

Artículo original

La oscilación antártica: su influencia en la variabilidad interanual de la precipitación en Costa Rica

The Antarctic oscillation: its influence on interannual variability of rainfall in Costa Rica

 Rodrigo Castillo

Escuela de Física y Centro de Investigaciones Geofísicas, Universidad de Costa Rica, San José, Costa Rica

Resumen

El presente estudio tuvo como objetivo primordial estudiar la influencia que tiene la oscilación antártica (*Antarctic oscillation*, AAO) en la variabilidad climática interanual de la precipitación en Costa Rica. Para llevarlo a cabo en escala mensual, se utilizaron datos de precipitación de estaciones meteorológicas en superficie (1979-2017), de los reanálisis del *ECMWF Re-Analysis* (ERA-Interim) (1979-2017) y de sensores remotos con el *Precipitation Estimation from Remotely Sensed Information using Artificial Neural Networks-Climata Data Record* (PERSIANN-CDR) (1983-2018). Se calcularon los coeficientes de correlación entre los datos de precipitación y los índices de la AAO y de correlación parcial para descartar el posible forzamiento de El Niño-Oscilación del Sur (ENOS) como modo dominante de la variabilidad climática regional. Asimismo, mediante la técnica de diferencia de composiciones se examinaron los patrones espaciales de teleconexión climática asociados con la AAO con influencia en Costa Rica. Se pudo evidenciar una correlación positiva (negativa) muy marcada de este modo anular con la precipitación, especialmente en el Pacífico central y el Pacífico sur costarricenses (zona norte), durante los meses de diciembre, enero y febrero (DEF) y septiembre, octubre y noviembre (SON) y junio, julio, agosto (JJA), épocas en las cuales se registró el mínimo para el periodo de DEF y los máximos para los periodos de SON y JJA del ciclo anual de precipitación en estas regiones. Los resultados más relevantes fueron los desfases encontrados en las correlaciones más significativas para estos periodos del año (DEF, SON y JJA) con los índices de la AAO para los meses de SON, JJA y marzo, abril y mayo (MAM), respectivamente, los cuales siguieron siendo significativos, a pesar de la posible influencia de ENOS.

Palabras clave: AAO; Patrones de teleconexión; Correlaciones; ERA-Interim; PERSIANN-CDR.

Abstract

The main objective of this research was to study the influence of the Antarctic oscillation (AAO) on the interannual climate rainfall variability in Costa Rica. I used monthly scale precipitation data from surface meteorological stations (1979-2017), the ERA-Interim reanalyses (1979-2017), and from remote sensors with the PERSIANN-CDR (1983-2018). I assessed the correlation coefficients of precipitation data sets and AAO indices, as well the partial correlation to rule out the possible forcing that El Niño-Southern oscillation (ENSO) may have as the dominant mode of regional climate variability. Additionally, I used the composites difference technique to examine the spatial climate teleconnection patterns associated with AAO influencing Costa Rican territory. The study found a strong positive (negative) statistical correlation mainly in the Costa Rican South and Central Pacific (Northern Costa Rica) during the months DJF and SON (JJA) when the minimum annual precipitation cycle for DJF and the maximum for SON and JJA was recorded in these areas. The most relevant results were the out-of-phase most significant correlations between the precipitation for DJF, SON, and JJA with the AAO indices for SON, JJA, and MAM, respectively, which were still significant despite the possible influence of ENSO.

Keywords: AAO; Teleconnection patterns; Correlations; ERA-Interim; PERSIANN-CDR.

Citación: Castillo R. La oscilación antártica: su influencia en la variabilidad interanual de la precipitación en Costa Rica. Rev. Acad. Colomb. Cienc. Ex. Fis. Nat. 45(176):875-900, julio-septiembre de 2021. doi: <https://doi.org/10.18257/raccefyn.1434>

Editor: José Daniel Pabón Caicedo

Correspondencia:
Rodrigo Castillo;
rodrigo.castillorodriguez@ucr.ac.cr

Recibido: 1 de abril de 2021

Aceptado: 28 de julio de 2021

Publicado: 17 de septiembre de 2021



Este artículo está bajo una licencia de Creative Commons Reconocimiento-NoComercial-Compartir Igual 4.0 Internacional

Introducción

Clima y variabilidad climática en Costa Rica

Costa Rica se encuentra en el istmo centroamericano y es la única región en el mundo cuya posición es intercontinental (9.7489°N - 83.7534°W, como coordenada central), pues une dos grandes masas continentales, América del Norte y del Sur, y pone en comunicación a los océanos Pacífico y Atlántico (este último, a través del mar Caribe) (Hall, 1985; Castillo & Amador, 2020). Su ubicación geográfica en el trópico contribuye a que tenga un clima único que nutre una rica biodiversidad que la ubica como parte del corredor de biodiversidad forestal de Mesoamérica (Mittermeier, *et al.*, 1998). Además, se encuentra en una zona caliente, de manera que se ve altamente afectada por los fenómenos provocados por el cambio climático (Giorgi, 2006), con proyecciones de disminución de la precipitación y aumento de su variabilidad (Hidalgo, *et al.*, 2013; Hidalgo, *et al.*, 2017; Maurer, *et al.*, 2017; Castillo & Amador, 2020).

El clima de Costa Rica se caracteriza por la marcada influencia de los vientos alisios del norte, los cuales interactúan con la orografía local y generan, a escala regional, regímenes de precipitación que determinan dos tipos de ecosistemas: tropical seco y tropical lluvioso. Este comportamiento de los vientos alisios del norte suscita, en promedio, jornadas de lluvia opuestas en las vertientes del país (Hastenrath, 1967; Vargas, 2001, 2004). Sin embargo, existe una distribución bimodal de precipitación en la vertiente del Pacífico caracterizada por una época seca que va de noviembre a abril, y una época lluviosa, de mayo a octubre. Esta última responde a una combinación de sistemas que involucran la migración latitudinal de la zona de convergencia intertropical (*Intertropical Convergence Zone*, ITCZ); la variación estacional de la radiación solar, que influye en el flujo de calor latente, y los vientos de bajo nivel, que interactúan con la orografía local (Alfaro & Cid, 1999; Alfaro, 2000, 2002; Alfaro, *et al.*, 2018).

Dicha distribución bimodal de precipitación se caracteriza por tener dos máximos: uno de mayo a junio y otro más pronunciado de septiembre a octubre. Además, presenta un mínimo relativo entre julio y agosto (Mosioño & García, 1966; Coen, 1973; Magaña, *et al.*, 1999), el cual es conocido a nivel regional como la sequía de verano o “veranillo” (*midsummer drought*, MSD) (Karnauskas, *et al.*, 2013).

En contraste, el Caribe presenta un régimen de lluvias anual casi continuo a lo largo de las áreas costeras. En esta región las precipitaciones aumentan de sur a norte y alcanzan su nivel costero y marítimo máximo cerca de la frontera de Costa Rica y Nicaragua, lo cual se ha asociado con la salida del chorro de bajo nivel del Caribe (*Caribbean Low Level Jet*, CLLJ) (Amador, 1998, 2008). En las regiones del interior, los principales factores que modulan las precipitaciones son la actividad convectiva y la interacción del flujo con la cordillera (Castillo & Amador, 2020). Sin embargo, a escala local se producen particularidades que afectan la distribución de la precipitación, como la brisa marina y las circulaciones entre valle y montaña (Sáenz & Amador, 2016). Asimismo, el país exhibe zonas áridas en el Caribe y, por el contrario, zonas con lluvias intensas en el lado del Pacífico (Vargas, 2001, 2004).

El agente impulsor climático más dominante en Costa Rica es el anticiclón subtropical del Atlántico norte (*North Atlantic Subtropical High*, NASH) (Taylor & Alfaro, 2005; Amador, *et al.*, 2006; Amador, *et al.*, 2016a), dado que su fortalecimiento o debilitamiento modula los vientos alisios del norte que se encuentran cerca del flanco ecuatorial (Alfaro, *et al.*, 2018). Además del NASH, otros mecanismos atmosféricos con influencia en el territorio costarricense son: 1) la migración estacional de la ITCZ, que afecta principalmente el lado del Pacífico (Hidalgo, *et al.*, 2015; Quirós & Hidalgo, 2016a, b); 2) la incursión de frentes fríos originados en latitudes medias que modifican el clima seco del invierno boreal y principios de primavera (Zárate-Hernández, 2013, 2014; Chinchilla, *et al.*, 2016, 2017), y 3) la propagación hacia el oeste de perturbaciones tropicales, característica estacional del verano asociada con mucha lluvia en la región del Caribe (Amador, *et al.*, 2010).

En Costa Rica se han hecho estudios de variabilidad climática debido a las oscilaciones atmosféricas interanuales de gran escala: El Niño-Oscilación del Sur (ENOS), ampliamente estudiado (Fernández & Ramírez, 1991; Alfaro & Amador, 1996; Amador, *et al.*, 2000a, b; 2003) y, en menor proporción, la oscilación ártica (*Arctic oscillation*, AO) (Zárate-Hernández, 2013). De igual forma, se han hecho estudios sobre las fluctuaciones más importantes del clima tropical: la oscilación cuasi-bienal (*Quasi-biennial oscillation*, QBO) (Amador & Alfaro, 1996; Fujiwara, *et al.*, 2010) y la oscilación de Madden-Julian (*Madden-Julian oscillation*, MJO) (Poleo-Brito, *et al.*, 2014a, b). Sin embargo, la influencia de la oscilación antártica (*Antarctic oscillation*, AAO), considerada como una de las más influyentes para las latitudes medias del hemisferio sur, nunca se ha estudiado en el territorio costarricense.

Variabilidad climática explicada por la AAO y su relación con el clima boreal

La AAO es el principal modo de variabilidad interanual de la circulación extratropical del hemisferio sur y se caracteriza por una estructura profunda, zonalmente simétrica o anular, con variaciones en la altura geopotencial de signo opuesto entre la región del casquete polar y el anillo zonal circundante, centrado cerca de los 45° de latitud. Su estructura es notablemente similar a la de la AO, principalmente en los campos medios de la altura geopotencial zonal, de los vientos zonales y de las circulaciones meridionales (Thompson & Wallace, 2000; Castillo, *et al.*, 2019), aunque difieren en el tiempo de persistencia de las anomalías de larga vida en la estratósfera y el clima superficial: 60 días para la AO y 90 días para la AAO (Thompson, *et al.*, 2005).

Las características de circulación de la AAO en los periodos de amplificación (atenuación) en las latitudes medias del hemisferio sur son más fuertes (débiles) y más baroclínicas (barotrópicas), en tanto que los chorros están menos (más) zonalmente orientados, lo que inhibe (promueve) la formación de trenes de ondas globales. Estas configuraciones están más (menos) influenciadas por la variabilidad de la temperatura superficial del mar (*sea surface temperature*, SST) tropical, y son menos (más) sensibles a la retroalimentación por la interacción entre la tierra y la atmósfera, lo que involucra la humedad del suelo o la cobertura de nieve (Coumou, *et al.*, 2018; Castillo, *et al.*, 2019).

Esta estructura está presente durante todo el año en la troposfera, pero su periodo de amplificación de la altura en dirección a la estratósfera se da en el mes de noviembre y su atenuación presenta una característica muy particular que difiere de la AO, pues tiene un periodo inactivo con un vórtice polar estratosférico fuerte con vientos del oeste en JJA, en tanto que en los meses de febrero y marzo el vórtice polar estratosférico se debilita y aparecen vientos del este (Thompson & Wallace, 2000).

Esta amplificación (atenuación) conduce a una fuerte (débil) interacción entre el flujo medio y las ondas planetarias. Además, durante estos periodos de activación (inactivación) dicha configuración anular modula la fuerza de la circulación media en la estratósfera inferior, la altura de la tropopausa sobre latitudes medias y altas, la columna total de ozono y la fuerza de los vientos alisios del sur (Thompson & Wallace, 2000; Castillo, *et al.*, 2019).

Por otra parte, dado que el acoplamiento atmosférico entre la estratósfera y la troposfera por medio del vórtice polar en las latitudes medias y altas de ambos hemisferios es notablemente similar (Baldwin & Dunkerton, 1999; Thompson, *et al.*, 2005), se observa que a inicios y mediados del verano austral asociado a la estacionalidad y al movimiento aparente del sol, se reduce el gradiente de temperatura entre la zona polar y la ecuatorial, lo que provoca que se estrechen y se debiliten los vientos del oeste en los niveles altos y el vórtice polar estratosférico esté prácticamente ausente (Coumou, *et al.*, 2018; Castillo, *et al.*, 2019). Por ello, se considera que la estratósfera no influye en el clima austral de inicios y mediados de verano (Kidston, *et al.*, 2015; Castillo, *et al.*, 2019), y es la posición anómala de la SST tropical la que determina dónde tiene lugar la convección profunda más fuerte asociada con los cambios en la circulación de Walker (Coumou, *et al.*, 2018; Castillo, *et al.*, 2019).

Existe, además, una vasta evidencia que sugiere influencias mutuas entre la AAO y ENOS (Liu, *et al.*, 2002; Carvalho, *et al.*, 2005; L'Heureux & Thompson, 2006; Fogt & Bromwich, 2006; Sen Gupta & England, 2006; Ding, *et al.*, 2012, 2015). Asimismo,

el impacto que ejerce esta oscilación en el clima del hemisferio sur a nivel regional se ha documentado ampliamente (**Hall & Visbeck, 2002; Silvestri & Vera, 2003; Gillett, et al., 2006**). No obstante, las posibles teleconexiones entre la AAO y las regiones del hemisferio norte apenas han comenzado a explorarse recientemente.

