

DIVULGACIÓN CIENTÍFICA

INTERACCIÓN ENTRE LAS ONDAS KELVIN INTRAESTACIONALES Y LAS ONDAS DE INESTABILIDAD TROPICAL

Gabriela Escobar-Franco¹

RESUMEN

Se sabe que en el estado promedio del Pacífico ecuatorial existen diferencias entre la zona occidental y oriental. Por un lado, los vientos alisios ecuatoriales, que van de este a oeste, provocan el ascenso de aguas subsuperficiales en la región oriental induciendo a que las aguas superficiales sean más frías que aquellas localizadas en la zona occidental. Por otro lado, esta diferencia de temperaturas provoca cambios de presión atmosférica que, a su vez, contribuyen a mantener los vientos alisios. Este estado promedio puede cambiar, de cuando en cuando, a otra fase denominada El Niño (La Niña), caracterizada por el debilitamiento (aumento) de la intensidad de los alisios, que provoca un incremento (disminución) de la temperatura superficial del mar en la zona oriental por varios meses, lo cual afecta el clima en distintas regiones del mundo, entre ellas la de sudamérica. Estas fases llevan consigo, generalmente, el desarrollo de ondas ecuatoriales largas, donde la que se denomina Kelvin contribuye, también, al cambio de las condiciones promedio del Pacífico ecuatorial y, más aún, la de la costa sudamericana. Además de las ondas Kelvin, en el Pacífico ecuatorial oriental, se forman las ondas de Inestabilidad tropical generadas por el cizallamiento de las corrientes ecuatoriales y el gradiente térmico formado por la lengua fría. Se conoce que las Ondas de Inestabilidad Tropical son la segunda fuente de mayor variabilidad en el Pacífico Sudeste y que guarda una relación no lineal con las fases de El Niño, pudiendo frenar el desarrollo de un evento de La Niña en el Pacífico oriental. Ambas ondas alteran varias variables oceánicas, así como otros procesos físicos, y en esta ocasión se describe la interacción entre la onda Kelvin intraestacional y las ondas de inestabilidad Tropical, basado en un análisis espacial de campos de datos denominado *Funciones Ortogonales Empíricas Complejas*.

Palabras clave: ondas Kelvin, onda de inestabilidad tropical, El Niño, La Niña.

AFILIACIÓN:

1. Laboratoire d'Etudes en Géophysique et Océanographie Spatiales, Université de Toulouse III, CNRS, Toulouse, France.

Citar como: Escobar-Franco, G. (2020). Interacción entre las Ondas Kelvin Intraestacionales y las Ondas de Inestabilidad Tropical. *Boletín científico El Niño*, Instituto Geofísico del Perú, Vol. 9 n.º 06. págs. 5-13.

INTRODUCCIÓN

ONDAS KELVIN

A lo largo de la línea ecuatorial se encuentra un tipo de onda de gravedad no dispersiva, conocida como onda Kelvin, la cual viaja hacia el este del Pacífico, generada, principalmente, por pulsos de vientos en la región occidental del Pacífico (Luther et al., 1983). Las ondas Kelvin son capaces de modificar la estructura térmica, a nivel superficial y subsuperficial, y la energía cinética (Rydbeck et al., 2019), así como el sistema de corrientes en la región ecuatorial, modulando su transporte hacia la costa americana. En el Pacífico ecuatorial se encuentran los vientos predominantes del este (en inglés *Easterlies Winds trades*) que mantienen la termoclina más (menos) profunda en el oeste (este) del Pacífico ecuatorial, permitiendo que el agua más cálida se encuentre en el oeste de la cuenca. Dependiendo de la anomalía del viento, ver Figura 1, se pueden presentar pulsos anómalos del oeste (este) que debilitan (fortalecen) estos vientos predominantes del este, disminuyendo (aumentando) la pendiente de la termoclina y redistribuyendo la energía térmica en el Pacífico ecuatorial. El estrés de los pulsos de vientos anómalos modulan las características de la región ecuatorial, siendo los pulsos anómalos de vientos del oeste (este) los que generan la propagación de ondas Kelvin de hundimiento (afloramiento), aumentando (disminuyendo) el nivel del mar, el contenido de calor sobre la termoclina y la temperatura superficial del mar a lo largo de la línea ecuatorial (Kutsuwada y McPhaden, 2002). Las ondas Kelvin tienen un papel importante en el inicio y desarrollo de eventos El Niño (Picaut et al., 1997; Suarez y Schopf, 1988; Mosquera-Vásquez et al., 2014), siendo más fuertes las ondas Kelvin de hundimiento durante los eventos El Niño que durante La Niña, en donde las ondas Kelvin de afloramiento son más débiles y no atraviesan toda la cuenca ecuatorial, impactando la variabilidad en el sistema acoplado océano-atmósfera a diferentes escalas de tiempo.

