



PERÚ

Ministerio
del Ambiente



BICENTENARIO
PERÚ 2021



BOLETÍN CIENTÍFICO EL NIÑO

Vol. 8 n.º 03 Marzo 2021

Dos características
no-lineales de
El Niño-Oscilación
Sur (ENOS) en
observaciones y
modelos CMIP5

Pág. 5

Impacto de la
variabilidad de
mesoescala
en el bombeo de
Ekman frente a la
costa peruana

Pág. 15

Resumen del informe
técnico de El Niño

Pág. 22

Resumen del
Comunicado ENFEN

Pág. 23



IGP

Instituto
Geofísico
del Perú

Vol. 8 n.º 03 Marzo 2021

CRÉDITOS

Gabriel Quijandría Acosta

Ministro del Ambiente

Instituto Geofísico del Perú:

Hernando Tavera Huarache

Presidente Ejecutivo

Edmundo Norabuena Ortiz

Director Científico

Ivonne Montes Torres

Directora

Subdirección de Ciencias de la Atmósfera e Hidrósfera

Equipo editorial:

James Apaéstegui Campos

Kobi Mosquera Vásquez

Diseño y diagramación

Unidad Funcional de Comunicaciones

Carátula: nubes convectivas sobre el océano

Foto: Roberto Nickson

El boletín científico “El Niño” es generado en el marco del Programa Presupuestal n.º 068 “Reducción de la vulnerabilidad y atención de emergencias por desastres”.

Producto 1: Estudios para la estimación del riesgo de desastres

Actividad 5: Generación de información y monitoreo del Fenómeno El Niño

Instituto Geofísico del Perú

Calle Badajoz 169 Mayorazgo, Ate, 15012.

Teléfono: 51-1-3172300

Lima, agosto de 2022

EDITORIAL

El Instituto Geofísico del Perú (IGP), institución pública adscrita al Ministerio del Ambiente, tiene por finalidad generar, utilizar y transferir conocimientos e información científica y tecnológica en el campo de la geofísica y ciencias afines. El IGP forma parte de la comunidad científica internacional y contribuye a la gestión del riesgo de desastres en el Perú, con énfasis en la prevención y mitigación de desastres naturales y de origen antrópico.

El IGP, a través del Programa de Investigación en Variabilidad y Cambio Climático, genera conocimiento científico sobre los componentes del sistema climático (atmósfera, océano, suelo, biósfera y criósfera) y la interacción entre ellos. El Niño - Oscilación del Sur es uno de los principales modos de variabilidad, el cual es objeto de estudio en el programa de investigación, debido a la alta vulnerabilidad del Perú y los impactos negativos asociados.

Desde el 2014, el IGP y otras instituciones integrantes de la Comisión Multisectorial encargada del Estudio Nacional del Fenómeno "El Niño" (ENFEN) participan en el Programa Presupuestal 068: "Reducción de la vulnerabilidad y atención de emergencias por desastres"- PREVAED, contribuyendo con el producto denominado "Estudios para la estimación del riesgo de desastres". El IGP realiza la síntesis y evaluación de los pronósticos de modelos climáticos internacionales, el desarrollo y validación de nuevos modelos, además de otros estudios que fortalecen en forma continua la capacidad de monitoreo y pronóstico de El Niño en el Perú.

Con el fin de divulgar el conocimiento científico, el Instituto Geofísico del Perú presenta periódicamente sus investigaciones y avances en temas de variabilidad y cambio climático, a través de su Boletín Científico "El Niño", tratando de presentar la información con un lenguaje sencillo y sintetizando los aspectos más relevantes de dichas investigaciones. El objetivo es que las autoridades y técnicos especialistas en la gestión del riesgo de desastres (GRD) pertenecientes a los tres niveles de gobierno, así como el público en general interesado, puedan tener como fuente de conocimiento a los materiales de investigación que el IGP genera.

El presente ejemplar suma dos artículos de investigación. El primero, titulado "Dos características no-lineales de El Niño-Oscilación Sur (ENOS) en observaciones y modelos CMIP5", presenta una evaluación del potencial que poseen los modelos del Proyecto de Intercomparación de Modelos Acoplados de la fase 5 (CMIP5, por sus siglas en inglés). Los resultados nos permiten seleccionar ocho de los modelos CMIP5 que simulan dos características no-lineales de ENOS para estudiar la dinámica no-lineal de El Niño central y oriental e incluso sus impactos en las lluvias y temperaturas del Perú.

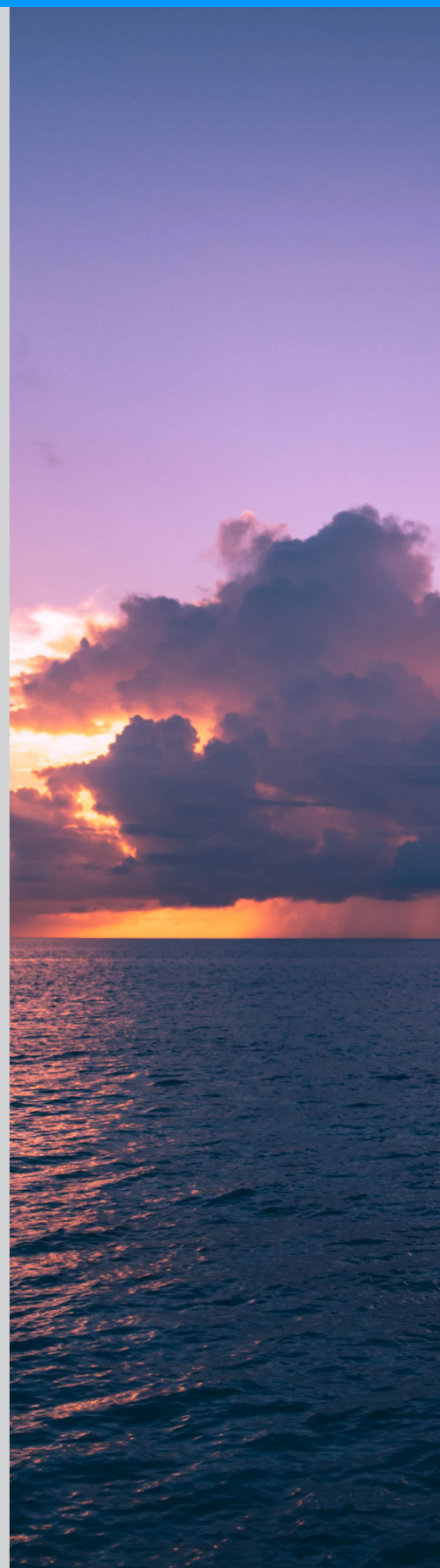


EDITORIAL

El segundo artículo, titulado “Impacto de la variabilidad de mesoescala en el bombeo de Ekman frente a la costa peruana”, presenta perspectivas de cómo la actividad de mesoescala influye, de manera espacial y en magnitud, sobre los procesos físicos que determinan el bombeo de Ekman. Este último es un mecanismo que contribuye al afloramiento costero y la actividad pesquera nacional.

En este boletín se presenta también el resumen del informe técnico de El Niño, documento que forma parte de los compromisos asumidos por el IGP en el marco del PPR 068. El informe indica que en la actualidad se observan condiciones neutras frente a la costa peruana. Por otro lado, en el Pacífico central se muestran condiciones frías débiles. El promedio de las predicciones numéricas de los siete modelos climáticos de NMME, inicializados con información oceánica y atmosférica del mes de marzo de 2021, continúa indicando valores por debajo de lo normal frente a la costa peruana hasta setiembre de 2021. En el Pacífico central los modelos indican el fin del evento La Niña entre abril y mayo.

La Comisión Multisectorial ENFEN mantiene el estado de Alerta “No Activo” debido a que las temperaturas del mar en la región Niño 1+2, que incluye la zona norte y centro del mar peruano, se mantendría dentro de su rango normal hasta junio del 2021. Por su parte, se espera que La Niña en el Pacífico central finalice entre abril y mayo de 2021; sin embargo, aún podría contribuir a la ocurrencia de lluvias superiores a lo normal en la selva nororiental del país, principalmente en lo que resta de marzo. Es importante advertir que, en caso de existir discrepancias con el informe técnico de El Niño emitido por el IGP, prevalecerá lo establecido en el Comunicado Oficial del ENFEN.



DIVULGACIÓN CIENTÍFICA

DOS CARACTERÍSTICAS NO-LINEALES DE EL NIÑO-OSCILACIÓN SUR (ENOS) EN OBSERVACIONES Y MODELOS CMIP5

Juan Sulca¹

RESUMEN

Existen pocos estudios que describen las características no-lineales de El Niño-Oscilación Sur (ENOS) tales como: a) el coeficiente principal de la función cuadrática entre las dos primeras componentes principales de la temperatura superficial del mar (TSM) sobre el Pacífico ecuatorial (i. e., parámetro cuadrático α) y b) la retroalimentación no-lineal de Bjerknes asociados con El Niño central y oriental, caracterizados a través de la no-linealidad de los índices C y E, respectivamente. Para abordar estas características, se utilizan en conjunto datos observados de esfuerzo de viento zonal y radiación de onda larga saliente (OLR, por sus siglas en inglés) y simulaciones históricas y atmosféricas (AMIP) pertenecientes al Proyecto de Intercomparación de Modelos Acoplados de la Fase 5 (CMIP5, por sus siglas en inglés).

