INSTITUTO DEL MAR DEL PERÚ

INFORME

ISSN 0378-7702

Volumen 44, Número 4

Octubre - Diciembre 2017
Callao, Perú

PERÚ Ministerio de la Producción

HIPÓTESIS CAUSALES SOBRE LA INTENSIFICACIÓN DEL VIENTO SOBRE EL MAR PERUANO DURANTE EVENTOS EL NIÑO

CAUSAL HYPOTHESES ON THE WIND INTENSIFICATION ON THE PERUVIAN SEA DURING EL NIÑO EVENTS

Adolfo Chamorro[1] *Vincent Echevin*[2] *Francois Colas*[2]
Vera Oerder[2] *Jorge Tam*[1] *Carlos Quispe-Ccalluari*[1]

RESUMEN

Chamorro A, Echevin V, Colas F, Oerder V, Tam J, Quispe-Ccalluari C. 2017. *Hipótesis causales sobre la intensificación del viento sobre el mar peruano durante eventos El Niño. Inf Inst Mar Perú. 44(4): 467-471.-* Durante los eventos El Niño, en contraste con el debilitamiento de la circulación atmosférica de gran escala, los vientos frente a la costa peruana se intensifican. En el presente trabajo se realiza una revisión de las hipótesis que intentan explicar la intensificación del viento durante un evento El Niño, procurando señalar los alcances, limitaciones e interrogantes que surgen con respecto a este proceso basados en resultados de estudios recientes.
Palabras clave: Intensificación del viento, hipótesis causales, El Niño

ABSTRACT

Chamorro A, Echevin V, Colas F, Oerder V, Tam J, Quispe-Ccalluari C. 2017. *Causal hypotheses on the wind intensification on the Peruvian sea during El Niño events. Inf Inst Mar Peru. 44(4): 467-471.-* During the El Niño events, in contrast to the weakening of the large-scale atmospheric circulation, the winds off the coast of Peru intensified. In the present work, a revision of the hypotheses that try to explain the wind intensification during an El Niño event is made, trying to point out the scope, limitations and questions that arise with respect to this process, based on results of recent studies.
Keywords: Intensification of the wind, causal hypotheses, El Niño

1. INTRODUCCIÓN

El Sistema de Afloramiento Peruano es uno de los más ricos del mundo en términos de producción pesquera (Zuta y Guillen 1970, Chavez *et al.* 2008). Un proceso crucial para esta riqueza en el ambiente marino costero es el afloramiento de aguas profundas, frías y ricas en nutrientes hacia la superficie inducido por los vientos costeros que fluyen hacia el Ecuador sobre la superficie del mar y paralelos a la línea de costa. Como en otras regiones de afloramiento este proceso es caracterizado por una intensa productividad biológica (Chavez y Messié 2009) y fuertes interacciones aire-mar (Halpern 2002, Small *et al.* 2008, Boé *et al*. 2011, Oerder *et al.* 2016). Una característica única del sistema de afloramiento peruano es su proximidad a la línea ecuatorial en el Pacífico Oriental que lo coloca directamente bajo la influencia de eventos El Niño (en adelante EN). Durante los eventos denominados El Niño Canónico o El Niño típico las aguas superficiales cálidas que se acumulan en el Pacífico Tropical Oriental frente a las costas de Ecuador y Perú, causan reducción dramática del afloramiento de aguas frías (Colas *et al.* 2008a). La reducción del afloramiento es en cierto modo mitigado por el incremento de los vientos costeros que fluyen hacia el ecuador (Wyrtki 1975, Kessler 2006). Este incremento local del viento resulta aparentemente paradójico en vista de que los vientos Alisios de gran escala se debilitan en la región ecuatorial (Bjerknes 1966) y subtropical (Rahn *et al.* 2012), por lo que los procesos que conducen el incremento del viento costero durante eventos EN requieren una particular investigación.