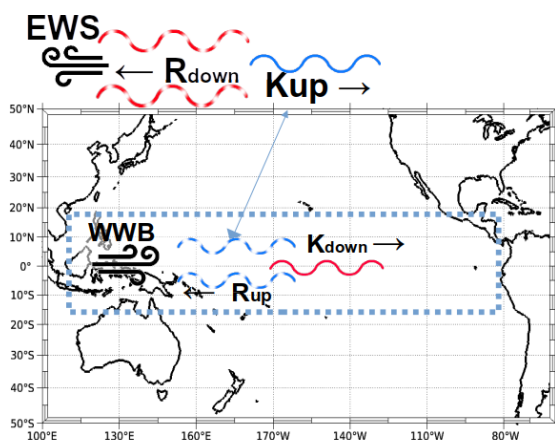


Figura 1. Esquema de la propagación de la onda Kelvin. Kup: onda Kelvin de afloramiento; Kdown: onda Kelvin de hundimiento; Rup: onda Rossby de afloramiento; Rdown: onda Rossby de hundimiento; IKWs: ondas Kelvin intraestacionales; EWB: vientos anómalos del este; WWB: vientos anómalos del oeste.

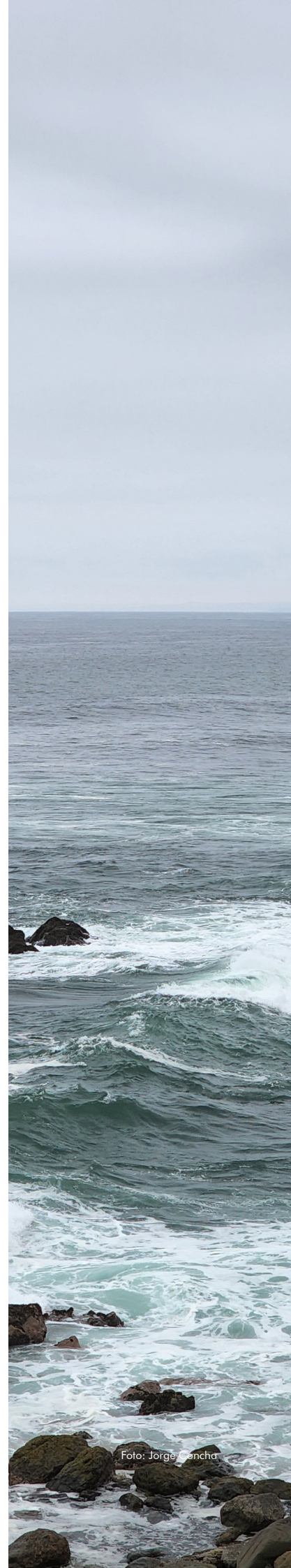


Foto: Jorge Caceres

ONDAS DE INESTABILIDAD TROPICAL

Una segunda fuente de variabilidad intraestacional en el Pacífico oriental son las ondas de Inestabilidad Tropical (Tropical Instabilities Waves en inglés, TIWs), observadas en fuertes gradientes de temperatura superficial, primeramente por Legeckis (1997). Las TIWs son claramente identificadas entre 160°W-90°W y 4°N-4°S (Chelton et al., 2000) como ondas sinusoidales con cúspides y dirección oeste, en el límite norte de la lengua fría, como se observa en la Figura 2. Son generadas por inestabilidades barotrópicas y baroclínicas, con periodos de 15 a 40 días, cuyas longitudes de ondas son de 700 a 1600 km (Philander, 1976; Cox, 1980; Qiao y Weisberg, 1995; Masina et al., 1999; Kennan y Flament, 2000; Lyman et al., 2007). Las inestabilidades barotrópicas son el resultado del cizallamiento meridional entre la Contracorriente Norecuatorial y la Corriente Surecuatorial (Philander, 1978; Cox, 1980; Imada y Kimoto, 2012), y entre la Contracorriente Norecuatorial y la Corriente Ecuatorial Subsuperficial (Luther y Johnson, 1990; Lyman et al., 2007). Por otro lado, las inestabilidades baroclínicas están asociadas a la energía potencial en el frente de densidad meridional (o frente ecuatorial) entre la lengua fría y las masas de aguas cálidas del norte, lo cual puede contribuir en el desarrollo de las TIWs (Yu et al., 1995).

