

Modelo físico-empírico de la precipitación sobre los océanos tropicales

Yakelyn R. Jauregui, Ken Takahashi
Instituto Geofísico del Perú

La precipitación mensual (P) sobre los océanos tropicales está estrechamente relacionada con la temperatura superficial del mar (TSM). Las precipitaciones intensas generalmente coinciden con TSM mayor que 27°C (Fig. 1a; Bjerknes, 1969; Manabe et al., 1974; Xie 2004). Una evaluación más detallada entre ambas variables muestra que P no es sensible a la TSM cuando esta es menor que un valor crítico de TSM (Tc) de 26°C; mientras que incrementa abruptamente cuando TSM excede Tc, para luego disminuir cuando la TSM excede 30°C (Fig. 1e).

Esta relación no lineal entre TSM y P ha sido confirmada con diferentes medidas de la convección como por ejemplo, intensidad nubosa (Gadgil et al., 1984), radiación de onda larga (Graham and Barnett 1987; Zhang, 1993), frecuencia de reflectividad de nubes (Waliser et al., 1993), y energía potencial convectiva disponible (Williams and Renno 1993; Fu et al., 1994; Bhat et al., 1996), ha sido usada como base para esquemas simples de parametrización para estimar P usando TSM (Kleeman, 1991; Wang and Li 1993; Xie and Philander 1994; Back and Bretherton 2009).

Para que la existencia de un umbral de TSM y la convección ocurran han sido asociada con la energía de inhibición convectiva (CIN) que la atmósfera requiere para activar la convección, este proceso está muy relacionado con la estabilidad vertical (Lau and Shen 1988; Johnson and Xie 2010; Johnson and Kosaka 2016).

Modelo físico empírico

En este artículo, basado en Jauregui y Takahashi (2016), mostraremos cómo esta relación no lineal se usó para formular y evaluar la utilidad de un modelo físico empírico (MFE) para describir la distribución espacial de P sobre los océanos tropicales dada la TSM.

MFE es esencialmente un esquema de parametrización simple que permite estimar la lluvia mensual dado un valor de la TSM y está conceptualmente basado en la idea de CIN como

factor limitante de la convección profunda. El MFE tiene 4 parámetros, la temperatura crítica a partir del cual P incrementa linealmente con la TSM (Tc) con una razón a1 hasta llegar a Tp90, por encima de la cual P disminuye con TSM con razón a2 hasta llegar a cero. Asimismo, se implementó una versión de MFE con la misma Tc y a1 pero tomando $Tp90 \rightarrow \infty$ llamado MFE2. Los dos modelos simples se visualizan en la Fig. 1e.

Diferentes productos observacionales

Actualmente existen muchos productos "observacionales". Sin embargo, estos son obtenidos de observaciones incompletas en el espacio y tiempo de diferente tipo (*in situ*, satélites), integrados e interpolados usando diferentes métodos. Debido a esto último, es de esperarse que existan diferencias entre ellos y por lo tanto usamos distintas fuentes de TSM y P mensuales y grillados (Tabla 1) para implementar el MFE y evaluar su sensibilidad a estos, así como a diferentes periodos de tiempo: 1998-2008 (11 años), 1998-2015 (18 años) y 1979-2008 (30 años).

Tabla 1: Conjunto de datos observacionales

Variable	Producto	Grilla	Periodo
TSM	GPCP	2.5° × 2.5°	1979-2015
	CMAP	2.5° × 2.5°	1979-2015
	TRMM	0.25° × 0.25°	1998-2015
P	AMIP-SST	1° × 1°	1979-2008
	ERSST	2.5° × 2.5°	1979-2015
	OI SST	1° × 1°	1981-2015
	HadISST	2.5° × 2.5°	1979-2015

