

**UNIVERSIDAD NACIONAL AGRARIA**

**LA MOLINA**

**FACULTAD DE CIENCIAS**



**“PATRONES DE CIRCULACIÓN ATMOSFÉRICA  
INTRAESTACIONALES DE MACROESCALA EN  
BAJOS NIVELES ASOCIADOS A LLUVIAS EN LA  
CUENCA AMAZÓNICA”**

Presentada por:

**Laura Julianna Paccini Peña**

**Tesis para Optar el Título Profesional de:**

**INGENIERO METEORÓLOGO**

**Lima - Perú**

**2016**

**UNIVERSIDAD NACIONAL AGRARIA  
LA MOLINA  
FACULTAD DE CIENCIAS**

**“PATRONES DE CIRCULACIÓN ATMOSFÉRICA  
INTRAESTACIONALES DE MACROESCALA EN  
BAJOS NIVELES ASOCIADOS A LLUVIAS EN LA  
CUENCA AMAZÓNICA”**

Presentada por:

**Laura Giulianna Paccini Peña**

**Tesis para Optar el Título Profesional de:  
INGENIERO METEORÓLOGO**

**Sustentada y aprobada por el siguiente Jurado:**

---

Mg. Sc. Victoria Calle Montes  
PRESIDENTE

---

Mg. Sc. Eusebio Cisneros Tarmeño  
MIEMBRO

---

Mestres Eng. Esaúl Obregón Párraga  
MIEMBRO

---

Mg. Sc. Ever Menacho Casimiro  
ASESOR

---

Dr. Jhan Carlo Espinoza Villar  
Co ASESOR

## **AGRADECIMIENTOS**

El presente trabajo de tesis se desarrolló gracias al financiamiento del Programa Nacional de Innovación para la Competitividad y Productividad (PNICP) en el marco del proyecto N° 397-PNICP-PIAP-2014, que involucra al Instituto Geofísico del Perú (IGP) y el Instituto de Investigación para el Desarrollo (IRD) de Francia. Este proyecto está dirigido por el Dr. Jhan Carlo Espinoza, a quien expreso un especial agradecimiento por la oportunidad que me dio de empezar mi formación científica junto a su equipo y por todas las enseñanzas en el área de la investigación.

Asimismo, agradezco a mi asesor Mg.Sc. Ever Menacho por su constante apoyo y ánimos en el desarrollo de este estudio.

De igual manera, agradezco al observatorio HYBAM por proporcionar los datos de precipitación en toda la Cuenca Amazónica.

Quiero agradecer finalmente a mis compañeros del IGP, en especial a Steven Chávez y Víctor Chávez, por su colaboración en el procesamiento de datos; y en general, a todos mis amigos del grupo SCAH-IGP por sus consejos, observaciones y gratos momentos que compartimos.

## ÍNDICE GENERAL

<b>I.</b>	<b>INTRODUCCIÓN.....</b>	<b>1</b>
<b>II.</b>	<b>REVISIÓN DE LITERATURA.....</b>	<b>4</b>
2.1.	CIRCULACIÓN ATMOSFÉRICA DE MACROESCALA.....	4
2.2.	CIRCULACIÓN ATMOSFÉRICA ESTACIONAL.....	4
2.2.1.	ZONA DE CONVERGENCIA INTERTROPICAL (ZCIT) .....	4
2.2.2.	SISTEMA MONZÓNICO SUDAMERICANO.....	5
2.3.	CIRCULACIÓN ATMOSFÉRICA INTRAESTACIONAL.....	7
2.3.1.	OSCILACIÓN DE CONDICIONES SECAS Y HÚMEDAS (SASS).....	7
2.3.2.	FLUJO MERIDIONAL <i>TRANS-ECUATORIAL</i> .....	7
2.4.	PATRONES DE CIRCULACIÓN .....	8
<b>III.</b>	<b>MATERIALES Y MÉTODOS.....</b>	<b>10</b>
3.1.	DESCRIPCIÓN DEL ÁREA DE ESTUDIO .....	10
3.2.	DATOS.....	14
3.2.1.	VIENTO Y ALTURA GEOPOTENCIAL .....	14
3.2.2.	PRECIPITACIÓN HYBAM .....	15
3.2.3.	PRECIPITACIÓN ESTIMADA DEL TRMM.....	16
3.3.	MÉTODOS .....	18
3.3.1.	DEFINICIÓN DE LOS PATRONES DE CIRCULACIÓN. ....	18
3.3.2.	CARACTERIZACIÓN DE LA VARIABILIDAD TEMPORAL Y ESPACIAL DE LOS PATRONES DE CIRCULACIÓN .....	23
3.3.3.	DETERMINACIÓN DE LA PRECIPITACIÓN ASOCIADA A LOS PATRONES DE CIRCULACIÓN.....	24
3.3.4.	COMPARACIÓN DE DATOS DE PRECIPITACIÓN TRMM CON LOS DATOS HYBAM.....	25
3.3.5.	CARACTERIZACIÓN DE LOS PATRONES DE CIRCULACIÓN DURANTE EVENTOS HIDROLÓGICOS EXTREMOS.....	26
<b>IV.</b>	<b>RESULTADOS.....</b>	<b>27</b>

<b>4.1. DEFINICIÓN DE LOS PATRONES DE CIRCULACIÓN.....</b>	<b>27</b>
4.1.1. CLASIFICACIÓN ESTADÍSTICA DE LOS PATRONES DE CIRCULACIÓN.....	27
4.1.2. DESCRIPCIÓN GENERAL DE LOS PATRONES DE CIRCULACIÓN.....	29
<b>4.2. EVOLUCIÓN TEMPORAL Y DINÁMICA ESPACIAL DE LOS PATRONES DE CIRCULACIÓN.....</b>	<b>31</b>
4.2.1. CARACTERÍSTICAS DE TRANSICIÓN, PERSISTENCIA Y FRECUENCIA.....	31
4.2.2. ESTRUCTURA VERTICAL DE LOS PATRONES DE CIRCULACIÓN A ESCALA PLANETARIA.....	34
<b>4.3. LLUVIA ASOCIADA A PATRONES DE CIRCULACIÓN.....</b>	<b>44</b>
4.3.1. PATRONES DE CIRCULACIÓN Y LLUVIA BASADA EN DATOS OBSERVADOS - HYBAM EN LA CUENCA AMAZÓNICA.....	44
4.3.2. PATRONES DE CIRCULACIÓN Y LLUVIA ESTIMADA TRMM-3B42 EN LA CUENCA AMAZÓNICA.....	46
4.3.3. ENFOQUE A LA ZONA OESTE DE LA CUENCA AMAZÓNICA.....	48
<b>4.3.4. COMPARACIÓN DE LA LLUVIA ASOCIADA A LOS PATRONES DE CIRCULACIÓN DE DATOS TRMM E HYBAM.....</b>	<b>55</b>
<b>4.3.5. PATRONES DE CIRCULACIÓN DURANTE EVENTOS HIDROLÓGICOS EXTREMOS.....</b>	<b>58</b>
4.3.5.1. SEQUÍA 2005.....	58
4.3.5.2. SEQUÍAS 1998 Y 2010.....	61
<b>V. CONCLUSIONES.....</b>	<b>66</b>
<b>VI. RECOMENDACIONES_Y_PERSPECTIVAS.....</b>	<b>68</b>
<b>VII. REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....</b>	<b>71</b>
<b>VIII. ANEXOS.....</b>	<b>77</b>

## ÍNDICE DE TABLAS

<b>Tabla 1.</b> Resumen de eventos hidrológicos extremos en la Amazonía y su relación con otros fenómenos. Adaptado de Marengo y Espinoza (2015).....	14
<b>Tabla 2</b> Características de los datos del reanálisis ERA-Interim utilizados.....	15
<b>Tabla 3.</b> Datos de precipitación utilizados en este estudio. ....	18

## ÍNDICE DE FIGURAS

<b>Figura 1.</b> Esquema de las características importantes de la circulación atmosférica sobre Sudamérica en la baja tropósfera.....	6
<b>Figura 2.</b> Régimen del sur (a) y régimen del norte (b) asociado a lluvias según la metodología de Wang y Fu para Diciembre-Enero-Febrero (DEF).....	8
<b>Figura 3.</b> Delimitación del área donde se determinaron los Patrones de Circulación (a) y mapa de subcuencas de la Cuenca Amazónica (b) correspondiente al área de estudio.....	10
<b>Figura 4.</b> Climatología por trimestres de la precipitación a partir del TRMM-3B42 y vientos a 850 hPa (en vectores) a partir del reanálisis ERA-Interim. Los límites de la Cuenca Amazónica y del continente se delimitan en contornos.....	11
<b>Figura 5.</b> Precipitación en el oeste de la Cuenca Amazónica. (a) Climatología de la precipitación anual (mm/año, 1998-2014) utilizando lluvia estimada por el producto TRMM-2A25 PR. (b-e) Regímenes de precipitación anual (mm) establecidos en Espinoza et al (2009a).....	12
<b>Figura 6.</b> Diagrama de Flujos de algoritmos del satélite TRMM. Adaptado por Huamán, 2015 de: Goddard Earth Sciences Data and Information Services Center, NASA.....	16
<b>Figura 7.</b> Área de escaneo del radar de precipitación según la órbita del satélite TRMM.....	17
<b>Figura 8.</b> Esquema del proceso del Self-Organizing Map (SOM).....	21
<b>Figura 9.</b> Esquema de la Clasificación Ascendente Jerárquica.....	22
<b>Figura 10.</b> Representación del cambio de grillas de los datos de lluvia TRMM-3B42 (0.25°x0.25°) a 1°x1°.....	25
<b>Figura 11.</b> Dendograma de la Clasificación Ascendente Jerárquica. La línea negra indica el número de grupos seleccionados.....	28
<b>Figura 12.</b> Clasificación de los Patrones de Circulación. a) Primera etapa de agrupamiento usando la técnica SOM, donde la barra de colores indica el número de días	

<p>pertenecientes a cada grupo, b) segunda etapa de agrupamiento usando la CAJ  y c) la clasificación final de los 9 CPs en el mapa bidimensional del SOM. ....</p>	28
<b>Figura 13.</b> Vectores referentes de los 9 Patrones de Circulación (CPs) definidos. ....	30
<b>Figura 14.</b> Probabilidades promedio de transición y persistencia para el día siguiente en cada CP.....	32
<b>Figura 15.</b> Porcentajes de probabilidades promedio de persistencia para el día siguiente, dos días después y tres días después en cada CP en promedio (a) y para los trimestres DEF (b) y JJA (c).. ....	33
<b>Figura 16.</b> Frecuencia relativa de cada CP anual (barras) y para cada trimestre (en colores, según leyenda).....	34
<b>Figura 17.</b> Circulación asociada para el CP1 (a) y CP2 (b) a 850, 500 y 200 hPa niveles de presión. Los valores estandarizados de vientos se muestran en vectores y la altura geopotencial en líneas de contorno.. ....	36
<b>Figura 18.</b> Circulación asociada para el CP3 (a) y CP4 (b) a 850, 500 y 200 hPa niveles de presión. Los valores estandarizados de vientos se muestran en vectores y la altura geopotencial en líneas de contorno.....	37
<b>Figura 19.</b> Circulación asociada para el CP5 (a) y CP6 (b) a 850, 500 y 200 hPa niveles de presión. Los valores estandarizados de vientos se muestran en vectores y la altura geopotencial en líneas de contorno .....	38
<b>Figura 20.</b> Circulación asociada para el CP7 a 850, 500 y 200 hPa niveles de presión. Los valores estandarizados de vientos se muestran en vectores y la altura geopotencial en líneas de contorno.....	41
<b>Figura 21.</b> Circulación asociada para el CP8 (a) y CP9 (b) a 850, 500 y 200 hPa niveles de presión. Los valores estandarizados de vientos se muestran en vectores y la altura geopotencial en líneas de contorno. ....	42
<b>Figura 22.</b> Esquema tridimensional de la estructura vertical de los CP3 y CP4. ....	43
<b>Figura 23.</b> Anomalías porcentuales de la lluvia de HYBAM asociada a los CPs .....	45
<b>Figura 24.</b> Anomalías porcentuales de la lluvia estimada TRMM-3B42 asociada a los CP ....	48
<b>Figura 25.</b> Anomalías porcentuales de la lluvia de HYBAM (a) y estimada de TRMM- 2A25 asociada a los CPs sobre el oeste de la CA.. ....	50



<b>Figura 26.</b> Porcentajes promedios de anomalías de precipitación (TRMM-2A25) asociada a los CPs para el área oeste de la CA (20°S-2°N, 81°O-65°O).....	51
<b>Figura 27.</b> Función de distribución acumulativa (CDF) para cada CP en DEF (a) y MAM (b).....	53
<b>Figura 28.</b> Función de distribución acumulativa (CDF) para cada CP en JJA (a) y SON (b).....	54
<b>Figura 29.</b> Diferencias de las anomalías de lluvia asociada a los CPs entre TRMM-3B42 e HYBAM al 95% de significancia. Adicionalmente se muestra el valor del RMSE para cada CP.....	56
<b>Figura 30.</b> Raíz cuadrada del error cuadrático medio (RMSE) de la lluvia estimada TRMM-3B42 en la Cuenca Amazónica. Los valores se obtuvieron por punto de grilla entre los 9 CPs. ....	57
<b>Figura 31.</b> Frecuencia promedio de los CPs para Junio-Julio-Agosto (JJA) en barras y su respectiva variación de acuerdo a cada desviación estándar. Los años correspondientes a los eventos extremos se resaltan para el año 1998, 2005 y 2010. ....	59
<b>Figura 32.</b> Lluvia promedio asociada al CP7 (a) en JJA. Anomalías de precipitación promedio asociadas al CP7 (b) en JJA. c) Frecuencia anual del CP7 en JJA, el evento del 2005 se resalta en asterisco. Anomalías de precipitación del CP7 (d)) para el evento 2005. ....	60
<b>Figura 33.</b> Lluvia promedio asociada al CP9 (a) en JJA. Anomalías de precipitación promedio asociadas al CP9 (b) en JJA. c) Frecuencia anual del CP9 en JJA, el evento del 2005 se resalta en asterisco. Anomalías de precipitación del CP9 (d)) para el evento 2005 .....	61
<b>Figura 34.</b> Lluvia promedio asociada al CP6 (a) en JJA. Anomalías de precipitación promedio asociadas al CP6 (b) en JJA. c) Frecuencia anual del CP6 en JJA, los eventos de 1998 y 2010 se resaltan en asterisco. Anomalías de precipitación del CP6 para el evento 1998 (d) y 2010 (e). ....	62
<b>Figura 35.</b> Lluvia promedio asociada al CP2 (a) en JJA. Anomalías de precipitación promedio asociadas al CP2 (b) en JJA. c) Frecuencia anual del CP2 en JJA, el	

evento del 2010 se resalta en asterisco. Anomalías de precipitación del CP2 (d) para el evento 2010 .....	64
<b>Figura 36.</b> Lluvia promedio asociada al CP3 (a) en JJA. Anomalías de precipitación promedio asociadas al CP3 (b) en JJA. c) Frecuencia anual del CP3 en JJA, el evento del 2010 se resalta en asterisco. Anomalías de precipitación del CP3 (d) para el evento 2010. ....	65
<b>Figura 37.</b> Probabilidades promedio de transición y persistencia para el día siguiente en cada CP para DEF. ....	77
<b>Figura 38.</b> Probabilidades promedio de transición y persistencia para el día siguiente en cada CP para a MAM. ....	78
<b>Figura 39.</b> Probabilidades promedio de transición y persistencia para el día siguiente en cada CP para JJA. ....	79
<b>Figura 40.</b> Probabilidades promedio de transición y persistencia para el día siguiente en cada CP para SON. ....	80
<b>Figura 41.</b> Anomalías porcentuales de la lluvia HYBAM (a) y del TRMM-3B42 (b) - asociada a los CPs para DEF .....	81
<b>Figura 42.</b> Anomalías porcentuales de la lluvia HYBAM (a) y del TRMM-3B42 (b) asociada a los CPs para MAM .....	82
<b>Figura 43.</b> Anomalías porcentuales de la lluvia HYBAM (a) y del TRMM-3B42 (b) asociada a los CPs para JJA .....	883
<b>Figura 44.</b> Anomalías porcentuales de la lluvia HYBAM (a) y del TRMM-3B42 (b) asociada a los CPs para SON .....	84

## ÍNDICE DE ANEXOS

<b>Anexo 1.</b> EVOLUCIÓN TEMPORAL DE LOS PATRONES DE CIRCULACIÓN SEGÚN LA ÉPOCA DEL AÑO.....	77
<b>Anexo 2.</b> LLUVIA ASOCIADA A LOS PATRONES DE CIRCULACIÓN SEGÚN LA ÉPOCA DEL AÑO.....	81
<b>Anexo 3.</b> FLUJOGRAMA: PRONÓSTICO DE LLUVIAS UTILIZANDO PATRONES DE CIRCULACIÓN EN LA CUENCA AMAZÓNICA.....	85

## RESUMEN

Este estudio tiene por objetivo identificar Patrones de Circulación (CPs) de macroescala que sintetizan la variabilidad atmosférica intraestacional en estados de circulación recurrentes y reconocibles, en la Cuenca Amazónica (CA). Para ello, se utilizaron vientos diarios del reanálisis ERA-Interim para el periodo 1979-2014. Adicionalmente, se asoció dichos CPs a la lluvia en toda la CA utilizando datos de precipitación basados en observaciones y datos estimados de alta resolución de los productos 3B42 (~25 Km) y 2A25 (~5 Km) del TRMM. Se identificaron 9 CPs utilizando un método híbrido que combina la técnica de redes neuronales (Self-Organizing Maps) y la Clasificación Ascendente Jerárquica. Los CPs muestran un ciclo temporal definido con situaciones alternativas y una duración de 14 días en promedio. Estos describen perturbaciones tropicales y extratropicales que dirigen inicialmente vientos del norte y posteriormente del sur, hacia el norte o este de la CA. La lluvia asociada concuerda con la dinámica de los vientos y muestra anomalías positivas (negativas) ubicadas en el sur (norte) de la CA que se desplazan progresivamente hacia el norte (sur) o este (oeste). Estos resultados muestran consistencia entre la base de datos de precipitación de HYBAM y TRMM. Por otro lado, se analizaron las características de los CPs durante los eventos de sequía extrema de 1998, 2005 y 2010. Se encontró que dichos eventos pueden ser explicados por la frecuencia de ciertos CPs u otros factores (ej. Variables termodinámicas) que influyen en las características de la lluvia. Los resultados de este estudio abren nuevas perspectivas en cuanto al estudio de la circulación atmosférica intraestacional, considerando el uso de CPs como herramienta para el pronóstico de eventos hidrológicos extremos.

**Palabras clave:** variabilidad intraestacional, Patrones de Circulación, precipitación estimada del TRMM, Cuenca Amazónica, sequías extremas

## ABSTRACT

This study aims to identify large scale Circulation Patterns (CPs) that summarize the atmospheric intraseasonal variability in some recognizable and recurring circulation situations in the Amazon Basin (AB). Daily low-level winds from ERA-Interim reanalysis for the period 1979-2014, were used to determine the CPs. In addition, to associate these CPs with rainfall in the whole AB, observational data of precipitation and high-resolution dataset from TRMM 3B42 (~ 25 Km) and 2A25 (~ 5 Km) products were used. Nine CPs were found using a hybrid method, which combine a neural network technique (Self-Organizing Maps) and the Hierarchical Ascendant Classification. CPs show a defined temporal cycle with alternative situations and a duration of 14 days on average. They describe tropical and extratropical perturbations that lead initially northerly winds to southerlies towards the north or east part of the AB. The related rainfall reveals consistent association with the CPs and shows positive (negative) anomalies located in the south (north) part of the AB that goes gradually to the north (south) and east (west). These results demonstrate good agreement in the three rainfall datasets. Furthermore, we examine the performance of these CPs during 1998, 2005 and 2010 extreme droughts. We found that these events could be explained by the frequency of certain CPs or other factors (e.g. thermodynamic variables) that drive the rainfall characteristics. The results of this research allow to further the intraseasonal atmospheric studies, regarding the use of CPs as a tool of hydrological extreme events forecasting.

**Key words:** Intraseasonal variability, Circulation Patterns, TRMM estimated precipitation, Amazon Basin, extreme droughts

## I. INTRODUCCIÓN

La cuenca amazónica (CA) es el sistema hidrológico más grande del mundo (Molinier et al., 1996) y desempeña un rol esencial en el sistema climático global debido a la absorción de humedad, extensa biodiversidad, formación de precipitación y el intercambio de gases atmosféricos, particularmente de CO<sub>2</sub> (Brienen et al., 2015). Sin embargo, la CA es considerada actualmente como un sistema biofísico en transición (Davidson et al., 2012) debido a la mayor frecuencia de eventos hidrológicos extremos (Marengo y Espinoza, 2015) y de la creciente presión antrópica que incluye cambios en el uso de suelo, explotación energética y de recursos, etc. (ej. Veldman et al., 2011; Davidson et al., 2012). Por lo tanto, resulta de gran importancia entender la variabilidad atmosférica e hidroclimática actual para desarrollar mejores herramientas en el pronóstico de eventos extremos y escenarios realistas de impactos del cambio climático en dicha región.

La CA tiene en general, un clima tropical debido a su ubicación (5°N - 20°S) el cual incluye regímenes de precipitación que siguen un patrón estacional que difiere según la región (Espinoza et al., 2009). Dichos regímenes son influenciados por sistemas climáticos de macroescala (> 2000 Km; Orlanski et al 1975) según la época del año, como el sistema del Monzón Sudamericano (SAMS; Vera et al., 2006a), la Zona de Convergencia del Atlántico Sur (SACZ; Carvalho et al., 2002, 2004) y el Jet de Bajos Niveles (LLJ; Marengo et al., 2004). Además, existe una variabilidad a escalas de tiempo de mayor frecuencia que ocurren dentro de los regímenes estacionales (Satyamurty et al., 1998). Por ejemplo, las perturbaciones extratropicales son una de las principales causas de estas variaciones denominadas intraestacionales; las cuales traen como consecuencia incursiones de viento frío en el invierno austral (Vera et al., 2002; Espinoza et al., 2013) y modificaciones en el sistema SACZ (ej. Liebmann et al., 1999; 2004; Carvalho et al., 2002, 2004). Estos cambios también influyen en los procesos de precipitación, lo cual resulta en una oscilación de días lluviosos y secos durante la misma época (Nogues-Paegle y Mo, 1997).

El estudio de la circulación atmosférica intraestacional y su relación con la precipitación en la CA ha sido recientemente documentado. En Wang y Fu (2002) se relacionó el flujo meridional trans-ecuatorial en el oeste de la Amazonía. El flujo dominante del sur se asoció a lluvias al

norte del ecuador, mientras que un régimen del norte coincidía con lluvias en la CA y regiones subtropicales de Sudamérica. Otros estudios sugieren la descomposición de la variabilidad atmosférica en estados recurrentes y diferenciables (tipos de tiempo o patrones de circulación atmosférica), los cuales son asociados posteriormente a otras variables meteorológicas (e.j. Solman y Menendez, 2003; Moron et al., 2008; Gueye et al., 2010). De manera particular, esta metodología de estudio aplicada sobre la CA, ha sido evaluada en Espinoza et al., (2012, 2013). En dicho estudio se demostró la relación de 6 a 8 patrones de circulación atmosférica (según la época del año) y la propagación de lluvia desde la cuenca del Plata hacia el noreste de la CA. En ese caso, se utilizó la segunda generación del reanálisis ERA-40 (resolución espacial de  $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$ ) para los datos de circulación atmosférica y para la precipitación, solo se obtuvo datos in situ de la llanura de Bolivia y el noroeste de Brasil, así como proxies de la convección (radiación saliente de onda larga, OLR) debido a la falta de datos observados en la zona oeste de la CA.

Una de las grandes dificultades al realizar estudios hidroclimáticos en la CA es precisamente el limitado monitoreo de la precipitación en algunas zonas de la región amazónica. No obstante, la teledetección ha tenido un gran desarrollo en los últimos años y la precipitación estimada por satélites se ha convertido en una fuente de datos alternativa. Los productos del Tropical Rainfall Measurement Mission (TRMM; Huffman et al., 2007) son unos de los más reconocidos y documentados sobre su desempeño en la CA. Por ejemplo, algunos “biases” o sesgos han sido detectados entre la precipitación observada y estimada en regiones amazónicas a escala de tiempo mensual, anual y diaria (Condom et al., 2011; Buarque et al., 2011; Scheel et al., 2011; entre otros). Adicionalmente, ciertas mejoras en los productos del TRMM se han documentado en Zulkafli et al. (2014) para el producto TRMM V7 a resolución temporal diaria. Por otro lado, los productos del TRMM han sido usados como datos de entrada en modelos hidrológicos para la CA (ej. Paiva et al., 2011; Guimberteau et al., 2012; Zubieta et al., 2015). Pese a estos avances, es de mucha importancia continuar con los estudios relativos a la validación de la precipitación estimada por satélites en la CA especialmente a escala de tiempo intraestacional que aún no ha sido documentada.

