



# **CAUSA DE SEQUÍAS SEVERAS EN EL SUR DEL PERÚ**

---

**CRISTIAN J. FEBRE PÉREZ**  
**Subdirección de Predicción Climática**  
**DMA**  
**SENAMHI**

**DICIEMBRE 2017**

# CAUSA DE SEQUÍAS SEVERES EN EL SUR DEL PERÚ

## I. INTRODUCCIÓN

La Subdirección de Predicción Climática (SPC) del SENAMHI-PERÚ realiza de manera operativa el monitoreo de sequías a nivel nacional. Por ello, la determinación de los parámetros físicos relevantes en la sucesión de estos eventos relacionada a la deficiencia de precipitaciones sobre la región surandina durante el periodo lluvioso es de vital importancia para la alerta temprana de estos eventos climáticos extremos.

En la presente investigación se estudió la causa de sequías severas sobre la región suroriental de la región andina suroriental del Perú (SEP, por sus siglas en inglés), basado en la información de precipitación mensual de estaciones meteorológicas del SENAMHI y del National Centers for Environmental Prediction/National Center for Atmospheric Research reanálisis desde 1951 – 2010. En general, las sequías son consistentes con descensos anómalos locales en la tropósfera media. El diagnóstico de la ecuación de movimiento vertical ( $\omega$ ) indica que el descenso local es principalmente mantenido por procesos de advección de vorticidad anticiclónica y en menor instancia al ingreso anómalo de masas de aire frío del sur en tropósfera baja. El análisis de compuestos muestra que sobre la región SEP la circulación anticiclónica en niveles medios es inducida, mayormente, por forzamiento remoto desde Pacífico Tropical. Durante años El Niño, la contribución del fuerte calentamiento a lo largo del Pacífico Ecuatorial Central (PEC) induce un fuerte dipolo divergente en tropósfera alta el cual intensifica el transporte convergente de humedad hacia Sudamérica que al alternar con los Andes reduce (aumenta) la convección (subsistencia) sobre la región SEP, afectando sustancialmente la fuente de humedad primaria para la configuración normal del sistema de Alta de Bolivia. Otra posible ruta es a través de la teleconexión del Pacífico Sur, en la cual la propagación de energía de ondas Rossby juegan un papel crucial en gatillar patrones de ondas de larga escala que induzcan anticiclogénesis al sur de Chile. El mismo análisis evidenció el rol anticiclogénesis sobre el posicionamiento de una cuña anómala, con eje proyectado hacia sobre la ladera occidental de los Andes, la cual, en última instancia, mantuvo intenso el patrón de subsidencia mediante el balance de vorticidad dado a través de un patrón de convergencia asociado a un patrón sinóptico de flujos zonales del oeste desde la tropósfera alta.

## **II. OBJETIVO GENERAL**

1. Determinar los parámetros físicos relevantes en la sucesión de sequías severas en la región surandina del Perú, durante el periodo lluvioso.

## **III. OBJETIVOS ESPECÍFICOS**

1. Sistematizar la ocurrencia de sequías severas en la sierra sur del Perú y su alcance regional.
2. Determinar patrones sinópticos asociados a sequías severas, usando la ecuación omega.

## **IV. CONTEXTO**

A comienzos de 1983, una sequía extrema, tal vez la peor de los últimos 100 años, golpeó la región andina suroriental del Perú (SEP) incluyendo las provincias de Cusco, Puno, Arequipa, Tacna y Moquegua. La sequía que duró hasta ocho meses impactando el altiplano peruano – boliviano con un aproximado de 1,583,049 (Development Beyond Economics, Pag. 134) campesinos afectados por hambre y malnutrición. Esta sequía fue muy severa que ocasionó cambios irreversibles para animales y plantas en algunas regiones, lo cual contrajo serias consecuencias económicas y sociales en esta región (Caviedes, 1985). Previo a este evento, ninguna preparación de alerta temprana había sido establecida. Además, la sequía coincidió con el fenómeno El Niño en el norte del país enfatizando una relación proporcional del rol de las fases cálidas del oceánico Pacífico sobre el Perú durante el periodo lluvioso (Lavado – Casimiro et. al., 2013).

La Figura 1(a) revela la intensidad de la sequía del año 1983 sobre la región del SEP desde la perspectiva de lluvias anómalas en la temporada lluviosa. Muestra el acumulado de precipitaciones anómalas entre Enero – Marzo (EFM) a partir del acumulado climatológico de lluvias mensuales sobre la región de estudio. Se aprecia que sobre mayor parte de la región SEP, la deficiencia de la lluvia recibida aproximadamente fue menor a -500 mm; mientras que por efectos de El Niño, en los tres cuartos del norte del país, las lluvias superaban cantidades acumuladas de más de 1500 mm.

Por otro lado, es importante señalar que en las regiones de media y alta elevación topográfica correspondientes a la zona SEP, así como en la mayoría de zonas tropicales, el ciclo anual está dominado por estaciones húmedas y secas, Figura 1(b). Sobre la región de interés, la estación lluviosa ocurre desde Noviembre hacia Abril (Kuroiwa, 2007); sin embargo, la mayoría de la precipitación en la región ocurre durante Enero, Febrero y Marzo (EFM). La precipitación en este trimestre representa, en promedio, más de dos – tercios de la precipitación anual para esta región, con algunos lugares recibiendo sobre el 85% de las

lluvias anual en esta temporada lluvia. Por tanto, es esta temporada identificada para el interés del estudio (recuadro rojo).