2. MATERIAL Y MÉTODOS

Se usaron datos de viento del satélite ERS procesados por CERSAT (Quilfen and Bentamy 1994: www.ifremer.fr/cersat) a 1°x1° de resolución sobre el periodo 1994-2000 y datos de temperatura de la base de datos Reynolds *et al.* (2007) a 0,25°. Se calcularon las anomalías de la componente del viento y de la SST a lo largo de la costa en una banda de un grado de ancho.

Se elaboraron diagramas Hovmoller y series de tiempo del viento y temperatura superficial del mar (TSM) para evidenciar la relación entre ambas variables durante El Niño 1997/98. Se realizó una revisión de los estudios previos que intentan explicar la intensificación del viento durante un evento El Niño, y se presentaron los resultados de estudios recientes sobre los posibles mecanismos causales.

1 Laboratorio de Modelado Oceanográfico, Ecosistémico y del Cambio Climático Dirección General de Investigaciones Oceanográficas y Cambio Climático, IMARPE. achamorro@imarpe.gob.pe
2 Institut de Recherche pour le Développement (IRD), Paris, France

3. RESULTADOS Y DISCUSIÓN

Anomalías del viento y de la TSM durante El Niño 1997-1998

La figura a) muestra la distribución espacial de las anomalías del viento frente a la costa de Perú durante el más fuerte evento El Niño observado hasta la fecha, en promedio entre noviembre 1997 y febrero 1998. Las anomalías positivas del viento fueron máximas a lo largo de la costa de Perú y decrecieron hacia mar adentro. Las anomalías negativas en el Ecuador indican el debilitamiento de los vientos Alisios del sur en el Pacífico ecuatorial. Las anomalías positivas del viento a lo largo de la costa alcanzaron valores cercanos a 1,5 m.s^{-1} durante noviembre 1997 - febrero 1998, lo que representa un incremento de viento de ~40% con respecto al promedio climatológico (Fig. 1b).

Fuertes anomalías positivas de la TSM (>3 °C) fueron observadas entre mayo 1997 - mayo 1998 a lo largo del Ecuador en el Pacífico Este y a lo largo de la costa de Perú (Fig. 2a) con dos principales picos (>4 °C) entre 5°S y 10°S en julio - agosto 1997 y noviembre 1997 - abril 1998 (Fig. 2b). Estos picos fueron relacionados con la propagación hacia el polo de ondas atrapadas a la costa de hundimiento, las cuales profundizaron la termoclina durante EN cortando el afloramiento de aguas frías (Colas *et al.* 2008b[3]). La amplitud de las anomalías de la TSM se redujo ligeramente en setiembre - octubre 1997 pero permanecieron altas (>3 °C). Cabe señalar que aunque los dos picos de anomalías de la TSM fueron de una amplitud relativamente similar, solo el segundo pico estuvo sincronizado con las anomalías más fuertes del viento (>1 m.s^{-1}) durante noviembre 1997 - mayo 1998, mientras que la respuesta del viento al primer pico de la TSM en julio - agosto 1997 fue débil (<1 m.s^{-1}).

