

# Respuesta de la costa peruana a pulsos de vientos intraestacionales e interanuales (simulación numérica)

*Jeancarlo Fajardo y Kobi Mosquera*

*Instituto Geofísico del Perú (IGP), Lima-Perú*

## INTRODUCCIÓN

Las anomalías de viento zonal en el Pacífico Ecuatorial tienen el potencial de transmitir energía al océano para producir ondas oceánicas ecuatoriales. De este espectro de ondas, la más relevante para el sistema de afloramiento peruano es la onda de Kelvin ecuatorial. Esta onda, que siempre se propaga hacia el este a lo largo de la franja ecuatorial, puede producir -dependiendo de su tipo-calentamiento o enfriamiento de las aguas superficiales de la costa Sudamericana. Estos tipos de onda Kelvin pueden ser de hundimiento (*downwelling*) o afloramiento (*upwelling*) pero en este texto se las llamará onda Kelvin cálida y onda Kelvin fría, respectivamente, por su impacto en la temperatura superficial del mar.

La onda cálida se caracteriza por incrementar el nivel del mar, profundizar las isotermas y modificar la circulación superficial y sub-superficial con corrientes superficiales ecuatoriales hacia el este y, por lo general, hacia los polos cuando se encuentra en la costa oriental (Mosquera et al., 2013; Echevin et al., 2014). Los cambios en la dinámica y termodinámica provocados por la onda de Kelvin cálida durante un evento El Niño conllevan, en el peor de los escenarios, a precipitaciones extremas, daños materiales con cuantiosas pérdidas económicas, e impactos negativos en el recurso pesquero (Takahashi, 2004; Bertrand et al., 2008), por lo que su estudio es de suma importancia para el Perú.

Sin embargo, según Pizarro (2016) no todas las frecuencias asociadas a este tipo de ondas favorecen la teleconexión entre el Pacífico ecuatorial y la costa de Sudamérica, ya que esta conexión es bastante eficiente en el rango intraestacional. Por otro lado, trabajos teóricos en base a un océano tridimensional, sin disipación y para el rango de las frecuencias bajas ( $w^2/f^2 \ll 1$ ), donde  $w$  es la frecuencia de la onda y  $f$  es el parámetro de Coriolis

(Clarke, 1983; Clarke y Shi, 1991), sugieren que para latitudes alejadas (cercanas) al ecuador las ondas con periodos relativamente pequeños (altos) se manifiestan principalmente como ondas de Kelvin costeras (ondas de Rossby).

Tanto es así que, según estos autores, si se considera a la costa del Pacífico este como una pared meridional, una onda de Kelvin ecuatorial con frecuencia semianual que se propaga hacia el Pacífico este, refleja prácticamente el 84% de su energía como ondas de Rossby. Sin embargo, resultados contradictorios a los anteriores fueron obtenidos por Soares (et al. 1999) al emplear un modelo de gravedad reducida con disipación turbulenta horizontal, ya que encontró que la energía reflejada en el rango intraestacional es ligeramente mayor que para las ondas de mayor periodo (semianual y anual), lo cual lo atribuyó a la menor disipación de energía presente en su modelo para las altas frecuencias.

Como primer paso para entender estas discrepancias, y explorar la conexión ecuatorial con la variabilidad intraestacional e interanual a lo largo de la costa peruana, se han simulado escenarios idealizados con el modelo numérico sbPOM (Stony Brook Parallel Ocean Model, <http://imedea.uib-csic.es/users/toni/sbpom/>), el cual fue utilizado debido a que sus resultados son consistentes con la teoría de ondas ecuatoriales y con lo simulado por el modelo lineal de ondas oceánicas que emplea el Instituto Geofísico del Perú (IGP) para el pronóstico a corto plazo (Mosquera 2014; Fajardo et al., 2015; 2016).

## EXPERIMENTOS REALIZADOS

El estado base empleado es uno de reposo con corrientes y nivel del mar nulos y, por simplicidad, con salinidad constante y distribución vertical de temperatura uniforme

sobre todo el dominio. En este contexto se realizaron experimentos en los que se aplicó esfuerzos de viento ecuatorial del oeste para generar ondas de Kelvin.

Se consideraron perfiles con la profundidad de la termoclina a 60 y 160 metros de profundidad, típicos del Pacífico occidental y oriental, respectivamente, los cuales fueron obtenidos a partir de la base de datos del CSIRO Atlas of Regional Seas (CARS, 2009). El esfuerzo de viento se distribuyó espacialmente en forma gaussiana centrado alrededor de 0° y 162°W, con escala de 40° de longitud y 6° de latitud, y se aplicó solo durante medio ciclo (parte positiva del esfuerzo de viento sinusoidal) tanto al emplear periodos y amplitudes típicas del rango intraestacional (60 días y 0.1 Nm<sup>-2</sup>) e interanual (730 días y 0.025 Nm<sup>-2</sup>).