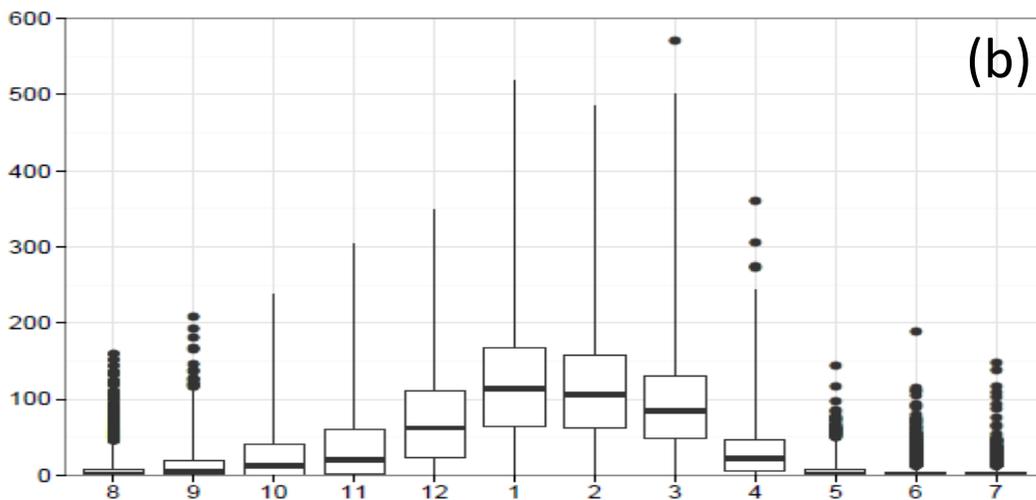
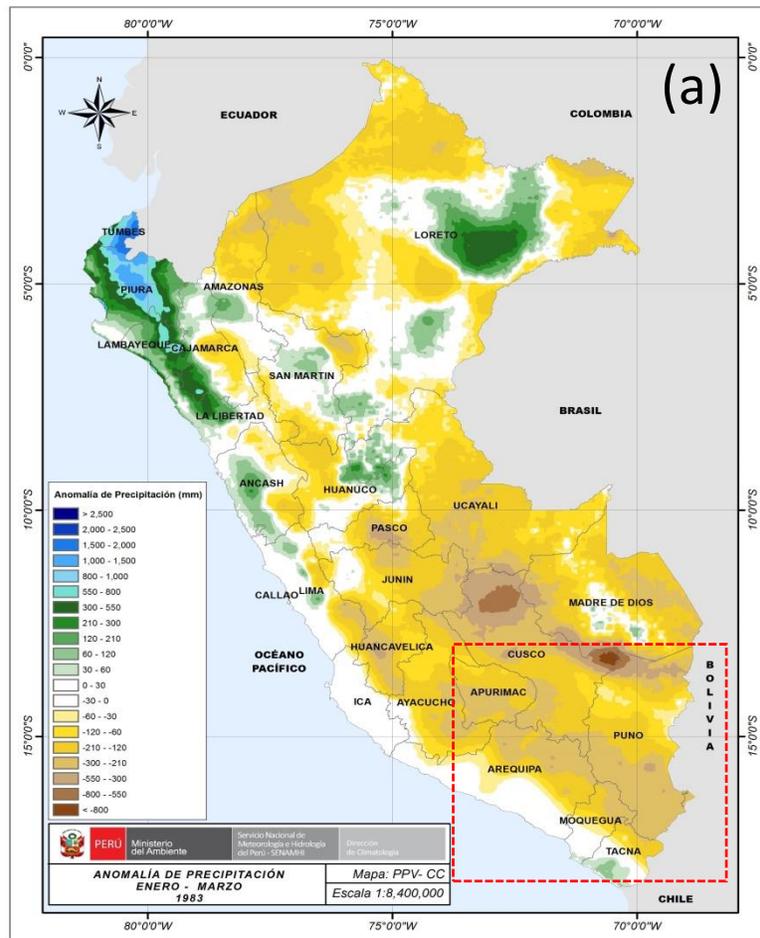


Figura 1. Mapas de: (a) Anomalia de lluvias en (mm) durante Ene – Feb – Mar 1983, usando el producto de datos grillado, PISCO – SENAMHI y (b) la climatología mensual de la lluvia promedio sobre (76°W – 69°W, 18°S – 13°S). La información mensual proviene de observaciones de estaciones.

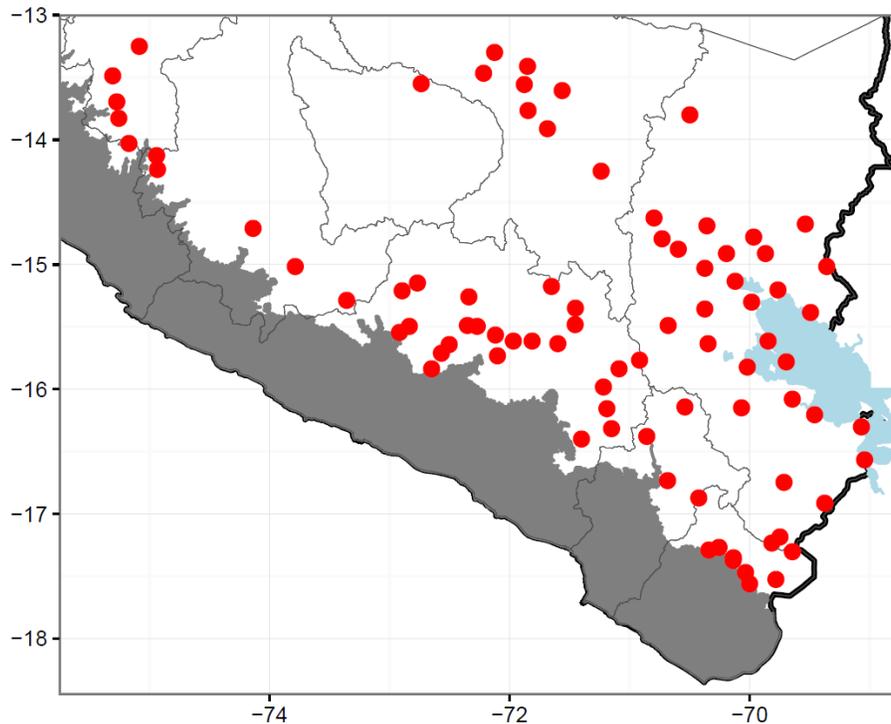
Estudios previos enfocados en la temporada lluviosa, mantienen una postura sólida de la génesis sobre la convección tropical. En primer lugar, es en esta estación que el Hemisferio Sur recibe intensa radiación solar que desestabiliza la capa límite atmosférica, induciendo convección profunda y advección de humedad (Vuille et al., 1999; Garreaud, 1999). Ello directamente se traduce en el incremento de los niveles de evapotranspiración en la cuenca del Amazonas, con humedad transportada en la atmósfera por una compleja red de sistemas de convección profunda, incluyendo al sistema de Alta de Bolivia (Lenters and Cook, 1997). En general, los vientos asociados con esta convección profunda son los este y nortes, transportando humedad hacia los Andes desde el Amazonas (Feunzalida and Rutlland, 1987). Los Andes inducen un efecto orográfico en la cual mayor precipitación ocurre en regiones a barlovento y en zonas de alta elevación de la región (Garreaud 1999).