Algunos trabajos pioneros, como los de **Nan & Li (2003)** y **Wu, et al. (2009)**, han evidenciado posibles impactos de esta oscilación interanual de gran escala en las precipitaciones en China de verano e invierno, respectivamente. Asimismo, **Jian-Qi (2010)** vislumbró la posible relación que existe a escala decadal e interanual entre la AAO de la primavera boreal y el monzón de verano de América del Norte (*North American Summer Monsoon, NASM*). Esta relación se debe al mecanismo explicado por las anomalías de la AAO que pueden excitar un tren de ondas meridionales (**Sun, et al., 2010**) y, consecuentemente, resultar en anomalías de la SST sobre el Atlántico tropical, las cuales pueden persistir a lo largo de la primavera y el verano boreal influyendo en la NASH y causando lluvias anómalas en el NASM (**Jian-Qi, 2010**). Cabe destacar que esta influencia ya había sido considerada como un factor valioso en la predicción del monzón de verano de África occidental (**Sun, et al., 2010**), del monzón de verano de Asia oriental (**Xue, et al., 2003; Gao, et al., 2003; Nan & Li, 2003; Wang & Fan, 2005; Fan, 2006; Sun, et al., 2009**), de la frecuencia de polvo en el clima en China (**Fan & Wang, 2004**) y de la actividad ciclónica del norte de Asia (**Yue & Wang, 2008**).

Más recientemente, **Liu, et al. (2015)** evidenciaron la influencia a gran escala de este modo anular en el otoño boreal en la precipitación de invierno en el hemisferio norte, la cual se asocia con cambios en la superficie subpolar de los vientos del oeste que influyen en el intercambio de calor en la superficie e impulsan el flujo meridional oceánico de Ekman, redistribuyendo así el calor cerca de la superficie debido a que el patrón de dipolo positivo (negativo) de la SST del océano Austral puede persistir en el invierno boreal a través de la “memoria” de la SST y, posteriormente, afectar el movimiento vertical en la circulación meridional del hemisferio sur y fortalecer (debilitar) las ramas hacia arriba y hacia abajo que conectan con el hemisferio norte. Por lo tanto, este puente acoplado entre océano y atmósfera permite que la influencia de la AAO del otoño boreal persista en la temporada siguiente y afecte el clima del hemisferio norte. Esta modulación en el clima de invierno a través de las anomalías de la AAO del otoño boreal ya había sido señalada por **Wu, et al. (2009)** como parte de la variabilidad decadal del monzón de invierno chino, que responde a la propagación inter-hemisférica de la señal de la AAO (**Wu, et al., 2015**).

Por otro lado, en Mesoamérica **Castillo, et al. (2019)** encontraron una fuerte correlación estadística significativa durante la estación seca y un poco más débil durante la estación lluviosa entre la AAO y el transporte de humedad proveniente del Pacífico, lo que explicaría parte de la variabilidad climática interanual de la región mesoamericana.

En este contexto, y sabiendo que el estudio de **Castillo, et al. (2019)** tiene una resolución espacial muy gruesa que no permite obtener detalles de cuáles son los posibles impactos que tiene la AAO en la precipitación en Costa Rica, el presente estudio se planteó como objetivo primordial trazar la señal de correlación entre los datos que tienen una resolución espacial más fina en un dominio focalizado en el país, considerando, además, un esquema de regionalización con un periodo estacional acorde con sus características climáticas, para así caracterizar de forma minuciosa la posible influencia que tiene esta oscilación en la precipitación en territorio costarricense. Se buscó, asimismo, corroborar los resultados de esta señal de correlación con los datos de estaciones meteorológicas en superficie y de precipitación pluvial de satélite. Por último, se intentó comprender la relación existente entre los mecanismos atmosféricos regionales y los patrones espaciales de teleconexión climática asociados con la AAO, los cuales tienen gran importancia para la adopción de decisiones, en especial en las áreas relacionadas con las actividades económicas de la agricultura, el turismo, la seguridad alimentaria y la generación de energía hidroeléctrica en Costa Rica, las cuales están asociadas con el ciclo estacional de la precipitación.

Datos y metodología

Se utilizaron tres diferentes fuentes de datos. La primera, los reanálisis ERA-Interim del *European Centre for Medium-Range Weather Forecasts* (ECMWF) (Dee, et al., 2011), que tienen una resolución nativa espacial de $0,75^\circ$ de latitud por $0,75^\circ$ de longitud, aunque, para tener señales más suavizadas, se utilizó la resolución interpolada de $0,25^\circ$ durante un periodo de 38 años, entre diciembre de 1979 y noviembre de 2017 (ECMWF, 2011), en las variables de escala mensual de precipitación [m], de la divergencia del integrado vertical del flujo de humedad $\left[\frac{kg}{m^2s}\right]$ y de las componentes de viento zonal y meridional $\left[\frac{m}{s}\right]$ a 925 hPa.

La segunda fuente fueron los datos de precipitación [mm] del PERSIANN-CDR (Ashouri, et al., 2015), incluidos los registros climáticos diarios convertidos a escala mensual. Estos datos se estimaron utilizando redes neuronales artificiales a partir de información proveniente, entre otras, de las imágenes satelitales de infrarrojo y microonda, las estaciones en tierra, los radares en tierra y la información topográfica superficial; como parte del proceso de reconstrucción se utilizó la base de datos del *Global Precipitation Climatology Project* (GPCP) (Huffman, et al., 1997; Adler, et al., 2003; Huffman, et al., 2009; Adler, et al., 2018) como insumo para el ajuste del sesgo. Esta base de datos tiene una resolución espacial de $0,25^\circ$ en la banda de latitud $60^\circ N-60^\circ S$ para un periodo de 35 años, de diciembre de 1983 a noviembre de 2018.

La otra fuente de datos fue el registro de las estaciones meteorológicas en superficie del Centro de Investigaciones Geofísicas (CIGEFI) denominado NUMEROSA. Se seleccionaron 31 estaciones que contienen datos de la precipitación [mm] en el territorio costarricense durante un periodo de 38 años, de diciembre de 1979 a noviembre de 2017. Dichas estaciones cumplían con el criterio de tener menos de un 20 % de datos faltantes en sus series mensuales (Alfaro & Soley, 2009; Ureña, et al., 2016).

La escogencia del periodo de análisis respondió a la disponibilidad de datos anuales de las series de precipitación de las estaciones meteorológicas en superficie y ese mismo se empleó para hacer coincidir el periodo de los reanálisis ERA-Interim. En cuanto a los datos del PERSIANN-CDR, se tomó la decisión de utilizar el periodo más extenso disponible, con el fin de tener una serie temporal de mediciones con la extensión, consistencia y continuidad suficientes para estudiar la variabilidad climática interanual asociada con el modo anular del sur.

Para examinar el papel de la AAO en la variabilidad climática interanual de la precipitación en Costa Rica, se utilizó la técnica de composiciones. Esta es una herramienta muy conveniente para construir la estimación del estado promedio de una variable condicionada por el valor de un índice externo (ecuación 1):

$$\left\langle [f_{xy}(t)]_i \right\rangle = \frac{1}{j} \sum_{k=1}^j [f_{xy}(t)]_{ik} \quad (1),$$

donde $[]$ es el compuesto del campo $f_{xy}(t)$ condicionado por un índice i para un número de observaciones j (Castillo, et al., 2019).

Estas composiciones se hicieron considerando los años de las distintas fases (positivas, negativas y neutras) de la AAO para los campos de las anomalías de precipitación, de la divergencia del integrado vertical del flujo de humedad y de los vientos a 925 hPa de los reanálisis ERA-Interim, y para el campo de anomalías de precipitación del PERSIANN-CDR.

En cuanto al índice de la oscilación antártica (*Antarctic Oscillation Index*, AAOI), se siguió el esquema planteado por Nieto, et al. (2014) en la selección de las composiciones. Entre las diferentes metodologías comúnmente utilizadas para determinar los eventos extremos de la AAO, se pueden citar: 1) las que se formulan a partir del análisis de componentes principales (*principal component analysis*, PCA) de alguna variable meteorológica en la zona extratropical, por ejemplo, la altura geopotencial, la presión media a nivel del mar, el viento o la temperatura (Thompson & Wallace, 2000; Nan & Li, 2003); 2) las que

calculan la diferencia entre la presión media zonal normalizada entre dos latitudes usando datos de los reanálisis (Gong & Wang, 1999; Li & Wang, 2003), y 3) las que se basan en datos obtenidos de estaciones de observación (Marshall, 2003; Visbeck, 2009).

Existen algunas inconsistencias en la determinación de los episodios extremos de la AAO, las cuales se deben, principalmente, a las diferentes metodologías y conjuntos de datos aplicados en la definición de los índices. Para el AAOI se evidenció que los índices calculados con datos de los reanálisis son más efectivos cuando se intenta comprender la relación con su impacto (Ho, *et al.*, 2012). Sin embargo, antes de la incorporación de los datos satelitales, es decir, los anteriores a 1979, es probable que los índices basados en los reanálisis no sean confiables y es mejor elegir aquellos provenientes de estaciones de observación. Tomando esto en consideración, como lo hicieron Nieto, *et al.* (2014) y Castillo, *et al.* (2019), se valoraron dos índices para la AAO en función de diferentes metodologías que usan datos de la presión normalizada a nivel del mar: uno basado en estaciones de observación y otro basado en los reanálisis.

En cuanto al AAOI basado en los datos de las estaciones de observación, se usó el que empleó 12 estaciones para calcular las medias zonales de la presión a nivel del mar en 40°S y 65°S (Marshall, 2003) (<http://www.nerc-bas.ac.uk/icd/gjma/sam.html>). Para el AAOI basado en los reanálisis (*National Centers for Environmental Prediction/National Center for Atmospheric Research, NCEP/NCAR*) (Kalnay, *et al.*, 1996), se utilizó el índice definido como la diferencia mensual normalizada de la presión media zonal a nivel del mar entre 40°S y 70°S (Nan & Li, 2003) (<http://ljp.gcess.cn/dct/page/65609>).

Para el análisis se promedió el AAOI en las estaciones boreales de invierno (DEF), primavera (MAM), verano (JJA) y otoño (SON) (Tablas 1 y 2). Luego, empleando el mismo criterio que Nieto, *et al.* (2014) y Castillo, *et al.* (2019), se determinaron los seis episodios de mayor intensidad de las fases positiva y negativa por estación. Este número de eventos respondió a la cantidad de episodios que excedían los valores umbrales del índice en los percentiles 16 y 84 en el periodo de análisis de 1979 a 2017, y los percentiles 17 y 83 en el periodo de 1983 a 2018. De esta forma se representó el porcentaje de eventos extremos de las series temporales analizadas que se presenta en la tabla 3, en tanto que para la fase neutral se seleccionaron los seis años con los índices más cercanos a cero.

El proceso de selección de las series de tiempo de la señal espacial de los eventos extremos asociados a la AAO para analizar el papel de los patrones de teleconexión climática en la variabilidad de las anomalías de los campos atmosféricos, se hizo estableciendo la diferencia de composiciones de fase positiva y negativa con respecto a la composición de fase neutral de la AAO. Para dotar los resultados obtenidos de significado estadístico, se aplicó una prueba de *bootstrapping* (Efron, 2003), permutando la serie de tiempo 1.000 veces, con un nivel de confianza estadístico mayor al 90 %.

Para medir el grado de relación entre la precipitación y el AAOI, se utilizó el coeficiente de correlación de Pearson (Wilks, 2011) con un nivel de confianza estadístico mayor o igual al 95 %. Para indagar si los coeficientes de correlación obtenidos se asociaban con un elemento detonador común (ENOS), se aplicó el coeficiente de correlación parcial de Pearson (Wilks, 2011) entre la precipitación y el AAOI y el respectivo índice de ENOS. Este tratamiento respondió a la necesidad de evitar correlaciones espurias entre la precipitación y el AAOI cuya concomitancia se debe, en realidad, a que su variabilidad coincide por el efecto de ENOS. Por esta razón se recurrió a este tipo de análisis para descartar la influencia de la señal de ENOS en los cálculos y, por lo tanto, resaltar el papel de la AAO. De igual forma, para dotar de confianza estadística a los coeficientes, se tomó el mismo nivel de significación mayor o igual al 95 %.

Para el caso de ENOS, se utilizó el índice oceánico mensual de El Niño (*Oceanic Niño Index*, ONI) en la región de El Niño 3.4 (5°N-5°S, 120°-170°W), tomado del *National Oceanic and Atmospheric Administration/Climate Prediction Center* (NOAA/CPC) (Smith, *et al.*, 2008), el cual se calcula con un filtro de media móvil trimestral de las anomalías de la SST utilizando la base de datos ERSSTv5 (Huang, *et al.*, 2017).

Tabla 1. Índices estacionales considerados para las composiciones de las fases de la oscilación antártica utilizadas con los datos del ERA-Interim para el periodo de 1979-2017. En rojo para los valores más altos de los índices [AAO(+)], en azul para los valores más bajos [AAO(-)] y en ocre para los valores neutros.