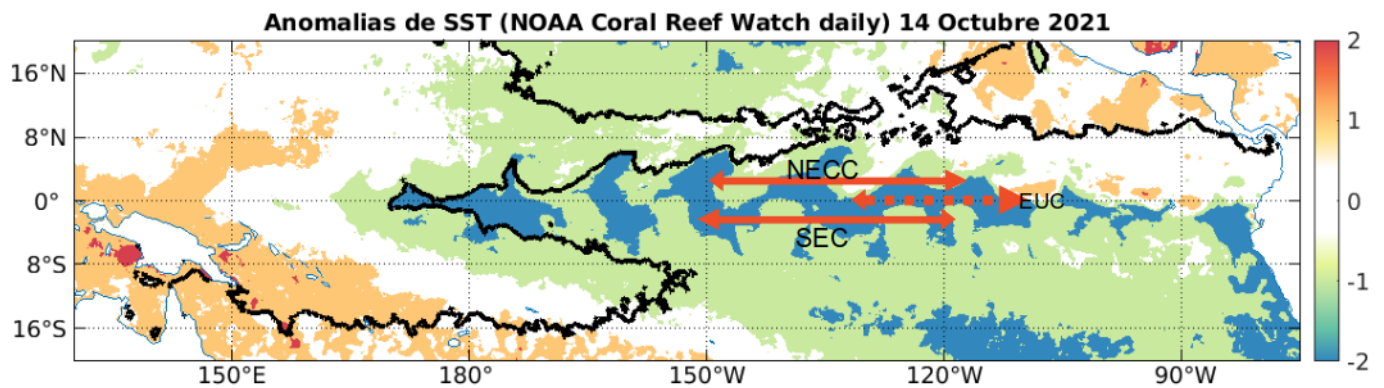


Figura 2. Anomalías de la temperatura superficial del mar (°C) obtenidas de la imagen satelital del 14 de octubre de 2021 (NOAA Coral Reef Watch, 2019). El contorno de la línea negra indica la isoterma de 28 °C del mismo día.

Las TIWs juegan un rol importante en el transporte meridional de calor, siendo más activo durante los eventos La Niña que durante El Niño, se ha demostrado que una fuerte actividad de TIWs puede tener un rol importante en “frenar” o disminuir el desarrollo de La Niña, como en el caso del verano boreal de 2016 (Xue et al., 2020). Los mecanismos por los cuales las TIWs se generan son los siguientes: 1) anomalías positivas de la temperatura superficial incrementan el gradiente superficial meridional de temperatura a lo largo del frente ecuatorial, favoreciendo el desarrollo de inestabilidades baroclínicas, las cuales proporcionan energía para el desarrollo de TIWs por conversión de la energía potencial (en inglés Potencial Energy, PE) turbulenta en energía cinética turbulenta (en inglés Eddy Kinetic Energy, EKE). 2) Las TIWs se pueden generar también por las inestabilidades barotrópicas, en donde los cambios en la energía cinética turbulenta provienen de las inestabilidades del flujo medio por el cizallamiento entre las corrientes ecuatoriales. Sea cual sea el mecanismo de generación de las TIWs, el desarrollo de una fuerte actividad de TIWs puede transportar el calor desde fuera del ecuador hacia la lengua fría, por medio de procesos de mezcla, advección zonal y contribuciones a la termoclina. De este modo, las TIWs pueden modular la asimetría del contenido de calor meridional, contribuyendo con un calentamiento mayor a 0.8 °C/mes durante La Niña y aproximadamente 0.4 °C/mes durante El Niño (Xue et al., 2020), como en el evento de 2016.

ESTUDIOS EXISTENTES SOBRE LA INTERACCIÓN DE LAS ONDAS KELVIN Y DE INESTABILIDAD TROPICAL

Estudios teóricos y casos de estudio con observaciones sugieren que estas dos fuentes de variabilidad, las IKWs y las TIWs, pueden interactuar no linealmente, tal como se describe en la Tabla 1.

Tabla 1. Resumen de las teorías de interacción entre las ondas Kelvin y TIWs.

Estudio	Teoría y mecanismo
Allen et al. (1995)	Los pulsos anómalos de vientos generan la propagación de ondas Kelvin que se reflejan fuera de la costa Sudamericana como ondas Rossby (o en el frente zonal de estratificación aproximadamente en 120°W, como explican Mosquera-Vásquez et al., 2014), que a su vez modifican la fase y velocidad de las TIWs.
Harrison y Giese (1988) y Giese y Harrison (1991)	El paso de la onda Kelvin afecta el sistema de corrientes zonales en el Pacífico ecuatorial oriental, que a través de cambios en la profundidad de la termoclina contribuye a la advección zonal de calor desde el oeste, modulando la advección meridional de calor de las TIWs.
Holmes y Thomas (2016) (a partir de ahora HT16)	El paso de una onda Kelvin intraestacional puede romper el balance entre las corrientes zonales ecuatoriales e inducir cambios en el balance de la energía cinética turbulenta de las TIWs.

En el estudio de HT16 se analiza la modulación de las TIWs en el Pacífico oriental debido al paso de las ondas Kelvin intraestacionales, por medio del balance de energía cinética de TIWs con simulaciones a 1/4° de resolución, en donde se simula un solo pulso de onda Kelvin para cada experimento de fase de la onda. El paso de una onda Kelvin de afloramiento (hundimiento) intensifica (disminuye) la circulación ecuatorial, incrementando la actividad de las TIWs por medio del mecanismo de producción de cizallamiento lateral generado por las corrientes.

