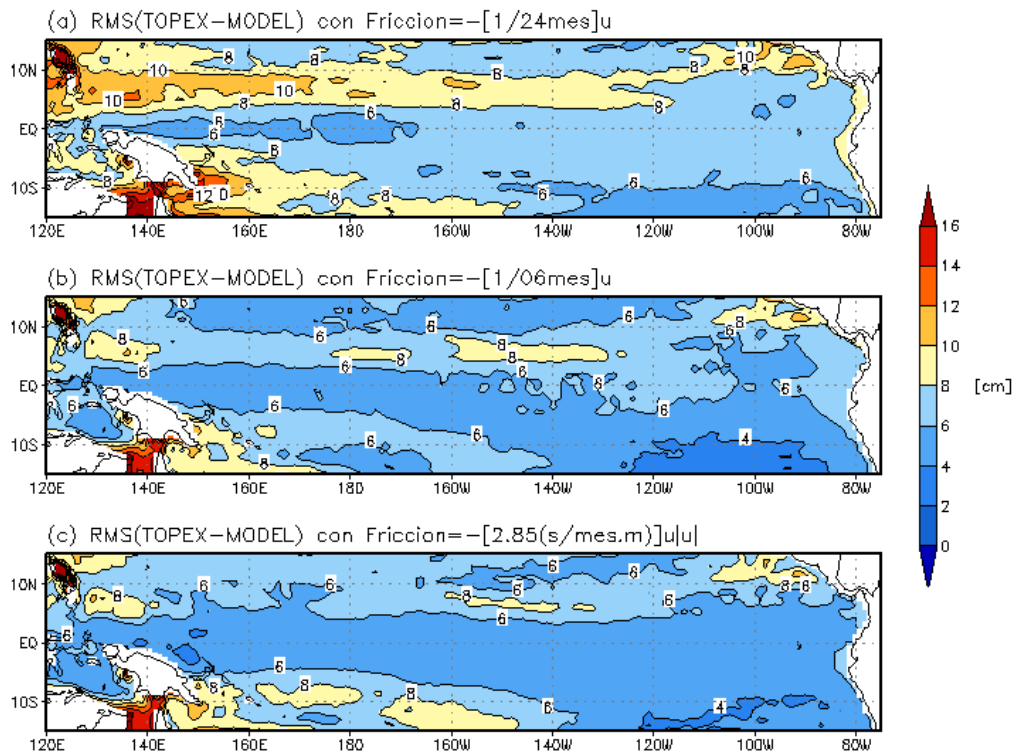


Figura 3.2 Mapas de RMSD entre el nivel del mar de TOPEX y el nivel del mar del modelo, usando diferentes configuraciones de fricción: (a) fricción lineal con $1.61 \cdot 10^{-8} \text{ s}^{-1}$ como coeficiente, (b) fricción lineal con un coeficiente $6.43 \cdot 10^{-8} \text{ s}^{-1}$, y (c) fricción cuadrática.

Por otro lado, la Figura 3.3, que es el resultado de calcular la desviación estándar, muestra la variabilidad de la ANM, tanto de lo observado (a) como del modelo (b), (c) y (d). En las cuatro Figuras se observa mayor variabilidad en la zona del Pacífico Central así como en el Pacífico Oeste; esta variabilidad debe estar relacionada al fenómeno de El Niño 97-98. Según McPhaden (1999) el inicio del fenómeno de El Niño estuvo caracterizado con ondas de Kelvin debido a vientos episódicos del oeste asociados con la Oscilación de Madden-Julian (MJO). La formación de ondas de Kelvin de *downwelling* (hundimiento) produce a la vez ondas de Rossby de *upwelling*, (afloramiento).

Finalmente, la Figura 3.4 describe la variación en el tiempo de la anomalía del nivel del mar a lo largo de la línea ecuatorial (Diagrama Hovmöller) tanto de la información estimada por (a) satélite como de la (b) simulada con FC. La figura indica que el modelo oceánico logra reproducir la variabilidad interanual en esta región, ya que los coeficientes de correlación (Figura 3.4a) a lo largo de esta línea alcanzan 0.8. También, la línea de RMS (la variabilidad) es semejante a la de la observada lo que indica que el modelo estaría representando la variable de nivel del mar de manera correcta, al menos en este periodo. Por otro lado, las RMSD muestran una diferencia de aproximadamente 5 cm.

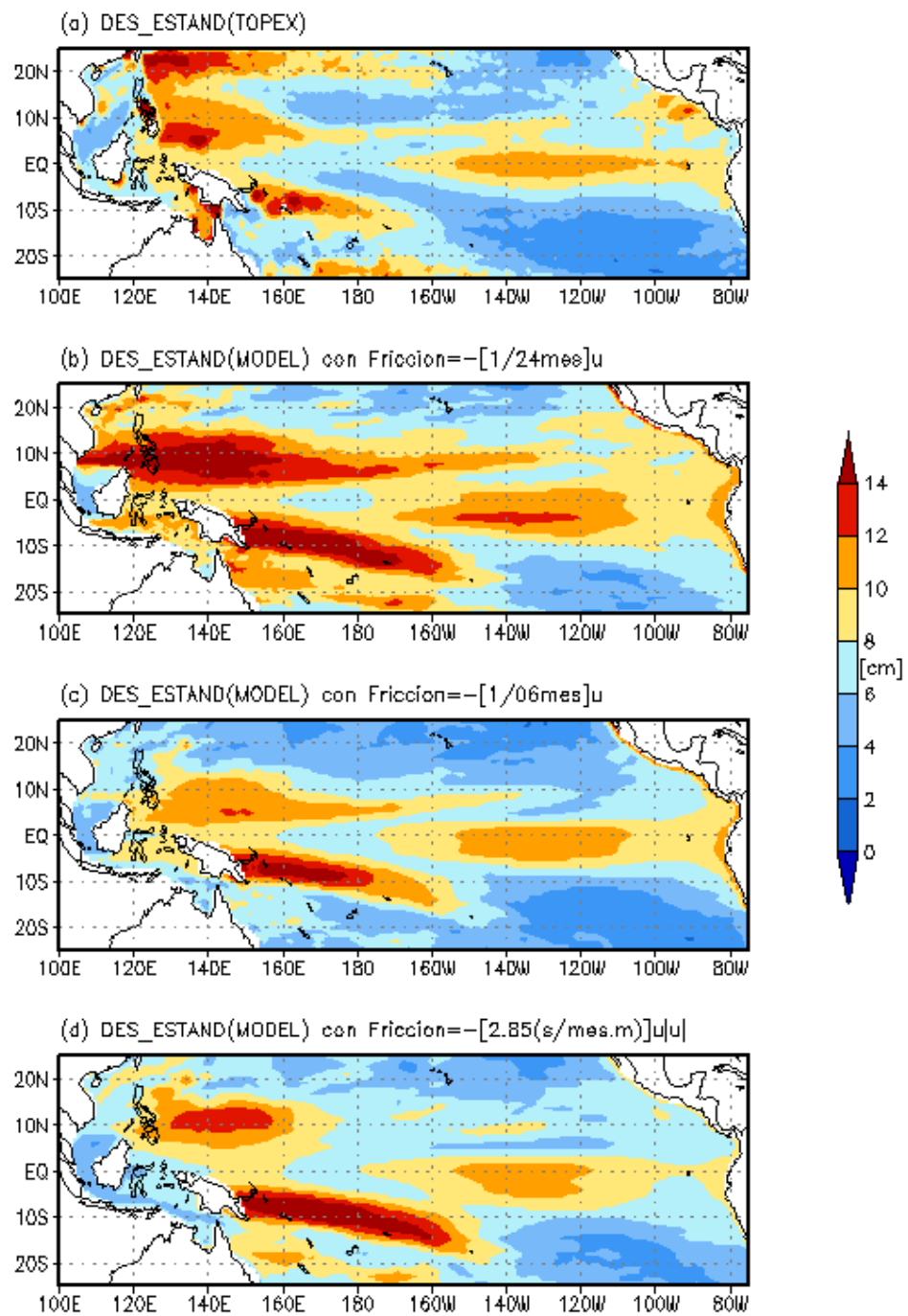


Figura 3.3. Desviación estándar para el nivel del mar: (a) de TOPEX-POSEIDON; (b) modelado con fricción lineal y coeficiente $1.61 \cdot 10^{-8} \text{ s}^{-1}$; (c) modelado con fricción lineal y coeficiente $6.43 \cdot 10^{-8} \text{ s}^{-1}$, y (d) modelado con fricción cuadrática.

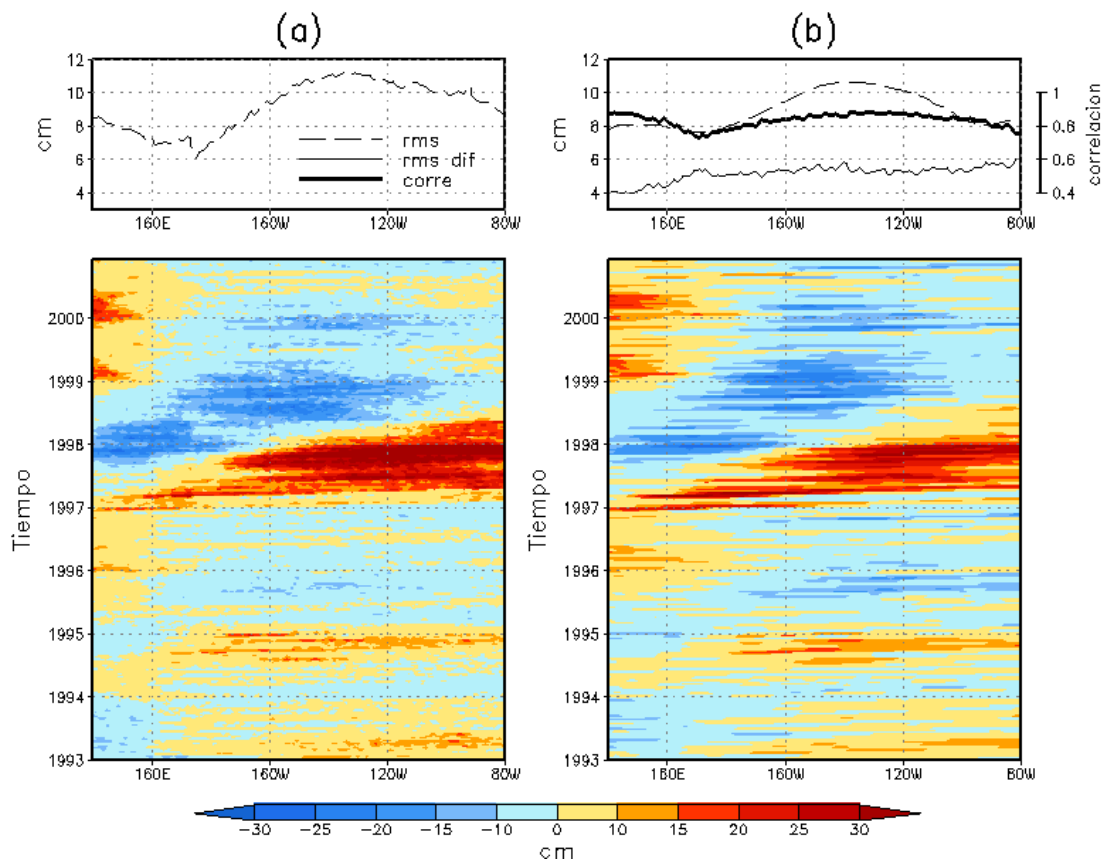


Figura 3.4 Diagramas de Hovmöller para la anomalía del nivel del mar de (a) TOPEX/POSEIDON y (b) simulado con FC. En la parte superior de cada uno se aprecia (a) el RMS y en (b) el RMS, el RMSD y la Correlación.

3.3.2 Corrientes zonales

El mismo análisis usado con la variable de la anomalía del nivel del mar se aplica a las anomalías de las corrientes zonales. La Figura 3.5 muestra la correlación entre las AVZ calculadas por OSCAR y las AVZ simuladas por el modelo con F24, F06 y FC. Se aprecia en esta Figura cómo la implementación de FC mejora las corrientes zonales al norte de la línea ecuatorial, entre 0 y 10°N. Por otro lado, esta configuración reduce la certeza de dicha componente en la línea ecuatorial, entre 120°W y 90°W. Esto podría deberse a que procesos no-lineales tendrían mayor influencia en la variabilidad temporal en dicha región. Por otro lado, hay que tener en cuenta que el producto de OSCAR es experimental y podría también tener errores en dicha región.

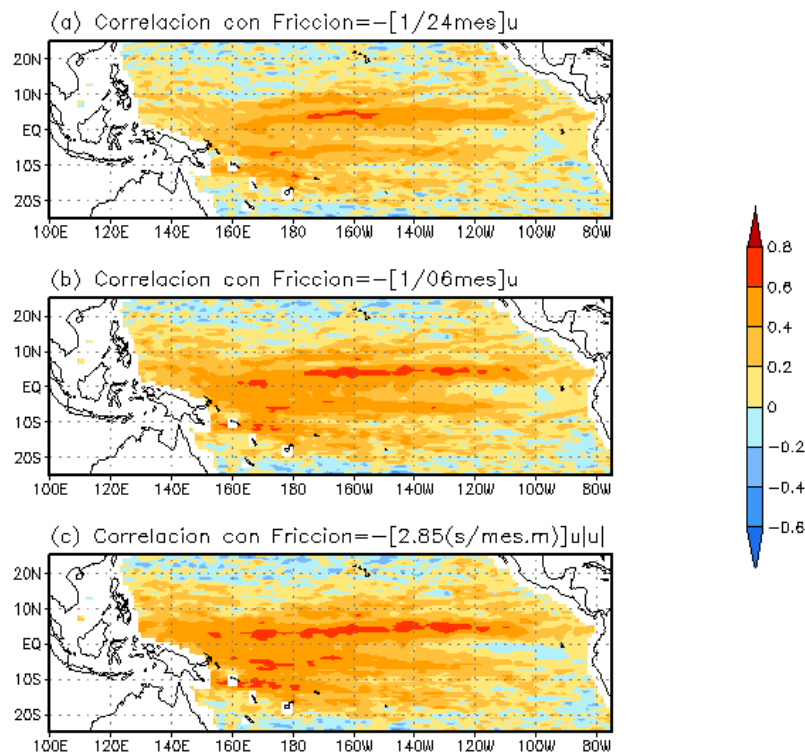


Figura 3.5 Gráficos de correlación entre las corrientes zonales analizadas por OSCAR y las corrientes zonales simuladas numéricamente con: (a) fricción lineal con coeficiente $1.61 \cdot 10^{-8} \text{ s}^{-1}$; (b) fricción lineal con coeficiente $6.43 \cdot 10^{-8} \text{ s}^{-1}$; y (c) una fricción cuadrática.

La RMSD (Figura 3.6) también resalta la mejoría obtenida con la configuración de FC a lo largo de la zona ecuatorial, especialmente en el extremo Oeste, reduciendo los valores mayores a 40 cm s^{-1} a alrededor de 30 cm s^{-1} y 40 cm s^{-1} . Asimismo, el área de alta discrepancia entre lo modelado y lo observado se ve reducida a una franja que alcanza las latitudes 5°S y 5°N . Las áreas de mayor diferencia se ubican alrededor de los meridianos 140°W y 120°W , donde la diferencia alcanza los 40 cm s^{-1} . Contrariamente, el uso de FC incrementa ligeramente los valores de la diferencia en el extremo Sur Central y Oriental en comparación de la diferencia con F24. Estos valores se incrementan alrededor de 5 cm s^{-1} .