La presente investigación tiene por objetivo definir patrones de circulación (CPs) intraestacionales que sinteticen la circulación atmosférica intraestacionales de macroescala en bajos niveles para el periodo 1979-2014 utilizando vientos del reanálisis ERA-Interim en la última versión actualizada y mejorada de resolución espacial  $1.75^{\circ} \times 1.75^{\circ}$  (Dee et al., 2011). Asimismo, analizar su relación con la lluvia en la Cuenca Amazónica utilizando diferentes bases de datos de precipitación (de resolución espacial de  $\sim 100\text{Km}$ ,  $\sim 25\text{ Km}$  y  $5\text{Km}$ ) en toda

la CA, por primera vez a escala intraestacional. Para ello se desarrollaron los siguientes objetivos específicos:

- Determinar Patrones de Circulación (CP) a partir de técnicas estadísticas para la agrupación de estados atmosféricos recurrentes a 850 hPa a una escala temporal intraestacional.
- Analizar la evolución temporal y estructura vertical de los CPs.
- Asociar los CPs con las precipitaciones en la CA mediante el uso de información basada en datos HYBAM ( $1^{\circ}\times 1^{\circ}$ ) y lluvia estimada de los productos 3B42 ( $0.25^{\circ}\times 0.25^{\circ}$ ) y 2A25 ( $0.05^{\circ}\times 0.05^{\circ}$ ) del TRMM.
- Comparar la precipitación asociada a los CPs provenientes de los datos estimados del TRMM con los datos de HYBAM.
- Identificar características típicas de la ocurrencia de los CP durante las sequías extremas del 2005 y 2010.

Este estudio no solo abre nuevas perspectivas de estudio en cuanto a la variabilidad atmosférica intraestacional en la Amazonía sino que los resultados de este trabajo pueden ser útiles para mejorar el pronóstico de las lluvias en la CA y por lo tanto, optimizar el sistema de alerta ante eventos extremos en las regiones amazónicas.



## **II. REVISIÓN DE LITERATURA**

### **2.1. CIRCULACIÓN ATMOSFÉRICA DE MACROESCALA**

La circulación atmosférica de macroescala y los fenómenos meteorológicos que ocurren a esta escala espacial corresponden a un área entre los 2000 – 100 000 km<sup>2</sup> (Orlanski, 1975). La Administración Nacional Oceánica y Atmosférica (NOAA, por sus siglas en inglés) la define como aquellos sistemas meteorológicos de gran escala que ocurren de varios cientos a miles de kilómetros de diámetro (NOAA, 2009).

Uno de los fenómenos más conocidos a esta escala espacial son las denominadas ondas de latitudes medias u ondas de Rossby, las cuales se forman debido a las diferencias térmicas latitudinales entre zonas tropicales y extratropicales; además de la influencia de barreras montañosas (ej. los Andes; Seluchi y Marengo, 2000). Este sistema influye en otros de menor escala espacial, a través de las incursiones de viento frío en el invierno austral (Vera et al., 2002) o las modificaciones de la Zona de Convergencia del Atlántico Sur en el verano austral (SACZ; Liebmann et al., 1999; 2004).

Dichos sistemas atmosféricos presentan determinadas características a diversas escalas temporales: interanual, anual, estacional, intraestacional, sinóptico, etc. Para fines de este estudio se explicará los sistemas más importantes de la circulación estacional e intraestacional que influye el clima en la CA en las secciones posteriores.

### **2.2. CIRCULACIÓN ATMOSFÉRICA ESTACIONAL**

A nivel estacional se presentan algunas estructuras típicas en Sudamérica. Entre ellas se explicarán las más importantes para el clima de la CA:

#### **2.2.1. ZONA DE CONVERGENCIA INTERTROPICAL (ZCIT)**

Es una región estrecha móvil donde convergen los vientos alisios de los dos hemisferios (OMM, 1967) y se caracteriza por una profunda y húmeda convección, la cual está asociada a la zona de ascenso de las celdas de Hadley debido al mayor calentamiento en el ecuador (ej. Xie y Philander, 1994). Este sistema desplaza hacia el norte y hacia el sur en un ciclo

estacional; por ejemplo, en los meses de marzo a mayo alcanza su posición máxima hacia el sur (ej. Kousky y Ferreira, 1981). La posición y el tiempo de desplazamiento de la ZCIT, por lo tanto, tienen importantes implicaciones para el inicio y la duración de las lluvias en los Andes ecuatoriales y diversas regiones amazónicas (Garreaud, 2007).

### **2.2.2. SISTEMA MONZÓNICO SUDAMERICANO**

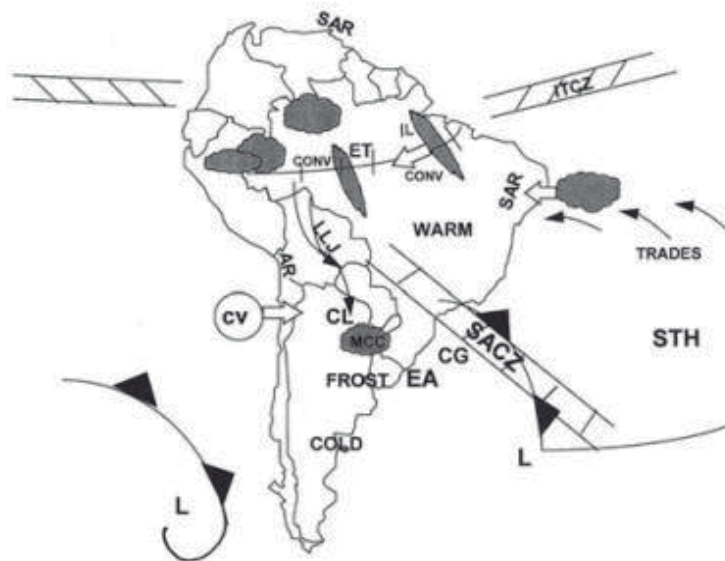
El Sistema Monzónico Sudamericano (SAMS, por sus siglas en inglés) constituye uno de los mayores regímenes de circulación en Sudamérica. La fase húmeda de este sistema inicia a comienzos de octubre y se caracteriza por presentar intensas lluvias, especialmente en las regiones del centro y este de Brasil, y las regiones de los andes entre 12°S-32°S donde más del 50% de la lluvia total anual se observa en estas regiones durante la fase madura del SAMS, en la época del verano austral (Diciembre-Febrero; ej. Kousky et al., 1988).

Una de las forzantes del SAMS se origina en los vientos alisios que transportan la humedad desde el Atlántico. Los Andes actúan como una barrera para la circulación de bajos niveles y desvían este flujo hacia el sur sobre la zona oeste de Brasil, Bolivia y Paraguay. Adicionalmente el intenso calor latente sobre la región del Chaco favorece a la formación de una baja presión térmica en superficie y en altos niveles, una alta presión denominada Alta de Bolivia que favorece la ocurrencia de lluvias en el verano austral sobre el Altiplano. El movimiento ascendente sobre el continente es compensado por un movimiento descendente sobre los océanos adyacentes Pacífico y Atlántico. Estas regiones oceánicas se caracterizan por presentar subsidencia en bajos niveles, mientras que en la tropósfera superior existe una circulación ciclónica. (Garreaud et al., 1999)

Por otro lado, algunos de los sistemas acoplados al SAMS que se detallan a continuación:

#### **a. Zona de Convergencia del Atlántico Sur (SACZ)**

La Zona de Convergencia del Atlántico Sur (SACZ) es una configuración que se presenta como una banda nubosa que se extiende en la dirección sureste-noroeste y cuya persistencia e intensidad definen la variación espacial y temporal de la lluvia. (Nogues-Peagle y Mo, 1997; Carvalho et al., 2002, 2004). Esta se ubica aproximadamente entre los 15° y 40°S en bajos niveles (< 850 hPa) y es la responsable del transporte de vapor de agua y calor desde la cuenca del Amazonas hacia Paraguay, norte de Argentina y sudeste de Brasil, así como del desarrollo de sistemas convectivos de mesoescala sobre la cuenca del Plata.



Donde: IL=línea de inestabilidad, CL = baja de Chaco, LLJ=jet de bajos niveles, ET=vaguada ecuatorial, SAR=región semiárida, MCC=complejo convectivo de mesoescala, CG=ciclogénesis, STH=Alta subtropical, EA= anticiclón extratropical, L=centro de baja presión (FUENTE: Satyamurty et al., 1998).

**Figura 1.** Esquema de las características importantes de la circulación atmosférica sobre Sudamérica en la baja tropósfera.

El sistema SACZ presenta además una variabilidad en diferentes escalas de tiempo que han sido documentados en diversos estudios (ej. Liebmann et al., 1999, 2004; Carvalho et al., 2002; 2004).

#### **b. Jet de Bajos Niveles Sudamericano (SALLJ)**

El Jet de Bajos Niveles Sudamericano es un sistema que se forma por el transporte de humedad en dirección oeste (a través de un giro anticiclónico) desde el océano Atlántico hacia la CA y hacia el sur en dirección a la cuenca del Plata de Sudamérica. El fortalecimiento de esta circulación al este de los andes en las regiones de Santa Cruz y Mariscal Estigarribia (Bolivia) da lugar al denominado SALLJ (ej. Marengo et al., 2004).

Uno de los criterios para la identificación del SALLJ fue propuesto por Bonner (1968), el cual consiste en: 1) identificar vientos a 850 hPa de velocidades mayor o igual a  $12 \text{ m.s}^{-1}$ , 2) una cizalladura vertical mayor o igual a  $6 \text{ m.s}^{-1}$  entre los 850 y 700 hPa; y 3) un componente meridional del viento mayor al componente zonal.

Los eventos del SALLJ se detectan en todo el año, pero es preferente para la época de Noviembre a Febrero (75% de eventos) donde se acopla al sistema SAMS. Por otro lado, los eventos SALLJ que ocurren en invierno se asocian a la intensidad y posición del anticiclón del Atlántico Subtropical (Marengo et al., 2004). Asimismo, perturbaciones extratropicales como las ondas de latitudes medias influyen en el comportamiento del SALLJ (Liebmann et al., 2004; Marengo et al., 2004).

### **2.3. CIRCULACIÓN ATMOSFÉRICA INTRAESTACIONAL**

La escala de tiempo intraestacional comprende las variaciones que suceden dentro de cada estación. Específicamente, las fluctuaciones atmosféricas con periodos que van entre los 10-90 días se denominan como variabilidad intraestacional (Garreaud y Aceituno, 2001). A continuación se presentan algunos de los sistemas atmosféricos definidos en esta escala temporal.

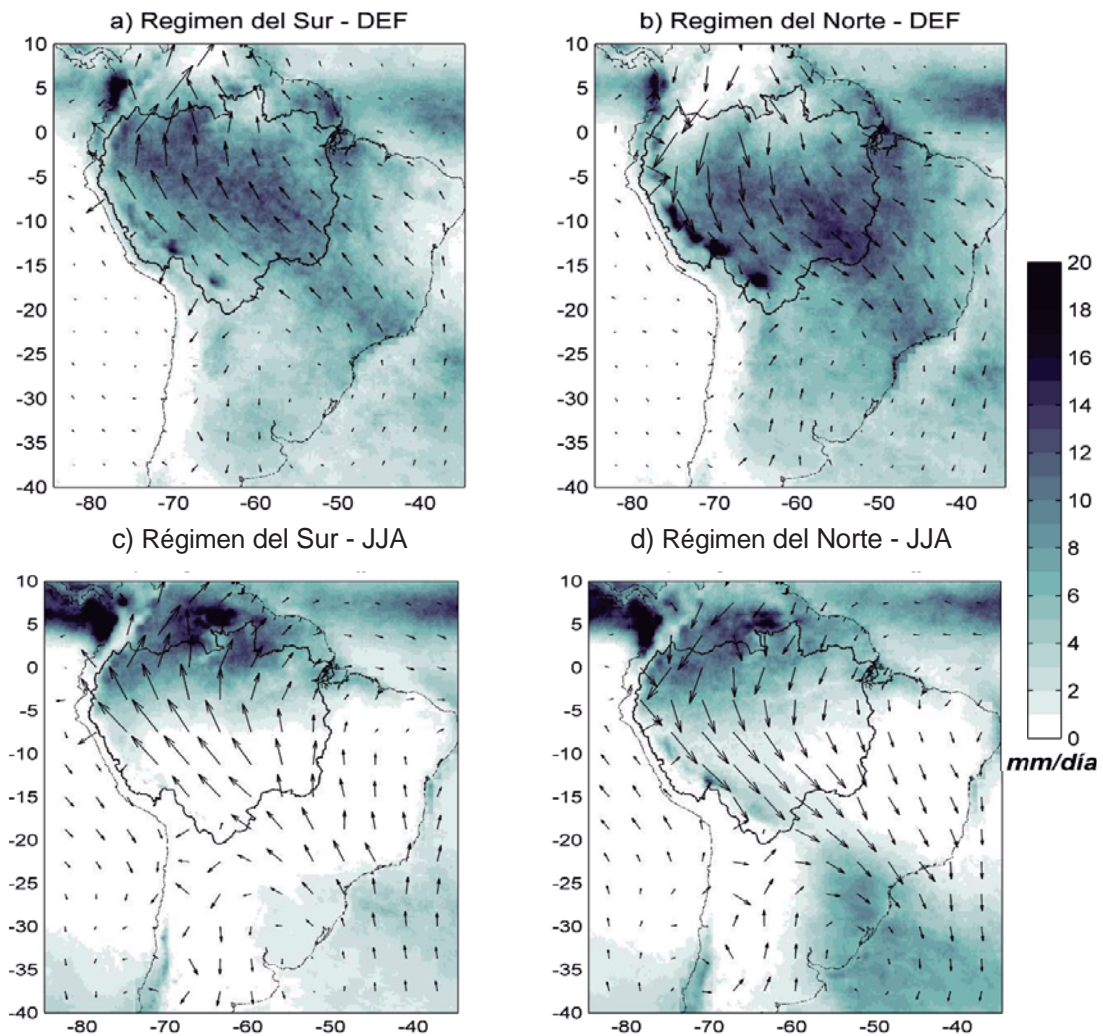
#### **2.3.1. OSCILACIÓN DE CONDICIONES SECAS Y HÚMEDAS (SASS)**

Una de las variaciones más notorias a escala intraestacional sobre la región tropical y subtropical de Sudamérica, es la oscilación de condiciones secas y húmedas (South America Seesaw, SASS) con periodos de duración entre 2 y 3 semanas durante el verano austral (Nogues-Paegle y Mo, 1997; Liebmann et al., 1999). Este sistema se caracteriza por presentar eventos asociados a una intensa actividad convectiva sobre la SACZ que se asocia a condiciones secas sobre la llanura subtropical de Sudamérica. Por otro lado, un debilitamiento del sistema SACZ, se relaciona a condiciones lluviosas en dichas llanuras y se caracteriza además por una alta actividad del LLJ, el cual transporta humedad desde la zona tropical hacia esas regiones. Este sistema se ve influenciado además por perturbaciones extratropicales en la tropósfera alta aproximadamente en los 200 hPa (Nogues-Paegle y Mo, 1997).

#### **2.3.2. FLUJO MERIDIONAL TRANS-ECUATORIAL**

Dos regímenes de circulación se identificaron en Wang y Fu (2002) al estudiar la variabilidad de la circulación atmosférica en la baja tropósfera (925 hPa) en el oeste ecuatorial de la región Amazónica: un régimen del norte y un régimen del sur (Figura 2). Este estudio relacionó el flujo meridional de bajos niveles con la precipitación en Sudamérica. Un flujo predominante del sur se asocia a lluvias al norte del ecuador, mientras que un régimen del norte coincide con lluvias en la Amazonía y regiones subtropicales de Sudamérica. Estos regímenes se encuentran en todas las épocas del año, aunque presentan un predominio del flujo del norte en verano

austral y del sur en invierno. Adicionalmente, pueden presentar ciertas variaciones debido a perturbaciones en la circulación. Por ejemplo, las ondas tropicales del este pueden favorecer a un régimen del norte en el invierno austral. (Wang y Fu, 2002).



**Figura 2.** Régimen del sur (a) y régimen del norte (b) asociado a lluvias según la metodología de Wang y Fu para Diciembre-Enero-Febrero (DEF).

FUENTE: Elaboración propia

#### 2.4. PATRONES DE CIRCULACIÓN

Los patrones de circulación (CP) pueden definirse como el resultado de la partición de estados atmosféricos recurrentes que pueden estar relacionados con algunas variables dependientes como la temperatura o precipitación (Hewitson y Crane, 2002). La Organización Meteorológica Mundial (OMM, 1967), lo define como la configuración de una circulación atmosférica de características definidas sobre una región específica.

Para definir estos CPs, existen diversos métodos de agrupamiento de datos o llamados también “métodos de clustering”, que han sido utilizados comúnmente para investigar la variabilidad atmosférica regional a escala de tiempo de alta frecuencia: sinóptica e intraestacional (Hewitson y Crane, 2002; Solman y Menéndez, 2003; Morón et al., 2008; Betolli et al., 2010; Gueye et al., 2010; Espinoza et al., 2012, 2013).

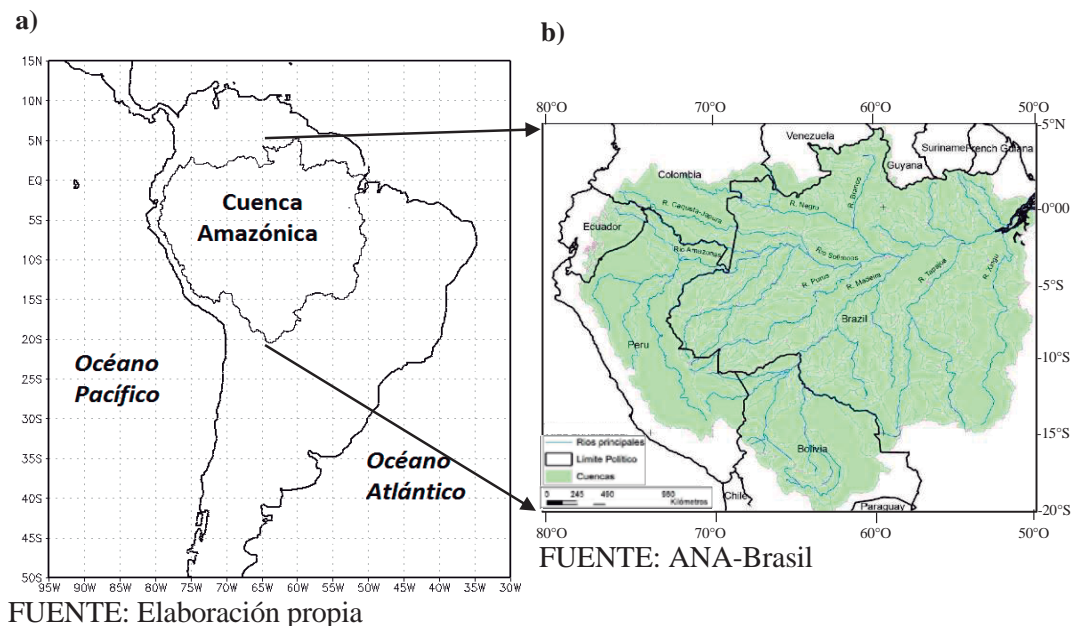
Por ejemplo, para la época del invierno austral se identificaron 5 tipos de tiempo o patrones de circulación (Solman y Menéndez, 2003) que describían la propagación de una onda Rossby hacia el este sobre Sudamérica. Tres de estos tipos de tiempo se asocian a un descenso de la temperatura sobre Argentina, mientras que los otros se relacionan a condiciones cálidas. Por otro lado, se identificó una secuencia asociada a lluvias sobre el centro y norte de Argentina que posteriormente es suprimida por condiciones más secas.

Particularmente, esta metodología ha sido aplicada en la región amazónica en Espinoza et al (2012, 2013). En dicho estudio se identificaron entre 6 a 8 CPs (dependiendo de la estación) de una duración aproximada de 10 días. Estos CPs se organizan en un ciclo temporal que inicia por una circulación predominante del norte que favorece lluvias en la cuenca del Plata y que se asocia a una perturbación extratropical de latitudes medias. La propagación de esta onda hacia el este da lugar a un cambio en la circulación que favorece la convergencia de vientos del norte y sur, lo cual conlleva a un desplazamiento hacia el norte de la precipitación hacia la zona sur de la CA. Posteriormente, una fase negativa del SACZ y la presencia de frentes fríos que migran hacia el norte, se asocian a un incremento de la precipitación en la zona noreste de la CA. (Espinoza et al., 2013). Finalmente, una circulación predominante del sur favorecida por la propagación del tren de ondas, converge con los vientos alisios en el noreste de la CA y se asocia a precipitaciones en esta región.

### III. MATERIALES Y MÉTODOS

#### 3.1. DESCRIPCIÓN DEL ÁREA DE ESTUDIO

Para identificar los tipos de circulación predominante intraestacional que corresponden a la escala espacial de macroescala (2000 – 100 000 km<sup>2</sup>), se seleccionó el área que comprende los 50°S-15°N, 100°O-30°O (Figura 3a). Por otro lado, el presente trabajo se centra en caracterizar dicha circulación y su influencia sobre la Cuenca Amazónica (CA). De este modo, los análisis posteriores se enfocan sobre esta región, la cual se encuentra aproximadamente entre los 80°O-50°O y 20°S-5°N (Figura 3b).



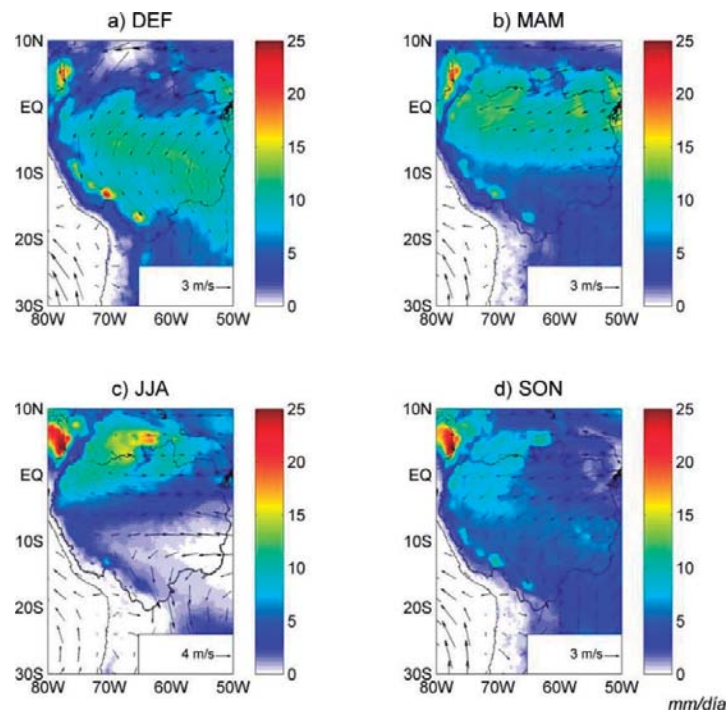
**Figura 3.** Delimitación del área donde se determinaron los Patrones de Circulación (a) y mapa de subcuencas de la Cuenca Amazónica (b) correspondiente al área de estudio.

La CA, posee un área estimada de 6 869 000 km<sup>2</sup> (Goulding et al., 2003) y una descarga media anual de 206 000 m<sup>3</sup>/s (Callede et al., 2010). Representa más del 60% del territorio peruano hacia donde drena el 98% de sus recursos hídricos. Es la selva más grande de la tierra puesto que cubre aproximadamente el 40% del territorio sudamericano (6 000 000

km<sup>2</sup>) y es una rica fuente de biodiversidad ya que contiene alrededor de un cuarto de todas las especies terrestres.

La CA se divide en tres grandes unidades morfológicas: el 44% de su superficie pertenece a los escudos geológicos guyanés y brasilero, el 45% en la llanura amazónica, y el 11% en los Andes. Esta cuenca cubre siete países: Brasil (63%), Perú (16%), Bolivia (12%), Colombia (6%), Ecuador (2%), Venezuela y Guyana (1%) (Figura 3b).

La región amazónica es una fuente de calor y humedad para el clima global. Esta presenta diversos regímenes de precipitación. El tipo tropical sur y tropical norte, se caracterizan por presentar una fuerte estacionalidad donde los máximos valores de precipitación se alcanzan en Diciembre-Enero-Febrero y Junio-Julio-Agosto respectivamente (Figura 4, a y c).