AAOI											
DEF			MAM			JJA			SON		
Observación	Reanálisis		Observación	Reanálisis		Observación	Reanálisis		Observación	Reanálisis	
1980	-1,21	-1,08	1980	-1,62	-1,89	1980	-0,06	-0,96	1980	-1,40	-1,64
1981	0,83	0,70	1981	-1,7	-1,09	1981	-1,01	-1,01	1981	0,15	-0,44
1982	0,71	1,59	1982	2,16	2,35	1982	1,14	0,97	1982	-0,97	0,15
1983	-1,25	-1,56	1983	-0,66	0,94	1983	0,70	1,92	1983	1,71	1,46
1984	-0,73	-0,21	1984	-0,31	0,82	1984	-0,49	1,34	1984	0,41	0,32
1985	-1,87	-1,04	1985	0,42	0,8	1985	0,47	1,49	1985	1,31	1,95
1986	-0,87	0,33	1986	-1,34	-1,05	1986	0,24	0,12	1986	0,95	0,47
1987	-1,23	0,35	1987	-0,54	0,14	1987	0,57	0,50	1987	0,61	0,60
1988	0,18	0,84	1988	-0,64	0,7	1988	-1,47	0,68	1988	-2,32	-1,00
1989	1,00	1,82	1989	1,31	2,76	1989	0,86	2,22	1989	0,10	0,90
1990	0,56	1,12	1990	-1,96	-0,67	1990	-0,66	0,25	1990	0,77	1,40
1991	-0,13	0,69	1991	0,24	0,55	1991	-0,36	0,24	1991	-0,69	-0,94
1992	-0,98	-1,15	1992	-0,92	-1,27	1992	-1,44	-0,88	1992	1,08	-0,11
1993	-0,27	-0,75	1993	1,27	0,85	1993	1,97	2,90	1993	1,28	1,35
1994	1,54	2,15	1994	-0,22	0,55	1994	-0,32	0,72	1994	-1,37	-0,89
1995	1,70	2,15	1995	0,75	1,91	1995	-1,85	-1,21	1995	0,86	1,45
1996	0,25	1,81	1996	0,98	1,86	1996	-1,21	-0,63	1996	-1,02	-0,81
1997	1,03	1,25	1997	1	1,47	1997	1,09	1,78	1997	-1,42	-0,73
1998	0,78	1,61	1998	1,32	2,24	1998	2,03	4,27	1998	1,11	1,74
1999	1,80	2,57	1999	1,19	2,67	1999	0,12	0,32	1999	1,78	2,58
2000	3,01	3,28	2000	1,2	2,52	2000	-0,34	0,54	2000	-1,10	-1,27
2001	-1,11	-0,63	2001	0,39	1,69	2001	0,01	1,73	2001	1,79	3,04
2002	2,06	2,33	2002	-1,5	-1,07	2002	0,01	-0,03	2002	-2,64	-2,26
2003	-0,07	1,06	2003	1,06	1,47	2003	0,34	1,53	2003	-0,34	-0,23
2004	-0,49	0,28	2004	0,6	1,76	2004	1,40	2,37	2004	0,00	0,60
2005	0,55	0,77	2005	0,96	1,54	2005	-0,14	0,66	2005	0,31	0,17
2006	-1,35	-0,80	2006	1,08	2,1	2006	0,34	0,89	2006	0,56	1,55
2007	1,24	1,25	2007	-0,71	0,54	2007	-1,20	-0,21	2007	-0,90	0,11
2008	2,15	2,81	2008	-0,28	0,76	2008	1,28	2,52	2008	1,23	2,78
2009	1,32	1,98	2009	-0,02	1,07	2009	-0,68	-0,22	2009	-0,17	0,60
2010	-0,48	0,75	2010	0,54	2,42	2010	2,58	4,97	2010	2,25	3,29
2011	0,53	1,82	2011	0,73	2,09	2011	-0,51	0,47	2011	-0,87	-0,13
2012	1,66	2,55	2012	1,04	2,07	2012	1,99	3,01	2012	0,03	0,21
2013	0,88	0,87	2013	1,04	2,12	2013	-0,62	0,70	2013	-1,01	0,37
2014	0,33	0,94	2014	0,3	1,7	2014	0,81	1,29	2014	0,02	0,50
2015	2,91	2,71	2015	1,11	2,16	2015	2,09	3,70	2015	0,90	1,69
2016	1,73	2,14	2016	1,5	2,2	2016	1,06	2,41	2016	-0,52	0,62
2017	-1,24	-0,29	2017	0,64	2,73	2017	0,82	2,75	2017	0,99	1,64

Este índice mensual filtrado es la principal medida oceánica para el monitoreo, evaluación y predicción de ENOS, lo cual hace muy conveniente su utilización en análisis de escala mensual, como ya se ha hecho en estudios anteriores de **Castillo, et al.** (2014) y **Castillo, et al.** (2019).

Tabla 2. Índices estacionales considerados para las composiciones de las fases de la oscilación antártica utilizadas con los datos del PERSIANN-CDR para el periodo de 1983-2018. En rojo para los valores más altos de los índices [AAO(+)], en azul para los valores más bajos [AAO(-)] y en ocre para los valores neutros.

AAOI											
DEF			MAM			JJA			SON		
Observación	Reanálisis		Observación	Reanálisis		Observación	Reanálisis		Observación	Reanálisis	
1984	-0,73	-0,21	1984	-0,31	0,82	1984	-0,49	1,34	1984	0,41	0,32
1985	-1,87	-1,04	1985	0,42	0,8	1985	0,47	1,49	1985	1,31	1,95
1986	-0,87	0,33	1986	-1,34	-1,05	1986	0,24	0,12	1986	0,95	0,47
1987	-1,23	0,35	1987	-0,54	0,14	1987	0,57	0,50	1987	0,61	0,60
1988	0,18	0,84	1988	-0,64	0,7	1988	-1,47	0,68	1988	-2,32	-1,00
1989	1,00	1,82	1989	1,31	2,76	1989	0,86	2,22	1989	0,10	0,90
1990	0,56	1,12	1990	-1,96	-0,67	1990	-0,66	0,25	1990	0,77	1,40
1991	-0,13	0,69	1991	0,24	0,55	1991	-0,36	0,24	1991	-0,69	-0,94
1992	-0,98	-1,15	1992	-0,92	-1,27	1992	-1,44	-0,88	1992	1,08	-0,11
1993	-0,27	-0,75	1993	1,27	0,85	1993	1,97	2,90	1993	1,28	1,35
1994	1,54	2,15	1994	-0,22	0,55	1994	-0,32	0,72	1994	-1,37	-0,89
1995	1,70	2,15	1995	0,75	1,91	1995	-1,85	-1,21	1995	0,86	1,45
1996	0,25	1,81	1996	0,98	1,86	1996	-1,21	-0,63	1996	-1,02	-0,81
1997	1,03	1,25	1997	1	1,47	1997	1,09	1,78	1997	-1,42	-0,73
1998	0,78	1,61	1998	1,32	2,24	1998	2,03	4,27	1998	1,11	1,74
1999	1,80	2,57	1999	1,19	2,67	1999	0,12	0,32	1999	1,78	2,58
2000	3,01	3,28	2000	1,2	2,52	2000	-0,34	0,54	2000	-1,10	-1,27
2001	-1,11	-0,63	2001	0,39	1,69	2001	0,01	1,73	2001	1,79	3,04
2002	2,06	2,33	2002	-1,5	-1,07	2002	0,01	-0,03	2002	-2,64	-2,26
2003	-0,07	1,06	2003	1,06	1,47	2003	0,34	1,53	2003	-0,34	-0,23
2004	-0,49	0,28	2004	0,6	1,76	2004	1,40	2,37	2004	0,00	0,60
2005	0,55	0,77	2005	0,96	1,54	2005	-0,14	0,66	2005	0,31	0,17
2006	-1,35	-0,80	2006	1,08	2,1	2006	0,34	0,89	2006	0,56	1,55
2007	1,24	1,25	2007	-0,71	0,54	2007	-1,20	-0,21	2007	-0,90	0,11
2008	2,15	2,81	2008	-0,28	0,76	2008	1,28	2,52	2008	1,23	2,78
2009	1,32	1,98	2009	-0,02	1,07	2009	-0,68	-0,22	2009	-0,17	0,60
2010	-0,48	0,75	2010	0,54	2,42	2010	2,58	4,97	2010	2,25	3,29
2011	0,53	1,82	2011	0,73	2,09	2011	-0,51	0,47	2011	-0,87	-0,13
2012	1,66	2,55	2012	1,04	2,07	2012	1,99	3,01	2012	0,03	0,21
2013	0,88	0,87	2013	1,04	2,12	2013	-0,62	0,70	2013	-1,01	0,37
2014	0,33	0,94	2014	0,3	1,7	2014	0,81	1,29	2014	0,02	0,50
2015	2,91	2,71	2015	1,11	2,16	2015	2,09	3,70	2015	0,90	1,69
2016	1,73	2,14	2016	1,5	2,2	2016	1,06	2,41	2016	-0,52	0,62
2017	-1,24	-0,29	2017	0,64	2,73	2017	0,82	2,75	2017	0,99	1,64
2018	1,73	1,3	2018	-0,56	1,07	2018	-0,6	1,17	2018	2,48	2,13

El cálculo de los coeficientes de correlación se hizo a partir de las series estacionales de precipitación de las 31 estaciones meteorológicas en superficie y las cinco diferentes regiones de análisis (Figura 1) para las series estacionales de precipitación de los datos del ERA-Interim y del PERSIANN-CDR. La primera región abarca la totalidad del territorio costarricense (Costa Rica continental). La segunda comprende el territorio desde la costa Pacífica hasta el eje montañoso central (vertiente Pacífica). La tercera cubre el territorio

Tabla 3. Valores umbrales de los índices de la oscilación antártica para la selección de los episodios extremos para los periodos 1979-2017 y 1983-2018.

AAOI (1979-2017)								
	DEF		MAM		JJA		SON	
Percentil	Observación	Reanálisis	Observación	Reanálisis	Observación	Reanálisis	Observación	Reanálisis
16	-1,15	-0,68	-0,80	-0,20	-0,82	-0,21	-1,05	-0,84
84	1,71	2,23	1,19	2,29	1,33	2,62	1,25	1,71

AAOI (1983-2018)								
	DEF		MAM		JJA		SON	
Percentil	Observación	Reanálisis	Observación	Reanálisis	Observación	Reanálisis	Observación	Reanálisis
17	-0,93	-0,25	-0,60	0,54	-0,67	0,04	-1,02	-0,77
83	1,73	2,25	1,15	2,22	1,35	2,65	1,26	1,86

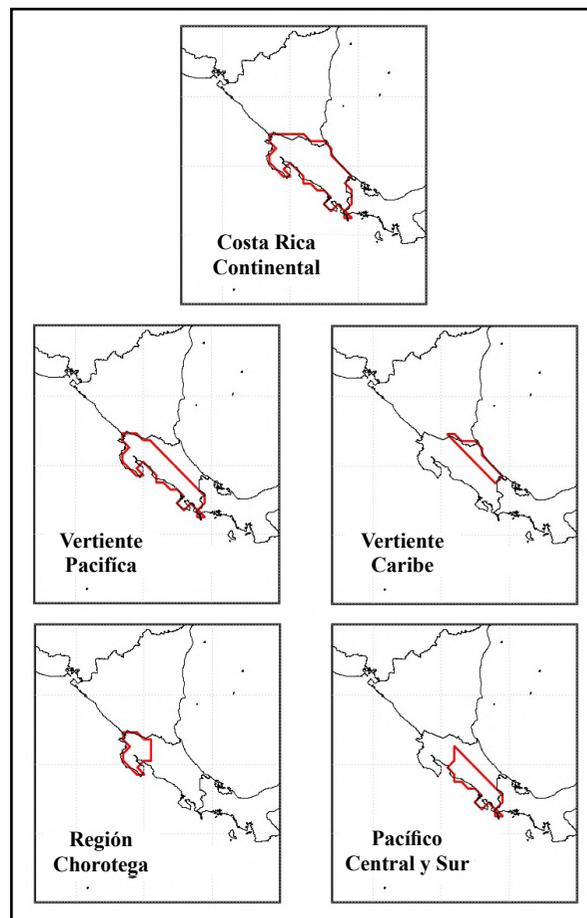


Figura 1. Esquema de las regiones de análisis para el cálculo de los coeficientes de correlación entre el AAOI y la precipitación según los datos del ERA-Interim y el PERSIANN-CDR en los periodos 1979-2017 y 1983-2018, respectivamente

desde la costa del Caribe hasta llegar al sistema montañoso central (vertiente Caribe). La cuarta considera solo la región del Pacífico norte (región Chorotega, la más árida de Costa Rica) (Hidalgo, *et al.*, 2019), y la quinta incluyó el resto de la región del Pacífico (Pacífico central y sur).

Por último, para analizar las correlaciones entre las series estacionales de precipitación y el AAOI, se tomó el valor umbral de $\pm 0,32$ para el periodo de 1979 a 2017, y el de $\pm 0,33$ para el periodo de 1983 a 2018, ambos con un nivel de confianza estadístico mayor o igual al 95 % calculado a partir de una distribución *t-student* para una prueba de dos colas (Wilks, 2011). Además, se verificó si las series temporales climáticas presentaban memoria a largo plazo corroborando los grados de libertad efectivos del coeficiente de correlación de Pearson bajo autocorrelación (Afyouni, *et al.*, 2019).

Resultados y discusión

Ciclo anual de precipitación

En la **figura 2** se observa la distribución climatológica mensual de precipitación en Costa Rica. Para obtener esta distribución se utilizaron los datos de seis de las 31 estaciones meteorológicas en superficie elegidas: tres de la vertiente Pacífica y tres de la vertiente Caribe. En las tres estaciones situadas en la vertiente Pacífica (Liberia, San José y Río Negro) prevaleció una marcada distribución bimodal de precipitación (Magaña, *et al.*, 1999).

Al comparar el comportamiento bimodal de la distribución de precipitación de la vertiente Pacífica con la mostrada en la estación situada en la zona costera (Limón) de la vertiente Caribe, se pudo observar que, en promedio, las jornadas de lluvia eran opuestas (Vargas, 2001, 2004), pues cuando se presentaban los máximos (mínimos) absolutos o relativos de precipitación en la vertiente Pacífica se encontraban los mínimos (máximos) absolutos o relativos de lluvia en la costa de la vertiente Caribe.

