

**UNIVERSIDAD NACIONAL AGRARIA  
LA MOLINA**

**FACULTAD DE CIENCIAS**



**“CAMBIOS DE LA TEMPERATURA TROPOSFÉRICA TROPICAL Y  
SU EFECTO SOBRE LA TEMPERATURA CRÍTICA”**

Presentado por:

**José Esteban Obregón Yataco**

TESIS PARA OPTAR EL TÍTULO DE:

**INGENIERO METEORÓLOGO**

**Lima – Perú**

**2020**

---

**La UNALM es titular de los derechos patrimoniales de la presente investigación  
(Art. 24 - Reglamento de Propiedad Intelectual)**

UNIVERSIDAD NACIONAL AGRARIA  
LA MOLINA

FACULTAD DE CIENCIAS

**“CAMBIOS DE LA TEMPERATURA TROPOSFÉRICA TROPICAL Y  
SU EFECTO SOBRE LA TEMPERATURA CRÍTICA”**

Presentado por:

**José Esteban Obregón Yataco**

Tesis para optar el título de:

**INGENIERO METEORÓLOGO**

Sustentada y aprobada por el siguiente jurado:

\_\_\_\_\_  
Mg. Sc. Eusebio Cisneros Tarmeño

PRESIDENTE

\_\_\_\_\_  
Mg. Sc. Delia Acuña Azarte

MIEMBRO

\_\_\_\_\_  
Mg. Sc. Jerónimo García Villanueva

MIEMBRO

\_\_\_\_\_  
Mg. Sc. Victoria Calle Montes

ASESORA

\_\_\_\_\_  
Dr. Ken Takahashi Guevara

CO-ASESOR

## **AGRADECIMIENTOS**

Mis agradecimientos especiales al Dr. Ken Takahashi por su enorme paciencia, asesoramiento continuo y confianza en la realización de la presente investigación. Así como también, a la profesora Msc. Victoria Calle y a todos mis compañeros de la UNALM, IGP, DHN y UTEC con quienes compartí conocimientos que contribuyeron a la realización de la presente tesis de pregrado. Este trabajo utilizó los recursos computacionales, HPC-Linux- Cluster, del Laboratorio de Dinámica de Fluidos Geofísicos Computacionales del Instituto Geofísico del Perú (Subvenciones 101-2014-FONDECYT, SPIRALES2012 IRD-IGP, Manglares IGP-IDRC, PpR068) bajo la supervisión del Dr. Ken Takahashi.

# ÍNDICE GENERAL

## RESUMEN

## ABSTRACT

<b>I. INTRODUCCIÓN</b> .....	1
<b>II. REVISIÓN DE LITERATURA</b> .....	3
2.1. Cambio climático y su efecto en los trópicos.....	3
2.2. Teleconexión entre la temperatura superficial del mar y la temperatura troposférica tropical.....	4
2.3. Modelo Físico Empírico (MFE).....	6
2.4. SPEEDY.....	7
2.4.1. Esquema de convección profunda del modelo SPEEDY.....	8
2.4.2. Ecuación de tendencia de temperatura en el modelo SPEEDY.....	13
2.5. Temperatura crítica (Tc).....	14
2.5.1. Temperatura critica estacionaria.....	15
2.5.2. Temperatura critica dinámica.....	15
2.6. Temperatura troposférica registrada por satélites.....	15
2.6.1. TMT (temperatura de la tropósfera media).....	16
2.6.2. TLT (temperatura de la tropósfera inferior).....	16
2.7. Estabilidad atmosférica.....	17
2.8. Balance radiativo de la tropósfera tropical.....	18
2.9. Tiempo de relajación en la atmósfera.....	21
<b>III. MATERIALES Y MÉTODOS</b> .....	22
3.1. Materiales.....	22
3.1.1. Área de estudio.....	22
3.1.2. Datos.....	23
3.2. Metodología.....	24
3.2.1. Simulación control de la atmósfera tropical y estimación de su Tc.....	24

3.2.2.	Simulación de los cambios de temperatura troposférica tropical (TTT) y análisis de su efecto en los cambios de Tc.....	25
3.2.3.	Análisis del comportamiento del balance radiativo atmosférico debido a los cambios de la TTT.....	27
3.2.4.	Validación de las simulaciones con series de tiempo de datos observados...	28
<b>IV.</b>	<b>RESULTADOS Y DISCUSIONES.....</b>	<b>31</b>
4.1.	Simulación control de la atmósfera tropical y estimación de su Tc.....	31
4.1.1.	Validación de la simulación control.....	31
4.1.2.	Estimación de la Tc control.....	38
4.2.	Simulación de los cambios de temperatura troposférica tropical (TTT) y análisis de su efecto en los cambios de Tc.....	39
4.3.	Análisis del comportamiento del balance radiativo atmosférico debido a los cambios de TTT.....	50
4.3.1.	Balance radiativo troposférico tropical.....	50
4.3.2.	Estimación del tiempo de relajación en los trópicos.....	53
4.4.	Validación de las simulaciones con series de tiempo de datos observados.....	54
<b>V.</b>	<b>CONCLUSIONES.....</b>	<b>64</b>
<b>VI.</b>	<b>RECOMENDACIONES.....</b>	<b>66</b>
<b>VII.</b>	<b>BIBLIOGRAFÍA.....</b>	<b>67</b>

## ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 1. Niveles troposféricos que serán forzados y valores de los forzantes de temperatura.....	27
Tabla 2. Pesos para cada nivel atmosférico de SPEEDY.....	29
Tabla 3. Ajuste lineal de $\Delta T_c$ en función de $\Delta T_a$ .....	47
Tabla 4. Ajuste lineal de $\Delta Prec$ en función de $\Delta T_c$ .....	48
Tabla 5. Ajuste lineal de $\Delta Prec$ en función de $\Delta T_a$ .....	50
Tabla 6. Tabla de frecuencias relativas para la cuenca baja.....	60
Tabla 7. Tabla de frecuencia relativa (%) para la cuenca media.....	62
Tabla 8. Tabla de frecuencia relativa (%) para la cuenca alta.....	63

## ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1. Efecto del incremento de GEI sobre el MALR en los trópicos (Lindzen & Emanuel, 2002).....	3
Figura 2. Tendencia (°C/década) del perfil de temperatura tropical (20°N-20°S) de conjuntos de datos de radiosondas para el periodo (a) 1958-2012 y (b) 1979-2012 (IPCC, 2013).....	4
Figura 3. Anomalía de temperatura troposférica (MSU canal-2) promediada sobre 20°S a 20°N (Chang & Sobel, 2002).....	5
Figura 4. Anomalías positivas de TSM (arriba) y TTT a 400 mb (abajo) de Marzo– Mayo de 1998 (Chang & Lintner, 2005).....	6
Figura 5. Lluvias mensuales (mm) en Piura vs Temperatura Superficial del Mar frente a Lobos (Woodman, 1999).....	7
Figura 6. Esquema conceptual de la parametrización de convección de SPEEDY, donde k indica un nivel atmosférico entre 950 y 30 mb (adaptado de Molteni, 2003).....	9
Figura 7. Flujos de masa ascendentes y descendentes sobre una determinada capa troposférica (adaptado de Molteni, 2003).....	10
Figura 8. Modelo conceptual de los flujos laterales de entrada de masa (entrainment) sobre el flujo ascendente (adaptado de Molteni, 2003).....	12
Figura 9. Modelo conceptual del flujo lateral de salida de masa (detrainment) en el tope convectivo (adaptado de Molteni, 2003).....	12
Figura 10. Ponderaciones para cada nivel atmosférico del canal TLT (izquierda) y TMT (derecha).....	17
Figura 11. Océanos tropicales.....	22
Figura 12. Región Niño 1+2.....	23

Figura 13. Cuenca del Río Piura dividido en 3 subcuencas.....	23
Figura 14. Corte latitudinal del promedio zonal de la desviación de temperatura (°C) con respecto al promedio global de cada nivel atmosférico de Speedy (arriba), Era Interim (medio) y el sesgo (abajo) para el verano austral.....	32
Figura 15. Corte latitudinal del promedio zonal de la desviación de temperatura (°C) con respecto al promedio global de cada nivel atmosférico de Speedy (arriba), Era Interim (medio) y el sesgo (abajo) para el verano boreal.....	33
Figura 16. Distribución espacial de la precipitación en mm/día del verano austral de Speedy (arriba), CMAP (medio) y su comparación latitudinal (abajo) con CMAP (verde) y GPCP (rojo).....	34
Figura 17. Distribución espacial de la precipitación en mm/día del verano boreal de Speedy (arriba), CMAP (medio) y su comparación latitudinal (abajo) con CMAP (verde) y GPCP (rojo).....	35
Figura 18. Distribución espacial de OLR (W/m <sup>2</sup> ) del verano austral de Speedy (arriba), Era Interim (medio) y su comparación latitudinal (abajo) con Era Interim (verde).....	36
Figura 19. Distribución espacial de OLR (W/m <sup>2</sup> ) del verano boreal de Speedy (arriba), Era Interim (medio) y su comparación latitudinal (abajo) con Era Interim (verde).....	37
Figura 20. Comparación de la precipitación control de Speedy promediada cada 0.1 °C de TSM (línea negra) y la precipitación estimada por el MFE (línea roja).....	38
Figura 21. Comparación de la precipitación control (línea negra), la precipitación debido a un enfriamiento impuesto de -2 °C/día (línea azul) y la precipitación debido a un calentamiento impuesto de 2 °C/día (línea roja) en el nivel de 850 mb.....	39
Figura 22. Cambios en MSE <sub>850</sub> debido al forzante impuesto en el nivel troposférico k.....	40



Figura 23. Comparación de la precipitación control (línea negra), la precipitación debido a un enfriamiento impuesto de $-2\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{día}$ (línea azul) y la precipitación debido a un calentamiento impuesto de $2\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{día}$ (línea roja) en el nivel de 700 mb.....	41
Figura 24. Comparación de la precipitación control (línea negra), la precipitación debido a un enfriamiento impuesto de $-2\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{día}$ (línea azul) y la precipitación debido a un calentamiento impuesto de $2\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{día}$ (línea roja) en el nivel de 500 mb.....	42
Figura 25. Comparación de la precipitación control (línea negra), la precipitación debido a un enfriamiento impuesto de $-2\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{día}$ (línea azul) y la precipitación debido a un calentamiento impuesto de $2\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{día}$ (línea roja) en el nivel de 300 mb.....	43
Figura 26. Cambios en la precipitación debido a los forzantes aplicados en el nivel troposférico k.....	44
Figura 27. Cambios en la $T_c$ debido a los forzantes aplicados en el nivel troposférico k.....	45
Figura 28. Cambios en la $T_a$ debido a los forzantes aplicados en el nivel troposférico k.....	46
Figura 29. Cambios en la $T_c$ versus los cambios de $T_a$ debido a los forzantes aplicados en el nivel troposférico k.....	47
Figura 30. Cambios en la precipitación versus los cambios de $T_c$ debido a los forzantes aplicados en el nivel troposférico k.....	48
Figura 31. Cambios en la precipitación versus los cambios de $T_a$ en el nivel troposférico k.....	49
Figura 32. Cambios en $Q_R$ debido a los forzantes aplicados en el nivel troposférico k. .....	51
Figura 33. Cambios en el calentamiento convectivo debido a los forzantes aplicados en el nivel troposférico k.....	52

Figura 34. Balance radiativo atmosférico entre el calentamiento convectivo y el enfriamiento radiativo más el forzante aplicado en el nivel troposférico k.....	53
Figura 35. Tiempo de relajación para cada forzante aplicado en el nivel troposférico k.....	54
Figura 36. Series de tiempo de la anomalía de TTT de Speedy (azul), UAH (anaranjado) y RSS (verde).....	55
Figura 37. Series de tiempo de la anomalía de TT en la región Niño 1+2 de Speedy (azul), UAH (anaranjado) y RSS (verde).....	56
Figura 38. Cambios en la Tc versus los cambios de TT debido a los forzantes aplicados en el nivel troposférico k.....	57
Figura 39. Series de tiempo de la anomalía de precipitación acumulada (enero, febrero, marzo) sobre la cuenca baja (rojo) y la medida de estabilidad (TSM-Tc <sub>d</sub> ) promedio (enero, febrero, marzo) utilizando la TSM de Hadisst y la TT de Speedy (azul), UAH (anaranjado) y RSS (verde) sobre la región Niño <sub>1+2</sub> .....	58
Figura 40. Series de tiempo de la anomalía de precipitación acumulada (enero, febrero, marzo) sobre la cuenca baja (rojo) y la medida de estabilidad (TSM-Tc <sub>d</sub> ) promedio (enero, febrero, marzo) utilizando la TSM de Oisst y la TT de Speedy (azul), UAH (anaranjado) y RSS (verde) sobre la región Niño <sub>1+2</sub> .....	58
Figura 41. Series de tiempo de la anomalía de precipitación acumulada (enero, febrero, marzo) sobre la cuenca baja (rojo) y la medida de estabilidad (TSM-Tc) promedio (enero, febrero, marzo) utilizando la TSM de Hadisst (anaranjado) y Oisst (azul) sobre la región Niño <sub>1+2</sub> .....	59
Figura 42. Series de tiempo de la anomalía de precipitación acumulada (enero, febrero, marzo) sobre la cuenca media (rojo) y la medida de estabilidad (TSM-Tc <sub>d</sub> ) promedio (enero, febrero, marzo) utilizando la TSM de	

	Hadisst y la TT de Speedy (azul), UAH (anaranjado) y RSS (verde) sobre la región Niño <sub>1+2</sub> .....	61
Figura 43.	Series de tiempo de la anomalía de precipitación acumulada (enero, febrero, marzo) sobre la cuenca media (rojo) y la medida de estabilidad (TSM-Tc <sub>d</sub> ) promedio (enero, febrero, marzo) utilizando la TSM de Oisst y la TT de Speedy (azul), UAH (anaranjado) y RSS (verde) sobre la región Niño <sub>1+2</sub> .....	61
Figura 44.	Series de tiempo de la anomalía de precipitación acumulada (enero, febrero, marzo) sobre la cuenca media (rojo) y la medida de estabilidad (TSM-Tc) promedio (enero, febrero, marzo) utilizando la TSM de Hadisst (anaranjado) y Oisst (azul) sobre la región Niño <sub>1+2</sub> .....	61
Figura 45.	Series de tiempo de la anomalía de precipitación acumulada (enero, febrero, marzo) sobre la cuenca alta (rojo) y la medida de estabilidad (TSM-Tc <sub>d</sub> ) promedio (enero, febrero, marzo) utilizando la TSM de Hadisst y la TT de Speedy (azul), UAH (anaranjado) y RSS (verde) sobre la región Niño <sub>1+2</sub> .....	62
Figura 46.	Series de tiempo de la anomalía de precipitación acumulada (enero, febrero, marzo) sobre la cuenca alta (rojo) y la medida de estabilidad (TSM-Tc <sub>d</sub> ) promedio (enero, febrero, marzo) utilizando la TSM de Oisst y la TT de Speedy (azul), UAH (anaranjado) y RSS (verde) sobre la región Niño <sub>1+2</sub> .....	62
Figura 47.	Series de tiempo de la anomalía de precipitación acumulada (enero, febrero, marzo) sobre la cuenca alta (rojo) y la medida de estabilidad (TSM-Tc) promedio (enero, febrero, marzo) utilizando la TSM de Hadisst (anaranjado) y Oisst (azul) sobre la región Niño <sub>1+2</sub> .....	63

## RESUMEN

La temperatura crítica estacionaria ( $T_c$ ) es una condición necesaria pero no suficiente para activar la convección profunda en los trópicos debido a que los factores atmosféricos, tales como el calentamiento troposférico, juegan un rol importante en su desarrollo. Es por ello que en este estudio se propone la temperatura crítica dinámica ( $T_{cd}$ ), la cual considera el calentamiento interanual asociado a El Niño Oscilación Sur (ENSO). Donde  $T_{cd} = T_c + \beta \cdot TT'$ , está en función de las anomalías de la temperatura troposférica ( $TT$ ) y  $\beta$  es calculado de la relación  $\Delta T_c / \Delta TT$  en una simulación con la tropósfera perturbada para aumentar el número de episodios interanuales con calentamiento y enfriamiento troposférico sobre los trópicos ( $20^\circ N - 20^\circ S$ ). De las simulaciones se observó que los mayores cambios de  $T_c$  con la temperatura del aire ( $T_a$ ) ( $\Delta T_c / \Delta T_a$ ) se encuentran con el enfriamiento troposférico, lo cual da a entender que la  $T_c$  parece ser más sensible al enfriamiento que al calentamiento troposférico. En 850 mb se obtuvo que la  $T_c$  decrece 1.4 °C por cada 1 °C que se enfría los trópicos en este nivel. Se demostró que la perturbación del enfriamiento radiativo atmosférico es balanceada por el calor liberado en la convección profunda, indicando que en los experimentos el cambio en la precipitación es el mecanismo más efectivo para cerrar el balance de energía en la atmósfera tropical. Se utilizó la diferencia  $TSM - T_c$  como una medida de la estabilidad para la región Niño 1+2 y se correlacionó con la precipitación de la cuenca del río Piura, demostrándose que hay mayor confianza de obtener mejores correlaciones utilizando la  $T_{cd}$  (0.71 – 0.92) que utilizando la  $T_c$  (0.58 – 0.87) sobre la cuenca media del río Piura. Esta medida de estabilidad mostró correspondencia con los eventos El Niño, observándose que en El Niño de 2015-16, la  $TSM$  no pudo superar la  $T_{cd}$ , mientras que en El Niño Costero de 2017 la  $TSM$  si logró superar la  $T_{cd}$ . Esto podría explicar porque en dicho evento las precipitaciones fueron fuertes (Fraser, 2017; Takahashi et al, 2018) y débiles con El Niño de 2015-16 (L'Heureux, 2017; Sanabria et al, 2017) en la costa norte del Perú. Se concluye que la activación de la convección profunda (medida a través de la  $T_{cd}$ ) es controlada parcialmente por las perturbaciones en la temperatura troposférica. Este mecanismo físico atmosférico, según las simulaciones y las observaciones, puede actuar como inhibidor o estimulador de la convección en situaciones particulares del ENSO.

**Palabras clave:** Temperatura crítica, Temperatura Troposférica Tropical, Convección profunda, Océanos tropicales.

## ABSTRACT

The stationary temperature threshold ( $T_c$ ) is a necessary but not sufficient condition to activate deep convection in the tropics because atmospheric factors, such as tropospheric warming, play an important role in its development. That is why in this study the dynamic critical temperature ( $T_{cd}$ ) is proposed, which considers the interannual warming associated with El Niño Southern Oscillation (ENSO). Where  $T_{cd} = T_c + \beta \cdot TT'$ , is a function of tropospheric temperature anomalies ( $TT$ ) and  $\beta$  is calculated from the ratio  $\Delta T_c / \Delta TT$  in a simulation with the disturbed troposphere to increase the number of tropospheric warming and cooling interannual events over the tropics ( $20^\circ N - 20^\circ S$ ). From the simulations it was observed that the greatest changes in  $T_c$  with air temperature ( $T_a$ ), ( $\Delta T_c / \Delta T_a$ ), are found with tropospheric cooling, which would indicate that  $T_c$  is more sensitive to cooling than to tropospheric warming. At 850 mb, the  $T_c$  decreases  $1.4^\circ C$  for every  $1^\circ C$  that cools the tropics at this level. It was shown that the disturbance of atmospheric radiative cooling is balanced by the heat released in deep convection, indicating that in experiments the change in precipitation is the most effective mechanism to close the energy balance in the tropical atmosphere. The TSM -  $T_c$  difference was used as a measure of stability for the Niño 1 + 2 region and correlated with the precipitation of the Piura river basin, demonstrating that there is greater confidence to obtain better correlations using the  $T_{cd}$  (0.71 - 0.92) than using the  $T_c$  (0.58 - 0.87) over the middle basin of the Piura River. This stability measure showed correspondence with the El Niño events, observing that in El Niño of 2015-16, the TSM could not overcome the  $T_{cd}$ , while in El Niño Costero of 2017 the TSM did manage to overcome the  $T_{cd}$ . This could explain why in this event the rainfall was strong (Fraser, 2017; Takahashi et al, 2018) and weak with El Niño 2015-16 (L'Heureux, 2017; Sanabria et al, 2017) on the north coast of Peru . It is concluded that the activation of deep convection (measured through  $T_{cd}$ ) is partially controlled by tropospheric temperature disturbances. This atmospheric physical mechanism, according to simulations and observations, can act as an inhibitor or stimulator of convection in particular ENSO situations.

**Keywords:** critical sea surface temperature, Tropical Tropospheric Temperature, Deep Convection, Tropical Oceans.

## I. INTRODUCCIÓN

La temperatura superficial del mar (TSM) controla predominantemente la activación de la convección profunda en las regiones tropicales. Es por ello que en los trópicos se suele emplear la temperatura crítica ( $T_c$ ), como un umbral que la TSM debe superar para iniciar (teóricamente) la convección profunda. Sin embargo en la práctica se demuestra que la  $T_c$  es una condición necesaria, más no suficiente para activar la convección profunda debido a que los factores atmosféricos, tales como el calentamiento troposférico, juegan un rol importante en su desarrollo. El calentamiento troposférico en los trópicos puede manifestarse a escala interdecadal debido al cambio climático, o a escala interanual asociada a El Niño Oscilación Sur (ENSO). En esta investigación se decidió estudiar el calentamiento interanual, ya que está vinculado al ENSO, el cual nos afecta directamente con eventos extremos en el país.

El calor liberado hacia la atmósfera tropical durante la convección profunda es propagado por ondas atmosféricas ecuatoriales, lo cual se ve reflejado en las anomalías de la temperatura troposférica (TT). Chang y Sobel (2002) determinaron la teleconexión entre la TSM y la TT en los trópicos. Mientras que Johnson y Xie (2010) observaron que las variaciones interanuales de la  $T_c$  están relacionadas con el ENSO en el Pacífico central. Por lo tanto comprender la relación entre la TT y la  $T_c$  es importante para el Perú ya que han existido eventos ENSO, donde las anomalías positivas de la TSM en la región Niño 1+2 se manifestaron localmente y no mediante la propagación de ondas Kelvin (Takahashi & Martinez, 2017), como fueron los casos de El Niño costero de 1925 y 2017, en este último el calentamiento en la región Niño 1+2, medido por el ICEN, estuvo por debajo de los eventos extraordinarios de 1982-83 y 1997-98. Sin embargo, a pesar de ello, dicho evento generó precipitación extrema en la costa norte del Perú (ENFEN, 2017), lo cual puede estar atribuido a los cambios en la TT.

Por ello en esta investigación se decidió controlar los cambios de la TT en los trópicos mediante el uso de un modelo de circulación general (GCM) sin acoplamiento con el océano. Es decir se desprecia todo tipo de calentamiento o enfriamiento del propio océano (corrientes marinas, ondas oceánicas, etc.) o de la interacción océano – atmósfera (por ejemplo contrarradiación por aumento de gases de efecto invernadero, intercambio de flujos superficiales, etc.). Esto permite determinar el rol de la atmósfera sobre los cambios en la convección profunda (medido a través de la Tc) en regiones tropicales. Si bien se ha estudiado la conexión remota entre las variaciones de la TT como una respuesta a las variaciones de la TSM (Horel & Wallace, 1981; Pan & Oort, 1983; Newell & Wu, 1992; Yulaeva & Wallace, 1994; Soden 2000; Chiang & Sobel, 2002; Chang & Lintner, 2005), en esta investigación se planea estudiar las variaciones de la Tc como una respuesta remota a las variaciones de la TT. Si bien este experimento abarca todo el trópico, es importante primero entender cómo funciona el mecanismo a gran escala para llevarlo a una escala local como sería el caso de la Tc de la costa norte del Perú y las variaciones de TT asociadas localmente.

El objetivo principal de la presente investigación fue determinar el mecanismo físico atmosférico que controla la temperatura superficial crítica del mar (Tc) para la ocurrencia de precipitación sobre los océanos tropicales, por medio de los siguientes objetivos específicos:

- a. Simular la atmósfera tropical control y estimar la Tc.
- b. Simular los cambios de la temperatura troposférica tropical (TTT) y analizar su efecto en los cambios de la Tc.
- c. Determinar el balance radiativo atmosférico y el tiempo de relajación debido a los cambios de la TTT.
- d. Validar las simulaciones con series de tiempo de datos observados.

## II. REVISIÓN DE LITERATURA

### 2.1. CAMBIO CLIMÁTICO Y SU EFECTO EN LOS TRÓPICOS

En los trópicos el gradiente vertical de temperatura (GVT) promedio anual se aproxima al gradiente adiabático húmedo (MALR, por sus siglas en inglés moist adiabatic lapse rate) (Johnson & Xie, 2010). Según los reportes del Panel Intergubernamental del Cambio Climático (IPCC, 2013), en los escenarios de cambio climático futuro, la absorción de calor por gases de efecto invernadero (GEI) de fuentes antropogénicas modificarán el MALR tropical debido al calentamiento desigual en el perfil de temperatura, lo cual causaría que la atmósfera tropical sea más estable (Fig. 1). Este calentamiento desigual se debe a que el calentamiento superficial se ve parcialmente compensado por el enfriamiento evaporativo cerca a la superficie, lo cual se ve reflejado en un menor aumento de la temperatura cerca a la superficie que en la tropósfera libre.

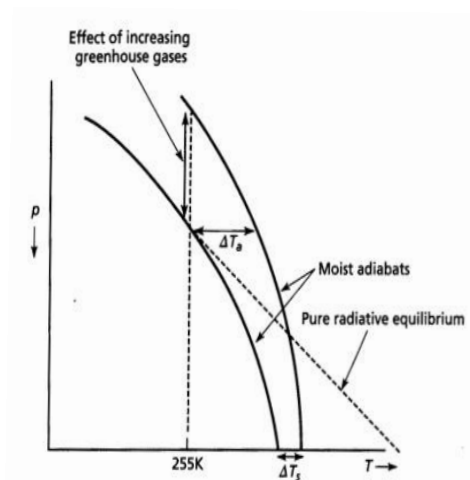


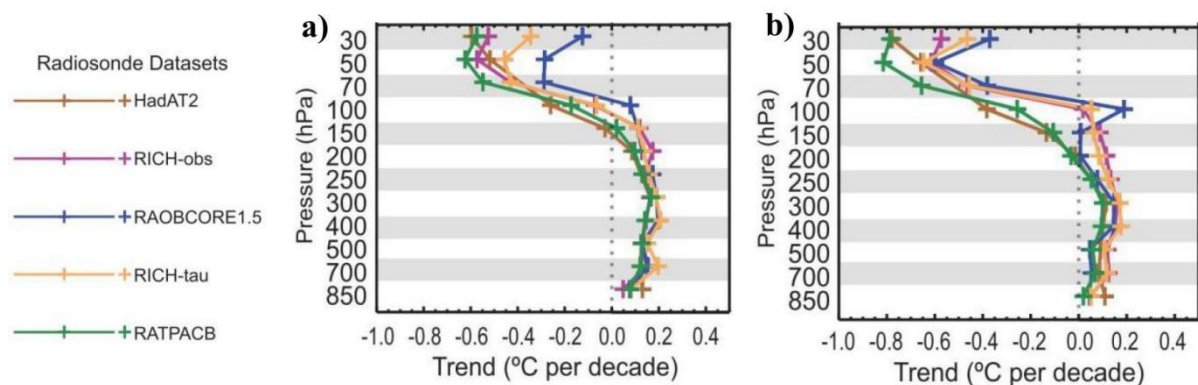
Figura 1. Efecto del incremento de GEI sobre el MALR en los trópicos (Lindzen & Emanuel, 2002).

Por otro lado, alrededor del 40 por ciento de las emisiones antropógenas de CO<sub>2</sub> permanecen en la atmósfera desde 1750. El resto ha sido removido de la atmósfera por sumideros, y almacenado en reservorios naturales durante el ciclo del carbono.