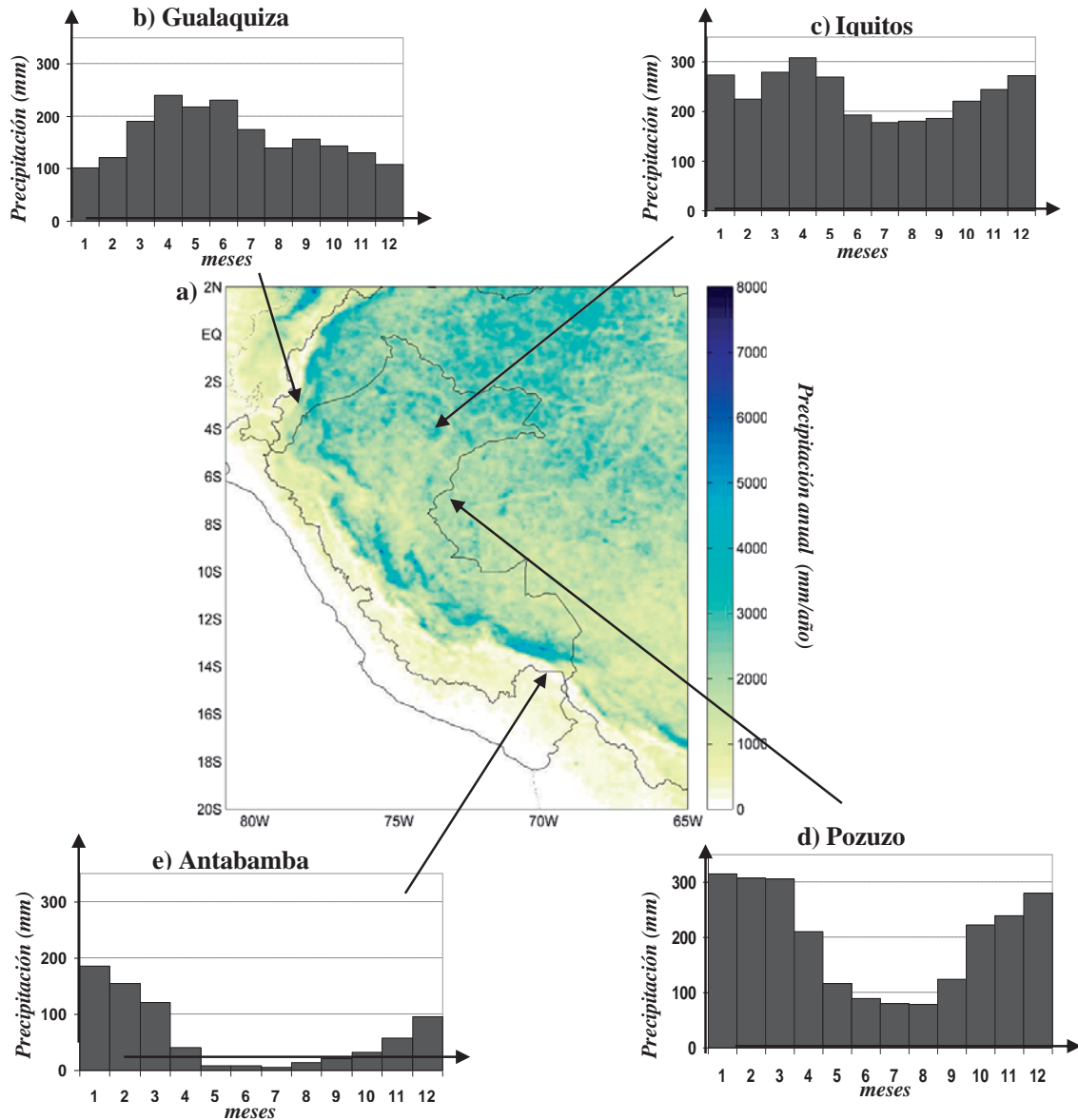
**Figura 4.** Climatología por trimestres de la precipitación a partir del TRMM-3B42 y vientos a 850 hPa (en vectores) a partir del reanálisis ERA-Interim. Los límites de la Cuenca Amazónica y del continente se delimitan en contornos.

FUENTE: Elaboración propia.

Por otro lado, los regímenes de precipitación también varían de acuerdo a regiones dentro de la CA. Por ejemplo un régimen tropical sur se observa en las estaciones de Pozuzo y Antabamba (Figura 5; d y e); mientras que el régimen tropical norte en la estación Gualaquiza, Ecuador (Figura 5, b). También existe un régimen ecuatorial que predomina en las regiones



próximas al ecuador, como en la estación Iquitos (Figura 5, c) donde se presentan precipitaciones en todo el año. Finalmente, existe además un régimen que se caracteriza por presentar los valores máximos de precipitación en los meses de Marzo-Abril-Mayo y Setiembre-Octubre-Noviembre. Esta estacionalidad es controlada básicamente por el océano Atlántico y su relación con el movimiento de la Zona de Convergencia Intertropical (Espinoza et al., 2009b).



**Figura 5.** Precipitación en el oeste de la Cuenca Amazónica. (a) Climatología de la precipitación anual (mm/año, 1998-2014) utilizando lluvia estimada por el producto TRRM-2A25 PR. (b-e) Regímenes de precipitación anual (en mm) establecidos en Espinoza et al (2009a).

### **3.1.1. EVENTOS HIDROLÓGICOS EXTREMOS EN LA CUENCA AMAZÓNICA**

La CA ha sido escenario de eventos hidrológicos extremos en los últimos años. Las sequías en 1998, 2005 y 2010 e inundaciones en 1999, 2009, 2012 y 2014 son algunos ejemplos que se caracterizan no solo por su fuerte intensidad que supera eventos pasados sino por la mayor frecuencia con la que se produjeron (ej. Marengo et al., 2008; 2011; Espinoza et al., 2011, 2013).

Este tipo de eventos se ha estudiado generalmente analizando la variabilidad de los caudales en las subcuencas de esta región ya que estos son explicados por la variabilidad de las lluvias en gran parte (Espinoza et al. 2011). Estos estudios, muestran una evolución regional diferente de los caudales máximos anuales, donde por un lado se tiene un aumento de caudales máximos al noroeste de la CA y por otro, una disminución severa en los caudales de estiaje en las zonas de Perú, Bolivia y sur de Brasil pertenecientes a la CA. (Espinoza et al., 2009a). De esta manera, se ha identificado una intensificación del ciclo hidrológico en las últimas décadas, como lo refieren Marengo y Espinoza (2015).

Otros estudios han relacionado además estos eventos hidrológicos extremos con fenómenos de escala interanual como el ENSO, donde los océanos Pacífico y Atlántico tienen un rol importante en las precipitaciones sobre la Amazonía. Durante El Niño, la intensa actividad convectiva sobre las aguas más cálidas en el Pacífico central determina un ascenso del aire y subsidencia, propio de las células de Walker, lo cual inhibe las precipitaciones sobre la Amazonía y el noreste de Brasil, en el otro lado de la los Andes. Sin embargo, algunos eventos de sequías como los de 1963-64, 1979-81 y 2005 no estuvieron relacionados a El Niño, sino a un calentamiento del océano Atlántico Tropical norte (Marengo y Espinoza, 2015). Por otro lado, las inundaciones en la Amazonía están relacionados a los eventos La Niña, a través de procesos de teleconexiones y a un calentamiento del océano Atlántico tropical sur. (Espinoza et al., 2013, 2014).

**Tabla 1.** Resumen de eventos hidrológicos extremos en la Amazonía y su relación con otros fenómenos. Adaptado de Marengo y Espinoza (2015).

Año	Evento hidrológico extremo	Asociado a
1906	SEQUÍAS	EN
1912		
1916		
1925-26*		
1948		
1963-64		ATN Cálido
1979-1981		EN + ATN Cálido
1982-1983		
1995		
1997-1998		ATN Cálido
2005		EN + ATN Cálido
2010		
1953	INUNDACIONES	-
1976		LN
1989		
1999		
2009*		ATS Cálido
2012*		LN + ATS Cálido
2014		OIP Cálido + ASS
EN=El Niño; LN=La Niña; ATN=Atlántico Tropical Norte; ATS=Atlántico Tropical Sur; ASS=Atlántico Subtropical Sur; OIP=Océano Indo-Pacífico; *Eventos considerados en su momento como sucedidos “una vez en el siglo”		

## 3.2. DATOS

### 3.2.1. VIENTO Y ALTURA GEOPOTENCIAL

En este estudio se utilizó las variables “u” y “v” que se refieren a la componente zonal y meridional del viento, respectivamente. La variable “u” indica la velocidad en la dirección este (valores positivos) –oeste (valores negativos); mientras que la variable “v” indica la velocidad del viento en la dirección norte (valores positivos) – sur (valores negativos).

Por otro lado, la altura geopotencial representa la altura de una superficie de presión con respecto al nivel del mar. Esta variable sirve para analizar la estructura vertical de la atmósfera, especialmente para identificar zonas de altas y bajas presiones. En este estudio se tomara como niveles de presión: 850hPa, 500hPa y 200hPa.

La información de las variables descritas en este estudio proviene de los datos de reanálisis, los cuales dan una descripción numérica del estado del clima global. Estos resultan de una combinación de la asimilación de datos observados (radiosondas, satélites, boyas, reportes de aeronaves y embarcaciones, etc.) y modelos de pronóstico meteorológicos que producen una base de datos grillados de diversas variables atmosféricas y oceánicas con diferentes resoluciones temporales.

En el presente trabajo de investigación se utilizó el reanálisis ERA-Interim (Dee et al., 2011). Esta base de datos pertenece al Centro Europeo de Previsión Meteorológica a Medio Plazo (ECMWF por sus siglas en inglés) y constituye su versión más actualizada y mejorada en comparación a sus predecesores.

Estos datos fueron tomados para el periodo 1979-2014 y son de libre acceso (<http://apps.ecmwf.int/datasets/data/interi-full-daily/><sup>1</sup>). A continuación se resumen en el cuadro 2.

**Tabla 2.** Características de los datos del reanálisis ERA-Interim utilizados.

Variable	Resolución espacial	Resolución temporal	Nivel vertical	Área	Periodo
Viento zonal y meridional (“u” y “v”)	1.5°x1.5°	Datos diarios (0h, 6h, 12h, 18h)	850 hPa	50°S-15°N 95°-30°O	1979-2014
Altura geopotencial			850 hPa, 500 hPa y 200 hPa	60°S-60°N 180°E -180°O	

### 3.2.2. PRECIPITACIÓN DEL OBSERVATORIO HYBAM

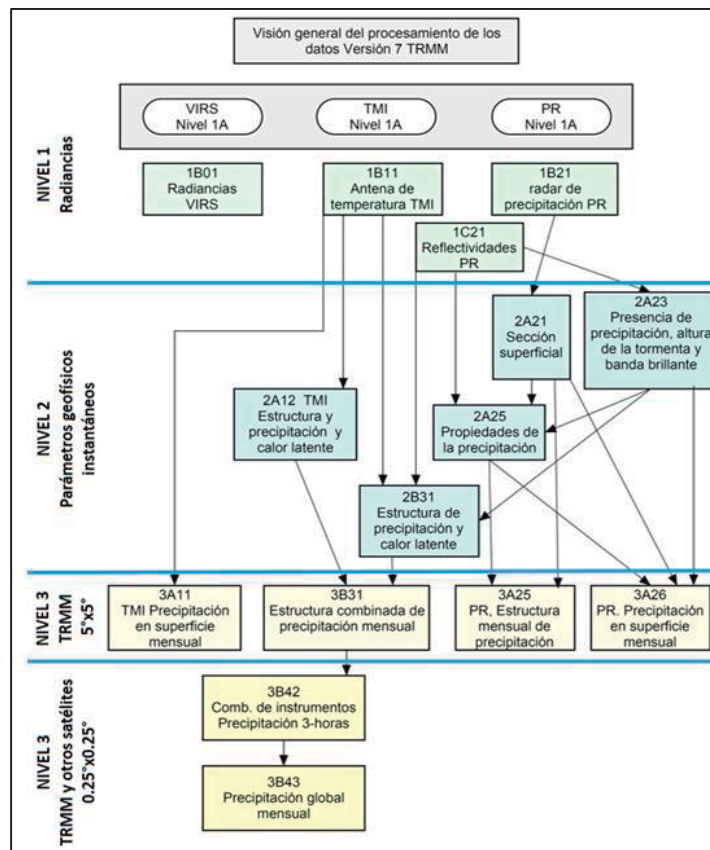
Los datos del observatorio de Hidrogeodinámica de la Cuenca Amazónica (HYBAM, [www.ore-HYBAM.org](http://www.ore-HYBAM.org)) provienen de 752 estaciones pluviométricas in situ distribuidas en la cuenca amazónica. Estas contienen información de precipitación diaria que ha sido espacialmente interpolada, utilizando el método del Kriging, a una grilla de 1°x1° para generar una matriz de datos grillados de lluvia diaria para el periodo 1980 - 2009 (Guimberteau et al, 2012; Espinoza et al., 2015; Zubieta et al., 2015).

<sup>1</sup> Revisado el 15 de mayo de 2015

### 3.2.3. PRECIPITACIÓN ESTIMADA DEL TRMM

La Misión de Medición de Lluvias Tropicales (TRMM por sus siglas en inglés) es una misión conjunta entre la Administración Nacional Aeronáutica y del Espacio (NASA) de los Estados Unidos y la Agencia de Exploración Aeroespacial de Japón (JAXA) para estudiar la lluvia en investigaciones climáticas ([trmm.gsfc.nasa.gov](http://trmm.gsfc.nasa.gov)<sup>2</sup>).

La información registrada por los sensores a bordo del satélite del TRMM, incluido el radar de precipitación, ha sido dispuesta en tres niveles, los cuales se distinguen por el procesamiento que se les ha hecho a las mediciones (Figura 6).

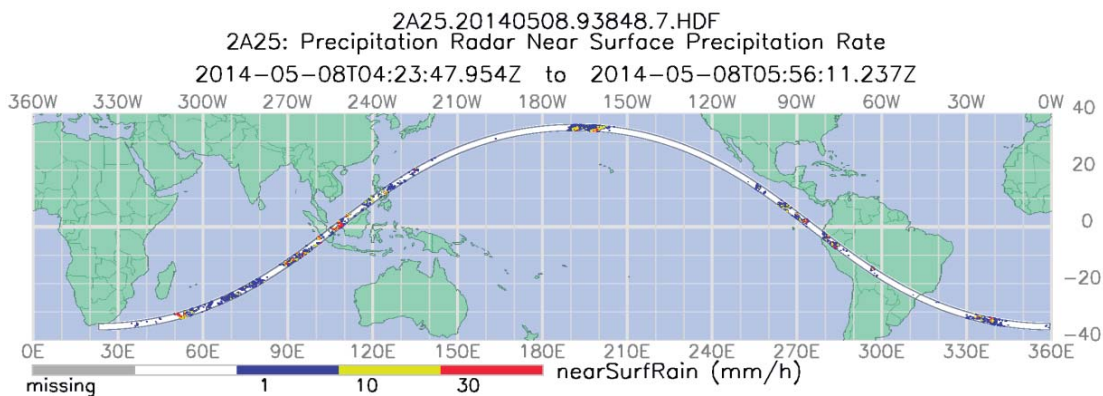


**Figura 6.** Diagrama de Flujos de algoritmos del satélite TRMM. Adaptado por Huamán, 2015 de: Goddard Earth Sciences Data and Information Services Center, NASA.

Aquellos que se utilizaron en este estudio son los siguientes:

<sup>2</sup> Revisado el 10 de agosto de 2015

- El **producto 3B42 V7** del nivel 3, que provee información de precipitación diaria a una resolución de  $0.25^\circ \times 0.25^\circ$ . Estos utilizan una combinación de mediciones de radiación infrarroja (satélite GOES), de microondas de varios satélites, datos de algunas estaciones meteorológicas y mediciones del radar de precipitación del TRMM (Chávez, 2013; Zubieta et al., 2015). Para este producto se escogió el área que abarca la CA:  $10^\circ\text{N}$   $30^\circ\text{S}$ ,  $80^\circ$ -  $55^\circ$  O
- El **producto 2A25** que da un estimado de lluvia en la superficie a partir del valor de reflectividad del radar de precipitación del TRMM a una resolución de  $0.05^\circ$ . Debido a que dicho producto solo provee información del radar de precipitación, los datos de lluvia dependen del recorrido de la órbita polar del satélite TRMM (Figura 7). De esta manera la información varía a nivel temporal y espacial; por ejemplo, se requiere aproximadamente 3 días para que el radar pase por el mismo punto. Por otro lado, debido a la alta resolución espacial de este producto y a que el procesamiento de datos es más complejo, puesto que es necesario reasignar los datos a coordenadas cartesianas usando interpolación bilineal (Chávez, 2013), la utilización de estos datos requiere una alta demanda computacional. Es por ello que solo se seleccionó el área que comprende el área:  $2^\circ\text{N}$   $20^\circ\text{S}$ ,  $81^\circ$ -  $65^\circ$  O, la cual cubre la Amazonía peruana hasta la estación hidrometeorológica Tamshiyacu ubicada en  $4^\circ\text{S}$  -  $73^\circ 13'$  W (de ahora en adelante, cuenca de Tamshiyacu).



**Figura 7.** Área de escaneo del radar de precipitación según la órbita del satélite TRMM.

FUENTE: <http://www.disc2.gesdisc.eosdis.nasa.gov/><sup>3</sup>

<sup>3</sup> Revisado el 23 de abril de 2016

En total, se dispuso de tres fuentes de datos para la precipitación en la CA. El cuadro 3 muestra un resumen de los productos que se utilizaron.

**Tabla 3.** Datos de precipitación utilizados en este estudio.

<b>Producto</b>	<b>Resolución Espacial</b>	<b>Área</b>	<b>Periodo común</b>
HYBAM	1°X1° ~ 100 Km	Cuenca Amazónica	1998-2009
TRMM 3B42	0.25°X0.25° ~ 25 Km	10°N 30°S, 80°- 55° O	
TRMM 2A25	0.05° x 0.05° ~ 5 Km	2°N 20°S, 81°- 65° O	

### **3.3. MÉTODOS**

En esta sección se presentan los métodos y técnicas aplicadas para el cumplimiento de los objetivos.

#### **3.3.1. DEFINICIÓN DE LOS PATRONES DE CIRCULACIÓN.**

En primer lugar, como el objetivo es obtener patrones de escala temporal intraestacional, este estudio se enfoca en la variabilidad de alta frecuencia; es decir, se omitieron los ciclos anuales y estacionales (de baja frecuencia) aplicando filtros numéricos, de manera que solo resta la variabilidad intraestacional (< 15 días). Asimismo, los datos fueron previamente estandarizados por punto de grilla.

Después de dicho pre-procesamiento, se utilizó un método híbrido de clasificación que combina el uso de redes neuronales, específicamente los mapas auto-organizados o SOM (Kohonen 1984, 2001) y posteriormente, el método de la Clasificación Ascendente Jerárquica o CAJ (Jain y Dubes 1998). Esta metodología ya ha sido aplicada en diversos estudios (ej. Tuia et al., 2008; Gueye et al., 2010; Espinoza et al., 2012, entre otros).

##### **a. Mapas Auto-Organizados o SOM**

Los mapas auto-organizativos (SOM) representan un tipo de clasificación estadística no lineal y no supervisada; es decir, no se necesita un conocimiento previo de la estructura de los datos. Esta técnica permite la representación de una gran cantidad de datos con n-dimensiones de una manera sintética (Figura 6). El algoritmo del SOM hace una proyección

no lineal de los datos originales en una matriz de dos dimensiones cuyos componentes son llamados “neuronas”, que se encuentran conectadas entre sí en base a una topología definida.

El SOM está formado por un número arbitrario de grupos representados por las neuronas de salida ubicadas sobre una retícula de baja dimensión (Gutiérrez et al., 2004), usualmente un mapa 2D:

$$m = s \times s$$

Donde “ $m$ ” es el número total de neuronas y “ $s$ ” indica la dimensión del mapa.

Las dimensiones del mapa 2D dependen de la complejidad del estudio y el nivel de detalle deseado en el análisis (Figura 6).

Cada neurona del SOM está definida por:

- Su posición relativa en el mapa 2D, representado por un vector  $r_k = (i, j)$ , donde  $1 \leq i, j \leq s$ .
- Un vector referente  $y = [y_1, \dots, y_d]$  donde  $d$  es igual a la dimensión de los datos de entrada.

Las neuronas están conectadas a las adyacentes por una relación de vecindad, que determina la topología o estructura del mapa bidimensional. Por ejemplo, en la Figura 8, que representa un esquema del SOM, la neurona  $r_{(1,5)}$  es más semejante a las neuronas  $r_{(1,4)}$ ,  $r_{(2,4)}$  y  $r_{(2,5)}$ . Esta característica proporciona una útil visualización de las posibles transiciones e interrelaciones entre los grupos. De esta manera, el método SOM representa una técnica que además de obtener grupos y reducir data multidimensional, facilita la organización y visualización de la información.

#### - Algoritmos de entrenamiento del SOM

El algoritmo de entrenamiento del SOM es similar al algoritmo de cuantificación de vectores, como el método de k-medias. Sin embargo, una diferencia importante es que adicionalmente a la selección del vector referente, su proceso que entrenamiento incluye un mecanismo auto-organizativo topológico donde las neuronas vecinas en el mapa bidimensional del SOM se actualizan en cada proceso iterativo. El resultado es que las neuronas se disponen de una forma ordenada en el mapa bidimensional: las neuronas vecinas



tienen vectores referentes parecidos y, por lo tanto, son también similares en el espacio real (Vesanto et al., 2000; Gutiérrez et al., 2004).

En primer lugar, se realiza un proceso de inicialización antes del proceso de entrenamiento. A los vectores referentes (denominados también vectores de peso, vector prototipo, vector código) del SOM se les asigna valores iniciales aleatorios.

El algoritmo de entrenamiento busca adaptar los vectores a través de un proceso de iteración, de manera que cada vector referente final represente a un grupo de datos. La implementación de dicho algoritmo se realiza en ciclos sucesivos; en cada ciclo se analiza cada uno de los vectores  $x_i$ ,  $i = 1, \dots, a$ , donde “ $a$ ” es el número de vectores. Posteriormente, calcula el vector referente más cercano  $y_{w(i)}$  llamado *Best-Matching Unit (BMU)* como aquel que minimiza la distancia al vector de datos:

$$\|x_i - y_{w(i)}\| = \min_k \|x_i - y_k\|, k = 1, \dots, m.$$

Donde  $\|\cdot\|$  es la medida de la distancia.

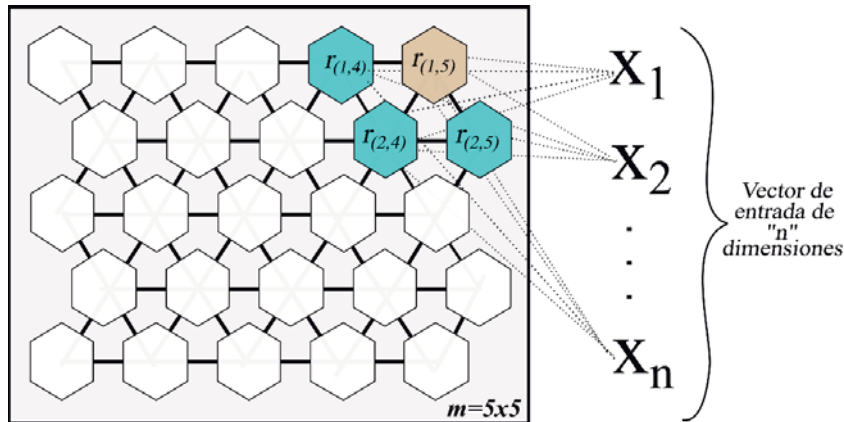
Después de encontrar el *BMU*, los vectores referentes del SOM se recalculan y actualizan en base al centroide del grupo correspondiente y de los grupos vecinos:

$$y_j = \frac{\sum_{i=1}^a h(\|r_j - r_{w(i)}\|) x_i}{\sum_{i=1}^a h(\|r_j - r_{w(i)}\|)}, j = 1, \dots, m.$$

Donde la función  $h(r)$  es un núcleo de vecindad que mide las distancias de los grupos en el mapa bidimensional (carta del SOM) y determina la tasa de cambio de un vector referente en base a los grupos vecinos, generalmente y en este caso se usa una función Gaussiana:

$$h(r) = e^{-\frac{r}{s(t)}}$$

El radio de vecindad  $s(t)$  decrece uniformemente en el tiempo, suavizando las restricciones topológicas. Una descripción más detallada de la implementación del algoritmo se puede encontrar en Vesanto et al., (2000); Kohonen et al., (2001).



**Figura 8.** Esquema del proceso del Self-Organizing Map (SOM).  
FUENTE: Elaboración propia

#### - Aplicación de la técnica SOM

La inicialización de la técnica SOM consiste en escoger el tamaño del mapa bidimensional, que para este estudio fue de 15 x 15. Estas dimensiones fueron escogidas de manera proporcional al número de datos de entrada, tomando como referencia el de un estudio que sigue la misma metodología (Espinoza et al., 2012).

En este caso, los datos de entrada corresponden a los datos diarios de viento de dimensiones:

$$t \times n \times m \times w;$$

Donde  $t = 13090$  días (correspondientes al periodo 1979-2014),  $n = 44$  (n° de grillas de latitud),  $m = 41$  (n° de grillas de longitud) y  $w = 2$  (componentes del viento “u” y “v”). Cada vector referente consiste, entonces, de un vector de 4 dimensiones, donde cada uno representa una situación meteorológica y su respectiva localización geográfica definida por los datos de entrada.

Los algoritmos y funciones concernientes a la técnica SOM que fueron descritas en esta sección se encuentran incluidas en el programa “SOM Toolbox for Matlab” (Vesanto et al., 2000), el cual se utilizó en este estudio. El software es de acceso libre y se encuentra disponible en: <http://www.cis.hut.fi/projects/somtoolbox/><sup>4</sup>.