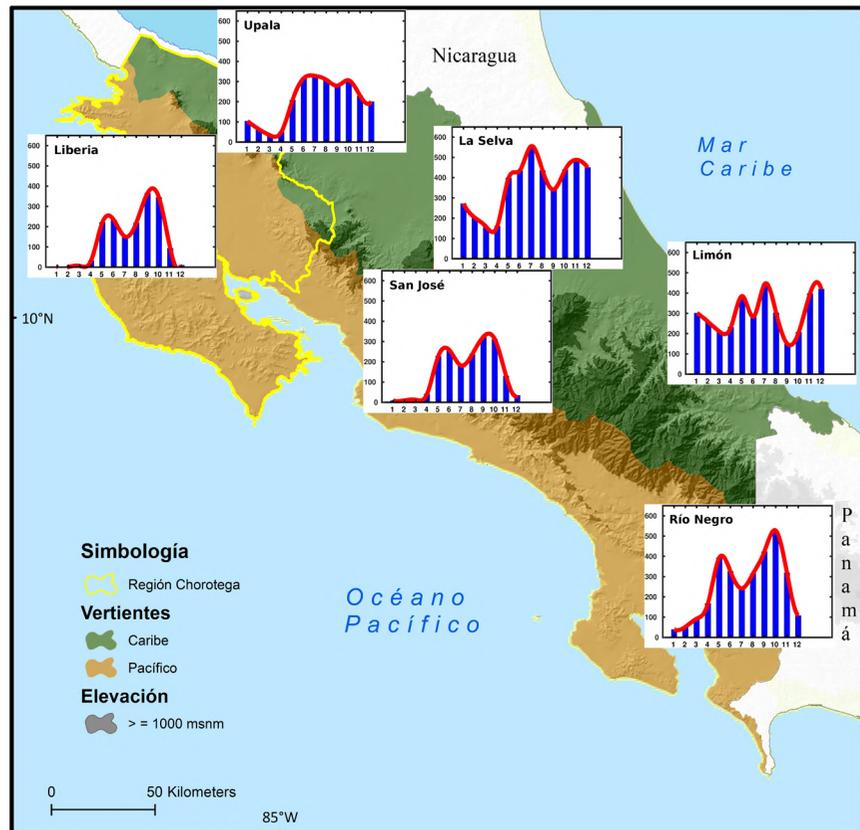


Figura 2. Distribución climatológica mensual de precipitación en Costa Rica para el periodo 1979-2017 usando estaciones meteorológicas en superficie. Modelo de elevación digital tomado de Ortiz-Malavasi (2015)

Este comportamiento responde a la interacción de los vientos alisios del norte, modulados por el fortalecimiento o debilitamiento del CLLJ, con el sistema montañoso costarricense. La intensificación del CLLJ promueve el transporte de humedad desde el mar Caribe hacia la región continental (**Durán-Quesada, et al., 2010, 2017**) y produce ascenso orográfico a barlovento en la vertiente Caribe y movimiento descendente de aire cálido y seco que disminuye la convección a sotavento en la vertiente Pacífica. Entre tanto, el debilitamiento del CLLJ reduce el transporte de humedad que produce convección en la vertiente Caribe y permite que haya movimiento ascendente sobre el lado de la vertiente Pacífica aumentando, así, la convección profunda (**Sáenz & Durán-Quesada, 2015**).

Una característica importante de la distribución de la precipitación en la vertiente Caribe es que no posee una época seca bien definida, dado que presenta lluvias intermitentes durante todo el año (**Amador, et al., 2016a, b**). Además, sus mínimos de lluvia varían del Caribe costero en los meses de septiembre y octubre en la estación de Limón a las regiones del Caribe noroccidental más cercanas al sistema montañoso en los meses de marzo y abril en las estaciones de La Selva y Upala.

Esta característica se debe a la geomorfología que tiene el eje montañoso central, ya que aumenta su elevación y elevación de noroeste a sureste, lo que hace que en las regiones noroccidentales no se experimente una marcada convección por ascenso orográfico a barlovento, sino una aceleración de los vientos de bajo nivel por la existencia de pasos entre las montañas (conocido como efecto Bernoulli) (**Barry, 1992**), la cual produce a la salida de la costa de la región Chorotega, específicamente en bahía Culebra, un chorro de bajo nivel muy localizado conocido como el chorro de Papagayo (*Papagayo Jet*) (**Romero-Centeno, et al., 2007, Mora, 2017**). Sin embargo, por las características tan irregulares del relieve en Costa Rica, a escala local se pueden encontrar particularidades como la existencia de zonas secas y áridas en la vertiente Caribe o, en contraste, zonas lluviosas en el lado de la vertiente Pacífica (**Vargas, 2001, 2004**).

El comportamiento climatológico estacional de los campos de precipitación y de los vientos a 925 hPa según los datos del ERA-Interim se presentan en la **figura 3**. Se evidencian claramente las variaciones del CLLJ en el mar intra-americano (*Intra-Americas Sea, IAS*), el chorro de bajo nivel del Chocó (*Chocó low level jet, CJ*) (**Poveda & Mesa, 1999, 2000**), los vientos alisios del sur y el posicionamiento de la ITCZ en el océano Pacífico tropical oriental (que coinciden con los presentados en **Durán-Quesada, et al., 2017**). El periodo de máxima intensificación del CLLJ se dio en DEF, en tanto que el del CJ, en SON. Durante DEF y MAM la ITCZ se posicionó por encima de los 5°N, en tanto que en JJA y SON se ubicó por encima de los 8°N. Además, los vientos alisios del sur se observaron curvados hacia el este después de cruzar el ecuador, configuración que promueve el transporte de humedad desde el Pacífico hacia regiones continentales del sur del istmo centroamericano cercanas al flanco ecuatorial. Asimismo, se muestran las variaciones de los vientos en América del Sur, que concuerdan con las anotadas por **Marsh, et al. (2018)**. Los vientos alisios del sur en DEF tuvieron un componente meridional más marcado, bordeando la costa del Pacífico e impactando directamente el golfo de Arica, en tanto que en JJA este componente meridional se debilitó, lo que hace que los vientos sean prácticamente de dirección sureste.

Análisis de correlaciones con estaciones meteorológicas en superficie

Los mapas con los resultados de los coeficientes de correlación y de correlación parcial de Pearson significativos entre las series estacionales de precipitación de estaciones meteorológicas en superficie y el AAOI, se muestran en las **figuras 4 y 5**, respectivamente. Los mapas de la columna izquierda de cada figura muestran los resultados de los coeficientes de correlación significativos que se obtuvieron entre la precipitación y el AAOI en periodos de análisis estacionales en fase, en tanto que en la columna derecha se muestran los resultados de los coeficientes de correlación significativos en periodos de análisis estacionales desfasados y la precipitación, adelantando un periodo estacional con respecto al AAOI.

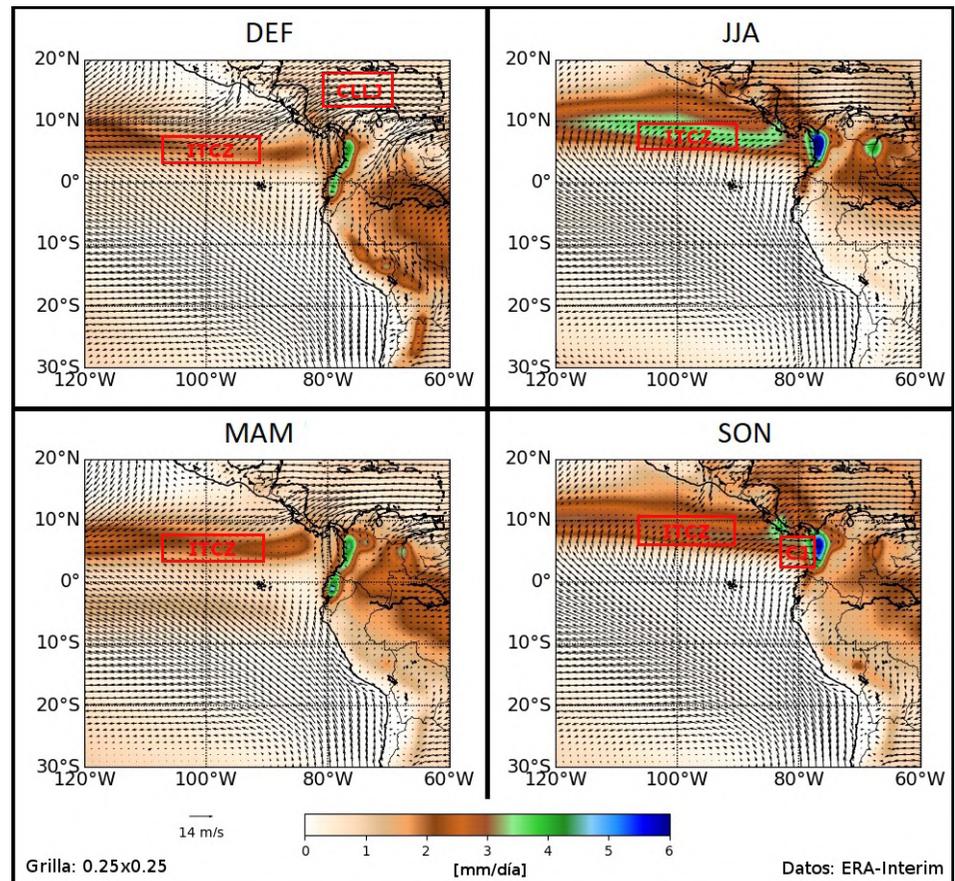


Figura 3. Climatología estacional de los campos de precipitación y de los vientos a 925 hPa con datos del ERA-Interim para el periodo 1979-2017

En el análisis estacional en fase se pudo observar que hubo correlaciones positivas en DEF en estaciones meteorológicas de la vertiente Caribe, al igual que en SON en el Pacífico central y el Pacífico sur, aunque estas correlaciones dejaron de ser significativas al asociarlas con un posible forzamiento de ENOS como modo dominante de la variabilidad climática regional. En JJA se dieron correlaciones negativas en estaciones meteorológicas de las regiones Chorotega y Pacífico central, y una correlación positiva con el AAOI de observación en la estación del Centro Agronómico Tropical de Investigación y Enseñanza (CATIE), ubicada sobre el eje montañoso central. Al estudiar la posible influencia de ENOS, se encontró que las correlaciones negativas seguían siendo significativas, en tanto que la correlación positiva dejaba de serlo, pero era sustituida por una nueva correlación de igual signo pero ahora con el AAOI de los reanálisis.

En el análisis estacional en desfase, se encontraron correlaciones positivas en DEF con el AAOI de observación y de los reanálisis de SON, principalmente en estaciones meteorológicas del Pacífico central y el Pacífico sur. Un comportamiento similar se obtuvo en SON con el AAOI de los reanálisis de JJA. Sin embargo, las correlaciones de DEF con el AAOI de observación y de los reanálisis de SON, localizadas cerca del eje montañoso central, dejaron de ser significativas al asociarlas con el forzamiento de ENOS, en tanto que las correlaciones de SON con el AAOI de los reanálisis de JJA siguieron siendo significativas a pesar de dicho forzamiento. En JJA solo la estación San Jorge, localizada en Los Chiles, en la parte noroccidental de la vertiente Caribe, mostró una correlación negativa con el AAOI de observación y de los reanálisis de MAM, la cual predominó a pesar de la influencia posible de ENOS. Además, se observó que con el AAOI de los

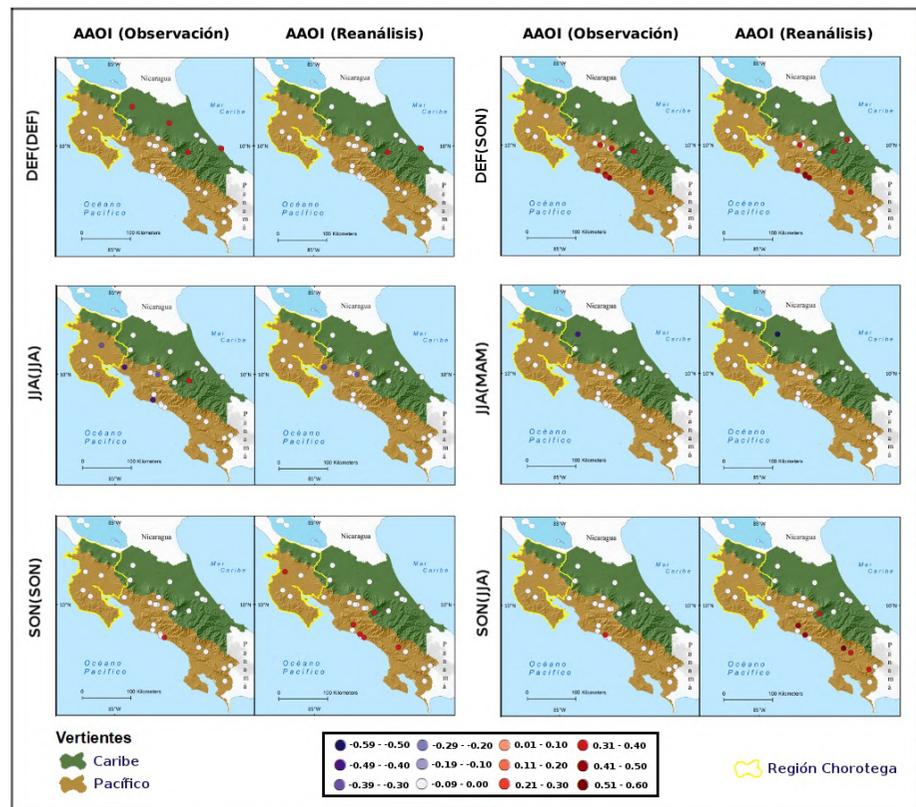


Figura 4. Mapas con los coeficientes de correlación de Pearson entre las series estacionales de precipitación (periodo estacional sin paréntesis) de estaciones meteorológicas en superficie y los índices estacionales de la oscilación antártica (periodo estacional en paréntesis) durante el periodo 1979-2017 con un nivel de confianza estadístico mayor o igual al 95 %. Modelo de elevación digital tomado de **Ortiz-Malavasi (2015)**

reanálisis aparecieron nuevas estaciones con correlaciones negativas (Upala y Liberia), localizadas en los alrededores del eje montañoso noroccidental, las cuales estaban siendo atenuadas por la señal de ENOS.