Si bien en la actualidad el océano es el principal sumidero de carbono habiendo absorbido alrededor del 30 por ciento del CO<sub>2</sub> desde la revolución industrial, esto también provocó su acidificación, reduciendo su capacidad para secuestrar carbono, con lo cual se esperaría que a mediados del siglo XXI quede retenido en la atmósfera una mayor proporción del CO<sub>2</sub> antropógeno, lo que contribuirá a un mayor calentamiento troposférico (IPCC, 2013).

Tropicalmente la temperatura troposférica se ha calentado a una mayor tasa que la temperatura en superficie según los registros de radiosondaje (figura 2). Allen y Sherwood (2007) usaron inicialmente radiosondas eólicas para inferir las temperaturas dentro de la región de la piscina cálida del Pacífico Occidental Tropical, luego extendieron esto a un análisis global (Allen & Sherwood, 2008) produciendo un máximo de tendencia de calentamiento troposférico tropical a 200mb, pero con gran incertidumbre (IPCC, 2013).

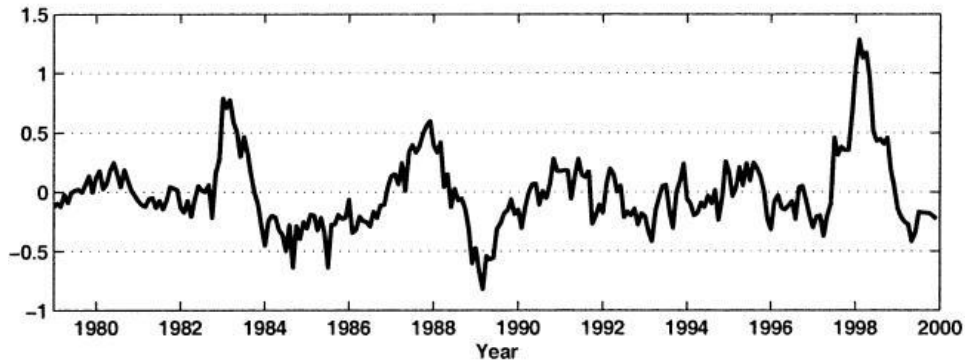


**Figura 2.** Tendencia (°C/década) del perfil de temperatura tropical (20°N-20°S) de conjuntos de datos de radiosondas para el periodo (a) 1958-2012 y (b) 1979-2012 (IPCC, 2013).

## 2.2. TELECONEXIÓN ENTRE LA TEMPERATURA SUPERFICIAL DEL MAR Y LA TEMPERATURA TROPOSFÉRICA TROPICAL.

La conexión entre las variaciones interanuales de la temperatura troposférica tropical (TTT) y ENSO ha sido muy estudiada por diversos autores (Horel y Wallace 1981; Pan y Oort 1983; Newell y Wu 1992; Yulaeva y Wallace 1994; Soden 2000). Chang y Sobel (2002) observaron que la anomalía mensual de la temperatura troposférica de 1000 a 200 mb [derivada por el canal 2 de la unidad de sondeo de microondas (MSU) (Spencer & Christy,

1992)] promediada sobre la franja tropical global (20°S – 20°N) muestra claramente la influencia del calentamiento de El Niño de 1982/83, 1986/87 y 1997/98 (figura 3).



*Figura 3. Anomalía de temperatura troposférica (MSU canal-2) promediada sobre 20°S a 20°N (Chang & Sobel, 2002).*

Chang y Lintner (2005) estudiaron el calentamiento de la temperatura troposférica tropical (TTT) causado por El Niño como una respuesta al calentamiento remoto de la temperatura superficial del mar (TSM). Para ello tomaron como punto de partida las observaciones de Yulaeva y Wallace (1994), quienes documentaron el calentamiento de la TTT, debido a El Niño, y encontraron una amplitud de  $\sim 1$  °C para los años con El Niño fuerte y un retraso de  $\sim 3$  meses en relación con la fase pico de dichos eventos El Niño. Un ejemplo de esta respuesta al calentamiento de El Niño son las anomalías de la temperatura del aire de marzo a mayo de 1998 a 400 mb (fig. 4), donde se observa un calentamiento casi uniforme sobre la franja tropical global. La razón de esta distribución uniforme es bien entendida. La atmósfera libre tropical no puede mantener fuertes gradientes horizontales de presión, y las anomalías de temperatura se distribuyen uniformemente en los trópicos en escalas de tiempo de un mes o dos (Charney 1963; Schneider 1977; Held y Hou 1980; Wallace 1992; Yulaeva y Wallace 1994; Sobel y Bretherton 2000). Yulaeva y Wallace (1994) mostraron la estrecha relación del calentamiento con el aumento de la convección en el Pacífico ecuatorial oriental. Las correlaciones de retardo entre la temperatura superficial del mar (TSM) en la región Niño-3, la TSM media tropical y la TTT muestran que la región Niño-3 conduce tanto la TSM como la temperatura troposférica media tropical, lo que implica que el Pacífico tropical controla predominantemente la variabilidad interanual de la TTT (Pan & Oort, 1983; Sobel et al., 2002).

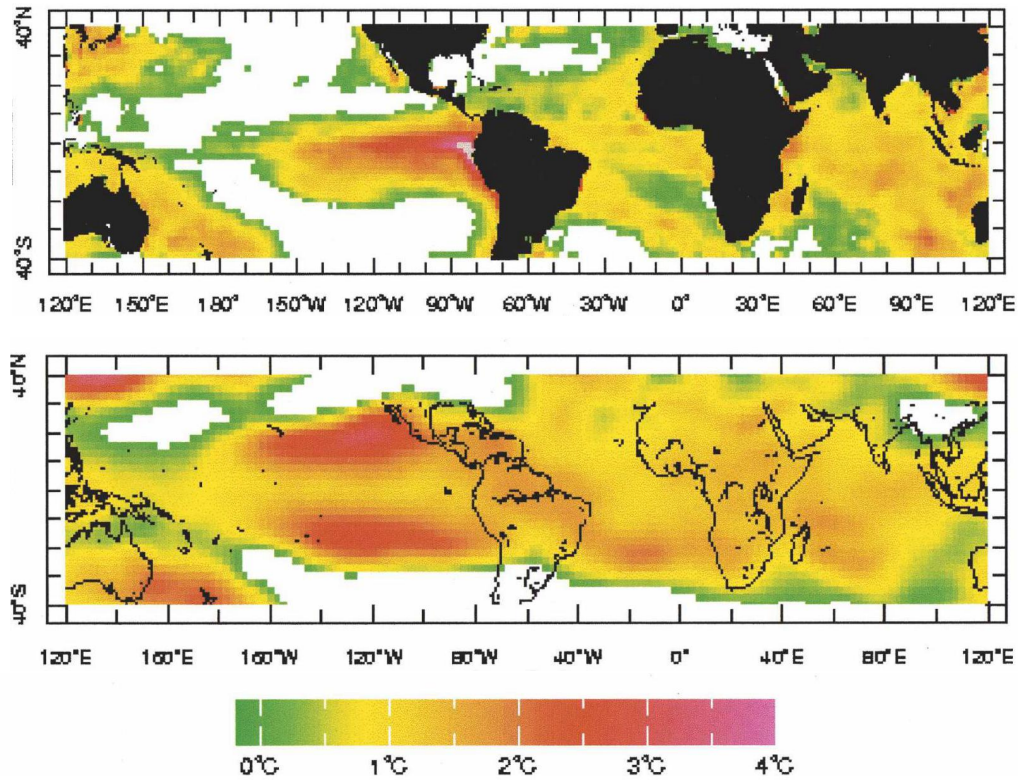


Figura 4. Anomalías positivas de TSM (arriba) y TTT a 400 mb (abajo) de Marzo–Mayo de 1998 (Chang & Lintner, 2005).

### 2.3. MODELO FÍSICO EMPÍRICO (MFE)

Existe una relación no lineal entre la temperatura superficial del mar (TSM) y la precipitación (Xie & Philander, 1994; Woodman, 1999; Johnson & Xie, 2010), por lo que Jáuregui y Takahashi (2017) plantean el MFE, el cual está basado en la idea de que la convección profunda está limitada por la inhibición convectiva (CIN) vinculada con la estabilidad de niveles bajos. El MFE representa bien los sesgos de precipitación tanto en los GCM atmosféricos como acoplados.

$$P = \begin{cases} 0 & ; TSM \leq T_c \\ \alpha(TSM - T_c) & ; TSM > T_c \end{cases} \quad \text{Ec. 1}$$

El MFE tiene dos condiciones (Ec. 1), la primera condición es cuando la TSM tiene valores por encima de una temperatura crítica ( $T_c$ ) y la segunda cuando está por debajo. En el primer caso habrá precipitación ( $P$ ) cuantificada en función de la  $T_c$  (donde  $\alpha$  es la

pendiente del ajuste lineal entre la diferencia  $TSM - T_c$  y la precipitación), mientras que en el segundo caso la precipitación será cero (Fig. 5).

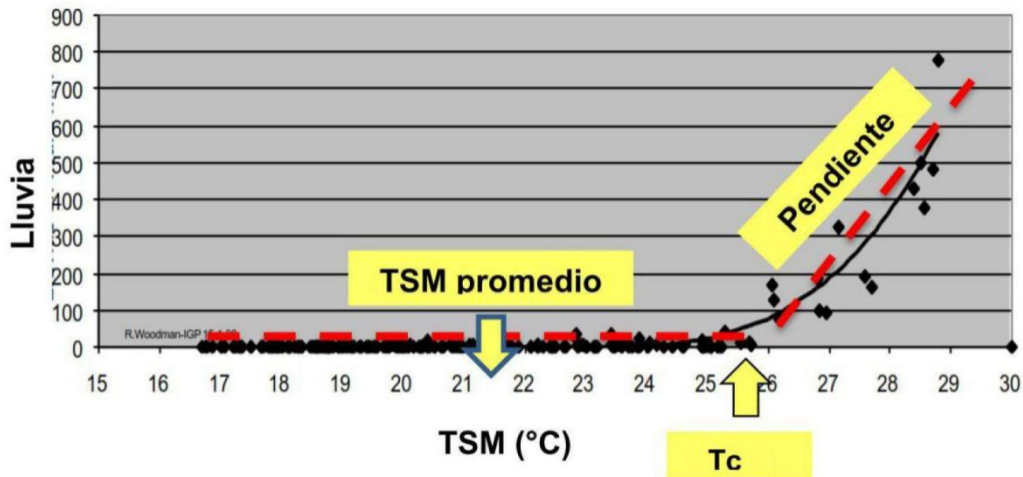


Figura 5. Precipitación mensual (mm) en Piura vs Temperatura Superficial del Mar frente a Lobos (Woodman, 1999).

## 2.4. SPEEDY

SPEEDY (Simplified Parameterizations, primitive-Equation DYNamics) es un GCM (General Circulation Model) de complejidad intermedia desarrollado en el ICTP (International Centre for Theoretical Physics, Trieste, Italy). Tiene un núcleo dinámico espectral desarrollado en el GFDL (Geophysical Fluid Dynamics Laboratory, NOAA) más un paquete de parametrizaciones simplificadas. El modelo cuenta con una resolución horizontal/vertical T30 ~ 3.75° con 8 niveles verticales, donde el nivel más bajo representa crudamente la capa límite planetaria (PBL) mientras que los 2 niveles superiores representan la estratósfera inferior. Una de sus principales ventajas de SPEEDY es que 1 año de simulación toma alrededor de 30 min en un procesador Pentium 4 (3.40GHz) (Molteni, 2003).

### 2.4.1. Esquema de convección profunda del modelo speedy

El propósito de la parametrización de la convección es representar el efecto neto de la física de convección no resuelta a escala de subgrilla por la dinámica y termodinámica a escala de grilla. Todo esquema de convección profunda cuenta con 3 componentes:

**La condición de activación (desencadenante):** Determina si ocurrirá la convección. El desencadenante evalúa la estabilidad del perfil utilizando técnicas como el método de las parcelas, donde la convección se producirá en regiones con inestabilidad condicional.

**El cierre:** Determina la fuerza de la convección, es decir se calcula el flujo de masa en la base de la nube (Ec. 7).

**El modelo de nube:** Representa la física de la convección, incluye los transportes verticales (ascendentes y descendentes) de energía, humedad y momentum. El modelo de nube también representa las interacciones laterales entre el área nubosa y su entorno libre de nubes. Este último se relaciona con los procesos de entrainment y detrainment.

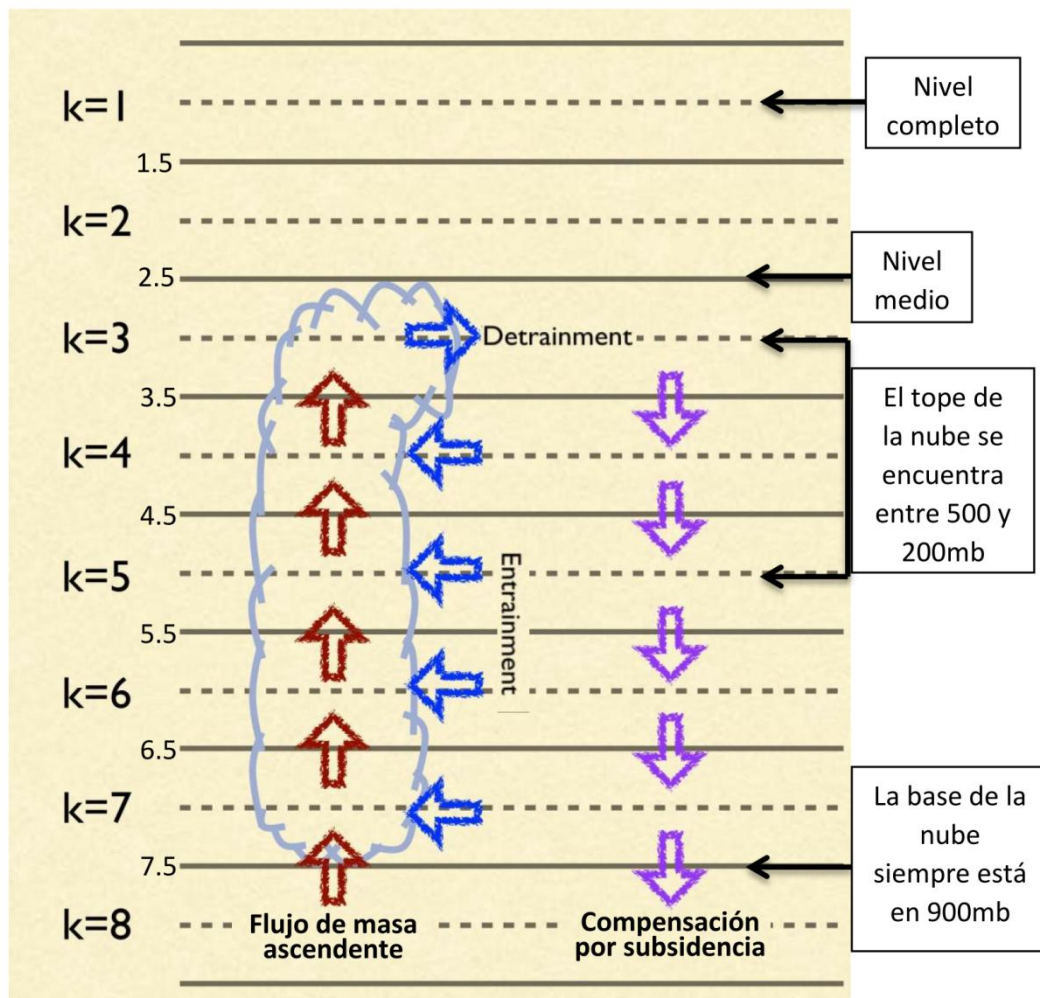
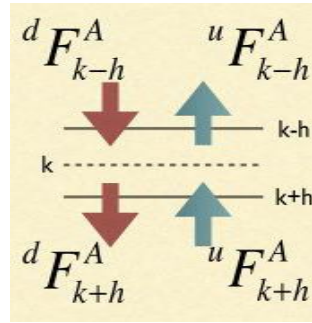


Figura 6. Esquema conceptual de la parametrización de convección de SPEEDY, donde  $k$  indica un nivel atmosférico entre 950 y 30 mb (adaptado de Molteni, 2003).

El esquema convectivo de SPEEDY (Fig. 6) es una versión simplificada del esquema de flujo de masa desarrollado por Tiedke (1993), donde la capa límite planetaria (PBL) solo cuenta con un nivel  $k=8$  (950 mb). Este esquema representa la corriente ascendente de aire saturado, desde la PBL hasta un nivel convenientemente definido como "top-of-convection" (TCN) en la tropósfera media o superior, y el movimiento descendente compensador a gran escala. El entrainment es el flujo lateral del ambiente circundante que por ser menos turbulento es arrastrado hacia la corriente ascendente que es mucho más turbulenta, mientras que el detrainment es el efecto opuesto, es decir cuando el flujo lateral de una nube convectiva, usualmente en el tope de la nube, es inyectado hacia el ambiente. En SPEEDY el entrainment ocurre por encima de la PBL, mientras que el detrainment solo está permitido en el TCN (lo que simplifica en gran medida el cálculo de la liberación de calor latente).





**Figura 7.** Flujos de masa ascendentes y descendentes sobre una determinada capa troposférica (adaptado de Molteni, 2003).

Todas las variables se definen en niveles completos (k); sin embargo, los valores de algunas variables también son necesarios en los niveles medios (límites superior e inferior de un nivel dado) para definir los flujos. La mayoría de los esquemas de parametrización funcionan mediante la definición de flujos ascendentes y descendentes de momentum, energía y humedad en los niveles medios (Fig. 7). Para una variable A (puede ser momentum, humedad o energía), los flujos ascendentes y descendentes en los niveles medios  $k \pm h$  se indicarán con  $uF_{k \pm h}^A$  y  $dF_{k \pm h}^A$ , respectivamente. El flujo absorbido en la capa k es:

$$\Delta F_k^A = uF_{k+h}^A - uF_{k-h}^A + dF_{k-h}^A - dF_{k+h}^A \quad \text{Ec. 2}$$

El esquema de convección se activa en regiones condicionalmente inestables, donde la energía estática húmeda de saturación (MSS) decrezca con la altura, y donde la humedad tanto en 950 mb ( $k=8$ ) como en 850 mb ( $k=7$ ) exceda un umbral prescrito. Específicamente, la convección ocurre en un punto de grilla dado si: La MSS en los niveles medios entre 260 y 600 mb ( $3.5 \leq k+h \leq 5.5$ ) es menor que la MSS en 850 mb:

$$MSS_8 > MSS_{k+h} \quad \text{Ec. 3}$$

Si este criterio es satisfecho, la convección será activada donde la energía estática húmeda (MSE) en  $k=7$  (850 mb) sea mayor que en  $k+h$  (entre 260 y 600 mb):

$$MSE_7 > MSE_{k+h} \quad \text{Ec. 4}$$

O donde la humedad tanto en 950 mb ( $q_8$ ) y en 850mb ( $q_7$ ) exceda un umbral prescrito:

$$q_8 > 0.9 q_8^{sat} \quad \text{Ec. 5}$$

$$q_7 > 0.9 q_7^{sat} \quad \text{Ec. 6}$$

El nivel TCN se define como el nivel troposférico más alto donde la Ec. 3 es satisfecha. El flujo de masa en la base de la nube ( $F_{7.5}^m$ ) se obtiene de la siguiente manera:

$$F_{7.5}^m = \frac{\Delta P_8 (q_8 - 0.9 q_8^{sat})}{g \tau_{cnv} (q_8^{sat} - q_{7.5})} \quad \text{Ec. 7}$$

Donde  $F_{7.5}^m$  está expresado en  $\text{kg}/(\text{m}^2\text{s})$ ,  $\Delta P_8$  es el espesor entre 900 y 770 mb,  $q_8$  y  $q_8^{sat}$  son la humedad específica actual y de saturación respectivamente en 950mb,  $q_{7.5}$  es la humedad específica a 900 mb y  $\tau_{cnv}$  es el tiempo de relajación, el cual tiene un valor prescrito de 6 horas.

Sobre los puntos de grilla seleccionados, el esquema primero define los flujos de masa, humedad y energía estática seca en el límite superior de la PBL:

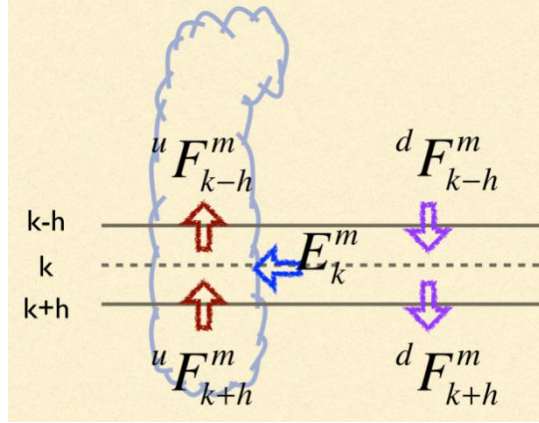
$${}^u F_{7.5}^m = {}^d F_{7.5}^m = F_{7.5}^m \quad \text{Ec. 8}$$

$${}^u F_{7.5}^{SE} = F_{7.5}^m SE_8 \quad {}^d F_{7.5}^{SE} = F_{7.5}^m SE_{7.5} \quad \text{Ec. 9}$$

$${}^u F_{7.5}^q = F_{7.5}^m q_8^{sat} \quad {}^d F_{7.5}^q = F_{7.5}^m q_{7.5} \quad \text{Ec. 10}$$

Donde  $SE_8$  y  $SE_{7.5}$  es la energía estática seca en 950 y 900 mb respectivamente.





**Figura 8. Modelo conceptual de los flujos laterales de entrada de masa (entrainment) sobre el flujo ascendente (adaptado de Molteni, 2003).**

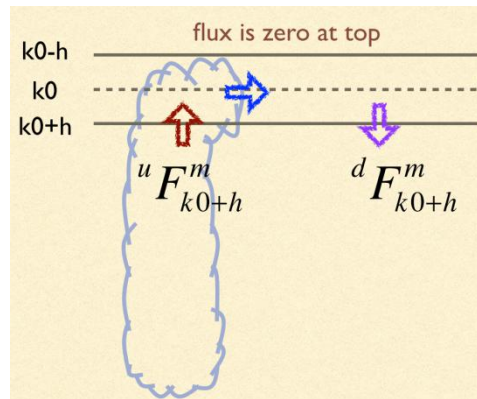
En las capas intermedias (entre la PBL y el TCN), los flujos ascendentes se incrementan por la contribución debida al entrainment ( $E_k^m$ ), mientras que los flujos descendentes se calculan a partir del flujo de masa modificado (Fig. 8) y los valores de nivel medio de humedad y energía estática seca (ya que los flujos de masa ascendentes y descendentes tienen la misma magnitud, solo se necesita definir un valor  ${}^uF^m = {}^dF^m = F^m$ ):

$$F_{k-h}^m = F_{k+h}^m + E_k^m \quad E_k^m = \varepsilon_k F_{k+h}^m \quad \text{Ec. 11}$$

$${}^uF_{k-h}^{SE} = {}^uF_{k+h}^{SE} + E_k^m SE_k \quad {}^dF_{k-h}^{SE} = F_{k-h}^m SE_{k-h} \quad \text{Ec. 12}$$

$${}^uF_{k-h}^q = {}^uF_{k+h}^q + E_k^m q_k \quad {}^dF_{k-h}^q = F_{k-h}^m q_{k-h} \quad \text{Ec. 13}$$

Donde el coeficiente de entrainment  $\varepsilon_k$  varía linealmente con la altura.



**Figura 9. Modelo conceptual del flujo lateral de salida de masa (detrainment) en el tope convectivo (adaptado de Molteni, 2003).**

Cabe señalar que, dado que no se produce detrainment en las capas "intermedias", no es necesario calcular la condensación en la corriente ascendente dentro de estas capas, ya que la energía liberada por dicho proceso simplemente se transporta hacia arriba y no modifica la tendencia de temperatura local. Por lo tanto, la condensación solo se calcula en la capa TCN, donde los flujos en el límite superior se establecen en cero. Una parte del flujo de humedad ascendente en el límite inferior del TCN se convierte en precipitación convectiva ( $P_{cnv}$ ) (Fig. 9):

$$P_{cnv} = uF_{k0+h}^q - F_{k0+h}^m q_{k0+h}^{sat} \quad \text{Ec. 14}$$

Donde  $k0 = \text{TCN}$ . Luego, los flujos netos de humedad ( $\Delta F_{k0}^q$ ) y energía estática seca ( $\Delta F_{k0}^{SE}$ ) en la capa TCN se modifican de la siguiente manera:

$$\Delta F_{k0}^q = uF_{k0+h}^q - dF_{k0+h}^q - P_{cnv} \quad \text{Ec. 15}$$

$$\Delta F_{k0}^{SE} = uF_{k0+h}^{SE} - dF_{k0+h}^{SE} + L_c P_{cnv} \quad \text{Ec. 16}$$

Donde  $L_c$  es el calor latente liberado por la condensación.

#### 2.4.2. Ecuación de tendencia de temperatura en el modelo SPEEDY

De la documentación del modelo SPEEDY (Molteni, 2003) y la revisión de su código fuente se verificó que la ecuación de tendencia local de temperatura en un nivel troposférico ( $k$ ) dado, se calcula de la siguiente manera:

$$\frac{\partial T_k}{\partial t} = \dot{T}_k^{dyn} + \dot{T}_k^{phy} \quad \text{Ec. 17}$$

Donde  $\dot{T}_k^{dyn}$  y  $\dot{T}_k^{phy}$  son la componente dinámica y física respectivamente, de la tendencia total de temperatura. La componente dinámica explica los procesos adiabáticos, mientras que la componente física explica los procesos diabáticos. La ecuación 17 puede ser deducida a partir de la ecuación termodinámica (conservación de la energía) y de la derivada total.

$$\dot{T}_k^{dyn} = [ -\bar{V} \nabla_h T ]_k + [ \omega \sigma ]_k \quad \text{Ec. 18}$$

La ecuación 18 muestra las componentes de  $\dot{T}_k^{dyn}$ , donde  $[ -\bar{V} \nabla_h T ]_k$  es la advección horizontal de temperatura,  $[ \omega \sigma ]_k$  es el producto de la velocidad vertical ( $\omega$ ) por la estabilidad estática ( $\sigma$ ).

$$\dot{T}_k^{phy} = [ \dot{T}^{rsw} + \dot{T}^{rlw} + \dot{T}^{pbl} + \dot{T}^{cnv} + \dot{T}^{lsc} ]_k \quad \text{Ec. 19}$$

$\dot{T}_k^{phy}$  corresponde a la tendencia de temperatura de todos los procesos diabáticos. Este último término comprende en el modelo los procesos radiativos de onda corta (*rsw*) y larga (*rlw*), de capa límite planetaria (*pbl*), de convección profunda (*cnv*) y de condensación a gran escala (*lsc*). Para cada uno de estos procesos la tendencia de temperatura de un nivel dado (*k*) se calcula de la siguiente manera:

$$\dot{T}_k^R = \frac{g F_k^R}{c_p | \Delta P_k |} \quad \text{Ec. 20}$$

Donde  $F_k^R$  es el flujo radiativo ( $\text{W/m}^2$ ) de un determinado proceso diabático (*R*),  $\Delta P_k$  es la capa entre los límites inferior y superior del nivel atmosférico involucrado y *g* y *c<sub>p</sub>* son la gravedad y el calor específico del aire seco a presión constante respectivamente.

## 2.5. TEMPERATURA CRÍTICA

Es un valor umbral que la TSM debe superar para reducir significativamente la estabilidad atmosférica e iniciar (teóricamente) a la convección profunda. La temperatura crítica es muy utilizada en las regiones tropicales y es estimada empíricamente utilizando proxies de convección profunda, tales como la reflectividad de las nubes, la radiación saliente de onda larga (OLR), la energía disponible potencialmente convectiva (CAPE), y la precipitación (Jáuregui & Takahashi, 2017).