<sup>4</sup> Revisado el 16 de marzo de 2015

**b. Clasificación Ascendente Jerárquica**

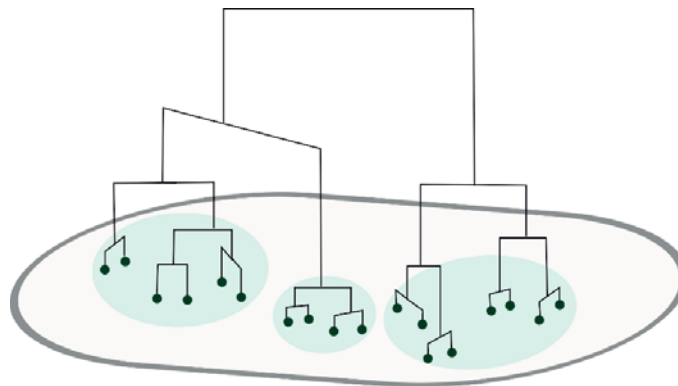
La técnica del SOM reduce considerablemente la cantidad de datos utilizada y las organiza espacialmente en un mapa bidimensional. Sin embargo, el número de grupos (neuronas) es aún grande, lo que dificulta el reconocimiento de estados típicos. El objetivo, a continuación, es encontrar subgrupos diferenciados utilizando como individuos los vectores referentes obtenidos en el SOM. Para ello se utilizó la Clasificación Ascendente Jerárquica (CAJ, Jain y Dubes 1998) y con eso se finaliza la clasificación de los Patrones de Circulación. El procedimiento de este método se realiza en tres pasos:

1. Determinar las distancias entre cada par de los individuos. Para ello, se utiliza generalmente las distancias Euclidianas:

$$d_{ij} = d(\{X_i\}, \{X_j\}) = \|X_i - X_j\|$$

En este caso,  $X_i$  y  $X_j$  representan los vectores referentes del SOM.

2. Agrupar iterativamente las clases en un árbol jerárquico binario. En este paso se tomó el criterio de Ward (Ward, 1963) el cual consiste en obtener la mínima variabilidad entre los grupos. Tomando la información generada por la distancia entre individuos, se unen los pares de que están muy juntos en las agrupaciones. A continuación, se juntan estos grupos recién formados con otros individuos para crear grupos más grandes hasta que todos los individuos en el conjunto de datos originales están unidos entre sí en un árbol jerárquico o dendograma. (Figura 9). Las distancias entre los grupos se denominan también niveles de agregación.



**Figura 9.** Esquema de la Clasificación Ascendente Jerárquica.

FUENTE: Elaboración propia

3. Finalmente, se creó una lista en la cual a cada día del periodo de estudio se le asigna el número correspondiente a uno de los patrones de circulación, a dicha lista se le denominó el nombre de “classdata”. De esta manera, cada Patrón de Circulación (CP) representa un conjunto de días con circulación atmosférica semejante, los cuales se pueden identificar en el “classdata”.

### 3.3.2. CARACTERIZACIÓN DE LA VARIABILIDAD TEMPORAL Y ESPACIAL DE LOS PATRONES DE CIRCULACIÓN

Después de hallar los patrones de circulación, se realizaron los cálculos de transición y persistencia utilizando el “classdata” obtenido después de la clasificación de CPs.

#### a. Transición y persistencia

La transición se define como la probabilidad de que un CP pase a otro, el día siguiente:

$$CPm(t) = CPn(t + 1)$$

Donde:

- CP es el patrón de circulación  $m, n = 1, 2, 3, \dots, 9 \forall m \neq n$  correspondiente al día “t”.
- La persistencia se define como la probabilidad de que un CP permanezca los días siguientes:

$$CPm(t) = CPm(t + i)$$

Donde:

- CP es el patrón de circulación  $m = 1, 2, 3, \dots, 9$  correspondiente al día “t” ( $i = 1, 2, 3, \dots$ ).
- Para determinar la probabilidad mínima significativa de transición y persistencia, se usó la técnica de remuestreo denominado “*bootstrap*”, en la cual se hace una réplica de los datos de la muestra original seleccionando cada uno de los “n” valores de datos originales exactamente una vez (Wilks, 2006). Este proceso se repite numerosas veces, para este caso, se repitió 10 000 veces. De esta manera, se obtuvo una serie aleatoria

utilizando la lista con los números de CP asignados a cada día. Posteriormente, se escogió el percentil 95 de los datos como el umbral a partir del cual se tienen resultados significativos y de esta manera se obtuvieron las probabilidades de transición y persistencia mínimas significativas.

**b. Frecuencia**

La frecuencia se define como la cantidad de días que cierto CP se repite en un periodo de tiempo. Para calcular la frecuencia total se utilizaron todos los días del periodo de estudio y posteriormente para cada trimestre del año.

**c. Análisis de la estructura vertical**

Para hacer análisis de la estructura vertical se utilizó la información de altura geopotencial estandarizada a diferentes niveles de presión: 850hPa, 500hPa y 200hPa. Utilizando el “classdata” se realizó un promedio de la altura geopotencial de los días correspondientes a cada CP y de esta manera se obtuvo la altura geopotencial asociada.

**3.3.3. DETERMINACIÓN DE LA PRECIPITACIÓN ASOCIADA A LOS PATRONES DE CIRCULACIÓN**

Para identificar las lluvias asociadas a los patrones de circulación (CP) se hallaron las anomalías por punto de grilla en cada conjunto de datos:

$$\frac{Ppt_{CP} - Ppt_{CL}}{Ppt_{CL}} \times 100$$

Donde:

Ppt\_CP: Promedio de la precipitación total de los días pertenecientes al CP.

Ppt\_CL: Promedio de la precipitación total del periodo de estudio.

Asimismo, para determinar la contribución de la lluvia por día en la Cuenca Amazónica, se utilizaron Funciones de Distribución Acumulativa (CDFs) que se explicarán a continuación.

**a. Función de Distribución Acumulativa (CDF)**

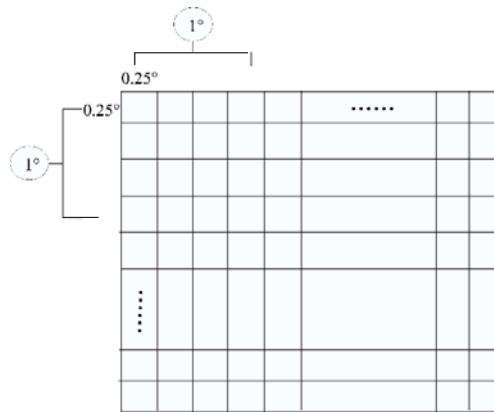
La Función de Distribución Acumulativa (CDF, por sus siglas en inglés), es una función (F) de una variable aleatoria “X”, la cual especifica las probabilidades de que tal variable aleatoria

no superará determinados valores (Wilks, 2006). Los valores de  $F(X)$  son probabilidades:  $0 \leq F(x) \leq 1$ .

### 3.3.4. COMPARACIÓN DE DATOS DE PRECIPITACIÓN TRMM CON LOS DATOS HYBAM

Para verificar la calidad de los datos de precipitación asociada a los CPs provenientes del TRMM (3B42) con respecto a los datos HYBAM en la CA, se procedió de la siguiente forma:

- a. Se cambió el tamaño de las grillas de los productos del TRMM a  $1^\circ \times 1^\circ$  (resolución de los datos HYBAM). Para ello se promediaron los valores de las grillas del TRMM-3B42 como lo indica el siguiente esquema:



**Figura 10.** Representación del cambio de grillas de los datos de lluvia TRMM-3B42 ( $0.25^\circ \times 0.25^\circ$ ) a  $1^\circ \times 1^\circ$

- b. Se halló el Error cuadrático medio (RMSE, por sus siglas en inglés). El RMSE proporciona la medida de las diferencias promedio entre dos fuentes de datos que representan una sola variable. Dicho estadístico puede ser expresado también como la raíz del error cuadrático medio (Wilks, 2006) como se detalla a continuación. De esta manera los valores conservan sus unidades, lo cual facilita la interpretación:

$$RMSE = \sqrt{\sum_{p=1}^n \|y_p - \hat{y}_p\|^2 / n}$$

Donde  $n$  es la cantidad de datos,  $y_p$  la variable de precipitación del TRMM e  $\hat{y}_p$ , la variable de precipitación HYBAM.

- c. Finalmente se realizó un test de Student por punto de grilla para determinar diferencias significativas entre ambas bases de datos ( $y_p - \hat{y}_p$ ) a un nivel de significancia  $\alpha=0.05$ .  
Donde:

$$H_0: \mu_p = \mu_{\hat{p}}$$

$$H_a: \mu_p \neq \mu_{\hat{p}}$$

En este caso se asume como hipótesis nula ( $H_0$ ), que la media entre ambas bases de datos es igual o semejante; mientras que la hipótesis alterna ( $H_a$ ) niega la hipótesis nula.

### **3.3.5. CARACTERIZACIÓN DE LOS PATRONES DE CIRCULACIÓN DURANTE SEQUÍAS EXTREMAS**

Para estudiar la relación entre los patrones de circulación y los eventos hidrológicos extremos se escogió primeramente los casos de estudio: los eventos de sequía del 1998, 2005 y 2010. Posteriormente se identificaron las características típicas de los CP ocurrida en dichos casos, tales como:

- Frecuencia de los CP.
- Anomalías de precipitación.

$$\frac{Ppt_{CPEvento} - Ppt_{CP}}{Ppt_{CP}} \times 100$$

Donde:

$Ppt_{CPEvento}$ : Promedio de precipitación de los días pertenecientes al CP en el año del evento.

$Ppt_{CP}$ : Promedio de precipitación de los días pertenecientes al CP.

## IV. RESULTADOS

### 4.1. DEFINICIÓN DE LOS PATRONES DE CIRCULACIÓN

En esta sección se describe el proceso de clasificación de los Patrones de Circulación que se realizó utilizando dos técnicas de agrupamientos de datos, los cuales fueron descritos en la sección 3.3 Métodos. Después de identificar dichos CPs se describen de manera general, las características de cada uno.

#### 4.1.1. CLASIFICACIÓN ESTADÍSTICA DE LOS PATRONES DE CIRCULACIÓN

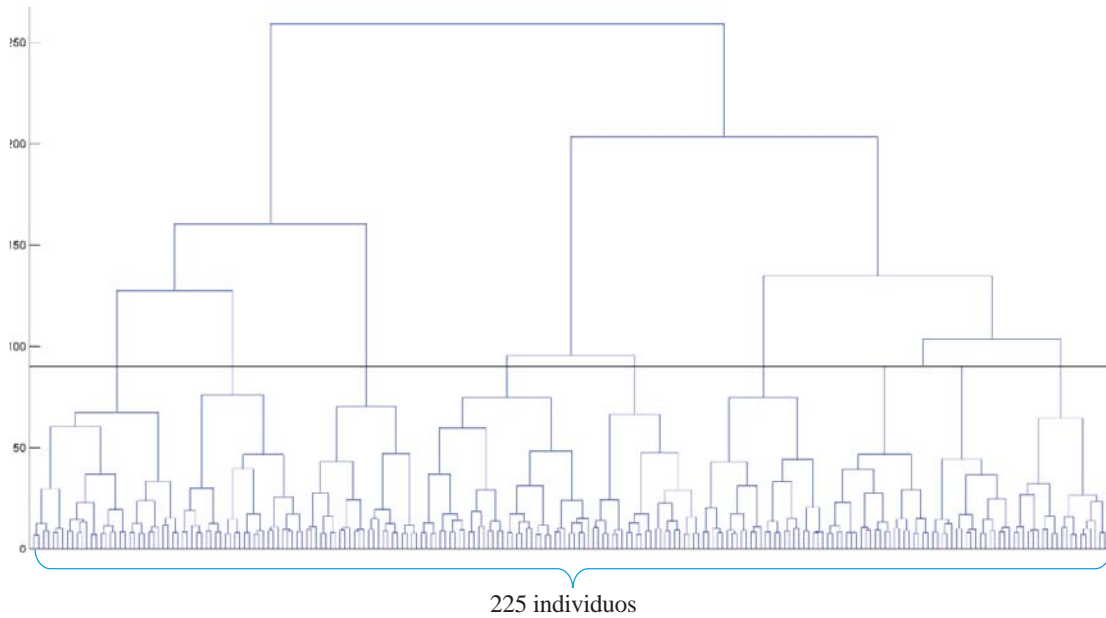
Los patrones de circulación se definen a partir de dos variables: componente zonal y meridional del viento a 850 hPa, a paso de tiempo diario, sobre el área comprendida entre los 50°S-15°N; 95°-30°O. En una primera agrupación, usando cartas auto-organizadas (SOM) los 13 090 días del periodo de estudio son clasificados en 225 estados típicos distribuidos en el mapa del SOM. Cada uno de ellos está representado por una neurona en el mapa bidimensional del SOM (Figura 12a) de dimensión 15x15 que tiene asociado dos componentes:

- a) Su posición en el en el espacio bidimensional (mapa del SOM).
- b) Un vector referente, el cual está definido por la circulación atmosférica que representa dicho estado típico.

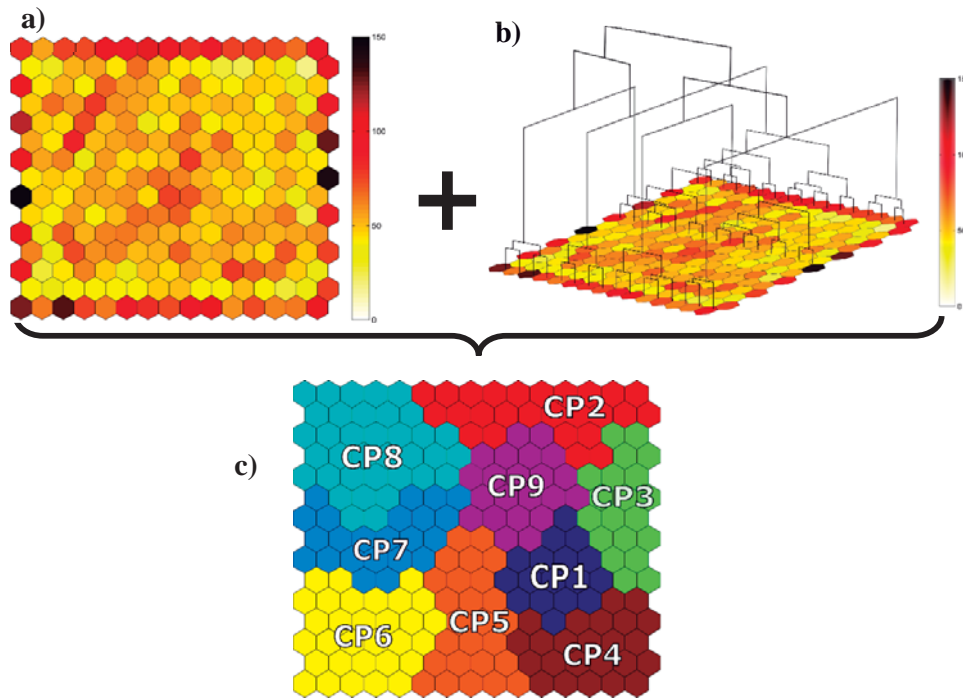
En una segunda etapa (Figura 12b), los 225 estados atmosféricos son reagrupados empleando la Clasificación Ascendente Jerárquica (CAJ). El criterio para elegir el número final de grupos se basó en la máxima variabilidad que existen entre los grupos; es decir, mientras la diferencia de las distancias de cada nivel de agrupación en etapas sucesivas sean mayores, existirá mayor variabilidad entre los grupos (Figura 11). Para este caso, se escogieron nueve grupos y de esta manera se definieron los nueve patrones de circulación (CPs; Figura 12c). Estos aún conservan las propiedades en el mapa bidimensional del SOM; es decir, su disposición espacial cumple con las características topológicas del SOM: mayor similitud entre CPs próximos, mayor



diferencia entre CPs lejanos y CPs con características menos definidos en el centro del mapa 2D.



**Figura 11.** Dendrograma de la Clasificación Ascendente Jerárquica. Sobre la línea negra se indica el número de grupos seleccionados.



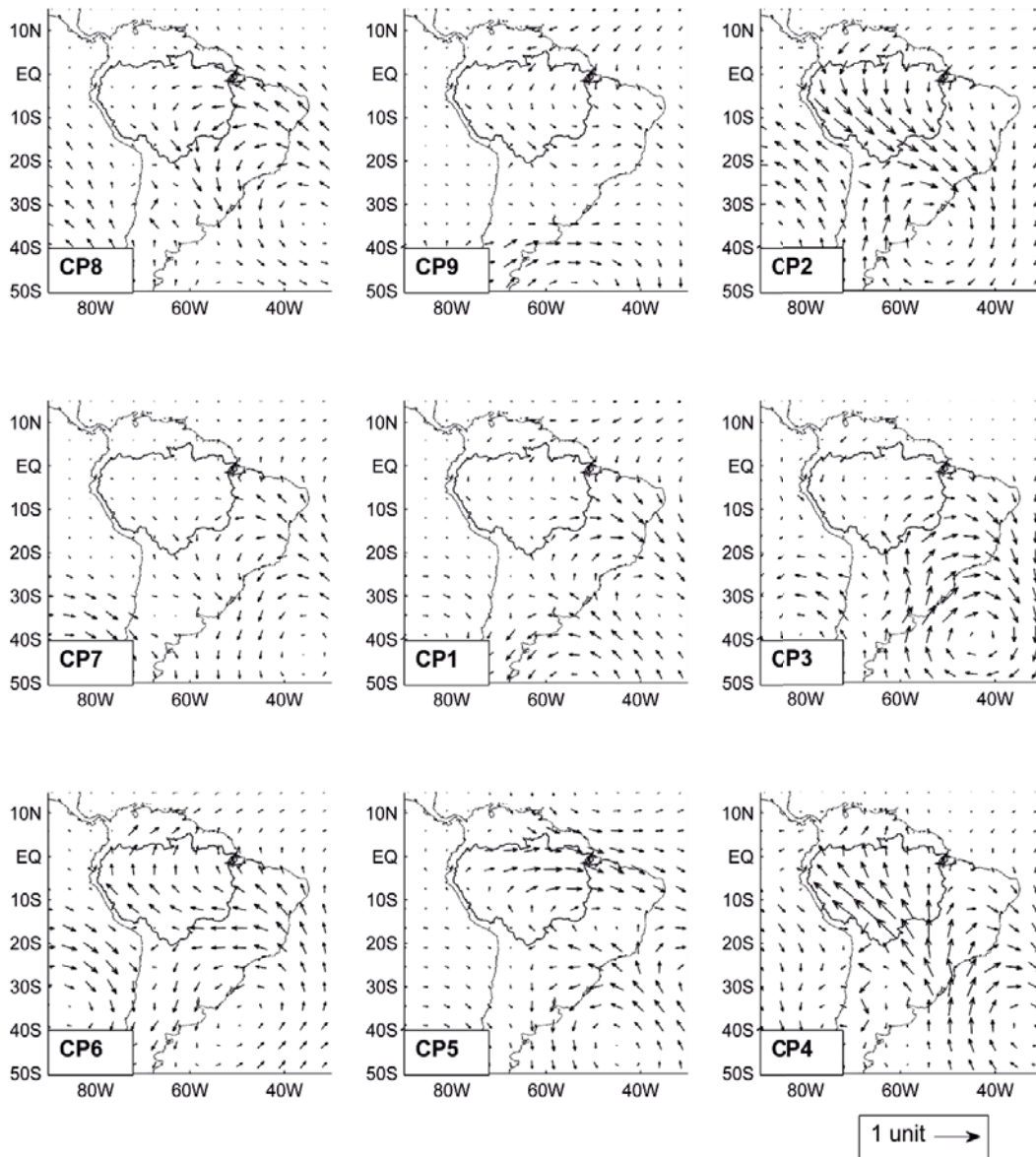
**Figura 12.** Clasificación de los Patrones de Circulación. a) Primera etapa de agrupamiento usando la técnica SOM, donde la barra de colores indica el número de días pertenecientes a cada grupo, b) segunda etapa de agrupamiento usando la CAJ y c) la clasificación final de los 9 CPs en el mapa bidimensional del SOM.

#### **4.1.2. DESCRIPCIÓN GENERAL DE LOS PATRONES DE CIRCULACIÓN**

Después del proceso de clasificación de los CPs, se obtiene finalmente los 9 CPs que sintetizan la variabilidad atmosférica intraestacional de bajos niveles. La Figura 13 muestra la circulación característica de cada CP (vectores referentes), donde los vientos se presentan como anomalías estandarizadas; de esta manera, se puede identificar el tipo de circulación predominante respecto de su promedio climatológico. A cada CP se le asignó un número arbitrario, que en este caso se basó en la semejanza del CP2 a un patrón de circulación identificado en Espinoza et al. (2012) el cual lleva el mismo número.

Los 9 CPs se pueden resumir en tres tipos de circulación generales. En primer lugar, basándonos en los regímenes propuestos en Wang y Fu (2002), los tres CPs ubicados en la parte superior del mapa del SOM (CP8, CP9 y CP2), se caracterizan por presentar un régimen predominante del norte, mientras que los tres CPs que se sitúan en la parte inferior (CP6, CP5 y CP4) pertenecen a un régimen dominante del sur. Por otro lado, los tres CPs restantes (CP7, CP1 y CP3) corresponden a situaciones de circulación poco definidas; es decir, presentan diferentes tipos de circulación, especialmente dentro de la CA, que es la región de interés para este estudio. Por ejemplo, el CP3 muestra confluencia de vientos del norte y sur (de mayores anomalías) en el suroeste de la CA; mientras que el CP7 muestra condiciones neutras (anomalías de viento mínimas) en gran parte de la CA y vientos del noreste en la zona sur.

Adicionalmente se observa que algunos de estos CPs presentan ciertas características similares a las de sistemas climáticos conocidos, en cuanto a la circulación atmosférica de bajos niveles. Uno de ellos es el CP8, el cual presenta anomalías de vientos en el lado noreste producto de los vientos alisios que son desviados hacia el sureste debido a la presencia de los Andes y convergen con los vientos provenientes del Atlántico subtropical, para que finalmente se transporten estas masas de aire hacia el sur de Brasil y norte de Argentina. Estas condiciones se ajustan a la descripción del modelo conceptual del SALLJ (Marengo et al., 2004). Adicionalmente, las máximas anomalías de vientos en dirección sureste se encuentran aproximadamente debajo de los 20°S, lo cual concuerda también con la climatología establecida por Marengo et al. (2004). No obstante, existen otros criterios para detectar una condición SALLJ (ej. magnitud del viento y cizalladura vertical; Bonner, 1968) por lo cual, pese a ciertas semejanzas con este sistema, el CP8 puede considerarse solo como una variación del SALLJ.



**Figura 13.** Vectores referentes de los 9 Patrones de Circulación (CPs) definidos.

De manera similar, el CP1 muestra algunas características similares a la circulación asociada a la SACZ (Zona de Convergencia del Atlántico Sur). Por ejemplo, en el CP1 se puede distinguir una confluencia en la circulación sobre el lado este de la CA, y predominancia de anomalías de vientos del oeste, lo cual es típico de una configuración de la SACZ del tipo intenso (Carvalho et al., 2002; 2004). Para poder encontrar más semejanzas de este CP con las del sistema SACZ, es necesario un análisis a mayor detalle en cuando a su estructura vertical y lluvia asociada, lo cual se desarrollará en las próximas secciones.

Dichos CPs (CP1 y CP8) representan, por lo tanto, variaciones de sistemas conocidos (SALLJ, SACZ) los cuales también presentan una variabilidad intraestacional (Carvalho et al., 2004; Liebmann et al., 2004).

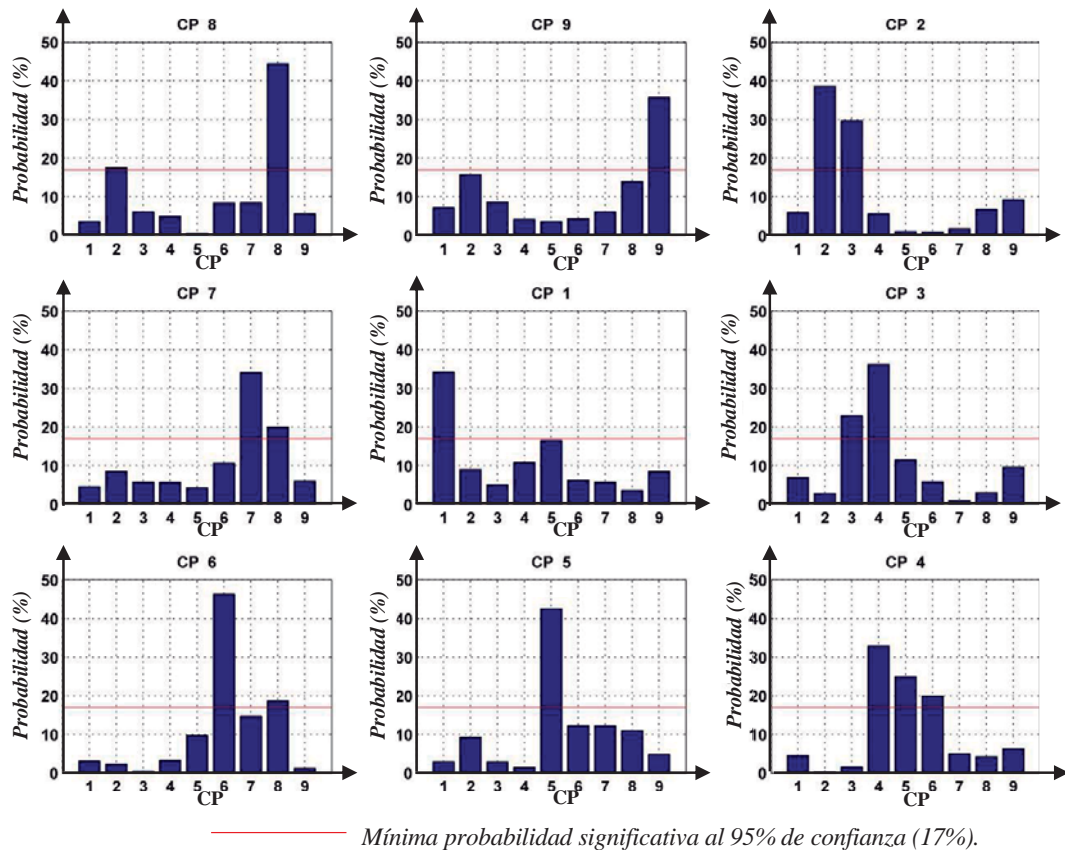
Finalmente, se identificaron algunos CPs (CP2, CP4 y CP6) que presentan similitudes con los encontrados en Espinoza et al (2012). De esta manera, se empieza a analizar cómo la circulación de macroescala sintetizada en los 9 CPs puede influir en la CA.