Análisis de correlaciones con los reanálisis de ERA-Interim

Los resultados de los coeficientes de correlación y correlación parcial de Pearson significativos entre las series estacionales de precipitación de los datos del ERA-Interim y el AAOI se presentan en la **tabla 4**. Se puede observar que hubo correlaciones positivas en fase durante DEF y SON, pero únicamente con el AAOI de los reanálisis. Esta señal se encontró en todo el territorio costarricense y aumentó en magnitud hacia la vertiente Pacífica, principalmente, en el Pacífico central y el Pacífico sur. Sin embargo, en DEF estas correlaciones dejaron de ser significativas debido al forzamiento de ENOS, en tanto que en SON las correlaciones siguieron siendo significativas y con la misma tendencia a aumentar hacia la región del Pacífico central y del sur, aunque disminuyeron en magnitud debido a este forzamiento. Por otra parte, también se encontraron correlaciones positivas en desfase en DEF y SON con el AAOI de SON y JJA, respectivamente. Para el caso de DEF en desfase con el AAOI de SON, las correlaciones positivas encontradas se establecieron para todo el territorio costarricense (ver Costa Rica continental), con una señal mayormente localizada en el Pacífico central y el Pacífico sur y en la vertiente Caribe, pues mostró correlación con ambos índices en estas regiones. Además, estas correlaciones disminuyeron en magnitud y el coeficiente de correlación desapareció para la región Chorotega debido a la posible influencia de ENOS. En contraste, para el caso de SON en desfase con el AAOI

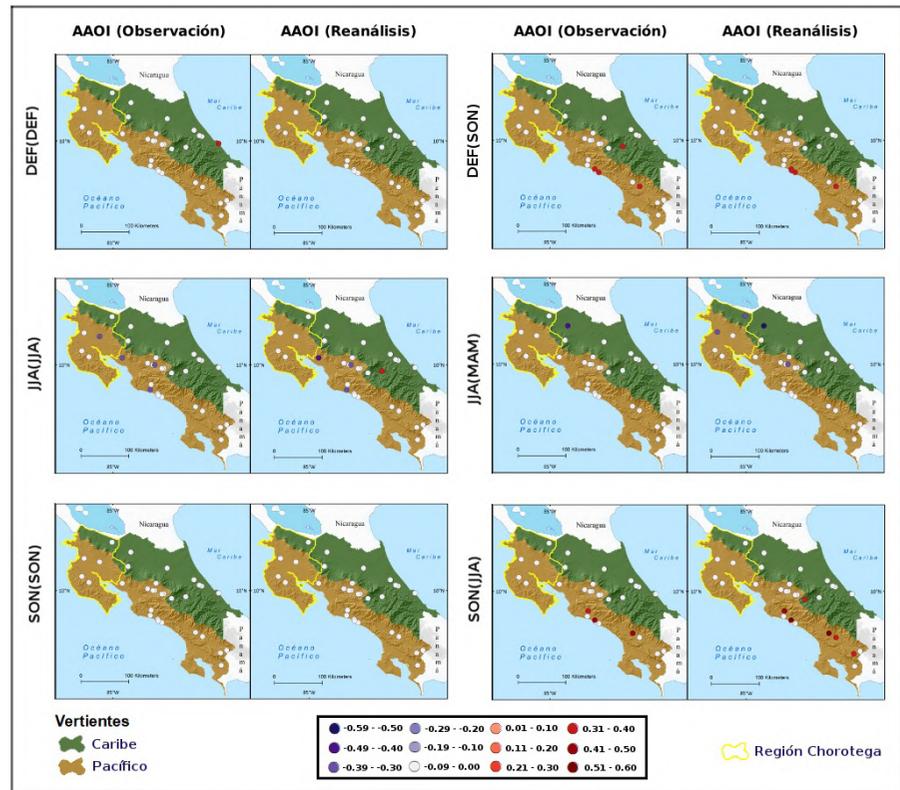


Figura 5. Mapas con los coeficientes de correlación parcial de Pearson entre las series estacionales de precipitación (periodo estacional sin paréntesis) de estaciones meteorológicas en superficie y los índices estacionales de la oscilación antártica (periodo estacional en paréntesis) y el *Oceanic Niño Index* (ONI) (periodo estacional sin paréntesis) durante el periodo 1979-2017 con un nivel de confianza estadístico mayor o igual al 95%. Modelo de elevación digital tomado de Ortiz-Malavasi (2015)

de JJA, se encontraron correlaciones positivas en todo el territorio costarricense (ver Costa Rica continental). No obstante, un aspecto a resaltar es que esta señal se localizó en la vertiente Pacífica, específicamente en el Pacífico central y el Pacífico sur, ya que mostró correlación con ambos índices en estas regiones. Además, se evidenció que con el AAOI de observación se intensificaron las correlaciones y apareció un nuevo coeficiente en todo el territorio costarricense (ver Costa Rica continental), el cual estaba siendo atenuado por la señal de ENOS, en tanto que las correlaciones con el AAOI de los reanálisis siguieron siendo significativas a pesar de la influencia de ENOS.

Análisis de correlaciones con sensores remotos utilizando el PERSIANN-CDR

Los resultados de las correlaciones significativas de las series estacionales de precipitación de los datos del PERSIANN-CDR y el AAOI se muestran en la **tabla 5**. Se puede observar que solo se obtuvieron correlaciones negativas en desfase en JJA con el AAOI de los reanálisis de MAM. Esta señal se percibió en todo el territorio costarricense (ver Costa Rica continental), aunque más localizada en la vertiente Caribe, pues se evidenció la correlación con ambos índices en esta región, en tanto que en la vertiente Pacífica, específicamente de sur a norte, se atenuó. Por último, las correlaciones con el AAOI de los reanálisis se intensificaron y aparecieron nuevos coeficientes para la vertiente Pacífica y la región Chorotega al eliminar el posible forzamiento de ENOS, lo que provocó una inversión en el patrón de disminución de la magnitud de los coeficientes en la vertiente Pacífica (ahora cambia de norte a sur), en tanto que la correlación con el AAOI de observación de la vertiente Caribe siguió siendo significativa a pesar de este forzamiento.

Tabla 4. Coeficientes de correlación y correlación parcial de Pearson entre las series estacionales de precipitación (periodo estacional sin paréntesis) con datos del ERA-Interim y los índices estacionales de la oscilación antártica (periodo estacional en paréntesis) durante el periodo 1979-2017 con un nivel de confianza estadístico mayor o igual al 95%. En el caso de la correlación parcial de Pearson se utilizó el índice ONI (periodo estacional sin paréntesis).

	Correlación		Correlación Parcial	
	AAOI			
	Observación	Reanálisis	Observación	Reanálisis
	DEF (SON)		DEF (SON)	
Costa Rica Continental	0,47	0,59	0,43	0,56
Vertiente Pacífica	0,46	0,60	0,42	0,57
Región Chorotega	-	0,38	-	-
Pacífico Central y Sur	0,49	0,60	0,45	0,57
Vertiente Caribe	0,41	0,50	0,36	0,45
	DEF (DEF)		DEF (DEF)	
Costa Rica Continental	-	0,34	-	-
Vertiente Pacífica	-	0,35	-	-
Pacífico Central y Sur	-	0,37	-	-
	SON (JJA)		SON (JJA)	
Costa Rica Continental	-	0,40	0,35	0,40
Vertiente Pacífica	0,33	0,42	0,37	0,42
Pacífico Central y Sur	0,36	0,44	0,39	0,44
	SON (SON)		SON (SON)	
Costa Rica Continental	-	0,35	-	0,32
Vertiente Pacífica	-	0,36	-	0,33
Pacífico Central y Sur	-	0,37	-	0,35

Tabla 5. Coeficientes de correlación y correlación parcial de Pearson entre las series estacionales de precipitación (periodo estacional sin paréntesis) con datos del PERSIANN-CDR y los índices estacionales de la oscilación antártica (periodo estacional en paréntesis) durante el periodo 1983-2018 con un nivel de confianza estadístico mayor o igual al 95 %. En el caso de la correlación parcial de Pearson se utilizó el índice ONI (periodo estacional sin paréntesis).

	Correlación		Correlación Parcial	
	AAOI			
	Observación	Reanálisis	Observación	Reanálisis
	JJA (MAM)		JJA (MAM)	
Costa Rica Continental	-	-0,40	-	-0,49
Vertiente Pacífica	-	-	-	-0,41
Región Chorotega	-	-	-	-0,41
Pacífico Central y Sur	-	-0,33	-	-0,37
Vertiente Caribe	-0,40	-0,58	-0,40	-0,59

Análisis de los patrones espaciales de teleconexión climática asociados con la AAO

El análisis espacial de los patrones de teleconexión climática en la variabilidad interanual de los campos de anomalías de precipitación, el integrado vertical del flujo de humedad y los vientos se hace con base en las diferencias de las composiciones de fase positiva y

negativa con respecto a la composición de fase neutral para la AAO en los periodos de análisis estacionales en fase y en desfase con el AAOI. Estos campos se presentan para la precipitación y los vientos a 925 hPa en la **figura 6**, y para el integrado vertical del flujo de humedad en la **figura 7**, en ambas utilizando datos del ERA-Interim; en la **figura 8** se presentan con datos del PERSIANN-CDR para la precipitación.

Dado que en DEF el forzamiento de la AAO está prácticamente ausente (**Thompson & Wallace, 2000**), y en este periodo ENOS está en su fase madura (**Castillo, et al., 2014**), es la SST tropical la que determina dónde tiene lugar la convección profunda (**Maldonado,**

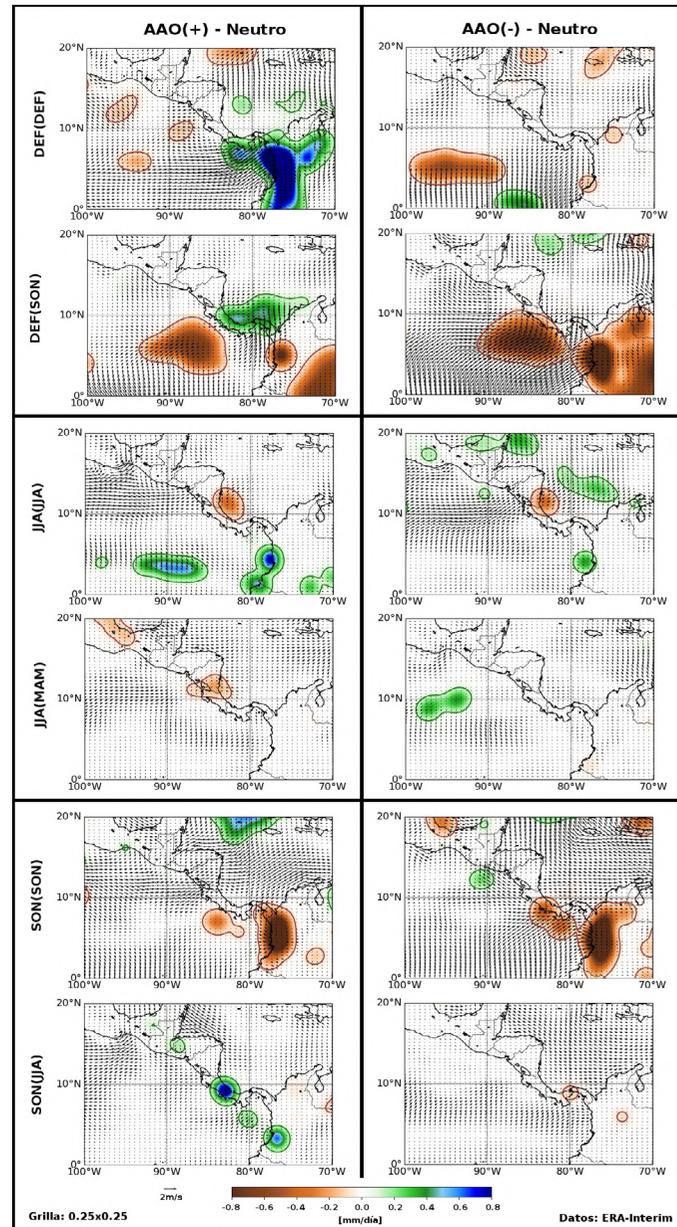


Figura 6. Diferencias de los campos de las anomalías de precipitación y de los vientos a 925 hPa (periodo estacional sin paréntesis) de las composiciones de fase positiva y negativa con respecto a la composición de fase neutral para la oscilación antártica (periodo estacional en paréntesis) con datos del ERA-Interim para el periodo 1979-2017. Solo se graficaron los valores que estuvieron dentro del nivel de confianza estadístico mayor al 90 % con una prueba de *bootstrapping* que permutó la serie de tiempo 1.000 veces

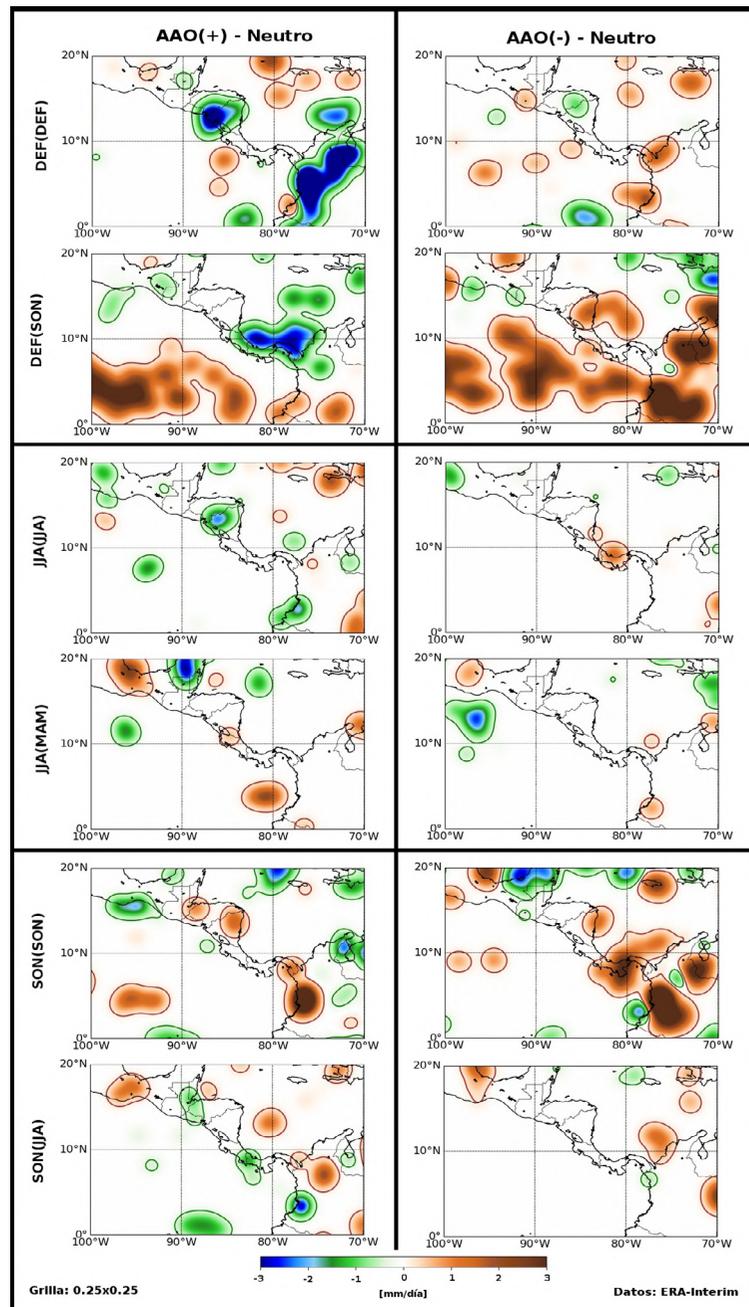


Figura 7. Diferencias de los campos de las anomalías de la divergencia del integrado vertical del flujo de humedad (periodo estacional sin paréntesis) de las composiciones de fase positiva y negativa con respecto a la composición de fase neutral para la oscilación antártica (periodo estacional en paréntesis) con datos del ERA-Interim para el periodo 1979-2017. Solo se graficaron los valores que estuvieron dentro del nivel de confianza estadístico mayor al 90 % con una prueba de *bootstrapping* que permutó la serie de tiempo 1.000 veces

et al., 2016, 2017). Es por esta razón que la mayoría de los coeficientes de correlación parcial obtenidos en las estaciones meteorológicas en superficie y con los datos del ERA-Interim dejaron de ser significativos para este periodo. En el análisis estacional en fase de DEF las correlaciones positivas encontradas se relacionaron con la dinámica de los vientos en niveles bajos debida al CLLJ y al CJ bajo el influjo de ENOS, con una reducción de