Así también, trabajos previos han identificado las anomalías en Pacífico Ecuatorial como un factor sustancial que impacta los patrones de lluvias en región SEP (Vuille et al., 2000; Garreaud et. al, 2003; Espinoza. V et al., 2009; Lavado – Casimiro et al., 2013; Cid – Serrano et al., 2015). Esta área del Pacífico está asociada con el Fenómeno El Niño – Oscilación Sur (ENSO). De esto, otros estudios mencionan que la región de monitoreo El Niño en el Pacífico Ecuatorial Central (región Niño 3.4) presenta un influencia particular en modular las lluvias de EFM (Trenberth, 1997). Además periodos de El Niño “Fuerte” (condiciones cálidas oceánicas) en esta región del Pacífico están típicamente relacionados con las sequías en la región SEP; mientras que La Niña (condiciones frías oceánicas) regularmente corresponden con condiciones más húmedas que lo normal.

De lo mencionado anteriormente, la mayoría de los trabajos previos relacionan el impacto del ENSO con las anomalías de lluvia en esta región de estudio, y poca atención se ha prestado en el cambio año a año de la lluvia sobre la misma. Por tanto, el objetivo del presente estudio es investigar la causa primaria de la variación interanual de las sequías en la región SEP durante la temporada lluvioso dado su importancia para la sociedad local. Es por ello, que se intenta examinar las condiciones océano – atmosféricos comunes asociadas con estos eventos secos y revelan los posibles mecanismos responsables para su ocurrencia.

## V. DATOS Y METODOLOGÍA

Para el presente estudio se utilizaron 91 estaciones convencionales, las cuales se pueden observar en la Figura 2. La información grillada mensual proviene del National Centers for Environmental Prediction/National Center for Atmospheric Research (NCEP/NCAR) Reanalysis 20thCR (Kalnay et. al, 1996), como lo son omega (velocidad p-vertical), humedad específica, altura de geopotencial, viento y temperatura. Adicionalmente, los datos reconstruidos de la temperatura superficial del mar del producto global ERSST.v5. Todos con una resolución espacial de  $2^\circ \times 2^\circ$ .



**Figura 2. Ubicación de estaciones convencionales en la región SEP.**

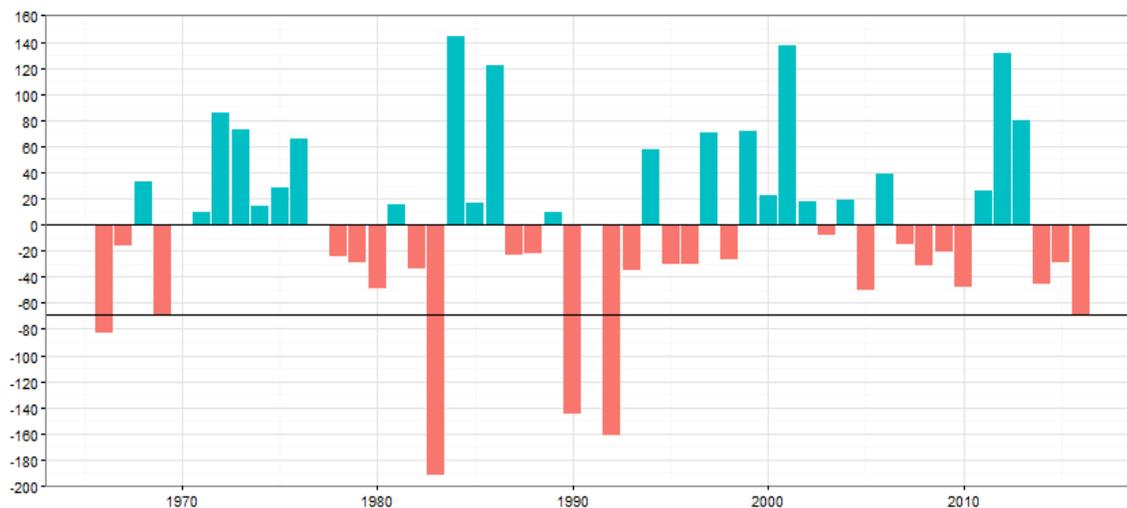
La ecuación omega se procede a verificar como sigue:

$$\underbrace{\sigma \left( \nabla^2 + \frac{f_0^2}{\sigma} \frac{\partial^2}{\partial p^2} \right)}_A \omega = f_0 \underbrace{\frac{\partial}{\partial p} \left[ \mathbf{V}_g \cdot \nabla \left( \frac{1}{f_0} \nabla^2 \Phi + f \right) \right]}_B + \underbrace{\nabla^2 \left[ \mathbf{V}_g \cdot \nabla \left( -\frac{\partial \Phi}{\partial p} \right) \right]}_C - \underbrace{\frac{\kappa}{p} \nabla^2 J}_D, \dots \text{(Ec. 1)}$$

### a) Metodología empleada para la verificación de eventos de sequías extremas

Se procedió a calcular las anomalías estandarizadas de precipitación estacional (EFM) para la región de estudio, la cual abarca el cuadrante: 74°W-69°W, 18°S-13°S.