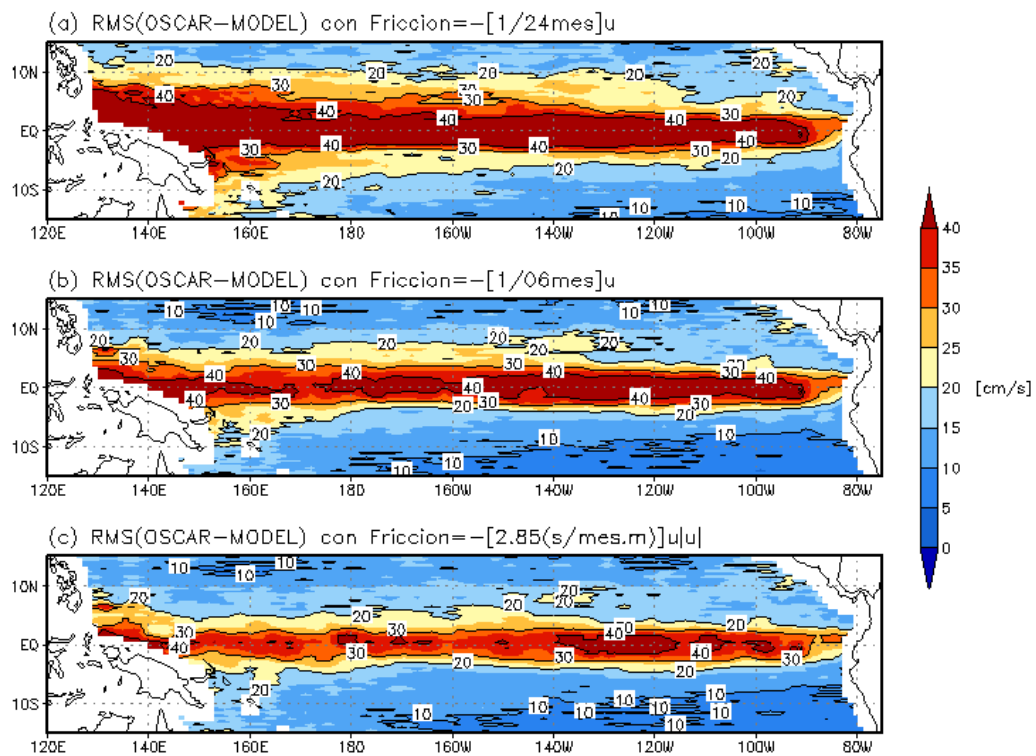


Figura 3.6 RMSD entre la AVZ de OSCAR y la AVZ simulada numéricamente por el modelo con una configuración de fricción del tipo: (a) F24, (b) F06, y (c) FC.

A diferencia de los resultados exitosos de la correlación y la RMSD, la desviación estándar (Figura 3.7) de la AVZ indica que el modelo con configuración FC reduce la variación de este parámetro de manera exagerada, por lo que, al parecer, las corrientes extremas no se podrían apreciar en el modelo, especialmente en la región del Pacífico Central y Oriental. Sin embargo, en la misma Figura se puede ver una mejora en la zona del Pacífico Oeste.

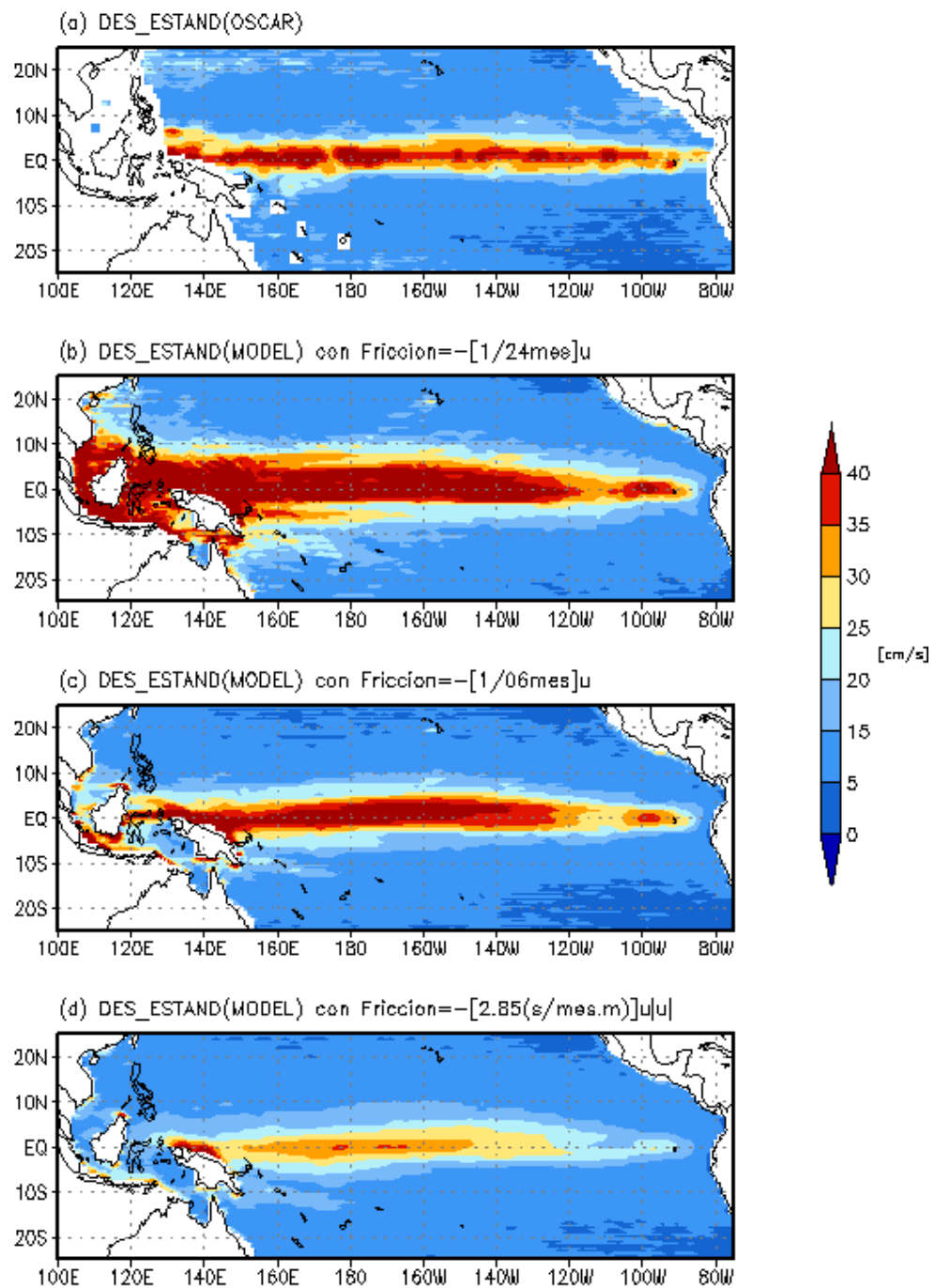


Figura 3.7 Desviación estándar de la AVZ calculada para: (a) OSCAR, (b) simulada numéricamente con F24, (c) simulada numéricamente con F06 y (d) simulada numéricamente con FC.

Con respecto a la Figura 3.8, gráfico de Hovmoller de la AVZ en el Pacifico Ecuatorial tanto para AVZ de OSCAR como del modelo, se observa que la AVZ tiene poca variabilidad en relación con la de OSCAR lo que se ve plasmado en la RMSD de la Figura 3.8b. También la correlación en la zona Oeste del Pacifico Ecuatorial es mejor que la mostrada en la zona Este, la cual incluso se hace negativa.

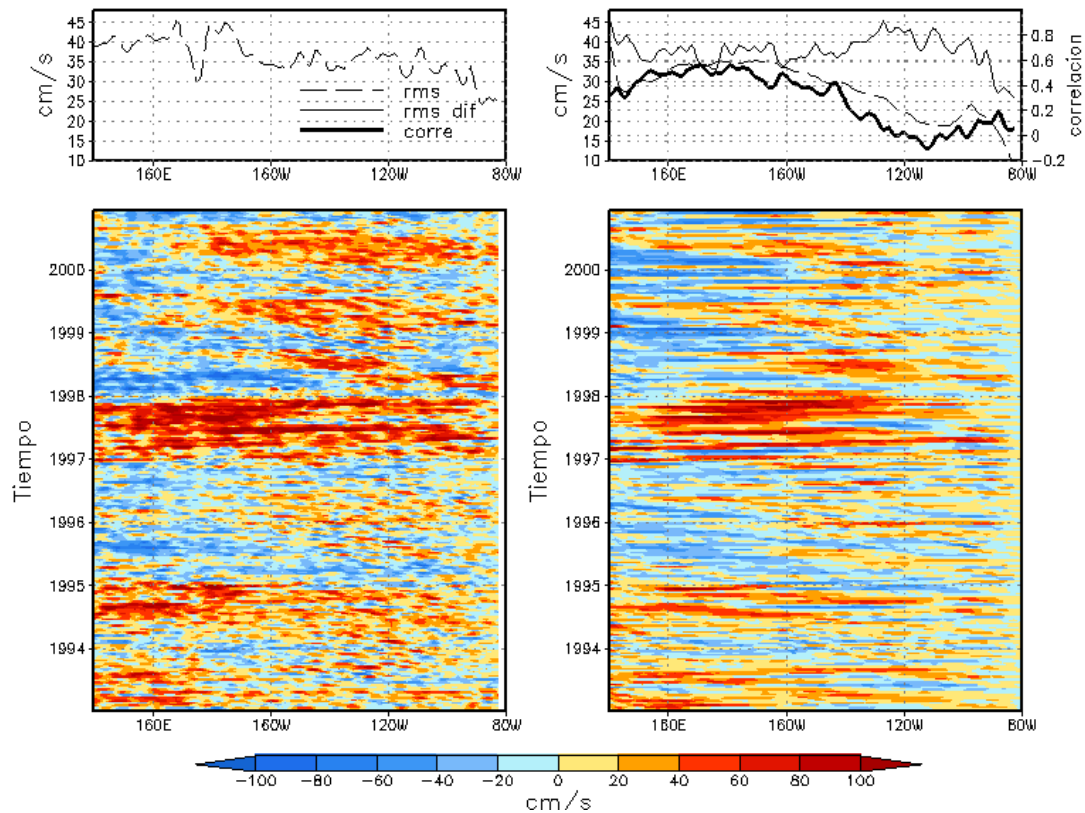


Figura 3.8. Igual a la Figura 3.4, pero para las AVZ

3.4 Discusión

Los resultados obtenidos demuestran que el modelo, a pesar de tener una física muy simple, tiene la capacidad de representar la magnitud y la variabilidad de la ANM, gracias a la implementación de la fricción del tipo FC que Boulanger (2001) sugiere como reemplazo a las fricciones estándar como F24 y F06. La alta correlación entre la ANM de TOPEX y el modelo indican que este último es capaz de representar el evento extraordinario del Fenómeno El Niño 1997-98, es decir un evento de características interanuales.

Por otro lado, en lo que respecta a las AVZ, el modelo con FC, en promedio y en comparación a las configuraciones F06 y F24, simula relativamente mejor dicha variable. Pero, la variabilidad es muy baja comparada con la data de OSCAR. Esto podría deberse, una vez más, a que el modelo está compuesto de un solo modo baroclínico por lo que no existe distribución de la energía entre otros modos. Esto significa que los campos de velocidad de las ondas, en el modelo, se estarían sumando y restando de manera incorrecta en el momento de la intersección. Hay que tomar en cuenta que para este periodo, en el cual está presente el Fenómeno El Niño 97-98, la dinámica del sistema es mejor representada con dos modos baroclínicos (Dewitte et al., 2002). Asimismo, Boulanger (2001) recomienda el uso de dos modos baroclínicos para una mejor representación del campo de corrientes.

Capítulo 4

Ondas Ecuatoriales en el periodo 2000-2007

4.1 Introducción

En lo que respecta a las oscilaciones de la anomalía del nivel del mar (ANM) con frecuencias mayores a $(100 \text{ días})^{-1}$, el periodo 1993-2000 presentó menor variabilidad que el periodo 2000-2006. Dicha diferencia se muestra en la Figura 4.1, la cual describe el espectro de potencia en una región que llamaremos Niño3eq (0.5°S-0.5°N y 150°-90°W) para el periodo 1993-1999 y 2000-2006 usando la ANM de TOPEX. Es conocido que al primer periodo lo caracterizó el evento El Niño más intenso que se haya registrado (McPhaden, 1999), mientras que en el otro periodo hubieron eventos de intensidad moderados. Si bien es cierto, las metodologías para entender el primer periodo, caracterizado por un evento fuerte, funcionaron correctamente, este trabajo utilizará las mismas metodologías para entender el segundo periodo que, como se mencionó líneas arriba, estuvo caracterizado por eventos moderados.

Este capítulo tiene dos objetivos:

1. Entender la variabilidad del nivel de mar en el Pacífico Tropical en el periodo 2000-2007 e interpretar la variabilidad en términos de ondas ecuatoriales. Para esto, se utilizará la técnica de *wavelets* con el fin de estimar las frecuencias más resaltantes en dicho periodo.
- 2.- Interpretar la variación de la ATSM en base a los resultados del modelo. Para lograr esto, se calcularán los coeficientes de Kelvin (CK) y de Rossby 1 (CR1) (Apéndice B) para luego obtener las contribuciones de las ondas de Kelvin y de Rossby en las variables nivel del mar y velocidad zonal.

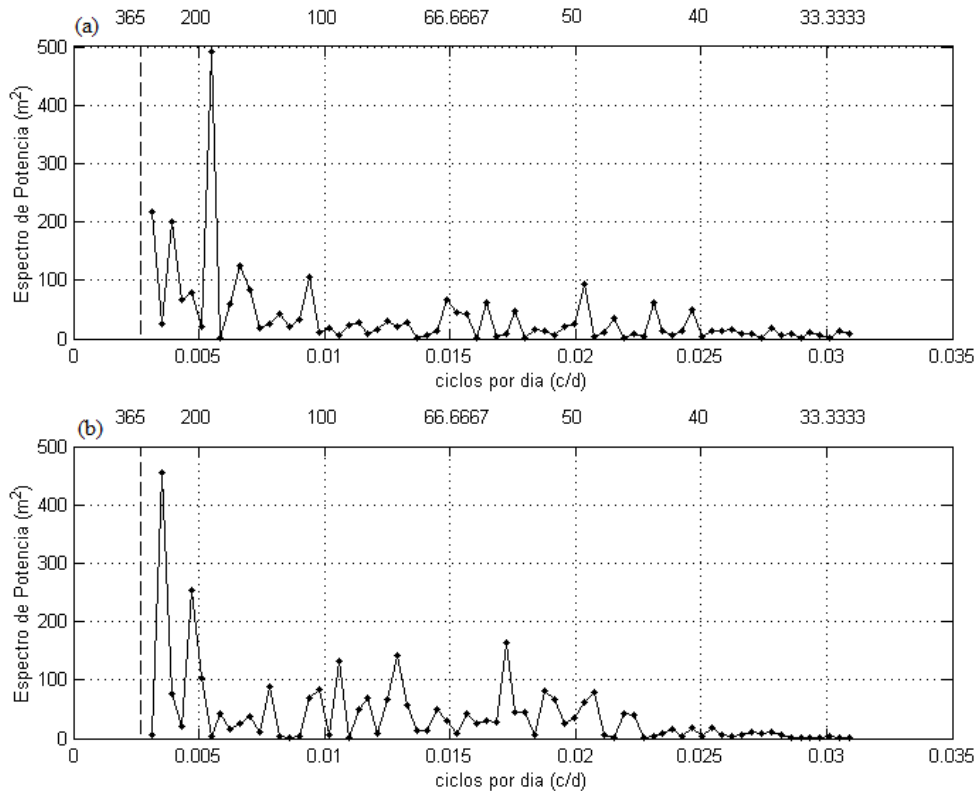


Figura 4.1 Espectro de Potencia de la ANM en la región Niño3eq (0.5°S-0.5°N y 150°-90°W) para los periodos: (a) 1993-1999 y (b) 2000-2006. Los números en la parte superior de cada uno de los gráficos indica el periodo en días.

4.2 Datos

Con excepción de la variable anomalía de la profundidad de la isoterma de 20°C de TAO, todas las otras variables se procesaron de la misma manera que en el Capítulo 3, pero para el periodo 2000-2007, en donde la “climatología” se calcula en todo este rango de tiempo. La simulación numérica se realiza en el espacio que abarca los paralelos 30°S y 30°N en la dirección meridional, y los meridianos 110°E y 70°W en la dirección zonal con un delta espacial en la dirección zonal de 1° geográfico y en la meridional de 0.5°.

4.2.1 Vientos de QSCAT

Al igual que los datos de vientos estimados por el satélite ERS, descrito en el capítulo anterior, la información del satélite QSCAT es producto del análisis de la señal

emitida por el instrumento y la señal recibida del rebote de la superficie del mar. La respuesta del mar, a través de su rugosidad, es interpretada para estimar la intensidad y dirección del viento. Es sabido que la desventaja de esta información es la imposibilidad de poder obtener información en zonas cercanas a la costa, así como en regiones que estén “contaminadas” por las gotas de lluvia (CERSAT-IFREMER, 2002b) ya que éstas generan interferencia en la señal.