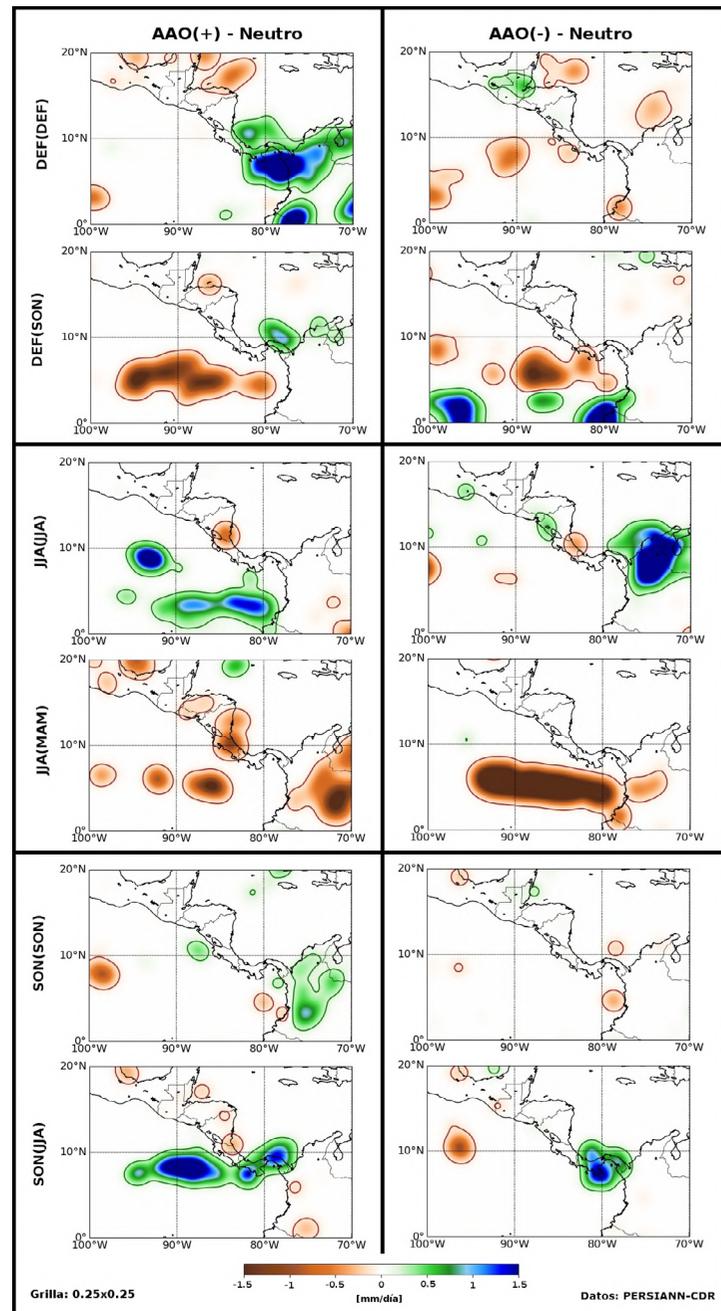


Figura 8. Diferencias de las anomalías de precipitación (periodo estacional sin paréntesis) de las composiciones de fase positiva y negativa con respecto a la composición de fase neutra para la oscilación antártica (periodo estacional en paréntesis) con datos del PERSIANN-CDR para el periodo 1983-2018. Solo se graficaron los valores que estuvieron dentro del nivel de confianza estadístico mayor al 90 % con una prueba de *bootstrapping* que permutó la serie de tiempo 1.000 veces

la magnitud de los vientos del CLLJ durante El Niño y un incremento durante La Niña, como lo explican **Amador, et al.** (2003). Esto produce un movimiento ascendente sobre el Pacífico que aumenta la convección durante El Niño y uno descendente que la disminuye durante La Niña (**Sáenz & Durán-Quesada, 2015**), pues se ve favorecida por el aumento (y la disminución, en el caso de La Niña) de la humedad proveniente del océano Pacífico a través del CJ (**Castillo, et al., 2019**).

Un resultado relevante de este estudio surgió en el análisis estacional de DEF en desfase con el AAOI de SON, dado que las correlaciones positivas encontradas en las estaciones meteorológicas en superficie se ajustaron con las obtenidas en los datos del ERA-Interim e, incluso, ambas siguieron siendo significativas, aunque en menor medida, a pesar de la posible influencia de ENOS. La señal descrita por estos coeficientes de correlación podría explicarse por lo siguiente: 1) la AAO se encuentra en el periodo en que se localiza el mes de máxima amplificación (noviembre) (Thompson & Wallace, 2000); 2) las anomalías que se generan en la estratosfera tienen una permanencia de hasta 90 días que influye en el clima superficial (Thompson, *et al.*, 2005), y 3) en este periodo ENOS está en su fase madura (Castillo, *et al.*, 2014). Estas razones explicarían por qué algunos coeficientes de correlación parcial obtenidos en las estaciones meteorológicas dejan de ser significativos por la influencia de ENOS y, además, por qué los patrones espaciales de teleconexión climática de los campos de anomalías debidos a la AAO responden al puente acoplado océano-atmósfera. Este puente permite que la influencia de la AAO del otoño boreal persista en la temporada siguiente y afecte el clima del hemisferio norte a través del patrón de dipolo positivo (negativo) de SST en el océano Austral, que puede persistir en el invierno boreal mediante la “memoria” de la SST y afectar el movimiento vertical en la circulación meridional del hemisferio sur fortaleciendo (debilitando) las ramas hacia arriba y hacia abajo que conectan con el hemisferio norte (Liu, *et al.*, 2015).

Específicamente en el territorio costarricense, la influencia en las precipitaciones durante DEF ocasionada por la fase AAO(+) (AAO(-)) de SON, se debe a la intensificación (debilitamiento) del anticiclón subtropical del Pacífico sur, la cual aumenta (disminuye) la intensidad de los vientos alisios del sur encargados de transportar la humedad desde el Pacífico sur hacia el flanco ecuatorial. Sin embargo, en esta época del año los vientos alisios del sur tienen un gran componente meridional que bordea la costa del Pacífico (Figura 3). El aumento (disminución) de su intensidad provoca que ingrese mayor (menor) humedad a través del golfo de Arica y se transporte hacia el norte, sobre la cordillera de los Andes, con un impacto directo sobre los países costeros (Castillo, *et al.*, 2019). Esto produce un aumento (disminución) en la precipitación de Costa Rica, favorecido por las condiciones climatológicas de intensificación del CJ en SON y el CLLJ en DEF (Figura 3).

Las correlaciones encontradas en el análisis estacional en fase de JJA en las estaciones meteorológicas no se percibieron con los datos del ERA-Interim ni del PERSIANN-CDR, aunque mostraron en su mayoría un signo negativo que se mantuvo a pesar del posible forzamiento de ENOS; la estación del CATIE mostró un signo positivo que, bajo la influencia de este forzamiento, alternó su señal de un AAOI a otro. Además, el único patrón de teleconexión que podría estar capturando parte de esta señal es el campo de anomalías de precipitación de los datos del PERSIANN-CDR. Este patrón se explica por las anomalías de la AAO que pueden excitar un tren de ondas meridionales (Sun, *et al.*, 2010) que, a su vez, producen anomalías de la SST sobre el Atlántico tropical e influyen en la NASH (Jian-Qi, 2010) y, por ende, en el transporte de humedad desde el Caribe a través del CLLJ.

Para el análisis estacional de JJA en desfase con el AAOI de MAM, la señal encontrada resultó tener mayor intensidad, dado que las correlaciones negativas se reflejaron en las estaciones meteorológicas en superficie y en los datos del PERSIANN-CDR. Estas correlaciones se explican por las anomalías de la SST que pueden persistir durante más tiempo, desde la primavera hasta el verano boreal, e influyen en la NASH (Jian-Qi, 2010) y, consecuentemente, resultan en lluvias anómalas en el territorio costarricense moduladas por el transporte de humedad desde el Caribe a través del CLLJ. Además, el hecho de que el periodo de atenuación que experimenta la AAO sea prolongado y, por lo tanto, se divida en dos episodios: 1) en febrero y marzo, con un vórtice estratosférico débil y vientos del este y 2) en JJA con un vórtice estratosférico fuerte con vientos del oeste, ocasiona que la permanencia de las anomalías de este vórtice polar influya en las precipitaciones en Costa Rica (Thompson & Wallace, 2000; Castillo, *et al.*, 2019), tal y como lo muestran los patrones espaciales de teleconexión climática de todos los campos de anomalías estudiados. Las correlaciones parciales encontradas en los datos del PERSIANN-CDR incluso

se intensificaron y aparecieron nuevos coeficientes para la vertiente Pacífica y la región Chorotega, lo que coincide bastante con lo evidenciado en las estaciones meteorológicas en superficie al eliminar la influencia de ENOS.

Las correlaciones positivas encontradas en SON en las estaciones meteorológicas y en los datos del ERA-Interim responden a la dinámica de los vientos alisios del sur que son modulados por la AAO, pero difieren en que en SON el transporte de humedad hacia Costa Rica se ve favorecido por las condiciones climatológicas del CLLJ y el CJ (*Castillo, et al., 2019*). No obstante, en el análisis estacional en fase la correlación positiva resultó ser más débil y solo fue significativa para los índices de los reanálisis debido al poco tiempo de permanencia (únicamente el mes de noviembre) que pudieron tener las anomalías en la estratósfera y, por ende, en la “memoria” de la SST, lo que se vio reflejado en la disminución de los coeficientes de correlación por la influencia de ENOS.

Otro resultado relevante del estudio se evidenció en el análisis estacional en desfase con el AAOI de JJA, dado que las correlaciones positivas encontradas en las estaciones meteorológicas en superficie concordaron muy ajustadamente con las obtenidas en los datos del ERA-Interim. Incluso, ambas siguieron siendo significativas a pesar del posible forzamiento de ENOS. Dichas correlaciones también se explicarían a partir de la permanencia de las anomalías de larga vida del vórtice polar estratosférico que influye en el clima superficial (*Thompson, et al., 2005*). Se sabe que, aunque JJA se considere un periodo de atenuación de la AAO, posee un vórtice estratosférico fuerte que se va amplificando hasta llegar a su máximo en noviembre. Esto permite que la señal prevalezca durante mucho más tiempo a través de la “memoria” de la SST, como ya se explicó, y sea capturada por los patrones espaciales de teleconexión climática de todos los campos de anomalías aquí analizados.

Por último, durante MAM no se encontró una influencia asociada a la AAO en la precipitación de Costa Rica dada la ausencia y la atenuación del vórtice polar estratosférico de este modo anular en diciembre y enero y en febrero y marzo, respectivamente (*Thompson & Wallace, 2000*).

Conclusiones

Los hallazgos del estudio revelaron cuatro aspectos claves asociados con la variabilidad interanual de la precipitación en Costa Rica debida a la influencia de la AAO:

1. Se determinó que la correlación positiva encontrada en el periodo de DEF en fase con el AAOI resultó ser débil, pues solo fue significativa para los índices de los reanálisis, con un desvanecimiento de la señal asociada con el forzamiento de ENOS, en tanto que en desfase con el AAOI de SON, la señal de correlación positiva obtenida se vio ligeramente influenciada por ENOS, localizándose con mayor intensidad en el Pacífico central y el Pacífico sur y en la vertiente del Caribe.
2. En el periodo de JJA en fase con el AAOI, la correlación negativa encontrada se mantuvo a pesar del posible forzamiento de ENOS, en tanto que en desfase con el AAOI de MAM, la correlación negativa tampoco resultó influenciada por ENOS y se localizó con mayor intensidad en la zona norte costarricense.
3. En el periodo de SON se obtuvo una correlación positiva en ambos análisis. No obstante, en el análisis en fase la correlación resultó ser más débil, pues solo fue significativa para los índices de los reanálisis, con una disminución de los coeficientes de correlación debida a la influencia de ENOS, en tanto que en desfase con el AAOI de JJA, la correlación encontrada, localizada con mayor intensidad en el Pacífico central y en el Pacífico sur, no se vio influenciada por ENOS.
4. No se evidenció la influencia en la precipitación en el periodo de MAM asociada con la AAO en el territorio costarricense.

El presente estudio ha evidenciado cómo la AAO también tiene un papel importante en las variaciones interanuales de la precipitación en Costa Rica, inclusive si se considera el posible forzamiento de ENOS como modo dominante de la variabilidad climática

regional y el planteamiento de **Fogt & Bromwich** (2006), en el sentido de que esta teleconexión no es más que un acople entre la variabilidad decadal de ENOS y la latitud alta del Pacífico sur que gobierna la AAO (**Castillo, et al.**, 2019). Estos resultados son novedosos y tienen utilidad potencial como predictores del comportamiento de la distribución de la precipitación, principalmente en DEF, JJA y SON, épocas en las cuales se registra el mínimo y los máximos, respectivamente, del ciclo anual de precipitación de ciertas regiones en este país.