Los resultados muestran que la mayoría de los modelos CMIP5 subestiman la TSM sobre el Pacífico este (E), lo cual podría limitar la caracterización de la no-linealidad de El Niño central y oriental. También se muestra que 8 de los 21 modelos históricos del CMIP5 que simulan un parámetro cuadrático negativo ($\alpha < 0$) también simulan la retroalimentación no-lineal de Bjerknes. Lo contrario no ocurre necesariamente. El reducido número de modelos CMIP5 que simulan la retroalimentación no-lineal de Bjerknes se debe a que la mayoría de los modelos CMIP5 simulan una relación lineal entre C y las anomalías de esfuerzo del viento zonal sobre el océano Pacífico central.

Estos resultados nos permiten seleccionar ocho de los modelos CMIP5 que simulan dos características no-lineales de ENOS para estudiar la dinámica no-lineal de El Niño central y oriental e incluso sus impactos en las lluvias y temperaturas del Perú.

El artículo científico original se encuentra en: <https://rmets.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1002/joc.6998>

Palabras clave: La no-linealidad de ENOS (α), retroalimentación no-lineal de Bjerknes, El Niño central y oriental, CMIP5

AFILIACIÓN:

1- Instituto Geofísico del Perú, Lima, Perú

Citar como: Sulca, J., (2021). Dos características no-lineales de El Niño-Oscilación Sur (ENOS) en observaciones y modelos CMIP5. *Boletín científico El Niño, Instituto Geofísico del Perú*, Vol. 8 n.º 03, págs. 5-14.

INTRODUCCIÓN

El Niño-Oscilación Sur (ENOS) es un fenómeno oceánico-atmosférico que modula la variabilidad interanual del Pacífico tropical (Neelin et al., 1998) y al mismo tiempo las temperaturas y lluvias del resto del globo (Ropelewski & Halpert 1987). El Niño es la fase cálida de ENOS y La Niña es la fase fría. Las anomalías meteorológicas a gran escala asociadas con las condiciones de El Niño y La Niña se han documentado en todo el mundo a través de las teleconexiones atmosféricas y oceánicas (Ropelewski & Halpert 1987; Trenberth et al., 1998; McPhaden et al., 2006).

En la última década, el número de estudios sobre la dinámica no-lineal de los diferentes tipos de eventos de El Niño/La Niña ha aumentado (Takahashi et al., 2011; Capotondi et al., 2015; Takahashi & Dewitte, 2016). Capotondi et al. (2015) resaltaron que la mayoría de los estudios identifica la diversidad de El Niño a través de los patrones de la temperatura superficial del mar (TSM) del Pacífico ecuatorial. Takahashi et al. (2011) encontraron que la superposición de la variabilidad del Pacífico central y oriental —identificados con los índices C y E, respectivamente— describen la variabilidad de la TSM del Pacífico ecuatorial.

Utilizando los índices C y E, Takahashi & Dewitte (2016; en adelante TD16) mostraron que, comparando observaciones con simulaciones largas del modelo acoplado GFDL CM2.1, los episodios extremos de El Niño tienen comportamientos dinámicos bastante diferenciados. En TD16 se propone que la retroalimentación de Bjerknes (*i. e.*, las superficie oceánicas que se calientan inducen anomalías de vientos del oeste que luego contribuyen al calentamiento inicial) es un proceso no-lineal en el Pacífico tropical central y oriental que explica cómo los episodios moderados de El Niño se intensifican para convertirse en episodios extremos de El Niño cuando la temperatura (T) supera un valor crítico (T_c) llamado C_{crit} y E_{crit} en el Pacífico tropical central y oriental, respectivamente. El umbral E_{crit} está asociado con la activación de la convección profunda de gran escala sobre la región más oriental del Pacífico tropical, la cual es climatológicamente fría, una vez que T_c excede 26°C (Jauregui & Takahashi, 2018).

Las simulaciones preindustriales son simulaciones acopladas control para el periodo preindustrial (1850-1900). Estas simulaciones se caracterizan por la prescripción del uso del suelo y la prescripción de la concentración de diferentes tipos de gases y aerosoles (*i. e.*, ellos no evolucionan). Trabajando con simulaciones preindustriales (piControl, ~500 años) de los modelos climáticos globales (GCM, siglas en inglés) acoplados del Proyecto de Intercomparación de modelos acoplados en fase 5 (CMIP5, por sus siglas en inglés) (Taylor et al., 2012; <https://pcmdi.llnl.gov/mips/cmip5/>), Karamperidou et al. (2017) definieron el parámetro α para cuantificar una característica no-lineal de ENOS en el clima presente. El parámetro α es el coeficiente principal del ajuste cuadrático de la forma $PC2 = \alpha \times PC1^2 + b \times PC1 + c$ en el plano $PC1-PC2$. Los autores encontraron que los modelos de circulación general con α mayores a -0.12 (α_{obs}) simulan la retroalimentación de ENOS en estrecha concordancia con las observaciones. Además,

los GCMs con α cercanos a cero o positivos tergiversan en gran medida la retroalimentación de la termoclina y subestiman la amortiguación termodinámica sobre el Pacífico oriental.

El objetivo principal de este estudio es describir las dos características no-lineales del ENOS en observaciones y en los modelos CMIP5 usando las metodologías propuestas en Takahashi & Dewitte (2016) y Karamperidou et al. (2017). Los resultados de este estudio permitirán identificar los modelos CMIP5 más adecuados para estudiar la dinámica no-lineal de ENOS y la estructura vertical de la convección profunda asociadas a episodios extremos de El Niño en el Pacífico este, generando así nuevas herramientas para el monitoreo del fenómeno El Niño.

DATOS Y METODOLOGÍA

Para describir el cambio de la TSM, se utilizó el conjunto de datos denominado Extended Reconstructed Sea Surface Temperature (ERSST v4; Huang et al., 2014). El conjunto de datos de ERSST v4 tiene una resolución horizontal de $2^\circ \times 2^\circ$ y está disponible desde enero de 1854 hasta marzo del 2020.

Este estudio utilizó los índices C y E de El Niño (Takahashi et al., 2011) para la caracterización de las anomalías de la TSM del Pacífico central y oriental, respectivamente. Estos índices se calcularon a partir de los datos de ERSST v3b y están disponibles en el sitio web de IGP (<http://met.igp.gob.pe/datos/EC.txt>). La ventaja de incluir los índices C y E es su relación lineal deficiente entre ellos.

Se utilizó los datos de TSM, esfuerzo de viento zonal y OLR de las simulaciones AMIP e históricas de los modelos del proyecto CMIP5. Todos los datos grillados son interpolados bilinealmente a una resolución de $2.5^\circ \times 2.5^\circ$.

Para medir una de las características no-lineales del ENOS en las observaciones y simulaciones AMIP e históricas de los modelos CMIP5, se utilizó la métrica α (Karamperidou et al., 2017). El parámetro cuadrático α es el coeficiente principal del ajuste cuadrática de la relación entre las dos primeras componentes principales de la TSM (PC1 y PC2), la cual presenta la siguiente ecuación:

$$PC2 = \alpha \times PC1^2 + b \times PC1 + c \quad (1)$$

Para comparar la no-linealidad de los índices C y E entre las observaciones y simulaciones AMIP e históricas del CMIP5, se definieron dos índices de anomalías de esfuerzo de viento zonal (τ_{uu} , $N\ m^{-2}$) y radiación de onda larga saliente (OLR, por sus siglas en inglés $W\ m^{-2}$) sobre el Pacífico central y oriental ($160^\circ - 130^\circ W$, $5^\circ S - 5^\circ N$ y $150^\circ E - 180^\circ W$, $5^\circ S - 5^\circ N$, respectivamente). Luego, ambos índices se estandarizaron para homogenizar la escala de las observaciones y todos los modelos CMIP5 para la comparación entre ellos.

Para establecer si las simulaciones AMIP e históricas de los modelos CMIP5 reproducen la no-linealidad de la convección profunda asociada a eventos extremos a El Niño sobre la parte central y oriental del Pacífico ecuatorial, se utilizó el parámetro no-lineal ($\frac{H_i}{I_o}$) asociado con la retroalimentación no-lineal de Bjerknes propuesto en TD16. El parámetro ($\frac{H_i}{I_o}$) es definido como la razón de las pendientes de las tendencias de los índices de esfuerzo de viento zonal (τ_{uu}) y OLR por encima (H_i) y por debajo (I_o) de las temperaturas críticas (E_{crit} y C_{crit}). Se realizó una regresión lineal por partes para identificar los valores críticos y el parámetro ($\frac{H_i}{I_o}$) en las simulaciones AMIP e históricas de los modelos CMIP5. Se utilizó una herramienta del MATLAB llamada ARESLab (Jekabsons, 2015; www.cs.rtu.lv/jekabsons/regression.html).