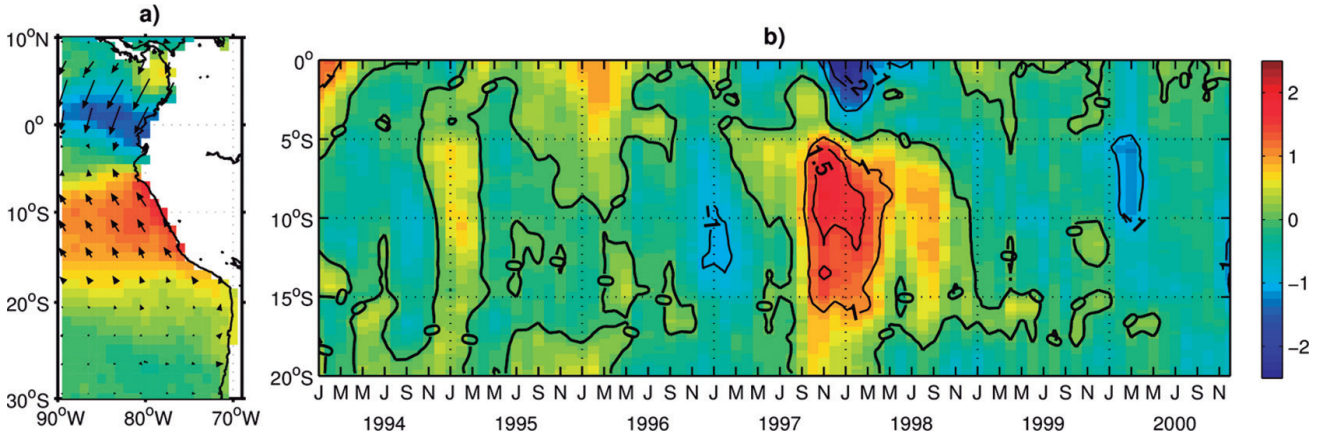

Figura 1.- a) Anomalías del viento (m.s^{-1}) frente a la costa de Perú durante condiciones El Niño en noviembre - febrero 1997/1998. b) Diagrama latitud-tiempo de las anomalías del viento mensual a lo largo de la costa. El viento promedio fue calculado dentro de una banda de ~100 km de ancho y se aplicó un promedio móvil de 3 meses. Valores positivos indican anomalías del viento hacia el Ecuador. Datos de viento provienen del satélite ERS

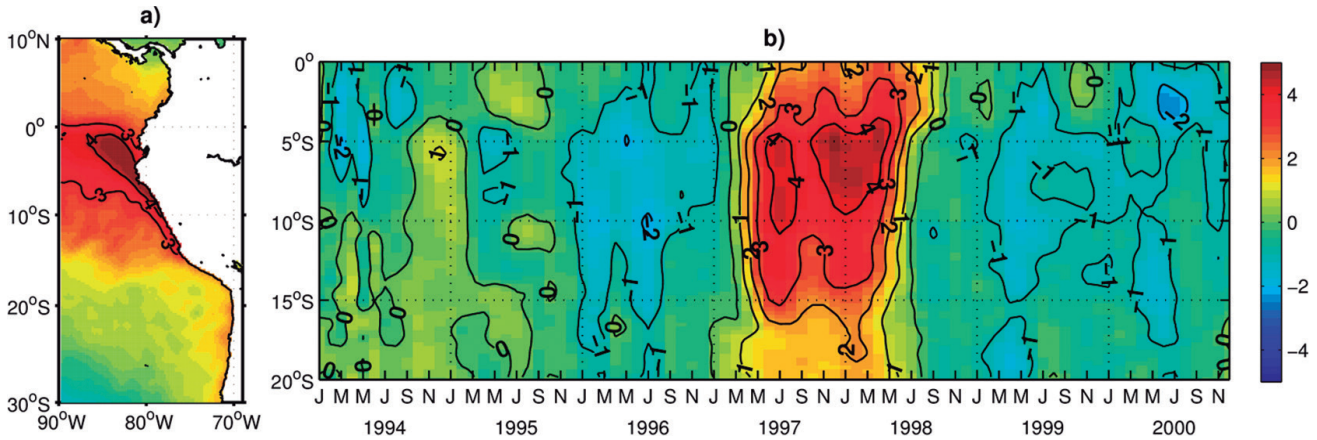

Figura 2.- Anomalías de la temperatura superficial del mar (TSM °C) frente a la costa del Perú, promedio noviembre 1997 - febrero 1998. b) Diagrama latitud - tiempo de las anomalías mensuales de la TSM a lo largo de la costa en una banda de ~100 km de ancho. Datos de temperatura fueron obtenidos de la base de datos de Reynolds *et al.* (2007)

3 Colas F, Capet X, Jin X, Molemaker J, Chelton D. McWilliams J. 2008. Wind stress and sea surface temperature coupling in eastern boundary upwelling systems. p. 107. En: ULPGC (Ed.). Libro de resúmenes del Simposio Internacional en Afloramientos Costeros de los Márgenes Orientales. 274 p.