La identificación de las sequías severas se hizo de manera cuantitativa sobre un umbral superior a 0.7 (70%) en la desviación estándar (Figura 3).



**Figura 3. Evolución temporal de la anomalía estandarizada de precipitación promediada en Ene – Feb – Mar (EFM) sobre [74°W/18°S – 69°W/13°S].**

### b) Metodología empleada para el uso de la Ecuación Omega.

La condición seca está usualmente asociada con la subsidencia anómala en la tropósfera media. En la Ec.1, se asume un proceso adiabático, por lo que, se omite la acción del intercambio diabático (Término D). Los símbolos presentan un significado convencional (Holton, 2004). El término de la mano izquierda es proporcional a  $-w$  (o  $W$ ).

En acuerdo con el uso de esta ecuación, el movimiento vertical depende de dos procesos, principalmente, el gradiente vertical de la advección total de la vorticidad (Término B) y la advección de la temperatura (Término C).

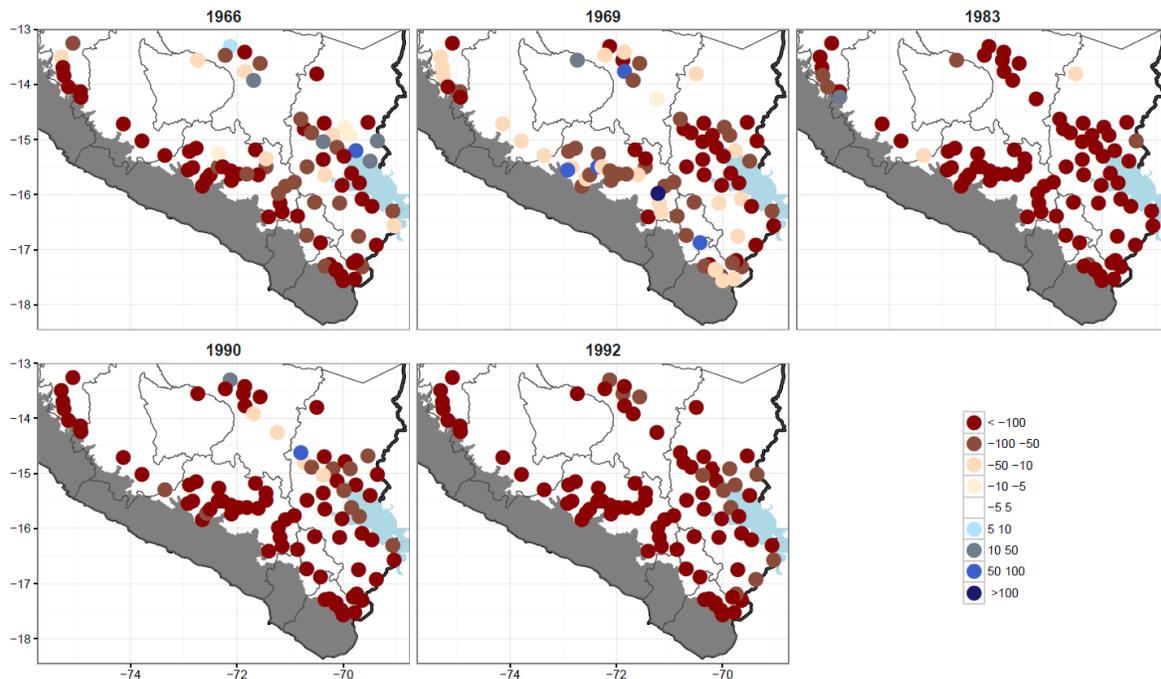
Un gradiente vertical de la advección de vorticidad anticiclónica sumado a una componente de advección negativa de la temperatura nos ayudará a identificar la persistencia del movimiento descendente en la región de estudio.

## VI. RESULTADOS Y DISCUSIONES

Los resultados han sido enfocados en la identificación de patrones significativos para la sucesión de eventos de sequías severas.

### 6.1. RESULTADOS DE LA IDENTIFICACIÓN DE EVENTOS EXTREMOS

Los cinco casos seleccionados (Figura 4) corresponden a periodos de años EL Niño de intensidades variantes de moderada a muy fuerte, de acuerdo al índice ONI del Pacífico Ecuatorial Central.