RESULTADOS

EL PARÁMETRO CUADRÁTICO α EN LOS MODELOS CMIP5

La Figura 1 muestra el amplio rango de valores del parámetro cuadrático α entre los GCMs del CMIP5 comparados con las observaciones (Figura 1a). Los datos ERSSTv3b y quince de los 23 modelos CMIP5 simulan α negativo, mientras que los GCMs restantes presentan α positivo (Figura 2). La Figura 2 también muestra que 15 modelos simulan valores negativos de α menores a $-0,1$. Catorce de los modelos CMIP5 simulan valores menores a -0.12 (CNRM-CM5, CNRM-CM5-2, FIO-ESM, CCSM4, GFDL-CM3, HadCM3, GISS-E2-H, BNU-ESM, IPSL-CM5B-LR, CMCC-CMS, CISS-E2-R-CC, GISS-E2-R, CMCC-CESM y GFDL-ESM2M), mientras que el modelo CanESM2 tiene un α negativo pero cercano a cero. Estos resultados muestran que 14 de 23 GCMs acoplados del proyecto CMIP5 simulan el parámetro cuadrático α , lo que evidencia que la simulación de esta característica no-lineal de ENOS en los modelos climáticos globales acoplados sigue siendo un gran desafío. Estos mismos resultados también sugieren una diferencia en la simulación de las retroalimentaciones oceánicas, que afectan la profundidad de la termoclina y la intensidad de la TSM, durante eventos extremos de El Niño. Esto es concordante con lo documentado para las simulaciones piControl de los modelos CMIP5 en Karamperidou et al. (2017). Sin embargo, estas diferencias en la profundidad de la termoclina se presentarán en los próximos números de este Boletín.

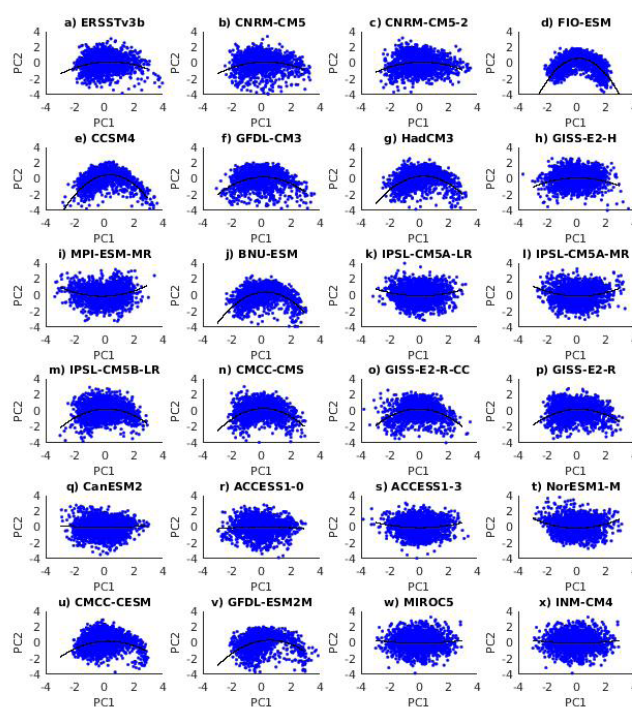


Figura 1. Plano de las dos primeras componentes principales (PC1, PC2) de las anomalías mensuales de TSM en el Pacífico ecuatorial en (a) ERSST v3b y (b – x) simulaciones históricas del proyecto CMIP5, con las curvas cuadráticas ajustadas. El análisis EOF se calcula en el Pacífico tropical limitado latitudinalmente por 10°S-10°N. Figura adaptada de Sulca (2021).

Tabla 1. Los valores críticos (C_{crit} y E_{crit}) y los parámetros ($\frac{H_i}{I_o}$) para los índices del esfuerzo de viento zonal ($N m^{-2}$) y OLR ($W m^{-2}$) asociados con los índices de El Niño del Pacífico (C y E). En negrita representan los modelos CMIP5 que simulan el comportamiento no-lineal en los dos índices de El Niño del Pacífico (C y E). Este análisis está basado en simulaciones AMIP del CMIP5 para el período 1979-2008. Tabla adaptada de Sulca (2021).

Modelo	AMIP							
	C				E			
	tauu		OLR		tauu		OLR	
	C_{crit}	$(\frac{H_i}{I_o})$	C_{crit}	$(\frac{H_i}{I_o})$	E_{crit}	$(\frac{H_i}{I_o})$	E_{crit}	$(\frac{H_i}{I_o})$
OBS	0	1.54	-0.12	1.98	1.59	3.3	1.49	3.68
ACCESS1-0	*	*	-0.22	1.2	1.51	2.07	1.65	4.32
ACCESS1-3	-0.41	2.11	-0.21	1.36	1.32	2.45	1.34	5.17
CanAM4	-0.48	2.1	*	*	1.39	2.25	1.45	3.54
CMCC-CM	*	*	*	*	*	*	**	**
CNRM-CM5	*	*	*	*	*	*	2.02	5.25
FGOALS	*	*	*	*	2.81	3.05	1.44	3.3
GFDL-CM3	0.1	1.6	-1.05	2.75	2.66	5.67	1.38	5.3
GISS-E2-R	*	*	*	*	1.3	4	1.32	3.61
HadGEM2	-0.35	1.53	*	*	2.46	2.99	3.34	12.78
INM-CM4	*	*	*	*	2.8	5.11	1.33	5.98
IPSL-CM5A-LR	-1.23	3.3	*	*	3.1	4.36	2.49	4.21
IPSL-CM5A-MR	*	*	*	*	1.14	2.16	*	*
IPSL-CM5B-LR	-0.39	3	**	**	*	*	**	**
MPI	-0.43	2.25	-1	2.02	1.14	1.42	0.84	2.7
MIROC5	*	*	*	*	1.37	2.76	1.75	3.46
MRI-CGCM3	*	*	*	*	1.77	2.21	1.39	3.61
Promedio	-0.4	2.18	-0.52	1.86	1.88	3.13	1.66	4.78

* representa un comportamiento lineal.

** representa un comportamiento complejo.

Tabla 2. Los valores críticos (C_{crit} y E_{crit}), el parámetro cuadrático α y los parámetros (H_{lo}) para los índices estandarizados del esfuerzo de viento zonal ($N\ m^{-2}$) y OLR ($W\ m^{-2}$) asociados con los índices de El Niño del Pacífico (C y E). En negrita se representan los modelos CMIP5 que simulan el comportamiento no-lineal en los dos índices de El Niño del Pacífico (C y E). Este análisis está basado en simulaciones históricas del CMIP5 para el período 1850-2005. Tabla adaptada de Sulca (2021).

Modelo	HISTÓRICO								
	α	C				E			
		tauu		OLR		tauu		OLR	
		C_{crit}	$\langle H_{lo} \rangle$	C_{crit}	$\langle H_{lo} \rangle$	E_{crit}	$\langle H_{lo} \rangle$	E_{crit}	$\langle H_{lo} \rangle$
OBS	-0.13	-0	1.54	-0.12	1.98	1.59	3.3	1.49	3.68
ACCESS1-0	-0.03	0.80	5.95	*	*	*	*	-0.37	1.8
ACCESS1-3	0.07	1.36	4.17	0.62	2.15	0.35	1.89	1.82	4.89
BNU	-0.36	0.41	2.94	-0.29	1.6	-0.43	1.5	0.1	2.26
CanESM2	0.02	0.7	6.1	-0.05	2.18	**	**	**	**
CCSM4	-0.44	-0.38	1.81	-0.83	1.96	-0.17	1.74	-0.2	4.32
CMCC-CESM	-0.18	0.49	2.51	0.28	2.75	1.67	2.51	1.28	17.8
CMCC-CMS	-0.28	-1.01	2.35	-1.39	3.51	2.91	17.62	1.32	9.21
CNRM-CM5	-0.14	0.45	2.22	-0.78	2.73	2.83	4.32	0.33	2.54
CNRM-CM5-2	-0.13	1.09	2.49	0.43	1.53	*	*	0.18	2.84
FIO	-0.59	0.23	3.33	*	*	-0.07	1.99	**	**
GFDL-CM3	-0.23	0.64	2.47	1.76	2.84	1.92	1.43	1.76	7.78
GFDL-ESM2M	-0.25	0.98	6.37	-0.1	5.48	1.05	1.85	0.69	6.83
GISS-E2-R-CC	-0.24	0.56	1.35	*	*	*	*	0.92	1.48
GISS-E2-R	-0.2	0.92	1.77	-1.13	1.57	-0.59	2.89	0.65	1.8
GISS-E2-H	-0.12	-0.3	*	-0.77	1.53	-0.88	1.31	1.68	2.77
HadCM3	0.07	-1.42	*	0.29	2.39	0.23	1.88	1.27	5.99
INMCM4	0.04	*	*	-0.31	1.62	2.15	2.01	*	*
IPSL-CM5A-LR	0.09	*	*	*	*	*	*	0.75	2.86
IPSL-CM5A-MR	0.12	*	*	*	*	0.915	2.27	1.42	3.87
IPSL-CM5B-LR	-0.23	0.03	1.87	-1.82	2.64	*	*	0.84	5.94
MIROC5	0.04	**	**	**	**	**	**	**	**
MPI-ESM-LR	0.14	-0.2	1.8	0.77	2.96	*	*	0.76	3.28
NorESM1-M	0.13	-1.27	*	*	**	**	**	0.11	3.57
Promedio	-0.12	0.28	3	-0.2	2.45	0.9	3.23	0.84	4.78

* representa un comportamiento lineal.