La interacción entre IKWs y las TIWs ha sido también observada por Qiao y Weisberg (1998), entre agosto y diciembre de 1990 en el Pacífico ecuatorial central, en donde se evidenció que el fin de la estación activa de TIWs coincidió con la llegada de fuertes IKWs desde el Pacífico oeste, estos procesos indujeron la reducción del cizallamiento meridional entre las corrientes ecuatoriales que a su vez resulta en una reducción de la intensidad de las TIWs, ejemplificando un evento de interacción entre las TIWs y las ondas Kelvin intraestaciones y su efecto en el balance de energía cinética.

Tomando como referencia el estudio de HT16, se busca comprender los mecanismos de esta interacción a escala intraestacional, utilizando datos diarios del nivel del mar (CMEMS, AVISO; Taburet et al., 2019) desde 1993 hasta el 2018 (Escobar-Franco et al., 2022; a partir de ahora EBD22), con una resolución espacial de $0.25^\circ \times 0.25^\circ$. Se calcularon las anomalías intraestacionales del nivel del mar y posteriormente las Funciones Ortogonales Empíricas (EOF) Complejas para analizar las características espacio-temporales de la propagación de ambas ondas.

Se evidenció la existencia de dos modos estadísticamente significativos del acoplamiento entre ambas ondas, a pesar de sus diferentes características, con lo que se explica el 21 % de la varianza total. El patrón espacial de la parte real de los EOF complejos muestra los nodos TIWs, similar al estudio de Xue et al. (2020), siendo mayor la señal en el primer modo, mientras que para la propagación de la onda Kelvin es el segundo modo EOF complejo que muestra la mayor amplitud en el nivel del mar, como se observa en la Figura 3. Por otro lado, se comparó la contribución de los dos modos EOF complejos en la región de TIWs ($3-7^\circ\text{N}$, $165-107^\circ\text{W}$) con índices TIWs (Boucharel y Jin, 2020). Dado que las TIWs pueden observarse en diferentes variables oceánicas como nodos positivos y negativos de anomalías de la temperatura superficial del mar, del nivel del mar y la velocidad zonal (como se observa en la Figura 4), Boucharel y Jin (2020) definieron al índice de TIWs como la sumatoria de las anomalías de temperatura superficial del mar de estos nodos igualmente espaciados y un desfase de 90° entre los nodos positivos y negativos. Además, la cuantificación de la amplitud de las TIWs es definida como la raíz cuadrada del índice de TIWs.