Los vientos fueron obtenidos de la siguiente dirección:

<ftp://ftp.ifremer.fr/ifremer/cersat/products/gridded/mwf-quikscat/data/daily/>

La información de esfuerzo de viento es diaria por lo que se optó por generar la media mensual y luego calcular el promedio estacional para el periodo en cuestión. Esta última se interpoló usando *cubic spline* a una “climatología” diaria, la cual se restó a la información original para obtener una anomalía diaria.

Esta información de viento, la cual es utilizada para forzar el modelo en el periodo 2000-2007, es multiplicada por el factor 1.2353 para ajustar la variabilidad del nivel del mar simulado a los datos observados (el valor 1.2353 es calculado usando la misma metodología aplicada en la Sección 3.2.4 del Capítulo 3).

4.2.2 ATSM y Anomalía de la Profundidad de la Isoterma de 20°C de TAO

El arreglo de boyas TAO (*Tropical Atmosphere-Ocean*) fue uno de los objetivos del programa *Tropical Ocean-Global Atmosphere* (TOGA) para el monitoreo continuo de las condiciones atmosféricas y oceánicas a lo largo del Pacífico Ecuatorial (McPhaden et al., 1998).

La información de esta variable se bajó de la siguiente ubicación virtual:

http://www.pmel.noaa.gov/tao/data_deliv/deliv.html

Para la variable TSM se usó 29 boyas distribuidas entre 2°S y 2°N, las cuales se promediaron para tener solamente 10 valores a lo largo de la línea ecuatorial. Por otro

lado, la variable profundidad de la Isoterma de 20°C (PI20°C) se obtuvo de la boya ubicada en 140°W y la línea ecuatorial (Figura 4.2).

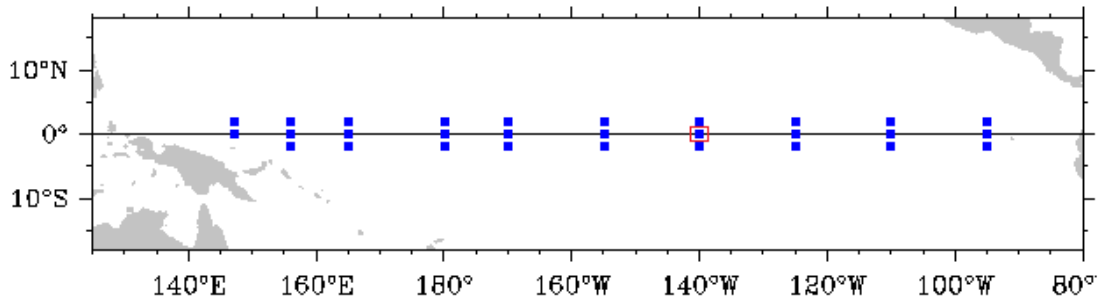


Figura 4.2. Distribución de las boyas usadas en este trabajo. Los cuadrados de color azul indican que, de esa boya, se usó la variable TSM, mientras que del cuadrado en rojo se utilizó la profundidad de la isoterma de 20°C.

Al igual que todas las otras variables, la información diaria de estos parámetros fue promediada para calcular su valor mensual. Luego, se obtuvo la climatología mensual de éstas para convertirla en climatología diaria usando *cubic spline*. Esta información fue restada al valor de la TSM original diaria para obtener la anomalía. Finalmente, la anomalía se promedió cada cinco días.

4.3 Resultados de la Simulación

El modelo oceánico fue forzado con la anomalía diaria del esfuerzo de viento del satélite QSCAT, donde dicha anomalía fue multiplicada por un factor de 1.2353 como corrección, como se indica en la Sección 4.2.1. El modelo resuelve las ecuaciones (2.1), (2.2), (2.3), (2.10) y (2.11), usando la fricción cuadrática (FC) sugerida por Boulanger (2001), ya que, como se observó en el capítulo anterior, la FC es la que mejor representa la variación del nivel del mar. Finalmente, los resultados de la ANM y la AVZ se promediaron cada cinco días.

La habilidad del modelo para representar la variación del nivel del mar a lo largo del ecuador en el periodo 2000-2007 se observa en la Figura 4.3. En esta Figura, se puede apreciar que la correlación entre lo observado y modelado es alta, aproximadamente 0.8 en promedio a lo largo de la línea ecuatorial y, específicamente, entre los meridianos 180°-140°W. Asimismo, la RMSD revela una oscilación en el

rango de 3 y 5 cm desde 140°E hasta 100°W para luego alcanzar los 6 cm en el extremo Oriental. Esto indica que el modelo puede simular oscilaciones intra-estacionales.

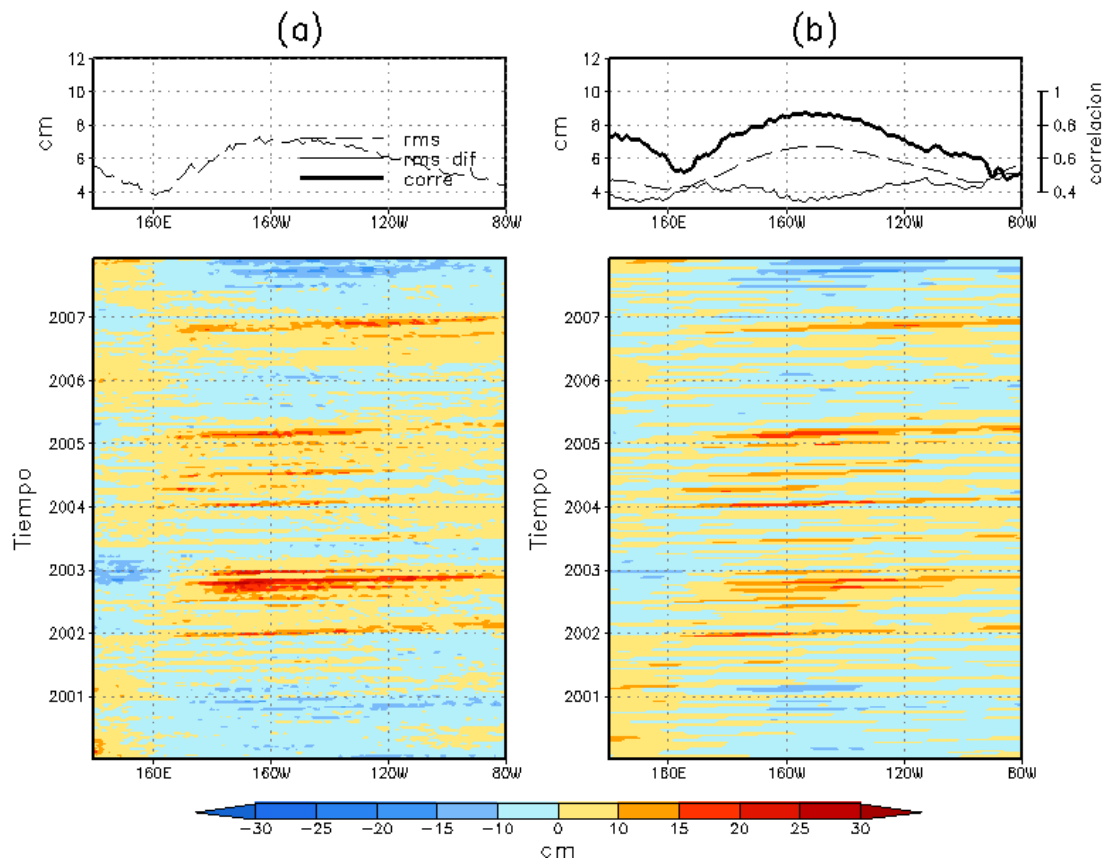


Figura 4.3. Diagramas de Hovmöller para la anomalía del nivel del mar de (a) TOPEX/POSEIDON y (b) simulado con FC, ambos para el periodo 2000-2007. En la parte superior de cada uno se aprecia (a) el RMS y en (b) el RMS, el RMSD y la Correlación.

Por otro lado, la Figura 4.4 muestra lo mismo que la Figura 4.3, pero para la variable anomalía de la velocidad zonal de (a) OSCAR y (b) simuladas con el modelo con FC. Podemos indicar que existe mucha variabilidad en la variable AVZ, aunque ligeramente más baja que en el periodo 1993-2000 (Figura 3.8). La correlación, de igual modo, alcanza 0.5 en el extremo Oeste del Pacífico, mientras que decae en el extremo Este. Esta misma situación se observa en la correlación para el periodo 1993-2000. Podríamos deducir de esta Figura que el modelo tiene deficiencias en representar esta variable debido a que dicho parámetro estaría influenciado por las componentes no-lineales que el modelo no contempla.

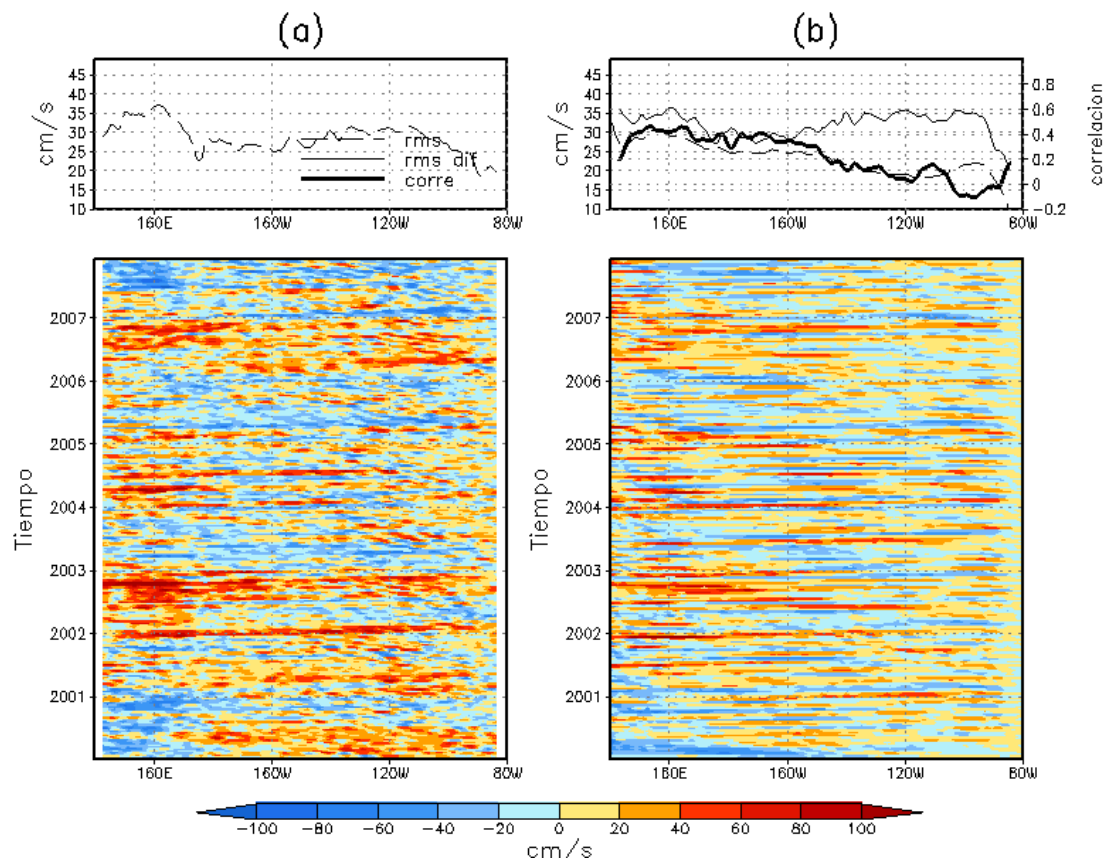


Figura 4.4. Diagramas de Hovmöller para la anomalía de la velocidad zonal de (a) OSCAR y (b) simulado numéricamente con FC, ambos para el periodo 2000-2007. En la parte superior de cada uno se aprecia (a) el RMS y en (b) el RMS, el RMSD y la Correlación.

A continuación, se muestra los resultados de usar *wavelets* para evaluar las frecuencias que están presentes en la simulación del modelo y compararlo con las frecuencias de algunos datos observados. También, se describirá la contribución de las ondas de Kelvin y de Rossby en la variabilidad del nivel del mar y corrientes zonales, así como su influencia en la TSM.

4.3.1 Análisis de la variabilidad usando *Wavelets*

El uso de *wavelets* permitirá estimar las frecuencias notables que están presentes en la anomalía del nivel de mar en el transcurso del tiempo. Éstas, por la linealidad del modelo, deben estar relacionadas con las frecuencias del esfuerzo de viento que forzaron al modelo. Adicionalmente, se espera encontrar dichas oscilaciones en otras

variables obtenidas remotamente e in situ, tales como la anomalía del nivel de mar de TOPEX y la anomalía de la isoterma de 20°C, respectivamente.

La Figura 4.5c resalta, luego de aplicar *wavelets* a la ANM simulada por el modelo en el meridiano 140°W, que existe una variación intra-estacional con periodos que van en el rango de 45 y 91 días (0.125 y 0.25 años, respectivamente). Además, observando el espectro del *wavelets* (Figura 4.5b), se establece que dicha oscilación se repite entre fines del año 2000 e inicios del año 2005, y luego en el año 2007, esta última con menor intensidad. Asimismo, la Figura 4.5d, la cual muestra el promedio de la variancia en los periodos 45 y 91 días, resuelve que la variación más intensa se dio en el año 2004.

Según las Figuras 4.6 y 4.7, los resultados anteriores están ligados a la variabilidad del esfuerzo de viento en el extremo Oeste del Pacífico Ecuatorial. Estas perturbaciones en el viento provocan la formación de ondas de Kelvin que viajan a lo largo de la línea ecuatorial y cruzan el Pacífico hasta el extremo Este. Es claro que, según estas mismas figuras, las oscilaciones de alrededor de 60 días se formaron en diferentes posiciones geográficas dándole una variabilidad en dichas frecuencias a la ANM.

Sin embargo, no hay que dejar de ver que la variabilidad en el rango de 45 y 91 días, observada en la Figura 4.5, no se logra representar con la misma intensidad en la variabilidad, en los mismos periodos, de la ANM de TOPEX (Figura 4.8) ni en la profundidad de la isoterma de 20°C (Figura 4.9). Esto se puede apreciar en la serie de tiempo de la Figura 4.5a y 4.8a en donde la primera es más intensa que la segunda. La explicación está relacionada con la física del modelo, esto es, el uso de un solo modo baroclínico en la implementación del modelo no permite que las ondas de alta frecuencia pierdan energía al propagarse verticalmente. Este proceso, el de la propagación vertical, se observa más en las frecuencias altas (Dewitte y Reverdin, 2000) por lo que el modelo lineal sobreestima el nivel del mar a frecuencias más altas que $(90 \text{ días})^{-1}$, lo que no ocurre con las frecuencias bajas ya que la fricción implementada en el modelo (la cual es una parametrización del proceso de propagación vertical) está bien adaptada para dichas frecuencias.

Otro asunto que hay que comentar es que la oscilación intensa con periodos que van de aproximadamente 45 a 91 días a fines del 2003 e inicios del 2004 (Figuras 4.5d, 4.6d y 4.9d), no parece (a partir de una sola inspección de los espectros) completamente conectada a la amplitud del esfuerzo de viento zonal a lo largo de la línea ecuatorial (Figuras 4.7d), sino que depende de la estructura meridional del esfuerzo de viento zonal. Es decir, la influencia de la componente zonal del viento que, teóricamente actúa

sobre la onda de Kelvin, está definida como:
$$\int_{-20^{\circ}S}^{20^{\circ}S} \tau_x(x, y, t) \cdot \Psi_o(y) dy$$
 donde $\Psi_o(y)$ es la

estructura meridional de la onda de Kelvin (para el primer modo baroclínico) y τ_x es la componente zonal del esfuerzo de viento. Así que la estructura meridional de los vientos podría determinar el valor de dicha amplitud. Esta estructura podría cambiar bastante a estas frecuencias (Harrison y Vecchi, 1997). Esto es una suposición que necesita ser estudiada con mayor profundidad.