### **2.5.1. Temperatura CRÍTICA estacionaria (Tc)**

En este estudio se nombrará temperatura crítica estacionaria (Tc) a aquella que toma un valor que permanece constante en el tiempo. Sobre los océanos tropicales este umbral se ha estimado entre 26 – 29 °C (Gadgil et al. 1984; Graham and Barnett 1987; Fu et al. 1990; Waliser et al. 1993; Zhang 1993; Sud et al. 1999; Jáuregui & Takahashi, 2017). Mientras que para la costa norte del Perú este umbral está alrededor de los ~26 °C (Woodman, 1999; Ramos, 2014). Sin embargo, la Tc es una condición necesaria pero no suficiente para activar la convección profunda en los océanos tropicales debido a que los factores atmosféricos juegan un rol importante en el desarrollo, por ejemplo en algunas regiones del trópico la convección es suprimida por la divergencia de bajos niveles (Evans & Webster, 2014).

### **2.5.2. Temperatura crítica dinámica**

En este estudio se nombrará temperatura crítica dinámica a aquella Tc que varía en el tiempo. Se sabe que la Tc es una condición necesaria pero no suficiente para activar la convección profunda en los océanos tropicales, es por ello que algunos autores, tales como Johnson & Xie (2010) estimaron las variaciones interanuales de la Tc sobre los océanos tropicales (20°N – 20°S) en el periodo 1980 – 2009, mientras que Evans & Webster (2014) estimaron las variaciones estacionales de la Tc sobre ciertas regiones monzónicas de los océanos tropicales en el periodo 2002 – 2005.

## **2.6. TEMPERATURA TROPOSFÉRICA REGISTRADA POR SATÉLITES**

El monitoreo continuo de la temperatura atmosférica es fundamental para mejorar nuestra comprensión de la sensibilidad del clima de la Tierra al cambio en la composición atmosférica. Los satélites han monitoreado las tendencias de la temperatura de la tropósfera y la estratósfera inferior desde fines de 1978 a través de la Unidad de Sondeo de Microondas (MSU) y, su versión mejorada, la Unidad de Sondeo de Microondas Avanzada (AMSU) desde 1998. Estas medidas de radiométricas permiten inferir la temperatura de la atmósfera. Los perfiles de temperatura resultantes dependen de los detalles de los métodos que se utilizan para obtener las temperaturas de las radiancias. Como resultado, diferentes

grupos que han analizado los datos satelitales han producido diferentes conjuntos de datos de temperatura. Entre estos se encuentran el conjunto de datos UAH preparado en la Universidad de Alabama en Huntsville y el conjunto de datos RSS preparado por Remote Sensing Systems.

### **2.6.1. TMT (temperatura de la tropósfera media)**

Los conjuntos de datos de un solo canal como el canal MT (Mid Tropospheric) se construyen principalmente calculando un promedio de vistas cercanas al nadir (5 vistas centrales para MSU, 12 vistas centrales para AMSU). Este canal está relacionado directamente con la tropósfera, sin embargo tiene un 10 a 15 por ciento de señal de interferencia por parte de la temperatura estratosférica

### **2.6.2. TLT (temperatura de la tropósfera inferior)**

El producto LT (Lower Tropospheric) se construye calculando una diferencia ponderada entre las mediciones de MSU2 (o AMSU5) desde las vistas de las extremidades cercanas y las mediciones de los mismos canales tomados más cerca del nadir. Esto tiene el efecto de extrapolar las mediciones de MSU2 (o AMSU5) en la tropósfera inferior y eliminar la mayor parte de la influencia estratosférica (Mears et al., 2009b).

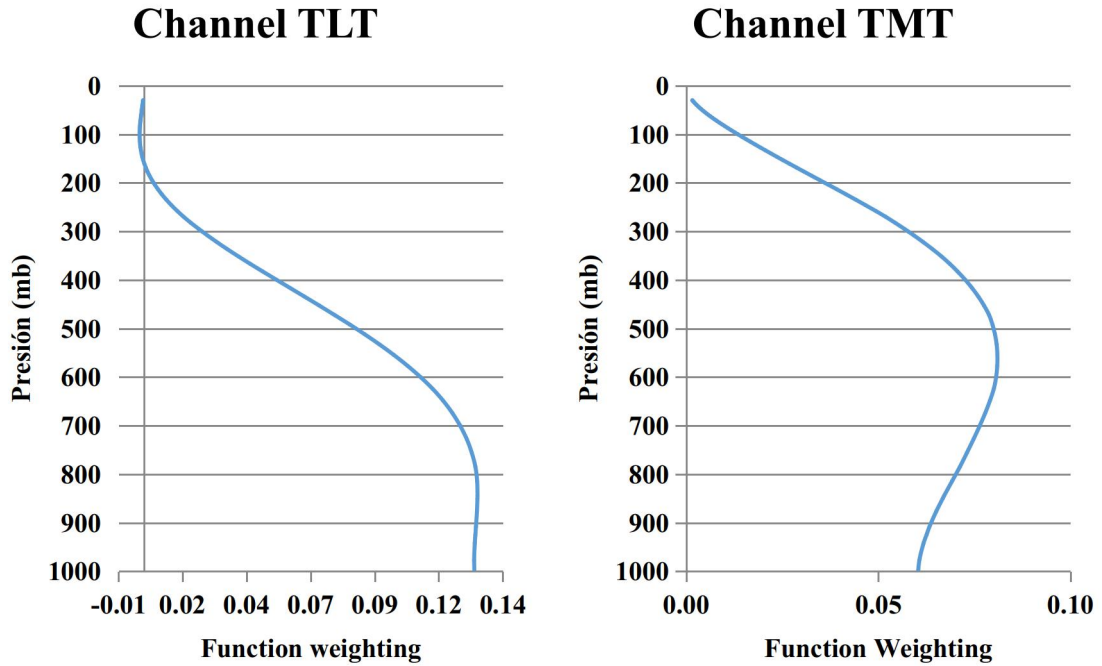


Figura 10. Ponderaciones para cada nivel atmosférico del canal TLT (izquierda) y TMT (derecha).

La figura 10 nos muestra las funciones de ponderación (“Function weighting”) de los canales TLT y TMT. Se observa que en el canal TLT la mayor ponderación se da en el nivel alrededor de ~800 mb, mientras que en el canal TMT se encuentra alrededor del nivel de ~400 mb.

$$T_x = w_s T(0) + \int_{sfc}^{TOA} w(z) T(z) dz \quad \text{Ec. 21}$$

Donde  $T_x$  puede ser TLT o TMT, la cual está en función de los pesos ( $w$ ), los cuales están en función de la altura ( $z$ ). El producto de cada peso por la temperatura en un nivel atmosférico dado se integra en la vertical desde la superficie hasta el tope de la atmósfera ( $TOA$ ) y se suma a la temperatura ponderada en superficie  $w_s T(0)$  (Mears & Wentz, 2009).

## 2.7. ESTABILIDAD ATMOSFÉRICA

Una medida de la estabilidad atmosférica es la diferencia entre la TSM y la  $T_c$ , tal como se menciona en Jáuregui & Takahashi (2017). La existencia de una  $T_c$  para la convección

profunda se ha vinculado implícitamente con la inhibición convectiva (CIN), ya que indica la TSM requerida para vencer la estabilidad vertical que permite el inicio de la convección profunda. Sabemos que la TSM suele ser mayor que la temperatura troposférica (TT), teniendo en cuenta que es la superficie la que provee de calor a la atmósfera. Sin embargo si comparamos los cambios que se puedan producir interanualmente tanto para la TSM como para la TT, podremos observar que en ciertos episodios los cambios de la TT pueden ser mayores que los cambios de la TSM. Estos episodios en los que los cambios de TSM suelen ser mayores o menores que la TT coinciden perfectamente con la variabilidad interanual del ENSO (El Niño-Oscilación del Sur) (sección 2.2). Es por ello que en este estudio se consideró la diferencia entre la TSM y la temperatura crítica dinámica ( $T_{cd}$ ) como una medida de la estabilidad atmosférica, una medida que considera los efectos locales (TSM) y remotos (TT implícita en  $T_{cd}$ ), y nos indicaría que la convección profunda no depende únicamente de cuan cálida sea la TSM local, sino también de cuan cálida o fría sea la TT remota. Esta medida de la estabilidad atmosférica también poder ser considerada como una medida del acoplamiento entre el océano y la atmósfera basada en el estudio de McTaggart-Cowan (2015) quién propone el índice de acoplamiento como una diferencia de temperaturas potenciales equivalentes entre la tropopausa y el nivel 850 mb para el desarrollo de ciclones tropicales.

## **2.8. BALANCE RADIATIVO DE LA TROPÓSFERA TROPICAL**

Los transportes de calor y humedad generados por los cúmulos producen un efecto importante en la dinámica atmosférica de gran escala. Como señalaron originalmente Riehl y Malkus (1958), el transporte de calor ascendente concentrado en los cumulonimbos tropicales («torres calientes») es necesario para equilibrar las pérdidas de calor que ocurren en la tropósfera superior debido a las emisiones térmicas y al transporte hacia los polos. La convección lleva el calor hasta la cima de la tropósfera en cuestión de horas, algo que tardaría días en ocurrir por emisión de radiación de onda larga. El efecto general de las precipitaciones generadas por los cúmulos consiste en calentar y desecar la mayor parte de la tropósfera a través de procesos de condensación y evaporación y de transporte turbulento (Laing & Evans, 2016).

De la ecuación termodinámica, donde Q es el calor, U es la energía interna, W es el trabajo,  $\alpha$  es el volumen específico,  $c_p$  es el calor específico del aire seco a presión constante, T es la temperatura, P es la presión y  $\omega$  es la velocidad vertical en Pa/s:

$$\frac{dQ}{dt} = \frac{dU}{dt} + \frac{dW}{dt} \quad \text{Ec. 22}$$

$$\dot{Q} = c_p \frac{dT}{dt} - \alpha \frac{dP}{dt} \quad \text{Ec. 23}$$

$$\frac{dT}{dt} = \frac{\alpha \omega}{c_p} + \frac{\dot{Q}}{c_p} \quad \text{Ec. 24}$$

De la energía estática seca (S), donde g es la gravedad y z es la altura:

$$ds = c_p T + g dz \quad \text{Ec. 25}$$

$$\frac{dT}{dt} = \frac{1}{c_p} \left( \frac{ds}{dt} - g \frac{dz}{dt} \right) \quad \text{Ec. 26}$$

$$\frac{dT}{dt} = \frac{1}{c_p} \left( \frac{ds}{dt} + \alpha \omega \right) \quad \text{Ec. 27}$$

Combinándolo con la ecuación termodinámica:

$$\frac{1}{c_p} \left( \frac{ds}{dt} + \alpha \omega \right) = \frac{\alpha \omega}{c_p} + \frac{\dot{Q}}{c_p} \quad \text{Ec. 28}$$

$$\frac{ds}{dt} = \dot{Q} \quad \text{Ec. 29}$$

De la derivada total, donde  $V_h$  es la velocidad horizontal del viento:

$$\dot{Q} = \frac{\partial s}{\partial t} + \bar{V}_h \nabla s + \omega \frac{\partial s}{\partial P} \quad \text{Ec. 30}$$

$$\dot{Q}_k \approx \dot{Q}_k^R + \dot{Q}_k^c \quad \text{Ec. 31}$$

Donde  $\dot{Q}_k^R$  y  $\dot{Q}_k^c$  corresponden al enfriamiento radiativo y al calentamiento convectivo respectivamente para un nivel atmosférico (k) dado (Yanai et. al., 1973; Yanai & Johnson, 1993). La distribución vertical del calentamiento a través de los trópicos presenta un ciclo estacional coherente con las circulaciones tropicales medias observadas. Esto constituye



evidencia de que el calentamiento diabático es el mecanismo que impulsa la mayor parte de la circulación tropical.

Integrando  $\dot{Q}_k^R$  y  $\dot{Q}_k^C$  desde la superficie hasta el tope de la atmósfera (TOA):

$$Q_R = \frac{-1}{g} \int_{sfc}^{TOA} \dot{Q}_k^R dP \quad \text{Ec. 32}$$

$$Q_C = \frac{-1}{g} \int_{sfc}^{TOA} \dot{Q}_k^C dP \quad \text{Ec. 33}$$

Donde  $Q_R$  y  $Q_C$  corresponden al enfriamiento radiativo y al calentamiento convectivo respectivamente en toda la columna atmosférica (Yanai & Tomita, 1998).

De manera simplificada podemos decir que el balance de energía promedio global se da en la atmósfera entre el enfriamiento radiativo y el flujo de calor latente liberado durante la condensación. Por lo tanto si agregamos un forzante radiativo ( $F_R^\lambda$ ) y evaluamos los cambios, obtendríamos la siguiente relación en la perturbación del balance global (Allen & Ingram, 2002), donde L es el calor latente de condensación y P la precipitación:

$$\Delta Q_R + F_R^\lambda = L\Delta P \quad \text{Ec. 34}$$

El patrón de calentamiento integrado en la vertical en o cerca del ecuador induce circulaciones atmosféricas de gran escala, como las ondas ecuatoriales. Por lo general, las características de la circulación tropical, como la vaguada ecuatorial/monzónica, los anticiclones subtropicales oceánicos, los alisios y las bajas térmicas sobre los continentes subtropicales en verano, se pueden diagnosticar en términos de una respuesta a las fuentes y los sumideros de calor aparentes en las regiones tropicales y subtropicales. El transporte vertical en las células de Hadley es crítico para el transporte meridional, mientras que el transporte vertical en la circulación de Walker es responsable del transporte zonal. Las circulaciones tropicales son el resultado de una combinación de calentamiento simétrico y antisimétrico. Un producto del calentamiento antisimétrico es la célula de Hadley en julio, que exhibe una rama ascendente sobre la región de exceso de calentamiento en el hemisferio norte y otra, descendente, sobre la región de enfriamiento del hemisferio sur.

Un ejemplo de la respuesta al componente de calentamiento simétrico es la rama del Pacífico de la circulación de Walker, una circulación de este a oeste, que presenta movimiento ascendente asociado con el exceso de calentamiento sobre las aguas cálidas del Pacífico occidental.

## 2.9. TIEMPO DE RELAJACIÓN EN LA ATMÓSFERA

Aplicando la ecuación del enfriamiento newtoniano debido a un forzante térmico (Wu et. al., 2000):

$$\Delta \left( \frac{\partial T}{\partial t} \right) = -\frac{1}{\tau} \Delta T + F \quad \text{Ec. 35}$$

En estado estacionario podemos estimar el tiempo de relajación o disipación ( $\tau$ ):

$$\tau_k = \frac{\Delta T_k}{F_k} \quad \text{Ec. 36}$$

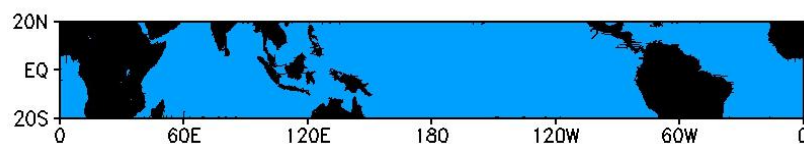
Donde  $\Delta T$  es el cambio de temperatura troposférica tropical en °C,  $F$  es el forzante en °C/día y el subíndice  $k$  indica el nivel calentado. Esta ecuación nos permite saber que tan amortiguada se encuentra un nivel troposférico. Mientras más bajo sea el valor de  $\tau$  en un nivel troposférico dado, indicará que dicho nivel se encontrará débilmente amortiguado, es decir que dicho nivel troposférico se enfriará más rápido. Mientras más alto sea el valor de  $\tau$  en un nivel troposférico dado, indicará que dicho nivel se encontrará fuertemente amortiguado, es decir que dicho nivel troposférico se enfriará más lento.

### III. MATERIALES Y MÉTODOS

#### 3.1. MATERIALES

##### 3.1.1. Área de estudio

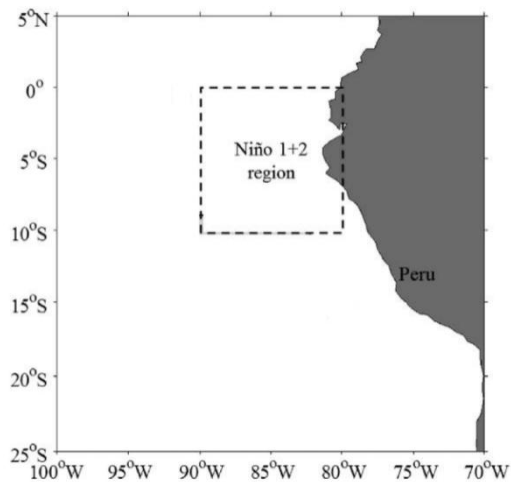
Para este estudio se eligió el dominio  $20^{\circ}\text{N} - 20^{\circ}\text{S}$  (figura 11) debido a que aproximadamente la mitad de la energía que se transporta de las aguas oceánicas a la atmósfera proviene de los océanos tropicales, cuya enorme superficie absorbe la radiación solar que eleva la TSM. Los transportes de calor de cambio de estado y sensible desde las aguas oceánicas cálidas aumentan la temperatura del aire y la humectan, lo cual conduce la inestabilidad, movimiento ascendente, liberación de calor de cambio de estado en la convección profunda y transferencias de energía y humedad a la atmósfera. Los movimientos ascendentes en la convección profunda forman parte de la circulación de Hadley, que comprende múltiples fuentes y sumideros de energía. Además, aunque la distribución meridional de la radiación solar entrante es simétrica, las circulaciones a través del trópico son impulsadas por la distribución espacial del calentamiento neto integrado en la vertical, como por ejemplo, los máximos de calentamiento a gran escala sobre los continentes y las cuencas oceánicas cálidas que producen la circulación de Walker (Laing & Evans, 2016).



*Figura 11. Océanos tropicales.*

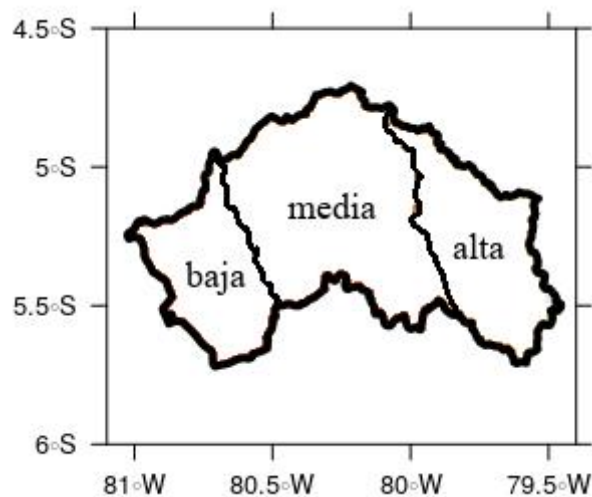
También se utilizó la región Niño 1+2 ( $0 - 10^{\circ}\text{S}$ ;  $80^{\circ}\text{W} - 90^{\circ}\text{W}$ ), esta incluye las costas de Perú y Ecuador incluidas las Islas Galápagos, esta región representa un indicador de los cambios inducidos por El Niño en los patrones de variabilidad de la costa del Pacífico de América del Sur. La región Niño 1 + 2 es la más pequeña y la más oriental de las regiones

Niño, y se corresponde con la región costera de América del Sur donde el Niño fue reconocido por primera vez por los pobladores locales. Esta región tiende a tener la mayor varianza de las regiones Niño (Trenberth & Stepaniak, 2001).



*Figura 12. Región Niño 1+2.*

Finalmente se utilizó la cuenca del Río Piura derivado del shapefile (formato de archivo informático de datos espaciales desarrollado para softwares de Sistemas de Información Geográfica), la cual fue dividida en 3 subcuencas tal y como se muestra en la figura 13.



*Figura 13. Cuenca del Río Piura dividido en 3 subcuencas.*

### **3.1.2. Datos**

En este estudio se utilizaron las salidas mensuales del modelo atmosférico SPEEDY, tales como la temperatura del aire, precipitación y radiación de onda larga saliente. También se

utilizaron datos observados mensuales como la TSM de OISST (Optimum Interpolation Sea Surface Temperature) y HADISST (HADley centre global sea Ice and Sea Surface Temperature) con una resolución de  $1^{\circ}\times 1^{\circ}$ , así como la temperatura troposférica de RSS y UAH con una resolución de  $2.5^{\circ}\times 2.5^{\circ}$ , y finalmente la precipitación acumulada mensual de PISCO (Peruvian Interpolated data of the SENAMHI's Climatological and hydrological Observations) con una resolución de  $0.1^{\circ}\times 0.1^{\circ}$  en el periodo 1981 - 2017.

## **3.2. METODOLOGÍA**

### **3.2.1. Simulación control de la atmósfera tropical y estimación de la Tc.**

En esta sección se procedió a ejecutar la simulación control del modelo SPEEDY con TSM derivada del reanálisis Era Interim promediada multianualmente en el periodo 1981-2010. A este tipo de TSM se le conoce como TSM fija o prescrita climatológicamente (es decir la TSM se repite en cada ciclo anual). La simulación control se realizó sin forzar ( $0^{\circ}\text{C}/\text{día}$ ) la temperatura troposférica tropical (TTT), luego se validó el estado medio del modelo con datos del Era Interim (sección 3.2.1.a) y posteriormente se estimó la Tc mediante el Modelo Físico Empírico (MFE) utilizando las salidas mensuales de precipitación de SPEEDY (sección 3.2.1.b).

#### **a. Validación de la simulación control.**

En esta sección se calcularon los promedios multianuales en el periodo 1981-2010 de las salidas (variables simuladas) del modelo SPEEDY para compararlas con los promedios multianuales del Reanálisis Era Interim en el periodo 1981-2010 con una resolución espectral T30  $\sim 3.75^{\circ}$ , y en efecto validar la coherencia de la simulación. La validación consistirá en comparar la distribución vertical y latitudinal de la temperatura del aire y la distribución espacial y latitudinal de la precipitación y la radiación de onda larga saliente (OLR), para observar si los valores máximos coinciden con los de reanálisis. Es decir se compara cualitativamente (visualmente) y cuantitativamente calculando el error (la diferencia entre lo simulado y lo observado) de los promedios multianuales simulados por el modelo SPEEDY con los promedios multianuales del reanálisis, para corroborar si guardan el mismo comportamiento espacial y de magnitud. En caso la magnitud de lo

simulado supere dos veces la desviación estándar de la magnitud del reanálisis no pasará la validación.

**b. Estimación de la Tc control.**

Para estimar la Tc se utilizó el modelo físico empírico (MFE), el cual fue detallado en la sección 2.3. Con dicho método se obtuvo un diagrama de dispersión similar al de la figura 5, con la diferencia de que se utilizó la TSM promedio tropical (20°N – 20°S) versus la precipitación promedio sobre los océanos tropicales.

$$RMSE = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{k=1}^n (PP_{MFE} - PP_{SPD})^2} \quad \text{Ec. 37}$$

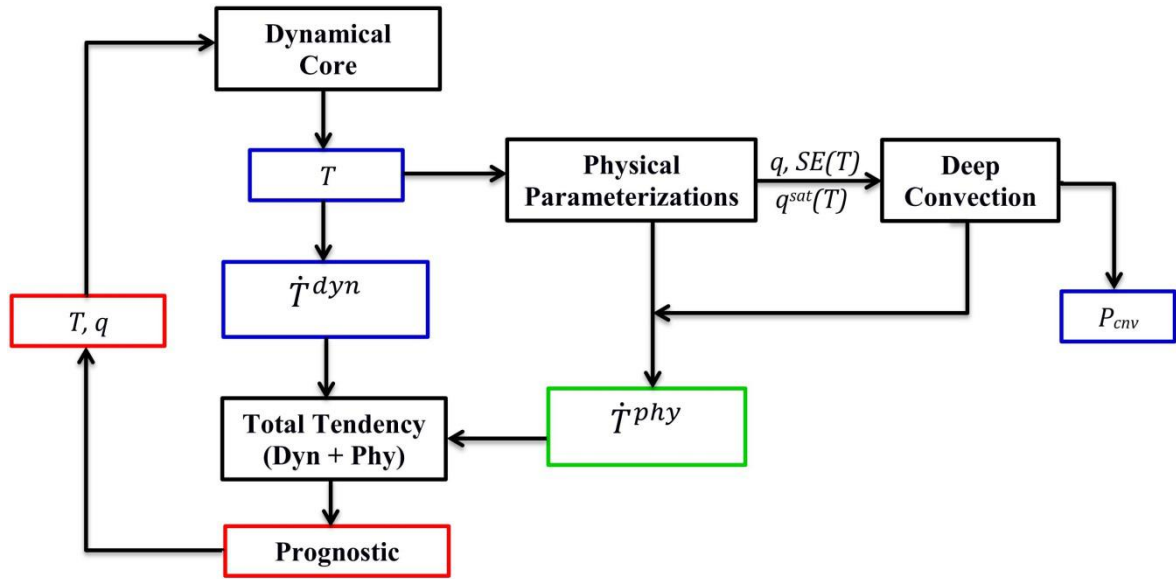
La Tc seleccionada será aquella en donde mejor se ajuste la precipitación estimada por el MFE ( $PP_{MFE}$ ) con la precipitación obtenida con SPEEDY ( $PP_{SPD}$ ). En cada ajuste lineal se calcula el RMSE (raíz del cuadrado medio del error), y por tanto el mejor ajuste será aquel que tenga el menor RMSE (Ec. 37).

**3.2.2. Simulación de los cambios de temperatura troposférica tropical (TTT) y análisis de su efecto en los cambios de Tc.**

En esta sección se procedió a explicar cómo se modificó el código fuente del modelo atmosférico SPEEDY para luego ejecutar las simulaciones experimentales, con la misma configuración de la simulación control (sección 3.2.1), excepto que esta vez se forzó la TTT positivamente (calentamiento) y negativamente (enfriamiento) en diferentes niveles troposféricos, posteriormente se estimó la Tc mediante el MFE utilizando las salidas de precipitación de SPEEDY perturbadas por los cambios en la TTT.

**a. Modificación de la temperatura troposférica tropical (TTT).**

En esta sección se explica cómo se integran las tendencias diabáticas artificiales dentro del código fuente del modelo para alterar la temperatura troposférica tropical.



**Figura 12. Esquema de la retroalimentación entre las parametrizaciones físicas y el núcleo dinámico del modelo (elaboración propia).**

La figura 12 muestra el esquema simplificado de las subrutinas involucradas en el cálculo de la tendencia total de temperatura. El ciclo inicia con el cálculo de las variables básicas, tales como la humedad ( $q$ ) y la temperatura ( $T$ ). Estas sirven como inputs para el núcleo dinámico del modelo para calcular la componente dinámica ( $\dot{T}_k^{dyn}$ ) de la tendencia de temperatura (Ec. 18). Mientras que la componente física (Ec. 38) es calculada por las parametrizaciones físicas. Entre ellas tenemos el esquema de convección profunda. Esta última necesita como inputs la energía estática seca ( $SE$ ), la humedad actual ( $q$ ) y de saturación ( $q^{sat}$ ); con las cuales se obtendrán algunos outputs tales como la precipitación convectiva y la tendencia local de temperatura debido a la liberación de calor de cambio de estado en la convección. Esta tendencia local es una de las componentes de la tendencia física (Ec. 38), esta última es representada en el esquema (Fig. 12) de color verde para resaltar que es en ese proceso donde se agregan los flujos adicionales modificando la ecuación 19:

$$\dot{T}_k^{phy} = [\dot{T}^{rsw} + \dot{T}^{rlw} + \dot{T}^{pbl} + \dot{T}^{cnv} + \dot{T}^{lsc} + \dot{T}^{\lambda}]_k \quad \text{Ec. 38}$$

Donde  $\dot{T}^{\lambda}$  es la tendencia local de temperatura agregada artificialmente dentro de los procesos diabáticos en un nivel dado ( $k$ ) en el dominio tropical ( $20^{\circ}N - 20^{\circ}S$ ).

La tendencia física ( $\dot{T}_k^{phy}$ ) se integra al núcleo dinámico donde se suma a la componente dinámica para finalmente obtener la tendencia total (física más dinámica). En la subrutina de pronóstico, se pronostican las variables básicas utilizando la tendencia total. Finalmente tales variables como la humedad y la temperatura se actualizan y entran nuevamente al ciclo en cada paso de tiempo.