El MFE reproduce relativamente bien la distribución espacial del promedio de P en todas las combinaciones de productos y las correlaciones espaciales varían entre 0.7 y 0.8. A manera de ejemplo solo se discutirá la distribución espacial de combinación AMIP-SST y GPCP (1979-2008). La distribución espacial de P promedio obtenido de MFE (Fig. 1b) es similar al observado (Fig. 1a), con un coeficiente de correlación espacial de 0.76 (0.74 para MFE2; Fig. 1c), esta alta correlación no es sorprendente, ya que la hipótesis inicial establece que P está estrechamente vinculado a la TSM. Es importante mencionar que un modelo lineal de la forma $P=aTSM+b$, con el mismo número de parámetros que MFE2 produce menor correlación espacial (0.69). Un resultado inesperado es que MFE tiene la habilidad de reproducir la zona de convergencia intertropical (ZCIT) ubicada en el Pacífico sur-este. Sin embargo, el MFE subestima P especialmente en la ZCIT (hasta en 40% en el Pacífico este), debido a que no incluye el efecto de la convergencia de humedad que incrementa P en estas regiones (Back y Bretherton, 2009).

Además, el MFE tampoco logra reproducir la orientación diagonal de la zona de convergencia del Pacífico Sur (ZCPS) pues depende de los flujos secos del sur-este (Takahashi y Battisti, 2007; Lintner y Neelin, 2008) y de los sistemas a escala sinópticas de latitudes medias (Widlansky et al., 2010). Por otro lado, P es sobre-estimado en el mar del Caribe y Arábico asociado con altos valores de TSM sobre Tc.

Entre las diferentes fuentes de datos, el promedio de P y TSM sobre los océanos tropicales (20°S - 20°N) y su correspondiente desviación estándar (σ_P and σ_T) varían sustancialmente, CMAP produce aproximadamente 15% más P promedio y σ_P que GPCP y TRMM se ubica entre ellos (Fig. 2a), consistente con previos estudios (Yin et al., 2004), mientras que TSM promedio de AMIP-SST es alrededor 0.3°C , 0.4°C y 0.5°C menor que HadISST, ERSST y OI SST, respectivamente (Fig. 2a). Las diferencias de P (1-2%) y TSM (0.1 - 0.2°C) promedio son relativamente pequeños en diferentes periodos de tiempo para un mismo conjunto de datos (Fig. 2a).