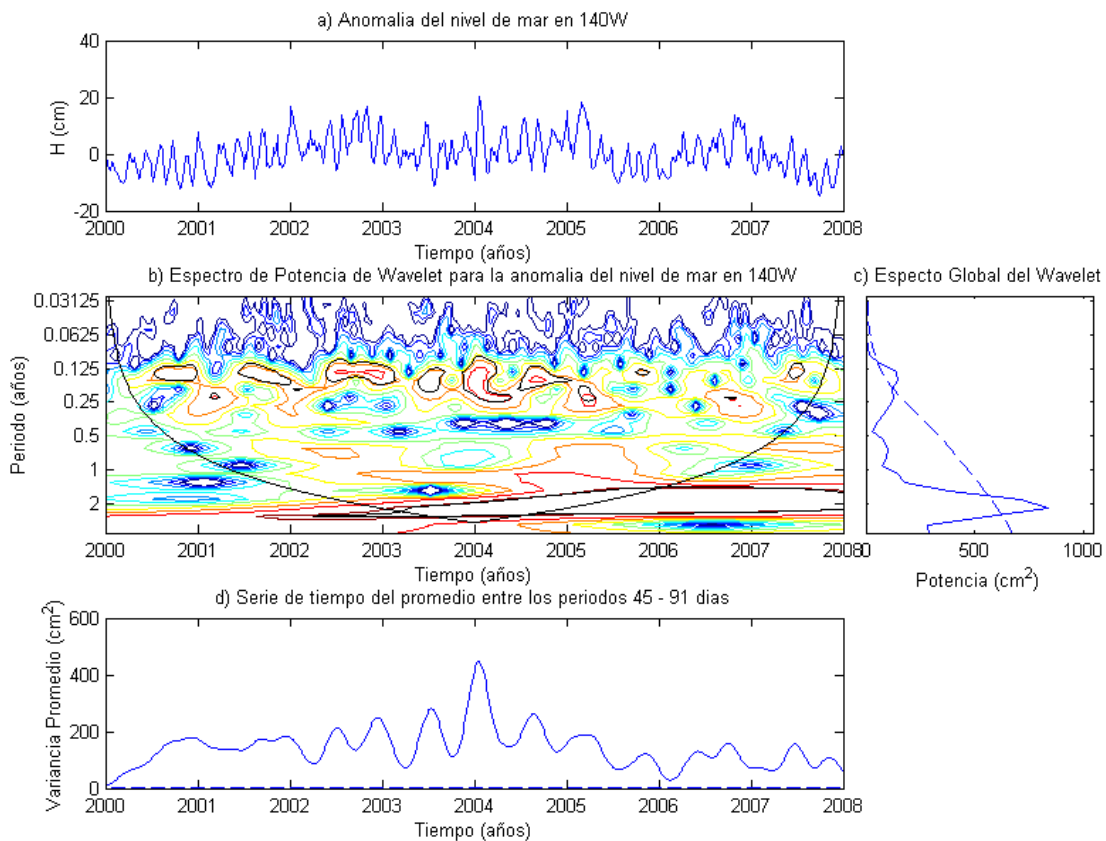


Figura 4.5. Análisis con *Wavelets* de la variabilidad de la ANM, simulada con el modelo, en la línea ecuatorial, específicamente en 140°W. (a) Es la serie de tiempo a analizar; (b) espectro del *Wavelets*; (c) el promedio global del espectro de (b), en donde las líneas punteadas indican la significancia al 95%; y (d) la variancia promediada entre 45 y 91 días.

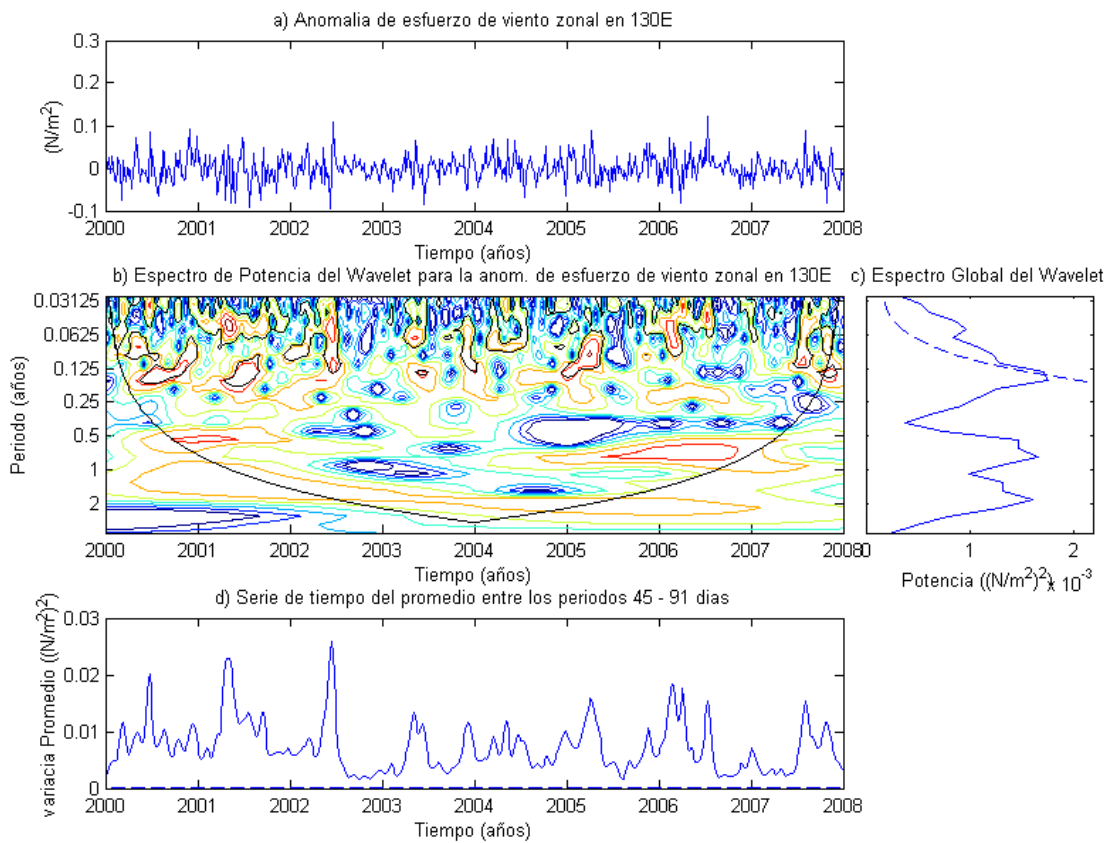


Figura 4.6. Igual que la Figura 4.5 pero para la variable esfuerzo de viento en la posición 130°E.

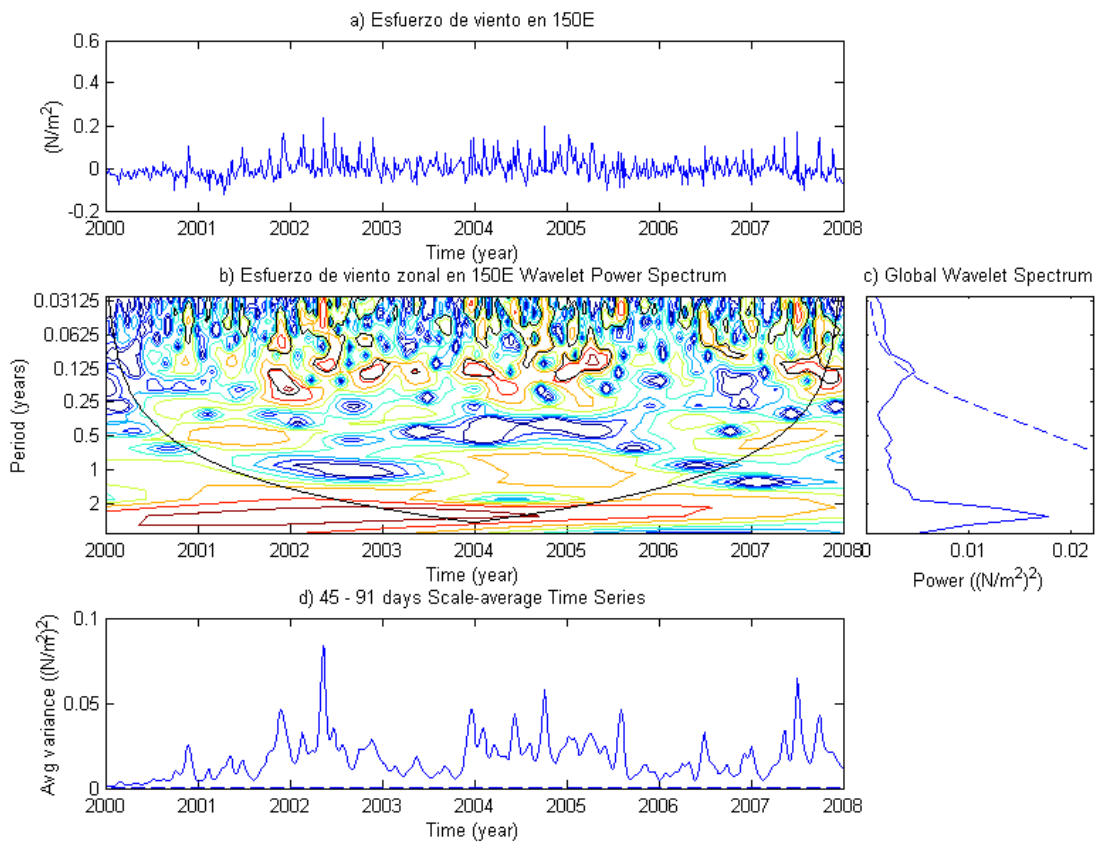


Figura 4.7. Igual que la Figura 4.6 pero en la posición 150°E.

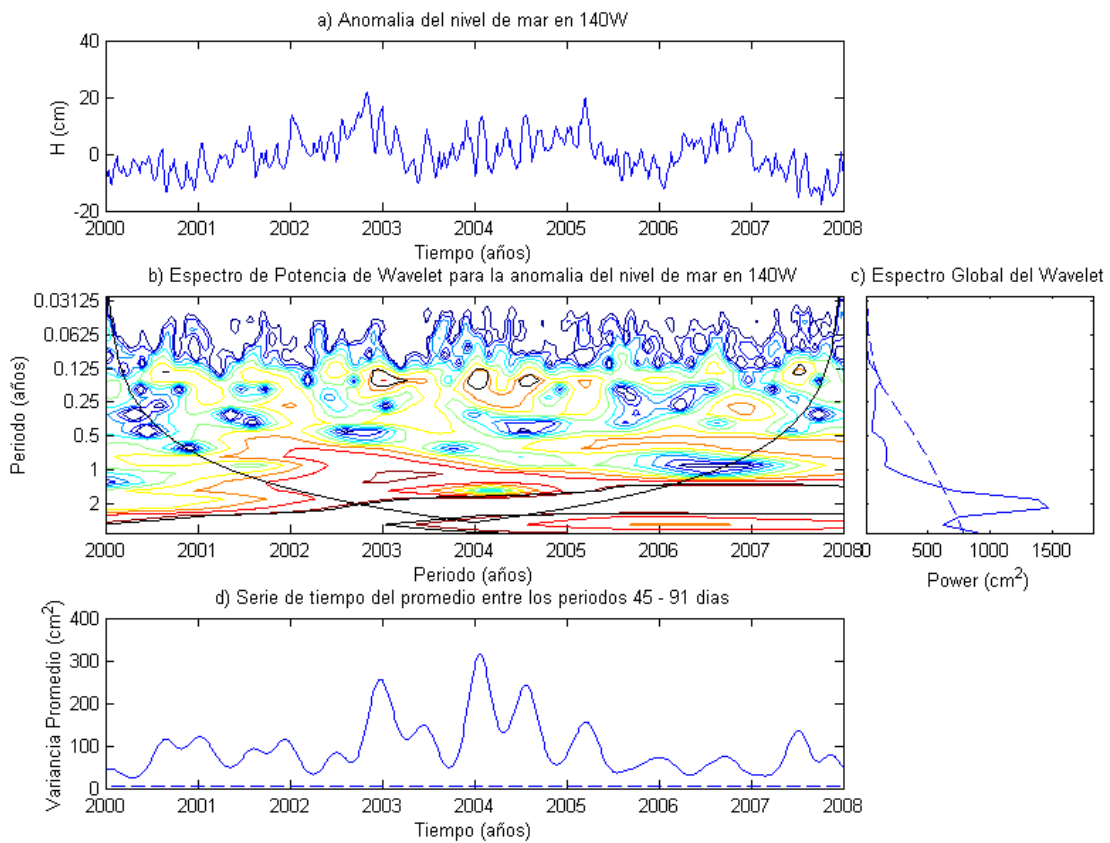


Figura 4.8. Igual que la Figura 4.5 pero para el nivel del mar estimado por TOPEX en la posición 140°W.

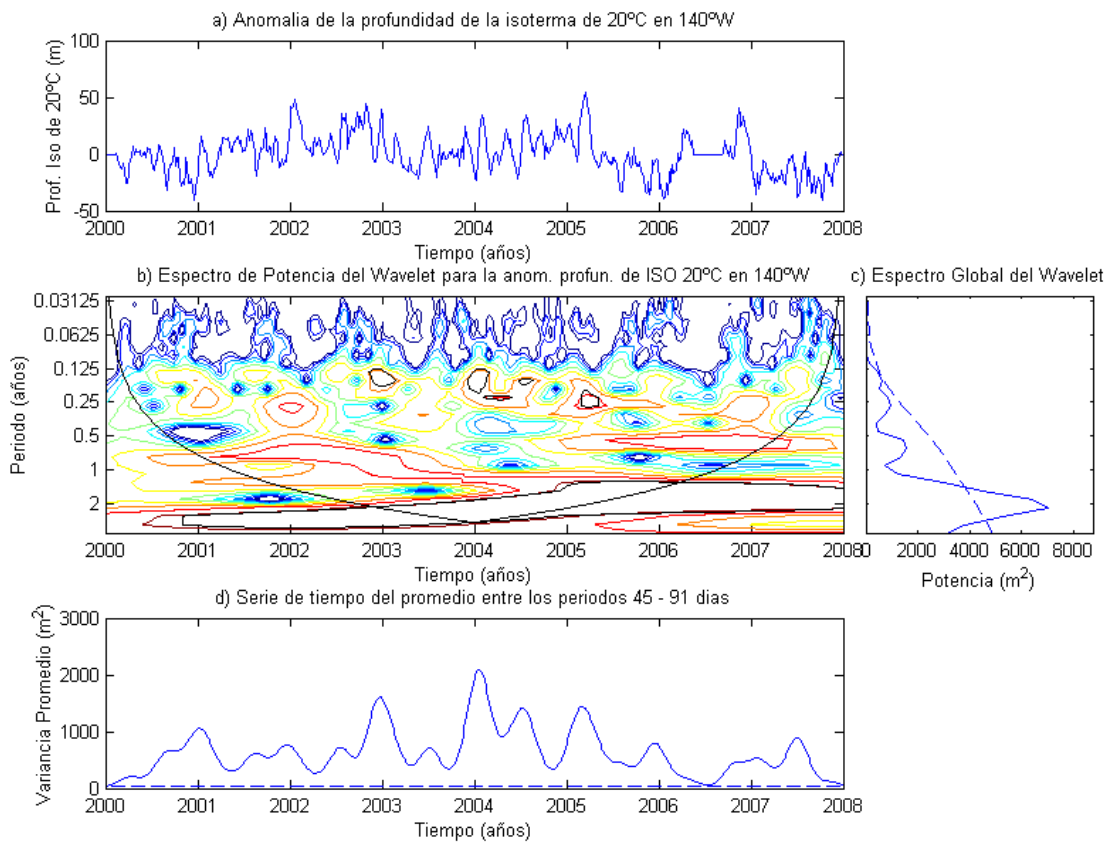


Figura 4.9. Igual que la Figura 4.5 pero para la anomalía de la profundidad de la isoterma de 20°C en la posición 140°W.

4.3.2 Periodo 2000-2003

En el periodo 2000-2003, según los resultados del modelo, se aprecia un conjunto de perturbaciones que se propagan de Oeste a Este en el coeficiente de Kelvin (CK, Figura 4.10b), y otros desplazamientos de Este a Oeste en el Coeficiente de Rossby 1 (CR1, Figura 4.10c). Según ambas figuras, éstas coinciden tanto con las anomalías del esfuerzo de viento zonal (Figura 4.10a) así como de la reflexión en la frontera Este. Esta dinámica es correcta en un modelo del tipo lineal, ya que las ondas de Kelvin (perturbaciones de Oeste a Este) y de Rossby (perturbaciones de Este a Oeste) forman parte de la respuesta a una alteración del sistema, en este caso, el océano ecuatorial.