Hipótesis sobre los mecanismos de intensificación del viento

Estudios anteriores han sugerido que la intensificación del viento podría ser impulsado por el reforzamiento del gradiente de presión perpendicular a la costa (sosteniendo un viento geostrófico) a consecuencia del posible reforzamiento del contraste térmico tierra-mar durante eventos El Niño (Fig. 3a). El reforzamiento del contraste térmico sería causado por un mayor incremento de la temperatura del aire sobre la superficie de la tierra que sobre el mar, originado por el reforzamiento local del efecto invernadero inducido por el incremento de la humedad durante EN (Bakun *et al.* 2010). Por otro lado, Enfield (1981) sugirió que el reforzamiento del contraste térmico tierra-mar podría ser forzado por la intensa radiación solar durante EN asociada a la reducción de nubosidad en la costa. Otros estudios han sugerido que la intensificación del viento podría ser conducida por el reforzamiento del gradiente de presión Norte-Sur asociado con el gradiente de la TSM a lo largo de la costa que aparece frente a la costa de Perú durante EN, originado por un mayor incremento de la temperatura del mar en la parte norte, que en la parte sur (Kessler 2006, Fig. 3b), pero ninguna demostración ha sido hecha. Además, el aumento de la turbulencia atmosférica, a consecuencia del calentamiento de la superficie del océano durante eventos EN, podría fortalecer la mezcla vertical del momentum de las capas altas de la atmósfera con las capas bajas sobre la superficie del océano, aumentando así el viento en superficie (Wallace *et al.* 1989, Fig. 3c).

Contribución de la señal de gran escala

La circulación de gran escala es también impactada por EN, lo que puede afectar los vientos costeros a través de modificaciones del Anticiclón del Pacífico Sur (APS). Dewitte *et al*. (2011) indicaron que la variabilidad del viento frente a la costa central de Perú (~15°S) a escala intraestacional (10-60 días) puede ser forzada por perturbaciones atmosféricas migratorias a través del APS. Rahn *et al.* (2012) mostraron que el APS se debilitó durante eventos EN y que esto estuvo asociado al debilitamiento del viento frente a la costa centro de Chile. Por tanto, el debilitamiento del APS podría mitigar el incremento del viento costero frente al Perú durante EN, y un desplazamiento hacia el polo del APS podría tener un efecto similar, como ha sido determinado por Belmadani *et al.* (2014) en un contexto de cambio climático. Sin embargo, la influencia de la variabilidad interanual de la circulación atmosférica a gran escala sobre los vientos costeros frente al Perú, aún no se ha investigado exhaustivamente.

Resultados de estudios recientes

Usando un conjunto de simulaciones con un modelo del clima global y con resolución espacial de ~50 km en la región Perú-Chile, Belmadani *et al.* (2014) encontraron que el contraste térmico tierra-mar (dT/dx) se incrementa frente a Perú en escenarios de cambio climático: a 8°S el dT/dx fue ~4,5x10^{-2} °K/km en condiciones del clima preindustrial, y alcanzó ~6,5x10^{-2} °K/km en condiciones de clima cálido, incrementándose así en ~40% (Fig. 4b). A pesar de este fuerte incremento, el viento a lo largo de la costa decreció moderadamente (~10%) frente a Perú (Fig. 4a). El debilitamiento del viento fue explicado por un decrecimiento del gradiente de presión a lo largo de la costa asociado a un desplazamiento del APS hacia el polo. Este resultado sugiere que un incremento del contraste térmico tierra-mar podría no desempeñar un fuerte rol dinámico para el viento a lo largo de la costa, al menos para el rango de la resolución horizontal (~50 km) explorado en Belmadani *et al.* (2014).