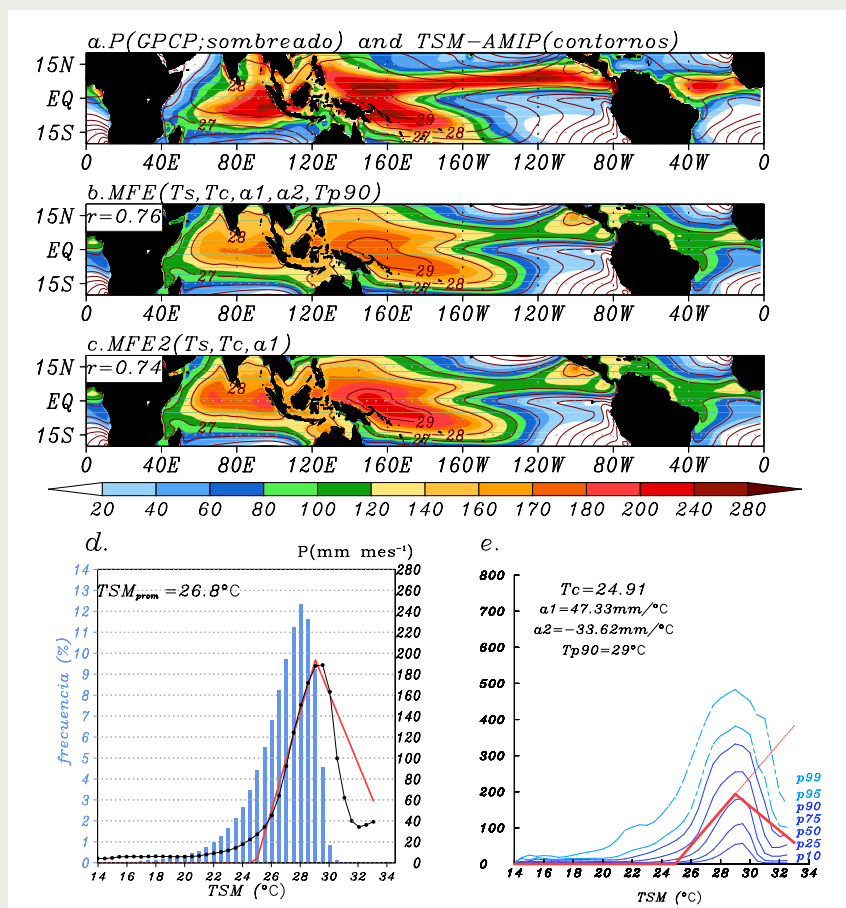


Figura 1. (a) P (sombreada; mm/mes de GPCP) y TSM ($^{\circ}\text{C}$; AMIP-SST) promediada (1979-2008), (b) Igual que a pero P promedio estimado con MFE, (c) similar a b pero P promedio estimado con MFE2, (d) Histograma de TSM dividido en 0.5°C , P promedio para cada TSM (línea negra, línea roja para MFE), (e) Diagrama de dispersión entre TSM y P mensual de observaciones (azul) y P de MFE (línea roja gruesa) y P de MFE2 (línea roja delgada); las líneas azules (celestes) son los percentiles 10, 25, 50, 75 y 90 (95 y 99) de P para cada TSM dividido en 0.5°C .

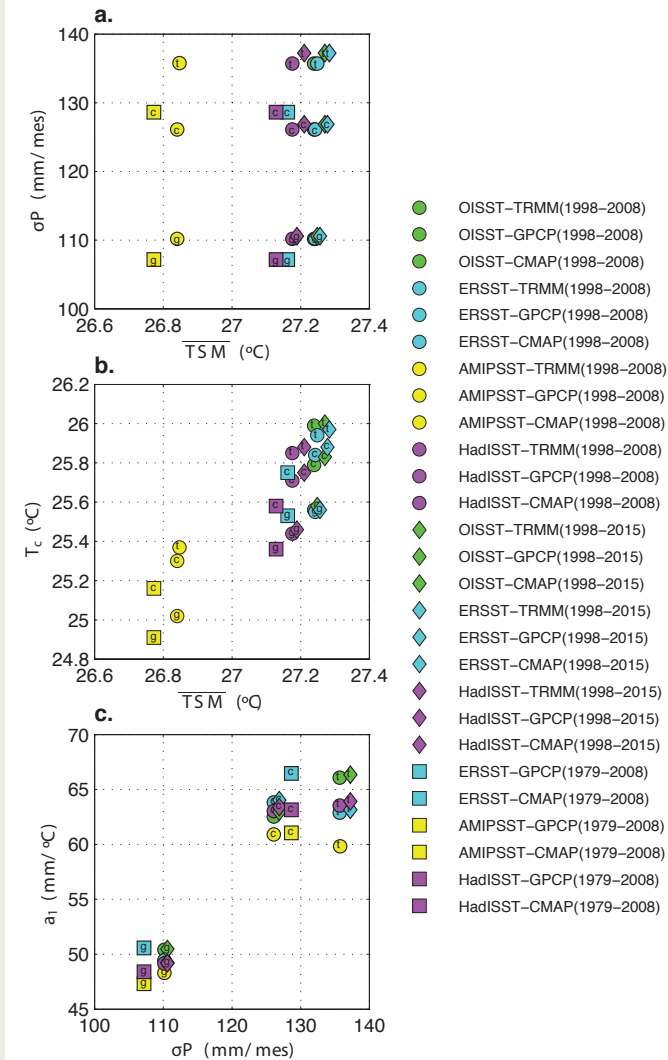


Figura 2. Diagrama de dispersión entre (a) T_c y σP , (b) TSM promedio y T_c , (c) σP y la pendiente (a_1). Los círculos corresponden al periodo 1998-2008 (11 años), los diamantes al periodo 1998-2015 (18 años), y cuadrados para 1979-2008 (30 años). Los colores indican la fuente de TSM: verde para OISST, cyan para ERSST, amarillo para AMIP y fucsia para HadISST. Las letras minúsculas en cada marcador indican la fuente de P: g para GPCP, t para TRMM y c para CMAP.