** representa un comportamiento complejo.

LA RETROALIMENTACIÓN NO-LINEAL DE BJERKNES EN LOS MODELOS CMIP5

Para el índice C, el conjunto de las simulaciones AMIP subestima los valores de TSM críticos y $\frac{H_i}{l_o}$ asociados con los índices de esfuerzo del viento zonal y OLR ($C_{crit - \tau_{uu}} = -0.4$ y $(\frac{H_i}{l_o})_{\tau_{uu}} = 2.18$, $C_{crit - OLR} = -0.52$ y $(\frac{H_i}{l_o})_{OLR} = 1.86$) en comparación con las observaciones ($C_{crit - \tau_{uu}} = 0$ y $(\frac{H_i}{l_o})_{\tau_{uu}} = 1.54$, $C_{crit - OLR} = -0.12$ y $(\frac{H_i}{l_o})_{OLR} = 1.98$) (Tabla 1). Por el contrario, el conjunto de las simulaciones históricas sobreestima los valores observados de TSM críticos y $\frac{H_i}{l_o}$ asociados con los índices de esfuerzo del viento zonal y OLR ($C_{crit - \tau_{uu}} = 0.28$, $(\frac{H_i}{l_o})_{\tau_{uu}} = 3$, $C_{crit - OLR} = -0.2$ y $(\frac{H_i}{l_o})_{OLR} = 2.45$) (Tabla 2). Estos resultados evidencian que los modelos AMIP y modelos CMIP5 inician la no-linealidad de la convección profunda sobre el Pacífico central a un TSM menor y mayor que el TSM crítico observado (C_{crit} ; TD16). Las simulaciones históricas presentan valores altos de C_{crit} porque tienen un sesgo frío de TSM sobre el Pacífico centro-occidental, el cual debilita la formación de convección profunda y minimiza el aumento de anomalías de esfuerzo del viento zonal en esta región (Kug et al., 2010).

Además, las Tablas 1 y 2 muestran que los 9 de 16 modelos AMIP y 10 de 23 modelos CMIP5 no simulan la relación no lineal observada entre C y τ_{uu} . Esta deficiencia está en concordancia con el predominio de la relación lineal entre el índice Niño 3.4 y la retroalimentación del esfuerzo de viento zonal en las simulaciones AMIP de CMIP5 (Bayr et al., 2018). Todos estos resultados muestran que los modelos AMIP e históricos de CMIP5 tienen una deficiencia para simular la no-linealidad de C. No obstante, esta no-linealidad es mejor reproducida en las simulaciones AMIP.

En cuanto al índice E, la Tabla 1 muestra que el conjunto de las simulaciones AMIP sobreestima los valores de la TSM crítica y el parámetro $\frac{H_i}{l_o}$ de los índices de esfuerzo del viento y OLR ($E_{crit - \tau_{uu}} = 1.88$, $(\frac{H_i}{l_o})_{\tau_{uu}} = 3.13$, $E_{crit - OLR} = 1.66$ y $(\frac{H_i}{l_o})_{OLR} = 4.78$) en comparación con las observaciones ($E_{crit - \tau_{uu}} = 1.59$, $(\frac{H_i}{l_o})_{\tau_{uu}} = 3.3$, $E_{crit - OLR} = 1.49$ y $(\frac{H_i}{l_o})_{OLR} = 3.68$; TD16). Por el contrario, el conjunto de las simulaciones históricas subestima los valores de la TSM crítica y el parámetro $(\frac{H_i}{l_o})$ para los índices E y C (i. e., $E_{crit - \tau_{uu}} = 0.9$, $(\frac{H_i}{l_o})_{\tau_{uu}} = 3.23$, $E_{crit - OLR} = 0.84$ y $(\frac{H_i}{l_o})_{OLR} = 4.78$) (Tabla 2). Estos resultados muestran que los modelos AMIP y modelos CMIP5 inician la convección profunda sobre el Pacífico oriental a un TSM mayor y menor que el Crit observado, respectivamente. Estos resultados también muestran que la mayoría de los experimentos AMIP e históricos del CMIP5 simulan el comportamiento no-lineal de E.

Tres de los 16 modelos AMIP (GFDL-CM2.1, MPI y ACCESS1-3) simulan la no-linealidad de ambos índices de El Niño (C y E) con las anomalías de esfuerzo de viento zonal y OLR (Tabla 1). Ocho de los 21 modelos históricos (BNU, CCSM4, CMCC-CESM, CMCC-CMS, CNRM5, GFDL-CM3, GFDL-ESM2M y GISS-E2-R) simulan la retroalimentación no-lineal de Bjerknes y no-linealidad de ENOS en ambos índices de El Niño (C y E) (Tabla 2). Estos resultados revelan que todos los modelos históricos que no pueden simular un parámetro cuadrático negativo (i. e., $\alpha < 0$) no simulan la no-linealidad de los índices de El Niño Pacífico (C y E). Sin embargo, los mismos resultados muestran que el modelo ACCESS1-3, que simula un parámetro cuadrático positivo ($\alpha > 0$, Figura 2), simula la no-linealidad de los índices C y E. Por lo tanto, los modelos históricos que simulan un parámetro cuadrático negativo ($\alpha < 0$) tienen una mayor probabilidad de simular la no-linealidad de los índices C y E.