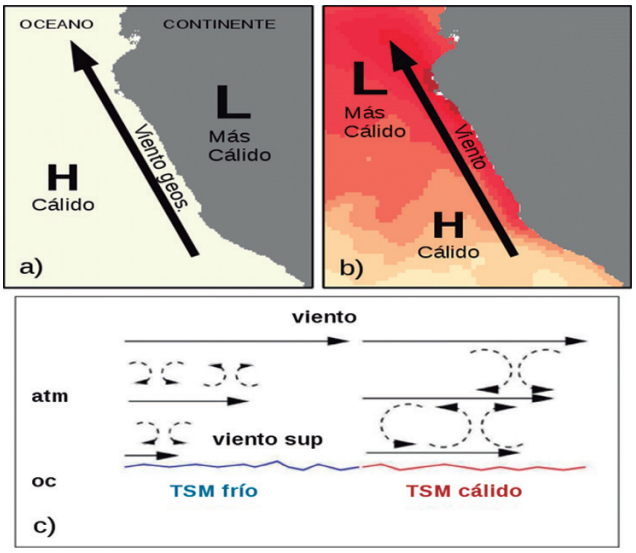

Figura 3.- Diagramas de los posibles mecanismos de intensificación del viento durante EN: a) Gradiente de temperatura tierra-mar. Adaptación de Bakun (2008). b) Gradiente N-S de la TSM. c) Mezcla vertical turbulenta. Adaptación de Colas *et al*. (2008b)

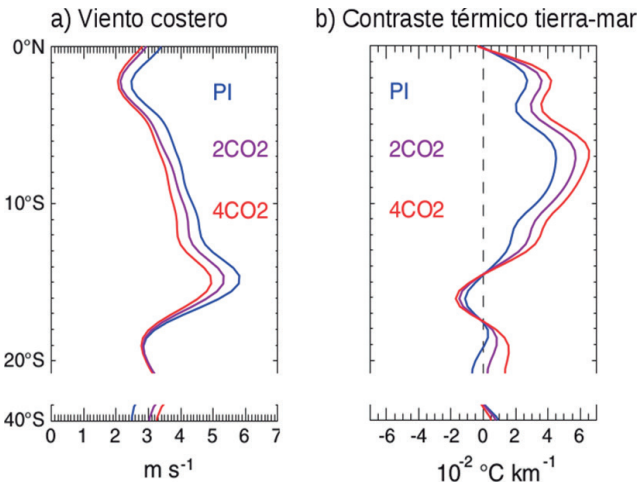

Figura 4.- a) Intensidad del viento a lo largo de la costa peruana en condiciones del clima de la época preindustrial (PI, línea azul), y climas cálidos (2CO2 y 4CO2, líneas morada y roja, respectivamente). b) Contraste térmico tierra-mar (10-2 °C.Km^{-1}) para el periodo PI (azul), 2CO2 (morado) y 4CO2 (rojo). Adaptado de Belmadani *et al.* (2014)

Otro potencial mecanismo para la intensificación del viento durante EN podría ser originado por el incremento de la turbulencia en la capa límite planetaria (CLP), debido a la anomalía positiva de la TSM, generando un transporte de momentum vertical más eficiente de las capas altas hacia las capas bajas de la atmósfera. Oerder et al. (2016) encontraron que las anomalías positivas del viento en superficie asociadas a la presencia de anomalías de mesoescala de la TSM frente a la costa peruana son principalmente causadas por la mezcla turbulenta de momentum (Fig. 5a), y que las anomalías del gradiente de presión son despreciables debido al efecto de contrapresión que frena los movimientos ascendentes, que son fuertes en el caso de una inversión de temperatura sobre la CLP (Hashizume et al. 2002) (Fig. 5b). Este resultado indica que los cambios en la mezcla vertical turbulenta podrían también explicar las anomalías positivas del viento durante EN siendo el papel de la presión mucho más débil.