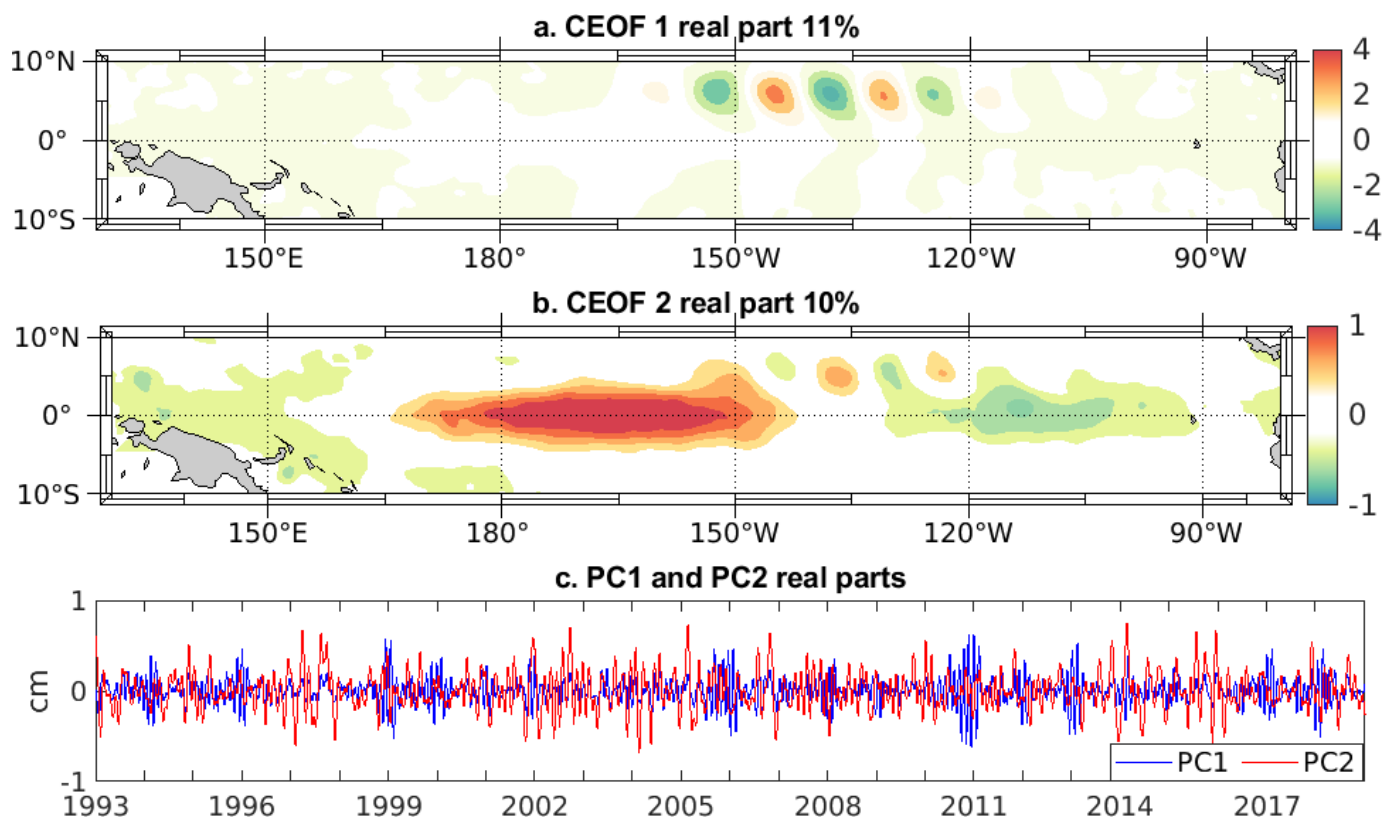


Figura 3. Descomposición EOF complejos de las anomalías intraestacionales del nivel del mar: parte real del primer (a) y segundo (b) modo. (c) Serie temporal de la media corrida de 30 días de los dos primeros componentes principales. Fuente: EBD22.

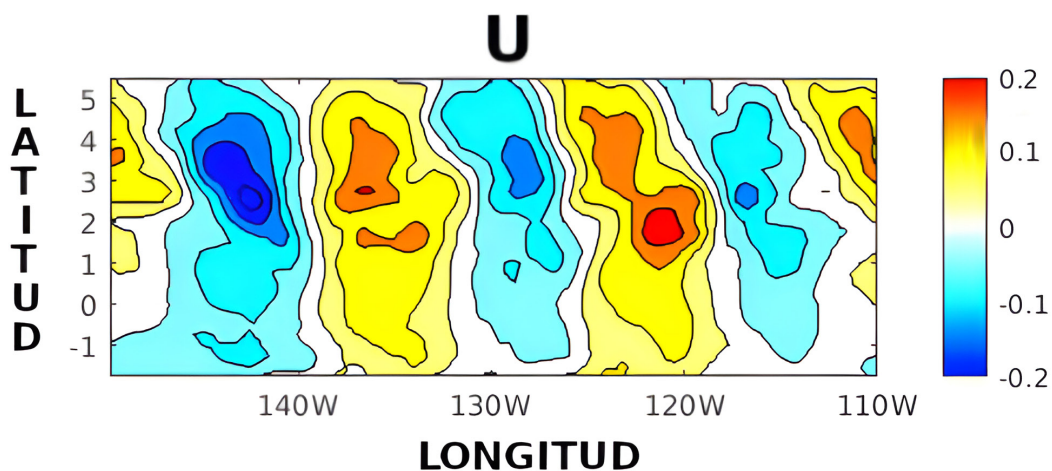


Figura 4. Corriente Zonal Geostrófica (m/s) en la región de TIWs. Datos de AVISO/CMEMS.

Se obtuvieron correlaciones entre 0.5 y 0.7, lo cual confirma que ambos modos estadísticos captan la variabilidad de las TIWs. Ambos modos indicaron tener su pico de actividad durante el verano y otoño, consistentes con la estacionalidad de la interacción entre las ondas Kelvin y TIWs. Particularmente, el segundo modo EOF complejo presenta la mayor señal proyectada de las ondas Kelvin y es el que permite identificar 25 (28) eventos de onda Kelvin de hundimiento (afloramiento) relacionada con la actividad TIWs. El primer modo EOF complejo muestra la interacción de ambas ondas con mayor proyección de las TIWs. Para mayor detalle de la metodología empleada para el diagnóstico de la interacción de las ondas, referirse a EBD22 y para el cálculo de los EOF complejos y su uso en variables oceánicas se pueden revisar los siguientes estudios: Barnett (1983), Stein et al. (2011), Boucharel et al. (2013) y Boucharel et al. (2016).