Las características de estos experimentos (3 en total) se resumen en la Tabla 1. En todos los casos se duplicó hacia el oeste la extensión zonal del Pacífico ecuatorial con la finalidad de evitar la reflexión de ondas de Rossby en el Pacífico occidental. Se consideró a la costa Sudamericana como una pared meridional con un océano de profundidad constante (4 km), con el propósito de descartar los efectos de la geometría de la costa y las variaciones de la topografía, lo cual se pretende estudiar más adelante. Se empleó el esquema de turbulencia vertical de Mellor y Yamada (Mellor, 2004), aunque con difusividad vertical nula para evitar la difusión del estado base y las corrientes anómalas que este proceso induce. Además, se impuso condiciones de radiación en las fronteras abiertas (norte y sur), flujos de calor y sal nulos, 66 niveles verticales con mayor resolución cerca de la superficie y el fondo, y espaciamiento horizontal (temporal) de 0.25° (15 min).

<b>Exp1</b>	Intraestacional: T=60 días, tx=0.1 N/m <sup>2</sup> , y con prof. termoclina 160 m.
<b>Exp2</b>	Intraestacional: T=60 días, tx=0.1 N/m <sup>2</sup> , y con prof. termoclina 60 m.
<b>Exp3</b>	Interanual: T=730 días, tx=0.025 N/m <sup>2</sup> , y con prof. termoclina 60 m.

**Tabla 1.** Descripción de los experimentos realizados, donde T es el periodo y tx es la amplitud del pulso de viento.

Finalmente, se configuró el modelo para arrojar variables promedio diarias, y posteriormente se les aplicó una media corrida de 11 días para las simulaciones intraestacionales y de 31 días para las interanuales.

## RESULTADOS PRELIMINARES

El esfuerzo de viento intraestacional (T = 60 días), para un perfil con termoclina de 160 m (Exp1), fuerza principalmente en la región ecuatorial ondas de Rossby frías que se propagan hacia el oeste, así como ondas de Kelvin cálidas que se propagan hacia la costa del Pacífico este, las cuales presentan estructura vertical y velocidad de propagación cercanas a lo predicho por la teoría lineal de modos normales o baroclínicos. En este experimento, la onda de Kelvin baroclínica (OKB) ecuatorial más rápida corresponde al modo 1 y presenta mayor señal en la anomalía del nivel del mar (*anm*), mientras que para la anomalía de la profundidad de la isoterma de 20°C (*aiso20C*) y para la anomalía de la velocidad zonal (*au*) los dos primeros modos muestran valores similares, lo cual es consistente con lo obtenido por Fajardo et al. (2016) en el estudio numérico de OKB ecuatoriales. Este comportamiento también ocurre a lo

largo de la costa peruana, en donde se observa mejor la propagación de los modos baroclínicos de mayor orden (más lentos). Sin embargo, a diferencia de la región ecuatorial, Giese y Harrison (1990) encontraron que las OKB cálidas costeras vienen acompañadas por OKB de afloramiento, las cuales son inducidas por las ondas de Rossby que se formaron por el impacto de las OKB ecuatoriales con la costa. En este caso, a diferencia de Giese y Harrison (1990), el efecto de estas OKB inducidas (OKBI) es principalmente apreciable en las corrientes.

Por otro lado, al emplear el esfuerzo de viento intraestacional (T = 60 días) con profundidad de la termoclina de 60 m (Exp2), que es más apropiado para el análisis en el Pacífico Oriental, se observa una mayor señal de la *anm* costera para los dos primeros modos baroclínicos (7 y 10 cm), a diferencia de los 4 y 1 cm de los modos 3 y 4 (Figura 1a); mientras que la *aiso20C*, que se encuentra en fase con la *anm*, se proyecta mejor en el segundo y tercer modo (35 y 25 m). Además se muestra poco cambio de estas variables entre 10°S y 25°S, e impacto despreciable de las OKBI costeras frías, debido a que conducen a anomalías negativas que apenas exceden los 2 cm y 2 m. Tal como para la *aiso20C*, la anomalía de la temperatura (*atemp*) costera a 10°S es bastante intensa para los modos 2 y 3 (Figura 1b), con núcleos máximos por encima de los 200 m de profundidad y con valores entre 3.5°-5°C y 2°-3.5°C respectivamente, aunque también se observan máximos locales de menor intensidad alrededor de los 350 m, así como núcleos positivos entre 0.5°-1°C para los modos 5 y 6 que se encuentran más cerca de la superficie.