En un estudio más reciente (Chamorro et al.[4]) se mostró, a través de simulaciones con el modelo atmosférico regional WRF, que el gradiente de presión a lo largo de la costa fue la fuerza dominante que condujo la aceleración del viento en superficie durante El Niño 1997-1998, y que las anomalías del gradiente de presión a lo largo de la costa fueron causadas por el mayor incremento de la temperatura del aire sobre la superficie del mar en la costa norte que en la costa sur de Perú, asociado al calentamiento no homogéneo de la TSM a lo largo de la costa (Fig. 6). También se mostró que la inversión de temperatura en la vertical mitigó el desarrollo del gradiente de presión durante parte del evento, y que la variabilidad de gran escala asociada con el APS moduló los efectos de la TSM sobre el viento. Esta interpretación fue extendida a otras condiciones de EN durante el periodo 1979-2016 usando datos de reanálisis.

4. CONCLUSIONES

Para explicar la intensificación del viento frente a la costa peruana durante eventos El Niño se han planteado tres hipótesis principales: gradiente tierra-mar, gradiente norte-sur y mezcla vertical. La hipótesis del incremento del gradiente norte-sur de la temperatura de mar explica mejor las anomalías positivas del viento durante un evento EN, que las hipótesis del incremento del contraste térmico tierra-mar y de la mezcla vertical. Este gradiente norte-sur, que aparece debido al calentamiento no homogéneo de la TSM a lo largo de la costa durante EN, ocasiona un mayor calentamiento de la temperatura del aire en la parte norte que en la parte sur, originando el reforzamiento de la fuerza gradiente de presión a lo largo de la costa que tiende a acelerar el viento.

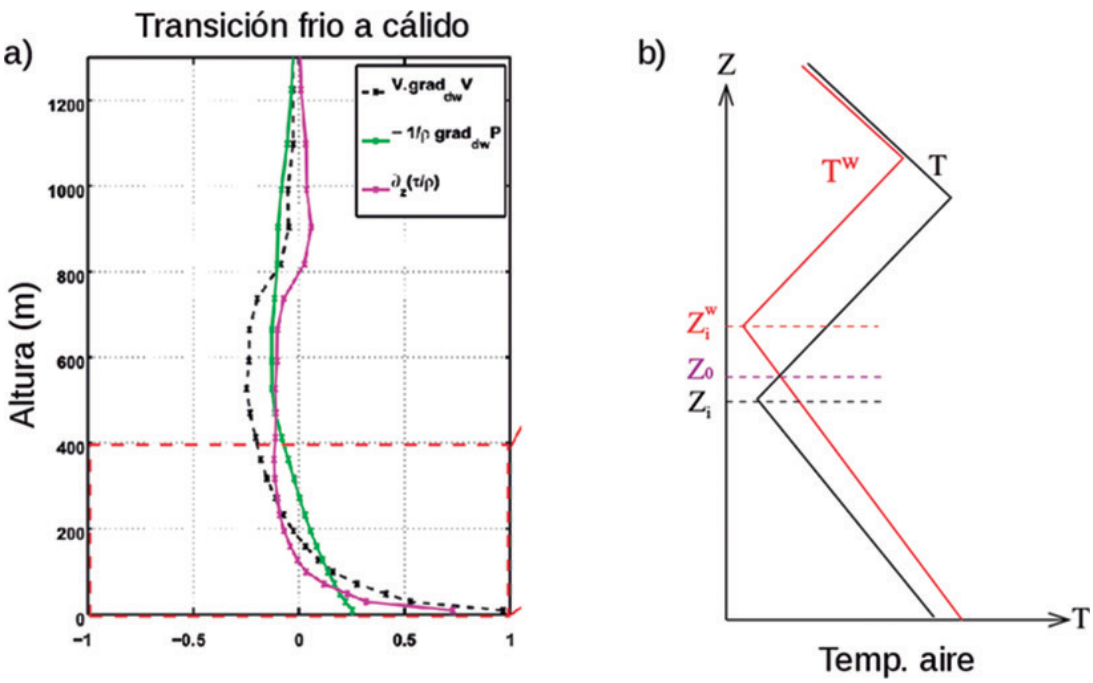

Figura 5.- a) Perfiles verticales de los términos de gradiente de presión (línea verde) y mezcla vertical (línea morada) del balance de momentum sobre un gradiente positivo de la TSM (transición de frío a caliente). La línea negra discontinua representa la aceleración langrangiana. b) Perfiles verticales de la temperatura del aire promedio (línea negra) y sobre anomalías positivas de la TSM (línea roja). Adaptado de Oerder *et al*. (2016)