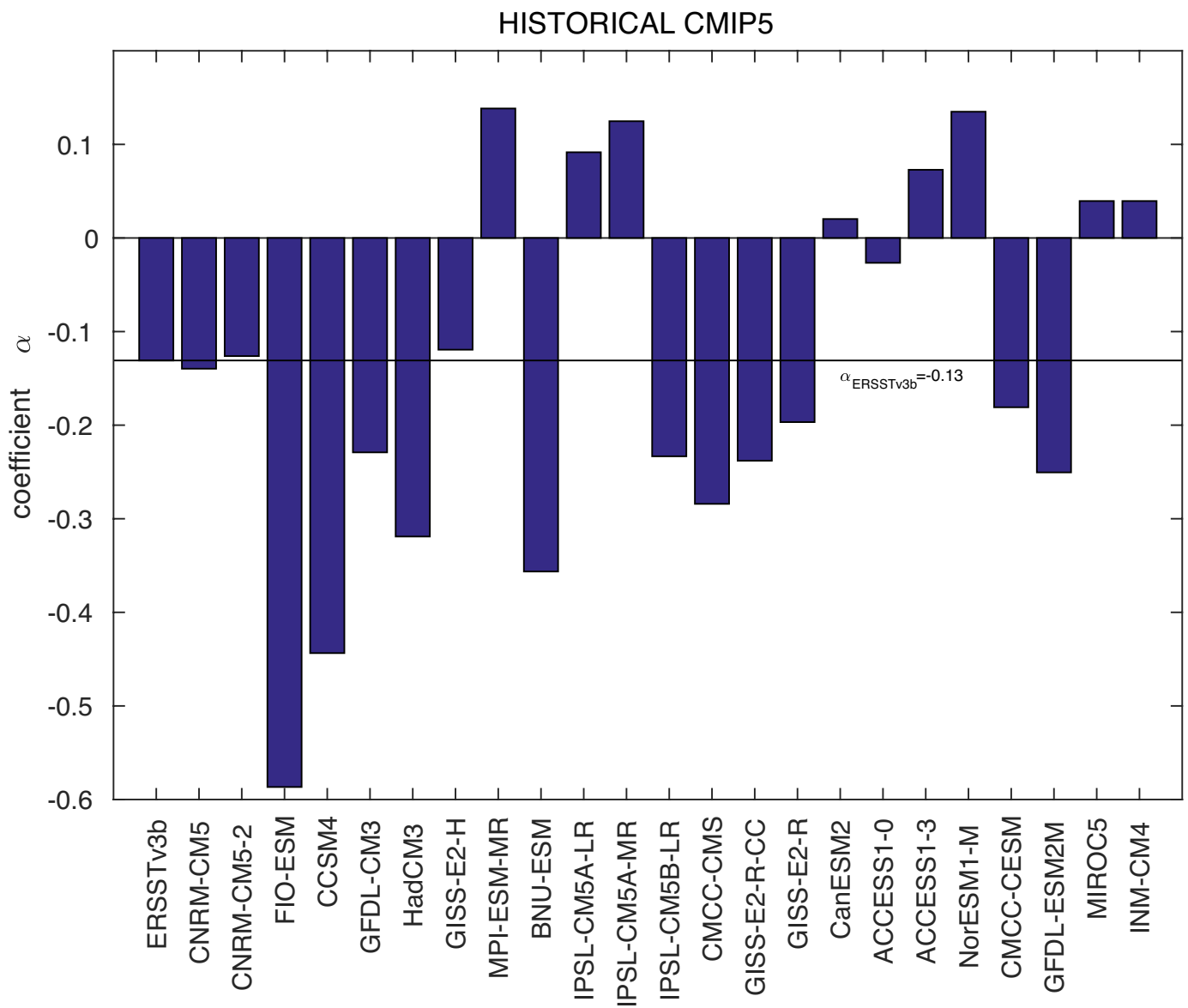


Figura 2. El parámetro cuadrático de no-linealidad (α) en las simulaciones históricas de los modelos CMIP5, definidos como el coeficiente principal del ajuste cuadrático en el plano PC1 y PC2 de anomalías de verano (diciembre-febrero) de la TSM en el dominio del Pacífico tropical. Las líneas negras representan el valor observado (datos ERSST v3b). Figura adaptada de Sulca (2021).

CONCLUSIONES

En un estudio anterior (TD16), se propuso la existencia de la retroalimentación no-lineal de Bjerknes como un proceso físico necesario para intensificar la actividad convectiva sobre el Pacífico tropical oriental que permita pasar de episodios moderados a extremos de El Niño. Sin embargo, la retroalimentación no-lineal no se verificó de manera concluyente porque los autores solo usaron el modelo acoplado GFDL CM2.1. Por otro lado, Karamperidou et al. (2017) propuso el parámetro cuadrático α para cuantificar otro tipo de no-linealidad de ENOS. Sin embargo, no existen estudios sobre la simulación de las dos características no-lineales del ENOS en los modelos CMIP5.

Tres de los 16 modelos AMIP y ocho de los 21 modelos históricos del CMIP5 simulan parámetro cuadrático negativo ($\alpha < 0$) y la no-linealidad de los dos índices de El Niño (C y E). Este reducido número de GCMs se debe a que todos los modelos históricos que simulan un parámetro cuadrático positivo ($\alpha > 0$) no simulan la no-linealidad de C y E, y los modelos históricos que simulan la no-linealidad de C y E no garantizan la simulación de parámetro cuadrático negativo ($\alpha < 0$). Por lo tanto, los GCMs que simulan un parámetro cuadrático negativo tiene una mayor probabilidad de simular la no-linealidad de los índices C y E.

Finalmente, solo ocho de 23 modelos CMIP5 (BNU, CCSM4, CMCC-CESM, CMCC-CMS, CNRM5, GFDL-CM3, GFDL-ESM2M y GISS-E2-R), basados en la simulación de las dos características no-lineales de ENOS, son los más adecuados para estudiar la dinámica no-lineal de El Niño central y oriental, así como, también, sus teleconexiones atmosféricas.

REFERENCIAS

Bayr, T., Latif, M., Dommenges, D., Wengel, C., Harlaß, J. and Park, W., (2018). Mean-state dependence of ENSO atmospheric feedbacks in climate models. *Climate Dynamics*, 50, 3171–3194. <https://doi.org/10.1007/s00382-017-3799-2>.

Behringer, DW., and Xue, Y., (2004). Evaluation of the global ocean data assimilation system at NCEP: The Pacific Ocean. Eighth Symposium on Integrated Observing and Assimilation Systems for Atmosphere, Oceans, and Land Surface, AMS 84th Annual Meeting, Washington State Convention and Trade Center, Seattle, Washington, 11–15. Available from: https://ams.confex.com/ams/84Annual/techprogram/paper_70720.htm

Capotondi, A., Wittenberg, AT., Newman, M., Di Lorenzo, E., Yu, J., Braconnot, P., Cole, J., Dewitte, B., Giese, B., Guilyardi, E., Jin, F., Karnauskas, K., Kirtman, B., Lee, T., Schneider, N., Xue, Y., and Yeh, S., (2015). Understanding ENSO diversity. *Bulletin of American Meteorological Society*, 96, 921–938. <https://doi.org/10.1175/BAMS-D-13-00117.1>.

Huang, B., Banzon, VF., Freeman, E., Lawrimore, J., Liu, W., Peterson, TC., Smith, TM., Thorne, PW., Woodruff, SD., and Zhang, H-M., (2014). Extended Reconstructed Sea surface temperature version 4 (ERSST.v4): part I. upgrades and Intercomparison. *Journal of Climate*, 28, 911–930. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-14-00006.1>.

Jauregui, YR., and Takahashi, K., (2018). Simple physical-empirical model of the precipitation distribution in the tropical oceans and the effects of climate change. *Climate Dynamics*, 50, 2217–2237. <https://doi.org/10.1007/s00382-017-3745-3>.

Jekabsons, G., (2015). *ARESLab: adaptive regression splines toolbox for Matlab/Octave v. 1.10.1*. Reference Manual.

Karamperidou, C., Jin, FF., and Conroy, JL., (2017). The importance of ENSO nonlinearities in tropical Pacific response to external forcing. *Climate Dynamics*, 49, 2695–2704. <https://doi.org/10.1007/s00382-016-3475-y>.

Kug, JS., Choi, J., An, SI., Jin, FF., and Wittenberg, A., (2010). Warm pool and cold tongue El Niño events as simulated by the GFDL 2.1 coupled GCM. *Journal of Climate*, 23, 1226–1239. <https://doi.org/10.1175/2009JCLI3293.1>.

McPhaden, MJ., Zebiak, SE., and Glantz, SE., (2006). ENSO as an integrating concept in Earth Science. *Science*. 314(5806): 1740–1745.

Neelin, J., Battisti, D., Hirst, A., Jin, F., Wakata, Y., Yamagata, T., and Zebiak, S., (1998). ENSO theory. *Journal of Geophysical Research*, 103, 14261–14290. <https://doi.org/10.1029/97JC03424>.

Ropelewski, CF., and Halpert, MS., (1987). Global and regional scale precipitation patterns associated with the El Niño/Southern Oscillation. *Monthly Weather Review*. 115: 1606–1626. [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1987\)115<1606:GARSPP>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1987)115<1606:GARSPP>2.0.CO;2).

Sulca, J., (2021). Evidence of nonlinear Walker circulation feedbacks on extreme El Niño Pacific diversity: Observations and CMIP5 models. *International Journal of Climatology*. <https://doi.org/10.1002/joc.6998>

Takahashi, K., Montecinos, A., Goubanova, K., and Dewitte, B., (2011). ENSO regimes: reinterpreting the canonical and Modoki El Niño. *Geophysical Research Letters*, 38(L10704). <https://doi.org/10.1029/2011GL047364>.

Takahashi, K., and Dewitte, B., (2016). Strong and moderate nonlinear El Niño regimes. *Climate Dynamics*, 46, 1627–1645. <https://doi.org/10.1029/2011GL047364>.

Taylor, KE., Stouffer, RJ., and Meehl, GA., (2012). An overview of CMIP5 and the experiment design. *Bulletin of American Meteorological Society*, 93, 485–498. <https://doi.org/10.1175/BAMS-D-11-00094.1>.

Trenberth, KE., Branstator, GW., Karoly, D., Kumar, A., Lau, N., and Ropelewski, C., (1998). Progress during TOGA in understanding and modelling global teleconnections associated with tropical sea surface temperatures. *Journal of Geophysical Research*. 103(C7), 14291–14324.

AVANCE DE INVESTIGACIÓN

IMPACTO DE LA VARIABILIDAD DE MESOESCALA EN EL BOMBEO DE EKMAN FRENTE A LA COSTA PERUANA

Fernando Campos¹, Ivonne Montes¹, Roger Manay¹ y Berlín Segura¹

RESUMEN

El bombeo de Ekman es un mecanismo que contribuye al afloramiento costero y es generado por el rotacional del esfuerzo del viento superficial. Este mecanismo es influenciado por la actividad de mesoescala que genera un efecto en el esfuerzo del viento vía dos procesos: la retroalimentación de la temperatura superficial del mar (TSM) y la modificación del viento debido a la corriente inducida por los vórtices. El presente estudio busca cuantificar los diferentes procesos que contribuyen al bombeo de Ekman haciendo uso de información extraída del modelo GLORYS12V1, para el océano, y del *reanalysis* ERA-Interim, para la atmósfera. Para fines prácticos se presentan los resultados de un día (01-01-2001), el cual brinda perspectivas de cómo la actividad de mesoescala influye tanto cerca a la costa como mar adentro. Los resultados preliminares, basados en un día típico, indican que las contribuciones al bombeo de Ekman, de los procesos en estudio, poseen similar magnitud, pero diferente distribución espacial. En particular, la contribución asociada a la TSM muestra un cambio en la dirección de la velocidad vertical dependiente de la polaridad del remolino y de la región interna/externa de esta estructura de mesoescala.