Referencias:

Back, L.E., Bretherton, C.S. (2009), A simple model of climatological rainfall and vertical motion patterns over the tropical oceans. *J Clim* 22:6477-6497.

Bhat, G.S., Srinivasan, J., Gadgil, S. (1996), Tropical deep convection, convective available potential energy and sea surface temperature. *J Meteor Soc Japan* 74:155-166.

Bjerknes, J. (1969), Atmospheric teleconnections from the equatorial Pacific. *Mon Wea Rev* 97:163-172.

Fu, R.A., Del Genio, D., and Rossow, W. (1990), Behavior of deep convective clouds in the tropical Pacific deduced from ISCCP radiance. *J Clim* 3:1129-1152.

Gadgil, S., Joseph, P.V., Joshi, N.V. (1984), Ocean-atmosphere coupling over monsoon regions. *Nature* 312:141-143.

Graham, N., Barnett, T.P. (1987), Observations of sea surface temperature and convection over tropical oceans. *Science* 238:657-659.

Jauregui, Y.R., Takahashi, K. (2016), Simple physical-empirical model of the precipitation distribution in the tropical oceans and the effects of climate change. *Sometido a Climate Dynamics*.

Johnson, N.C., Xie, S.P. (2010), Changes in the sea surface temperature threshold for tropical convection. *Nat Geosci* 3:842-845.

Johnson, N.C., Kosaka, Y. (2016), The impact of eastern equatorial Pacific convection on the diversity of boreal winter El Niño teleconnection patterns. *Clim Dyn* doi:10.1007/s00382-016-3039-1.

Kleeman, R. (1991), A simple model of the atmospheric response to ENSO sea surface temperature anomalies. *J Atmos Sci* 48:3-18.

Lau, K.M., Shen, S. (1988), On the dynamics of intraseasonal oscillations and ENSO. *J Atmos Sci* 45:1781-1797.

Lintner, B.R., Neelin, J.D. (2008), Eastern margin variability of the South Pacific Convergence Zone. *Geophys Res Lett*. doi:10.1029/2008GL034298.

Manabe, S., Hahn, D.G., Holloway, J.L. (1974), The seasonal variation of the tropical circulation as simulated by a global model of the atmosphere. *Journal of Atmospheric Science* 31:43-83.

Takahashi, K., Battisti, D.S. (2007), Processes controlling the mean tropical Pacific precipitation pattern. Part II: The SPCZ and the southeast Pacific dry zone. *J Clim* 20:5696-5706.

Waliser, D.E., Graham, N.E., Gautier, C. (1993), Comparison of the highly reflective cloud and outgoing long-wave radiation datasets for use in estimating tropical deep convection. *J Clim* 6:331-53.

Wang, B., Li, T. (1993), A simple tropical atmosphere model of relevance to short-term climate variations. *J Atmos Sci* 50:260-284.

Williams, E., and N. Renno (1993), An analysis of the conditional instability of the tropical atmosphere. *Mon Weather Rev* 121:21-36. doi: 10.1175/1520-0493(1993)121<0021:AAOTCI>2.0.CO;2.

Widlansky, M., Webster, P., Hoyos, C. (2010) On the location and orientation of the South Pacific Convergence Zone. *Clim Dyn*. doi: 10.1007/s00382-010-0871-6.

Xie, S., Philander, S. (1994), A coupled ocean-atmosphere model of relevance to the ITCZ in the eastern Pacific. *Tellus* 46A:340-350.

Xie, S. (2004), The shape of continents, air-sea interaction, and the rising eastern Pacific. In: Henry FD, Raymond SB (Eds) *The Hadley Circulation: Present, Past and Future*, Vol 21 of the series *Advances in Global Change Research*, pp 121-152.

Zhang, C. (1993), Large-scale variability of atmospheric deep convection in relation to sea surface temperature in the tropics. *J Clim* 6:1898-1913.