4 Chamorro A, Echevin V, Colas F, Oerder V, Tam J, Quispe-Ccalluari C. 2017. Mechanisms of the intensification of the upwelling-favorable winds during El Niño 1997-1998 in the Peruvian Upwelling System. Clim Dyn (Enviado para publicación).

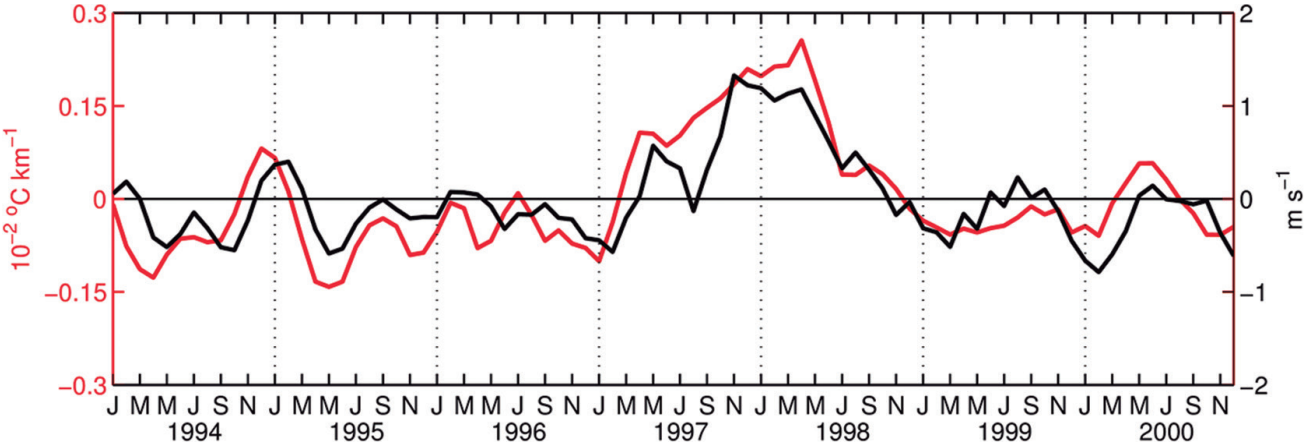

Figura 6.- Evolución temporal de las anomalías del gradiente de la TSM (°C.km^{-1}, línea roja) y del viento (m.s^{-1}, línea negra) a lo largo de la costa obtenidos con el modelo WRF. Anomalías fueron suavizadas usando un promedio móvil de 3 meses, y promediadas entre 7°S y 15°S y dentro de 100 km de la costa (Adaptado de Chamorro *et al.* 2017[4])

5. REFERENCIAS

Bakun A, Weeks S. 2008. The marine ecosystem off Peru: What are the secrets of its fishery productivity and what might its future hold? Prog. Oceanogr. 79: 290 – 299.

Bakun A, Field D, Renondo-rodriguez A, Weeks S J. 2010. Greenhouse gas, upwelling favorable winds, and the future of upwelling systems. Glob Chang Biol 16:1213-1228.

Belmadani A, Echevin V, Codron K, Takahashi K, Junquas C. 2014. What dynamics drive future wind scenarios for coastal upwelling off Peru and Chile? Clim. Dyn. 43: 1893-1914, doi:10.1007/s00382-013-2015-2

Bjerknes J. 1966. Survey of El Niño 1957-58 in its relation to tropical Pacific meteorology. Bull. Inter.4m. Trop. Tuna Comm. 12: 3 - 86.