Agradecimientos

El autor desea expresar su reconocimiento por el apoyo de los proyectos VI-C0074, VI-B9609, VI-B9454, VI-B8766, VI-B7605 y VI-B6147 de la Universidad de Costa Rica, los cuales permitieron la realización de esta investigación, así como a los asistentes Mercedes Álvarez Acevedo, Juan José Bermúdez Vargas, Paula Campos Zúñiga y Manfred Salas Castro, por su colaboración para obtener los resultados que aquí se presentan, y al Instituto Meteorológico Nacional (IMN) de Costa Rica por proveer al CIGEFI su registro de estaciones meteorológicas en superficie.

Conflicto de intereses

El autor manifiesta no tener conflicto de intereses con respecto al estudio.

Referencias

- Afyouni, S., Smith, S. M., Nichols, T. E.** (2019). Effective degrees of freedom of the Pearson's correlation coefficient under autocorrelation. *NeuroImage*. **199**: 609-625. Doi: 10.1016/j.neuroimage.2019.05.011
- Adler, R. F., Huffman, G. J., Chang, A., Ferraro, R., Xie, P. P., Janowiak, J., Gruber, A.** (2003). The version-2 global precipitation climatology project (GPCP) monthly precipitation analysis (1979-present). *Journal of Hydrometeorology*. **4** (6): 1147-1167. Doi: 10.1175/1525-7541(2003)004<1147:TVGPCP>2.0.CO;2
- Adler, R. F., Sapiano, M. R., Huffman, G. J., Wang, J. J., Gu, G., Bolvin, D., Xie, P.** (2018). The Global Precipitation Climatology Project (GPCP) monthly analysis (new version 2.3) and a review of 2017 global precipitation. *Atmosphere*. **9** (4): 138. Doi: 10.3390/atmos9040138
- Alfaro, E. & Amador, J. A.** (1996). El Niño-Oscilación del Sur y algunas series de temperatura máxima y brillo solar en Costa Rica. *Tópicos Meteorológicos y Oceanográficos*. **3** (1): 19-26.
- Alfaro, E. J.** (2000). Response of air surface temperatures over Central America to oceanic climate variability indices. *Tópicos Meteorológicos y Oceanográficos*. **7** (2): 63-72.
- Alfaro, E. J.** (2002). Some characteristics of the annual precipitation cycle in Central America and their relationships with its surrounding tropical oceans. *Tópicos Meteorológicos y Oceanográficos*. **9** (2): 88-103.
- Alfaro, E. J., Chourio, X., Muñoz, Á. G., Mason, S. J.** (2018). Improved seasonal prediction skill of rainfall for the Primera season in Central America. *International Journal of Climatology*. **38**: e255-e268. Doi: 10.1002/joc.5366
- Alfaro, E. J. & Cid, L.** (1999). Análisis de las anomalías en el inicio y el término de la estación lluviosa en Centroamérica y su relación con los océanos Pacífico y Atlántico Tropical. *Tópicos Meteorológicos y Oceanográficos*. **6** (1): 1-13.
- Alfaro, E. J. & Soley, F. J.** (2009). Descripción de dos métodos de rellenado de datos ausentes en series de tiempo meteorológicas. *Revista de Matemática: Teoría y Aplicaciones*. **16** (1): 60-75.
- Amador, J. A.** (1998). A climatic feature of the tropical Americas: The trade wind easterly jet. *Tópicos Meteorológicos y Oceanográficos*. **5** (2): 1-13.
- Amador, J. A.** (2008). The intra-Americas sea low-level jet: Overview and future research. *Annals of the New York Academy of Sciences*. **1146** (1): 153-188. Doi: 10.1196/annals.1446.012
- Amador, J. A. & Alfaro, E.** (1996). La oscilación Cuasi-bienal, ENOS y acoplamiento de algunos parámetros superficiales y estratosféricos sobre Costa Rica. *Tópicos Meteorológicos y Oceanográficos*. **3** (1): 45-54.
- Amador, J. A., Alfaro, E. J., Lizano, O. G., Magaña, V. O.** (2006). Atmospheric forcing of the eastern tropical Pacific: A review. *Progress in Oceanography*. **69** (2): 101-142. Doi: 10.1016/j.pocan.2006.03.007

- Amador, J. A., Alfaro, E. J., Rivera, E. R., Calderón, B.** (2010). Climatic features and their relationship with tropical cyclones over the Intra-Americas seas. In *Hurricanes and Climate Change*. P. 149-173. Springer. Dordrecht, Netherlands.
- Amador, J. A., Chacón, R. E., Laporte, S.** (2000a). Cuenca del Río Arenal: análisis de los eventos La Niña 1988-89 y 1996. *Tópicos Meteorológicos y Oceanográficos*. **7** (1): 50-62.
- Amador, J. A., Chacón, R. E., Laporte, S.** (2003). Climate and climate variability in the Arenal river basin of Costa Rica. In *Climate and Water*. P. 317-349. Springer. Dordrecht.
- Amador, J. A., Durán-Quesada, A. M., Rivera, E. R., Mora, G., Sáenz, F., Calderón, B., Mora, N.** (2016a). The easternmost tropical Pacific. Part II: Seasonal and intraseasonal modes of atmospheric variability. *Rev. Biol. Trop.* **64** (Supplement 1): S23-S57.
- Amador, J. A., Rivera, E. R., Durán-Quesada, A. M., Mora, G., Sáenz, F., Calderón, B., Mora, N.** (2016b). The easternmost tropical Pacific. Part I: A climate review. *Rev. Biol. Trop.* **64** (Supplement 1): S1-S22.
- Amador, J. A., Laporte, S., Chacón, R. E.** (2000b). Cuenca del Río Arenal: análisis de los eventos Niño de los años 1992-93, 1994-95 y 1997-98. *Tópicos Meteorológicos y Oceanográficos*. **7** (1): 1-20.
- Ashouri, H., Hsu, K.-L., Sorooshian, S., Braithwaite, D. K., Knapp, K. R., Cecil, L. D., Nelson, B. R., Prat, O. P.** (2015). PERSIANN-CDR: Daily precipitation climate data record from multisatellite observations for hydrological and climate studies. *Bulletin of the American Meteorological Society*. **96** (1): 69-83. Doi: 10.1175/BAMS-D-13-00068.1
- Baldwin, M. P. & Dunkerton, T. J.** (1999). Propagation of the Arctic oscillation from the stratosphere to the troposphere. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*. **104** (D24): 30937-30946. Doi: 10.1029/1999JD900445
- Barry, R. G.** (1992). *Mountain weather and climate*. Routledge physical environmental series. pp 38, New York, Taylor & Francis Group.
- Carvalho, L. M., Jones, C., Ambrizzi, T.** (2005). Opposite phases of the Antarctic oscillation and relationships with intraseasonal to interannual activity in the tropics during the austral summer. *Journal of Climate*. **18** (5): 702-718. Doi: 10.1175/JCLI-3284.1
- Castillo, R. & Amador, J. A.** (2020). Precipitation and Temperature in Costa Rica at the End of the Century Based on NEX-GDDP Projected Scenarios. *Atmosphere*. **11** (12): 1323. Doi: 10.3390/atmos11121323
- Castillo, R., Nieto, R., Drumond, A., Gimeno, L.** (2014). The role of the ENSO cycle in the modulation of moisture transport from major oceanic moisture sources. *Water Resources Research*. **50** (2): 1046-1058. Doi: 10.1002/2013WR013900
- Castillo, R., Nieto, R., Gimeno, L., Drumond, A.** (2019). Influencia de los principales modos anulares hemisféricos y El Niño-Oscilación del Sur (ENOS) en las fuentes de humedad globales de Mesoamérica. *Revista de la Academia Colombiana de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales*. **43** (169): 746-763. Doi: 10.18257/raccefyn.859
- Chinchilla, G., Gutiérrez, J., Zárate, E.** (2016). Eventos extremos de lluvia ocasionados por empujes fríos que han llegado a Costa Rica en el periodo invernal (NDEF) del año 2000 al 2010: líneas de cortante. *Tópicos Meteorológicos y Oceanográficos*. **15** (2): 48-62.
- Chinchilla, G., Gutiérrez, J., Zárate, E.** (2017). Análisis sinóptico de casos de eventos extremos de lluvia asociados a líneas de cortante de empujes fríos que han llegado a Costa Rica en el periodo invernal. *Tópicos Meteorológicos y Oceanográficos*. **16** (2): 48-62.
- Coen, E.** (1973). El folklore costarricense relativo al clima. *Revista de la Universidad de Costa Rica*. **35**: 135-145.
- Coumou, D., Di Capua, G., Vavrus, S., Wang, L., Wang, S.** (2018). The influence of Arctic amplification on mid-latitude summer circulation. *Nature Communications*. **9** (1): 1-12. Doi: 10.1038/s41467-018-05256-8
- Dee, D. P., Uppala, S. M., Simmons, A., Berrisford, P., Poli, P., Kobayashi, S., Andrae, U., Balmaseda, M., Balsamo, G., Bauer, P., et al.** (2011). The ERA-Interim reanalysis: Configuration and performance of the data assimilation system. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*. **137** (656): 553-597. Doi: 10.1002/qj.828
- Ding, Q., Steig, E. J., Battisti, D. S., Wallace, J. M.** (2012). Influence of the tropics on the Southern Annular Mode. *Journal of Climate*. **25** (18): 6330-6348. Doi: 10.1175/JCLI-D-11-00523.1
- Ding, R., Li, J. & Tseng, Y. H.** (2015). The impact of South Pacific extratropical forcing on ENSO and comparisons with the North Pacific. *Climate Dynamics*. **44** (7-8): 2017-2034. Doi: 10.1007/s00382-014-2303-5

- Durán-Quesada, A. M., Gimeno, L., Amador, J.** (2017). Role of moisture transport for Central American precipitation. *Earth System Dynamics*. **8** (1): 147-161. Doi: 10.5194/esd-8-147-2017
- Durán-Quesada, A. M., Gimeno, L., Amador, J., Nieto, R.** (2010). Moisture sources for Central America: Identification of moisture sources using a Lagrangian analysis technique. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*. D05103, pp 1-15. Doi: 10.1029/2009JD012455
- Efron, B.** (2003). Second thoughts on the bootstrap. *Statistical Science*. **18** (2): 135-140. Doi: 10.1214/ss/1063994968
- European Centre for Medium-range Weather Forecast (ECMWF).** (2011). The ERA-Interim reanalysis dataset, Copernicus Climate Change Service (C3S). Fecha de consulta: enero de 2021. Disponible en: <https://www.ecmwf.int/en/forecasts/datasets/archive-datasets/reanalysis-datasets/era-interim>
- Fan, K.** (2006). Atmospheric circulation in Southern Hemisphere and summer rainfall over Yangtze River valley. *Chinese Journal of Geophysics*. **49** (3): 599-606. Doi: 10.1002/cjg2.873
- Fan, K. & Wang, H.** (2004). Antarctic oscillation and the dust weather frequency in North China. *Geophysical Research Letters*. L10201, pp 1-4. Doi: 10.1029/2004GL019465
- Fernández, W. & Ramírez, P.** (1991). El Niño, la Oscilación del Sur y sus efectos en Costa Rica: una revisión. *Tecnología en Marcha*. **11** (1): 3-10.
- Fogt, R. L. & Bromwich, D. H.** (2006). Decadal variability of the ENSO teleconnection to the high-latitude South Pacific governed by coupling with the southern annular mode. *Journal of Climate*. **19** (6): 979-997. Doi: 10.1175/JCLI3671.1
- Fujiwara, M., Vömel, H., Hasebe, F., Shiotani, M., Ogino, S. Y., Iwasaki, S., ... Valverde Canossa, J. M.** (2010). Seasonal to decadal variations of water vapor in the tropical lower stratosphere observed with balloon-borne cryogenic frost point hygrometers. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*. D18304, pp 1-15. Doi: 10.1029/2010JD014179
- Gao, H., Xue, F., Wang, H. J.** (2003). Influence of interannual variability of Antarctic oscillation on Mei-Yu along the Yangtze and Huaihe River valley and its importance to prediction. *Chinese Science Bulletin (in Chinese)*. **48** (Suppl. 2): 87-92.
- Gillett, N. P., Kell, T. D., Jones, P. D.** (2006). Regional climate impacts of the Southern Annular Mode. *Geophysical Research Letters*. L23704, pp 1-4. Doi: 10.1029/2006GL027721
- Giorgi, F.** (2006). Climate change hot-spots. *Geophysical Research Letters*. **33**: L08707, pp 1-4. Doi: 10.1029/2006GL025734
- Gong, D. & Wang, S.** (1999). Definition of Antarctic oscillation index. *Geophysical Research Letters*. **26** (4): 459-462. Doi: 10.1029/1999GL900003
- Hall, C.** (1985). América Central como región geográfica. *Anuario de Estudios Centroamericanos*. Universidad de Costa Rica. **11** (2): 5-24.
- Hall, A. & Visbeck, M.** (2002). Synchronous variability in the Southern Hemisphere atmosphere, sea ice, and ocean resulting from the annular mode. *Journal of Climate*. **15** (21): 3043-3057. Doi: 10.1175/1520-0442(2002)015<3043:SVITSH>2.0.CO;2
- Hastenrath, S. L.** (1967). Rainfall distribution and regime in Central America. *Archiv für Meteorologie, Geophysik und Bioklimatologie, Serie B*. **15** (3): 201-241. Doi: 10.1007/BF02243853
- Hidalgo, H. G., Amador, J. A., Alfaro, E. J., Quesada, B.** (2013). Hydrological climate change projections for Central America. *Journal of Hydrology*. **495**: 94-112. Doi: 10.1016/j.jhydrol.2013.05.004
- Hidalgo, H. G., Durán-Quesada, A. M., Amador, J. A., Alfaro, E. J.** (2015). The Caribbean low-level jet, the intertropical convergence zone and precipitation patterns in the Intra-Americas Sea: A proposed dynamical mechanism. *Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography*. **97** (1): 41-59. Doi: 10.1111/geoa.12085
- Hidalgo, H. G., Alfaro, E. J., Quesada-Montano, B.** (2017). Observed (1970–1999) climate variability in Central America using a high-resolution meteorological dataset with implication to climate change studies. *Climatic Change*. **141** (1): 13-28. Doi: 10.1007/s10584-016-1786-y
- Hidalgo, H. G., Alfaro, E. J., Amador, J. A., Bastidas, Á.** (2019). Precursors of quasi-decadal dry-spells in the Central America Dry Corridor. *Climate Dynamics*. **53** (3-4): 1307-1322. Doi: 10.1007/s00382-019-04638-y
- Ho, M., Kiem, A., Verdon-Kidd, D.** (2012). The Southern Annular Mode: a comparison of indices. *Hydrology and Earth System Sciences*. **16** (3): 967-982. Doi: 10.5194/hess-16-967-2012
- Huang, B., Thorne, P. W., Banzon, V. F., Boyer, T., Chepurin, G., Lawrimore, J. H., Menne, M. J., Smith, T. M., Vose, R. S., Zhang, H.-M.** (2017). Extended reconstructed sea surface temperature, version 5 (ERSSTv5): upgrades, validations, and intercomparisons. *Journal of Climate*. **30** (20): 8179-8205. Doi: 10.1175/JCLI-D-16-0836.1