Además, se utilizaron otros datos de observaciones: la temperatura superficial del mar (OISST, Huang et al., 2020), las corrientes geostróficas (AVISO) y el esfuerzo del viento superficial, calculado a partir de datos del reanalysis ERA5 (Hersbach et al., 2018). Se realizaron compuestos de las perturbaciones de vientos que a su vez fuerzan la propagación de la onda Kelvin en el nivel del mar correspondiente al segundo modo EOF complejo. En la Figura 2 de EBD22, se ilustra a través de compuestos de los 25 eventos positivos (ondas de hundimiento) y 28 eventos negativos (ondas de afloramiento), con retardos y adelantos de 5 días respecto al pico de la interacción, cómo los pulsos y ráfagas de viento del oeste (este) son capaces de iniciar la propagación de una onda Kelvin de hundimiento (afloramiento) y el incremento de la actividad TIWs. Para interpretar la contribución de las IKWs en las anomalías del nivel del mar reconstruido a partir del segundo modo EOF complejo (Figura 2 de EBD22), se proyectaron las anomalías del nivel del mar y del esfuerzo del viento sobre las estructuras meridionales del modo Kelvin, según la aproximación de Cane and Sarachik (1976), para datos satelitales del nivel del mar (Boulanger y Menkes, 1995; Perigaud y Dewitte, 1996), en donde se considera que la mayor variabilidad en el nivel del mar puede ser explicada por el primer modo baroclínico del océano.

A pesar de que el análisis de EOF complejos no permite cuantificar la asimetría en la variabilidad de la interacción entre las ondas, con un nivel de significancia del 90 % basado en un test t-Student, el pasaje de las ondas Kelvin de afloramiento tienden a promover incrementos en la amplitud de las TIWs en un 15 % más que las ondas Kelvin de hundimiento. Este resultado (aunque con una respuesta más débil) es coherente con el estudio anteriormente descrito de HT16, en el cual evidencia que la energía cinética de las TIWs disminuyen (incrementan) un 38 % (42 %) debido al paso de las ondas Kelvin de hundimiento (afloramiento).

Otro aspecto importante a resaltar en la discusión es que las distintas aproximaciones metodológicas muestran diferentes tiempos de respuesta de las TIWs por el paso de ondas Kelvin, siendo más rápidas (10-15 días) en el estudio de EBD22 que en el de HT16 con un retardo de 60 días.

En el caso de los EOF complejos, se observa el efecto de ondas Kelvin consecutivas produciendo un efecto acumulativo en la actividad TIWs que en el caso de analizar el efecto de un solo pulso de onda Kelvin (HT16). Por otro lado, por medio de las observaciones fue posible cuantificar la contribución meridional del término no lineal del contenido de calor (non linear dynamic heating en inglés, NDH) que tiene la fuerte interacción entre IKWs y TIWs hacia la lengua fría, induciendo el calentamiento de 0.8 °C/mes, magnitud comparable con el calentamiento debido a estos términos a escalas estacionales e interanuales, observándose mayor dispersión durante los eventos de onda Kelvin de afloramiento como se observa en el esquema de la Figura 5. Sin embargo, es importante recalcar que el efecto individual de cada IKWs o del tren de IKWs en la respuesta de la actividad TIWs es diverso.

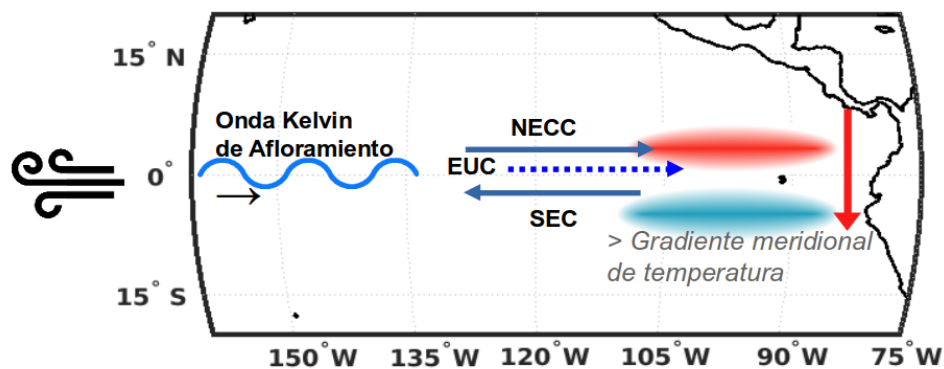


Figura 5. Esquema del calentamiento meridional a través de procesos no lineales debido a la interacción entre las ondas Kelvin y TIWs. NECC: Contracorriente Norecuatorial; EUC: Subcorriente Ecuatorial y SEC: Corriente Surecuatorial.