Boé, J H, Colas A, McWilliams F, Qu J C, Kurian X, Kapnick J S B. 2011. What shapes mesoscale wind anomalies in coastal upwelling zones? Clim Dyn. 36(11–12): 2037 – 2049.

Chavez F P, Bertrand A, Guevara-Carrasco R, Soler P, Csirke J. 2008. The Northern Humboldt Current System: Brief history, present status and a view towards the future, Prog. Oceanogr. 79(2–4): 95 – 105. doi:10.1016/j.pocean.2008.10.012.

Chavez F P, Messié M. 2009. A comparison of eastern boundary upwelling ecosystems. Prog Oceanogr. 83: 80 – 96.

Colas F, Capet X, McWilliams J C, Shchepetkin A. 2008a. 1997–98 El Niño off Peru: A numerical study, Prog. Oceanogr. 79, 138 – 155. doi:10.1016/j.pocean.2008.10.015.

Dewitte B, Illig S, Renault L, Goubanova K, Takahashi K, Gushchina D, Mosquera K, Purca S. 2011. Modes of covariability between sea surface temperature and wind stress intraseasonal anomalies along the coast of Peru from satellite observations (2000–2008). Journal of Geophysical Research. 116: C04028. DOI: 10.1029/2010JC006495.

Enfield D B.1981. Thermally-driven wind variability in the planetary boundary layer above Lima, Peru. J. Geophys Res. 86(C3): 2005 - 2016.

Halpern D. 2002. Offshore Ekman transport and Ekman pumping off Peru during the 1997–1998 El Niño, Geophys. Res. Lett. 29(5): 1075. doi:10.1029/2001GL014097.

Hashizume H, Xie S P, Fujiwara M, Tanimoto T W Y. 2002. Direct observations of atmospheric boundary layer response to SST variations associated with tropical instability waves over the Eastern Equatorial Pacific. J Clim. 15: 3379–3393. doi:10.1175/1520-0442(2002)015<3379:DOOABL>2.0.CO;2

Kessler W S. 2006. The circulation of the eastern tropical Pacific: A review. Prog. Oceanogr. 69(2–4): 181 – 217. doi:10.1016/ j.pocean.2006.03.009.

Rahn D A. 2012. Influence of large scale oscillations on upwelling-favorable coastal wind off central Chile. J. Geophys. Res. 117, D19114, doi:10.1029/2012JD018016.

Reynolds R W, Smith T M, Liu C, Chelton D B, Casey K S, Schlax M G. 2007. Daily high-resolution-blended analyses for sea surface temperature. J. Climate, 20, 5473– 5496, doi:10.1175/2007JCLI1824.1.

Small R J, deSzoeke S P, Xie S P, O'Neill L, Seo H, Song Q, Cornillong P, Spallh M, Minobei S. 2008. Air–sea interaction over ocean fronts and eddies. Dyn. Atmos. Oceans. 45: 274 – 319. doi:10.1016/j.dynatmoce.2008.01.001.

Oerder V, Colas F, Echevin V, Masson S, Hourdin C, Jullien S, Madec G, Lemarié F. 2016. Mesoscale SST–wind stress coupling in the Peru–Chile current system: Which mechanisms drive its seasonal variability. Climate Dynamics. 1-22. DOI: 10.1007/s00382-015-2965-7.

Wallace J M, Mitchell T, Deser C. 1989. The influence of sea surface temperature on surface wind in the Eastern Equatorial Pacific: seasonal and interannual variability. J Clim 2:1492–1499. doi:10.1175/1520-0442(1989)002<1492:TIOSST>2.0.CO;2

Wyrtki K. 1975. El Niño: the dynamic response of the equatorial Pacific to atmospheric forcing. Journal of Physical Oceanography 5, 572–584.

Zuta S, Guillén O. 1970. Oceanografía de las aguas costeras del Perú. Boletín Instituto del Mar del Perú 2: 157–324.