## **4.2. EVOLUCIÓN TEMPORAL Y DINÁMICA ESPACIAL DE LOS PATRONES DE CIRCULACIÓN**

Esta sección se enfoca en caracterizar los CPs en términos de su evolución temporal y su estructura espacial. En primer lugar, se analizó la variabilidad temporal de los CPs de forma que se puedan identificar y definir las relaciones temporales entre ellos. Adicionalmente, se realizó un análisis más detallado a nivel espacial de los CPs, que implica su estudio a una escala planetaria a diferentes niveles de altura. De esta manera se identificaron qué sistemas intervienen en su formación y cómo se define su estructura vertical.

### **4.2.1. CARACTERÍSTICAS DE TRANSICIÓN, PERSISTENCIA Y FRECUENCIA**

La Figura 14 muestra las probabilidades de transición y persistencia para cada CP. Estas indican la probabilidad que existe de que al día siguiente el CP pase a otro CP (transición) o se mantenga un día más (persistencia). En promedio, los CP siguen un ciclo temporal definido entre el CP2 y el CP8, mientras que los CP1 y CP9 representan rutas alternativas. El CP2 tiene un 39% de probabilidad persistir un día más y un 30% de pasar al CP3. Este tiene un 36% de probabilidad de continuar al CP4 y un 23% de persistencia. Siguiendo con el ciclo, el CP4 tiene un 33% de probabilidad de persistencia y dos alternativas de transición: 25% para ir al CP5 y 20% para el CP6. El CP5 solo muestra un 42% de probabilidad en la persistencia, mientras que el CP6, un 46% de persistencia y 19% para pasar al CP8. Asimismo, el CP7 muestra un 34% de probabilidad de persistencia y 20% para seguir al CP8. Este presenta 45% de probabilidad de persistencia y 17.5% para ir al CP2, con lo que se cierra el ciclo. Por otro lado, el CP1 y CP9 solo muestran probabilidades significativas de persistencia de 34% y 36% respectivamente.



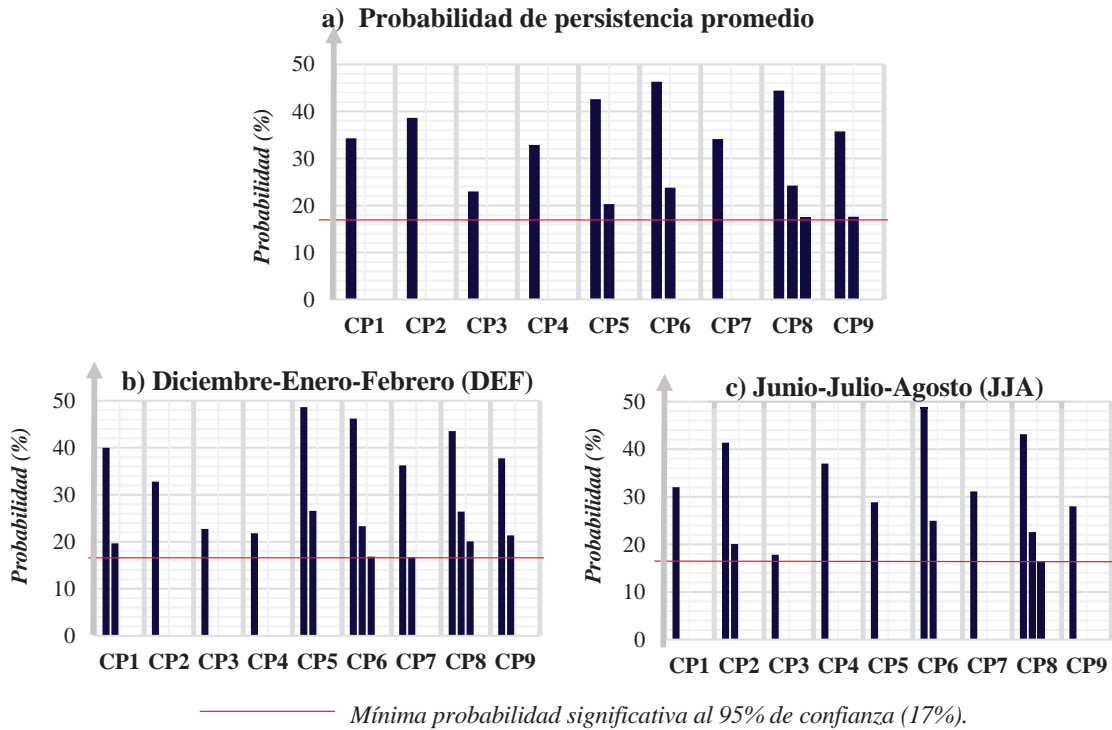
**Figura 14.** Porcentajes de probabilidades promedio de transición y persistencia para el día siguiente en cada CP.

Adicionalmente se calculó la duración aproximada de este ciclo, el cual es de 14 días en promedio anual y según la época del año tiene la siguiente distribución: Para Diciembre-Enero-Febrero (DEF), 16 días; para Marzo-Abril-Mayo (MAM), 15 días; para Junio-Julio-Agosto (JJA), 12 días y para Setiembre-Octubre-Noviembre, 13 días.

Por otro lado, este ciclo presenta ciertas modificaciones según la época del año (Anexo 1) en cuanto a las probabilidades de transición. Estas disminuyen para los trimestres de MAM y DEF, mientras que para SON y JJA se tiene mayores valores. Es decir, hay una mayor probabilidad de persistencia para MAM y DEF que para SON y JJA. Sin embargo, la secuencia de patrones que se mantiene en todas las épocas de año es CP2 → CP3 → CP4, donde el CP3 es el único cuya probabilidad de transición supera a la de persistencia. Esto significa que el CP3 representa siempre una conexión entre los CP2 y CP4, el cual podrá ser mejor explicado al analizar la circulación y lluvia asociada.

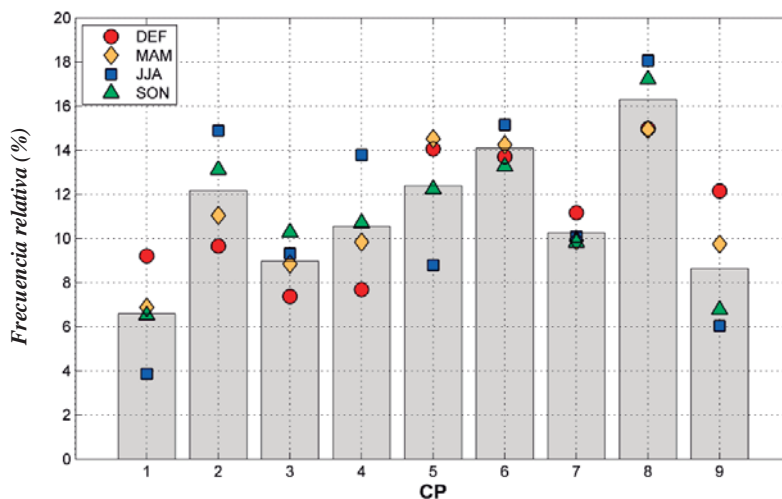
La Figura 15 muestra solo las probabilidades de persistencia en promedio y para los trimestres DEF - JJA. El CP8 es aquel con la máxima duración (4 días en total) mientras que el CP3 siempre muestra el menor valor de probabilidad de persistencia. Asimismo, el CP5 y CP6

presentan una persistencia de hasta 3 días, mientras que los demás CPs, solo muestran persistencia de hasta dos días. Estas condiciones cambian ligeramente en verano e invierno. Para DEF, la mayoría de CPs tiende a persistir por lo menos dos días; mientras que en JJA, la mayoría de CPs solo persiste un día más. Por otro lado, el CP8 es aquel que muestra mayor persistencia en ambas épocas del año.



**Figura 15.** Porcentajes de probabilidades promedio de persistencia para el día siguiente, dos días después y tres días después en cada CP en promedio (a) y para los trimestres DEF (b) y JJA (c)

En cuanto a la frecuencia (Figura 16) se tiene que el CP8 es el más frecuente en promedio, debido a su alta persistencia en los cuatro trimestres. Por otro lado, los CP1, CP9 y CP3 son los menos frecuentes y pueden considerarse como estados atmosféricos de transición. Además, según los trimestres, se observa que hay una variación en las frecuencias de cada CP. Es por ello que se puede decir que hay algunos patrones preferentes según la época del año. Por ejemplo, para DEF los CP1, CP5, CP7 y CP9 alcanzan su máxima frecuencia y esta va disminuyendo hacia JJA. De la misma manera, para JJA los CP2, CP4, CP6 y CP8 llegan a sus valores más altos de frecuencia y disminuyen hacia DEF.



**Figura 16.** Frecuencia relativa porcentual de cada CP anual (barras) y para cada trimestre (en colores).

#### 4.2.2. ESTRUCTURA VERTICAL DE LOS PATRONES DE CIRCULACIÓN A ESCALA PLANETARIA

Los patrones de circulación fueron determinados con vientos de bajos niveles (850 hPa) en un área específica (15°N – 50°S; 95°W- 30°W.); sin embargo, se pueden analizar otras variables asociadas a estos CPs en un área más grande con el fin de describir sus características a mayor escala y encontrar relaciones entre ellas. A continuación, se presentan los CPs y altura geopotencial asociada a 850hPa, 500 hPa y 200 hPa (Figura 17 – Figura 21) a una escala planetaria (60°S-60°N; 180°E-180°W). La siguiente descripción se hará en función del ciclo temporal de los CPs; de esta manera se iniciará en el CP2 hasta el CP8 y adicionalmente se explicarán los CPs alternativos (CP1 y CP9).

El CP2 (Figura 17b) muestra un tren de ondas entre 100°W y 10°E que es más evidente en 500 y 200 hPa. En bajos niveles (850 hPa) se observa un centro de baja presión (aproximadamente en 31°S – 55°W) predominante en el sur del continente de SA. También se observa un sistema de alta presión al lado oeste que se extiende hacia el este. A 500 hPa y 200 hPa este sistema se reduce y se desplaza hacia el suroeste, donde los nuevos centros de baja presión son aproximadamente 36°S-60°W y 40°-65°W, respectivamente. Esta inclinación con respecto a la vertical, sugiere que se trata de una onda baroclínica ya que genera las condiciones necesarias para fortalecer la estructura (Ahrens, C.D; 2011): convergencia en niveles bajos y divergencia en niveles altos (ver modelo conceptual en la Figura 18). Con respecto a las altas presiones, se observa que la ubicada en el lado oeste de SA, sobre el océano Pacífico, se

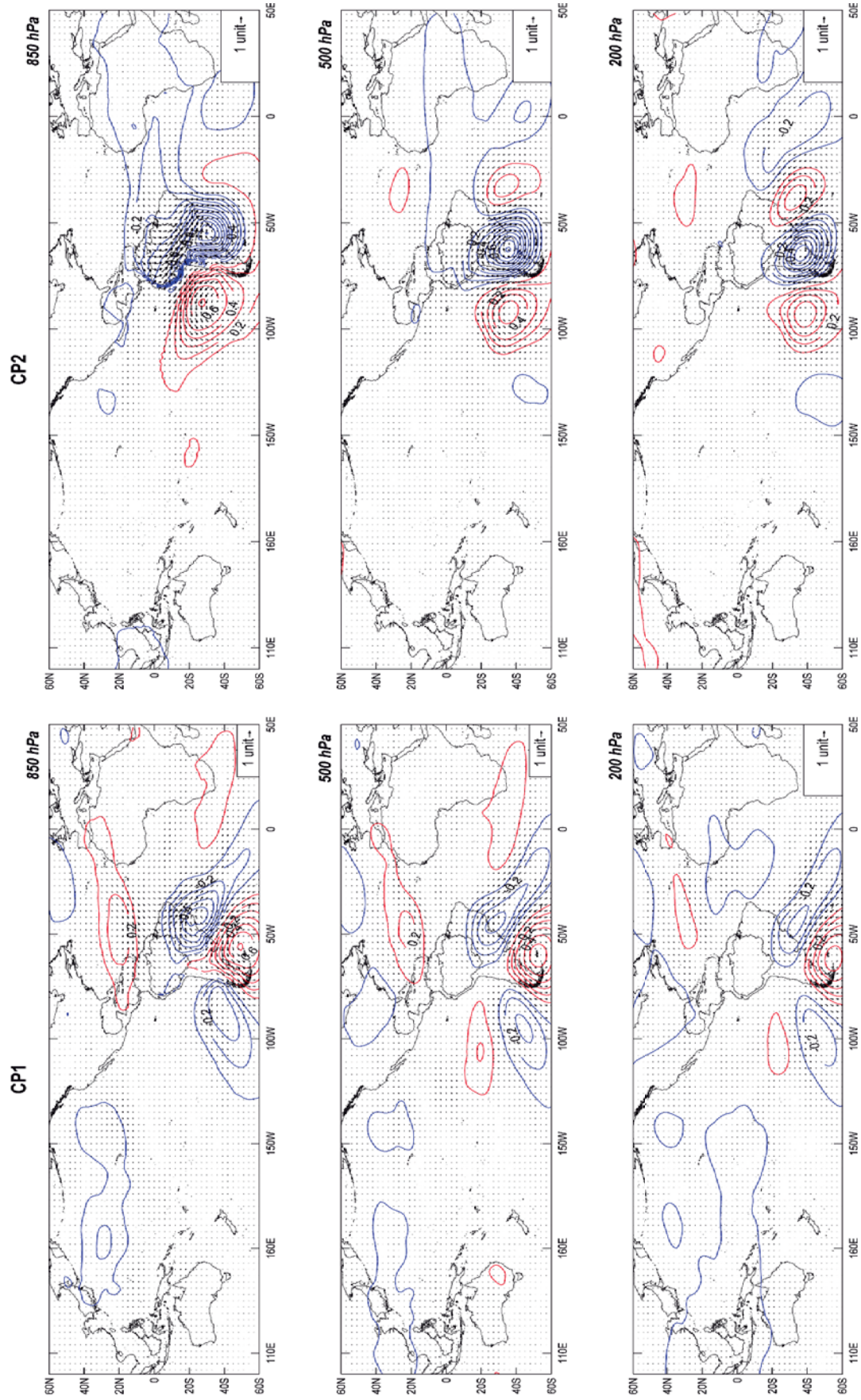
debilita a mayor nivel de altura, mientras que la que está ubicada sobre el Atlántico se intensifica. En ambos casos, el centro de la presión no varía significativamente con respecto a la altura, por lo que se trataría más de un sistema barotrópico, como se observa típicamente sobre los océanos en los hemisferios sur y norte (ej. Kidson; 1991).

El siguiente escenario corresponde al CP3 (Figura 18a). En este caso, se muestra una configuración similar al CP2 en cuanto al sistema alta-baja-alta presión. El tren de ondas entre  $110^{\circ}\text{W}$  y  $0^{\circ}$  se desplaza hacia el este y se ubica más al sureste con respecto al CP2. El centro de la baja presión se encuentra en el sureste de SA (centro aproximado en  $38^{\circ}\text{S}$ -  $40^{\circ}\text{W}$ ), mientras que el sistema de alta presión ubicado al suroeste de SA ingresa al continente y se observa un fuerte gradiente en la zona este de los Andes. Ambos sistemas de presiones junto a la barrera orográfica de los Andes, facilitan el transporte de masas de aire de latitudes subtropicales a la zona tropical (Garreaud, 2000; Seluchi y Marengo, 2000). A 500 hPa el centro de la baja presión se desplaza a  $38^{\circ}\text{S}$ - $52^{\circ}\text{W}$ ; mientras que a 200hPa, hacia los  $33^{\circ}\text{S}$ - $50^{\circ}\text{W}$  aproximadamente. Esta inclinación en dirección oeste es reforzada por la presencia de los Andes como barrera orográfica que favorece la actividad baroclínica (Seluchi y Marengo, 2000). En la zona tropical, se observa las anomalías positivas de altura geopotencial entre los  $20^{\circ}\text{S}$ - $20^{\circ}\text{N}$  sobre el océano Pacífico.

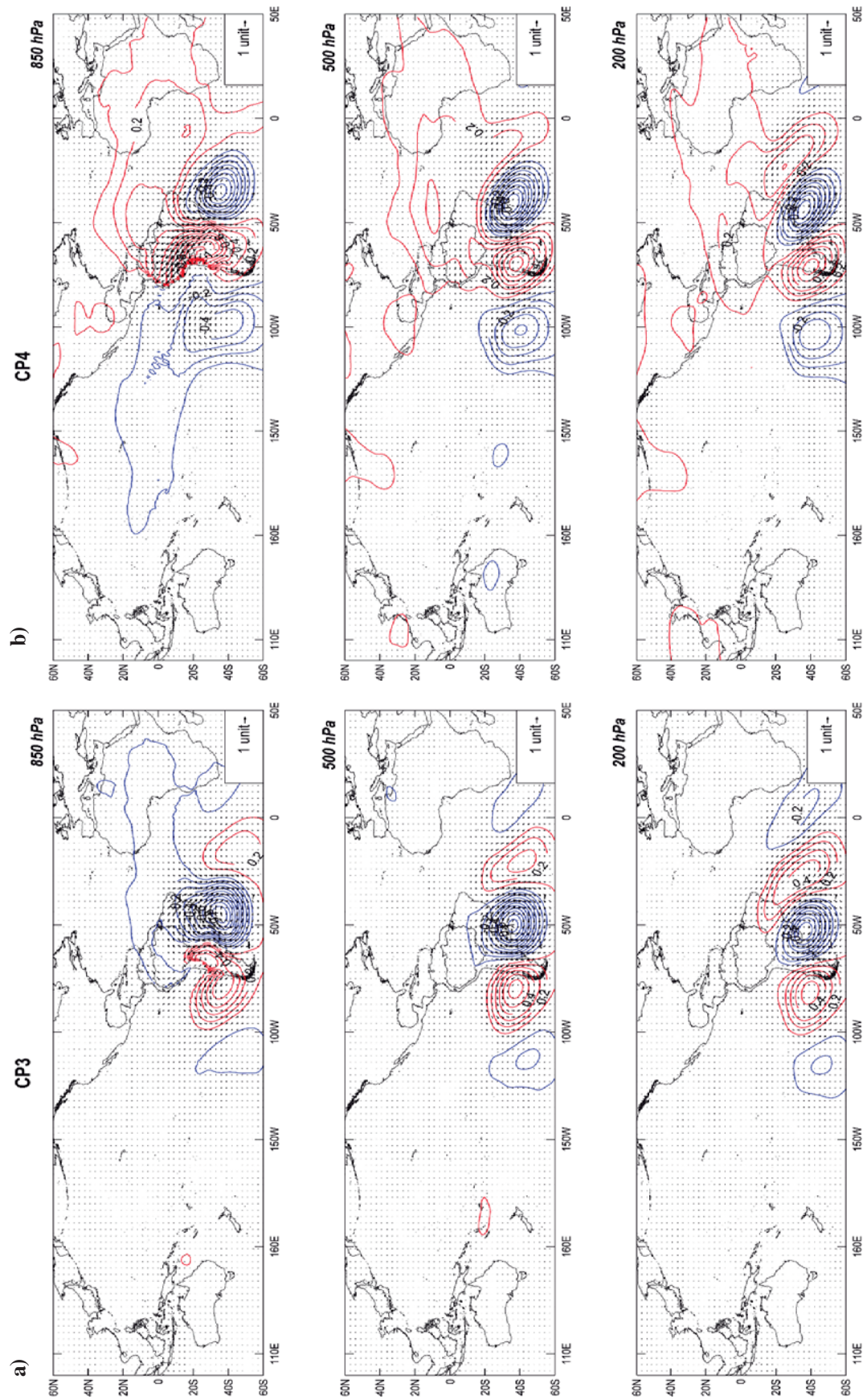
A continuación, el CP4 (Figura 18b) sigue el sistema anterior. El tren de ondas de latitudes medias, localizado entre los  $110^{\circ}\text{W}$  y  $0^{\circ}$ , se desplaza hacia el este y extiende hacia el norte y este. En los 850 hPa, se observa una alta presión ubicada predominantemente sobre SA y parte del océano Atlántico Tropical Norte (con un centro aproximado en  $25^{\circ}\text{S}$ - $65^{\circ}\text{W}$ ) lo cual favorece la incursión de vientos del sureste hacia la CA (ver modelo conceptual en Figura 18b). Esta configuración, concuerda con la descrita en Garreaud (2000) y Espinoza et al (2013) donde se señala que uno de los elementos clave para las incursiones frías es la presencia de un anticiclón que se desplaza del Pacífico este hacia la zona sur de Argentina y un sistema de baja presión sobre el Atlántico suroeste. Con respecto a los niveles de 500 y 200 hPa, los nuevos centros este sistema ( $35^{\circ}\text{S}$ - $70^{\circ}\text{W}$  y  $45^{\circ}\text{S}$ - $75^{\circ}\text{W}$ , respectivamente) muestran una inclinación hacia el sur.

Las siguientes dos posibilidades, de acuerdo al ciclo temporal de los CPs, son el CP5 y el CP6. En el caso de continuar con el CP5 (Figura 19a), el tren de ondas se modifica debido a dos factores: i) el desplazamiento hacia el sureste de la alta presión y ii) al acoplamiento de los sistemas de baja presión tropical y subtropical, el cual fortalece el flujo del oeste sobre la CA. Dicha influencia de la baja tropical prevalece en los tres niveles. Por otro lado, en el caso de

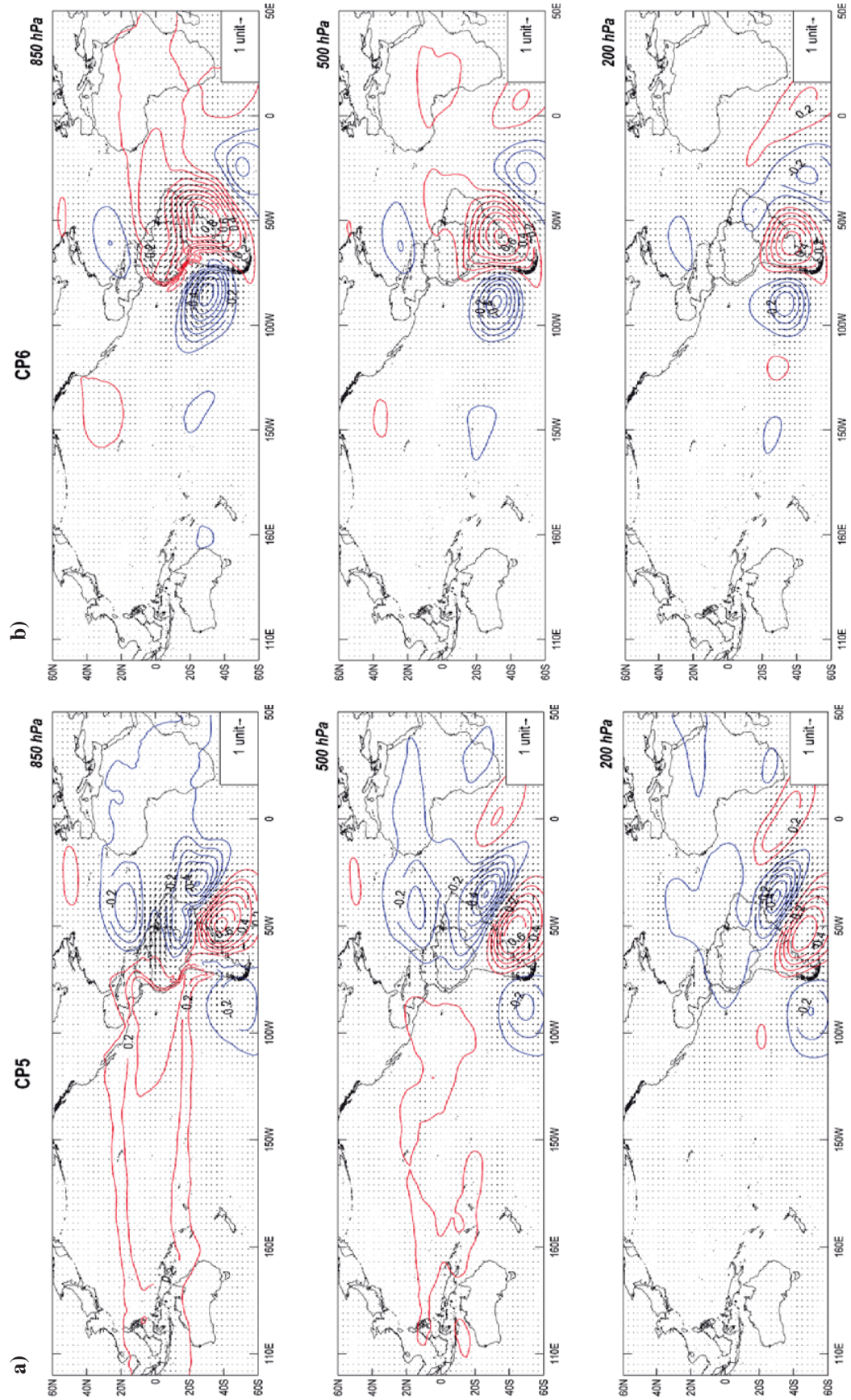




**Figura 17.** Circulación asociada para el CP1 (a) y CP2 (b) a 850, 500 y 200 hPa niveles de presión. Los valores estandarizados de vientos se muestran en vectores y la altura geopotencial en líneas de contorno.