**Figura 4. Desviación estándar de la precipitación normalizada en la región SEP (clima: 1965 - 2010) para los años seleccionados a partir del 70% inferior. La sección muestra la distribución de las anomalías negativas estandarizadas por debajo del 100% en el trimestre EFM.**

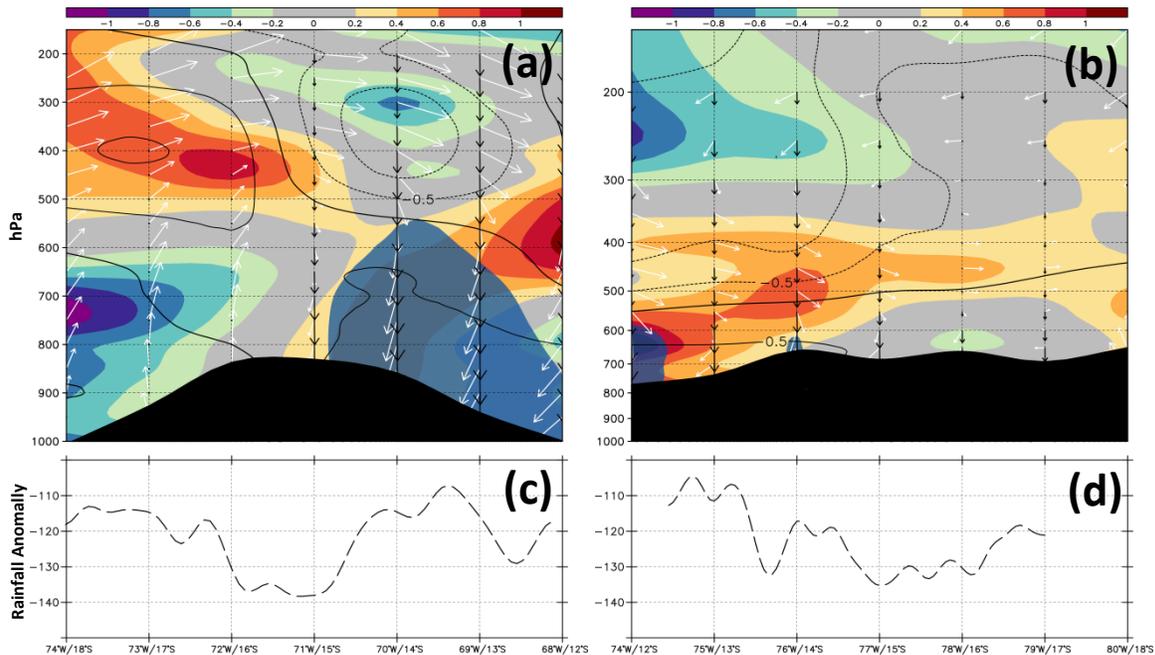
La fase y la intensidad del ENSO no necesariamente se traduce en una relación directa con la precipitación estacional, tal es el caso excepcional del año 1990, en la cual el Índice ONI indicaba condiciones neutras a La Niña débil previos al verano (EFM) de 1990. Ello no necesariamente condujo a condiciones ligeramente húmedas a lo usual en la región SEP, sino que resultó en el segundo año de los más secos de todo el registro histórico.

## 6.2. RESULTADOS DE LA DISTRIBUCIÓN ESPACIO TEMPORAL DE LA LLUVIA ESTADARIZADA Y LOS TÉRMINOS OMEGA.

La distribución local de la lluvia en la región SEP parece obedecer a un patrón de dorsal anómala, la cual mantiene un núcleo anticiclónico hacia la ladera occidental de los Andes. La compensación de la vorticidad en el posicionamiento de este patrón sinóptico anómalo se encuentra asociado a una circulación vertical de entrada/salida, la cual se observa de oeste a este.

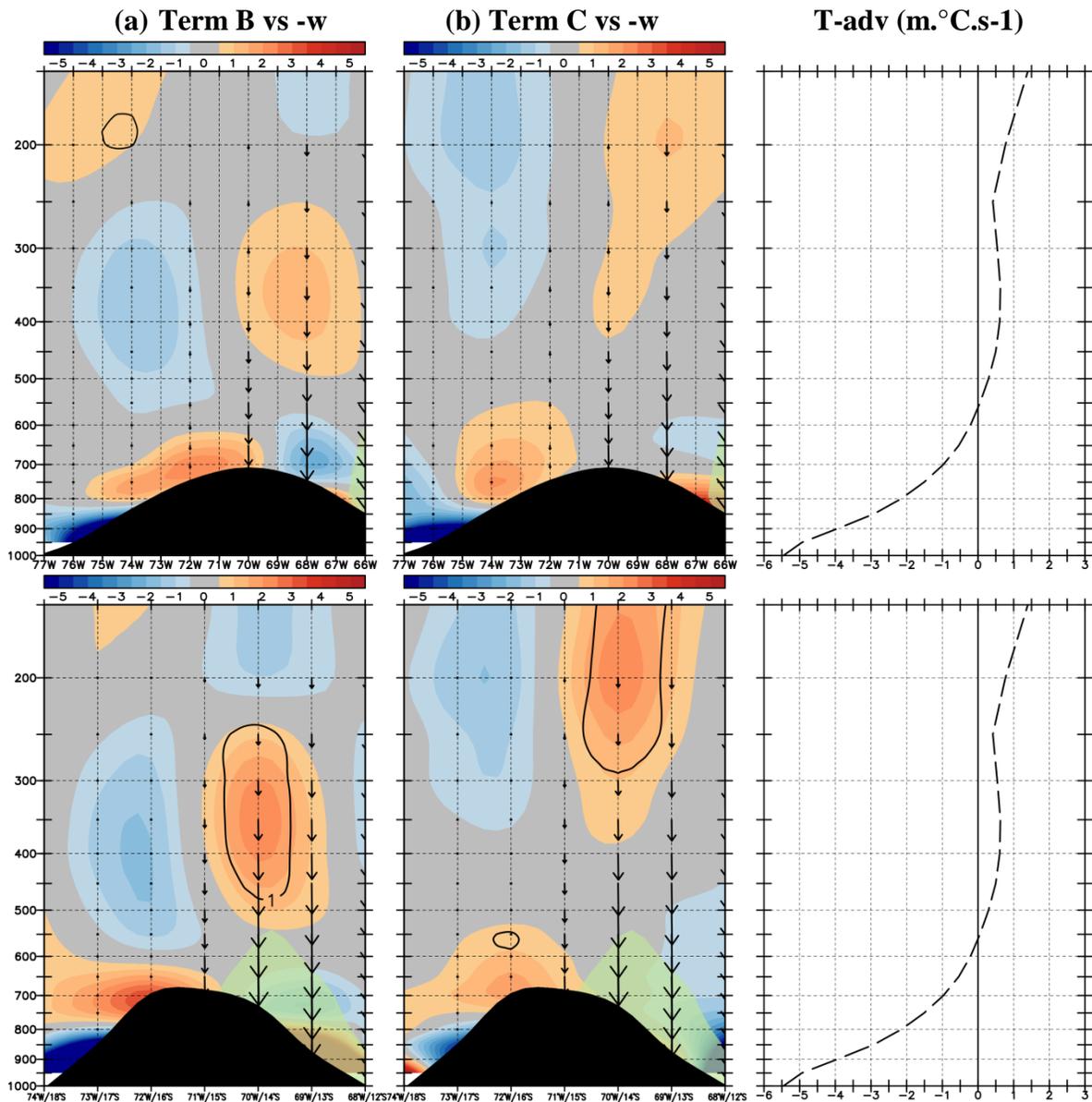
Los descensos a lo largo de los Andes orientales (Figura 5b) obedecen a un balance de convergencia desde la tropósfera alta, lo que promueve el movimiento subsidente anómalo sobre esta región. Por otro lado, en la Figura 5a, el calentamiento local frente a la vertiente del Pacífico se asoció con el incremento de la convección, el cual siguió el balance de convergencia (divergencia) desde niveles bajos (altos).