Palabras clave: Bombeo de Ekman, esfuerzo de vientos, corrientes geostróficas, remolinos

AFILIACIÓN:

1. Instituto Geofísico del Perú, Lima, Perú.

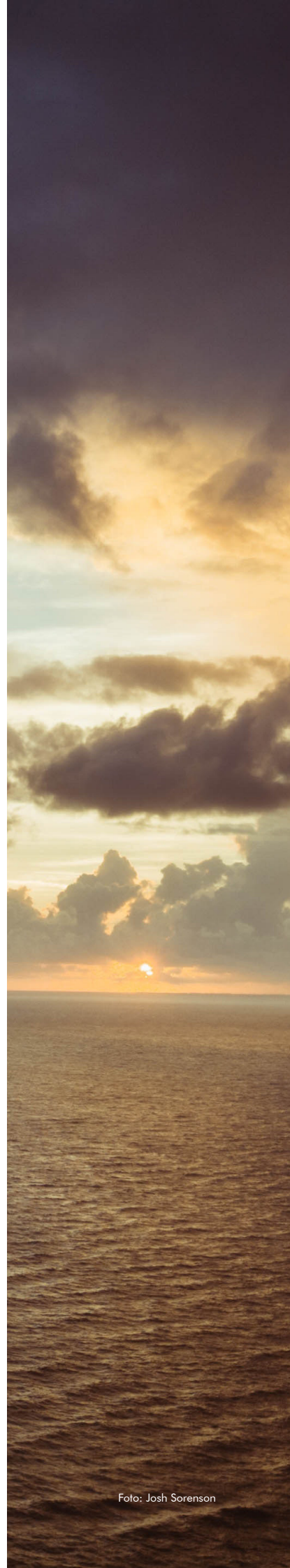
Citar como: Campos, F., Montes, I., Manay, R., Segura, B. (2021). Impacto de la variabilidad de mesoescala en el bombeo de Ekman frente a la costa peruana. *Boletín científico El Niño, Instituto Geofísico del Perú*, Vol. 8 n.º 03, págs. 15-21.

INTRODUCCIÓN

La costa peruana se caracteriza por tener aguas frías, menos salinas y ricas en nutrientes, lo cual mantiene una elevada productividad pesquera; de hecho, según Chávez et al. (2008), el 10 % de la captura de peces en todo el mundo proviene de esta región. El principal mecanismo físico asociado a esta intensa producción biológica es el transporte de Ekman (Sverdrup, 1942), generado por los vientos permanentes que fluyen de sur a norte paralelos a la costa. Estos vientos, denominados alisios, empujan las aguas superficiales lejos de la costa y provocan un desnivel en la superficie oceánica, así como un vacío cerca de la costa, lo que es compensado por aguas provenientes de capas subsuperficiales. Otro mecanismo asociado a la costa peruana es el denominado bombeo de Ekman, el cual es generado, básicamente, por el rotacional del esfuerzo del viento, el cual contribuye al afloramiento de las masas de agua en superficie. Estudios como el de Halpern (2002) muestran que este mecanismo se intensifica durante eventos El Niño y su variabilidad interanual puede jugar un papel importante durante el calentamiento a lo largo de la costa peruana.

Asimismo, en regiones donde la actividad de mesoescala es frecuente durante todo el año, el bombeo de Ekman es modificado por las corrientes inducidas por los vórtices. Se generan esfuerzos en superficie asociados a las velocidades relativas del viento respecto a las corrientes inducidas por los remolinos. Esta modificación en el esfuerzo en superficie conlleva a la generación de flujos ageostróficos involucrados en los movimientos verticales (McGillicuddy, 2016). Esta interacción, denominada viento-vórtice, se produce mediante dos procesos: 1) el efecto directo sobre el esfuerzo del viento causado por las corrientes superficiales que son impulsadas por los vórtices (Stern, 1965) y 2) la retroalimentación de la TSM que desestabiliza la capa límite atmosférica marina generando cizallamiento vertical en el viento (Chelton y Xie, 2010).

Ante la premisa expuesta, los sistemas de afloramiento de borde oriental, como es el caso de la costa peruana, pueden ser lugares idóneos para investigar este tipo de procesos oceánicos. Por tanto, el objetivo de esta investigación es cuantificar la contribución de cada término del bombeo de Ekman influenciado por los vórtices en la costa peruana.



DATOS

Tanto la información de la TSM como de las anomalías del nivel del mar fueron extraídas del producto global de alta resolución espacial GLORYS12v1 distribuido por el CMEMS (<https://marine.copernicus.eu/>). Este modelo oceánico presenta una resolución espacial horizontal de $1/12^\circ$ y salidas diarias, cubriendo el período entre el 1 de enero de 1993 y 25 de junio del 2019. Por otro lado, la velocidad zonal y meridional del viento fueron extraídas del producto de cada 6 horas de ERA-Interim (<https://www.ecmwf.int/en/forecasts/datasets/reanalysis-datasets/era-interim>), cubriendo el período entre el 1 de enero de 1979 y el 31 de agosto de 2019. La resolución espacial de los datos en esta investigación es de $1/8^\circ$. Más detalles técnicos sobre este modelo atmosférico se pueden consultar en Berrisford et al. (2011).

METODOLOGÍA

Dado que la investigación se enfocó en la variabilidad de mesoescala, se removió la tendencia presente en los datos del nivel del mar mediante un ajuste lineal. De igual forma se removió el ciclo anual y semianual, tanto de la TSM como del nivel del mar, empleando un ajuste armónico. De la información del nivel del mar, luego de eliminar la tendencia y los ciclos anual y semianual, se calculó la corriente geostrofica zonal y meridional considerando la ecuación de equilibrio geostrofico (Gill, 2016).

Para el cálculo de las contribuciones al bombeo de Ekman, se siguió la metodología descrita en Gaube et al. (2015), donde el bombeo de Ekman total (W_{tot}) es expresado por la contribución de la corriente al esfuerzo en superficie (W_{cur}) y la contribución del gradiente de la TSM con dirección transversal a la dirección del viento (W_{SST}). Así mismo, W_{cur} se descompone en tres contribuciones: 1) asociada al efecto de la corriente local al esfuerzo en superficie denominado bombeo de Ekman lineal (W_c), 2) asociada al esfuerzo en superficie actuando sobre el gradiente de vorticidad del remolino denominado bombeo de Ekman no lineal (W_ζ) y 3), asociada al efecto del plano β en la componente zonal del esfuerzo en superficie (W_β), el cual puede ser removido debido a que solo tiene efecto a escalas espaciales grandes (Seo et al., 2016).

$$W_{tot} = \frac{1}{\rho_0} \nabla \times \left(\frac{\tau}{f + \zeta} \right)$$

$$W_{tot} = W_{cur} + W_{SST}$$

$$W_{cur} = W_c + W_\zeta + W_\beta$$

$$W_{cur} = \frac{1}{\rho_0} \frac{\nabla \times \tau}{f + \zeta} + \frac{1}{\rho_0(f + \zeta)^2} \left(\tau^y \frac{\partial \zeta}{\partial x} - \tau^x \frac{\partial \zeta}{\partial y} \right) + \frac{\beta \tau^x}{\rho_0(f + \zeta)^2}$$

$$W_{SST} = \frac{\nabla \times \tau_{SST}}{\rho_0(f + \zeta)} \approx \frac{\alpha_c \nabla_c SST}{\rho_0(f + \zeta)}$$

Donde: $\rho_0 = 1026.5 \text{ kg m}^{-3}$, f es el parámetro de Coriolis, β es la variación latitudinal del parámetro de Coriolis, ζ es la vorticidad geostrófica, α_c es el coeficiente de acoplamiento con valor de $0.013 \text{ N m}^{-2} \text{ }^\circ\text{C}^{-1}$, ∇_c es el gradiente de la TSM con dirección antihoraria transversal al vector viento. τ representa el esfuerzo en superficie, generado por la velocidad relativa del viento respecto a las corrientes en superficie expresado según las ecuaciones propuestas por Gaube et al. (2015), y τ^* representa la componente zonal de este esfuerzo en superficie.

Finalmente, para enfocar la variabilidad de la mesoescala para cada contribución al bombeo de Ekman y al campo de velocidad geostrófica, se removió las escalas espaciales mayores a $6^\circ \times 6^\circ$ (Seo et al., 2016).