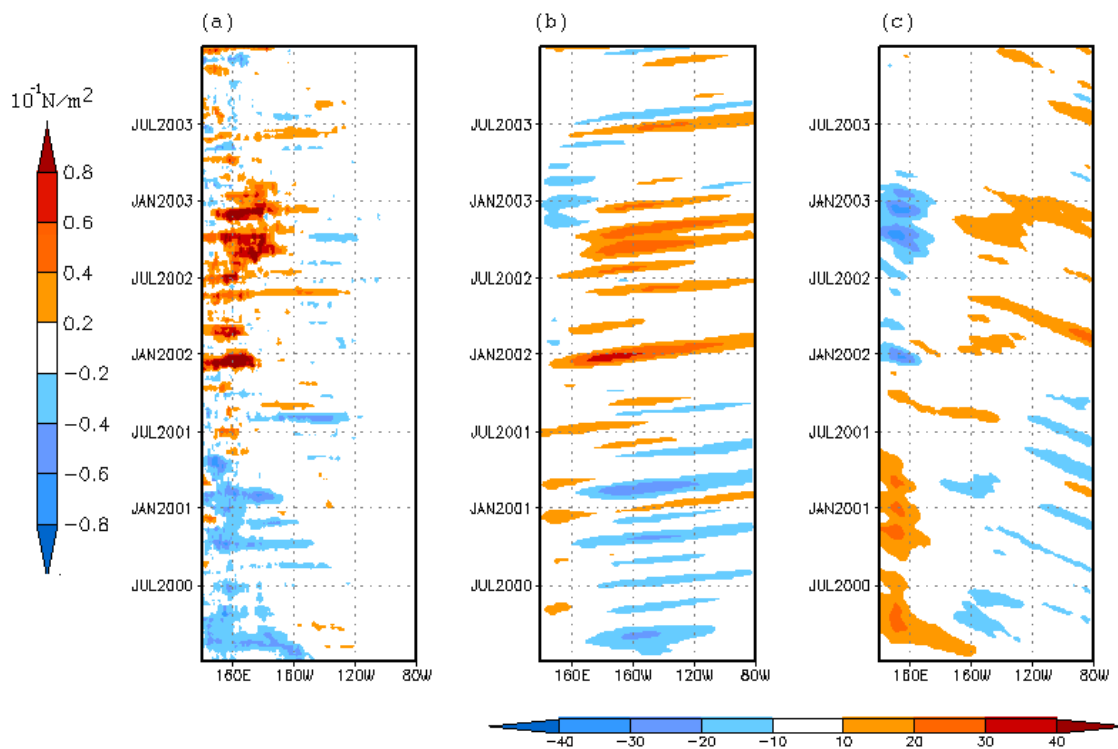


Figura 4.10. Gráficos longitud vs. tiempo en el periodo 2000-2003 de: (a) anomalía de la componente zonal del esfuerzo de viento (N m^{-2}) multiplicada por 10, (b) coeficiente de Kelvin (CK), y (c) coeficiente de Rossby 1 (CR1), calculados a partir de los resultados del modelo. La escala del esfuerzo de viento se ubica al lado izquierdo mientras que la escala de los CK y CR1 está debajo de los dos gráficos.

Entonces, concentrando la atención en el periodo de enero de 2000 a diciembre de 2001, se puede observar que las anomalías negativas del esfuerzo de viento (tonos en celeste en la Figura 4.10a), aproximadamente de magnitud -0.06 a -0.02 N m^{-2} , en la zona ecuatorial y Oeste, generaron ondas de Kelvin de afloramiento (tonos celestes en la Figura 4.10b) que al alcanzar el continente americano se reflejaron como ondas de Rossby del tipo afloramiento (tonos en celeste en la Figura 4.10c). Simultáneamente, las perturbaciones negativas del viento en la zona Oeste indujeron a la formación de ondas de Rossby de *downwelling* (tonos naranja y rojo), las que al alcanzar la región Oeste deberían generar ondas de Kelvin de *downwelling*. Según el modelo, es difícil apreciar dicha consecuencia, ya que, a fines del año 2000, anomalías positivas del esfuerzo de viento, en 140°E , indujeron una onda de Kelvin de *downwelling* que cruzó todo el Pacífico.

A fines del año 2001, un esfuerzo de viento positivo, alrededor de 0.08 N m^{-2} , en la región Oeste del Pacífico, generó una onda de Kelvin que cruzó todo el Pacífico Ecuatorial y alcanzó la costa americana en febrero 2002 e indujo la formación de una onda de Rossby. Una vez más, de manera simultánea a la formación de la onda de Kelvin por el esfuerzo de viento, se formó una onda de Rossby de afloramiento.

A partir de 2002 hasta aproximadamente abril de 2003, las anomalías de viento en la zona oeste fueron positivas. Estas tuvieron como consecuencia la generación de varias ondas de Kelvin del tipo *downwelling* que, al igual que las anteriores, viajaron a lo largo del Pacífico ecuatorial y rebotaron en la costa americana como ondas de Rossby. Es importante señalar que estas perturbaciones son del tipo intra-estacional, con periodos en el rango de 45 y 91 días (Figura 4.5b).

Usando los resultados del modelo, se analizan las posibles consecuencias de estas ondas en la variable temperatura superficial del mar. La Figura 4.11 muestra, nuevamente, (a) la variación de la ANM provocada por la onda de Kelvin, (b) la ANM producto de la onda de Rossby 1, (c) la suma de (a) y (b) y (d) la ATSM. Asimismo, la Figura 4.12 indica la influencia de las ondas de Kelvin y de Rossby en la velocidad zonal, esta última variable es de interés debido a la advección que puede generar en el océano.

En el periodo entre enero de 2000 y julio de 2001, se observa que la ATSM, en promedio, entre aproximadamente los meridianos 155°E y 90°W, fue negativa (Figura 4.11d o Figura 4.12d), incluso al inicio de este periodo alcanzó entre -1.5°C y -2 °C. Observando la Figura 4.11 (a-c), se puede inferir que esto se debió, principalmente, a la incursión de ondas de Kelvin de afloramiento, producidas por los vientos del Oeste, las cuales cruzaron el Pacífico Ecuatorial y, por su naturaleza, profundizaron el nivel del mar entre 4 y 12 cm. Según la Figura 4.12 (a-c), o sea la AVZ, muestra que entre enero y julio de 2000 la interferencia de las ondas de Kelvin y de Rossby, entre los meridianos 150°E y 150°W, puede haber inducido una advección de ATSM negativa, es decir, arrastraron aguas frías hacia el Oeste, ampliando, de esta manera, el área de aguas frías en el Pacífico Ecuatorial. La AVZ en esta región, específicamente en la línea de fecha (longitud igual a 180°), alcanzó entre 40 y 30 cm s^{-1} hacia el Oeste.

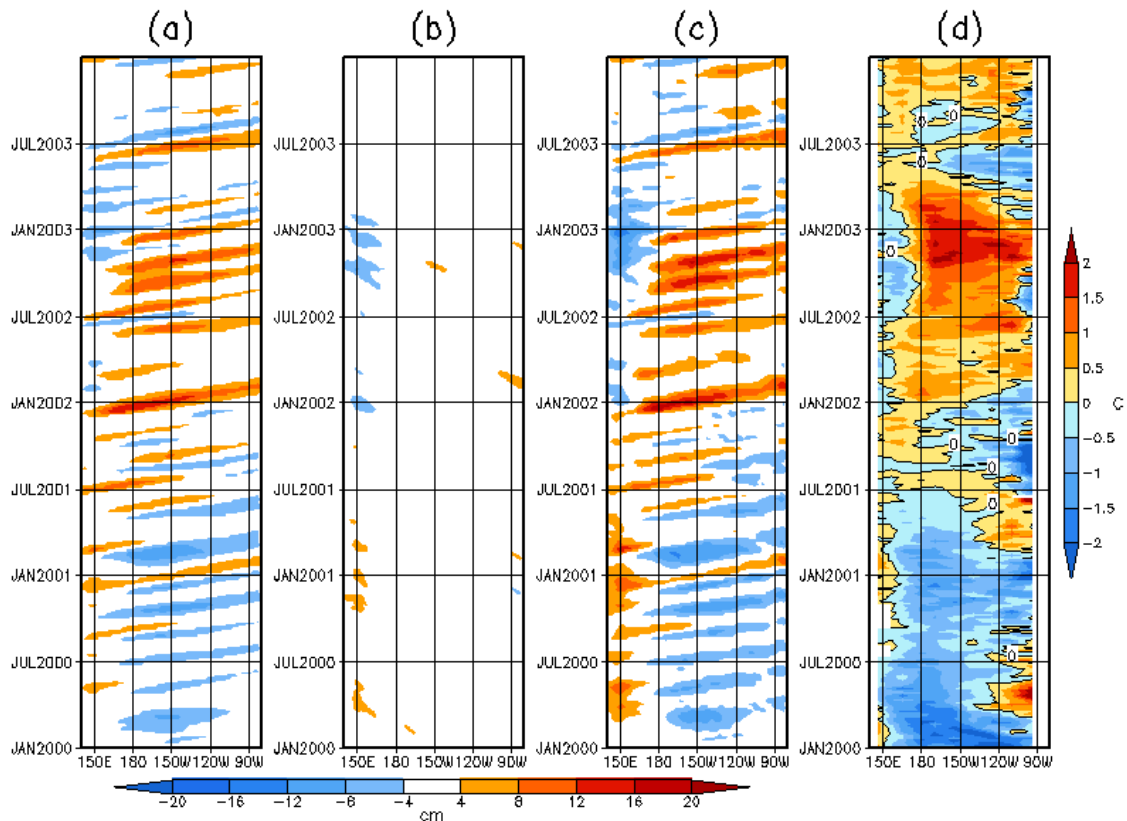


Figura 4.11. Anomalia del nivel del mar a lo largo del Ecuador producida por la (a) onda de Kelvin, (b) la onda de Rossby, (c) la suma de ambas ondas y (d) la anomalia de la temperatura superficial del mar. Todas estas variables se promediaron entre 2°S y 2°N. La escala de magnitud de las figuras de la ANM, de las Figuras (a), (b) y (c) se ubica en la parte inferior, mientras que la escala de la ATSM está al lado derecho.

Hay que señalar que el calentamiento en la región oriental del Pacífico ecuatorial a mediados del primer semestre del 2000, pudo deberse al debilitamiento de los vientos, lo que debe producir una disminución en la evaporación y el flujo de calor latente asociado y, por lo tanto, un incremento en la TSM.

A partir de julio de 2001 y enero de 2002, unas ligeras perturbaciones positivas indujeron la formación de Ondas de Kelvin que elevaron el nivel del mar entre 8 cm y 12 cm, produciendo un ligero calentamiento en el Pacífico Ecuatorial en el espacio limitado por las longitudes 150°E y 150°W.

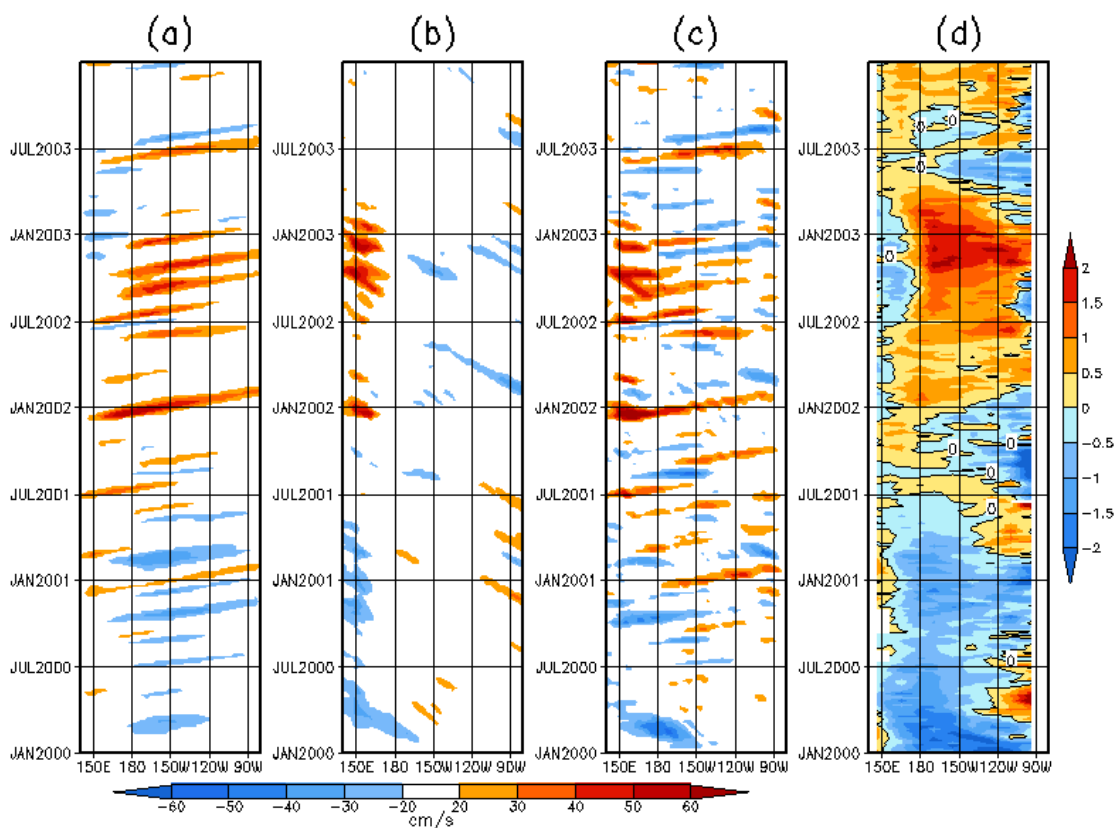


Figura 4.12. Igual que la Figura 4.5, pero para la variable AVZ

A finales del 2001, un fuerte viento, anómalamente hacia el Este, provocó una onda de Kelvin que elevó el nivel del mar entre 12 cm y 16 cm (Figura 4.11), incluso alcanzó el rango de 16 cm y 20 cm entre la línea de fecha y 150°W. Esta onda profundizó la termoclina y, al mismo tiempo, provocó una advección (AVZ de 30 y 50 cm s^{-1} , Figura 4.11) de aguas calientes del Oeste hacia el Este. Producto de todo esto, la temperatura se elevó hasta 1°C en casi todo el Pacífico Ecuatorial. Asimismo, en el extremo Oeste, la ATSM se volvió negativa, debido a que la onda de Rossby de

afloramiento impulsó, por medio de su campo de velocidad en la zona ecuatorial, masas de agua caliente hacia el Este (Figura 4.12b).

La onda de Kelvin formada a finales del año 2001 marca el inicio de un periodo caliente que se prolongó hasta antes de julio del año 2003 (Figura 4.12d) y que sería declarado como el Niño 2002-03 de magnitud moderada (McPhaden, 2004). El desarrollo de este Niño se debió a que un grupo de perturbaciones positivas en el viento (Figura 4.9a), ubicadas en el Pacífico Oeste, generaron un grupo de ondas de Kelvin de *downwelling* que elevaron el nivel del mar continuamente y, como consecuencia, profundizaron la termoclina, hasta incrementar la TSM en 2°C. En el mismo periodo las ondas de Rossby de afloramiento, formadas simultáneamente con las ondas de Kelvin de *downwelling*, a través de su campo de velocidad, desplazaron masas de agua caliente hacia el Este lo que provocó un enfriamiento en el Pacífico Ecuatorial Oeste.

Para concluir, una onda de Kelvin *downwelling* cruzó el Pacífico Ecuatorial e incrementó ligeramente la TSM en 1°C y 1.5°C al final del periodo caliente, que se mencionó en el párrafo anterior.

4.3.3 Periodo 2004-2007

El periodo 2004-2007 tuvo como característica el llamado Niño-Modoki 2004-05 y el Fenómeno El Niño 2006-07 de intensidad moderada. El primero, el Niño Modoki (llamado así en japonés para indicar que es similar al Fenómeno El Niño, pero a la vez diferente), se caracterizó, según Ashok et al. (2007), por mostrar un patrón espacial en donde el calentamiento en la zona ecuatorial central estuvo acompañado de dos anomalías frías al Este y Oeste. Recién Kug et al. (2009) hablan de “Warm Pool El Niño” para definir este tipo de anomalías que se desarrollan en la región de la Piscina Caliente. Adicionalmente, este evento caliente no se propagó hacia el Este por lo que se mantuvo en la región central por un periodo largo.