Por tanto, la deficiencia de lluvia en la región de estudio, respondió a la subsidencia anómala local producida por la compensación de masas de aire seco y frío desde altura a través del flujo convergente inducido por la topografía y el flujo de vientos zonales anómalos del este, así como, la proyección de una dorsal anómala a lo largo de la ladera occidental de los Andes.



**Figura 5. Compuestos (años: 1966, 1969, 1983, 1990 y 1992) de secciones verticales estandarizadas respecto del transporte de flujo de vapor de agua (vectores blancos), convergencia/divergencia de humedad (colores), vorticidad (contornos negros) y movimiento vertical (vectores negros), para (a) el corte: 74°W/18°S – 68°W/12°S y (b) 74°W/12°S – 68°W/18°S. Matices en azules corresponden a valores de omegas superiores a 1 desviación estándar. Y, compuesto de la precipitación anómala JFM (normalizado por la climatología en cada estación, unidad %) promediado sobre [74 - 69°W/18 – 12°S].**

Seguidamente, Figura 6, respecto del diagnóstico de la ecuación omega se pudo observar que el cambio de la vorticidad diferencial geostrófica entre 300 y 500 hPa manifiesta, en ambas secciones, un estrecha relación con los descensos significativos (matices de color verde), observándose valores positivos (-w) correspondientes a una fuerte advección de vorticidad anticiclónica entre los niveles mencionados.



**Figura 6.** Distribución zonal estacional del diagnóstico de los términos B (panel izquierdo) y C (panel central) y la advección horizontal de la temperatura geostrófica. El compuesto fue realizado basado en los 5 casos de estudio (1966, 1969, 1983, 1990, 1992). Las unidades para B y C es  $10^{-14} \cdot \text{m} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{Kg}^{-1}$  y para la T-adv geostrófica es  $(10^{-6} \cdot \text{m} \cdot \text{°C} \cdot \text{s}^{-1})$ . Los contornos muestran valores estandarizados superiores a 1 desviación estándar. El descenso anómalo en a y b muestra únicamente la componente tangencial está en  $\text{Pa} \cdot \text{s}^{-1}$ . El panel superior corresponde al corte entre:  $18^{\circ}\text{S} - 13^{\circ}\text{S}$  y el panel inferior al corte en:  $74^{\circ}\text{W}/18^{\circ}\text{S} - 69^{\circ}\text{W}/13^{\circ}\text{S}$ . El promedio en c fue realizado en la región SEP:  $[74^{\circ}\text{W}-69^{\circ}\text{W}/18^{\circ}-13^{\circ}\text{S}]$ .

Ello, compensa la advección ciclónica (convergente) de altura, lo cual promueve la intensificación de la subsidencia anómala hacia la región SEP.

Por otro lado, la atribución del término C respecto al movimiento descendente es poco relevante, dado que, la advección negativa de temperatura se constituye en niveles inferiores a los 700 hPa y hacia la ladera oriental de los Andes. No obstante, si bien su contribución es mínima en niveles medios, el enfriamiento anómalo de niveles bajos de los tropósfera aumenta la intensidad de subsidencia hacia la región de estudio alrededor del nivel de 700 hPa.

Cabe mencionar, que debido a la condición cálida de los eventos (1966, 1969, 1983 y 1992) el gradiente cálido norte – sur en niveles medios permite el incremento de la advección cálida desde niveles medios a altos, tal como se puede observar en el panel de la derecha para ambas secciones verticales.

### **6.3. RESULTADOS DE LA TELECONEXIÓN DE PATRONES ENSO Y LAS SEQUIAS EXTREMAS EN LA REGIÓN SEP.**

En la Figura 7a, el patrón de ENSO positivo (El Niño) revela una clara asociación con el menor potencial para convección en la región central y sur de Sudamérica, no así para la región suroriental. Asimismo, se pueden observar un dipolo divergente (sentido reverso a las agujas del reloj) en el Pacífico Ecuatorial Central [180° - 120°W]. Este patrón de altura modula la circulación de Ecuatorial de Walker, de manera que la convección anómala se compensa con la sequedad hacia el flanco Occidental del Pacífico. A su vez, la intensificación de este patrón mejora el transporte de masas de vapor de agua hacia los subtrópicos y acelera los flujos de masas de aire seco, lo cual se traduce en un fuerte gradiente de humedad hacia el este. Este cambio acelera el flujo de viento zonal en apoyo de la intrusión de un domo de calor (dorsal anómala de altura) hacia Sudamérica. Aquí, el flujo zonal, reduciendo (aumentando) el potencial de convección (subsidencia), predominando el transporte de masas secas sobre los Andes.