**Figura 18.** Circulación asociada para el CP3 (a) y CP4 (b) a 850, 500 y 200 hPa niveles de presión. Los valores estandarizados de vientos se muestran en vectores y la altura geopotencial en líneas de contorno.



**Figura 19.** Circulación asociada para el CP5 (a) y CP6 (b) a 850, 500 y 200 hPa niveles de presión. Los valores estandarizados de vientos se muestran en vectores y la altura geopotencial en líneas de contorno.

CP6 (Figura 19b), el tren de ondas adopta una posición en dirección noroeste-sureste y muestra también influencia de la zona tropical. En los 850 hPa, se observa una alta presión dominante (centro aproximado en  $30^{\circ}\text{S} - 45^{\circ}\text{W}$ ) sobre el continente y a los lados adyacentes, dos sistemas de baja presión (centros aproximados,  $30^{\circ}\text{S} - 90^{\circ}\text{W}$  y  $47^{\circ}\text{S} - 25^{\circ}\text{W}$ , respectivamente). A niveles altos se observa que hay un desacoplamiento con la zona tropical, mientras que el sistema de alta presión se reduce y desplaza al sur (centro aproximado en 200 hPa:  $39^{\circ}\text{S} - 60^{\circ}\text{W}$ ). Esta estructura presenta una acentuada inclinación del centro de presión con respecto a mayores niveles, y en consecuencia, una mayor actividad baroclínica.

El CP7 (Figura 20) presenta un claro tren de ondas horizontales desde la zona oeste del océano Pacífico ( $160^{\circ}\text{E}$ ) hasta el sur de África ( $20^{\circ}\text{E}$ ). A 850 hPa, se observa un sistema de alta presión sobre el Atlántico subtropical (centro aproximado en  $35^{\circ}\text{S} - 30^{\circ}\text{W}$ ) que incluye parte del este de Brasil. Sobre el suroeste de SA se observa un sistema de baja presión aproximadamente en  $45^{\circ}\text{S} - 90^{\circ}\text{W}$  y otro en el océano Atlántico Tropical Sur alrededor de los  $30^{\circ}\text{S} - 15^{\circ}\text{W}$ . En 500 y 200 hPa, este sistema de tren de ondas se acentúa claramente en todas las longitudes. El centro de alta presión tiene una leve inclinación al suroeste (centro en  $40^{\circ}\text{S} - 55^{\circ}\text{W}$  en 200hPa) mientras que los otros conservan el mismo eje a nivel vertical. Estas condiciones continúan en el CP8 (Figura 21a), el cual presenta a 850 hPa, un tren de ondas en sentido suroeste-noreste entre los  $110^{\circ}\text{W} - 15^{\circ}\text{W}$ . El sistema de baja presión (centro aproximado en  $25^{\circ}\text{S} - 65^{\circ}\text{W}$ ) cruza el continente en el lado oeste y es reforzado por dos sistemas de alta presión adyacentes ubicados en forma diagonal hacia el noreste. Con respecto a la vertical se ve una inclinación de los tres centros de presión hacia el suroeste (estos se desplazan aproximadamente  $10^{\circ}$  en dirección sur, y  $2^{\circ}$  en dirección oeste en 200hPa). La configuración a 200hPa concuerda con la descrita en Liebmann et al (2004) donde se sugiere que el sistema SALLJ se intensifica por un tren de ondas de latitudes medias.

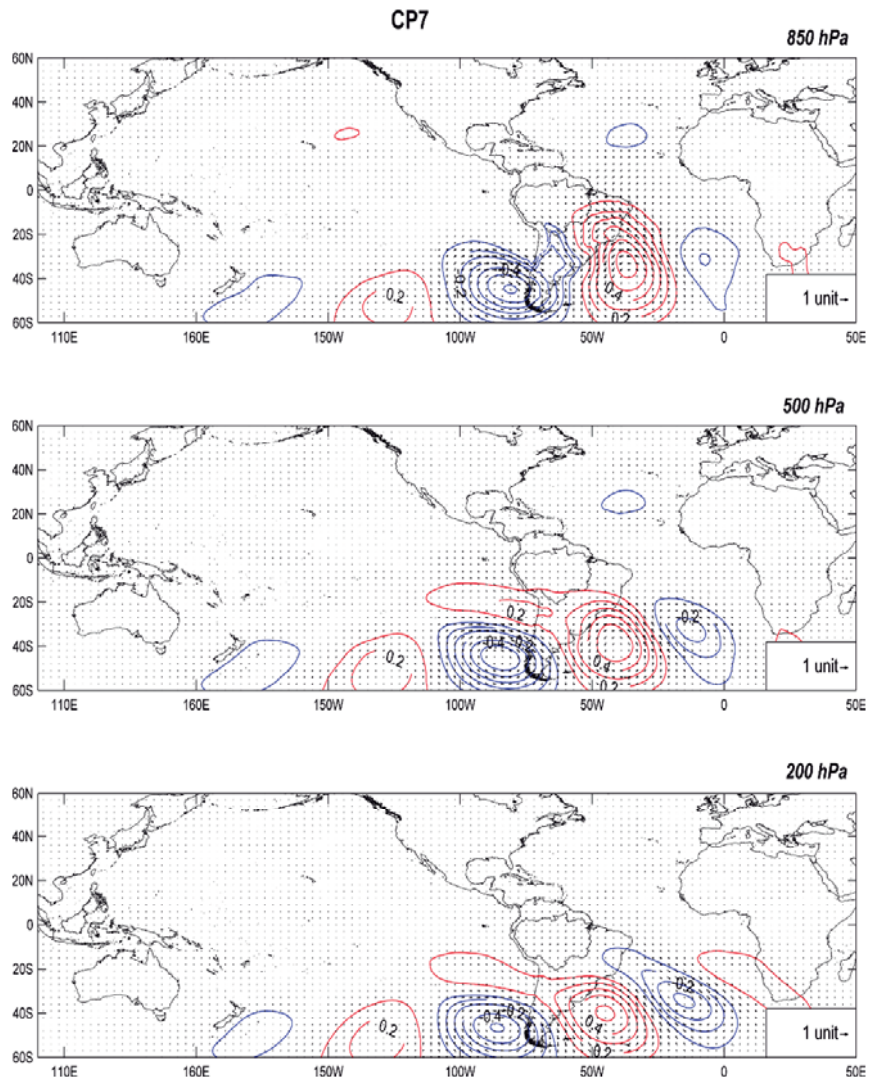
Finalmente, las situaciones alternativas corresponden al CP1 y CP9. Para el CP1 (Figura 17a) se muestra un sistema de tren de ondas de latitudes medias en los tres niveles en dirección suroeste - noreste. A 850 hPa, se distingue un sistema ciclónico de baja presión que se encuentra al sureste de Brasil (centro aproximado en  $23^{\circ}\text{S} - 42^{\circ}\text{W}$ ) y otro, sobre el océano Pacífico al suroeste de SA (centro aproximado en  $40^{\circ}\text{S} - 90^{\circ}\text{W}$ ). Al hacer un análisis del perfil vertical, se observa una inclinación hacia el suroeste del centro de la baja presión ubicada al sureste de Brasil con respecto a niveles más altos; es decir, el centro de este sistema en 850 hPa se ubica en la vaguada de la baja presión a 200 hPa (con centro aproximado en  $33^{\circ}\text{S} - 47^{\circ}\text{W}$ ). Esta configuración tridimensional del CP1 para DEF, concuerda también con ciertas características del sistema SACZ (del tipo intenso - oceánica, de acuerdo a la descripción en

Carvalho et al., 2002) que es influenciado por ondas de latitudes medias (Nogues-Paegle, 1997; Liebmann et., al, 1999) con algunas variaciones. Por ejemplo, la vaguada situada en 850 hPa y 200 hPa se encuentra desplazada hacia el este con respecto a lo que se describe en dichos estudios.

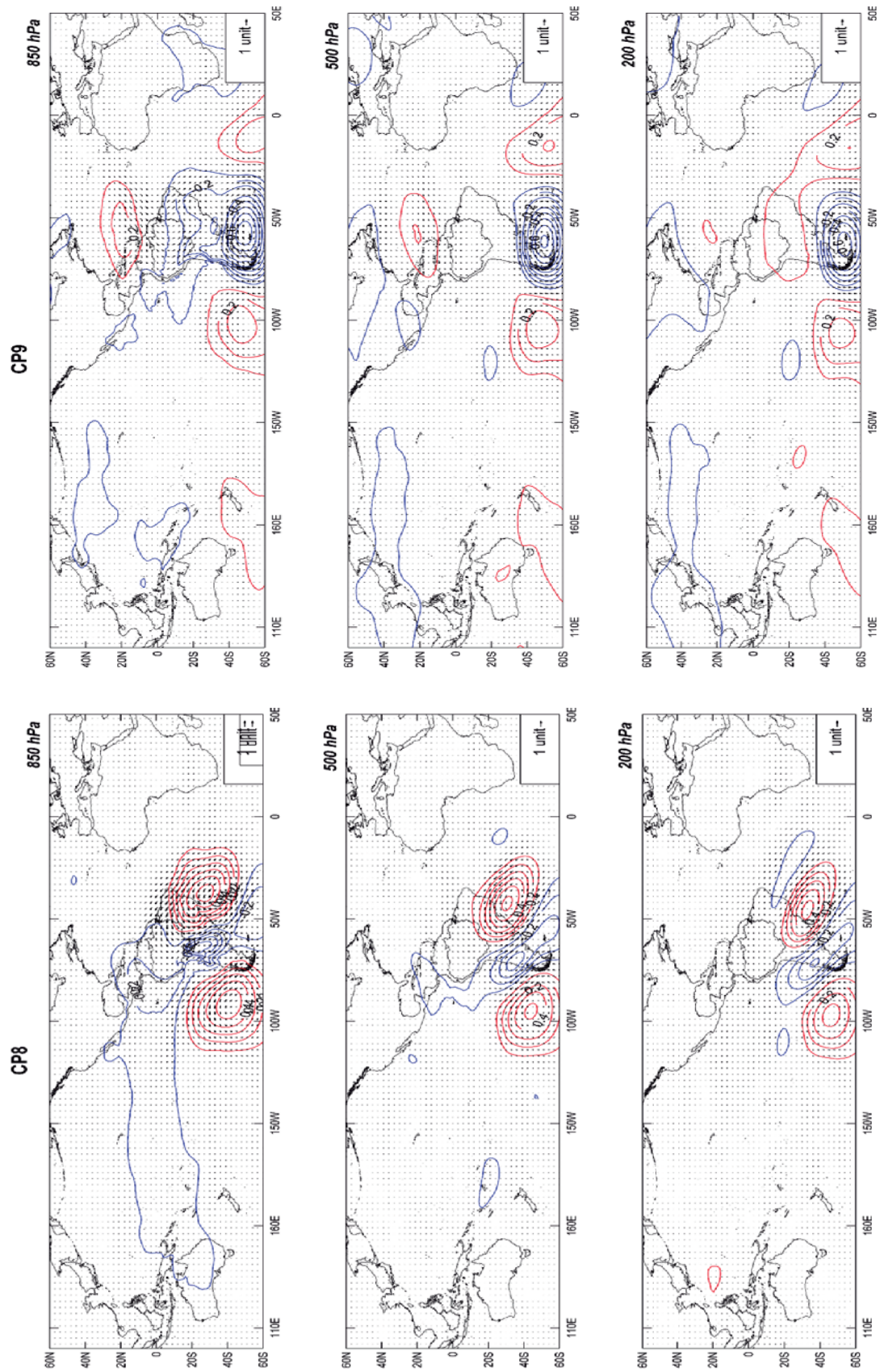
El CP9 (Figura 21b) se caracteriza por presentar un tren de ondas de latitudes extratropicales entre los 120°W y 5°W. La baja presión (centro aproximado en 50°S – 60°W) en la zona subtropical de SA a 850 hPa se extiende hasta la parte sur de la CA. En los niveles de 500 y 200 hPa se observa el tren de ondas netamente de la zona extratropical sur. A nivel vertical no se ve inclinación de los centros de baja y alta presión, lo cual indica una estructura barotrópica preferente.

El análisis a gran escala indica que en general, los CPs están influenciados tanto por perturbaciones extratropicales y tropicales, especialmente del Atlántico Tropical Norte mediante los sistemas de vientos cros-ecuatoriales (Wang y Fu, 2002). Esta característica es más notoria en el CP1 y del CP4 al CP9. Los CP2, CP3 y CP4 presentan una influencia predominante de latitudes medias.

En cuanto a la influencia extratropical, se identificó el tren de ondas de latitudes medias en la mayoría de CP. Los CP2, CP3, CP4, y CP9 muestran una organización horizontal; mientras el CP1, CP5, CP7 y CP8 muestran una cierta inclinación diagonal hacia el noreste, y hacia el sureste en el CP6. Es importante mencionar que se encontró una estructura baroclínica preferentemente sobre el continente, el cual fue reforzado por el efecto de los Andes (ver modelo conceptual en Figura 22).



**Figura 20.** Circulación asociada para el CP7 a 850, 500 y 200 hPa niveles de presión. Los valores estandarizados de vientos se muestran en vectores y la altura geopotencial en líneas de contorno.



**Figura 21.** Circulación asociada para el CP8 (a) y CP9 (b) a 850, 500 y 200 hPa niveles de presión. Los valores estandarizados de vientos se muestran en vectores y la altura geopotencial en líneas de contorno.

En resumen, el ciclo se caracteriza por una transición de una baja presión sobre SA (CP2) y posteriormente una alta presión migratoria del oeste que la desplaza (CP3, CP4; Figura 22). Este sistema se asocia a las incursiones de viento del sur hacia el continente y finaliza cuando la alta presión se desplaza al este (CP5, CP6) y nuevamente ingresa una baja presión sobre el continente (CP8).

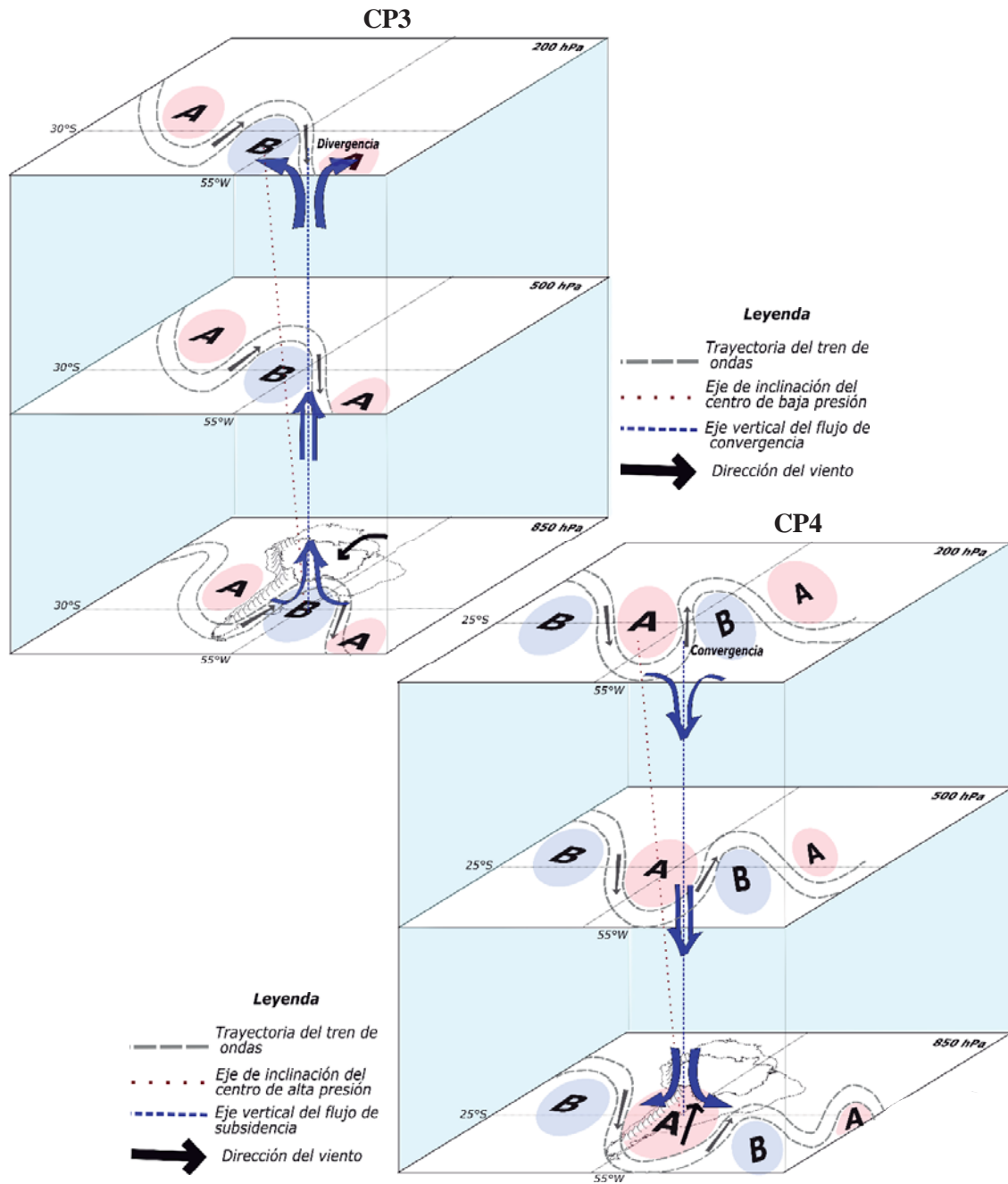


Figura 22. Esquema tridimensional de la estructura vertical de los CP3 y CP4.



### **4.3. LLUVIA ASOCIADA A PATRONES DE CIRCULACIÓN**

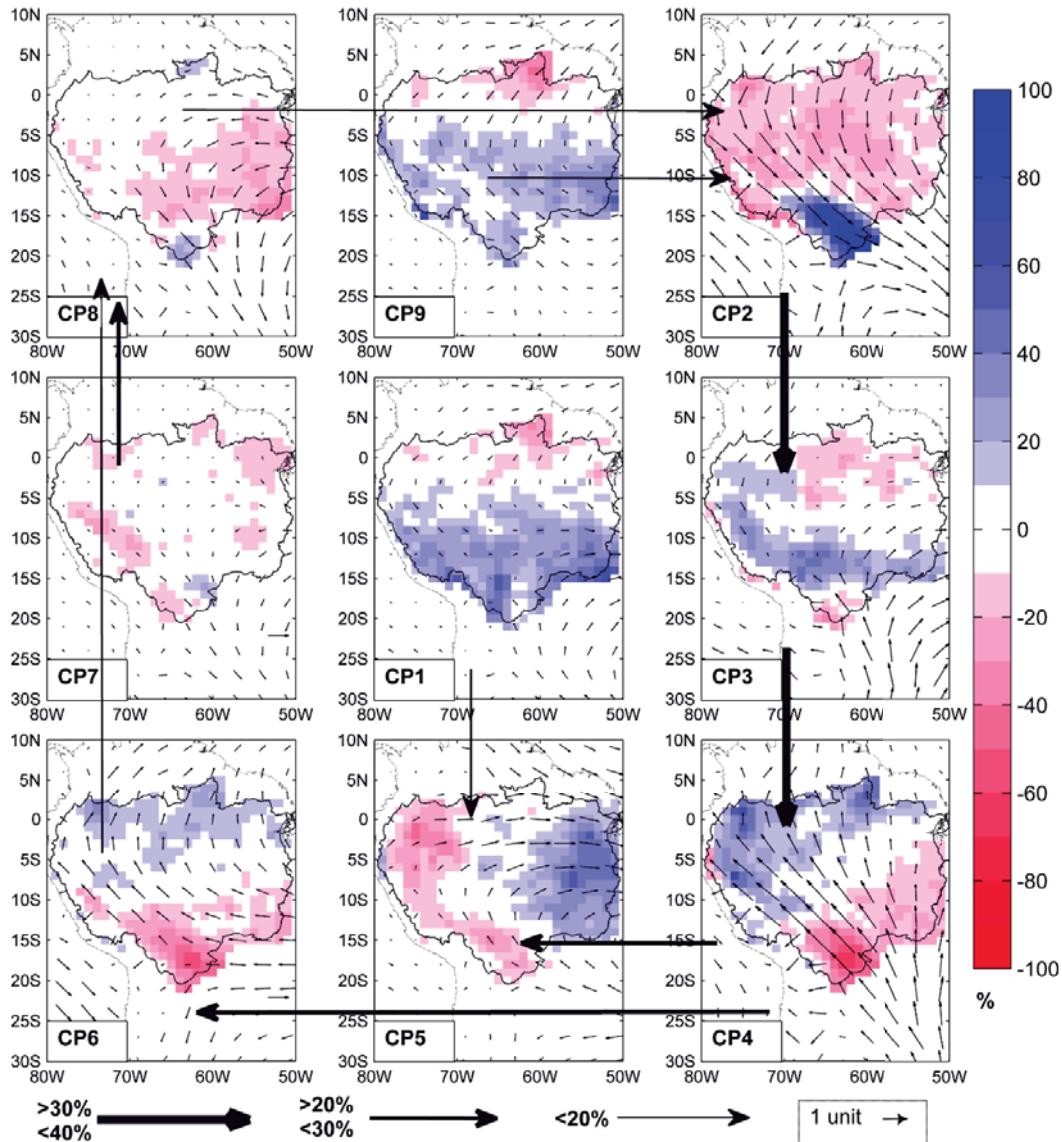
Esta sección se enfoca en analizar la relación entre las lluvias y los CPs. Para esto se utilizaron diferentes bases de datos: precipitación de HYBAM y precipitación estimada de los productos TRMM 3B42 y TRMM 2A25. De esta manera se analizó espacialmente el porcentaje de la lluvia asociada a un determinado CP. Para esto, se calculó la anomalía porcentual de precipitación para los días asociados a un mismo CP; es decir, un valor de +100% se interpreta como un incremento de la precipitación que equivale al doble del valor promedio y un valor de -100% significa que hay ausencia de precipitaciones en determinada región. Por otro lado, un valor de 0% indica que no hay variaciones en la precipitación con respecto al promedio histórico. De este modo, puede estimarse si existen CPs más o menos favorables a la precipitación en una determinada región con respecto a las condiciones climatológicas medias. Los datos HYBAM y estimados por el producto TRMM-3B42, permiten estudiar toda la Cuenca Amazónica (CA), mientras que los datos estimados del radar de precipitación TRMM-2A25 PR se enfocan en la zona oeste de la CA que incluye la Amazonía peruana.

La relación entre lluvias y CPs serán descritas según la evolución temporal de los CPs, que fue explicada en el capítulo anterior. De esta manera se tendrá un orden al explicar cómo cambia la lluvia asociada de acuerdo al ciclo temporal que definen los CPs. Se iniciará con los CPs por el CP2 hasta el CP8 y finalmente, se analizarán aquellos que constituyen situaciones alternativas (CP1, CP9).

En esta sección solo se explicará las lluvias asociadas en condiciones promedio; es decir, sin considerar la estación del año. Los resultados no presentan mayores diferencias según la época del año, por lo que el análisis estacional solo se mostrará en la sección Anexos 2.