Por otro lado, el Niño 2006-07 estuvo caracterizado, según McPhaden (2008), por su baja anomalía de TSM en comparación con los otros eventos El Niño, su desarrollo tardío y su rápida terminación. McPhaden (2008) explica también que este periodo estuvo asociado con vientos estocásticos del oeste.

En los siguientes párrafos, al igual que en la Sección 4.3.1, se describirá el resultado de las simulaciones con el modelo oceánico en el periodo 2004-2007.

Alrededor de enero 2004 y julio 2005, los vientos siguieron anómalamente hacia el Este (Figura 4.13a), lo que provocó, nuevamente, la formación de ondas de Kelvin y de Rossby, las cuales, según la Figura 4.13b y 4.13c (donde se muestra los coeficientes de Kelvin y de Rossby) se desplazaron alrededor del Pacífico Tropical.

Se observa en la Figura 4.14c que el calentamiento del periodo 2004-2005 pudo ser producto del impacto continuo de ocho ondas de Kelvin de *downwelling* (estas perturbaciones, según la Figura 4.5b, tuvieron frecuencias dominantes en el rango de [45-91 días]⁻¹) que elevaron el nivel del mar entre 4 y 16 centímetros provocando un calentamiento en el Pacífico Central. Además, las ondas de Rossby del tipo *downwelling* tuvieron una contribución en la intensificación positiva de la ANM, entre 4 y 8 centímetros alrededor de la línea de fecha y en marzo-abril de 2005 (Figura 4.14b). Es importante hacer notar que, a pesar que existieron ondas de Kelvin de *downwelling*, también estuvieron presentes ondas de Kelvin de afloramiento. Estas últimas podrían ser las causantes de que el calentamiento no haya sido tan intenso ya que su contribución en las corrientes zonales hacia el Oeste (Figura 4.15c) compensarían la advección provocada por las ondas de Kelvin de *downwelling*.

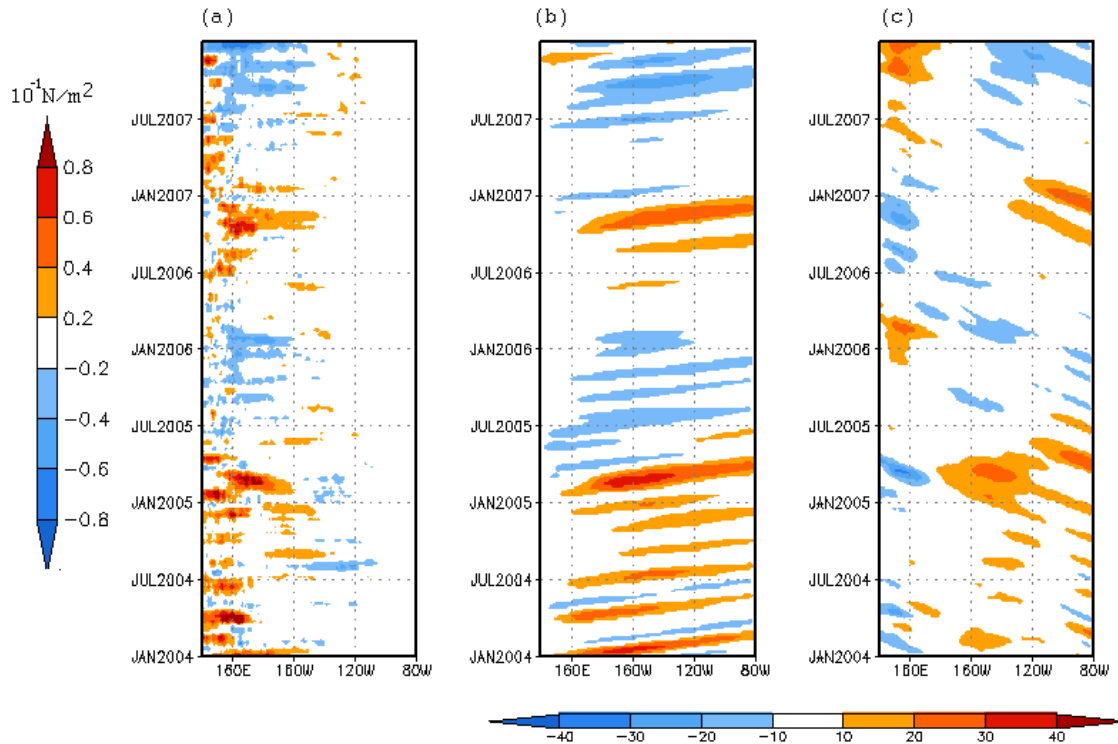


Figura 4.13. Igual que la Figura 4.5 pero para el periodo enero de 2004 y diciembre de 2007.

Se aprecia también en este periodo caliente que dos ondas de Kelvin de hundimiento, formadas entre enero y julio de 2005 por un viento anómalo positivo (Figura 4.13a), calientan el extremo Este (Figura 4.14c) en aproximadamente junio y agosto de 2005.

Después de este periodo cálido, el Pacífico Central empieza a enfriarse debido, según nuestro modelo, a un conjunto de ondas de Kelvin y de Rossby de afloramiento. Éstas profundizaron el nivel del mar entre 4 y 12 cm, disminuyendo la profundidad de la termoclina. Asimismo, las corrientes zonales asociadas a este periodo muestran anomalías negativas, que se pueden relacionar a advecciones de agua fría hacia el Oeste (Figura 4.15). Por otro lado, en el extremo Oeste existieron unas corrientes positivas, las cuales son producto de la contribución del campo de velocidades de las ondas de Kelvin de afloramiento y las ondas de Rossby de hundimiento, las que pudieron crear una advección de aguas calientes hacia el extremo Oeste.

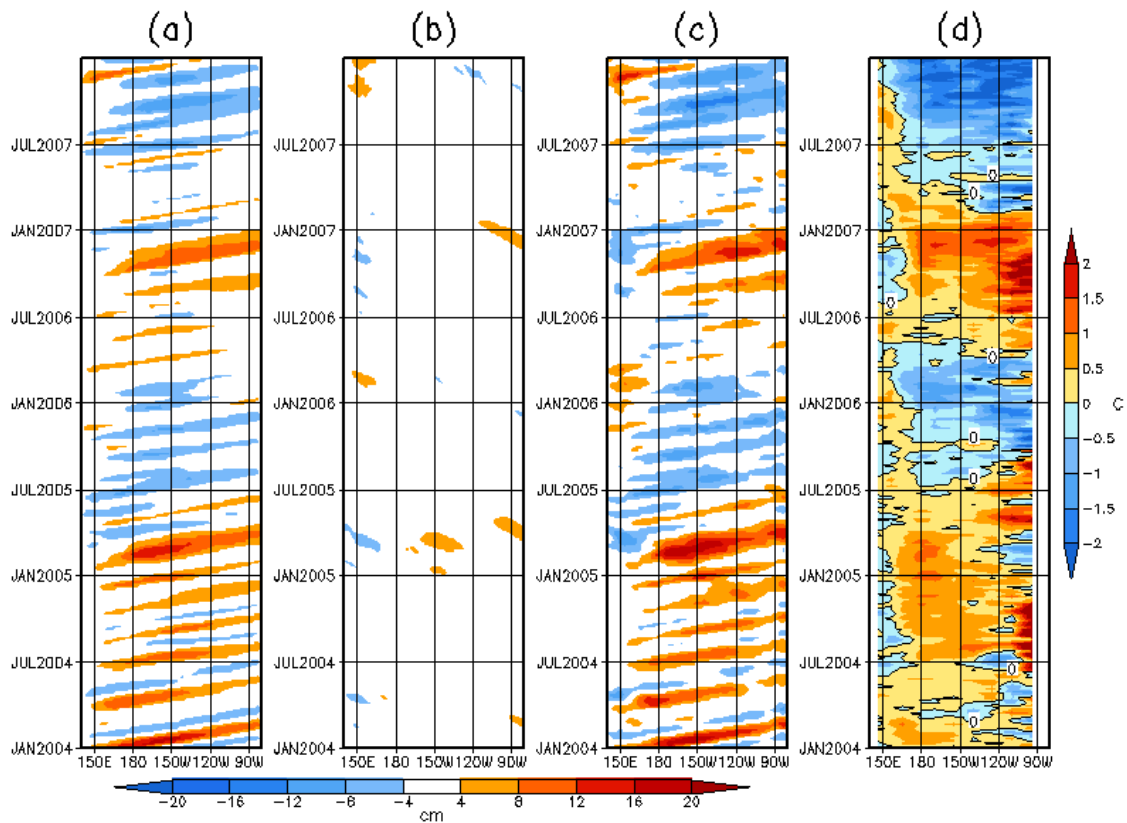


Figura 4.14. Igual que la Figura 4.6 pero para el periodo enero de 2004 y diciembre de 2007.

Luego de este enfriamiento, se produce un periodo de calentamiento relacionado al Fenómeno El Niño 2006-07. Lo destacable en este periodo son las dos ondas de Kelvin que se formaron luego de un esfuerzo de viento zonal anómalo positivo en el extremo Oeste, el cual tuvo un rango de intensidad de $0.02-0.08 \text{ N m}^{-2}$ (Figura 4.13a). Estas ondas elevaron el nivel del mar entre 4 y 12 cm (Figura 4.14a). En este periodo es importante anotar que en el extremo Oeste existieron anomalías positivas de corrientes zonales provocadas por ondas de Rossby de afloramiento, las cuales, probablemente, provocaron una advección de aguas calientes hacia el Este.

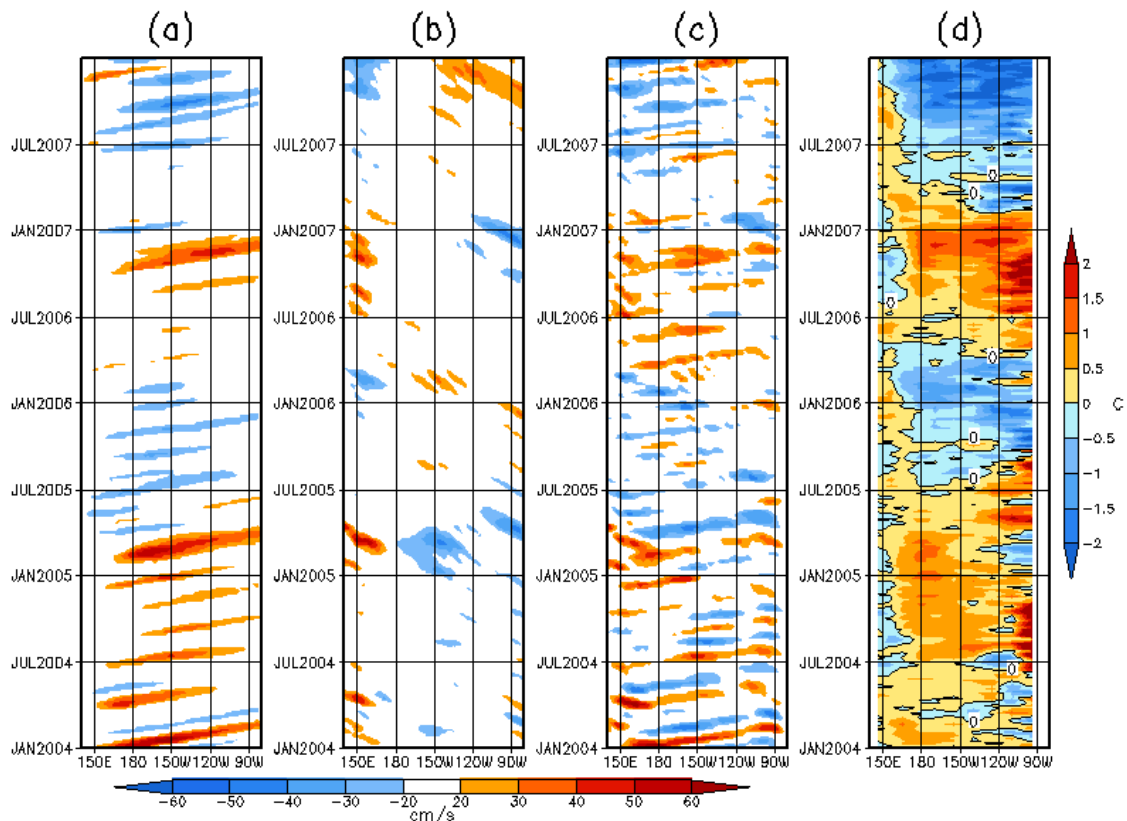


Figura 4.15. Igual que la Figura 4.7 pero para el periodo enero de 2004 y diciembre de 2007.

Para finalizar la descripción de la simulación en el periodo 2004-2007, hay que señalar que el periodo frío que continuó en el Pacífico Ecuatorial sería consecuencia de ondas de Kelvin de afloramiento que profundizaron el nivel del mar hasta en 16 cm (Figura 4.14a) esto podría haber provocado que la ATSM bajara hasta -2°C (Figura 4.14d). Incluso, como se ha mencionado en los otros párrafos, las ondas de Rossby de hundimiento (Figura 4.13c), generadas en el instante en que se formaron las ondas de Kelvin, contribuyen con su campo de velocidades zonales en la advección de aguas calientes hacia el Oeste, lo que provocaría una ATSM en dicha región (Figura 4.15d).

4.4 Discusión

El periodo 2000-2007 es de suma importancia ya que se dieron 3 eventos climáticos documentados en la literatura (Niño 2002-03, Niño 2004-05 y Niño 2006-07). Según la Figura 4.1, este periodo se diferenció del periodo 1993-2000 por ser del tipo intra-estacional con frecuencias mayores a $(200 \text{ días})^{-1}$. Asimismo, estos últimos

Fenómenos El Niño, según explica Kug et al. (2009), se caracterizaron por tener una anomalía de TSM asociada a la variabilidad intra-estacional y, además, dichas anomalías se desarrollaron más en el Pacífico Central.

Los resultados del modelo logran representar las variaciones intra-estacionales en el periodo 2000-2007 a través de las contribuciones de las ondas de Kelvin y de Rossby, en los parámetros del nivel de mar y velocidad zonal. Esto demuestra que los mecanismos para la descripción de eventos interanuales, como el Niño 1997-98, es aplicable para eventos con menor amplitud, y para periodos con mayor variabilidad intra-estacional como los que estuvieron presentes en el periodo 2000-2007.

Sin embargo, existen aún problemas por resolver en el modelo. Como se ha señalado en este Capítulo, el modelo no es capaz de simular la respuesta del nivel de mar a un desplazamiento vertical de las ondas en todos los rangos de frecuencias, a pesar que el modelo usa una fricción como artificio para representar dicho proceso. Como consecuencia de esto, el modelo intensifica la ANM. Probablemente, una manera de resolver este problema sería añadir más modos baroclínicos al modelo. Pero esto amerita un mayor desarrollo del presente trabajo que escapa a los objetivos de esta tesis.

Capítulo 5

Resumen, Conclusiones y Planes Futuros

5.1 Resumen

Se señaló en la Introducción de este trabajo que el Fenómeno El Niño es un evento de gran escala que tiene repercusión en el clima a nivel mundial y que está relacionado a la Oscilación del Sur. Según Clarke (2008), Cane (2005), Kessler (2002), Neelin et al. (1998) el estudio de El Niño, desde el punto de vista de la Física, tuvo sus inicios con el planteamiento hecho por Bjerkness (1969). Posteriormente, los trabajos sobre el ENOS se han centrado en entender su carácter oscilatorio, es decir, el paso de condiciones calientes (frías) a condiciones normales y la recurrencia en el tiempo. Para esto, se establecieron dos teorías: 1) El Oscilador Armónico Atrasado y 2) El Oscilador Descarga-Carga. En la actualidad los esfuerzos en el estudio del ENOS se han centrado en la clasificación de estos, debido al hecho que ENOS no es un proceso estacionario. Por ejemplo, el trabajo de Kug et al. (2009) revela que El Niño podría tener una dinámica distinta en los últimos años, en donde la variabilidad intra-estacional puede actuar de manera más eficiente sobre su ciclo de vida. Entonces, el presente trabajo de tesis tiene como objetivo científico documentar e interpretar la variabilidad intra-estacional de la onda de Kelvin Ecuatorial en el Pacífico en el periodo 2000-2007. Asimismo, los resultados de este trabajo son de mucha utilidad, pues serán la base para una investigación posterior que busca entender el impacto de las ondas de Kelvin en la costa peruana.