A diferencia del Exp1, que emplea una termoclina más profunda, el viento proyecta más energía en los modos más bajos (2 y 3 principalmente), lo cual se refleja en *atemp* más altas para los modos dominantes (Giese y Harrison, 1990). Con respecto a la anomalía de la velocidad meridional (*av*) cerca de la costa en 10°S (Figura 1c), las OKB cálidas poseen en superficie corrientes hacia el sur con magnitudes que superan 10, 30 y 15 cm/s para el primer, segundo y tercer modo baroclínico, respectivamente. Tal como se observa en dicha figura, el cambio de sentido de las corrientes ocurre en capas cada vez más superficiales para los modos más altos, y cada OKB cálida viene acompañada de su correspondiente OKBI fría, que en superficie presenta sentido norte e intensidades que exceden los 15, 30 y 10 cm/s para los modos 1, 2 y 3, respectivamente. La aparición de frentes en los modos 2 y 3 para *anm*, *av* y *atemp* es evidencia de efectos no lineales, los cuales se deben a que la *aiso20C* presenta valores comparables con la profundidad de la termoclina y a las corrientes intensas en el ecuador que se producen al momento de formación y propagación de las OKB ecuatoriales hacia la costa (Giese y Harrison, 1990).

Las escalas hacia afuera de la costa de las OKB costeras para el Exp2 son mostradas en las Figuras 2a-c,d-f. Se visualiza que las OKB se encuentran confinadas principalmente dentro de los 100 km de la costa y que su escala se reduce para los modos más altos, razón por la cual el espaciamiento de grilla empleado (0.25° ≈ 25 km) no permite representar adecuadamente los modos mayores al tercero, ya que poseen radios de deformación del mismo orden. Esto indica que se deben tomar con precaución los estudios con modelos que no tomen en cuenta estos aspectos.

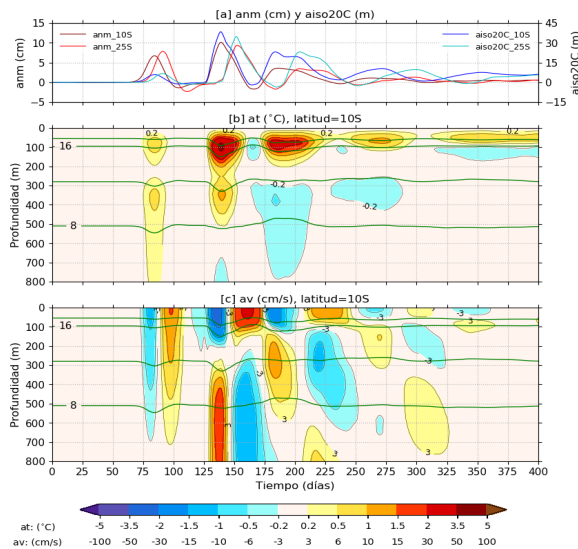


Figura 1. (a) Evolución temporal de la anomalía del nivel del mar (anm en cm) y de la de la profundidad de la isoterma de 20°C (aiso20C en metros) en el punto más cercano a la costa y a 10°S y 25°S para el Exp2. Diagrama profundidad – tiempo para: (b) la anomalía de la temperatura (atemp en °C) y (c) la anomalía de la velocidad meridional (av en cm/s) a 10°S. Las líneas verdes denotan contornos de temperatura cada 4°C.

Por fuera de los 100 km de la costa, se observa la propagación de señales, consistentes con ondas de Rossby subtropicales, las cuales se forman por el paso de las OKB costeras (Clarke y Shi, 1991). Se tiene por ejemplo a 10°S (25°S) velocidades de propagación del primer modo baroclínico para ondas largas de Rossby de latitudes medias del orden de 20 (5) cm/s, que son similares a sus valores teóricos (Gill 1982). Adicionalmente, se muestra que en las latitudes más cercanas al ecuador la generación de ondas de Rossby es más eficiente, lo cual es consistente con la teoría. Por último, se observa que las OKB frías producen ondas de Rossby con intensidad similar a las generadas por las OKB cálidas, las cuales permiten transportar señales de origen ecuatorial y local hacia el océano interno.