**Tabla 1. Niveles troposféricos forzados y sus respectivas magnitudes.**

<b>Niveles forzados (mb)</b>	850, 700, 500, 300
<b>Magnitud del forzante (°C/día)</b>	-4.5, -4, -3.5, -3, -2.5, -2, -1.5, -1, -0.5, 0.5, 1, 1.5, 2, 2.5, 3, 3.5, 4, 4.5

En esta investigación se forzaron 5 niveles troposféricos, tal y como se muestra en la Tabla 1. En cada nivel se realizaron 18 experimentos, los cuales corresponden a las diferentes magnitudes que tomó los forzantes de temperatura. Como se observa en la tabla 1 los forzantes oscilan entre valores negativos y positivos, ya que la idea es calentar o enfriar la tropósfera tropical y analizar su efecto en la temperatura crítica. En total se obtienen 90 experimentos, más 1 control de 0°C/día, el cual se detalló en la sección 4.1.

### **3.2.3. determinación del balance radiativo atmosférico y el tiempo de relajación debido a los cambios de la TTT.**

En esta sección se calcularon el enfriamiento radiativo y el calentamiento convectivo, los cuales intervienen en el balance radiativo de la atmósfera tropical (sección 2.9), así como el tiempo de relajación (sección 2.8).

#### **a. Balance radiativo atmosférico tropical**

En esta sección se calculó el enfriamiento radiativo ( $Q_R$ ) y el calentamiento convectivo ( $Q_C$ ) utilizando las ecuaciones 32 y 33 para luego calcular el balance radiativo de la tropósfera tropical (Ec. 34). Esto nos permitió evaluar la coherencia de las estimaciones de  $Q_R$  y  $Q_C$  con el forzante impuesto y determinar el efecto de los procesos diabáticos en la distribución horizontal del calentamiento integrado en la vertical. Los términos advectivos



pueden despreciarse en el promedio multianual (Allen & Ingram, 2002; DeAngelis et al., 2015), de tal modo que para los trópicos (20N – 20S) se puede aproximar:

$$\Delta Q_R + F_R^\lambda \approx L\Delta P \quad \text{Ec. 39}$$

La ecuación 39 es una aproximación de la ecuación 34, la cual fue detallada en la sección 2.8.

### **b. Estimación del tiempo de relajación en los trópicos**

En esta sección se calculó el tiempo de relajación ( $\tau$ , en días) utilizando la ecuación 36 detallada en la sección 2.9. Esto nos permitirá saber que tan amortiguado se encuentra un nivel troposférico dado de la zona tropical (20°N – 20°S) en función del tiempo que le tome a cada nivel troposférico mantener el calor adicional añadido por el forzante impuesto.

### **3.2.4. Validación de las simulaciones con series de tiempo de datos observados**

#### **a. Comparación de la TT con datos observados**

Con las simulaciones experimentales conseguimos aumentar el número de casos de calentamiento o enfriamiento troposférico interanual en los trópicos, y como se detalló en la sección 2.2, esta variabilidad tropical interanual de la temperatura es controlada en gran medida por ENSO, del cual contamos con un registro limitado y estadísticamente escaso de eventos. Es por ello que en esta sección se decidió validar los resultados que se obtuvieron con las simulaciones comparando la temperatura troposférica (TT) simulada por SPEEDY en el periodo 1981 – 2017 utilizando la TSM observada de OISST (Optimum Interpolation Sea Surface Temperature) con la TT observada de RSS y UAH (ver sección 2.6). Se compararon las anomalías de la TT mediante series de tiempo en la región tropical (20°N-20°S) y la región Niño 1+2 para evaluar si la TT simulada muestra un comportamiento temporal similar a lo observado en las 2 regiones mencionadas. Si la correlación entre lo simulado y lo observado supera el valor de 0.5 pasará la validación.

La TT de SPEEDY se calculó utilizando la ecuación 21 detallada en la sección 2.6.2. Se utilizaron los pesos del RSS, los cuales se muestran en la tabla 2.

**Tabla 2. Pesos para cada nivel atmosférico de SPEEDY**

<b>Presión (mb)</b>	<b>Altura (km)</b>	<b>Weight (km<sup>-1</sup>)</b>
925	0.8	0.1293
850	1.4	0.1301
700	3.0	0.1234
500	5.6	0.0827
300	9.2	0.0227
200	11.8	0.0038
100	16.2	-0.0017
30	23.9	-0.0004

**b. Relación de la medida empírica de estabilidad con la precipitación**

En esta sección se calculó la temperatura crítica dinámica ( $T_{cd}$ ) (a escala temporal estacional) (sección 2.5.2) como la suma de la temperatura crítica estacionaria ( $T_c$ ) más la anomalía de la TT multiplicada por la pendiente ( $\beta$ ) determinada empíricamente de la relación entre los cambios de  $T_c$  y la TT evaluados previamente en los experimentos atmosféricos (sección 3.2.2). De esta manera conseguimos que la  $T_c$  varíe interanualmente (ecuación 40).

$$T_{cd} = T_c + \beta \cdot TT' \quad \text{Ec. 40}$$

La  $T_c$  para la costa norte del Perú está alrededor de 26 – 27 °C (Woodman, 1999; Takahashi, 2004; Ramos, 2014), por ello se tomó el valor de 26.5 °C como valor de referencia para la temperatura crítica estacionaria.

La medida de estabilidad empírica se calcula de la diferencia entre la TSM y la  $T_{cd}$  (sección 2.7), para luego compararla con las variaciones interanuales de precipitación, que corresponden a la cuenca del Río Piura, las cuales son derivadas de PISCO (Peruvian Interpolated data of the SENAMHI's Climatological and hydrological Observations), mientras que la  $T_{cd}$  es calculada sobre la región Niño 1+2. La TSM observada utilizada corresponde a la de OISST y HADISST (HADley centre global sea Ice and Sea Surface Temperature) en el periodo 1981 - 2017. En esta sección se validó la relación entre la precipitación y la medida empírica de estabilidad sobre la cuenca del Río Piura

comparando las series de tiempo de las variaciones interanuales de la precipitación y la medida empírica de estabilidad y calculando la correlación entre ambas. Si la correlación supera el valor de 0.5 pasará la validación. En cada serie de tiempo se agregó una línea horizontal punteada que indica el valor de cero para la medida de estabilidad; y también se agregaron dos líneas horizontales discontinuas que indican el percentil 33 (línea inferior) y percentil 66 (línea superior) de la anomalía de precipitación. En adelante los percentiles 33 y 66 serán llamados tercil 1 (T1) y tercil 2 (T2) respectivamente, y serán interpretados de la siguiente manera: Por debajo del T1 se considerará precipitación por debajo de lo normal, entre el T1 y el T2 representará precipitación normal, y finalmente por encima del T2 indicará precipitación por encima de lo normal.

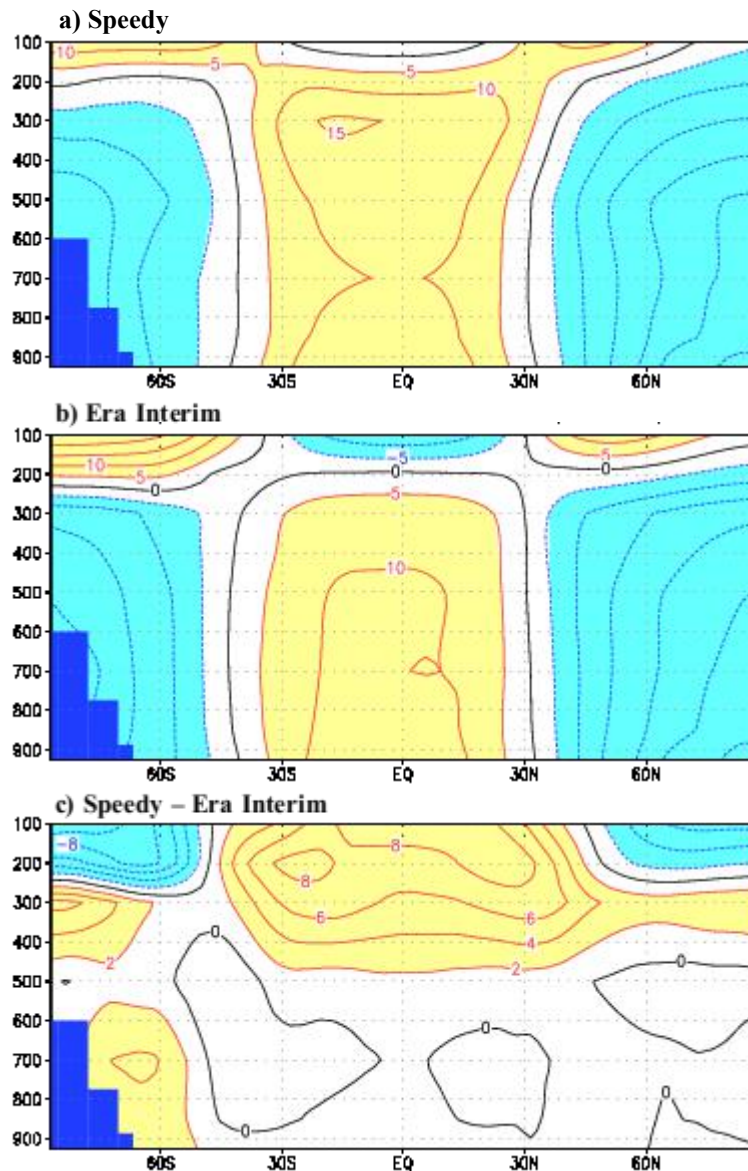
## **IV. RESULTADOS Y DISCUSIONES**

### **4.1. SIMULACIÓN CONTROL DE LA ATMÓSFERA TROPICAL Y ESTIMACIÓN DE SU TC.**

En esta sección se procedió a ejecutar la simulación control del modelo SPEEDY con TSM derivada del reanálisis Era Interim promediada multianualmente en el periodo 1981-2010. A este tipo de TSM se le conoce como TSM fija o prescrita climatológicamente (es decir la TSM se repite en cada ciclo anual). La simulación control se realizó sin forzar ( $0^{\circ}\text{C}/\text{día}$ ) la temperatura troposférica tropical (TTT), luego se validó el estado medio del modelo con datos del Era Interim (sección 4.1.1) y posteriormente se estimó la  $T_c$  mediante el Modelo Físico Empírico (MFE) utilizando las salidas mensuales de precipitación de SPEEDY (sección 4.1.2).

#### **4.1.1. Validación de la simulación control.**

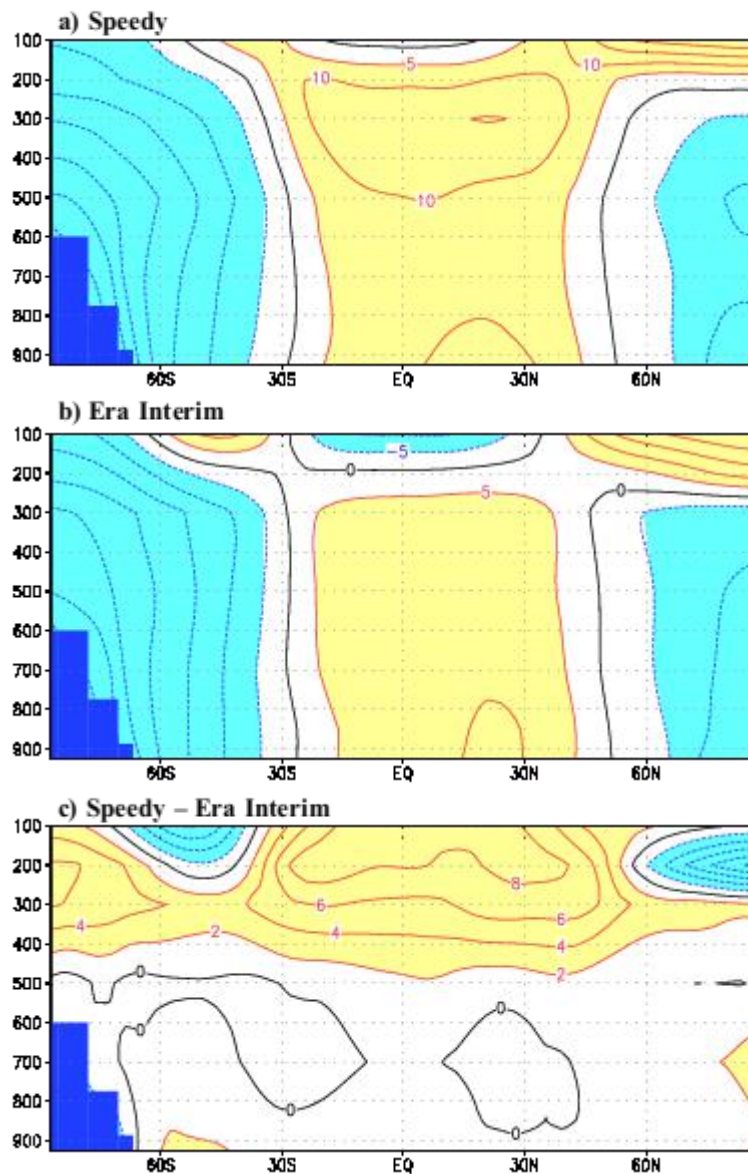
Utilizando la temperatura del aire de la simulación control se realizó un corte vertical latitudinal del promedio zonal (es decir se promedió de  $0^{\circ}$  a  $360^{\circ}$  de longitud) de la desviación de temperatura con respecto al promedio global de cada nivel atmosférico.



*Figura 14. Corte latitudinal del promedio zonal de la desviación de temperatura (°C) con respecto al promedio global de cada nivel atmosférico de Speedy (arriba), Era Interim (medio) y el sesgo (abajo) para el verano austral.*

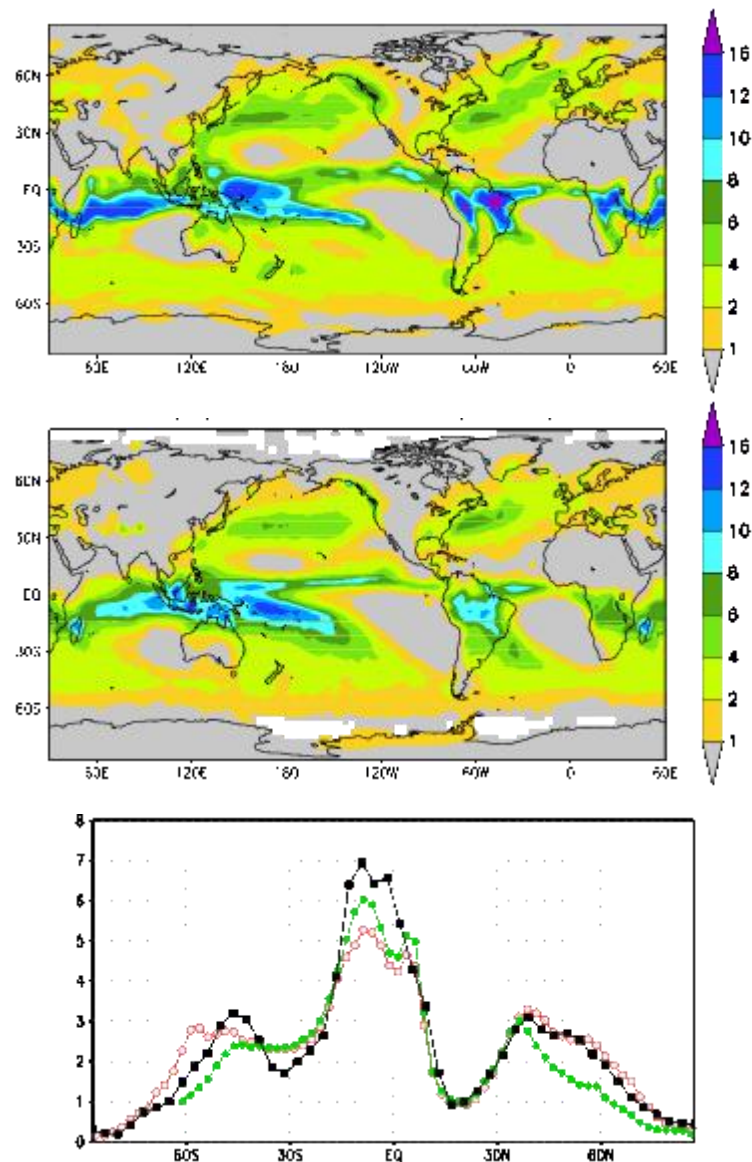
Las figuras 14.a y 14.b muestran los cortes transversales de SPEEDY y el reanálisis Era Interim respectivamente promediados en el periodo 1981 – 2010 para el trimestre diciembre, enero y febrero (verano austral). Mientras que la figura 14.c muestra el sesgo de SPEEDY con respecto al reanálisis. Donde podemos observar que en las latitudes tropicales (20°N-20°S) la simulación control es bastante buena hasta los 500mb aproximadamente, mientras que por encima de este nivel el sesgo empieza a aumentar en función a la altura. Es importante considerar este sesgo en el análisis, ya que en esta

investigación se considerará el nivel de 300mb, y por lo tanto debemos tener en cuenta que la incertidumbre será mayor en este nivel.



*Figura 15. Corte latitudinal del promedio zonal de la desviación de temperatura (°C) con respecto al promedio global de cada nivel atmosférico de Speedy (arriba), Era Interim (medio) y el sesgo (abajo) para el verano boreal.*

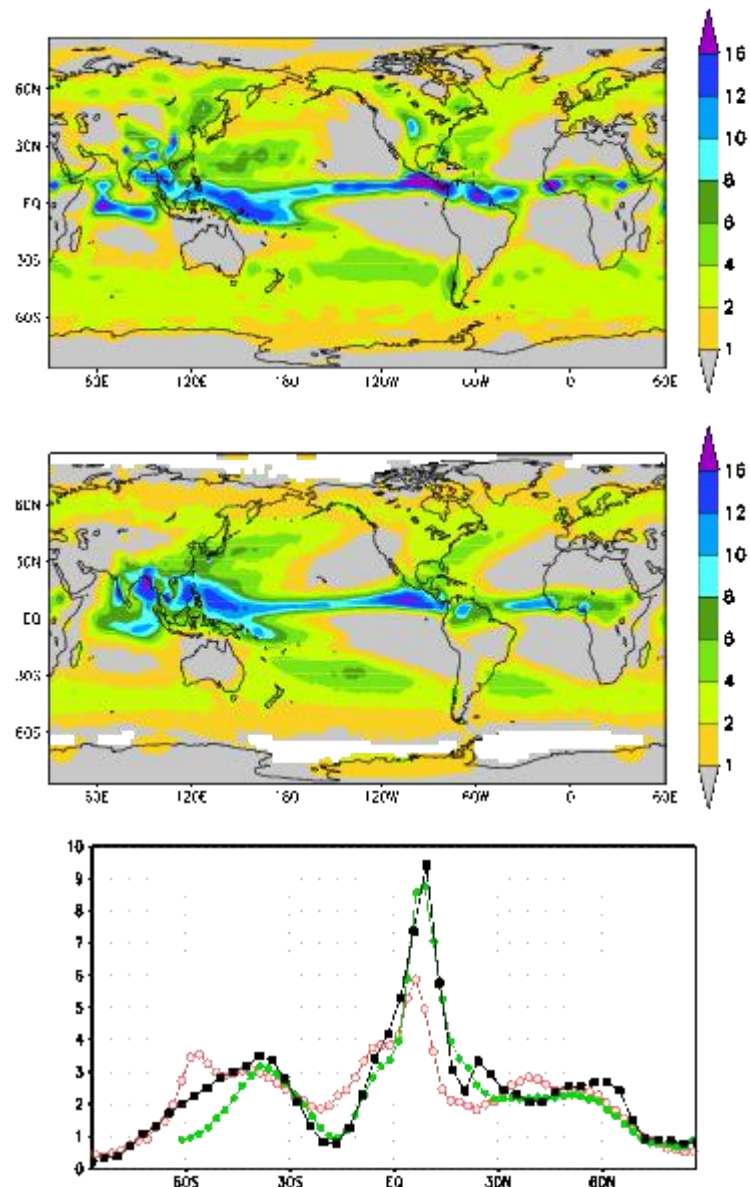
Las figuras 15.a y 15.b muestran los cortes transversales de SPEEDY y Era Interim respectivamente promediados en el periodo 1981 - 2010 para el trimestre junio, julio y agosto (verano boreal). Mientras que la figura 15.c muestra el sesgo de SPEEDY con respecto al reanálisis. Donde podemos observar que en las latitudes tropicales (20°N-20°S) la simulación control es bastante buena hasta los 500mb aproximadamente, bastante similar a lo observado en la figura 14.c.



**Figura 16. Distribución espacial de la precipitación en mm/día del verano austral de Speedy (arriba), CMAP (medio) y su comparación latitudinal (abajo) con CMAP (verde) y GPCP (rojo).**

Las figuras 16.a y 16.b muestran la distribución espacial de precipitación de SPEEDY y del CMAP (Climate Prediction Center Merged Analysis of Precipitation) respectivamente promediados en el periodo 1981 - 2010 para el trimestre diciembre, enero y febrero (verano austral). Mientras que la figura 16.c muestra la distribución latitudinal de precipitación promediada zonalmente de SPEEDY comparada con CMAP y GPCP (Global Precipitation Climatology Project). Donde podemos observar que en las latitudes tropicales (20°N-20°S) la simulación control, si bien muestra una ligera sobreestimación de la precipitación, muestra un comportamiento bastante aproximado a CMAP y GPCP. Como en esta investigación no se pretende discutir la magnitud de la precipitación sino más bien su comportamiento, basta con analizar su distribución, la cual se aproxima bien.

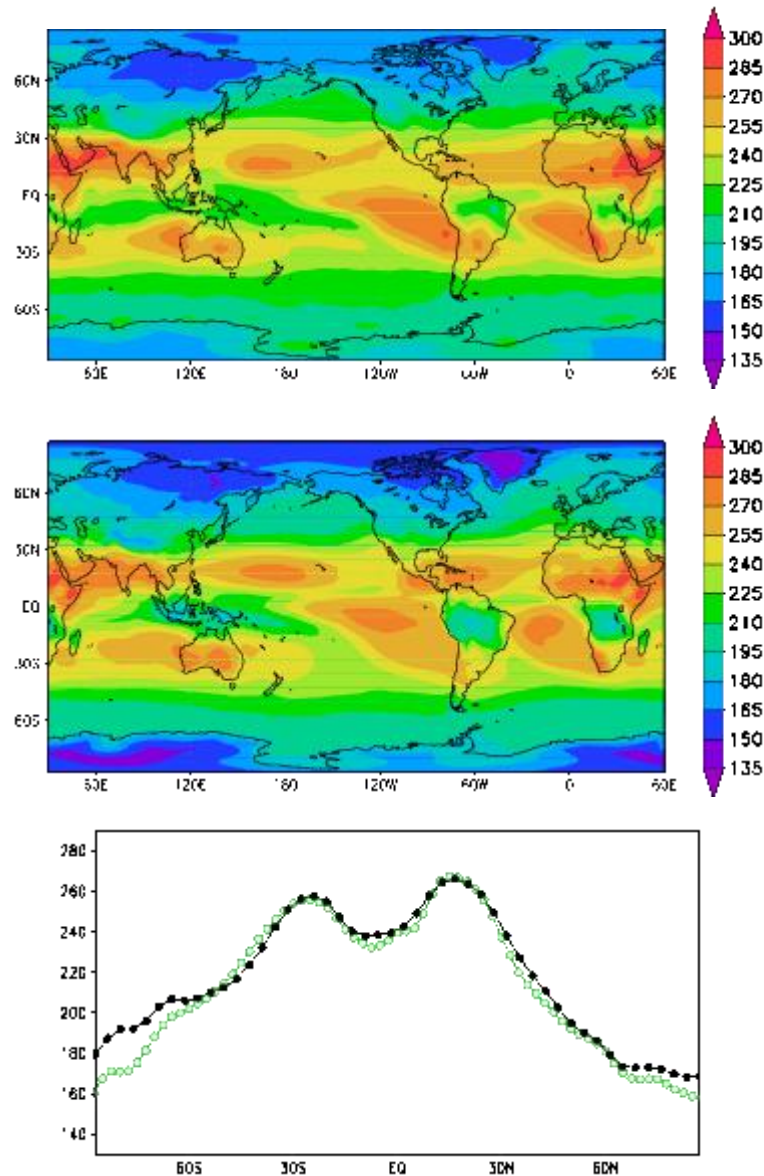




**Figura 17. Distribución espacial de la precipitación en mm/día del verano boreal de Speedy (arriba), CMAP (medio) y su comparación latitudinal (abajo) con CMAP (verde) y GPCP (rojo).**

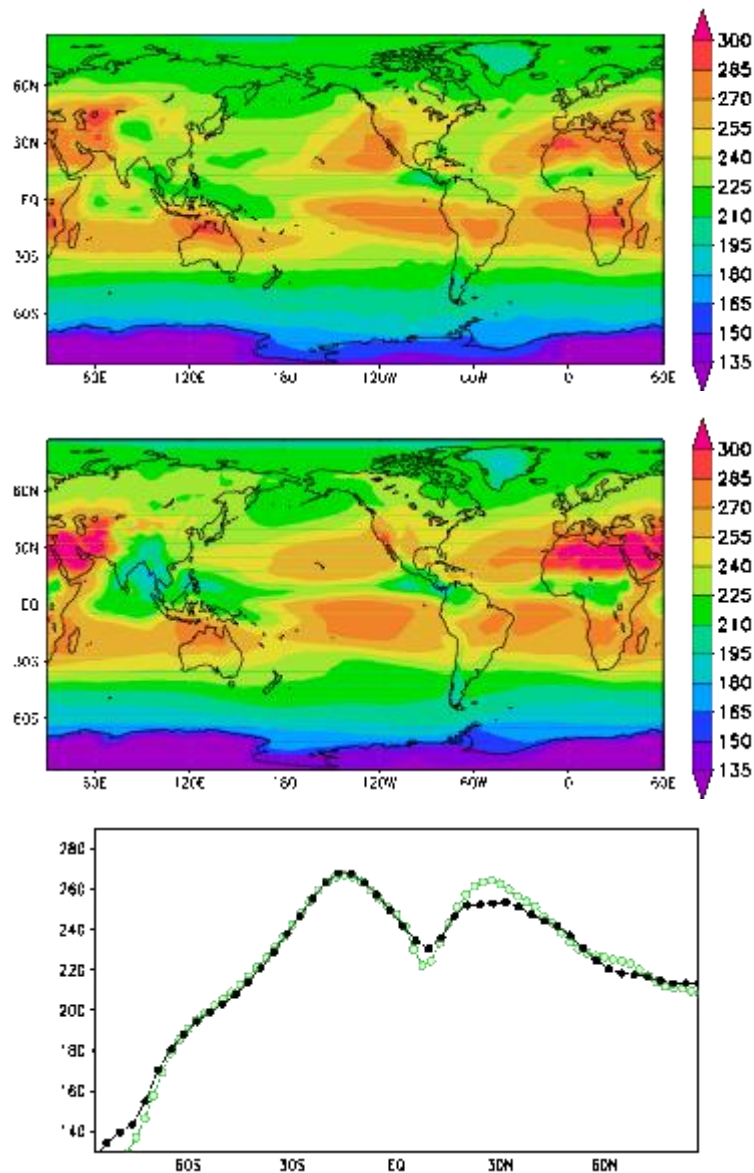
Las figuras 17.a y 17.b muestran la distribución espacial de precipitación de SPEEDY y CMAP respectivamente promediados en el periodo 1981 - 2010 para el trimestre junio, julio y agosto (verano boreal). Mientras que la figura 17.c muestra la distribución latitudinal de precipitación promediada zonalmente de SPEEDY comparada con CMAP y GPCP. Donde podemos observar que en las latitudes tropicales (20°N-20°S) la simulación control muestra un comportamiento bastante aproximado con respecto a CMAP, sin embargo con respecto al GPCP, la precipitación es sobreestimada y el pico de precipitación se encuentra ligeramente desviado hacia el norte.