En el Capítulo 2 se describió las características físicas del modelo oceánico, así como las tres formas de representar la fricción (F06, F24 y FC). Representar la fricción es muy importante porque determina la disipación de las ondas en la superficie y, de esta manera, parametriza el proceso de propagación vertical de la energía que no se puede resolver con una capa. Asimismo, se estableció una capa adicional superficial que pueda representar las contribuciones de los otros modos baroclínicos, no considerados por la simplicidad del modelo. También, se indicó el área de simulación y el tipo de grilla en donde se resolverían numéricamente, usando diferencias finitas, las ecuaciones

de movimiento y continuidad. La implementación de este modelo tiene como fin sentar una base para futuros trabajos de investigación en el Pacífico Tropical.

En el Capítulo 3 se validaron los resultados del modelo oceánico, el cual fue forzado con vientos de los satélites ERS-1 y ERS-2, con la información de nivel del mar de TOPEX y corrientes zonales del proyecto OSCAR en el periodo 1993-2000. Para lo cual, se usó tres configuraciones para la fricción: F06, F24 y FC, esta última establecida por Boulanger (2001). Los resultados de la validación determinan que la fricción del tipo cuadrática, para este periodo de trabajo, es la que mejor contribuye en la representación del nivel del mar, así como en una mejora en la simulación de las corrientes zonales. Esto último debido a que el modelo cuenta, solamente, con un modo baroclínico y el evento interanual El Niño 97-98 fue un evento que involucró varios modos baroclínicos.

Finalmente, en el Capítulo 4, luego de validar el modelo en el periodo 1993-2000, y considerando que la fricción cuadrática es la que influye en la mejor representación de la realidad, se procedió a realizar una simulación para el periodo 2000-2007. El modelo fue forzado con la anomalía de esfuerzo de viento diario de QSCAT en el periodo 2000-2007 esperando que el modelo, validado en el Capítulo 3, pueda representar la variabilidad del periodo 2000-2007. La aplicación de *wavelets* a la ANM en distintos puntos de la línea ecuatorial determina la presencia de variaciones intra-estacionales (con periodos entre 45 y 91 días) en varias épocas del periodo 2000-2007. Estas oscilaciones estarían conectadas con la variabilidad del esfuerzo de viento zonal en los meridianos 130°E y 150°E, ya que en estas ubicaciones se encuentran los mismos periodos (45 y 91 días). Por otro lado, se interpretó la variación de la ATSM en el Pacífico Ecuatorial en base a las ondas de Kelvin y de Rossby, tanto en la variable ANM y AVZ.

5.2 Conclusiones

- Se concluye que oscilaciones del nivel del mar con periodos de 45 y 91 días, es decir oscilaciones intra-estacionales, asociadas a la variabilidad MJO en el Pacific Ecuatorial Oeste, estuvieron presentes entre el año 2000 y 2007 al Este (meridiano

140°W) de la línea de fecha (180°W). Estas perturbaciones son asociadas a ondas Kelvin que aparecieron remotamente como producto de las irregularidades del viento zonal en el Pacífico Occidental. Estas perturbaciones en el viento también estuvieron presentes en distintas posiciones geográficas (meridianos 130°E y 150°E), lo que indicaría que son estos esfuerzos de viento los que se proyectarían en el océano como ondas de Kelvin de la misma frecuencia. Estas ondas de Kelvin no solamente aparecen en épocas en las que se consideró evento El Niño sino también en otros años como el 2000 y 2001. Sorprendentemente, en la realidad, estas ondas no se observan, como se vio en los datos de TOPEX (Figura 4.8) y TAO (Figura 4.9) en la misma posición geográfica. Esto se podría deber, por un lado, a que el modelo de una capa no puede transmitir su energía verticalmente, como ocurre en la realidad, por lo que las ondas formadas al Oeste de la línea de fecha pueden cruzar el Pacífico y alcanzar el extremo Este casi con la misma energía. Por otro lado, los procesos no-lineales de dispersión modal no son correctamente representados en el modelo, lo que puede explicar también las diferencias entre las simulaciones numéricas y las observaciones satelitales.

- Asimismo, se concluye que gran parte de la variación de la ATSM a lo largo del Pacífico Ecuatorial, entre los años 2000 y 2007, fue inducida por el paso de ondas de Kelvin y de Rossby a escala intra-estacional. Estas oscilaciones, por su naturaleza, contribuyeron al calentamiento (enfriamiento) de la zona ecuatorial a través de dos mecanismos: el de hundimiento (afloramiento) de la termoclina y la advección de aguas calientes (frías). El hundimiento de la termoclina provoca una mayor fuente de calor bajo la superficie lo que induce a que la TSM se incremente, contrariamente al afloramiento, en donde las aguas frías profundas son trasladadas a la superficie induciendo a la disminución de la ATSM. Este rol le pertenece, principalmente, a las ondas de Kelvin. Por otro lado, la advección de aguas calientes se puede deber a una contribución tanto de la onda de Kelvin como de la onda de Rossby (Capítulo 4).
- El periodo 2000-2007, según las simulaciones numéricas del modelo, las ondas de Kelvin y de Rossby, tanto de *upwelling* como de *downwelling*, interfirieron entre sí y, posiblemente, contribuyeron al calentamiento, o enfriamiento, en el Pacífico Ecuatorial, principalmente, en los eventos El Niño que sucedieron en dicho periodo.

Para entender y corroborar, de manera objetiva, la influencia de este tipo de interferencia entre las ondas, es necesario implementar un modelo de ATSM y verificar qué tanto este suceso (la interferencia) modula la ATSM en el Pacífico Ecuatorial.

- A pesar que con este modelo simplificado del océano se ha logrado simular numéricamente la variabilidad intra-estacional en el periodo 2000-2007, es importante señalar que estos resultados podrían ser sensibles a cambios de los estados promedios (climatología). Como se ha mencionado en la descripción de los datos usados en este trabajo, debido a la poca información obtenida de los productos satelitales, las “climatologías” fueron calculadas en base a periodos de 8 años, lo cual no es propiamente una climatología como su definición establece (promedio de 30 años). Estos estados promedios podrían influir en el cálculo de las anomalías y no mostrar de manera resaltante algunas variabilidades.

5.3 Planes Futuros

Si bien es cierto este trabajo ha logrado explicar las variaciones intra-estacionales en el periodo 2000-2007 (Capítulo 4), las cuales, finalmente, parece que tuvieron un importante rol en la variación de la ATSM, aún quedan muchas preguntas por responder. Por ejemplo: ¿Cómo las ondas de Kelvin intra-estacionales interactúan con la variabilidad interanual (ENOS)? Este es un tema de debate ya que un grupo de científicos, como explica Kessler y Kleeman (2000), piensan que el rol de la MJO (productora de la onda de Kelvin intra-estacional) ocurre siempre, exista o no Fenómeno El Niño. Además, muchos modelos tienen una buena habilidad para pronosticar El Niño sin necesidad de incluir la MJO. Contrariamente a este punto de vista, otro grupo de científicos sugiere que existe una eficiente proyección de los patrones de viento y flujos de MJO en modos ENOS de baja frecuencia, los cuales contribuyen a su irregularidad observada. Asimismo, también se habla que en los últimos años la estructura media del océano ha cambiado (por lo que la estructura vertical de las ondas de Kelvin intra-estacionales debería también cambiar), lo que haría más eficiente la participación de las ondas de Kelvin intra-estacionales en la dinámica interanual del Pacífico Ecuatorial (Dewitte et al., 2008).

Con respecto al último punto, en el cual la estructura vertical de las ondas de Kelvin intra-estacionales puede cambiar, se propone utilizar el mismo modelo simplificado (mejorado con un modo baroclínico adicional) utilizado en este trabajo para entender cómo un cambio en la estructura vertical del océano puede producir cambios en las características de las ondas de Kelvin. Para esto, el modelo lineal debe ser preparado para representar una termoclina real (Figura 5,1). Asimismo, con el uso de un modelo regional más complejo, con características más cercanas a la realidad, se podrá simular el paso de la onda de Kelvin intra-estacional hacia la costa y la interpretación estará basada en los resultados obtenidos del modelo lineal. Esto podrá dar respuesta a preguntas tales como: ¿por qué algunas ondas de Kelvin llegan a la costa americana y otras no?

Se espera que este futuro trabajo, enmarcado en el objetivo de poder entender la dinámica del Pacífico Ecuatorial Oriental, región muy susceptible al paso de ondas de Kelvin, pueda también contribuir en el análisis del diagnóstico oceánico que el Estado Peruano, a través del grupo llamado Estudio Nacional del Fenómeno El Niño (ENFEN), realiza mensualmente.

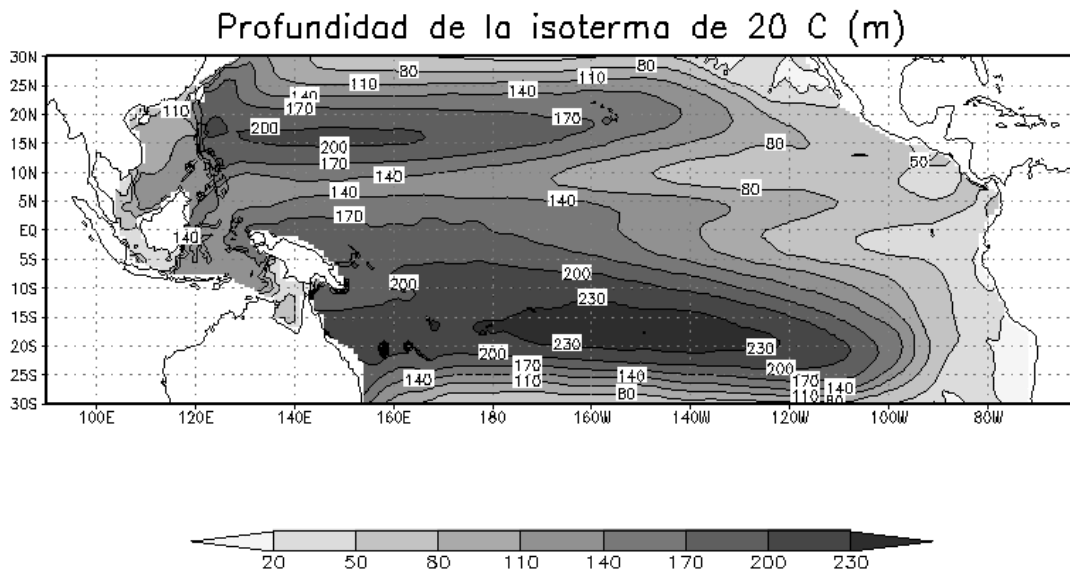


Figura 5.1. Profundidad de la isoterma de 20°C calculada a partir de la media anual de la temperatura del mar de Levitus (1994)

Referencias

- Ashok K., Behera S., Rao A.S., Weng H.Y., and Yamagata T., 2007: El Niño Modoki and its teleconnection. *J. Geophys. Res.* 112: C11007. doi: 10.1029/2006JC003798.
- Asselin, R., 1972: Frequency filter for time integration. *Mon. Wea. Rev.*, 100(6), 487-490.
- Blumenthal, M. B. and Mark A. Cane, 1989: Accounting for Parameter Uncertainties in Model Verification: An Illustration with Tropical Sea Surface Temperature. *J. Phys. Oceanogr.*, 19(6), 815–830.
- Bjerknes, J., 1969: Atmospheric teleconnections from the equatorial Pacific. *Mon. Weather. Rev.* 97, 163–172.
- Bonjean F. and G.S.E. Lagerloef, 2002: Diagnostic Model and Analysis of the Surface Currents in the Tropical Pacific Ocean. *J. Phys. Oceanogr.*, 32, 10, 2938-2954.
- Boulanger, J.-P., 2001: The Trident Pacific model: simulating surface ocean currents with a linear model during the 1993-1998 TOPEX-POSEIDON period, *Climate Dynamics*, 17, 159-173.
- Boulanger, J.-P., and C. Menkes 1995: Propagation and reflection of long equatorial waves in the Pacific Ocean during the 1992–1993 El Niño, *J. Geophys. Res.*, 100(C12), 25,041–25,059.
- Cane, M. A., 2005: The evolution of El Niño, past and future. *Earth Plan. Sci. Lett.*, 230, 227-240.
- Cane M., and D. Moore, 1981: A note on low-frequency equatorial basin modes. *J. Phys. Oceanogr.*, 11, 1578–1584.

- CERSAT-IFREMER, 2002a: Mean Wind Fields (MWF product), User manual. Volume 1: ERS-1, ERS-2 and NSCAT. C2-MUT-W-05-IF. Brest, France, 52 pp. (disponible en ftp://ftp.ifremer.fr/ifremer/cersat/documentation/gridded/mwf-ers/mwf_vol1.pdf).
- CERSAT-IFREMER, 2002b: Quikscat Scatterometer Mean Wind Fields Products, User manual. C2-MUT-W-03-IF. Brest, France, 48 pp. (disponible en: <ftp://ftp.ifremer.fr/ifremer/cersat/documentation/gridded/mwf-quickscat/mutwqscat.pdf>).
- Clarke, A. J., 2008: An Introduction to the Dynamics of El Niño & the Southern Oscillation. Academic press, 324 pp.
- Gill, A. E. 1980: Some simple solutions for heat-induced tropical circulation. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 106, 447-462.
- Dewitte, B. and G. Reverdin, 2000: Vertically Propagating Annual and Interannual Variability in an OGCM Simulations of the Tropical Pacific Ocean in 1985-94, *J. Phys. Oceanogr*, 30, 1562-1581.
- Dewitte B., D. Gushchina, Y. duPenhoat and S. Lakeev, 2002: On the importance of subsurface variability for ENSO simulation and prediction with intermediate coupled models of the Tropical Pacific: A case study for the 1997-1998 El Niño. *Geoph. Res. Lett.*, 29 (14). 10.1029/2001GL014452.
- Dewitte B., S. Purca, S. Illig, L. Renault and B. Giese, 2008: Low frequency modulation of the intraseasonal equatorial de Kelvin wave activity in the Pacific ocean from SODA: 1958-2001. *J. Climate*, 21, 6060-6069.
- Harrison, D.E., and G.A. Vecchi, 1997: Westerly wind events in the tropical Pacific, 1986-1995. *J. Climate*, V.10 (12), 3131-3156.
- Kessler, W., 2002: Is ENSO a cycle or a series of events? *Geophys. Res. Lett.*, 29(23), 2125, doi: 10.1029/2002GL015924.

- Kessler, W. S., and R. Kleeman, 2000: Rectification of the Madden–Julian oscillation into the ENSO cycle. *J. Climate*, 13, 3560–3575.
- Kug J.-S., F.-F. Jin and S.-I. An, 2009: Two-types of El Niño events: Cold Tongue El Niño and Warm Pool El Niño. *J. Climate*, 22, 1499-1515.
- Lagos, P, Y. Silva y E. Nickl, 2005: El Niño y la Precipitación en los Andes del Perú. *Sociedad Geológica del Perú, Volumen Especial No 6*, 7-23.
- Landau L.D. and E. M. Lifshitz, 1959: *Fluid Mechanics*, Pergamon Press, 536pp
- Levitus S. and T.P. Boyer. 1994: *World Ocean Atlas 1994 Volume 4: Temperature*. NOAA Atlas NESDIS 4. U.S. Department of Commerce, Washington, D.C. 117 pp.
- Madden R. A. and 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.
- Mesinger, F and Arakawa, A., 1976: Numerical methods used in atmospheric models, *GARP Publ. Ser.*, 17 (I).
- McPhaden, M. J., 1999: Genesis and Evolution of the 1997-98 El Niño. *Science*, 283, 950-954.
- McPhaden, M. J., 2004: Evolution of the 2002–03 El Niño. *Bull. Am. Meteor. Soc.*, 85, 677–695.
- McPhaden, M. J., 2008: Evolution of the 2006-2007 El Niño: the role of intraseasonal to interannual time scale dynamics. *Advances in Geosciences*, 14, 219-230.
- McPhaden, M.J., A.J. Busalacchi, R. Cheney, J.R. Donguy, K.S. Gage, D. Halpern, M. Ji, P. Julian, G. Meyers, G.T. Mitchum, P.P. Niiler, J. Picaut, R.W.