El esfuerzo de viento interanual ( $T = 730$  días) para el perfil con termoclina de 60 m (Exp3), produce una señal cálida en el Pacífico ecuatorial que, al llegar al Pacífico este, se manifiesta prácticamente en forma simultánea a lo largo de la costa (Figura 3a). Esta señal presenta variabilidad cercana a la frecuencia del forzante con máximos de la anm y de la aiso20C de alrededor de 7 cm y 35 m, respectivamente. A medida que transcurre el tiempo, el núcleo cálido de temperatura y el núcleo frío que se encuentra por debajo de éste, se acercan a las capas más superficiales (Figura 3b), lo cual se asemeja a lo que ocurrió con esta variable en el Exp1 a 10°S (Figura 1b). No obstante, el perfil vertical de la av cerca de la costa para el Exp3 (Figura 3c), no muestra claramente

estructuras verticales típicas de las OKB (Figura 1c).

Por otro lado, propagación consistente con el primer modo baroclínico de ondas de Rossby subtropicales y mayor ocurrencia de estas ondas en latitudes cercanas al ecuador también se observa en este experimento (Figuras 2d,h). A diferencia de su contraparte intraestacional, estas ondas transfieren variabilidad interanual hacia zonas más alejadas del océano profundo y aparentemente con mayor intensidad. Estos resultados muestran consistencia con un estudio que se realizó en el océano Índico (Rao et al., 2010), en donde se determinó que las OKB cálidas presentan variabilidad interanual relacionada principalmente a variabilidad similar de los vientos ecuatoriales del oeste. Asimismo, encontraron que las ondas de Rossby gatilladas por estas OKB costeras cálidas muestran larga variabilidad interanual en la estructura térmica superficial obtenida a partir del análisis SODA (Carton et al., 2000).

Queda pendiente realizar otras simulaciones intermedias para estas frecuencias empleadas, así como el modelado de la evolución adiabática de la onda Kelvin en una termoclina inclinada, lo cual permitirá simular en mejor forma el calentamiento superficial costero debido a la advección horizontal. En este estudio tampoco se consideró el efecto del talud y la plataforma sobre las ondas costeras, lo cual podría ser sustancial, dado que las ondas baroclínicas tienen escala espacial comparable con los cambios que ocurren en la topografía. Dado

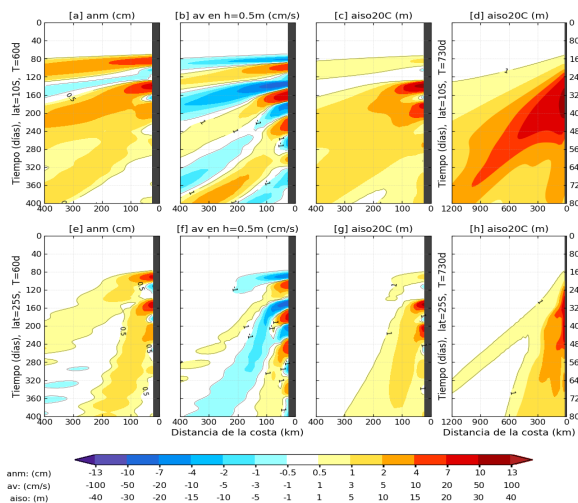


Figura 2. Diagrama distancia de la costa – tiempo para la anomalía del nivel del mar (anm en cm), la anomalía de la velocidad meridional a 0.5 m de profundidad (av en cm/s) y la anomalía de la profundidad de la isoterma de 20°C (aiso20C en m). (a)-(d) 10°S y (e)-(h) 25°S. Exp2: (a)-(c) y (e)-(g); Exp3 (d) y (h).

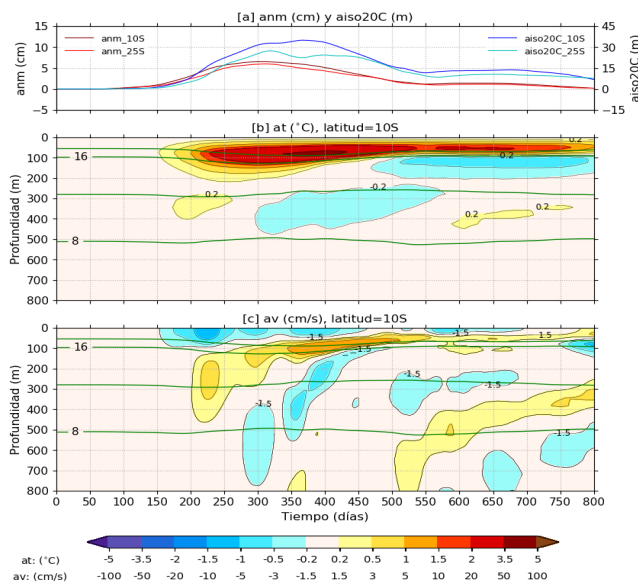


Figura 3. Similar a la Figura 1 pero para el Exp3.

que la eficiencia del mecanismo generador de ondas de Rossby subtropicales depende de la geometría de la costa, una costa más realista debería ser empleada. Por último, la fricción del fondo podría desempeñar un papel más importante si se toman en cuenta estas consideraciones.