**Figura 18. Distribución espacial de OLR ( $W/m^2$ ) del verano austral de Speedy (arriba), Era Interim (medio) y su comparación latitudinal (abajo) con Era Interim (verde).**

Las figuras 18.a y 18.b muestran la distribución espacial de radiación de onda larga saliente (OLR) de SPEEDY y Era Interim respectivamente promediados en el periodo 1981 - 2010 para el trimestre diciembre, enero y febrero (verano austral). Mientras que la figura 18.c muestra la distribución latitudinal de OLR promediada zonalmente de SPEEDY comparada con el reanálisis. Donde podemos observar que en las latitudes tropicales ( $20^{\circ}N-20^{\circ}S$ ) la simulación control muestra una magnitud y un comportamiento bastante aproximado con respecto al reanálisis. Esto es importante para el balance radiativo en la atmósfera, el cual se verá perturbado cuando se aplique el forzante, pero la atmósfera tratará de ajustarse realizando cambios en el enfriamiento radiativo y el calentamiento convectivo, los cuales serán discutidos en la sección 4.3.2.



**Figura 19. Distribución espacial de OLR ( $W/m^2$ ) del verano boreal de Speedy (arriba), Era Interim (medio) y su comparación latitudinal (abajo) con Era Interim (verde).**

Las figuras 19.a y 19.b muestran la distribución espacial de OLR de SPEEDY y Era Interim respectivamente promediados en el periodo 1981 - 2010 para el trimestre junio, julio y agosto (verano boreal). Mientras que la figura 19.c muestra la distribución latitudinal de OLR promediada zonalmente de SPEEDY comparada con el reanálisis. Donde podemos observar que en las latitudes tropicales ( $20^{\circ}N$ - $20^{\circ}S$ ) la simulación control muestra una magnitud y un comportamiento bastante aproximado, con una ligera subestimación hacia el norte con respecto al reanálisis.

#### 4.1.2. Estimación de la Tc control.

Utilizando la temperatura superficial del mar (TSM) utilizada en SPEEDY y la precipitación de la simulación control se estimó la Tc control empleando la metodología descrita en la sección 3.2.1.b.

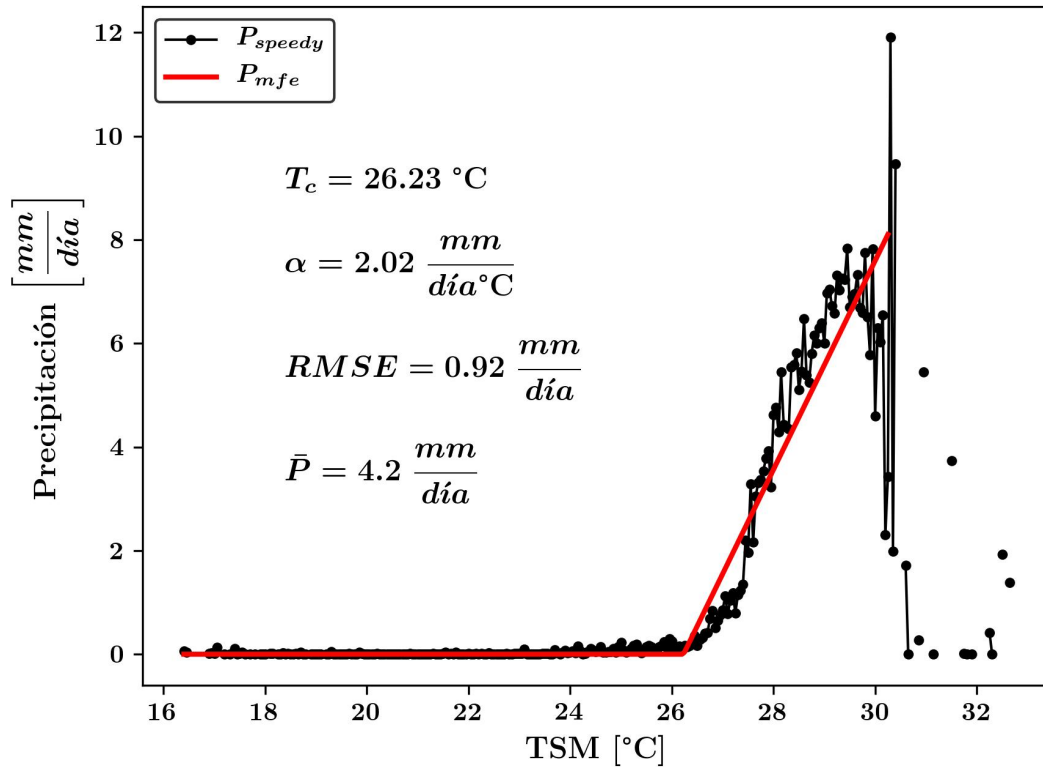
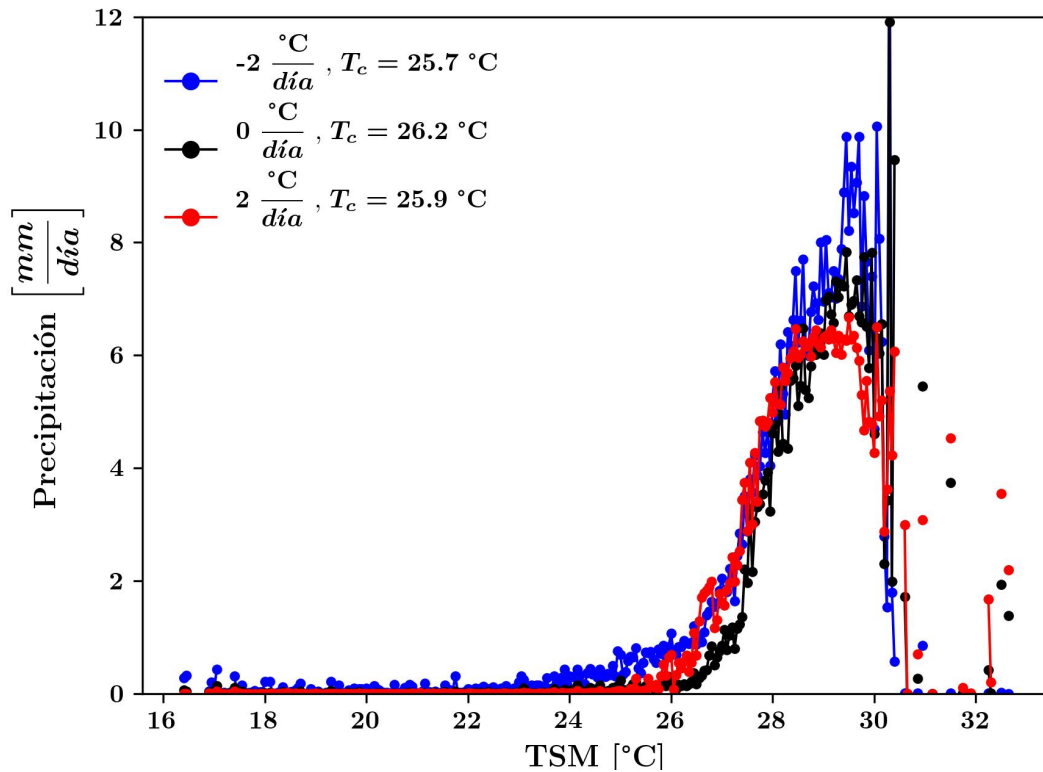


Figura 20. Comparación de la precipitación control de Speedy promediada cada 0.1 °C de TSM (línea negra) y la precipitación estimada por el MFE (línea roja).

La comparación de la precipitación promedio multianual (66 años de simulación con las condiciones detalladas en la sección 3.2.1) en función de la TSM es mostrada en la figura 20. La precipitación promedio multianual ( $\bar{P}$ ) tuvo un valor de 4.2 mm/día. La curva negra y roja representa la distribución de precipitación de la simulación control de SPEEDY y la estimada por el modelo físico empírico (MFE) respectivamente. Se obtuvo la Tc en función del menor valor posible de la raíz del cuadrado medio del error (RMSE) (sección 3.2.1.b). La Tc obtenida de la simulación control tuvo un valor de 26.2 °C, con una pendiente ( $\alpha$ ) de 2 mm/día/°C y un RMSE de 0.9 mm/día, lo cual se aproxima a los valores de Tc obtenidas con datos observados (sección 2.5.1).

#### 4.2. SIMULACIÓN DE LOS CAMBIOS DE TEMPERATURA TROPOSFÉRICA TROPICAL (TTT) Y ANÁLISIS DE SU EFECTO EN LOS CAMBIOS DE TC.

Utilizando la configuración detallada en la sección 3.2.2, se llevaron a cabo las simulaciones experimentales donde se perturbó la TTT a diferentes magnitudes (ver tabla 1), utilizando la metodología detallada en la sección 3.2.2.a. Con las cuales se obtuvieron los respectivos valores de  $T_c$  para cada experimento simulado.



*Figura 21. Comparación de la precipitación control (línea negra), la precipitación debido a un enfriamiento impuesto de  $-2^{\circ}\text{C}/\text{día}$  (línea azul) y la precipitación debido a un calentamiento impuesto de  $2^{\circ}\text{C}/\text{día}$  (línea roja) en el nivel de 850 mb.*

La figura 21 muestra los cambios en la distribución de la precipitación debido al calentamiento y enfriamiento impuesto en el nivel atmosférico de 850mb. La curva azul y roja representan las distribuciones de precipitación debido a un forzante de  $-2$  y  $2^{\circ}\text{C}/\text{día}$  respectivamente. Mientras que la curva negra representa el control mostrado previamente en la sección anterior. Se observa que el forzante negativo modifica la distribución favoreciendo la precipitación a valores de TSM ligeramente más bajos con respecto al control, lo cual se ve reflejado en el valor de la  $T_c$ , el cual es ligeramente menor que el control. Esta disminución de la  $T_c$  se debe a que se enfrió la atmósfera manteniendo la TSM invariable en cada ciclo anual, lo cual favorece las condiciones de inestabilidad

atmosférica para que la convección profunda ocurra a menores valores de TSM (Evans & Webster, 2014). Mientras que para el forzante positivo la distribución de precipitación se encuentra en el medio de las otras dos curvas mencionadas. Esto significa que la convección inicia a una  $T_c$  menor que el control. Si bien lo que se esperaba era que la  $T_c$  aumente, esto puede ser debido a la condición de activación (ecuación 4) dentro de la parametrización física de convección profunda de SPEEDY (2.4.1), donde se describe que la energía estática húmeda en el nivel de 850 mb ( $MSE_{850}$ ) debe ser mayor que la energía estática húmeda de saturación (MSS) de los niveles entre 260 y 600 mb, y como se observa en la figura 22 la  $MSE_{850}$  en promedio en los trópicos aumentó mucho más a partir del calentamiento impuesto de  $2\text{ °C/día}$  en 850 mb que en los otros niveles forzados, y por tanto, probablemente este nivel a estado usando el calentamiento impuesto para gatillar más convección en vez de inhibirla, y en consecuencia la  $t_c$  disminuye, a pesar de que hipotéticamente se esperaba que la  $T_c$  aumente. También se observó que, si bien el pico decrece, la  $T_c$  deja de aumentar para forzantes mayores a  $1.5\text{ °C/día}$  (figura 27), es decir pareciera que este pico decreciente se compensa con bajos valores de precipitación que inician a menores valores de TSM.

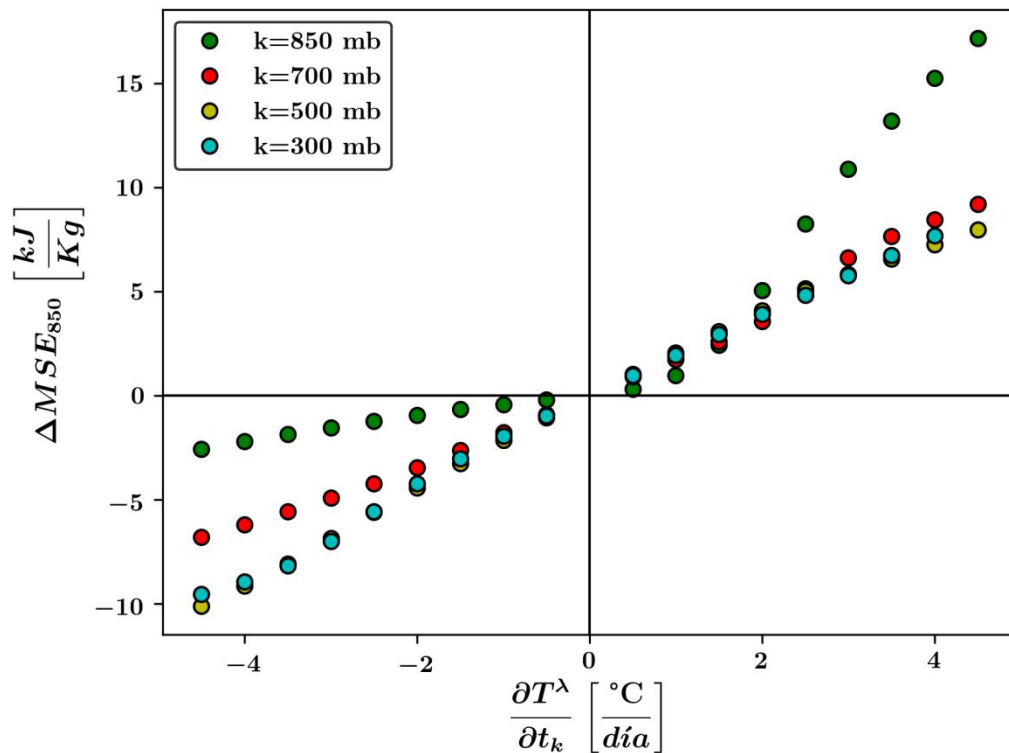
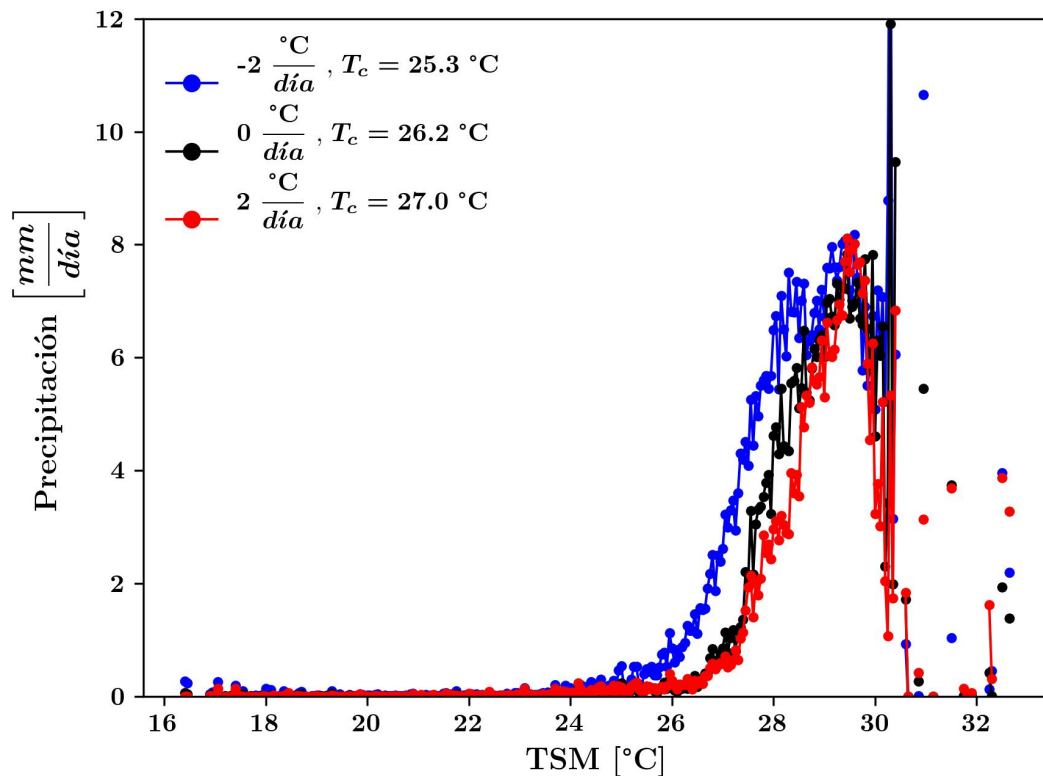
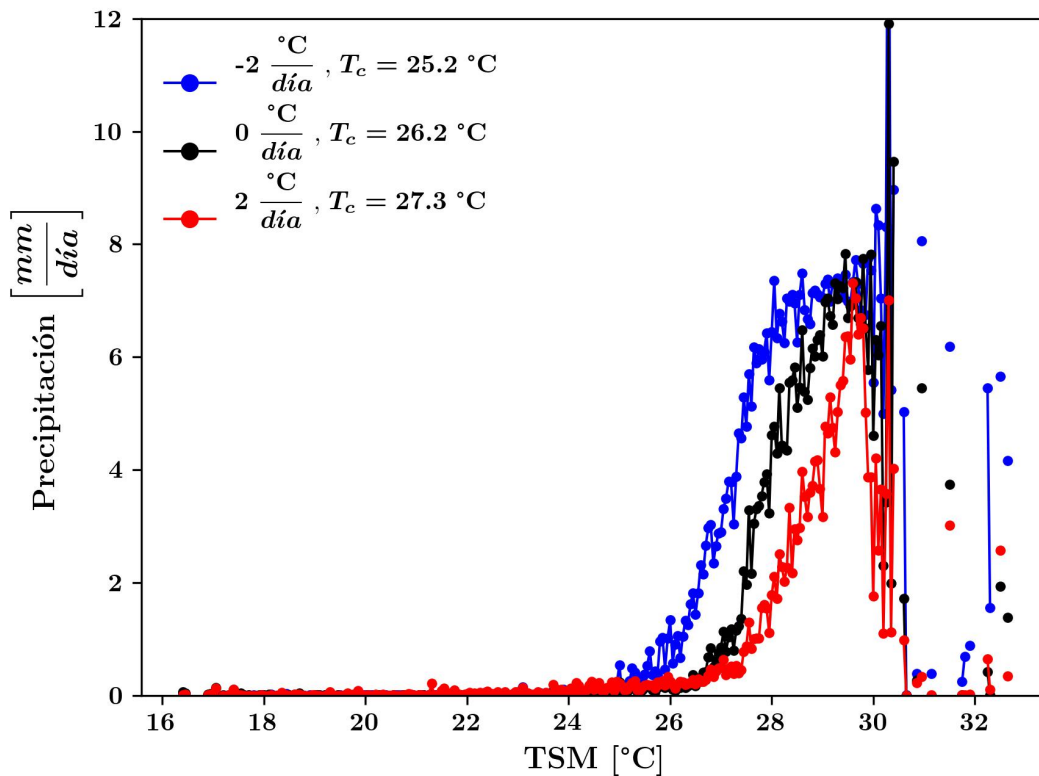


Figura 22. Cambios en  $MSE_{850}$  debido al forzante impuesto en el nivel troposférico  $k$ .



**Figura 23.** Comparación de la precipitación control (línea negra), la precipitación debido a un enfriamiento impuesto de  $-2 \text{ }^{\circ}\text{C/día}$  (línea azul) y la precipitación debido a un calentamiento impuesto de  $2 \text{ }^{\circ}\text{C/día}$  (línea roja) en el nivel de 700 mb.

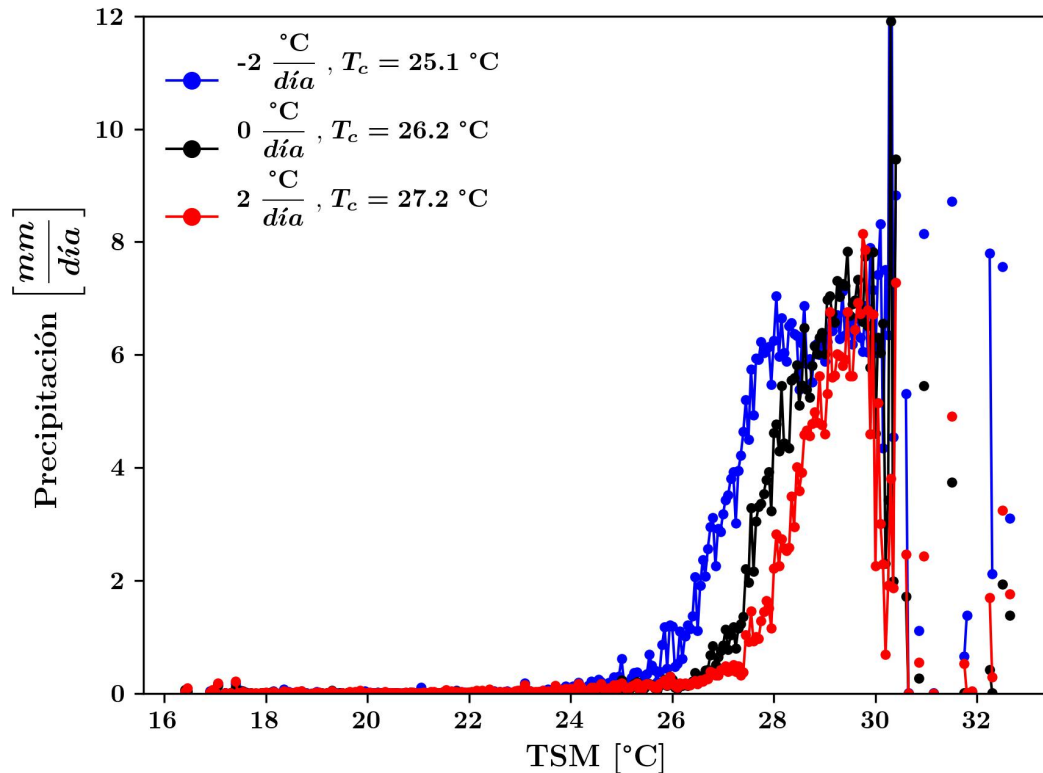
La figura 23 muestra los cambios en la distribución de la precipitación debido al forzante radiativo impuesto en el nivel atmosférico de 700mb. La curva azul y roja representan las distribuciones de precipitación debido a un forzante de  $-2$  y  $2 \text{ }^{\circ}\text{C/día}$  respectivamente, y la curva negra representa el control. Se observa que el forzante negativo modifica la distribución favoreciendo la precipitación a valores de TSM más bajas con respecto al control, lo cual se ve reflejado en la disminución de la  $T_c$ . Mientras que el forzante positivo modifica la distribución inhibiendo la convección y limitando la activación de la precipitación a valores de TSM más altas, lo cual se ve reflejado en el aumento de la  $T_c$ . Este aumento se debe a que la atmósfera al estar más caliente favorece las condiciones de estabilidad atmosférica (Raymond, 2003), lo cual fuerza a que la convección profunda ocurra a mayores valores de valores de TSM.



*Figura 24. Comparación de la precipitación control (línea negra), la precipitación debido a un enfriamiento impuesto de  $-2 \text{ °C/día}$  (línea azul) y la precipitación debido a un calentamiento impuesto de  $2 \text{ °C/día}$  (línea roja) en el nivel de 500 mb.*

La figura 24 muestra los cambios en la distribución de la precipitación debido al calentamiento y enfriamiento impuesto en el nivel atmosférico de 500 mb. La curva azul y roja representan las distribuciones de precipitación debido a un forzante de  $-2$  y  $2 \text{ °C/día}$  respectivamente, y la curva negra representa el control. Se puede observar como el lado izquierdo de la curva azul se expande, aumentando el rango de valores de TSM potencialmente convectivos, mientras que el lado izquierdo de la curva roja se contrae, reduciendo el rango de valores de TSM potencialmente convectivos. Además el comportamiento de las curvas es análogo al de 700 mb, donde el forzante negativo disminuye la  $T_c$  favoreciendo la precipitación. Mientras que el forzante positivo aumenta la  $T_c$  limitando la precipitación. Se puede observar que en este nivel los cambios de  $T_c$  son más sensibles que en nivel de 700 mb (figura 27).





*Figura 25. Comparación de la precipitación control (línea negra), la precipitación debido a un enfriamiento impuesto de  $-2 \text{ }^{\circ}\text{C/día}$  (línea azul) y la precipitación debido a un calentamiento impuesto de  $2 \text{ }^{\circ}\text{C/día}$  (línea roja) en el nivel de 300 mb.*

La figura 25 muestra los cambios en la distribución de la precipitación debido al calentamiento y enfriamiento impuesto en el nivel atmosférico de 300 mb. La curva azul y roja representan las distribuciones de precipitación debido a un forzante de  $-2$  y  $2 \text{ }^{\circ}\text{C/día}$  respectivamente, y la curva negra representa el control. Dichas curvas se expanden y contraen análogo a los de 500 mb, pero en menor magnitud. También se observa que el forzante negativo disminuye la  $T_c$  favoreciendo la precipitación, mientras que el forzante positivo aumenta la  $T_c$  inhibiendo la precipitación.

Todos los cambios de precipitación (calculados con respecto al control) en función del forzante aplicado en los niveles atmosféricos de interés (tabla 1) se muestran en la figura 26. Se observa que, como era de esperarse, la precipitación promedio sobre los océanos tropicales decrece conforme calentamos la atmósfera tropical, y aumenta si la enfriamos. Esto es debido a que la TSM permaneció constante en cada ciclo anual de simulación independientemente de los cambios térmicos que presentará la atmósfera, por tanto la convección profunda que en condiciones reales es desencadenada por las condiciones de



superficie (TSM), ahora es controlada únicamente por las condiciones atmosféricas (calentamiento o enfriamiento). Mientras más se caliente la atmósfera, más le cuesta a la parcela de aire romper la estabilidad generada por dicho calentamiento. Para que la precipitación se conserve la TSM debería cambiar (mediante flujos superficiales), pero como eso no ocurre en este experimento, la precipitación no se conserva y cambia en función del calentamiento o enfriamiento aplicado.

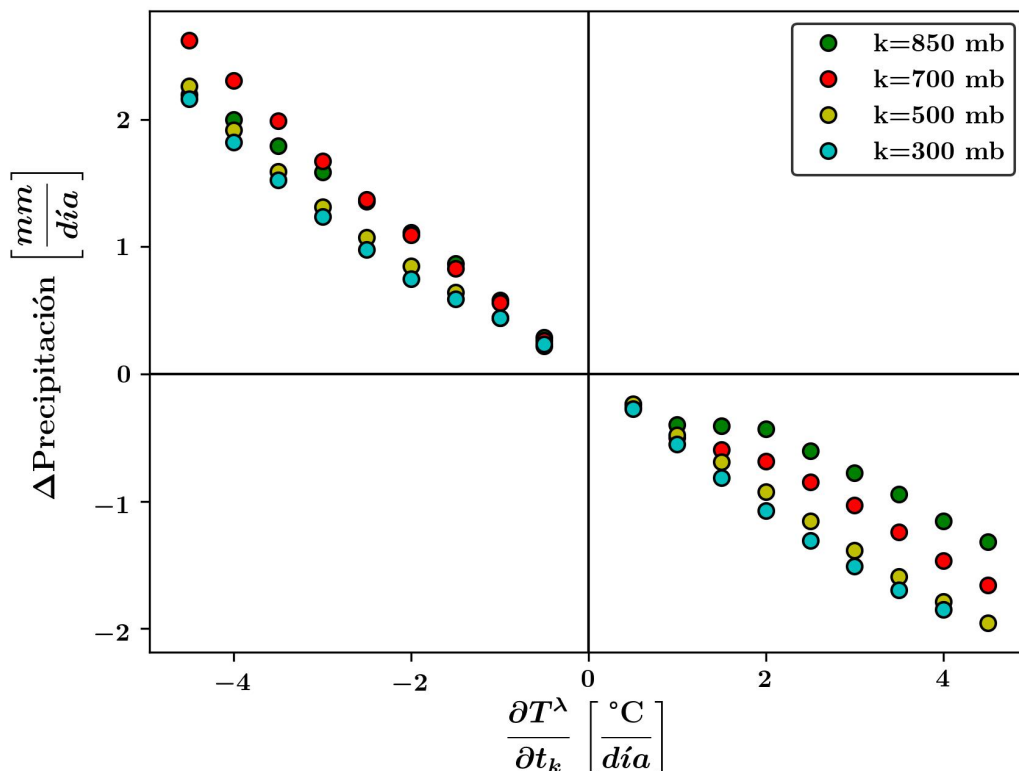


Figura 26. Cambios en la precipitación debido a los forzantes aplicados en el nivel troposférico  $k$ .