- Huffman, G. J., Adler, R. F., Arkin, P., Chang, A., Ferraro, R., Gruber, A., Schneider, U.** (1997). The global precipitation climatology project (GPCP) combined precipitation dataset. *Bulletin of the American Meteorological Society*. **78** (1): 5-20. Doi: 10.1175/1520-0477(1997)078<0005: TGPCPG>2.0.CO;2
- Huffman, G. J., Adler, R. F., Bolvin, D. T., Gu, G.** (2009). Improving the global precipitation record: GPCP version 2.1. *Geophysical Research Letters*. L17808, pp 1-5. Doi: 10.1029/2009GL040000
- Jian-Qi, S.** (2010). Possible impact of the boreal spring Antarctic oscillation on the North American summer monsoon. *Atmospheric and Oceanic Science Letters*. **3** (4): 232-236. Doi: 10.1080/16742834.2010.11446870
- Kalnay, E., Kanamitsu, M., Kistler, R., Collins, W., Deaven, D., Gandin, L., Iredell, M., Saha, S., White, G., Woollen, J., et al.** (1996). The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project. *Bulletin of the American Meteorological Society*. **77** (3): 437-472. Doi: 10.1175/1520-0477(1996)077<0437:TNYRP>2.0.CO;2
- Karnauskas, K. B., Seager, R., Giannini, A., Busalacchi, A. J.** (2013). A simple mechanism for the climatological midsummer drought along the Pacific coast of Central America. *Atmósfera*. **26** (2): 261-281. Doi:10.1016/S0187-6236(13)71075-0
- Kidston, J., Scaife, A. A., Hardiman, S. C., Mitchell, D. M., Butchart, N., Baldwin, M. P., Gray, L. J.** (2015). Stratospheric influence on tropospheric jet streams, storm tracks and surface weather. *Nature Geoscience*. **8** (6): 433-440. Doi: 10.1038/ngeo2424
- L'Heureux, M. L. & Thompson, D. W.** (2006). Observed relationships between the El Niño-Southern oscillation and the extratropical zonal-mean circulation. *Journal of Climate*. **19** (2): 276-287. Doi: 10.1175/JCLI3617.1
- Li, J. & Wang, J. X.** (2003). A modified zonal index and its physical sense. *Geophysical Research Letters*. **30** (12): 1632. Doi: 10.1029/2003GL017441
- Liu, T., Li, J., Zheng, F.** (2015). Influence of the boreal autumn Southern Annular Mode on winter precipitation over land in the Northern Hemisphere. *Journal of Climate*. **28** (22): 8825-8839. Doi: 10.1080/16742834.2010.11446870
- Liu, J., Yuan, X., Rind, D., Martinson, D. G.** (2002). Mechanism study of the ENSO and southern high latitude climate teleconnections. *Geophysical Research Letters*. **29** (14): 24-1. Doi: 10.1029/2002GL015143
- Magaña, V., Amador, J. A., Medina, S.** (1999). The midsummer drought over Mexico and Central America. *Journal of Climate*. **12** (6): 1577-1588. Doi: 10.1175/1520-0442(1999)012<1577:TMDOMA>2.0.CO;2
- Maldonado, T., Alfaro, E., Rutgersson, A., Amador, J. A.** (2017). The early rainy season in Central America: the role of the tropical North Atlantic SSTs. *International Journal of Climatology*. **37** (9): 3731-3742. Doi: 10.1002/joc.4958
- Maldonado, T., Rutgersson, A., Alfaro, E., Amador, J., Claremar, B.** (2016). Interannual variability of the midsummer drought in Central America and the connection with sea surface temperatures. *Advances in Geosciences*. **42**: 35-50. Doi: 10.5194/adgeo-42-35-2016
- Marsh, E. J., Bruno, M. C., Fritz, S. C., Baker, P., Capriles, J. M., Hastorf, C. A.** (2018). IntCal, SHCal, or a mixed curve? Choosing a 14C calibration curve for archaeological and paleoenvironmental records from tropical South America. *Radiocarbon*. **60** (3): 925-940. Doi: 10.1017/RDC.2018.16.
- Marshall, G. J.** (2003). Trends in the Southern Annular Mode from observations and reanalyses. *Journal of Climate*, **16** (24): 4134-4143. Doi: 10.1175/1520-0442(2003)016<4134:TITSAM>2.0.CO;2
- Maurer, E. P., Roby, N., Stewart-Frey, I. T., & Bacon, C. M.** (2017). Projected twenty-first-century changes in the Central American mid-summer drought using statistically downscaled climate projections. *Regional Environmental Change*, **17** (8): 2421-2432. Doi: 10.1007/s10113-017-1177-6
- Mittermeier, R. A., Myers, N., Thomsen, J. B., Da Fonseca, G. A., Olivieri, S.** (1998). Biodiversity hotspots and major tropical wilderness areas: approaches to setting conservation priorities. *Conservation Biology*. **12** (3): 516-520. Doi: 10.1046/j.1523-1739.1998.012003516.x
- Mora, G.** (2017). Climatology of the low-level winds over the Intra-Americas Sea using satellite and reanalysis data. *Tópicos Meteorológicos y Oceanográficos*. **16** (1): 15-30.
- Mosíño, A. P. & García, E.** (1966). Evaluación de la sequía intraestival en la República Mexicana. *Proc. Conf. Reg. Latinoamericana Unión Geogr. Int.* **3**: 500-516.

- Nan, S. & Li, J.** (2003). The relationship between the summer precipitation in the Yangtze River valley and the boreal spring Southern Hemisphere annular mode. *Geophysical Research Letters*. **30** (24): 2266. Doi: 10.1029/2003GL018381
- Nieto, R., Castillo, R., Drumond, A.** (2014). The modulation of oceanic moisture transport by the hemispheric annular modes. *Frontiers in Earth Science*. **2**: 11. Doi: 10.3389/feart.2014.00011
- Ortiz-Malavasi, E.** (2015). Atlas digital de Costa Rica (CR 2014). *Investiga. TEC*. **23** (1): 1659-3383.
- Poleo-Brito, D., Solano-León, E., Stolz-España, W.** (2014a). La oscilación atmosférica Madden-Julian (MJO) y las lluvias en Costa Rica. *Tópicos Meteorológicos y Oceanográficos*. **13** (1): 58-74.
- Poleo-Brito, D., Solano-León, E., Stolz-España, W.** (2014b). La oscilación Madden-Julian y las precipitaciones extremas en Costa Rica. *Tópicos Meteorológicos y Oceanográficos*. **13** (1): 5-18.
- Poveda, G. & Mesa, O. J.** (1999). La corriente de chorro superficial del Oeste (“del Chocó”) y otras dos corrientes de chorro en Colombia: climatología y variabilidad durante las fases del ENSO. *Revista Académica Colombiana de Ciencia*. **23** (89): 517-528.
- Poveda, G. & Mesa, O. J.** (2000). On the existence of Lloró (the rainiest locality on Earth): Enhanced ocean-land-atmosphere interaction by a low-level jet. *Geophysical Research Letters*. **27** (11): 1675-1678. Doi: 10.1029/1999GL006091
- Quirós, E. & Hidalgo, H. G.** (2016a). Interacción de la zona de convergencia intertropical del Pacífico este con sistemas tropicales. *Tópicos Meteorológicos y Oceanográficos*. **15** (2): 33-47.
- Quirós, E. & Hidalgo, H. G.** (2016b). Variabilidad y conexiones climáticas de la zona de convergencia intertropical del Pacífico este. *Tópicos Meteorológicos y Oceanográficos*. **15** (1): 21-36.
- Romero-Centeno, R., Zavala-Hidalgo, J., Raga, G.** (2007). Midsummer gap winds and low-level circulation over the eastern tropical Pacific. *Journal of Climate*. **20** (15): 3768-3784. Doi: 10.1175/JCLI4220.1
- Sáenz, F. & Amador, J.A.** (2016). Características del ciclo diurno de precipitación en el Caribe de Costa Rica. *Revista de Climatología*. **6**: 21-34.
- Sáenz, F. & Durán-Quesada, A. M.** (2015). A climatology of low level wind regimes over Central America using a weather type classification approach. *Frontiers in Earth Science*. **3**: 15. Doi: 10.3389/feart.2015.00015
- Sen Gupta, A. & England, M. H.** (2006). Coupled Ocean-Atmosphere-Ice Response to Variations in the Southern Annular Mode. *Journal of Climate*. **19** (18): 4457-4486. Doi: 10.1175/JCLI3843.1
- Silvestri, G. E. & Vera, C. S.** (2003). Antarctic oscillation signal on precipitation anomalies over southeastern South America. *Geophysical Research Letters*. **30** (21): 2115. Doi: 10.1029/2003GL018277
- Smith, T. M., Reynolds, R.W., Peterson, T. C., Lawrimore, J.** (2008). Improvements to NOAA’s historical merged land-ocean surface temperature analysis (1880-2006). *Journal of Climate*. **21** (10): 2283-2296. Doi: 10.1175/2007JCLI2100.1
- Sun, J., Wang, H., Yuan, W.** (2009). A possible mechanism for the co-variability of the boreal spring Antarctic oscillation and the Yangtze River valley summer rainfall. *International Journal of Climatology: A Journal of the Royal Meteorological Society*. **29** (9): 1276-1284. Doi: 10.1002/joc.1773
- Sun, J., Wang, H., Yuan, W.** (2010). Linkage of the boreal spring Antarctic oscillation to the West African summer monsoon. *Journal of the Meteorological Society of Japan. Ser. II*. **88** (1): 15-28. Doi: 10.2151/jmsj.2010-102
- Taylor, M. A. & Alfaro, E. J.** (2005). Climate of Central America and the Caribbean. In *Encyclopedia of World Climatology*. P. 183-189. Springer. Netherlands.
- Thompson, D. W., Baldwin, M. P., Solomon, S.** (2005). Stratosphere-troposphere coupling in the Southern Hemisphere. *Journal of the Atmospheric Sciences*. **62** (3): 708-715. Doi: 10.1175/JAS-3321.1
- Thompson, D. W. & Wallace, J. M.** (2000). Annular modes in the extratropical circulation. Part I: Month-to-month variability. *Journal of Climate*. **13** (5): 1000-1016. Doi: 10.1175/1520-0442(2000)013<1000:AMITEC>2.0.CO;2
- Ureña, P., Alfaro, E. J., Soley, F. J.** (2016). Propuestas metodológicas para el relleno de datos ausentes en series de tiempo geofísicas. Guía práctica de uso. Documento Técnico. Fecha de consulta: 16 de enero de 2021. Disponible en: <http://kerwa.ucr.ac.cr/>, <http://kimuk.conare.ac.cr/>

- Vargas, G.** (2001). Las lluvias en América Central: una climatología geográfica. *Anuario de Estudios Centroamericanos*. **27** (2): 7-19.
- Vargas, G.** (2004). La escala zonal, regional y local en el análisis del régimen pluviométrico del istmo Centroamericano. *Reflexiones*. **83** (1): 31-56.
- Visbeck, M.** (2009). A Station-Based Southern Annular Mode Index from 1884 to 2005. *Journal of Climate*. **22** (4): 940-950. Doi: 10.1175/2008JCLI2260.1
- Wang, H. & Fan, K.** (2005). Central-north China precipitation as reconstructed from the Qing dynasty: Signal of the Antarctic Atmospheric oscillation. *Geophysical Research Letters*. L24705, pp 1-4. Doi: 10.1029/2005GL024562
- Wilks, D. S.** (2011). *Statistical methods in the atmospheric sciences*, Volume 100. Academic Press. Oxford, UK.
- Wu, Z., Li, J., Wang, B., Liu, X.** (2009). Can the Southern Hemisphere annular mode affect China winter monsoon? *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*. D11107, pp 1-11. Doi: 10.1029/2008JD011501
- Wu, Z. W., Dou, J., Lin, H.** (2015): Potential influence of the November-December Southern Hemisphere annular mode on the East Asian winter precipitation: A new mechanism. *Climate Dynamics*. **44**: 1215-1226. Doi: 10.1007/s00382-014-2241-2
- Xue, F., Wang, H., He, J.** (2003). Interannual variability of Mascarene high and Australian high and their influences on summer rainfall over East Asia. *Chinese Science Bulletin*. **48** (5): 492-497. Doi: 10.1007/BF03183258
- Yue, X. & Wang, H.** (2008). The springtime North Asia cyclone activity index and the southern annular mode. *Advances in Atmospheric Sciences*. **25** (4): 673-679. Doi: 10.1007/s00376-008-0673-5
- Zárate-Hernández, E.** (2013). Climatología de masas invernales de aire frío que alcanzan Centroamérica y el Caribe y su relación con algunos índices árticos. *Tópicos Meteorológicos y Oceanográficos*. **12** (1): 35-55.
- Zárate-Hernández, E.** (2014). Influencia de las masas invernales de aire frío sobre el Chorro de Bajo Nivel del Caribe y sus ramas. *Tópicos Meteorológicos y Oceanográficos*. **13** (1): 19-40.