## REFERENCIAS

- Bertrand, S., Dewitte, B., Tam, J., Bertrand, A. and Diaz, E., 2008: Impact of Kelvin wave forcing in the Peru Humboldt Current system: Scenarios of spatial reorganization from physics to fishers. *Prog. Oceanogr.*, 79, 278-289.
- Carton, J., Chepurin, G., Cao, X., Giese, B., 2000: A simple ocean data assimilation analysis of the global upper ocean 1950–95. Part-I. Method. *Journal of Physical Oceanography* 30, 294–309.
- Clarke, A. J. 1983: The reflection of equatorial waves from oceanic boundaries. *Journal of Physical Oceanography*, 13(7), 1193-1207.
- Clarke, A. J., & Shi, C. 1991: Critical frequencies at ocean boundaries. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 96(C6), 10731-10738.
- Echevin, V., Albert, A., Lévy, M., Graco, M., Aumont, O., Piétri, A., & Garric, G., 2014: Intraseasonal variability of nearshore productivity in the Northern Humboldt Current System: The role of coastal trapped waves. *Continental Shelf Research*, 73, 14-30.
- Fajardo, J., K. Mosquera, y K. Takahashi, 2015: Modelo numérico tridimensional de la onda Kelvin en el Pacífico Ecuatorial, *Boletín Técnico "Generación de modelos climáticos para el pronóstico de la ocurrencia del Fenómeno El Niño"*, Instituto Geofísico del Perú, 2, 10, 9-10.
- Fajardo, J., K. Mosquera, y K. Takahashi, 2016: Estudio numérico de la evolución de la onda Kelvin en el Pacífico Ecuatorial. *Boletín Técnico "Generación de modelos climáticos para el pronóstico de la ocurrencia del Fenómeno El Niño"*, Instituto Geofísico del Perú, 3, 6, 9-10.
- Giese, B. S., D. E. Harrison, 1990: Aspects of the Kelvin wave response to episodic wind forcing, *Journal of Geophysical Research*, 95 (C5), 7289-7312.
- Gill, A. E. 1982. *Atmosphere-Ocean Dynamics*. Academic Press, New York. 666 pp.
- Mellor, G.L., and T. Yamada, 1982: Development of a turbulence closure model for geophysical fluid problems, *Rev. Geophys. Space Phys.*, 20, 851-875.
- Mosquera-Vásquez, K., B. Dewitte, S. Illig, K. Takahashi, and G. Garric, 2013: The 2002-03 El Niño: Equatorial waves sequence and their impact on sea surface temperature, *Journal of Geophysical Research Oceans*, 118, 346–357, doi:10.1029/2012JC008551.
- Mosquera, K., 2014: Ondas Kelvin oceánicas y un modelo oceánico simple para su diagnóstico y pronóstico, *Boletín Técnico "Generación de modelos climáticos para el pronóstico de la ocurrencia del Fenómeno El Niño"*, Instituto Geofísico del Perú, 1, 1, 4-7.
- Pizarro O., 2016: Una autopista que une el océano con las costas de Perú y Chile "Generación de modelos climáticos para el pronóstico de la ocurrencia del Fenómeno El Niño", Instituto Geofísico del Perú, 3, 3, 4-8.
- Rao, R. R., Kumar, M. G., Ravichandran, M., Rao, A. R., Gopalakrishna, V. V., & Thadathil, P., 2010: Interannual variability of Kelvin wave propagation in the wave guides of the equatorial Indian Ocean, the coastal Bay of Bengal and the southeastern Arabian Sea during 1993–2006. *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, 57(1), 1-13.
- Soares, J., Wainer, I., & Wells, N. C., 1999: Reflection of equatorial Kelvin waves at eastern ocean boundaries Part I: hypothetical boundaries. In *Annales Geophysicae*, 17(6), 812-826.
- Takahashi, K. 2004: The atmospheric circulation associated with extreme rainfall events in Piura, Peru, during the 1997-98 and 2002 El Niño events. *Annales Geophysicae* 22, 3917-26.