#### **4.3.1. PATRONES DE CIRCULACIÓN Y LLUVIA BASADA EN DATOS OBSERVADOS - HYBAM EN LA CUENCA AMAZÓNICA**

La Figura 23 muestra la lluvia de HYBAM asociada a cada CP en anomalías porcentuales de precipitación. Los colores azules indican anomalías positivas y los rojos, negativas. El CP2 muestra anomalías positivas de precipitación en el sur de la CA que coincide con un flujo del viento del norte que converge con incursiones de vientos del sur de la CA, mientras que el lado norte el CP2 muestra condiciones de menor precipitación con respecto al promedio climatológico. Posteriormente, durante el CP3, la lluvia se traslada al centro y oeste de la CA. Esta característica se asocia a la convergencia de vientos que también migra hacia noroeste debido a una mayor incursión de vientos del sur. Por otro lado, se observan anomalías



**Figura 23.** Anomalías porcentuales de la lluvia de HYBAM asociada a los CPs.

negativas de precipitación en la zona noreste de la CA. A continuación, el CP4 presenta las anomalías positivas de precipitación en el lado noroeste de la CA ya que el flujo es predominante del sureste; mientras que en el lado sur predominan las anomalías negativas de precipitación. Esta característica de la lluvia en la zona noreste asociada a una circulación del sur, coincide con otros estudios que relacionan ambas variables (ej. Wang y Fu; Espinoza et al., 2012; Santos et al., 2015). Posteriormente, existen dos opciones que siguen este ciclo: por un lado, estas condiciones de anomalías positivas de precipitación podrían concentrarse hacia el lado este de la CA en el CP5, lo cual se asocia al flujo zonal predominante del oeste, concentrando la humedad en esa zona y dejando toda la zona oeste con anomalías negativas. La segunda opción es el CP6, en el que se muestran anomalías positivas de precipitación

localizadas en la zona norte de la CA lo que coincide con la circulación predominante del sur, mientras que las condiciones de anomalías negativas de precipitación se ubican en la zona sur este de la CA. El CP7 está asociado a anomalías negativas de precipitación en la parte oeste y extremo noreste de la CA; mientras que en la zona sur se observan tanto anomalías positivas como negativa. Esto puede relacionarse con el ligero flujo hacia el sur y condiciones neutras en el centro de la CA. Seguidamente, durante el CP8 se presentan anomalías positivas de precipitación en el extremo sur de la CA y negativas en todo el extremo este y ciertas áreas del lado oeste, lo cual está influenciado por un mayor flujo del noroeste asociado a una condición de tipo SALLJ (Marengo et al., 2004). Finalmente, los CP9 y CP1 que representan situaciones alternativas en el ciclo, muestran la siguiente precipitación asociada: El CP1 presenta principalmente anomalías positivas de precipitación en la zona sur de la CA. Como se había mencionado anteriormente, este CP posee características de la SACZ en la circulación de bajos niveles. Al asociar la lluvia al CP1, muestra anomalías positivas de precipitación en la parte sureste lo que coincide con lo encontrado en Carvalho et al., (2002) y Santos et al. (2015) durante eventos SACZ. Por otro lado, el CP9 presenta anomalías de precipitación positivas en la zona central este y oeste de la CA, con algunas anomalías en el sur. En este caso la lluvia promedio asociada responde evidentemente a la circulación del CP9, que se caracteriza por presentar un régimen del norte y se asocia a precipitaciones en el sur de la Amazonía mientras que, en el norte, menor precipitación (Wang y Fu, 2002).

La lluvia de HYBAM asociada a los CPs, sigue coherentemente el ciclo que estos definen (CP2→CP8), mostrando una evolución temporal de las lluvias desde el sur (CP2), centro (CP3), noroeste (CP4), este (CP5) y extremo norte (CP6) de la CA. Esto sugiere que la lluvia sobre la CA a una escala intraestacional está impulsada principalmente por la dinámica de los vientos en bajos niveles definidos en los CPs.

#### **4.3.2. PATRONES DE CIRCULACIÓN Y LLUVIA ESTIMADA TRMM-3B42 EN LA CUENCA AMAZÓNICA**

En la Figura 24 se muestra la precipitación asociada del producto 3B42 del TRMM de 0.25° de resolución espacial. La ventaja de usar este producto es su resolución espacial y temporal, lo que nos permite tener mayor detalle de la precipitación en la CA (resolución ~ 25 Km) a nivel diario.

La precipitación estimada TRMM-3B42 que se asocia a los CPs, muestra en general una buena correspondencia respecto a la precipitación de HYBAM (Figura 22), donde las anomalías positivas en el sur (CP2) de la CA se desplazan progresivamente hacia el norte

(CP6) o hacia el este (CP5). Así como en los datos de HYBAM, se distinguen claramente los dipolos de precipitación norte-sur y este-oeste con algunas diferencias debido principalmente a la mayor resolución de la lluvia estimada por el TRMM-3B42.

Ya que la lluvia asociada con esta base de datos muestra en general gran similitud con los datos HYBAM, solo se describirán las principales discrepancias entre ambas bases de datos en cuanto a la distribución espacial de la precipitación. Una de las mayores diferencias se sitúa en las regiones de hotspots de la CA que corresponden a la transición andino-amazónica (Espinoza et al., 2015) para los CP2, CP3, CP4 y CP6. Por otro lado, el CP3 solo presenta anomalías de precipitación en la zona oeste de la CA, mientras que los datos observados de HYBAM indican anomalías negativas en el lado noreste. El CP7, muestra anomalías de precipitación positivas en algunas áreas al sur de la CA y principalmente hacia la cuenca de La Plata, a diferencia de los datos de HYBAM, que muestra una pequeña área con anomalías positivas en sureste de la CA. En el lado noreste de la CA, no se muestran anomalías significativas de precipitación para el CP7, mientras que los datos de HYBAM presentan anomalías negativas. Asimismo, el CP8 muestra anomalías de precipitación negativas en la mayor parte de la CA, aunque los datos observados solo indican estas anomalías en el lado este y adicionalmente, anomalías positivas en el sur de la CA. Finalmente, una característica que se distingue en ambas bases de datos es la cantidad de anomalías no significativas (espacios blancos), las cuales se muestran de manera proporcional a la resolución de cada una. Es decir; ya que los datos HYBAM poseen una baja resolución espacial ( $1^\circ$ ) en comparación con los datos TRMM ( $0.25^\circ$ ), es coherente que presenten más anomalías cercanas a cero.

A modo de resumen, se tiene que los CP1, CP2, CP8 y CP9 que se caracterizan por un régimen predominante del norte, se asocian a lluvias en el sur de la CA; mientras que los CP4 y CP6, al presentar un régimen predominante del sur, se asocian a lluvias en el norte de la CA. Estos resultados coinciden con los presentados en Wang y Fu (2002) donde se examinó el periodo 1979-1993.

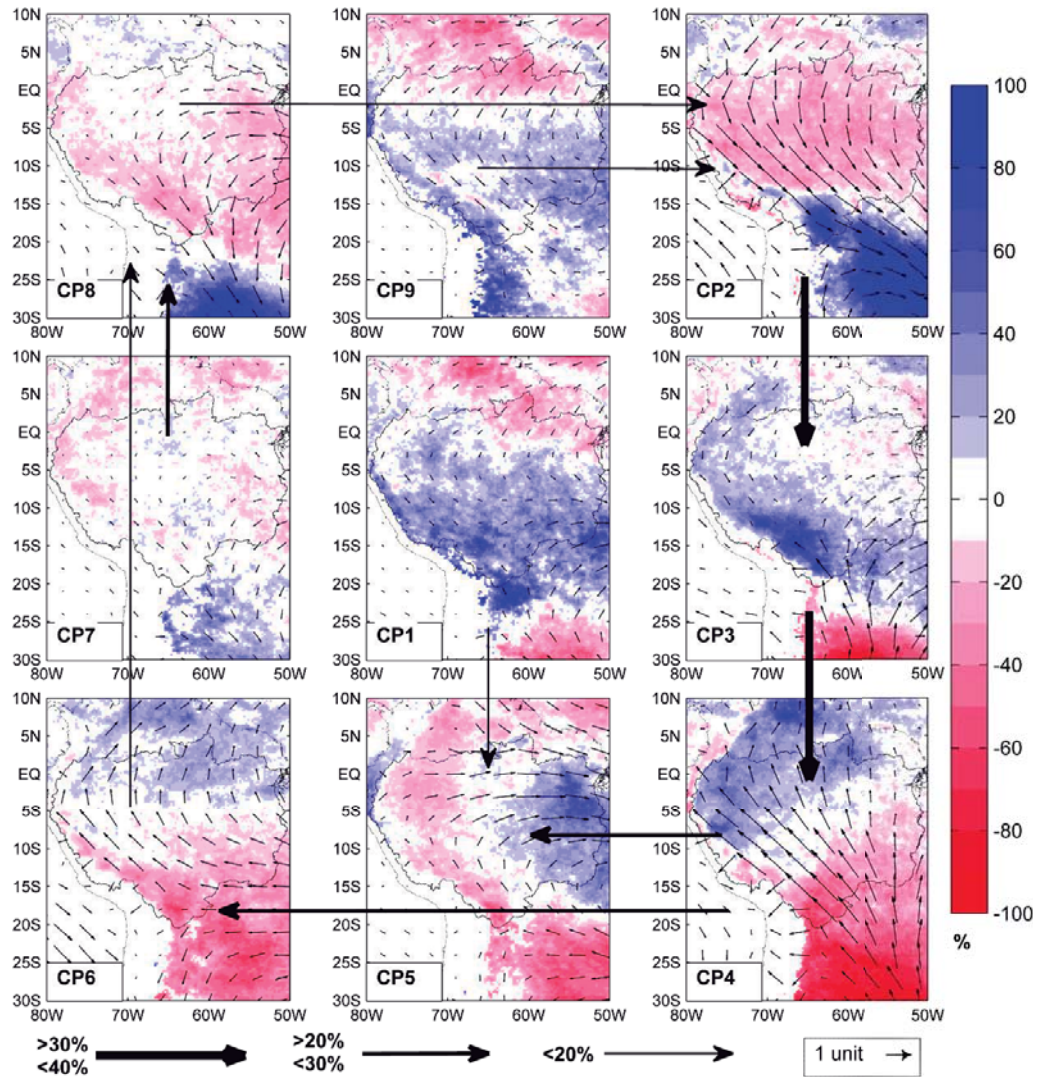


Figura 24. Anomalías porcentuales de la lluvia de TRMM-3B42 asociada a los CPs

### 4.3.3. ENFOQUE A LA ZONA OESTE DE LA CUENCA AMAZÓNICA

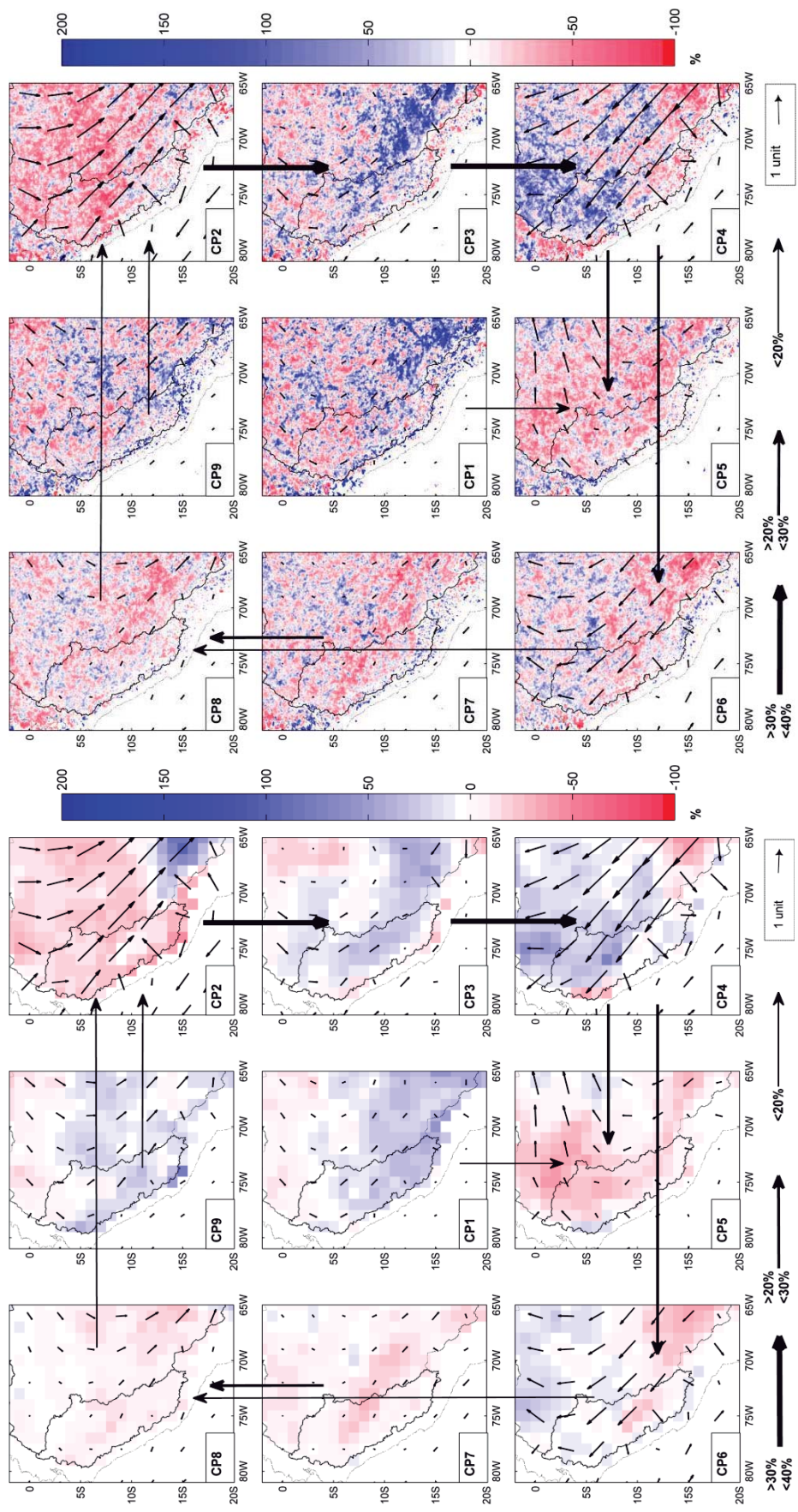
#### 4.3.3.1 Patrones de Circulación y lluvia estimada TRMM-2A25 PR en la Cuenca Amazónica oeste

La alta resolución espacial del producto 2A25 PR del TRMM (~ 5 Km) permite estudiar regiones más específicas, al mismo tiempo que requiere necesidades de cómputo mayores. En este caso se dará énfasis a la zona oeste de la CA, correspondiente a la Amazonía peruana. Cabe mencionar que un inconveniente con este tipo de datos es su resolución temporal, ya que al no ser diaria y disponer de valores solo en regiones por donde pasa el radar, la cantidad

de datos disminuye, lo cual influye en las diferencias con las otras bases de datos (ver III. Materiales y Métodos).

La Figura 25 muestra los CPs y su respectiva lluvia asociada con datos de HYBAM (a) y estimados del TRMM 2A25 PR (b). Adicionalmente se trazó los límites de la cuenca que abarca hasta la estación de Tamshiyacu, para identificar la Amazonía peruana. La precipitación estimada TRMM-2A25 PR que se asocia a los CPs, muestra también buena correspondencia respecto a los datos HYBAM (Figura 23), donde las anomalías positivas en el oeste de la CA (CP3) se desplazan progresivamente hacia el noreste o norte (CP4 o CP6) o hacia el este (CP5). Asimismo, se distinguen los dipolos de precipitación norte-sur (CP2, CP4 y CP6). Es importante tener en cuenta que debido a la resolución temporal y espacial del TRMM-2A25 PR (~5 Km), se tiene mucho mayor detalle en las anomalías de precipitación y los valores pueden resultar muy altos por la menor cantidad de datos en esa área.

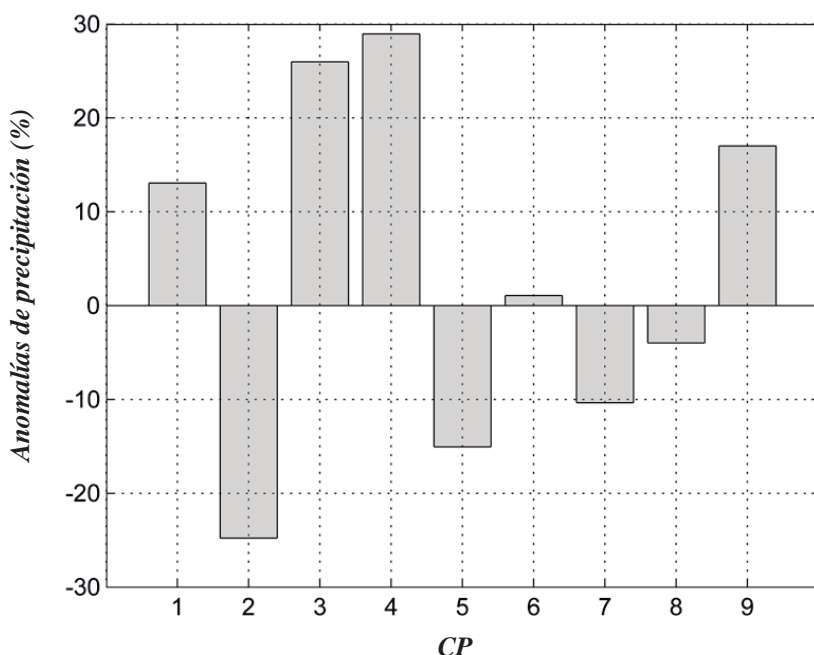
Por otro lado, específicamente para la zona oeste de la CA se tiene la siguiente distribución de precipitación asociada de acuerdo al ciclo de los CPs: Un flujo del norte que corresponde al CP2 se asocia a anomalías negativas de precipitación de los 10°S hacia el norte, mientras las anomalías positivas de precipitación se observan hacia el sur, principalmente en la amazonía boliviana. Posteriormente, estas anomalías positivas se extienden hacia el norte y gran parte de la Amazonía peruana se asocia a condiciones de mayor precipitación. Seguidamente el CP4, que muestra una circulación predominante del sur, presenta anomalías positivas de precipitación aproximadamente a partir de los 12°S hacia el norte. Los siguientes posibles escenarios son: por un lado, el CP5 que se asocia a condiciones negativas de precipitación en gran parte de la zona oeste de la CA debido a una circulación del oeste; y el CP6 que muestra anomalías positivas de precipitación aproximadamente a partir de los 5°S hacia el norte, por un régimen del sur predominante, mientras que presenta condiciones opuestas en la parte sur. El CP7 se asocia mayormente a anomalías negativas de precipitación en la región amazónica peruana y condiciones de anomalías positivas dispersas entre los 70°W-65°W, lo cual difiere de los datos HYBAM. A continuación, el CP8 presenta anomalías positivas de precipitación preferentemente a partir de los 10°S hacia el norte y negativas, hacia el sur. Por otro lado, el CP9 se asocia principalmente a anomalías positivas de precipitación en la zona central de la Amazonía peruana y anomalías negativas dispersas en el resto de la zona oeste de la CA. Finalmente, el CP1 muestra condiciones de



**Figura 25.** Anomalías porcentuales de la lluvia de HYBAM (a) y estimada TRMM-2A25 asociada a los CPs sobre el oeste de la CA.

mayor precipitación en el lado oeste y sur de la Amazonía Peruana, asociado a un régimen del norte.

En resumen, las condiciones de anomalía positivas de precipitación predominantes asociadas en el área oeste de la CA (20°S-2°N, 81°O-65°O) corresponden a los CP1, CP3, CP4, CP9; y en la zona norte, el CP6. Estos resultados se pueden observar en la Figura 26 que muestra el porcentaje de anomalías promedio de la lluvia asociada específicamente en la región oeste de la CA usando la precipitación estimada TRMM 2A25 PR. Por otro lado, aquellas asociadas a anomalías negativas de precipitación en el área oeste de la CA son los CP2 y CP5; y en la zona central los CP6, CP7 y CP8.



**Figura 26.** Porcentajes promedio de anomalías de precipitación (TRMM-2A25) asociada a los CPs para el área oeste de la CA (20°S-2°N, 81°O-65°O).

#### 4.3.3.2 Contribución de la precipitación diaria en la Amazonía peruana

En esta sección se analiza en detalle la influencia de cada CP en la lluvia diaria de la CA peruana, especialmente en la ocurrencia de lluvia extrema.

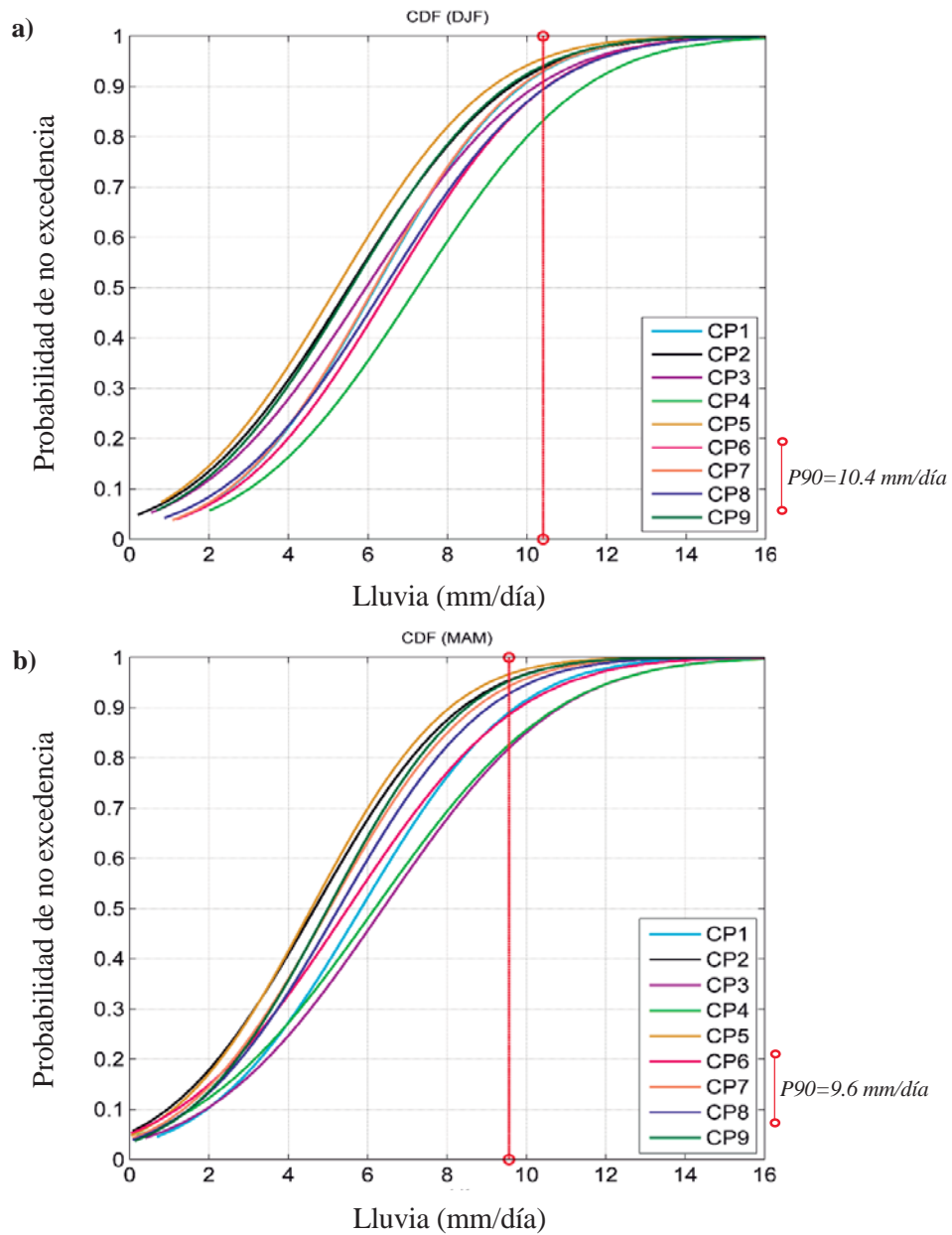
Las Figuras 27 y 28 muestran las Funciones de Distribución Acumulativa (CDF) para cada CP según la época del año. Los CDFs se utilizan como una técnica de medida de la probabilidad de no excedencia; es decir, indica los valores máximos de probabilidad que puede alcanzar un determinado valor de lluvia y de esta manera se puede analizar la ocurrencia de lluvia diaria.



Los CDFs fueron procesados utilizando la serie de tiempo con los datos promedio de HYBAM (1980-2009) pertenecientes a la Amazonía peruana según cada CP.

Para el verano austral (DEF, Figura 27a) se observa que el CP4 (línea verde claro) es el que tiene mayores probabilidades de ocurrencia de lluvia. Es decir, en el 80% de días la lluvia asociada al CP4 puede alcanzar aproximadamente los 10 mm/día (eje x); y por lo tanto, existe 20% de probabilidad que dada la ocurrencia del CP4, la lluvia exceda los 10 mm/día. Por otro lado, el 80% de días para el CP5 (línea mostaza) tiene una lluvia máxima aproximada de 7.5 mm/día. En cuanto a los otros CPs, es posible identificar unos de comportamiento similar al CP5 (CP2, CP9) y otros al CP4 (CP6, CP8). Un análisis de los valores extremos puede explicar también la diferencia de los CPs en cuanto a la contribución de la lluvia. En la Figura 27a se indica el valor del percentil 90 (P90) de la lluvia diaria, que para DEF corresponde 10.4 mm/día. Si bien las probabilidades de superar este valor son bajas dado que esta época la contribución de lluvia es en promedio alta, se observa que el CP4 tiene mayores probabilidades de superar el P90 en comparación con otros CPs cuyas probabilidades son prácticamente cero.