Por otro lado, los cambios de  $T_c$  ( $\Delta T_c$ ) en función del forzante aplicado en los niveles atmosféricos de interés se muestran en la figura 27. De este gráfico se pueden distinguir 2 escenarios. El primero corresponde al de enfriamiento atmosférico, en donde se puede apreciar una relación aproximadamente lineal, mientras que en el escenario de calentamiento atmosférico la relación no es tan clara, debido a que los cambios de  $T_c$  presentaron valores negativos en los niveles de 850 mb para forzantes mayores a 1.5  $^{\circ}\text{C}/\text{día}$  y en el de 500 mb para el forzante de 4.5  $^{\circ}\text{C}/\text{día}$ . Sin embargo también se puede notar que cada nivel presenta un valor de  $\Delta T_c$  máximo del cual a partir de allí empieza a decrecer.

Esto puede estar relacionado a la sensibilidad del método para estimar la  $T_c$  (sección 2.3), más precisamente con la forma de la curva de distribución de precipitación. Si esta curva se torna muy achatada, la pendiente disminuye y la  $T_c$  que se estima puede ser mayoritariamente convección superficial y no profunda, ya que dicho método no considera un valor mínimo de precipitación, del cual a partir de allí se pueda considerar precipitación profunda.

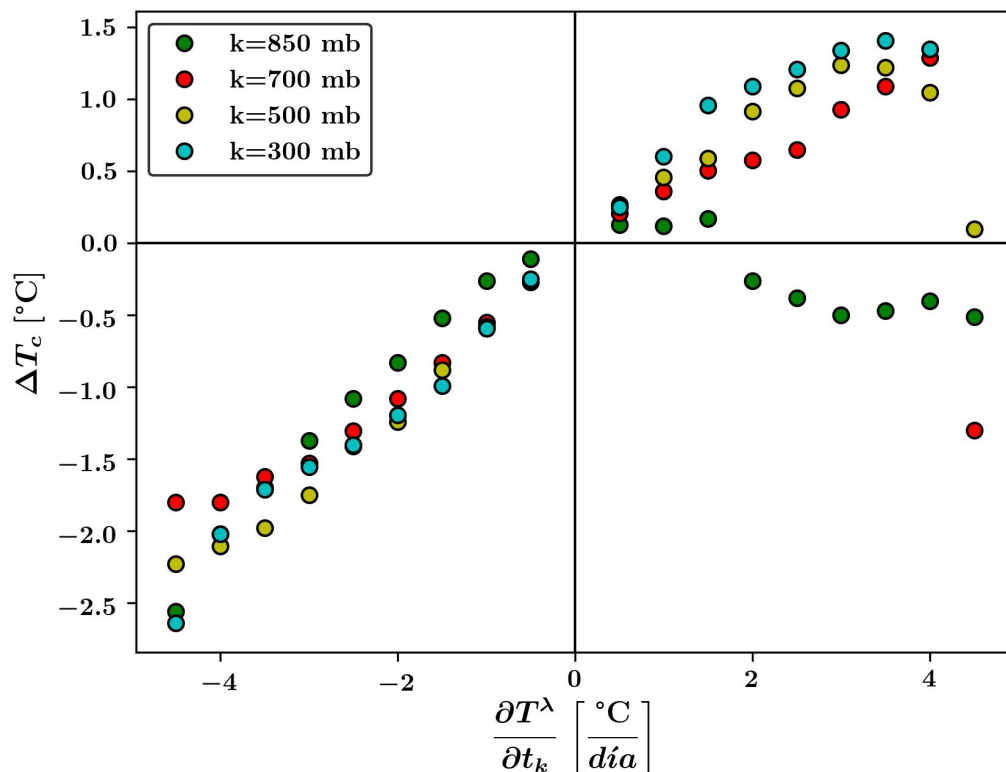
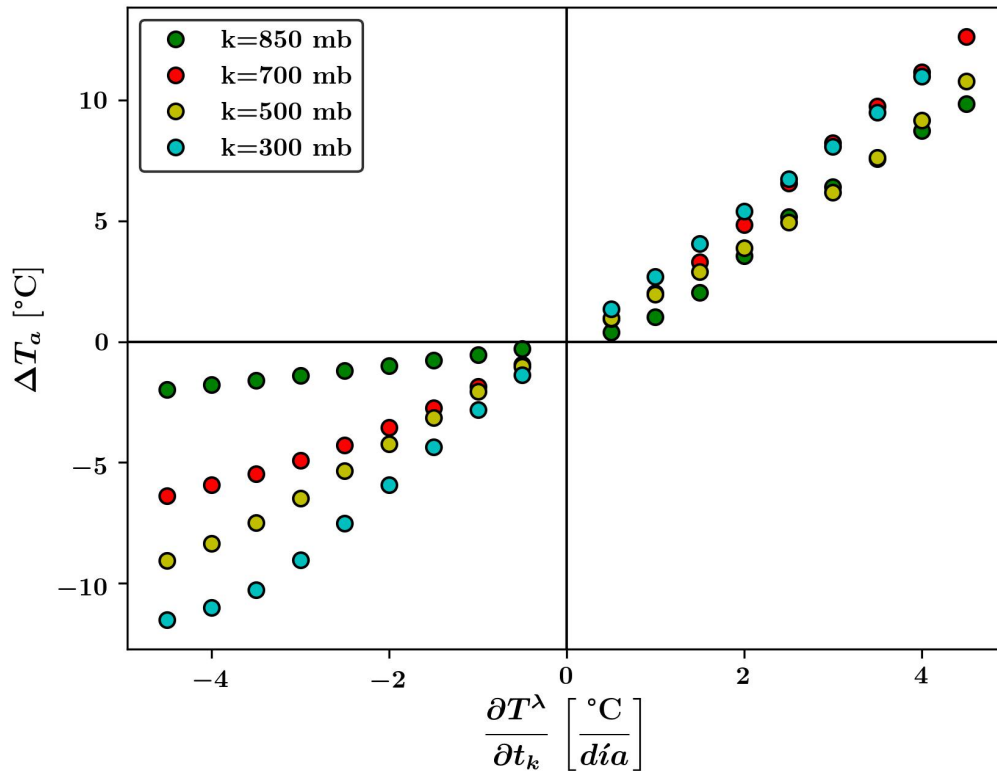


Figura 27. Cambios en la  $T_c$  debido a los forzantes aplicados en el nivel troposférico  $k$ .

Los cambios de temperatura del aire ( $\Delta T_a$ ) para cada nivel atmosférico donde se aplicó el forzante se muestran en la figura 28. Se observa que en cada nivel forzado la  $T_a$  aumenta de manera lineal en función del forzante (aproximadamente  $2.4 \text{ }^\circ\text{C}/(^\circ\text{C}/\text{día})$  con una correlación de 0.95), excepto en el nivel de 850 mb, donde se observa definidamente 2 pendientes, la menor pendiente se presenta para el escenario de enfriamiento, mientras que la mayor pendiente se presenta para el escenario de calentamiento. La menor pendiente en 850 mb está relacionada con el amortiguamiento por parte de la superficie (figura 35), de modo que cada vez que tratamos de enfriarlo, la superficie invariable actúa como una fuente de calor para dicho nivel.



**Figura 28.** Cambios en la  $T_a$  debido a los forzantes aplicados en el nivel troposférico  $k$ .

Los valores de  $\Delta T_a$  para cada nivel atmosférico forzado en función de los valores de  $\Delta T_c$  generados por dichos forzamientos se muestran en la figura 29. Se observa que los mayores  $\Delta T_c$  se presentan cuando  $\Delta T_a < 0$ , lo cual significa que la  $T_c$  parece ser más sensible al enfriamiento que al calentamiento troposférico. También observamos, análogo a la figura 27, que cuando el aire se calienta por encima de los  $\sim 2.5$  °C en el nivel de 850 mb los cambios de  $T_c$  empiezan a ser negativos. Lo mismo sucede para valores mayores a  $\sim 13.5$  °C en el nivel de 700 mb. Para medir el grado de sensibilidad entre los cambios de  $T_c$  y  $T_a$  se ajustó linealmente cada nivel forzado para obtener la pendiente  $\Delta T_c / \Delta T_a$  y el coeficiente de correlación, los cuales son mostrados en la tabla 3. Podemos notar rápidamente que las mayores pendientes se encuentran con el enfriamiento troposférico. En 850 mb se obtuvo la mayor pendiente, lo cual indica que por cada 1 °C que se enfría los trópicos en este nivel la  $T_c$  decrece 1.4 °C, mientras que en los otros niveles la  $T_c$  solo decrece entre 0.2 y 0.3 °C. En el caso del calentamiento en los niveles 700 y 500 mb se decidió calcular la pendiente sin considerar los valores atípicos, los cuales se dieron con el forzante de mayor magnitud (4.5 °C/día) y se obtuvo que la  $T_c$  apenas aumenta  $\sim 0.1$  °C por cada 1 °C que se calienta los trópicos entre 700 y 300 mb. En 850 mb la pendiente salió negativa debido a los cambios negativos de  $T_c$  que presentó con el calentamiento impuesto (figura 27).

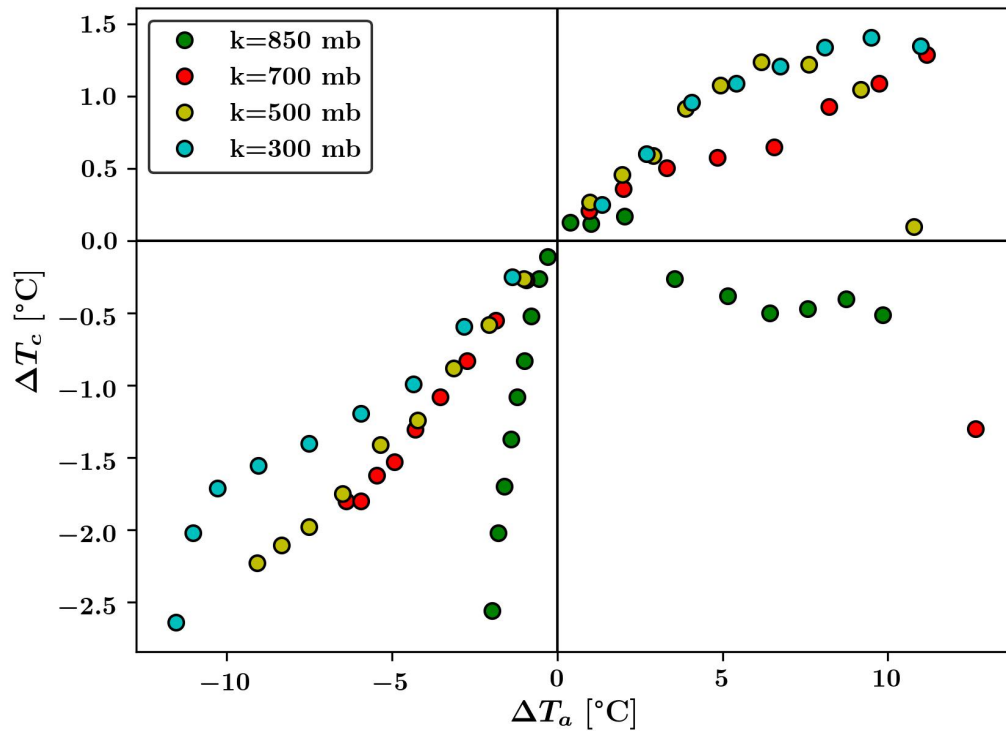


Figura 29. Cambios en la Tc versus los cambios de Ta debido a los forzantes aplicados en el nivel troposférico k.

Tabla 3. Ajuste lineal de  $\Delta T_c$  en función de  $\Delta T_a$

$\Delta T_c$ vs $\Delta T_a$	Nivel (mb)	Pendiente ( $^{\circ}\text{C}/^{\circ}\text{C}$ )	Coef. corr.
<b>Enfriamiento</b>	850	1.44	0.99
	700	0.29	1.00
	500	0.25	1.00
	300	0.19	0.96
<b>Calentamiento</b>	850	-0.08	-0.91
	700*	0.10	0.99
	500*	0.11	0.86
	300	0.11	0.92

Los cambios de precipitación promedio sobre los océanos tropicales en función de los cambios de Tc se muestran en la figura 30. Se observa en efecto que la precipitación crece cuando la Tc disminuye, esto significa que al disminuir el umbral que desencadena la convección, habrá más posibilidades de que se gatille la convección debido a que existe una mayor frecuencia de valores de TSM por debajo de la Tc, mientras que por encima la frecuencia de estos se vuelven más escasos. Se observa también que la precipitación disminuye, sin embargo hay algunos experimentos que no cumplen con la hipótesis, los cuales corresponden a los forzados en el nivel 850 mb.

Para medir el grado de sensibilidad entre los cambios de precipitación (en porcentaje) y  $T_c$  se ajustó linealmente cada nivel forzado para obtener la pendiente  $\Delta\text{Prec}/\Delta T_c$  y el coeficiente de correlación, los cuales son mostrados en la tabla 4. En el escenario de enfriamiento troposférico se puede apreciar que 700 mb es el nivel más sensible a los cambios  $\Delta\text{Prec}/\Delta T_c$ , ya que por cada 1 °C que disminuye la  $T_c$  la precipitación aumenta un 34 por ciento con respecto al control. Mientras que en los otros niveles la precipitación aumenta entre un 19 y 24 por ciento. Para el escenario de calentamiento, al igual que en la tabla 3, se decidió no considerar los valores atípicos en los niveles 700 y 500 mb, obteniéndose la mayor disminución (33 %) en 500mb por cada 1 °C que aumenta la  $T_c$ . Mientras que en los otros niveles la precipitación disminuyó (entre un 26 a 31 %/°C).

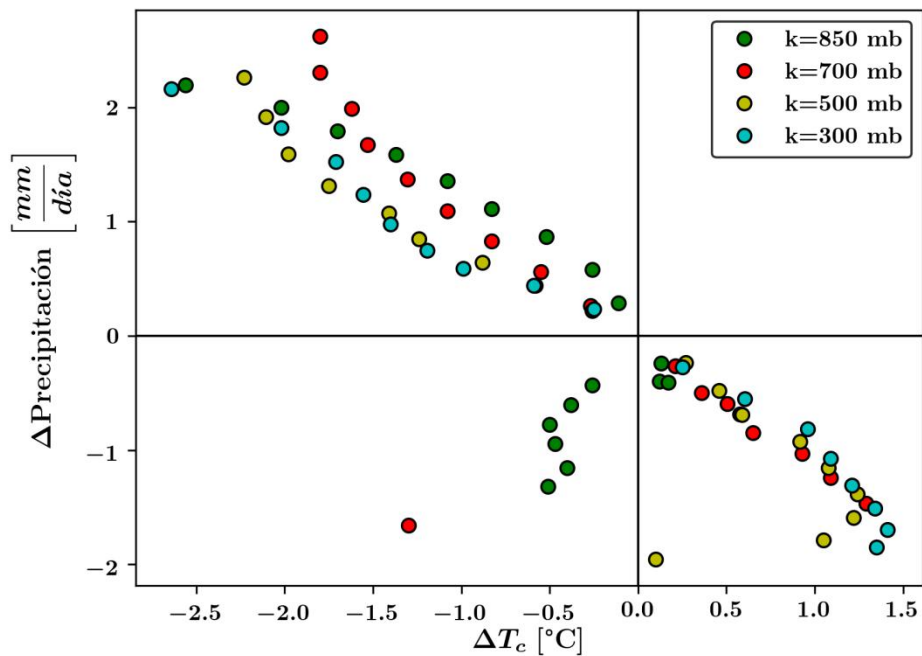
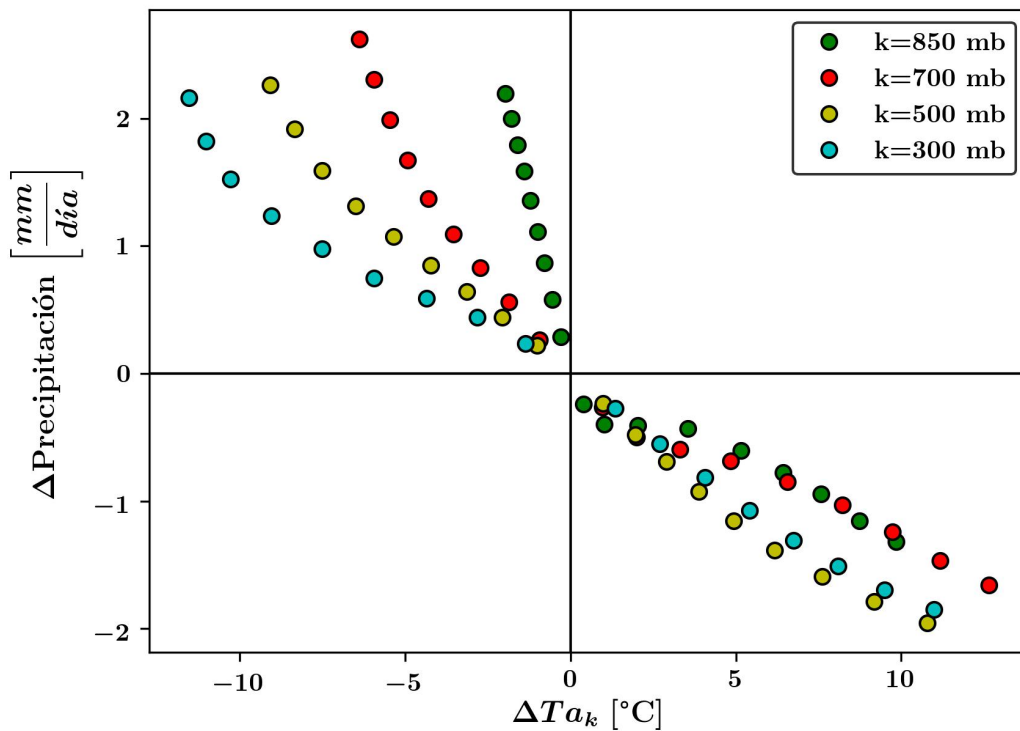


Figura 30. Cambios en la precipitación versus los cambios de  $T_c$  debido a los forzantes aplicados en el nivel troposférico  $k$ .

Tabla 4. Ajuste lineal de  $\Delta\text{Prec}$  en función de  $\Delta T_c$

$\Delta\text{Prec. vs } \Delta T_c$	Nivel (mb)	Pendiente (%/°C)	Coef. corr.
<b>Enfriamiento</b>	850	-18	-0.98
	700	-34	-0.97
	500	-23	-0.97
	300	-21	-0.98
<b>Calentamiento</b>	850	25	0.80
	700*	-26	-1.00
	500*	-33	-0.92
	300	-31	-0.95

Por otro lado, como se explicó con la figura 21 y 27, la  $T_c$  en el nivel 850 mb puede estar sesgada debido a una interacción entre las condiciones de activación dentro de la parametrización física de convección profunda de SPEEDY y las limitaciones del Modelo Físico Empírico (MFE). Sin embargo es más probable que se deba a las limitaciones de este último debido a que el comportamiento esperado de la precipitación con todos los forzantes (incluido en 850 mb) tienden a favor de la hipótesis de esta investigación, la cual sostiene que la inhibición convectiva aumenta con el calentamiento troposférico (figura 26).



**Figura 31.** Cambios en la precipitación versus los cambios de  $T_a$  en el nivel troposférico  $k$

Para corroborar la relación inversa entre el calentamiento en 850 mb y la precipitación se optó por comparar el comportamiento de los cambios de precipitación versus los cambios de la temperatura troposférica para cada nivel forzado (figura 31). En síntesis, la tabla 5 resume el ajuste lineal entre los cambios de precipitación (en porcentaje) y la temperatura del aire ( $T_a$ ) para obtener la pendiente  $\Delta Prec / \Delta T_a$  y el coeficiente de correlación. En efecto, todos los niveles (incluyendo 850 mb) analizados cumplen con la hipótesis. De modo que en el escenario de enfriamiento troposférico se puede apreciar que 850 mb es el nivel más sensible a los cambios  $\Delta Prec / \Delta T_a$ , ya que por cada 1 °C que se enfría este nivel la precipitación aumenta un 27 por ciento. Mientras que en los otros niveles la precipitación

aumenta solo entre un 4 y 10 por ciento. Para el escenario de calentamiento, la precipitación disminuyó (solo entre un 3 a 4 %/°C) para todos los niveles.

*Tabla 5. Ajuste lineal de  $\Delta Prec$  en función de  $\Delta Ta$*

$\Delta Prec.$ vs $\Delta Ta$	Nivel (mb)	Pendiente (%/°C)	Coef. corr.
<b>Enfriamiento</b>	850	-27	-1.00
	700	-10	-0.99
	500	-6	-0.99
	300	-4	-0.97
<b>Calentamiento</b>	850	-3	-0.97
	700	-3	-0.99
	500	-4	-0.99
	300	-4	-0.99

### **4.3. DETERMINACIÓN DEL BALANCE RADIATIVO ATMOSFÉRICO Y TIEMPO DE RELAJACIÓN DEBIDO A LOS CAMBIOS DE TTT.**

Si bien la superficie al ser prescrita no tiene por qué balancearse, la atmósfera si debe balancearse (Allen & Ingram, 2002), de hecho esto corroboraría la coherencia del forzante sobre la precipitación en términos de energía e indicaría que los experimentos satisfacen la conservación de la energía sobre la atmósfera y por tanto validar las salidas experimentales.

#### **4.3.1. Balance radiativo atmosférico tropical**

A continuación se muestra el enfriamiento radiativo integrado verticalmente (figura 32) en toda la atmósfera en función del forzante expresado en  $W/m^2$  (mediante la ecuación 32) aplicado sobre un nivel atmosférico dado. Se observa que para forzantes negativos, el enfriamiento radiativo como es de esperarse aumenta, lo que significa que el enfriamiento troposférico impuesto le extrae calor a la tropósfera aumentando la tasa del enfriamiento radiativo. Mientras que para forzantes positivos, el enfriamiento radiativo disminuye, lo cual significa que el enfriamiento radiativo se ve compensado por el calentamiento troposférico impuesto, y por lo tanto la atmósfera no puede enfriarse como lo haría en condiciones normales.

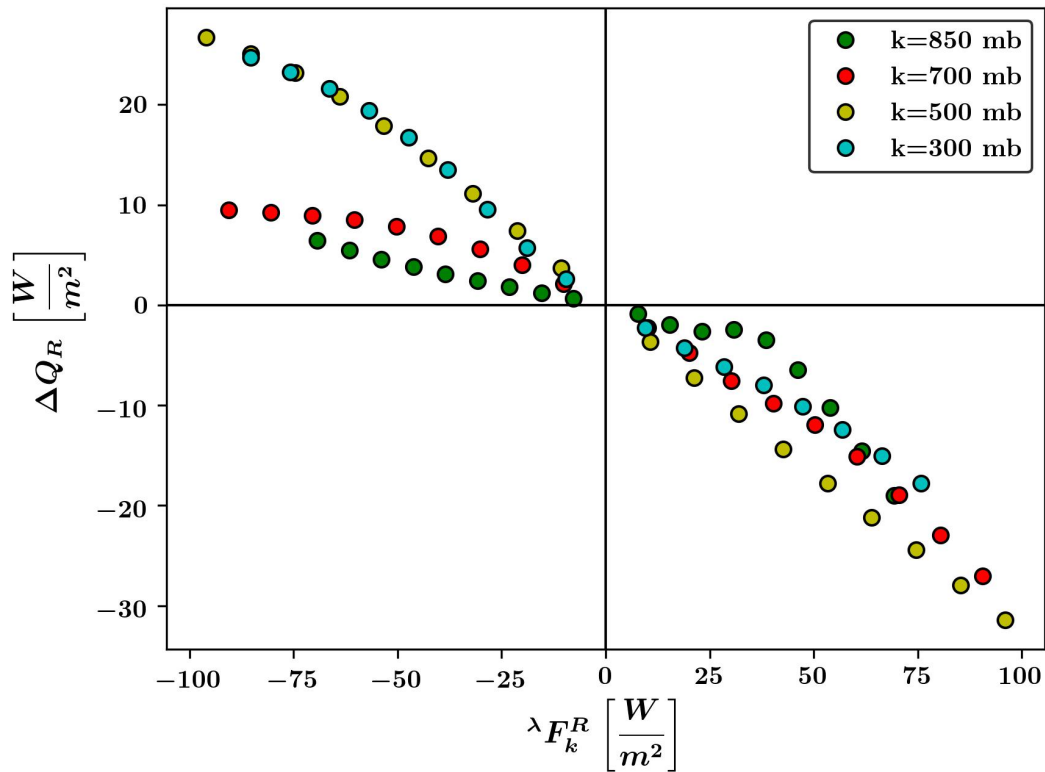
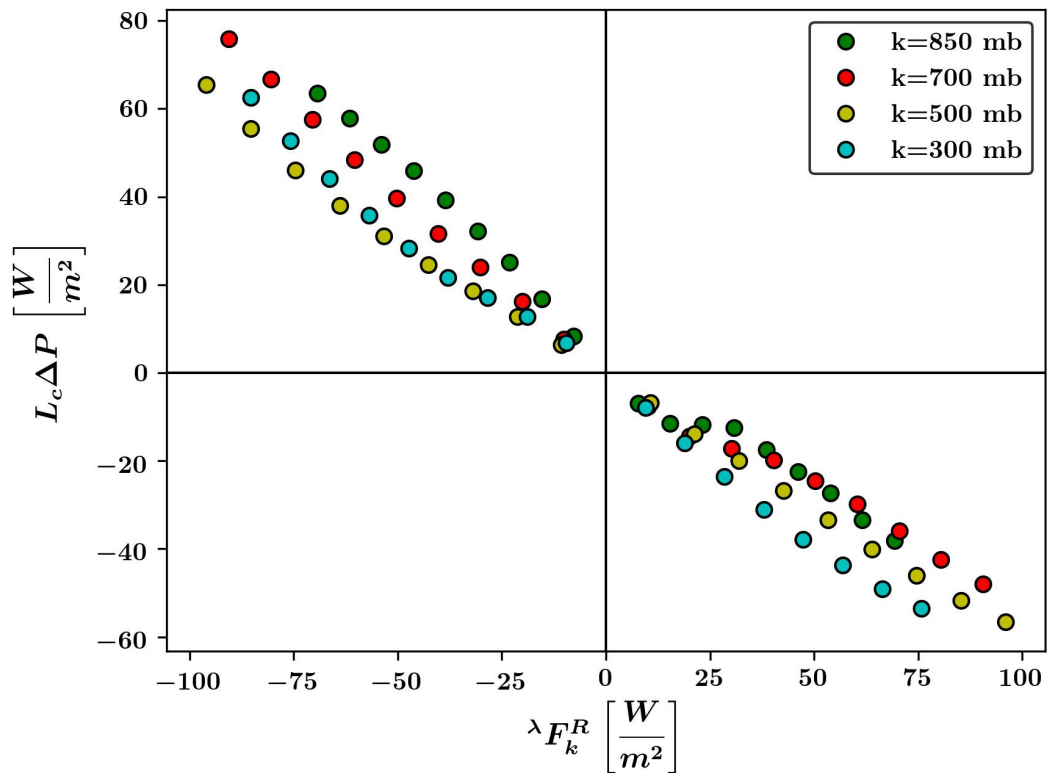


Figura 32. Cambios en  $Q_R$  debido a los forzantes aplicados en el nivel troposférico  $k$ .