RESULTADOS

A continuación, se presentan los resultados de la energía cinética turbulenta en conjunto con los vectores de la velocidad geostrófica indicando regiones donde las estructuras de mesoescala se encuentran presentes, y modifican las condiciones oceánicas en ese determinado lugar (Figura 1). Luego, se exhibe la distribución espacial de cada contribución al bombeo de Ekman inducido por la actividad de los vórtices (Figura 2). Dado que el objetivo de la investigación es describir el impacto de la mesoescala en los movimientos verticales, se optó para fines prácticos mostrar los resultados para un día de análisis del 2001 (1 de enero del 2001).

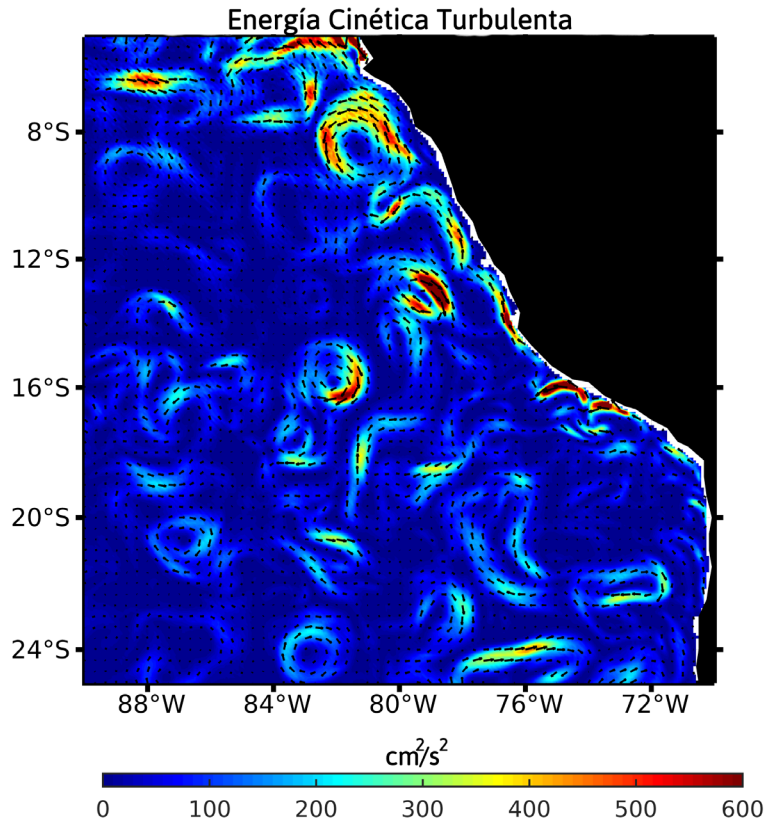


Figura 1. El sombreado representa la distribución espacial de la energía cinética turbulenta ($\text{cm}^2 \text{ s}^{-2}$). Las flechas negras representan la dirección de la velocidad geostrófica. Ambos parámetros son calculados a modo representativo para el 01-01-2021.

ENERGÍA CINÉTICA TURBULENTA

La distribución espacial de la energía cinética turbulenta (en $\text{cm}^2 \text{s}^{-2}$) de la Figura 1 presenta una gran cantidad de estructuras de mesoescala muy energéticas comparadas con el medio circundante. Además, la dirección de las corrientes geostóficas indica la presencia de estructuras circulares (remolinos) de diferentes tamaños y sentidos de giro, siendo más energéticas las localizadas cerca a la costa y al norte de los 12°S del dominio. De estas estructuras circulares, se destacaron 2 remolinos por su alta energía cinética turbulenta comparada con el resto de remolinos. El primero, de gran tamaño, se localiza a los 8°S , en la costa y con sentido de giro antihorario, mientras que el segundo se localiza a los 16°S , mar adentro, y con sentido de giro horario. Otra característica importante es que los bordes de todos los remolinos observados muestran valores de energía en el rango de ~ 150 a $500 \text{ cm}^2 \text{s}^{-2}$, siendo más energéticos que sus regiones internas. No obstante, otras estructuras de mesoescala destacan de las ya mencionadas, debido a que su energía estuvo en el rango aproximado de 400 a $500 \text{ cm}^2 \text{s}^{-2}$ cerca a la costa y 150 a $250 \text{ cm}^2 \text{s}^{-2}$ mar adentro (Figura 1).

CONTRIBUCIONES AL BOMBEO DE EKMAN INDUCIDAS POR LA MESOESCALA

El término bombeo de Ekman lineal (W_c), visto en la Figura 2a, presentó velocidades verticales positivas en el rango de ~ 0.3 a 0.4 m d^{-1} en casi toda la línea frente a la costa, disminuyendo su intensidad hasta $\sim 0.1 \text{ m d}^{-1}$ en una región donde la dinámica ecuatorial tiene mayor predominio (al norte de los 5°S). A esta franja cercana a la costa, con velocidades verticales positivas que indican afloramiento de aguas subsuperficiales, le sigue una región con velocidades negativas en un rango de ~ 0.1 a 0.2 m d^{-1} , indicando la existencia de regiones de hundimiento de aguas superficiales. Mar adentro, se presentaron regiones con afloramiento de aguas subsuperficiales y/o hundimiento de aguas superficiales, pero en menor medida comparada con la franja costera ya mencionada. El rango que presentó esta región fue de ~ -0.1 a 0.1 m d^{-1} . Por otro lado, la presencia de remolinos de mesoescala también se observó en este término, aunque en menor medida y, principalmente, mostrando velocidades negativas sin importar la dirección de giro de estos remolinos.

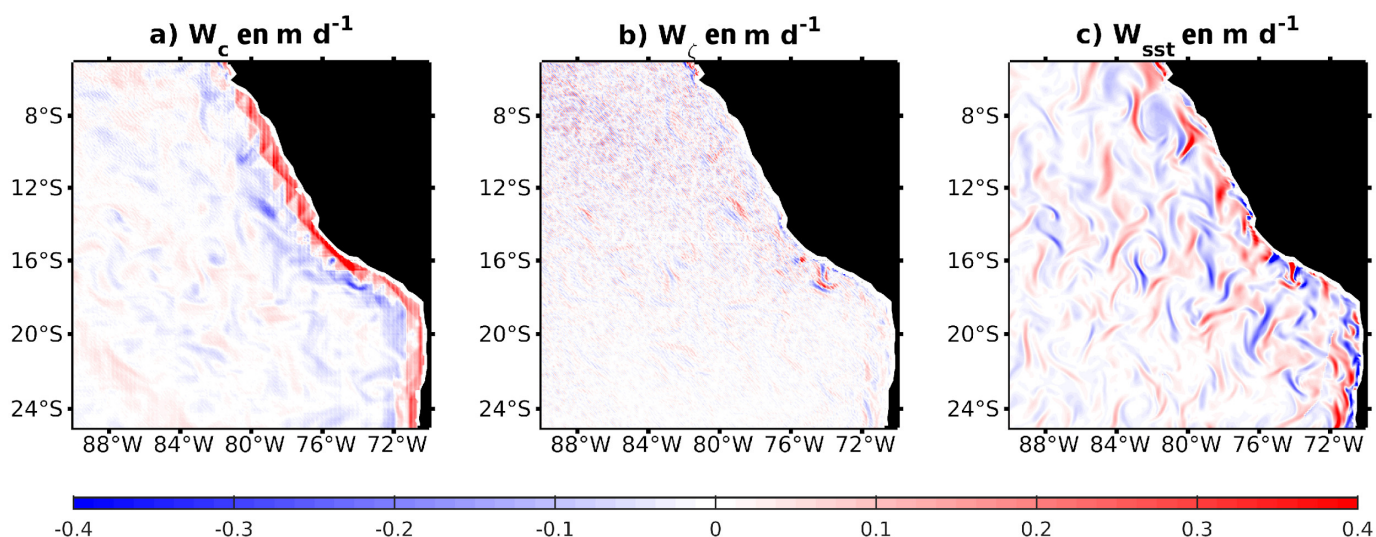


Figura 2. Distribución espacial de cada contribución al bombeo de Ekman inducido por la dinámica de la mesoescala: a) W_c representando el término lineal al bombeo de Ekman, b) W_c representando la parte no lineal del bombeo de Ekman y c) W_{sst} representando la contribución del gradiente de la TSM con dirección transversal a la dirección del viento. Todos los gráficos tienen unidades de m d^{-1} para el 01-01-2021.

Por su parte, el término no lineal al bombeo de Ekman (W_c) visto en la Figura 2b presentó velocidades verticales menos intensas que en los demás términos con un rango aproximado de -0.1 a 0.1 m d^{-1} . No obstante, en la costa a 16°S se observaron velocidades verticales intensas asociadas a la elevada energía cinética turbulenta observada en la misma región (Figura 1), con franjas de velocidades negativas seguido de velocidades positivas próximas a 0.2 m d^{-1} . Similar característica se presentó en la región donde la dinámica ecuatorial domina y en algunas regiones mar adentro.