En la Figura 7b, sobre la superficie oceánica, el patrón de El Niño establecido en el Pacífico Central mantiene el gradiente zonal del viento (Pacífico Ecuatorial Occidental y Central), evidenciándose fuertes anomalías de vientos del oeste en tropósfera baja. Asimismo, se observa el predominio de sistemas de baja presión a lo largo de los 30°S, replegando la anticiclogénesis hacia el sur del continente. Ello mantiene el balance de presión y temperatura frente a la costa, debido a los vientos alisios debilitados.

Finalmente, Figura 7c, la señal del ENSO positivo en niveles medios de la atmósfera se traduce como la proyección de ondas Rossby (bandas negativas y positivas), las cuales mantienen un forzamiento extratropical e incremento de la anticiclogénesis de bloqueo, aunque débil, desde el sur de Chile hacia la región SEP.

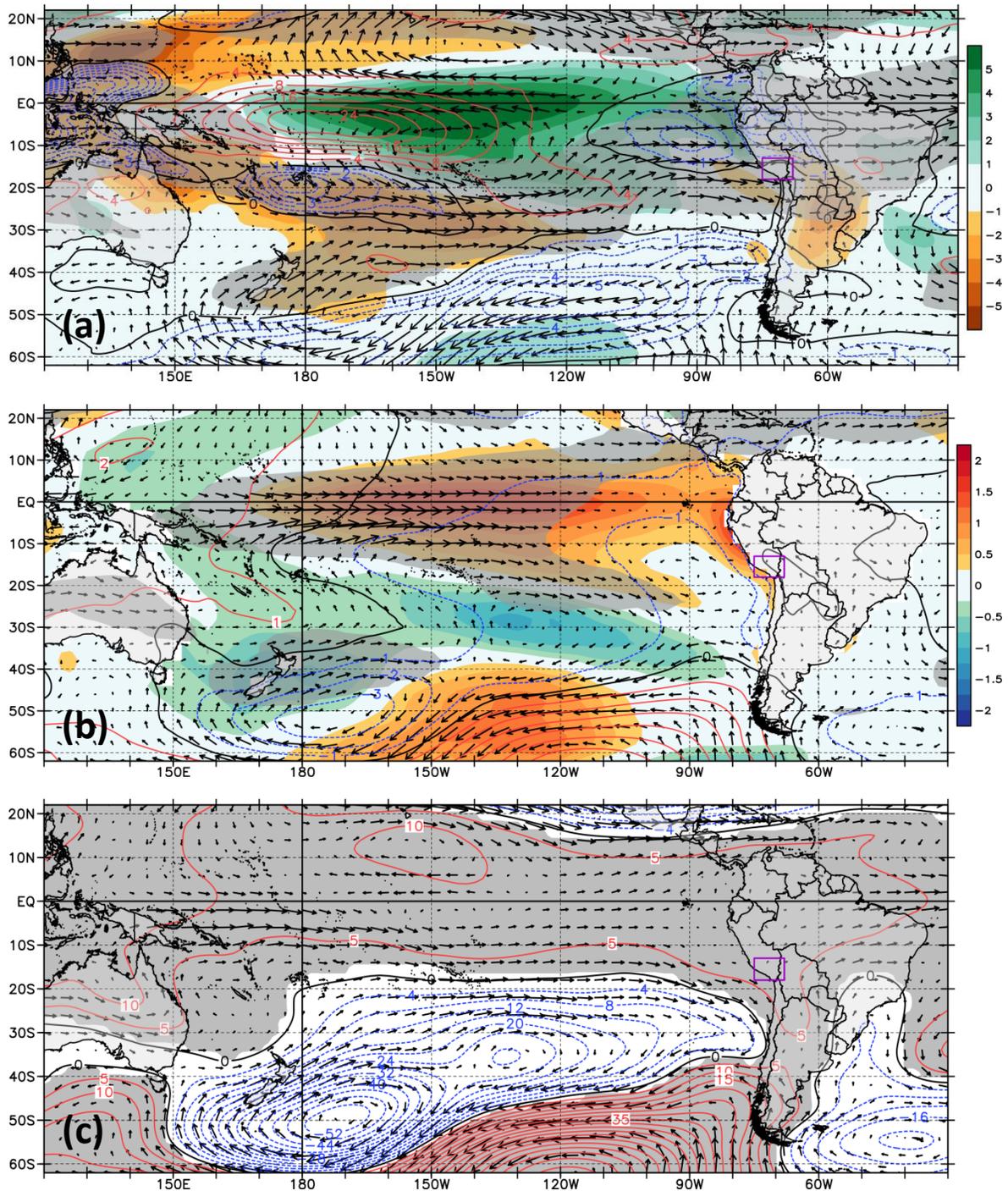


Figura 7. (a) Compuesto EFM de PWAT (agua precipitable, matices colores,  $\times 1.\text{mm}$ ), transporte Vertical Integrado de Humedad ( $Q_{u,v}$ , contornos,  $\times 1.10^{-4}.\text{kg.m}^{-2}$ ), viento promedio ( $W_{uv}$ ) entre 400 – 200hPa (sombras,  $U_{zonal} > 1\text{dev.std}$ ). (b) Compuesto EFM de SST (colores,  $\times 0.25^{\circ}\text{C}$ ), PRMSL (contornos,  $\times 1.\text{hPa}$ ), y viento promedio ( $W_{uv}$ ) entre 925 – 700 hPa (sombras,  $U_{zonal} > 1\text{dev.std}$ ). (c) Compuesto EFM de geopotencial (contornos,  $\times 4.\text{m}$ ), viento promedio ( $W_{uv}$ ) entre 600 – 500 hPa (sombras,  $Z > 1$  desviación estándar).