- Reynolds, N. Smith, and K. Takeuchi, 1998: The Tropical Ocean-Global Atmosphere (TOGA) observing system: A decade of progress, *J. Geophys. Res.*, 103, 14,169–14, 240.
- Neelin, J. D., D. S. Battisti, A. C. Hirst, F.-F. Jin, Y. Wakata, T. Yamagata, and S. E. Zebiak, 1998: ENSO theory. *J. Geophys. Res.*, 103(C7), 14,261–14,290.
 - Philander, 1990: *El Niño, La Niña and the Southern Oscillation*, Academic Press, 289 pp.
 - Pickard, G. and W. Emery, 1990: *Descriptive Physical Oceanography An introduction*, Butterworth – Heinemann, 320 pp.
 - Picaut J., C. Menkes, J. P. Boulanger, and Y. Penhoat, 1993: Dissipation in a Pacific equatorial long wave model. TOGA Note No. 10, Nova University, Dania, FL, 24 pp.
 - Reynolds, R. W. and T. M. Smith, 1994: Improved global sea surface temperature analyses using optimum interpolation. *J. Climate*, 7, 929-948.
 - Stewart, R. H., 2004: *Introduction to Physical Oceanography*, online at http://oceanworld.tamu.edu/resources/ocng_textbook/PDF_files/book.pdf
 - Stockdale, T. N., A. Busalacchi, D. E. Harrison and Richard Seager, 1998: Ocean Modeling for ENSO, *J. Geophys. R.*, 103, 14325-14355.
 - Yu, X. R. and McPhaden, M.. J., 1999b: Seasonal variability in the equatorial Pacific, *Journal of Physical Oceanography*, 29, 925–947.
 - Zebiak, S.E., 1985: *Tropical atmospheric-ocean interaction and the El Niño/Southern Oscillation phenomenon*. Tesis para optar el grado académico de Doctor, M.I.T., 261 pp.

Apéndice A

A.1. Ecuaciones de movimiento de un fluido

Lo que a continuación se describe está basado en lo que establece (Landau and Lifshitz, 1959)

A.1.1. Ecuación de continuidad

Empecemos considerando, en un sistema de coordenadas cartesianas, un elemento de volumen dV con una densidad ρ , entonces podemos definir la masa de todo el volumen V_0 mediante la siguiente relación:

$$m = \int_{V_0} \rho dV \quad (\text{A.1})$$

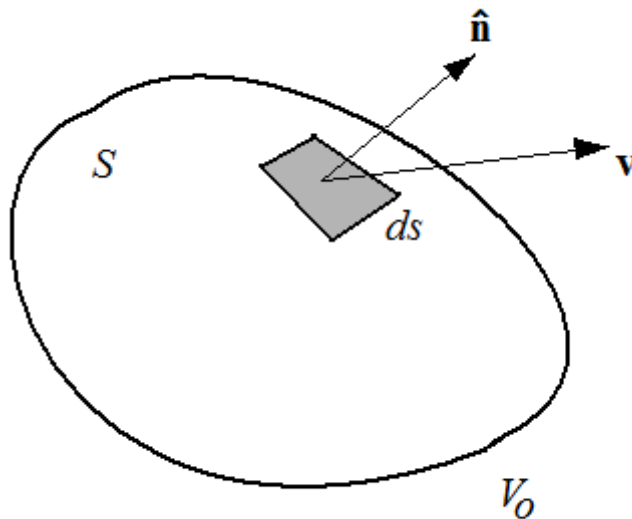


Figura A.1. Elemento de área ds en un volumen V_0

Usando la Figura A.1 también podemos establecer la masa total que fluye a través de un elemento de superficie ds del volumen V_0 :

$$d\Phi_1 = \rho \mathbf{v} \cdot \hat{n} ds \quad (\text{A.2})$$

Donde \hat{n} es un vector unitario, normal a la superficie ds , y \mathbf{v} es el vector velocidad. Integrando en toda la superficie se obtiene el flujo total de masa igual a:

$$\Phi_1 = \oint_S \rho \mathbf{v} \cdot \hat{n} ds \quad (\text{A.3})$$

Si existe salida de materia, entonces debe existir una disminución de esta, dentro del volumen V_0 :

$$\Phi_2 = -\frac{\partial}{\partial t} \int_{V_0} \rho dV \quad (\text{A.4})$$

Para que exista conservación de la masa en este sistema, se debe cumplir que Φ_1 sea igual a Φ_2 , esto es:

$$\oint_S \rho \mathbf{v} \cdot \hat{\mathbf{n}} ds = -\frac{\partial}{\partial t} \int_{V_0} \rho dV \quad (\text{A.5})$$

Aplicamos el Teorema de la Divergencia a la integral del lado derecho, esto, para convertir la integral de superficie a una de volumen:

$$\oint_S \rho \mathbf{v} \cdot \hat{\mathbf{n}} ds = \int_{V_0} \nabla \cdot (\rho \mathbf{v}) dV \quad (\text{A.6})$$

Reemplazando en la ecuación (A.5), tenemos:

$$\int_{V_0} \nabla \cdot (\rho \mathbf{v}) dV = -\frac{\partial}{\partial t} \int_{V_0} \rho dV \quad (\text{A.7})$$

$$\int_{V_0} \left[\frac{\partial \rho}{\partial t} + \nabla \cdot (\rho \mathbf{v}) \right] dV = 0 \quad (\text{A.8})$$

La ecuación (A.8) conlleva a que se cumpla lo siguiente:

$$\frac{\partial \rho}{\partial t} + \nabla \cdot (\rho \mathbf{v}) = 0 \quad (\text{A.9})$$

Esta ecuación es la ecuación de continuidad para un fluido compresible e indica que cualquier variación en la densidad deberá estar compensada con una divergencia de flujo de masa. Para un flujo incompresible se puede considerar que ρ no varía, es decir, que se mantiene constante. Finalmente, la ecuación de continuidad para un fluido incompresible será:

$$\rho \nabla \cdot \mathbf{v} = 0 \quad (\text{A.10})$$

Esto se cumple si, y solo si, la divergencia del vector velocidad es igual a cero. Entonces:

$$\nabla \cdot \mathbf{v} = 0 \quad (\text{A.11})$$

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0 \quad (\text{A.12})$$

A.1.2. Ecuación de momentum

Consideremos ahora un volumen V dentro de un fluido, al cual se le aplica una fuerza sobre toda la superficie que la rodea. Esto, expresado matemáticamente, será:

$$-\oint_S p \hat{\mathbf{n}} ds$$

Usando, una vez más, el Teorema de la Divergencia, de una forma modificada para elementos escalares, se tendrá que:

$$-\int_S p \hat{\mathbf{n}} ds = -\int_V (\nabla p) dV \quad (\text{A.13})$$

de la ecuación (A.13) se deduce que la fuerza aplicada a un elemento de volumen está dada por $-(\nabla p)dV$, por lo que $-\nabla p$ sería la fuerza por unidad de volumen.

Considerando ahora la 2da Ley de Newton para una masa por unidad de volumen, entonces tendremos que:

$$\rho \frac{d\mathbf{v}}{dt} = -\nabla p \quad (\text{A14})$$

donde $d\mathbf{v}/dt$ es la derivada total, es decir, la suma del cambio temporal en un punto más la advección del fluido al pasar por dicho punto. Entonces, la ecuación (A14) puede ser re-escrita como:

$$\frac{\partial \mathbf{v}}{\partial t} + \mathbf{v} \cdot \nabla \mathbf{v} = -\frac{1}{\rho} \nabla p \quad (\text{A.15})$$

Esta es la muy conocida ecuación de Euler para describir el movimiento de un fluido.

Apéndice B

B.1 Descomposición en los coeficientes de Kelvin y de Rossby (Modos Horizontales)

A continuación, se describe, de manera general, la forma de descomponer los modos horizontales. Para mayor detalle revisar los libros de Clarke (2008) o el trabajo de Boulanger y Menkes (1995).

Se sabe que las ecuaciones de movimiento de un fluido en rotación no forzado, en un sistema de coordenadas cartesianas; en donde el eje X positivo es hacia el Este, el eje Y positivo es hacia el Norte; y el eje Z positivo hacia arriba; y en un plano beta ecuatorial son las siguientes:

$$\frac{\partial u}{\partial t} - \beta y v + g \frac{\partial \eta}{\partial x} = 0 \quad (\text{B.1a})$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + \beta y u + g \frac{\partial \eta}{\partial y} = 0 \quad (\text{B.1b})$$

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + H \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \right) = 0 \quad (\text{B.1c})$$

donde: u y v son las componentes zonales y meridionales de las velocidad oceánica, respectivamente; η es el nivel del mar; $H = g c^2$ es la profundidad de la termoclina; g es la gravedad de la Tierra; y βy es el parámetro de Coriolis.

A estas ecuaciones se las puede expresar en forma adimensional aplicando las siguientes relaciones (Cane y Moore, 1981):

- Se cambia $u' = u/c$ y $v' = v/c$
- También se reemplaza $\eta' = \eta/(g/c^2)$
- El tiempo $t' = t(\beta c)^{1/2}$
- Finalmente, $x' = x(\beta/c)^{1/2}$, $y' = y(\beta/c)^{1/2}$

donde c es la velocidad de fase de las ondas.

Entonces, las ecuaciones adimensionales; cambiando η' por η , u' por u y v' por v ; serán:

$$u_t - yv + \eta_x = 0 \quad (\text{B.2a})$$

$$v_t + yu + \eta_y = 0 \quad (\text{B.2b})$$

$$\eta_t + (u_x + v_y) = 0 \quad (\text{B.2c})$$

Es posible simplificar estas tres ecuaciones en una sola, siempre y cuando se considere la naturaleza ondulatoria de las perturbaciones. Es decir, se asume que las soluciones tienen la forma siguiente:

$$\begin{pmatrix} u \\ v \\ \eta \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} U(y) \\ V(y) \\ N(y) \end{pmatrix} e^{i(kx - \omega t)} \quad (\text{B.3})$$

donde k es el número de onda en la dirección zonal y ω la frecuencia angular.

Reemplazando (B.3) en (B.2) se logra obtener la siguiente ecuación diferencial para v :

$$\frac{\partial^2 V}{\partial y^2} + \left[(\omega^2 - k^2 - \frac{k}{\omega}) - y^2 \right] V = 0 \quad (\text{B.4})$$

(B.4) tiene la forma de la ecuación del Oscilador Armónico, la cual está establecida de la siguiente manera:

$$\frac{\partial^2 \psi_m}{\partial y^2} + [(2m + 1) - y^2] \psi_m = 0 \quad (\text{B.5})$$

Para que se pueda aplicar la solución del Oscilador Armónico a (B.4) se debe cumplir lo siguiente:

$$(\omega^2 - k^2 - \frac{k}{\omega}) = 2m + 1 \quad (\text{B.6})$$

Por lo tanto, las soluciones a la ecuación (B.4) serán de la forma siguiente:

$$\psi_m(y) = \frac{e^{-y^2/2}}{(2^n m! \sqrt{\pi})^{1/2}} H_m(y) \quad (\text{B.7})$$

Donde $H_m(y)$ son las funciones de Hermite normalizadas y cuyos cuatro primeros valores (Clarke, 2008) son:

$$\begin{aligned} H_0(y) &= 1 \\ H_1(y) &= 2y \\ H_2(y) &= 4y^2 - 2 \\ H_3(y) &= 8y^3 - 12y \\ H_4(y) &= 16y^4 - 48y^2 + 12 \end{aligned} \quad (\text{B.8})$$

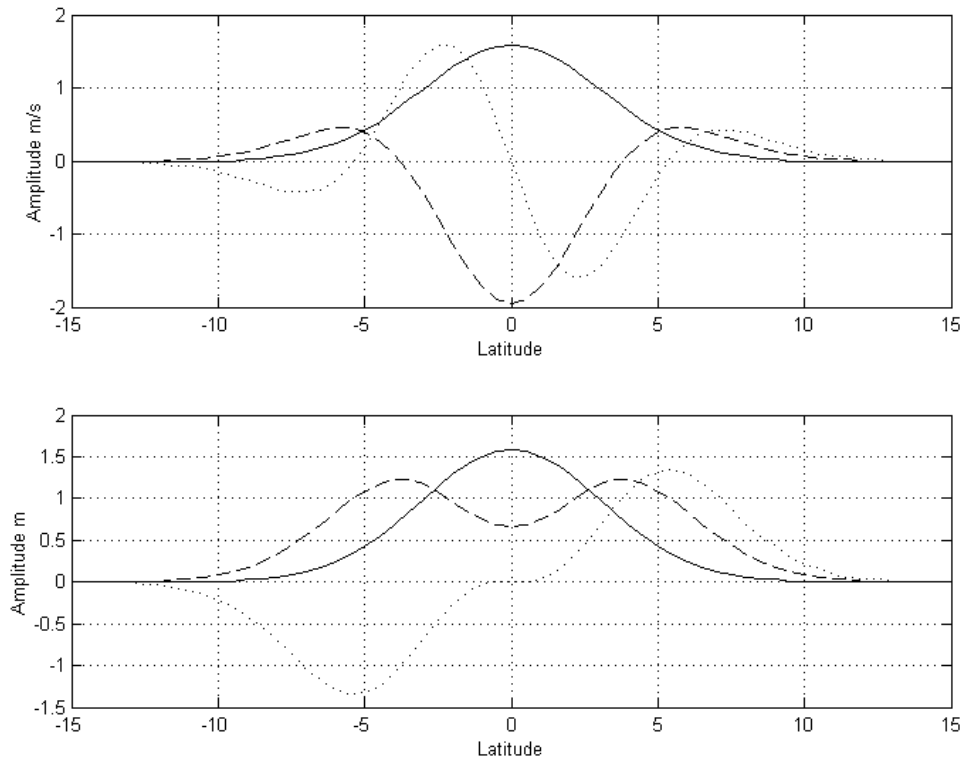


Figura B.1 Estructuras meridionales de los modos horizontales de: (a) la velocidad zonal y (b) el nivel del mar. La línea continua pertenece al modo de Kelvin, la línea cortada indica el modo de Rossby 1 y la punteada al modo de Rossby 2.

Reemplazando (B.7) en (B.3), luego (B.3) en (B.2), y tomando en cuenta que se desea obtener una relación para ondas de baja frecuencia y número de onda pequeño, se obtiene entonces las siguientes relaciones de U_m y N_m para $m > 0$ (Boullanger y Menkes, 1995):

$$U_m = R_m^u(y) = \sqrt{\frac{m(m+1)}{2(2m+1)}} \left(\frac{\Psi_{m+1}}{\sqrt{m+1}} - \frac{\Psi_{m-1}}{\sqrt{m}} \right) \quad (\text{B.9})$$

$$N_m = R_m^n(y) = \sqrt{\frac{m(m+1)}{2(2m+1)}} \left(\frac{\Psi_{m+1}}{\sqrt{m+1}} + \frac{\Psi_{m-1}}{\sqrt{m}} \right) \quad (\text{B.10})$$

Y para el caso particular de $m=0$ se tiene:

$$U_0 = N_0 = R_0^u(y) = R_0^n(y) = \frac{\Psi_0}{\sqrt{2}} \quad (\text{B.11})$$

Las siguientes ecuaciones representan la relación entre el nivel del mar, así como de las corrientes zonales, con los diferentes modos horizontales:

$$\eta(x, y, t) = \sum_{m=0}^{+\infty} R_m^n(y) r_m(x, t) \quad (\text{B.12})$$

$$u(x, y, t) = \sum_{m=0}^{+\infty} R_m^u(y) r_m(x, t)$$

Donde los coeficientes r_m están definidos como:

$$r_m = \mathbf{u} \cdot \mathbf{R}_m = \int_{-\infty}^{+\infty} (uR_m^u + \eta R_m^n) dy \quad (\text{B.13})$$

Para el coeficiente de Kelvin, entonces tenemos:

$$CK = r_0 = \int_{-\infty}^{+\infty} (uR_0^u + \eta R_0^n) dy \quad (\text{B.14})$$

Para el primer coeficiente de Rossby:

$$CR1 = r_1 = \int_{-\infty}^{+\infty} (uR_1^u + \eta R_1^n) dy \quad (\text{B.15})$$

Para mayor información ver (Boullanger y Menkes, 1995)