A diferencia de los demás términos descritos, la contribución del gradiente de la TSM con dirección transversal a la dirección del viento (W_{ST}), visto en la Figura 2c, presentó un efecto marcado por la actividad de mesoescala, principalmente en regiones donde los remolinos de diferentes tamaños fueron observados. Además, en términos de intensidad, esta contribución tuvo similar magnitud a la de W_c pero distribuidos en todo el dominio de estudio. Otra característica importante a detallar es que las velocidades verticales dentro de los remolinos observados se vieron afectadas por el sentido de giro. Ejemplos notorios de esta característica son los dos remolinos detectados cerca a la costa al norte, donde su sentido de giro fue antihorario. Ambos casos presentaron velocidades verticales negativas en el rango de 0.1 a 0.2 m d^{-1} indicando hundimiento de aguas de superficie, además los bordes de estas estructuras presentaron velocidades positivas ligeramente más intensas en el rango de 0.2 - 0.3 m d^{-1} . Por otro lado, otros remolinos con el mismo sentido de giro horario, y localizados mar adentro, presentaron velocidades verticales muy pequeñas lo cual puede estar asociado a su menor tamaño o a su menor energía cinética turbulenta.

CONCLUSIONES

El estudio indicó que el término W_c presenta velocidades verticales positivas e intensas en una franja costera que cubre desde la frontera sur hasta una región donde la dinámica ecuatorial es dominante (5°S). Además, esta contribución a la velocidad vertical presentó valores negativos (hundimiento) en lugares donde se localizaron remolinos de diferente polaridad. Aparentemente, el sentido de giro que estos presenten no es relevante; no obstante, un análisis de la evolución temporal de remolinos, ayudaría a corroborar este resultado.

El término W_c por su parte tuvo una menor contribución a los movimientos verticales comparado con los demás términos mostrados, excepto en pequeñas regiones localizadas en la costa a los $\sim 12^\circ\text{S}$ y 16°S donde la energía cinética turbulenta fue muy elevada impulsando movimientos verticales muy intensos con diferente dirección en los flancos de esta posible estructura de mesoescala.

Por otro lado, el término W_{ST} mostró velocidades verticales tanto positivas como negativas en el mismo orden que W_c , lo que sugiere que este término es tan importante como el ya mencionado. Así mismo, la polaridad de los remolinos sí tuvo un impacto en la dirección de las velocidades verticales, siendo las regiones internas de remolinos con sentido de giro antihorario negativas y viceversa. Los bordes de estos remolinos por su parte mostraron signo diferente de la región al interior de los remolinos.

Para finalizar, un estudio extendido empleando métodos de seguimiento de remolinos, el cual se encuentra en desarrollo, brindará una visión más amplia del impacto de la dinámica de mesoescala a escalas de tiempo más largas y sus efectos sobre los diferentes ciclos biogeoquímicos y ecosistemas marinos.

REFERENCIAS

- Berrisford, P., Dee, D., Poli, P., Brugge, R., Fielding, K., Fuentes, M., ... & Simmons, A. (2011). *The ERA-Interim archive*, version 2.0.
- 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. *Progress in Oceanography*, 79 (special issue 2-4), 95-105.
- Chelton, D.B., & Xie, S.P. (2010). Coupled ocean-atmosphere interaction at oceanic mesoscales. *Oceanography*, 23(4), 52-69.
- Gaube, P., Chelton, D.B., Samelson, R.M., Schlax, M.G., & O'Neill, L.W. (2015). Satellite observations of mesoscale eddy-induced Ekman pumping. *Journal of Physical Oceanography*, 45(1), 104-132.
- Gill, A. E. (2016). *Atmosphere-ocean dynamics*. Elsevier.
- Good, S., Fiedler, E., Mao, C., Martin, M. J., Maycock, A., Reid, R., ... & Worsfold, M. (2020). The current configuration of the OSTIA system for operational production of foundation sea surface temperature and ice concentration analyses. *Remote Sensing*, 12(4), 720.
- Halpern, D. (2002). Offshore Ekman transport and Ekman pumping off Peru during the 1997–1998 El Nino. *Geophysical research letters*, 29(5), 19-1.
- McGillicuddy Jr, D.J. (2016). Mechanisms of physical-biological-biogeochemical interaction at the oceanic mesoscale. *Annual Review of Marine Science*, 8, 125-159.
- Seo, H., Miller, A.J., & Norris, J.R. (2016). Eddy–wind interaction in the California Current System: Dynamics and impacts. *Journal of Physical Oceanography*, 46(2), 439-459.
- Stern, M.E. (1965). Interaction of a uniform wind stress with a geostrophic vortex. In *Deep Sea Research and Oceanographic Abstracts* (Vol. 12, No. 3, pp. 355-367). Elsevier.
- Sverdrup, H.U., Johnson, M.W., & Fleming, R.H. (1942). *The Oceans: Their physics, chemistry, and general biology* (Vol. 1087). New York: Prenti

RESUMEN DEL INFORME TÉCNICO DE EL NIÑO

PP n.º 068/EL NIÑO-IGP/2021-2



Foto: Roger Manay

Para el mes de enero de 2021, según el valor del Índice Costero El Niño (ICEN), se presentó la condición climática neutra (-0.86°C), la misma condición se observa en los valores temporales del ICEN (ICENtmp) de los meses de febrero y marzo. Por otro lado, para el Pacífico central, el valor del Índice Oceánico Niño (ONI, por sus siglas en inglés) para el mes de enero de 2021 (-1.06°C) presenta la condición fría moderada, mientras que los valores temporales del ONI para febrero y marzo muestran condiciones frías débiles.

En el mes de febrero se continuó observando pulsos de viento del oeste en la zona oriental del Pacífico, los cuales habrían reforzado a otra onda de Kelvin cálida, que se habría formada por la reflexión de una onda de Rossby, la cual continuó impactando la costa peruana en el mes de febrero. Por otra parte, se observa que el paquete de ondas de Kelvin frías, formado por pulsos de viento del este durante la quincena del mes de enero, según la información *in situ* y satelital, se habría debilitado en su trayectoria hacia la costa americana.

Las predicciones numéricas de los siete modelos climáticos de NMME, inicializados con la información oceánica y atmosférica del mes de marzo de 2021, continúan indicando en promedio y hasta setiembre de 2021 valores por debajo de su normal, pero sin llegar al rango de las condiciones frías débiles frente a la costa peruana. En el Pacífico central, la mayoría de los modelos indican que el fin del evento La Niña se daría entre abril y mayo del 2021, pero luego muestran una tendencia negativa. Cabe señalar que los pronósticos de estos modelos más allá de abril o mayo son menos precisos debido a la barrera de predictibilidad.

Puede acceder al informe técnico de El Niño 2021-02 en el siguiente link:
<https://repositorio.igp.gob.pe/handle/20.500.12816/4932>

RESUMEN DEL COMUNICADO OFICIAL ENFEN n.º 03-2021

CALLAO, 12 DE MARZO DE 2021

ESTADO DEL SISTEMA DE ALERTA: **NO ACTIVO¹**

La Comisión Multisectorial del ENFEN mantiene el estado del “Sistema de alerta ante El Niño y La Niña Costeros” como “No activo”, debido a que la temperatura superficial del mar en la región Niño 1+2, que incluye la zona norte y centro del mar peruano, se mantendría en promedio dentro de su rango normal, al menos hasta junio del 2021, con núcleos cálidos de corta duración en lo que queda del verano, que podrían contribuir a la ocurrencia de algunas lluvias intensas en la costa norte.

Por otro lado, se espera que La Niña en el Pacífico central finalice entre abril y mayo de 2021; sin embargo, aún podría contribuir a la ocurrencia de lluvias superiores a lo normal en la selva nororiental del país, principalmente en lo que resta de marzo.

La Comisión Multisectorial del ENFEN continuará monitoreando e informando sobre la evolución de las condiciones oceánicas y atmosféricas, y actualizando sus perspectivas.



ESTUDIO NACIONAL DEL FENÓMENO “EL NIÑO”

COMISIÓN MULTISECTORIAL
ENCARGADA DEL ESTUDIO NACIONAL
DEL FENÓMENO “EL NIÑO” (ENFEN)
DECRETO SUPREMO n.º 007-2017-PRODUCE

¹ El Estado del Sistema de Alerta “No Activo” se da en condiciones neutras o cuando la Comisión ENFEN espera que El Niño o La Niña costera están próximos a finalizar.

Puede acceder al Comunicado Oficial del ENFEN n.º 03-2021 en el:
<http://enfen.gob.pe/download/comunicado-oficial-enfen-n-03-2021/>
<https://repositorio.igp.gob.pe/handle/20.500.12816/4928>

Redes IGP:

<https://www.gob.pe/igp>

 <https://web.facebook.com/igp.peru>

 https://twitter.com/igp_peru

 https://www.youtube.com/c/IGP_videos