DESAFÍOS ACTUALES

La advección de la temperatura por parte de las TIWs tiene un impacto en el ciclo climatológico, la temperatura superficial del mar y el estado medio del océano; por lo tanto, existe todavía la necesidad de que los modelos globales representen mejor las características de las TIWs. Como se ha mencionado anteriormente, las TIWs tienen el efecto de disminuir el gradiente meridional de la temperatura por medio de la advección de calor hacia la lengua fría. Maillard et al. (2022) señalan que existe además un efecto de rectificación (de enfriamiento), por el cual las TIWs inducen un debilitamiento y profundización de la corriente ecuatorial subsuperficial, modulando la advección zonal media como contrapeso al efecto directo de las TIWs en la lengua fría, estas aproximaciones y estudios permiten a futuro poder contar con mayor conocimiento para el desarrollo de parametrizaciones que representen mejor las TIWs en los modelos.

Además, estos resultados motivan a profundizar el estudio de la interacción entre las IKWs y TIWs, mediante simulaciones numéricas, con el objetivo poder cuantificar la disipación de las ondas ecuatoriales, los cambios en el balance de energía turbulenta y el impacto que tienen las ondas ecuatoriales a lo largo de la costa de América del Sur.

REFERENCIAS

- Cox, M. D. (1980). Generation and propagation of 30-day waves in a numerical model of the Pacific. *J. Phys. Oceanogr.*, 10(8), 1168–1186. [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(1980\)010<1168:GAPODW>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(1980)010<1168:GAPODW>2.0.CO;2)
- Escobar-Franco, M. G., Boucharel, J., y Dewitte, B. (2022). On the Relationship Between Tropical Instability Waves and Intraseasonal Equatorial Kelvin Waves in the Pacific From Satellite Observations (1993–2018). *Front. Mar. Sci.*, <https://doi.org/10.3389/fmars.2022.788908>
- Giese, B. S., y Harrison, D. E. (1991). Eastern equatorial Pacific response to three composite westerly wind types. *J. Geophys. Res.*, 96 (S01), 3239–3248. <https://doi.org/10.1029/90JC01861>
- Harrison, D. E., y Giese, B. S. (1988). Remote westerly wind forcing of the eastern equatorial Pacific; Some model results. *Geophys. Res. Lett.*, 15 (8), 804–807. <https://doi.org/10.1029/GL015i008p00804>
- Hersbach, H., Bell, B., Berrisford, P., Biavati, G., Horányi, A., Muñoz Sabater, J., Nicolas, J., Peubey, C., Radu, R., Rozum, I., Schepers, D., Simmons, A., Soci, C., Dee, D. y Thépaut, J.-N. (2018): ERA5 hourly data on pressure levels from 1959 to present. Copernicus Climate Change Service (C3S) Climate Data Store (CDS). (Accessed on January 1st, 2020). DOI: 10.24381/cds.bd0915c6
- Holmes, R. M. y Thomas, L. N. (2016). Modulation of Tropical Instability Wave Intensity by Equatorial Kelvin Waves. *J. Phys. Oc.* 46 (9), 2623–2643. <https://doi.org/10.1175/JPO-D-16-0064.1>
- Huang, B., Liu, C., Banzon, V. F., Freeman, E., Graham, G., Hankins, B., Smith, T. M. y Zhang, H.. (2020). NOAA 0.25-degree Daily Optimum Interpolation Sea Surface Temperature (OISST), Version 2.1. NOAA National Centers for Environmental Information. <https://doi.org/10.25921/RE9P-PT57>
- Imada, Y. y Kimoto, M. (2012). Parameterization of tropical instability waves and examination of their impact on ENSO characteristics. *J. Climate*, 25, 4568–4581, <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-11-00233.1>
- Kennan, S. C. y Flament, P. J. (2000). Observations of a tropical instability vortex. *J. Phys. Oceanogr.*, 30 (9), 2277–2301, [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(2000\)030<2277:OOATIV>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(2000)030<2277:OOATIV>2.0.CO;2)
- Kutsuwada, K. y McPhaden, M. (2002). Intraseasonal variations in the upper equatorial Pacific Ocean prior to and during the 1997–98 El Niño. *J. Phys. Oceanogr.*, 32(4), 1133–1149. [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(2002\)032<1133:IVITUE>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(2002)032<1133:IVITUE>2.0.CO;2)
- Legeckis, R. (1977). Long waves in the eastern equatorial Pacific Ocean: A view from a geostationary satellite. *Science*, 197 (4309), 1179–1181. DOI: 10.1126/science.197.4309.1179
- Luther, D. S. y Johnson, E. S. (1990). Eddy energetics in the upper equatorial Pacific during the Hawaii-to-Tahiti shuttle experiment. *J. Phys. Oceanogr.*, 20(7), 913–944, [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(1990\)020<0913:EEITUE>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(1990)020<0913:EEITUE>2.0.CO;2)
- Luther, D. S., Harrison, D. E. y Knox, R. A. (1983). Zonal winds in the Central Equatorial Pacific and El Niño. *Science*, 222(4621), 327–330. <https://doi.org/10.1126/science.222.4621.327>
- Lyman, J. M., Johnson, G. C. y Kessler, W. S. (2007) Distinct 17- and 33-day tropical instability waves in subsurface observations. *J. Phys. Oceanogr.*, 37(4), 855–872. <https://doi.org/10.1175/JPO3023.1>
- Maillard, L., Boucharel, J. y Renault, L. (2022). Direct and Rectified effects of Tropical Instability Waves on the eastern tropical Pacific mean state in a regional ocean model. *J. Phys. Oceanogr.* <https://doi.org/10.1175/JPO-D-21-0300.1>