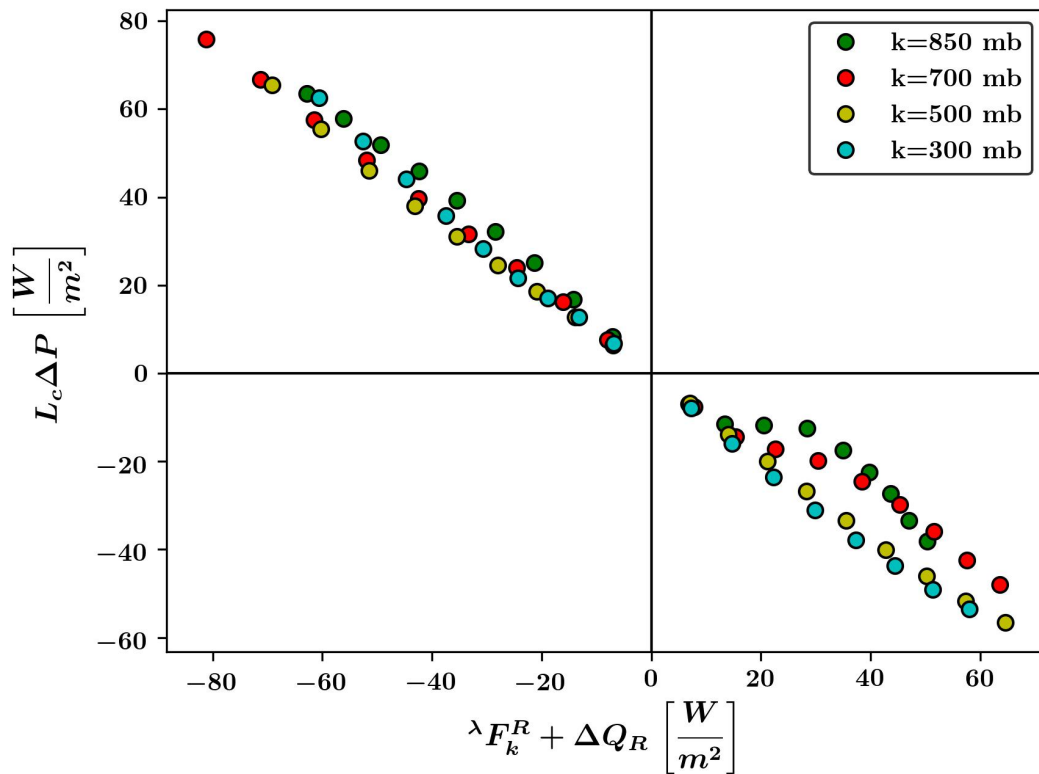
Los cambios de calentamiento convectivo expresado como el producto del calor latente de condensación por la precipitación en función de cada forzante aplicado sobre un nivel atmosférico dado expresado en  $W/m^2$  son mostrados en la figura 33. Se observa que el calentamiento convectivo aumenta con el enfriamiento troposférico impuesto, mientras que disminuye con el calentamiento convectivo impuesto (análogo con la figura 26). Para el escenario de enfriamiento troposférico impuesto la precipitación aumenta  $\sim 0.7$  por ciento por cada  $1 W/m^2$ , mientras que para el caso del calentamiento troposférico la precipitación disminuye ( $\sim 0.5$  % por cada  $1 W/m^2$ ).





**Figura 33. Cambios en el calentamiento convectivo debido a los forzantes aplicados en el nivel troposférico  $k$ .**

Según Allen e Ingram (2002) los cambios en la intensidad global del ciclo hidrológico no están controlados por la disponibilidad de humedad, sino por la disponibilidad de energía (Mitchell, 1987; Boer, 1993), específicamente de la capacidad de la tropósfera para irradiar el calor latente liberado por la precipitación. De manera simplificada, los balances de energía de la superficie y la tropósfera pueden resumirse como un calentamiento radiativo neto de la superficie (de la radiación solar, parcialmente compensado por el enfriamiento radiativo) y un enfriamiento radiativo neto de la atmósfera a la superficie y al espacio ( $Q_R$ ) que es balanceado por un flujo de calor de cambio de estado ascendente, pero en presencia de un forzante la perturbación del balance de energía de la tropósfera puede aproximarse tal y como se muestra en la ecuación 34. Dicho balance radiativo de la atmósfera se muestra en la figura 34, donde se observa que el calentamiento convectivo es balanceado por la suma del enfriamiento radiativo y la perturbación (el forzante).



*Figura 34. Balance radiativo atmosférico entre el calentamiento convectivo y el enfriamiento radiativo más el forzante aplicado en el nivel troposférico k.*

#### 4.3.2. Estimación del tiempo de relajación en los trópicos

La figura 35 muestra el tiempo de relajación para cada nivel forzado. Se observa que en el escenario del enfriamiento impuesto el nivel de 850 mb es el más amortiguado, es decir que el tiempo que le toma volver a su estado de referencia es rápido sin importar que tan elevado sea el forzante, esto es debido a que la TT dentro de la capa límite (PBL) se ajusta a las propiedades térmicas de la superficie, y esta última es prescrita (sección 3.2.1), de tal modo que el océano actúa como una fuente infinita proveyendo calor a la PBL. Mientras que en el calentamiento impuesto en dicho nivel pasa de un régimen amortiguado a un régimen no amortiguado. Los otros niveles muestran un régimen no amortiguado de modo que a estos niveles les toma más tiempo poder regresar a su estado de referencia después de la perturbación, comportamiento característico de la tropósfera libre.

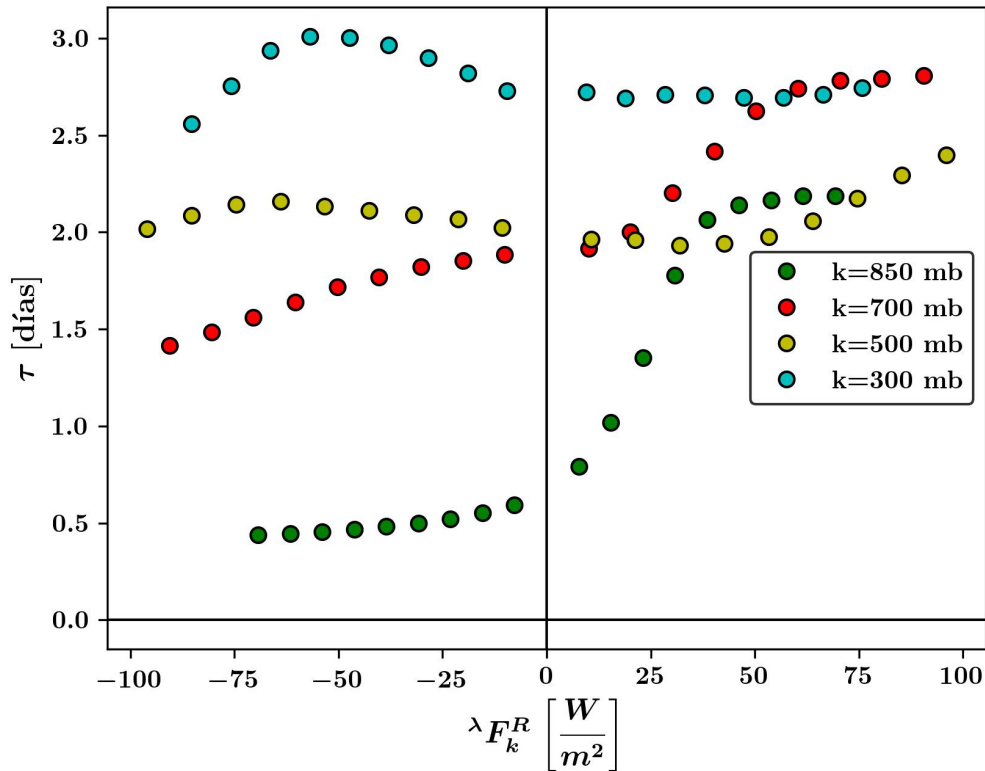


Figura 35. Tiempo de relajación para cada forzante aplicado en el nivel troposférico  $k$ .

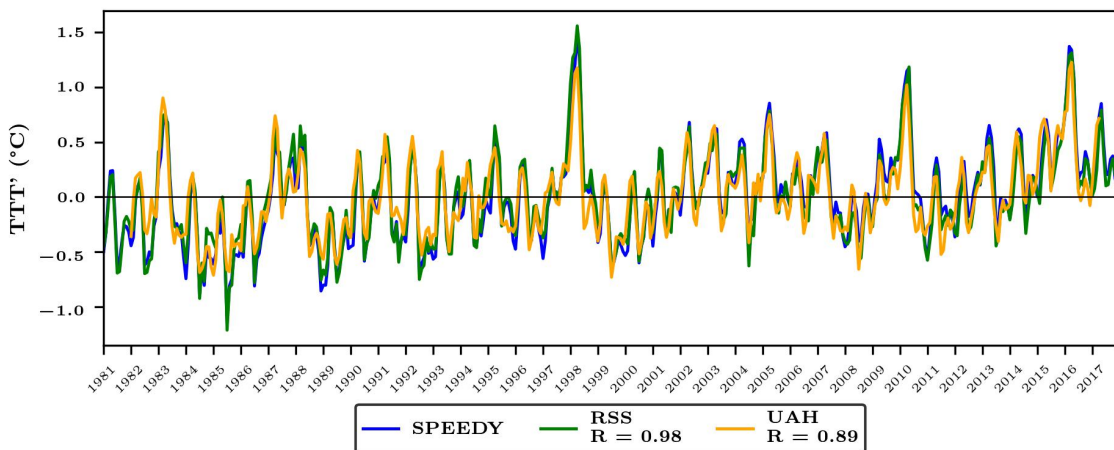
#### 4.4. VALIDACIÓN DE LAS SIMULACIONES CON SERIES DE TIEMPO DE DATOS OBSERVADOS

En la sección 4.2 se realizó una simulación con TSM climatológica (sin variaciones interanuales) para evaluar el efecto puramente atmosférico sobre la  $T_c$ , demostrándose que el efecto atmosférico remoto sobre la  $T_c$  es controlado por los cambios de la temperatura del aire ( $T_a$ ) a diferentes niveles troposféricos. En la sección 4.3 se demostró que la perturbación del enfriamiento radiativo atmosférico es balanceado por el calor latente liberado en la precipitación. En esta sección se realizó una simulación del periodo 1981 – 2017 con TSM observada mensual derivada de OISST. En este experimento la TSM si cambia en cada ciclo anual, de tal modo que las variaciones interanuales en superficie se verán reflejadas en la temperatura troposférica (TT).

##### 4.4.1. Comparación de la TT con datos observados

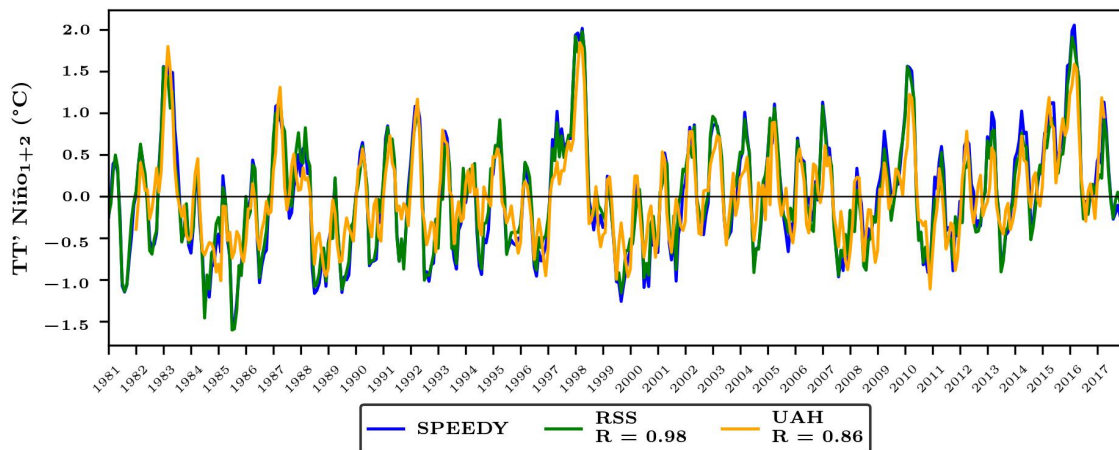
La TT se obtuvo integrando la  $T_a$  en toda la atmósfera mediante la metodología explicada en la sección 3.2.3.a y se comparó con la TT de RSS y UAH.

En la figura 36 se comparan 3 series de tiempo (en el periodo 1981 – 2017) de la anomalía de la temperatura troposférica tropical (TTT), las cuales corresponden a los conjuntos de datos de RSS (verde), UAH (anaranjado) y Speedy (azul). Se puede observar que la serie de tiempo simulada por Speedy se aproxima bastante bien a los conjuntos de datos observados. La correlación obtenida entre Speedy y RSS es de 0.97, mientras que con UAH es de 0.87. Se pueden apreciar 5 calentamientos interesantes, los cuales corresponden a los eventos El Niño del 1982-1983, 1987, 1997-1998, 2009-2010 y 2015-2016. Se observa que el calentamiento troposférico fue mayor en 1997-98 que en 2015-16 y según Mayer et al (2018) puede deberse a que el océano Pacífico tropical perdió menos calor en 1997-98 que en 2015-16.



**Figura 36. Series de tiempo de la anomalía de TTT de Speedy (azul), UAH (anaranjado) y RSS (verde).**

La comparación de las series de tiempo de la anomalía de la TT en la región Niño 1+2 es mostrada en la figura 37. Se puede observar que la serie de tiempo simulada por Speedy en la región Niño1+2 también se aproxima bastante bien a los conjuntos de datos observados. La correlación obtenida entre Speedy y RSS es de 0.97, mientras que con UAH es de 0.86. Se puede apreciar que los 3 picos más altos corresponden a los eventos El Niño de 1982-1983, 1997-1998 y 2015-2016. Se observa también que a finales de 2016 y a inicios de 2017 hay una caída de la TT.

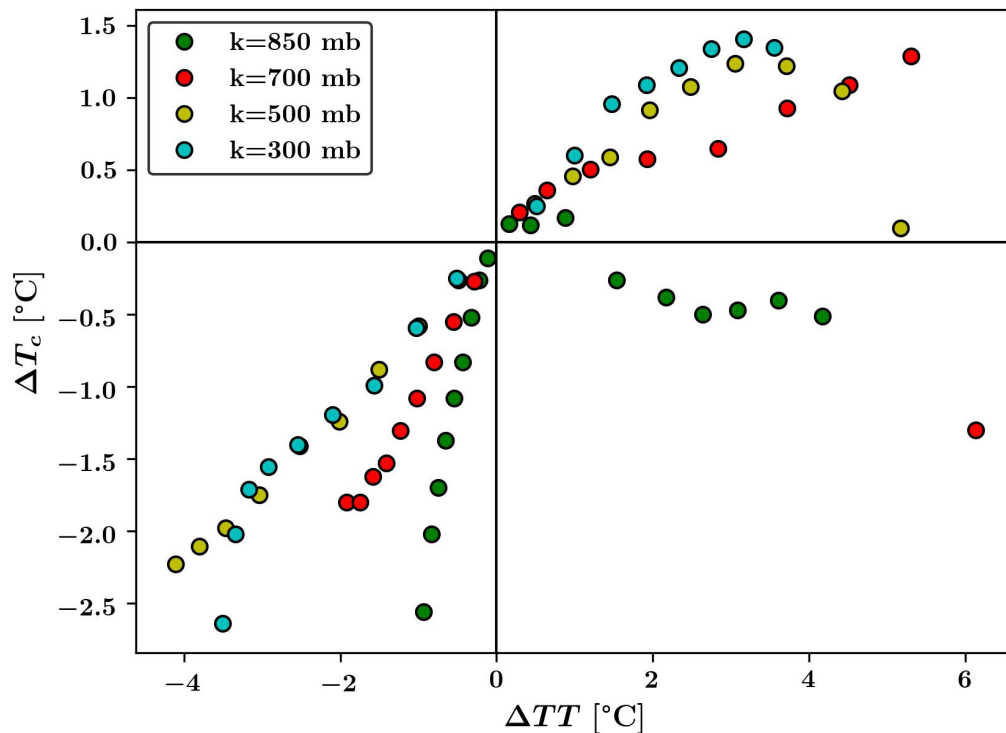


**Figura 37. Series de tiempo de la anomalía de TT en la región Niño 1+2 de Speedy (azul), UAH (anaranjado) y RSS (verde).**

#### 4.4.2. relación de la medida empírica de estabilidad con la precipitación

Según la escala de magnitud de la comisión multisectorial encargada del estudio nacional del fenómeno El Niño (ENFEN, 2012) El Niño costero de 2017 mostró una magnitud “moderado” comparado con la magnitud “fuerte” de El Niño 2015-16. Sin embargo, la precipitación en la costa norte del Perú fue mucho mayor con El Niño costero de 2017 (Fraser, 2017, Takahashi et al, 2018) que con El Niño 2015-2016 (L’Heureux, 2017; Sanabria et al, 2017), lo cual reafirma que alcanzar la  $T_c$  es una condición necesaria, pero no suficiente para lograr la convección profunda (Evans & Webster, 2014). Es por ello que en este estudio se propone la diferencia entre la TSM y  $T_{c_d}$  como una medida de la estabilidad atmosférica (sección 2.7). Esta medida empírica de estabilidad se puede interpretar de la siguiente manera: Si es positiva ( $TSM > T_{c_d}$ ) indica condiciones inestables, mientras que si es negativa ( $TSM < T_{c_d}$ ), condiciones estables para la ocurrencia de la convección profunda.

La variación interanual de la  $T_c$  ( $T_{c_d}$ ) se calculó con la ecuación 40 (sección 3.2.3.b), donde  $\beta$  se determinó de la relación entre los cambios de la  $T_c$  y la TT (figura 38), donde se obtuvo un valor de 0.5 sin considerar los valores atípicos.



**Figura 38.** Cambios en la  $T_c$  versus los cambios de  $TT$  debido a los forzantes aplicados en el nivel troposférico  $k$ .

La cuenca del Río Piura fue dividida en 3 subcuencas (baja, media y alta; sección 3.1.1) y se calculó la precipitación acumulada (enero, febrero y marzo), derivada de PISCO, para cada subcuenca. A continuación se analizan las series de tiempo de la  $T_{c_d}$  promediada trimestralmente (enero, febrero y marzo) sobre la región Niño 1+2 con la de precipitación para cada subcuenca.

En las figuras 39 y 40 se muestra la medida de estabilidad utilizando datos de TSM de OISST y HADISST respectivamente. La  $T_{c_d}$  ha sido calculada utilizando los datos observados de RSS (anaranjado) y UAH (verde), y los datos simulados por SPEEDY (azul). La figura 41 es mostrada para comparar la medida de estabilidad utilizando la temperatura crítica estacionaria ( $T_c$ ), donde podemos observar que  $TSM - T_{c_d}$  se correlaciona ligeramente mejor con la precipitación (0.75 – 0.93 de intervalo de confianza al 95%) que con  $TSM - T_c$  (0.63 – 0.9 de intervalo de confianza al 95%). Se observaron 3 episodios (1982-83, 1997-98 y 2017) en los cuales la medida de estabilidad presentó condiciones muy inestables, pero solo en 2 de ellos (El Niño de 1982-83 y 1997-98) la elevada TSM ocasionó que superara enormemente la  $T_{c_d}$  (aunque las diferencias para el 2017 son más

grandes con OISST que con HADISST). También se observa que en El Niño de 2015-16, la TSM o estuvo cerca (es decir condiciones neutras; en HADISST) o no pudo superar la  $T_{ca}$  (condiciones estables; en OISST), mientras que en El Niño Costero de 2017 la TSM si logró superar la  $T_{ca}$ . Esto podría explicar porque en dicho evento las precipitaciones fueron fuertes (Fraser, 2017) y débiles con El Niño de 2015-16 (L'Heureux, 2017; Sanabria et al, 2017) en la costa norte del Perú. También se puede apreciar que los 2 más grandes picos de precipitación coinciden con los valores más altos de la medida de estabilidad, los cuales corresponden a los eventos El Niño de 1982-83 y 1997-98.

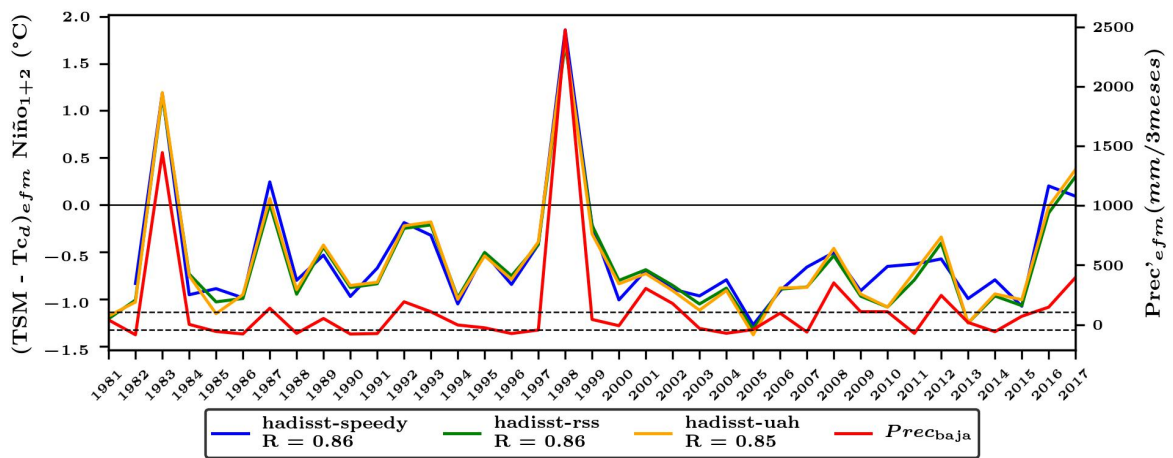


Figura 39. Series de tiempo de la anomalía de precipitación acumulada (enero, febrero, marzo) sobre la cuenca baja (rojo) y la medida de estabilidad (TSM-Tca) promedio (enero, febrero, marzo) utilizando la TSM de Hadisst y la TT de Speedy (azul), UAH (anaranjado) y RSS (verde) sobre la región Niño<sub>1+2</sub>.

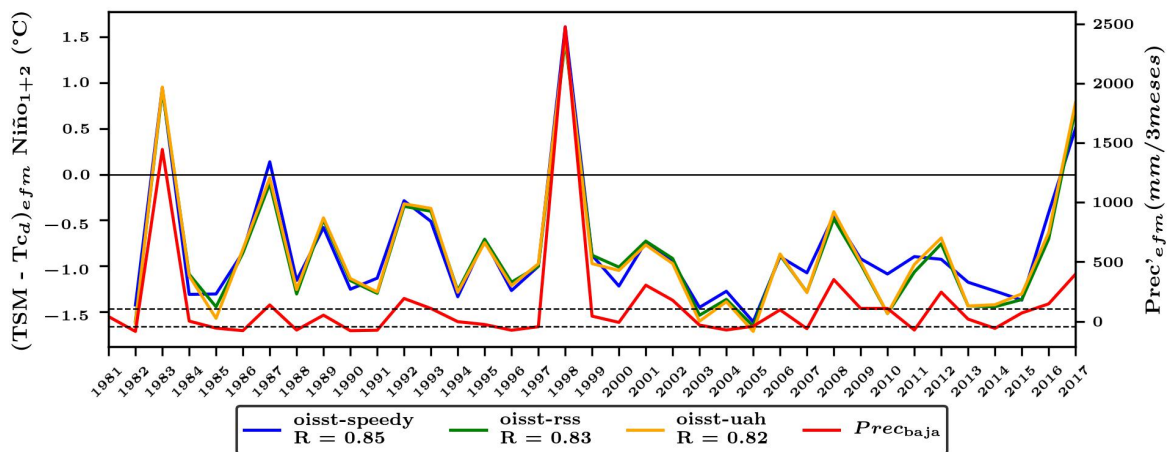
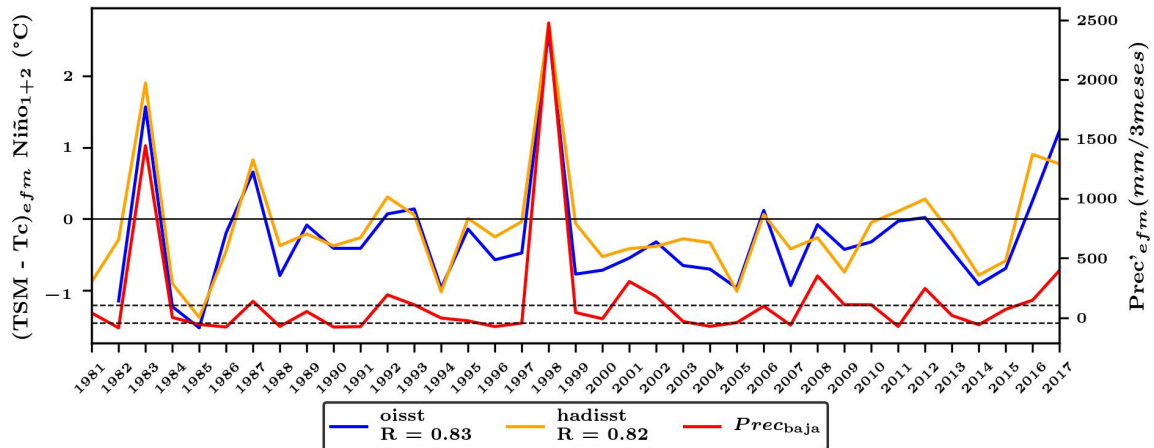


Figura 40. Series de tiempo de la anomalía de precipitación acumulada (enero, febrero, marzo) sobre la cuenca baja (rojo) y la medida de estabilidad (TSM-Tca) promedio (enero, febrero, marzo) utilizando la TSM de Oisst y la TT de Speedy (azul), UAH (anaranjado) y RSS (verde) sobre la región Niño<sub>1+2</sub>.





**Figura 41.** Series de tiempo de la anomalía de precipitación acumulada (enero, febrero, marzo) sobre la cuenca baja (rojo) y la medida de estabilidad (TSM-Tc) promedio (enero, febrero, marzo) utilizando la TSM de Hadisst (anaranjado) y Oisst (azul) sobre la región Niño<sub>1+2</sub>.

En el caso de El Niño Costero de 2017 la precipitación fue mayor que en El Niño 2015-16 (la precipitación en 2017 superó el T2, más no en 2015-16), pero no se compara con los eventos El Niño de 1982-83 y 1997-98. Sin embargo en las cuencas media y alta si se observaron anomalías más grandes en 2017, como se verá más adelante.

Para sistematizar las probabilidades en una tabla de contingencia se optó por calcular la frecuencia de casos en los que la anomalía de precipitación está por debajo de lo normal ( $P < T1$ ) y por encima de lo normal ( $T2 < P$ ) cuando la medida de estabilidad presente condiciones estables ( $TSM < Tc_d$ ) o inestables ( $TSM > Tc_d$ ). La tabla 6 muestra las frecuencias relativas de las mejores correlaciones para la cuenca baja, donde se observa que cuando se presentan condiciones inestables el 100 por ciento de los casos corresponden a precipitación por encima de lo normal (Se observa que el porcentaje es mayor con  $Tc_d$  que con  $Tc$ ), mientras que en condiciones estables el 73 por ciento de los casos corresponden a precipitación normal o por debajo de lo normal. Este resultado corrobora la influencia de la temperatura troposférica (TT), visualizado implícitamente en el valor de la  $Tc_d$ , sobre la precipitación. En concreto, cuando la TT se enfría hay más probabilidades de que la  $Tc_d$  disminuya y por tanto haya más posibilidades de que sea superada por la TSM, favoreciendo la convección profunda, mientras que cuando la TT se calienta hay más probabilidades de que la  $Tc_d$  aumente y por tanto menos posibilidades de que sea superada por la TSM, favoreciendo la inhibición convectiva. También se debe tener en cuenta que



en la cuenca baja la precipitación es escasa, por tanto la precipitación por debajo del tercil 1 estaría dominada por las condiciones normales (déficit).

**Tabla 6. Tabla de frecuencias relativas para la cuenca baja**

	<b>P &lt; T1</b>	<b>T1 ≤ P ≤ T2</b>	<b>T2 &lt; P</b>
<b>Tcd &lt; TSM</b>	0%	0%	100%
<b>Tcd &gt; TSM</b>	37%	36%	27%
<b>Tc &lt; TSM</b>	0%	11%	89%
<b>Tc &gt; TSM</b>	44%	37%	19%

Las figuras 42 y 43 corresponden a la cuenca media utilizando HADISST y OISST respectivamente para la región Niño 1+2. En la figura 44 se observa que  $TSM - Tc_d$  se correlaciona mejor con la precipitación (0.71 – 0.92 de intervalo de confianza al 95%) que con  $TSM - Tc$  (0.58 – 0.87 de intervalo de confianza al 95%) para esta cuenca. También se puede apreciar que los 3 más grandes picos de precipitación coinciden con los valores más altos de la medida de estabilidad. Dichos episodios coinciden con los eventos El Niño de 1982-83, 1997-98 y 2017. Además se puede observar que a diferencia de la cuenca baja, la anomalía de precipitación para la cuenca media en El Niño Costero de 2017 es mayor.