## VII. CONCLUSIONES

1. La Normalización de la precipitación anómala observada sobre la región SEP sirvió como buen indicador de las deficiencias encontradas a escala interanual.
2. Las sequías durante la temporada lluviosa se asociaron a una dorsal anómala posicionada sobre la ladera occidental de los Andes. Este patrón de niveles medios se asoció a un intenso repliegue de un domo cálido sobre el sur del país.
3. La convergencia de humedad por el flujo de viento zonal anómalo desde la vertiente del Pacífico compensó la subsidencia local hacia la región del SEP.
4. La ecuación omega permitió mejorar el entendimiento del rol del cambio diferencial de vorticidad total con la altura (Termino B), siendo importante la advección anticiclónica entre 300 y 500 hPa para el balance de omega.
5. El término C no presentó mayor relevancia en la compensación de la subsidencia en niveles medios, pero sí hacia la ladera oriental de los Andes donde la advección de masas frías en verano aumentaron el patrón subsidente hacia 700hPa.
6. Los eventos severos de sequías en la región SEP, en su mayoría, se asociaron a una condición El Niño – Like, con excepción del año 1990, el cual según la categorización ONI, mostró una condición Neutra.
7. Dos patrones de teleconexión se hicieron evidentes para el total de compuestos hechos durante El Niño – Like.

**El primero:** Dipolo divergente de tropósfera alta y aceleración del flujo zonal tropical.

**El segundo:** Intensificación de la baroclinicidad hacia los subtrópicos asociada a la actividad energética de una onda Rosbby de niveles medios.

## VIII. REFERENCIAS

- ✓ Espinoza Villar, J. C., Ronchail, J., Guyot, J. L., Cochonneau, G., Naziano, F., Lavado, W., and Vauchel, P.: Spatio - temporal rainfall variability in the Amazon basin countries (Brazil, Peru, Bolivia, Colombia, and Ecuador), *International Journal of Climatology*, 29(11), 1574-1594, 2009.
- ✓ Cid-Serrano, L., Ramírez, S. M., Alfaro, E. J., and Enfield, D. B.: Analysis of the Latin American west coast rainfall 10 predictability using an ENSO index, *Atmósfera*, 28(3), 191-203, 2015.
- ✓ Fuenzalida, H., and Rutllant, J.: Origen del vapor de agua que precipita sobre el Altiplano de Chile, In *Proc II Congreso InterAmericano de Meteorologia*, Buenos Aires, Argentina, 1987.
- ✓ Garreaud, R.: Multiscale analysis of the summertime precipitation over the central Andes, *Monthly Weather Review*, 127(5), 901-921, 1999.
- ✓ Garreaud, R., and Aceituno, P.: Interannual rainfall variability over the South American Altiplano, *Journal of Climate*, 14(12), 2779-2789, 2001.
- ✓ Garreaud, R., Vuille, M., and Clement, A. C.: The climate of the Altiplano: observed current conditions and mechanisms of past changes, *Palaeogeography, palaeoclimatology, palaeoecology*, 194(1), 5-22, 2003.
- ✓ Kalnay, E., Kanamitsu, M., Kistler, R., Collins, W., Deaven, D., Gandin, L., ... and Zhu, Y.: The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project, *Bulletin of the American Meteorological Society*, 77(3), 437-471, 1996.
- ✓ Kuroiwa, J.M.: *Water Resources in Peru: A Strategic View*, National Hydraulics Laboratory, National University of Engineering, Lima, Peru, 2007.
- ✓ Lavado-Casimiro, W. S., Felipe, O., Silvestre, E., and Bourrel, L.: ENSO impact on hydrology in Peru, *Advances in 20 Geosciences*, 33, 33-39, 2013.
- ✓ Lavado-Casimiro, W. S., Ronchail, J., Labat, D., Espinoza, J. C., and Guyot, J. L.: Basin-scale analysis of rainfall and runoff in Peru (1969–2004): Pacific, Titicaca and Amazonas drainages, *Hydrological Sciences Journal*, 57(4), 625-642, 2012.
- ✓ Lenters, J. D., and Cook, K. H.: On the origin of the Bolivian high and related circulation features of the South American climate, *Journal of the Atmospheric Sciences*, 54(5), 656-678, 1997.

- ✓ Lenters, J. D., and Cook, K. H.: Summertime precipitation variability over South America: Role of the large-scale circulation, *Monthly Weather Review*, 127(3), 409-431, 1999.
- ✓ Lin Feng, Tin Li, Weidong Yu. Cause of severe droughts in Southwest China during 1951 – 2010.
- ✓ Vuille, M.: Atmospheric circulation over the Bolivian Altiplano during dry and wet periods and extreme phases of the Southern Oscillation, *International Journal of Climatology*, 19, 1579-1600, 1999.
- ✓ Vuille, M., Bradley, R. S., and Keimig, F.: Interannual climate variability in the Central Andes and its relation to tropical Pacific and Atlantic forcing, *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 105(D10), 12447-12460, 2000.
- ✓ Trenberth, K. E.: The definition of El Niño, *Bulletin of the American Meteorological Society*, 78(12), 2771-2777, 1997.
- ✓ Trenberth, K. E., and Hurrell, J. W.: Decadal atmosphere-ocean variations in the Pacific, *Climate Dynamics*, 9(6), 303-319, 1994.