Masina, S., S., Philander, G. H. y Bush, A. B. G. (1999). An analysis of tropical instability waves in a numerical model of the Pacific Ocean. Part II: Generation and energetics of the waves. *J. Geophys. Res.*, 104(C12), 29 637-29 661. <https://doi.org/10.1029/1999JC900226>

Mosquera-Vásquez, K., Dewitte, B., y Illig, S. (2014). The Central Pacific El Niño intraseasonal Kelvin wave. *J. Geophys. Res. Oceans*, 119, 6605–6621. <https://doi.org/10.1002/2014JC010044>

NOAA Coral Reef Watch. (2019). Updated daily. NOAA Coral Reef Watch Version 3.1 Daily 5 km Satellite Regional Virtual Station Time Series Data for Southeast Florida, Mar. 12, 2013-Mar. 11, 2014. College Park, Maryland, USA: NOAA Coral Reef Watch. Data set accessed 2020-02-05 at <https://coralreefwatch.noaa.gov/product/vs/data.php>

Perigaud, C. y Dewitte, B. (1996). El Niño–La Niña Events Simulated with Cane and Zebiak’s Model and Observed with Satellite or In Situ Data. Part I: Model Data Comparison. *J. Clim.*, 9(1), 66–84. [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(1996\)009<0066:ENNESW>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(1996)009<0066:ENNESW>2.0.CO;2)

Philander, S. G. H. (1976). Instabilities of zonal equatorial currents. *J. Geophys. Res.*, 81(21), 3725–3735, <https://doi.org/10.1029/JC081i021p03725>

Philander, S. G. H. (1978). Instabilities of zonal equatorial currents, 2. *J. Geophys. Res.*, 83(C7), 3679–3682, <https://doi.org/10.1029/JC083iC07p03679>

Picaut J., F. Masia y du Penhoat, Y. (1997). An advective-reflective conceptual model for the oscillatory nature of the ENSO. *Science*, 277(5326), 663-666. DOI: 10.1126/science.277.5326.663

Qiao, L. y Weisberg, R. H. (1995). Tropical instability wave kinematics: Observation from the Tropical Instability Wave Experiment. *J. Geophys. Res.*, 100(C5), 8677–8693. <https://doi.org/10.1029/95JC00305>

Qiao, L., y Weisberg, R. H. (1998). Tropical Instability Wave Energetics: Observations from the Tropical Instability Wave Experiment. *J. Phys. Oceanogr.*, 28(2), 345–360. [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(1998\)028<0345:TIWEOF>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(1998)028<0345:TIWEOF>2.0.CO;2)

Rydbeck, A. V., Jensen, T. G. y Flatau, M. (2019). Characterization of Intraseasonal Kelvin Waves in the Equatorial Pacific Ocean. *J. Geophys. Res. Oceans*, 124(3), 2028–2053. <https://doi.org/10.1029/2018JC014838>

Stein, K., Timmermann, A. y Schneider, N. (2011). Phase Synchronization of the El Niño-Southern Oscillation with the Annual Cycle. *Phys. Rev. Lett.*, 107(12), <https://doi.org/10.1103/PhysRevLett.107.128501>

Suarez, M. J. y Schopf, P. S. (1988). A Delayed Action Oscillator for ENSO, *J. Atmos. Scien.*, 45(21), 3283-3287. [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1988\)045<3283:ADAOFE>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1988)045<3283:ADAOFE>2.0.CO;2)

Taburet, G., Sanchez-Roman, A., Ballarotta, M., Pujol, M.-I., Legeais, J.-F., Fournier, F., Faugere, Y., y Dibarboue, G. (2019). DUACS DT2018: 25 years of reprocessed sea level altimetry products. *Ocean Sci.*, 15, 1207–1224. <https://doi.org/10.5194/os-15-1207-2019>

Xue, A., Jin, F., Zhang, W., Boucharel, J., Zhao, S. y Yuan, X. (2020). Delineating the Seasonally Modulated Nonlinear Feedback Onto ENSO From Tropical Instability Waves. *Geophys. Res. Lett.*, 47(7). <https://doi.org/10.1029/2019GL085863>

Yu, Z., McCreary, J. P. y Proehl, J. A. (1995). Meridional asymmetry and energetics of tropical instability waves. *J. Phys. Oceanogr.*, 25(12), 2997–3007. [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(1995\)025<2997:MAAEOT>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(1995)025<2997:MAAEOT>2.0.CO;2)