La tabla 7 muestra las frecuencias relativas de las mejores correlaciones para la cuenca media, donde se observa también que el 70 por ciento de los casos, en condiciones estables, corresponden a precipitación normal o por debajo de lo normal, mientras que el 100 por ciento de los casos, en condiciones inestables, corresponden a precipitación por encima de lo normal (Se observa que el porcentaje es mayor con  $Tc_d$  que con  $Tc$ ). Este resultado significa que cuando la atmósfera se enfría significativamente conduce la inestabilidad aumentando las probabilidades de que la precipitación fuerte se dé a bajas valores de TSM.

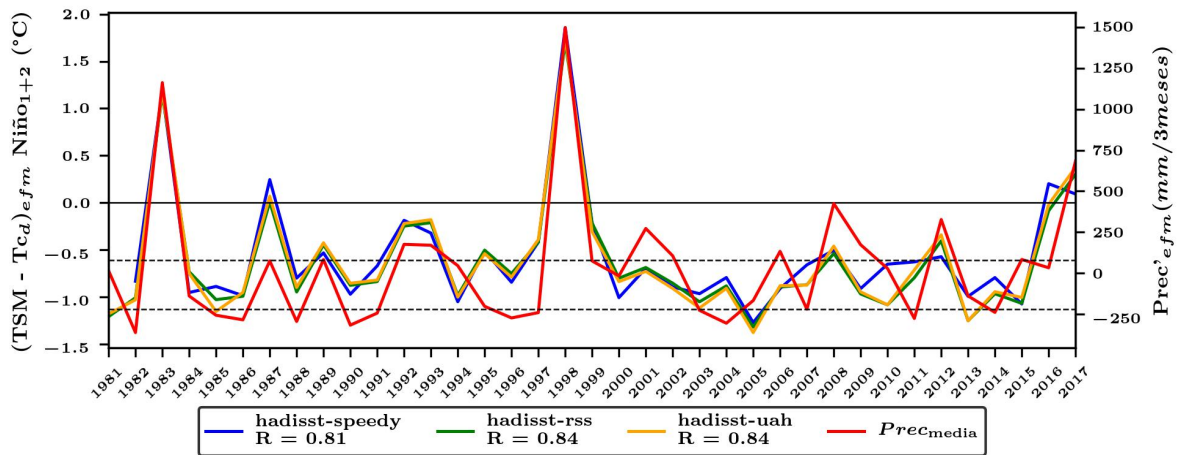


Figura 42. Series de tiempo de la anomalía de precipitación acumulada (enero, febrero, marzo) sobre la cuenca media (rojo) y la medida de estabilidad  $(TSM-Tc_d)$  promedio (enero, febrero, marzo) utilizando la TSM de Hadisst y la TT de Speedy (azul), UAH (anaranjado) y RSS (verde) sobre la región Niño<sub>1+2</sub>.

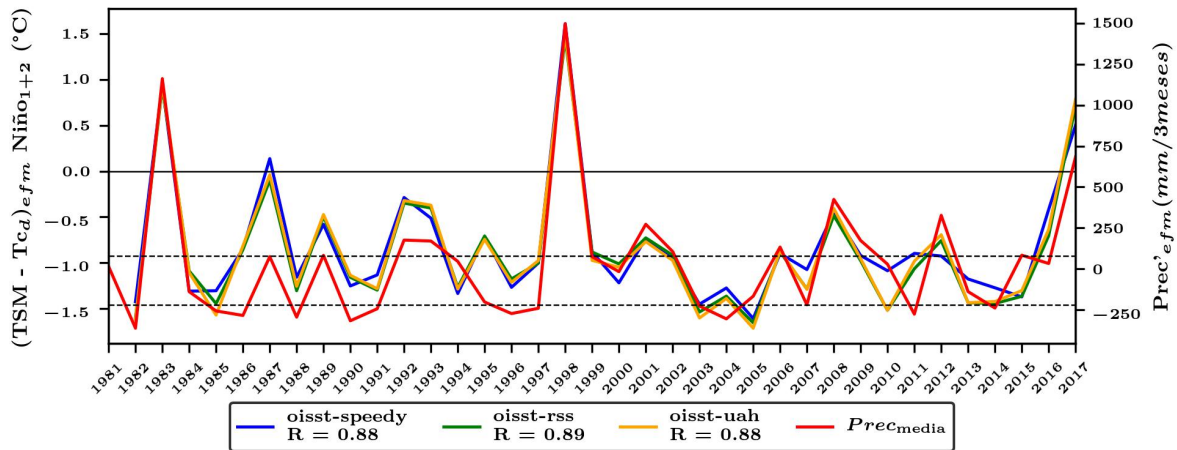


Figura 43. Series de tiempo de la anomalía de precipitación acumulada (enero, febrero, marzo) sobre la cuenca media (rojo) y la medida de estabilidad  $(TSM-Tc_d)$  promedio (enero, febrero, marzo) utilizando la TSM de Oisst y la TT de Speedy (azul), UAH (anaranjado) y RSS (verde) sobre la región Niño<sub>1+2</sub>.

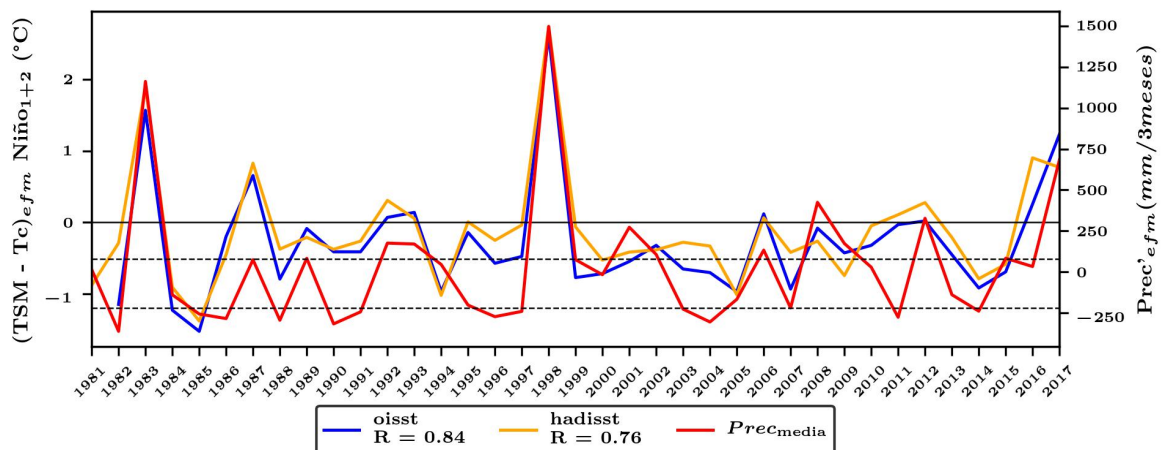
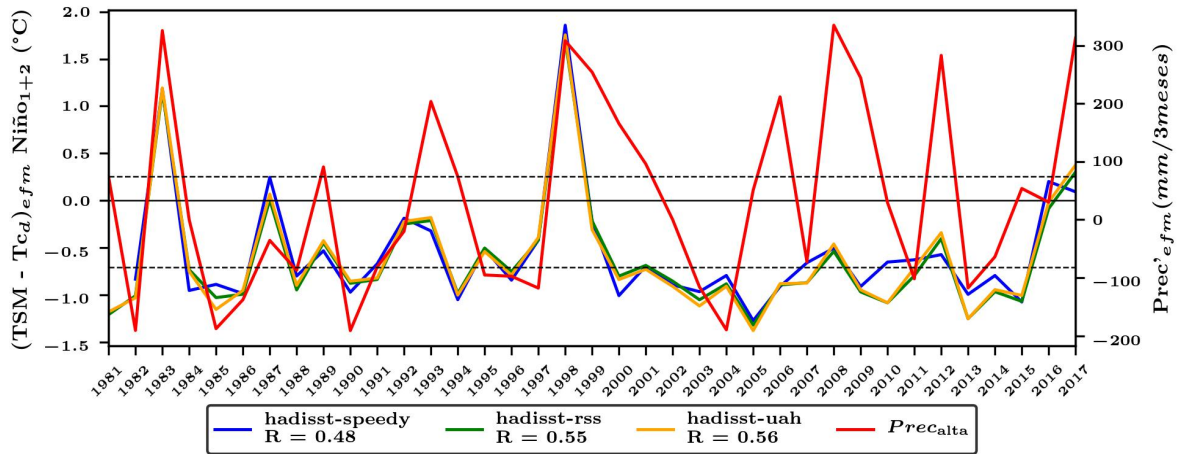


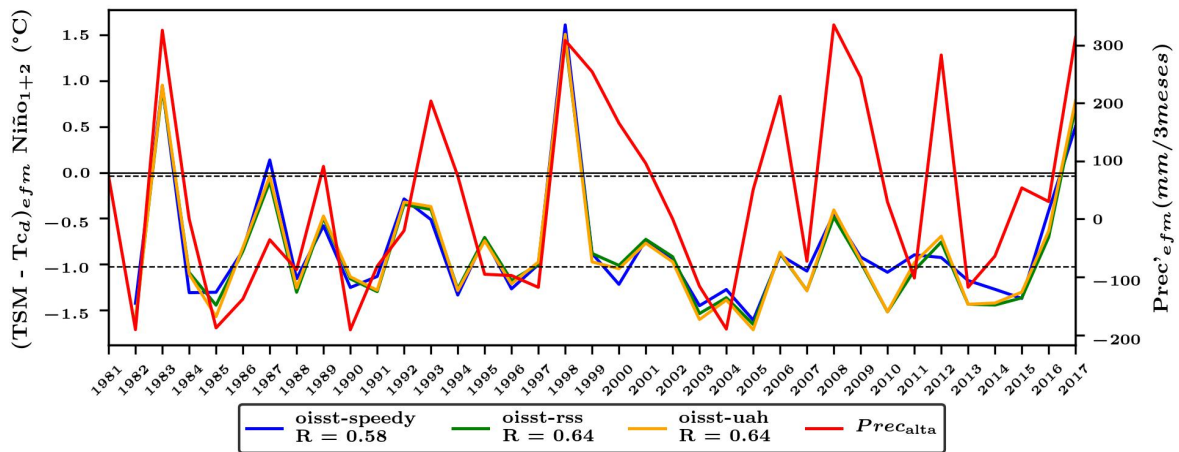
Figura 44. Series de tiempo de la anomalía de precipitación acumulada (enero, febrero, marzo) sobre la cuenca media (rojo) y la medida de estabilidad  $(TSM-Tc)$  promedio (enero, febrero, marzo) utilizando la TSM de Hadisst (anaranjado) y Oisst (azul) sobre la región Niño<sub>1+2</sub>.

**Tabla 7. Tabla de frecuencia relativa (%) para la cuenca media**

	$P < T1$	$T1 \leq P \leq T2$	$T2 < P$
<b>Tcd &lt; TSM</b>	0%	0%	100%
<b>Tcd &gt; TSM</b>	37%	33%	30%
<b>Tc &lt; TSM</b>	0%	22%	78%
<b>Tc &gt; TSM</b>	44%	33%	23%



**Figura 45. Series de tiempo de la anomalía de precipitación acumulada (enero, febrero, marzo) sobre la cuenca alta (rojo) y la medida de estabilidad (TSM-Tc<sub>d</sub>) promedio (enero, febrero, marzo) utilizando la TSM de Hadisst y la TT de Speedy (azul), UAH (anaranjado) y RSS (verde) sobre la región Niño<sub>1+2</sub>.**



**Figura 46. Series de tiempo de la anomalía de precipitación acumulada (enero, febrero, marzo) sobre la cuenca alta (rojo) y la medida de estabilidad (TSM-Tc<sub>d</sub>) promedio (enero, febrero, marzo) utilizando la TSM de Oisst y la TT de Speedy (azul), UAH (anaranjado) y RSS (verde) sobre la región Niño<sub>1+2</sub>.**

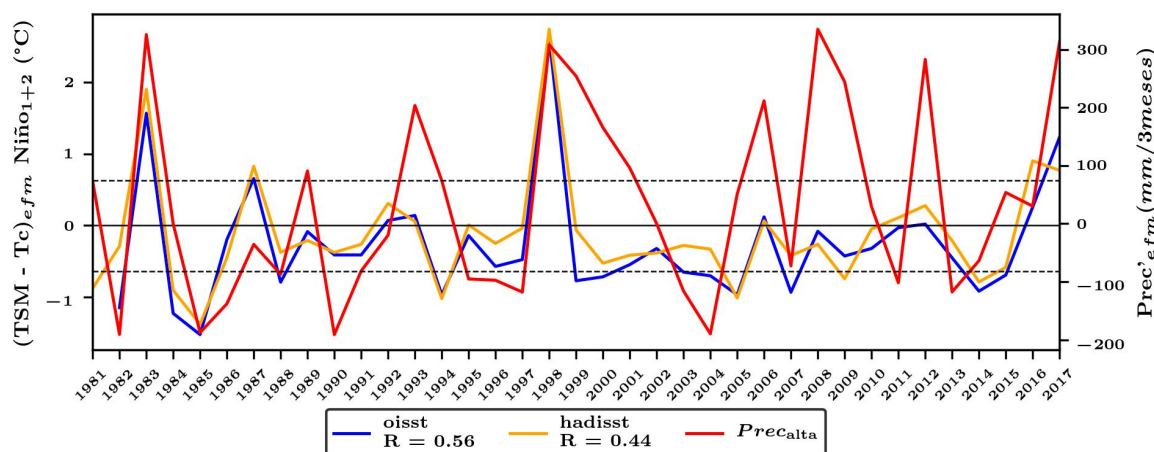


Figura 47. Series de tiempo de la anomalía de precipitación acumulada (enero, febrero, marzo) sobre la cuenca alta (rojo) y la medida de estabilidad (TSM-Tc) promedio (enero, febrero, marzo) utilizando la TSM de Hadisst (anaranjado) y Oisst (azul) sobre la región Niño<sub>1+2</sub>.

Tabla 8. Tabla de frecuencia relativa (%) para la cuenca alta

	P < T1	T1 ≤ P ≤ T2	T2 < P
Tcd < TSM	0%	0%	100%
Tcd > TSM	37%	33%	30%
Tc < TSM	0%	33%	67%
Tc > TSM	44%	30%	26%

Finalmente, las figuras 45 y 46 corresponden a la cuenca alta utilizando HADISST y OISST respectivamente, donde se observa mayor incertidumbre en la correlación ya sea utilizando Tcd (0.3 – 0.75 de intervalo de confianza al 95%) o Tc (0.13 – 0.67 de intervalo de confianza al 95%) para esta cuenca. La menor correlación en la cuenca alta está asociada a la mayor variabilidad interanual de la precipitación sobre esta cuenca. Sin embargo, las frecuencias (tabla 8) son similares a las otras dos cuencas. Donde se observa que un 70 por ciento de casos, en condiciones estables, corresponden a precipitación normal o por debajo de lo normal, mientras que el 100 por ciento de los casos, en condiciones inestables, corresponden a precipitación por encima de lo normal.

Como se observó el coeficiente de correlación utilizando la Tcd fue más significativo para la cuenca media del Río Piura, por lo tanto se valida la relación entre la medida empírica de estabilidad y la precipitación sobre esta cuenca.

## V. CONCLUSIONES

A partir del método para estimar la  $T_c$  sobre la simulación control se concluyó que la simulación control de SPEEDY fue coherente con los promedios multianuales en el periodo 1981-2010 (climatología) del Reanálisis Era Interim. La distribución vertical y latitudinal de la temperatura del aire y la distribución espacial y latitudinal de la precipitación y la radiación de onda larga saliente (OLR) coincidieron bastante bien cualitativamente (visualmente) y cuantitativamente (calculando el error) con el reanálisis. Por otro lado, la  $T_c$  obtenida de la simulación control tuvo un valor de 26.2 °C, lo cual se acerca a los valores de  $T_c$  obtenidos con datos observados, los cuales oscilan entre 26 – 29 °C (Gadgil et al. 1984; Graham and Barnett 1987; Fu et al. 1990; Waliser et al. 1993; Zhang 1993; Sud et al. 1999; Jáuregui & Takahashi, 2017).

A partir del método para perturbar la temperatura troposférica (TT) y estimar la  $T_c$  sobre la simulación experimental se concluyó que la aplicación del forzante tuvo los efectos deseados sobre la temperatura del aire ( $T_a$ ). Se observó que en cada nivel forzado la  $T_a$  aumentó de manera lineal en función del forzante (aproximadamente 2.4 °C por cada 1 °C/día de calentamiento, con una correlación de 0.95), excepto en el nivel de 850 mb, donde se observó una menor respuesta al enfriamiento troposférico relacionada con el amortiguamiento por parte de la superficie. También se observó que los mayores cambios de  $T_c$  se presentan cuando la  $T_a$  se enfría, de tal modo que las mayores pendientes ( $\Delta T_c / \Delta T_a$ ) se encuentran con el enfriamiento troposférico, lo cual da a entender que la  $T_c$  parece ser más sensible al enfriamiento que al calentamiento troposférico. En 850 mb se obtuvo la mayor pendiente, lo cual indica que por cada 1 °C que se enfría los trópicos en este nivel la  $T_c$  decrece 1.4 °C, mientras que en los otros niveles la  $T_c$  solo decrece entre 0.2 y 0.3 °C. Con el calentamiento troposférico se obtuvo que la  $T_c$  apenas aumenta ~0.1 °C por cada 1°C que se calienta los trópicos entre 700 y 300 mb.

A partir del método para determinar el balance atmosférico y el tiempo de relajación debido a los cambios en la TT se concluyó que la perturbación del enfriamiento radiativo

atmosférico es balanceado por el calor latente liberado en la precipitación, indicando que en los experimentos el cambio en la precipitación es el mecanismo más efectivo para cerrar el balance de energía en la atmósfera. El calor de cambio de estado asociado a la precipitación aumenta el equivalente a  $+0.8 \text{ W/m}^2$  por cada  $-1 \text{ W/m}^2$  de forzamiento; y disminuye  $-0.6 \text{ W/m}^2$  por cada  $+1 \text{ W/m}^2$  de forzamiento.

A partir del método para validar la simulación con datos observados se concluyó que la serie de tiempo (1981 – 2017) de TT simulada por SPEEDY es coherente con la TT de datos observados en los trópicos (con correlaciones entre 0.97 – 0.98 de intervalo de confianza al 95%) y en la región Niño 1+2 (con correlaciones entre 0.98 – 0.99 de intervalo de confianza al 95%). La medida de estabilidad empírica calculada para la región Niño 1+2 mostró mejor correlación (R, entre 0.71 y 0.92 de intervalo de confianza al 95%) utilizando la temperatura crítica estacional (Tcd) con las anomalías de precipitación sobre la cuenca media del río Piura, que utilizando la temperatura crítica climatológica (Tc) (R, entre 0.58 y 0.87 de intervalo de confianza al 95%). Esta medida de estabilidad mostró correspondencia con los eventos El Niño, observándose que en El Niño de 2015-16, la TSM aunque estuvo cerca no pudo superar la Tcd, mientras que en El Niño Costero de 2017 la TSM si logró superar la Tcd. Esto podría explicar porque en dicho evento las precipitaciones fueron fuertes (Fraser, 2017; Takahashi et al, 2018) y débiles con El Niño de 2015-16 (L'Heureux, 2017; Sanabria et al, 2017) en la costa norte del Perú. También se corroboró que la precipitación sobre la cuenca media del río Piura es controlada parcialmente por los cambios en la TT (implícitos en la Tcd) de la región niño 1+2. De tal modo que, la probabilidad de que la precipitación por encima de lo normal se dé cuando la TSM supera la Tcd es del 100 por ciento, mientras que utilizando la Tc la probabilidad es del 78 por ciento. Finalmente se concluye que la activación de la convección profunda (medida a través de la Tcd) es controlada parcialmente por las perturbaciones en la temperatura troposférica. Este mecanismo físico atmosférico, según las simulaciones y las observaciones, puede actuar como inhibidor o estimulador de la convección en situaciones particulares del ENSO.

## **VI. RECOMENDACIONES**

Se recomienda:

1. Convertir la medida empírica de estabilidad atmosférica propuesta en esta investigación en un índice operativo para diagnosticar la magnitud de los eventos El Niño sobre la precipitación local.
2. Utilizar dicho índice para corregir condicionalmente los sesgos de precipitación en el pronóstico estacional por parte de los modelos climáticos operativos. Algunos autores como Manzanas & Gutierrez (2018) sugieren la utilización de índices atmosféricos para corregir la sobrestimación o subestimación de los pronósticos estacionales de precipitación sobre la costa norte del Perú.
3. Analizar la variabilidad de la  $T_{cd}$  en otras escales temporales como pueden ser la estacional o mensual para identificar que escalas temporales son más relevantes en el control de la estabilidad atmosférica local.

## VII. BIBLIOGRAFÍA

- Allen, R. J., & Sherwood, S. C. 2007. Utility of radiosonde wind data in representing climatological variations of tropospheric temperature and baroclinicity in the western tropical Pacific. *Journal of Climate*, 20(21), 5229-5243.
- Allen, R. J., & Sherwood, S. C. 2008. Warming maximum in the tropical upper troposphere deduced from thermal winds. *Nature Geoscience*, 1(6), 399.
- Chiang, J. C., & Sobel, A. H. (2002). Tropical tropospheric temperature variations caused by ENSO and their influence on the remote tropical climate. *Journal of climate*, 15(18), 2616-2631.
- Chiang, J. C., & Lintner, B. R. 2005. Mechanisms of remote tropical surface warming during El Niño. *Journal of climate*, 18(20), 4130-4149.
- Evans, J. L., & Webster, C. C. (2014). A variable sea surface temperature threshold for tropical convection. *Australian Meteorological and Oceanographic Journal*, 64(1), S1-S8.
- Fraser, B. (2017). Peru's floods teach tough lessons. *Nature*, 544(7651), 405-U507.
- Houze, R. A., 2004: Mesoscale convective systems. *Rev. Geophys.*, **42**, RG4003.
- Jauregui, Y. R., & Takahashi, K. 2017. Simple physical-empirical model of the precipitation distribution based on a tropical sea surface temperature threshold and the effects of climate change. *Climate Dynamics*, 1-21.
- Johnson, N. C., & Xie, S. P. 2010. Changes in the sea surface temperature threshold for tropical convection. *Nature Geoscience*, 3(12), 842-845.
- Laing, A. & Evans, J. L. 2016. *Introduction to tropical meteorology, 2nd Edition*. UCAR/COMET, National Center for Atmospheric Research (NCAR), USA.
- L'Heureux, M. L., Takahashi, K., Watkins, A. B., Barnston, A. G., Becker, E. J., Di Liberto, T. E., ... & Mosquera-Vásquez, K. (2017). Observing and predicting the 2015/16 El Niño. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 98(7), 1363-1382.
- Lindzen, R. S., & Emanuel, K. (2002). The greenhouse effect. *Encyclopedia of Global Change*.



- Manzanas, R., & Gutiérrez, J. M. (2019). Process-conditioned bias correction for seasonal forecasting: a case-study with ENSO in Peru. *Climate Dynamics*, 52(3-4), 1673-1683.
- McTaggart-Cowan, R., Davies, E. L., Fairman Jr, J. G., Galarneau Jr, T. J., & Schultz, D. M. (2015). Revisiting the 26.5 C sea surface temperature threshold for tropical cyclone development. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 96(11), 1929-1943.
- Mechoso, C., Wood, R., Weller, R., Bretherton, C. S., Clarke, A., Coe, H., Fairall, C., Farrar, J. T., Feingold, G. y Garreaud, R., 2014: Ocean-cloud-atmosphere-land interactions in the southeastern Pacific: The VOCALS Program. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 95, 357-375.
- Molteni, F. 2003. Atmospheric simulations using a GCM with simplified physical parametrizations. I: Model climatology and variability in multi-decadal experiments. *Climate Dynamics*, 20(2), 175-191.
- IPCC-Grupo de Trabajo, I. (2013). Cambio Climático 2013, Bases Físicas.
- Rajeev, K., Parameswaran, K., Sasi, M. N., Ramkumar, G., & Murthy, B. K. (2003). Gravity waves in the tropical middle atmosphere: characteristics and wave-mean flow interaction. *Advances in Space Research*, 32(5), 807-812.
- Rau, P., Bourrel, L., Dewitte, B., Labat, D. (2017): Sobre la distribución de las lluvias en la vertiente del Pacífico peruano y su relación con El Niño. Boletín Técnico “Generación de información y monitoreo del Fenómeno El Niño”, 4, 1, 4-7, Instituto Geofísico del Perú.
- Raymond, D. J., Raga, G. B., Bretherton, C. S., Molinari, J., López-Carrillo, C., & Fuchs, Ž. (2003). Convective forcing in the intertropical convergence zone of the eastern Pacific. *Journal of the atmospheric sciences*, 60(17), 2064-2082.
- Riehl, H. y Malkus, J., 1958: On the heat balance in the equatorial trough zone. *Geophysica*, 6, 503-538.
- Schumacher, C., Houze Jr, R. A. y Kraucunas, I., 2004: The tropical dynamical response to latent heating estimates derived from the TRMM precipitation radar. *J. Atmos. Sci.*, 61, 1341-1358.
- Sharman, R., Trier, S., Lane, T. y Doyle, J., 2012: Sources and dynamics of turbulence in the upper troposphere and lower stratosphere: A review. *Geophys. Res. Lett.*, 39, 12.

- Sobel, A. H., Held, I. M., & Bretherton, C. S. (2002). The ENSO signal in tropical tropospheric temperature. *Journal of climate*, 15(18), 2702-2706.
- Takahashi, K. (2004). The atmospheric circulation associated with extreme rainfall events in Piura, Peru, during the 1997--1998 and 2002 El Niño events. In *Annales Geophysicae* (Vol. 22, No. 11, pp. 3917-3926).
- Takahashi, K. 2008. Radiative Constraints on the Hydrological Cycle in an Idealized Radiative–Convective Equilibrium Model. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 66(1), 77-91.
- Takahashi, Ken; Aliaga-Nestares, V.; Avalos, G.; Bouchon, M.; Castro, A.; Cruzado, L.; Dewitte, Boris; Gutiérrez, D.; Lavado-Casimiro, W.; Marengo, J.; Martínez Grimaldo, Alejandra; Mosquera Vásquez, Kobi Alberto; Quispe, N. (2018). The 2017 coastal El Niño. *Bull. Am. Meteor. Soc.* 99, S210–S211.
- Wallace, J. M. (1992). Effect of deep convection on the regulation of tropical sea surface temperature. *Nature*, 357(6375), 230.
- Woodman, R. (1999). Modelo estadístico de pronóstico de las precipitaciones en la costa norte del Perú. *El Fenómeno del Niño, Investigación para una prognosis, 1er encuentro de Universidades del Pacífico Sur: Memoria*, 93-108.
- Wu, Z., Battisti, D. S., & Sarachik, E. S. (2000). Rayleigh friction, Newtonian cooling, and the linear response to steady tropical heating. *Journal of the atmospheric sciences*, 57(12), 1937-1957.
- Yanai, M., Esbensen, S. y Chu, J., 1973: Determination of bulk properties of tropical cloud clusters from large-scale heat and moisture budgets. *J. Atmos. Sci.*, 30, 611-627.
- Yanai, M. y Johnson, R., 1993: Impacts of cumulus convection on thermodynamic fields. *Met. Monogr*, 24, 39-62.
- Yanai, M. y Tomita, T., 1998: Seasonal and interannual variability of atmospheric heat sources and moisture sinks as determined from NCEP-NCAR reanalysis. *J. Climate*, 11, 463-482.
- Yulaeva, E., & Wallace, J. M. (1994). The signature of ENSO in global temperature and precipitation fields derived from the microwave sounding unit. *Journal of climate*, 7(11), 1719-1736.