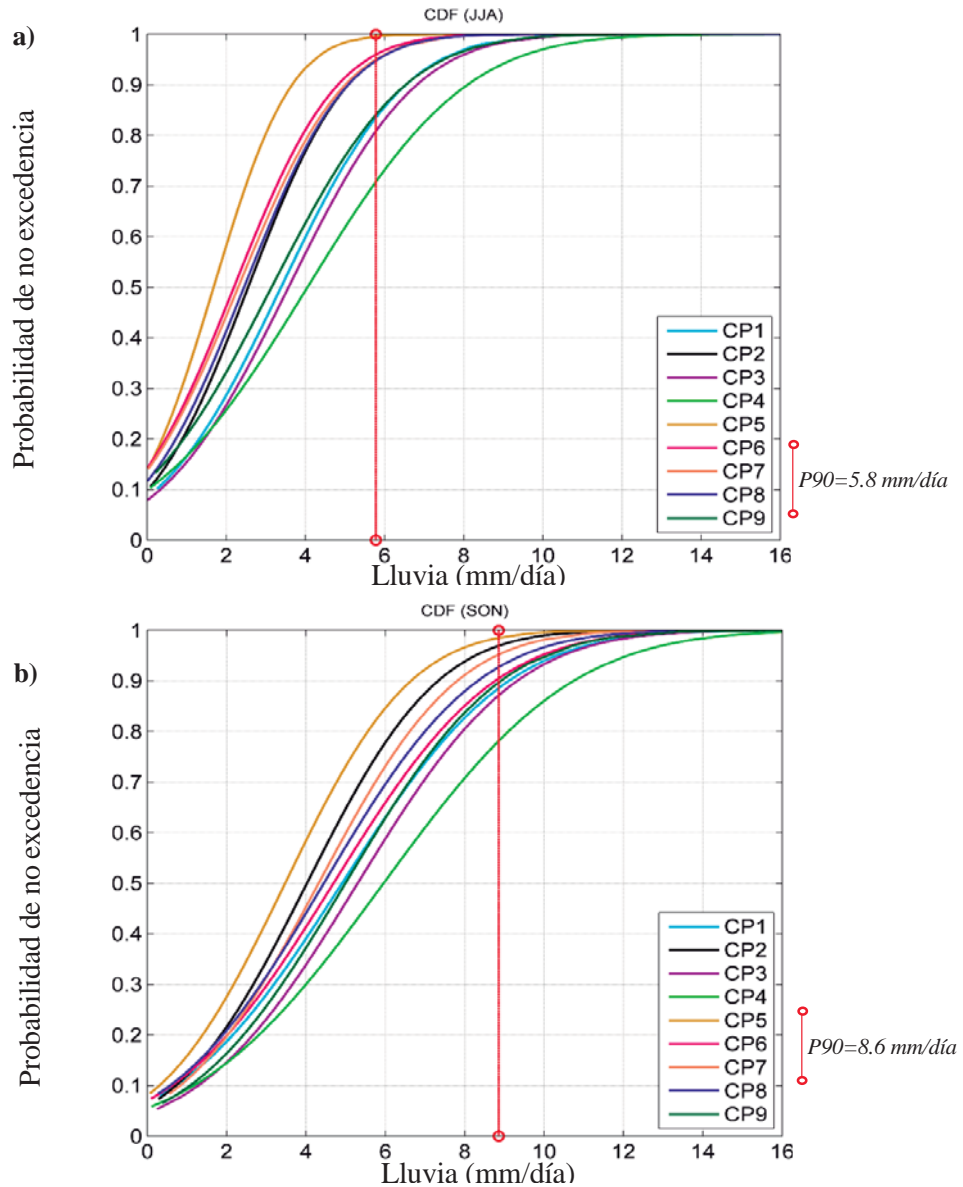
Para el caso de MAM (Figura 27b), los CDFs son en general más similares entre los CPs. Sin embargo, es posible determinar que los CP3 (línea morada) y CP4 son aquellos con mayores probabilidades de ocurrencia de lluvia en la Amazonía peruana; mientras que los CP2 (línea verde oscuro) y CP5, presentan las menores probabilidades. En el caso de la ocurrencia de lluvia extrema, el valor del P90 para esta época es 9.6 mm/día. Existe un 10% de probabilidad de que los CP3 y CP4 excedan este valor, 5% para los CP1 (línea celeste) y CP6 (línea fucsia), mientras la probabilidad disminuye hasta cero para los otros CPs.



**Figura 27.** Función de distribución acumulativa (CDF) para cada CP en DEF (a) y MAM (b).

En la época seca (JJA, Figura 28a) se tienen los CDFs más claramente definidos para los CPs. La contribución de la lluvia asociada al CP4 es más evidente, así como el caso opuesto para el CP5. Por ejemplo, una lluvia superior a los 5mm/día en JJA puede ocurrir en 40% de días CP4, mientras que para un día CP5 es altamente improbable. Es posible, además, identificar un grupo de CPs con mayor contribución de lluvia para la Amazonía peruana: CP4, CP3, CP1, CP9; y un grupo de menor contribución: CP5, CP6, CP7, CP8 y CP2. Esto se puede verificar también al analizar la lluvia extrema, que para esta época el P90 de la lluvia disminuye a 5.8

mm/día. El CP4 tiene aproximadamente 15% de probabilidad de superar este valor y los otros CP3, CP1 y CP9, entre 10% y 5%. Por otro lado, resulta altamente improbable que los demás CPs (CP2, CP5, CP6, CP7 y CP8) superen dicho valor.



**Figura 28.** Función de distribución acumulativa (CDF) para cada CP en JJA (a) y SON (b).

Finalmente, en SON (Figura 28b) que corresponde al inicio de la época húmeda, se observa clara diferencia entre los CPs de mayor (CP4) y menor (CP5) contribución de lluvia en la Amazonía peruana, mientras que los demás CPs presentan características más similares. El

P90 de la lluvia diaria en SON es de 8.6 mm/día, el cual es muy poco probable para la mayoría de CPs, mientras que el CP4 tiene un valor aproximado de 10% para exceder dicho valor.

Este tipo de información resulta de gran relevancia ya que muestra de manera objetiva la diferente probabilidad de ocurrencia de lluvias durante los respectivos CPs, en especial la ocurrencia de lluvias extremas. De esta manera, se identificó a los CP4 (adicionalmente el CP3 en MAM) y CP5 (adicionalmente el CP2 en MAM) como CPs claves en la ocurrencia de lluvias, ya que son los máximos y mínimos contribuyentes en la precipitación diaria, respectivamente.

#### **4.3.4 COMPARACIÓN DE LA LLUVIA ASOCIADA A LOS PATRONES DE CIRCULACIÓN DE DATOS ESTIMADOS E HYBAM**

En la sección anterior se determinó la lluvia asociada de cada CP utilizando una base de datos de precipitación observados (HYBAM) y estimados (TRMM-3B42). Los resultados mostraron buena correspondencia entre los CPs y ambas bases de datos ya que identificaron los mismos dipolos de anomalías positivas y negativas que se desplazaban siguiendo el ciclo temporal de los CPs. No obstante, para tener una medida más exacta y objetiva de qué tan buena es la representación de los datos estimados del TRMM – 3B42 con respecto a los datos HYBAM, se puede determinar el error utilizando la raíz del error cuadrático medio (RMSE) para cada CP y por punto de grilla. De esta manera, se identifican las zonas de la CA donde la lluvia asociada es mejor representada por TRMM y dónde los errores sean mayores.

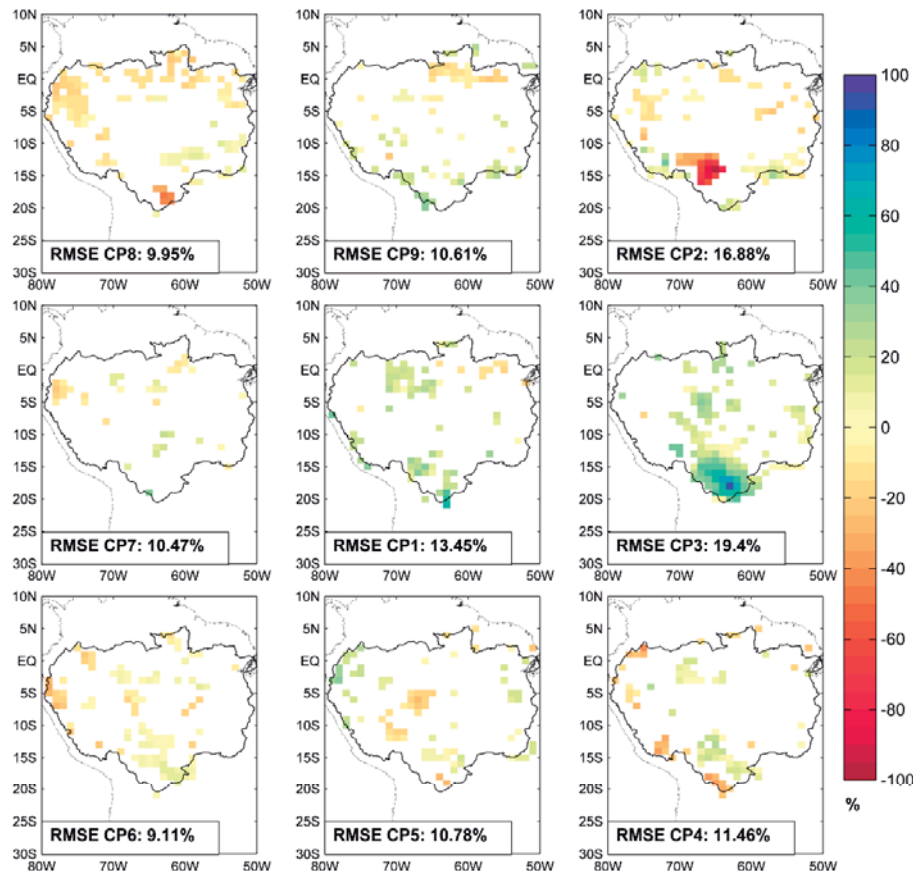
Es importante resaltar que para hacer este análisis se tuvo que degradar la resolución de los datos del TRMM hasta  $1^{\circ} \times 1^{\circ}$  que es la resolución de los datos HYBAM.

El error se determinó para cada CP hallando el RMSE por punto de grilla de las anomalías porcentuales en la CA. Por otro lado, para identificar las áreas donde el error es mayor o menor dentro de cada CP, se muestra la diferencia de las anomalías porcentuales de los datos TRMM-3B42 y los de HYBAM en la Figura 30.

Los valores del RMSE varían entre 9% y 20 %, los CP6 y CP8 obtuvieron los menores valores del RMSE (9.11% y 9.95% respectivamente); mientras que los CP3 y CP2 muestran los mayores valores de error (19.4% y 16.88%, respectivamente).

Adicionalmente, la Figura 29 presenta el mapa de las diferencias entre las anomalías de lluvia asociadas a los CPs entre las bases de datos: TRMM-3B42 e HYBAM para cada CP en la CA, y solo muestra las diferencias significativas al 95%. En general, se observa que estas diferencias oscilan mayormente entre -20% y 20%. A nivel espacial, los CP2 y CP3 muestran las mayores diferencias en la zona sur de la CA. En el caso del CP2, existe una subestimación

de la lluvia asociada en dicha zona; sin embargo, ambos presentan anomalías positivas de precipitación en la parte sur (Figura 23 y 24). De manera similar, en el CP3 existe una sobreestimación de la lluvia asociada, pese a que en ambas bases de datos se muestra anomalías positivas en el lado sureste (Figura 23 y 24). El extremo sur, que presenta las máximas diferencias, se asocia a anomalías negativas de precipitación en los datos HYBAM, mientras que presenta anomalías positivas en los datos estimados del TRMM, lo cual explica el gran contraste. Por otro lado, se tiene que la mayoría de CPs presentan diferencias en las regiones de la transición andino-amazónica (CP1, CP2, CP4, CP5, CP6 y CP9).

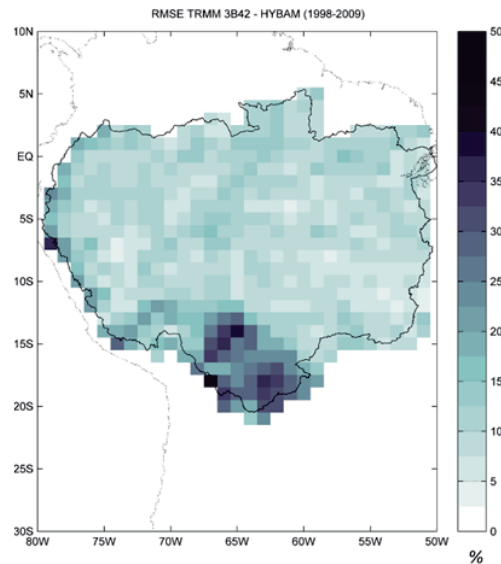


**Figura 29.** Diferencias de las anomalías de lluvia asociada a los CPs entre TRMM-3B42 e HYBAM al 95% de significancia. Adicionalmente se muestra el valor del RMSE para cada CP.

Debido a que se encontraron ciertas diferencias comunes entre los CPs en cuanto a la localización de los errores, se determinó también el RMSE por punto de grilla en la CA independientemente del CP para identificar de manera objetiva cuáles son las zonas dentro de la CA que presentan mayores diferencias con respecto a los datos HYBAM.

La Figura 30 muestra los valores del RMSE para la CA de los datos estimados del TRMM-3B42. Estos resultados verifican lo descrito anteriormente, donde se observa mayor valor del

RMSE en la zona sur de la CA y los valores alcanzan un 45%. Por otra parte, se observa que las regiones de la transición andino-amazónica también presentan valores altos (25 - 40 %). Como se había mencionado anteriormente, es en estas regiones donde se ubican los denominados hotspots de precipitación, que debido a sus características orográficas presentan una fuerte variabilidad espacial de precipitación y por ello discrepancias con la lluvia estimada (Espinoza et al., 2015).



**Figura 30.** Raíz cuadrada del error cuadrático medio (RMSE) de la lluvia estimada TRMM-3B42 en la Cuenca Amazónica. Los valores se obtuvieron por punto de grilla entre los 9 CPs.

Al procesar los datos del TRMM fue necesario modificar su resolución original el cual es un factor importante que pudo influir en los valores del error (se redujo 4 veces su resolución original). Sin embargo, este análisis sirve principalmente para dar un valor objetivo de las diferencias entre ambas bases de datos e identificar aquellas zonas donde los contrastes sean mayores.

Finalmente, cabe señalar que este análisis solo se realizó para el producto 3B42 del TRMM, ya que el producto 2A25 PR tiene una resolución muy fina ( $0.05^\circ$ ) y para determinar el error es necesario que ambas bases de datos tengan la misma resolución espacial. Por lo tanto, reducir la escala del producto 2A25 en 20 veces su resolución espacial original podría distorsionar la precipitación estimada de este producto y la determinación del error resultaría

en una medida menos objetiva. En tal sentido, como ambos (2A25 y 3B42) son productos del TRMM, se optó por usar aquel de resolución más similar a los datos HYBAM.

#### **4.3.5 PATRONES DE CIRCULACIÓN DURANTE SEQUÍAS EXTREMAS**

Esta sección se enfoca en el análisis de los CPs durante eventos hidrológicos extremos en la CA. El objetivo es analizar las características de los patrones de circulación en dichos eventos con el fin de encontrar alguna relación entre ellos. Este análisis se orientará a dos posibles factores: por un lado, se estudiará la frecuencia de ocurrencia de los CPs en estos eventos; y por otro, las características de la lluvia asociada correspondiente a cada CP durante los años de eventos extremos. De este modo se podrá verificar si los eventos extremos están asociados a la frecuencia del CP o a otras variables que influyen en el tipo de lluvia.

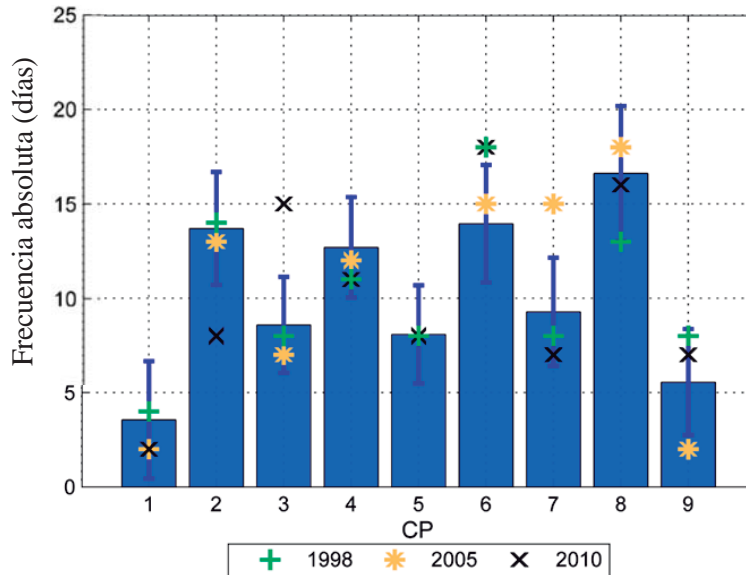
Los casos que se toman en esta investigación corresponden a eventos de sequía extrema. Específicamente las tres últimas que se caracterizaron por su alta intensidad e impactos en la Amazonía: las sequías de 1998, 2005 y 2010 (ej. Espinoza et al., 2011). Se analiza en primer lugar el evento del 2005, que según la literatura tiene una mayor relación con el calentamiento del océano Atlántico tropical norte y luego conjuntamente los eventos 1998 y 2010, ambos asociados a El Niño.

##### **4.3.5.1 SEQUÍA 2005**

La sequía ocurrida en 2005 se caracterizó principalmente por afectar la zona sur y suroeste de la Amazonía (Marengo et al., 2008). Este evento se debió principalmente a un calentamiento del océano Atlántico Tropical Norte y a la disminución de intensidad en los vientos alisios que transportaron suficiente humedad hacia el sur de la región amazónica en la época húmeda. Como consecuencia, se intensificaron las condiciones de sequía en la época seca y esta situación se prolongó hasta setiembre de ese año.

La Figura 31 muestra la frecuencia absoluta de cada CP y sus respectivas desviaciones estándar para la época seca que corresponde a Junio-Julio-Agosto (JJA). En el año 2005 las frecuencias de los CPs se encuentran dentro del rango promedio a excepción del CP7 y CP9. Por un lado, el CP7 presenta una frecuencia mucho mayor al valor medio: 15 días frente a 9 días de condiciones promedio. Por otra parte, el CP9 tuvo una frecuencia casi mínima en la época seca del 2005: 2 días frente a 5 días de condiciones promedio.

Como se indicó en la sección 3 de los Resultados, las condiciones de lluvia para el CP7 se asocian a anomalías negativas de precipitación en el sur de la CA; mientras que el CP9, a anomalías positivas. Estas condiciones son muy similares para la época seca (Anexo 2, Figura 43). Por lo tanto, basándonos solo en la frecuencia de los CPs, estos resultados son coherentes ya que el evento del 2005 presenta una mayor ocurrencia del CP7 asociado a condiciones secas y una menor ocurrencia del CP9, asociado a condiciones lluviosas en el sur de la CA.

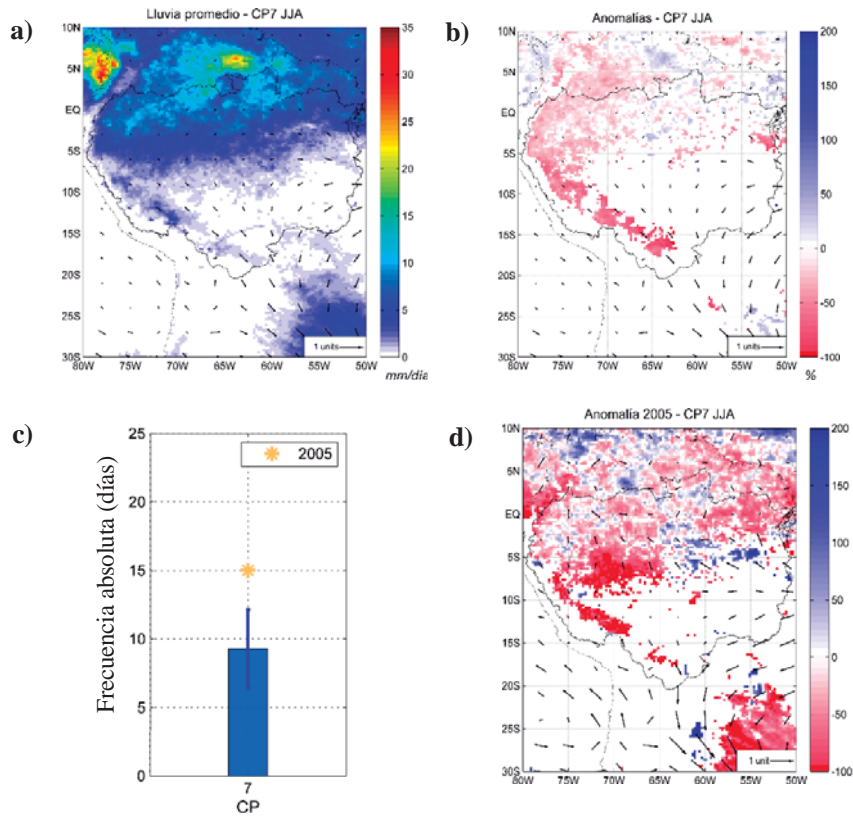


**Figura 31.** Frecuencia de los CPs para Junio-Julio-Agosto (JJA) en barras y su respectiva desviación estándar. Los años correspondientes a los eventos extremos se resaltan para el año 1998, 2005 y 2010.

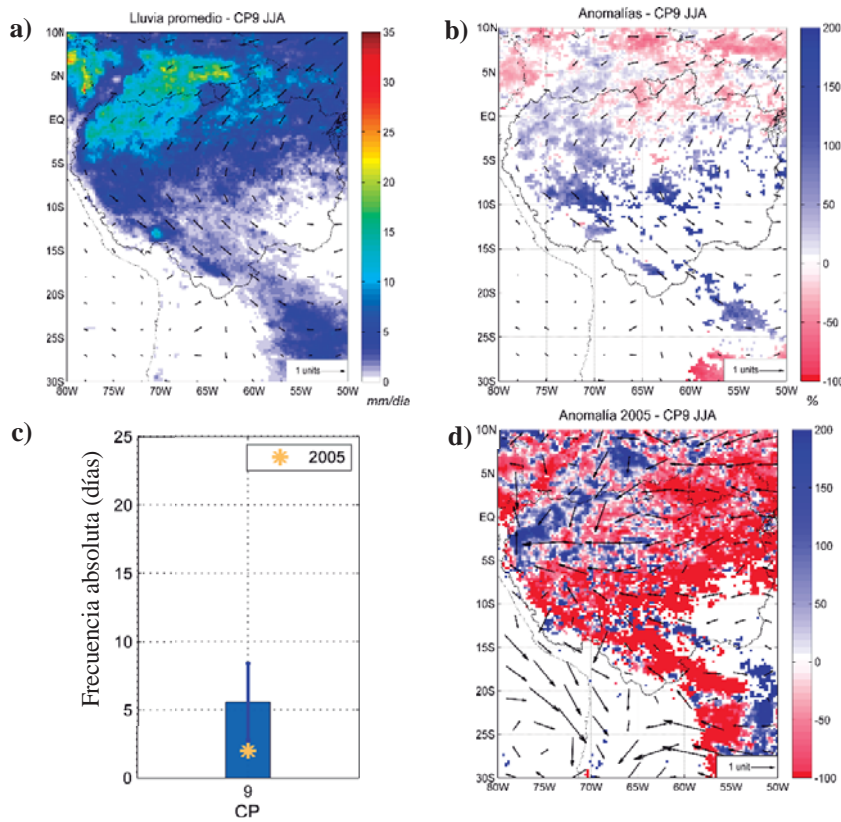
Por otro lado, se analizarán las características típicas de los CP7 y CP9 en comparación con las condiciones de lluvia asociadas para el evento del 2005. La Figura 32, muestra las condiciones promedio del CP7 para JJA en particular y las condiciones de lluvia asociada para el año 2005. Para interpretar las características del CP7 en dicho evento (Figura 32d) hay que tener en cuenta que se trata de una anomalía de la condición típica del CP7 (Figura 32a). Por ejemplo, el CP7 se asocia a anomalías negativas en el sur y partes de la zona oeste de la CA (Figura 32b). Las anomalías negativas del año 2005 (Figura 32d), se interpretan entonces como una intensificación de dichas condiciones secas asociadas al CP7. Asimismo, los valores de -100% (color rojo intenso) significan que no hubo precipitación en esa área. Por lo tanto, en el evento del 2005 prevalecieron las condiciones secas en el sur de la CA y se intensificaron en la zona suroeste durante los días caracterizados por el CP7. La Figura 33 muestra las mismas condiciones para el CP9. Es importante tener en cuenta que este CP solo ocurrió dos días (no consecutivos) en todo el trimestre por lo que sus características en el 2005 no representan las



condiciones del evento. Lo que indica la Figura 33d, es que si bien el CP9 se asocia a anomalías de lluvias positivas (Figura 33b), en el año 2005 hubo ausencia de lluvias en toda la región sur con algunas excepciones en la latitud 13°, probablemente debido a efectos locales. Es decir, que el CP asociado a anomalías positivas de precipitación además de ser mucho menos frecuente, tuvo una lluvia asociada diferente, donde predominó la ausencia de lluvias.



**Figura 32.** Lluvia promedio asociada al CP7 (a) en JJA. Anomalías de precipitación promedio asociadas al CP7 (b) en JJA. c) Frecuencia anual del CP7 en JJA, el evento del 2005 se resalta en asterisco. Anomalías de precipitación del CP7 (d) para el evento 2005.



**Figura 33.** Lluvia promedio asociada al CP9 (a) en JJA. Anomalías de precipitación promedio asociadas al CP9 (b) en JJA. c) Frecuencia anual del CP9 en JJA, el evento del 2005 se resalta en asterisco. Anomalías de precipitación del CP9 (d) para el evento 2005.

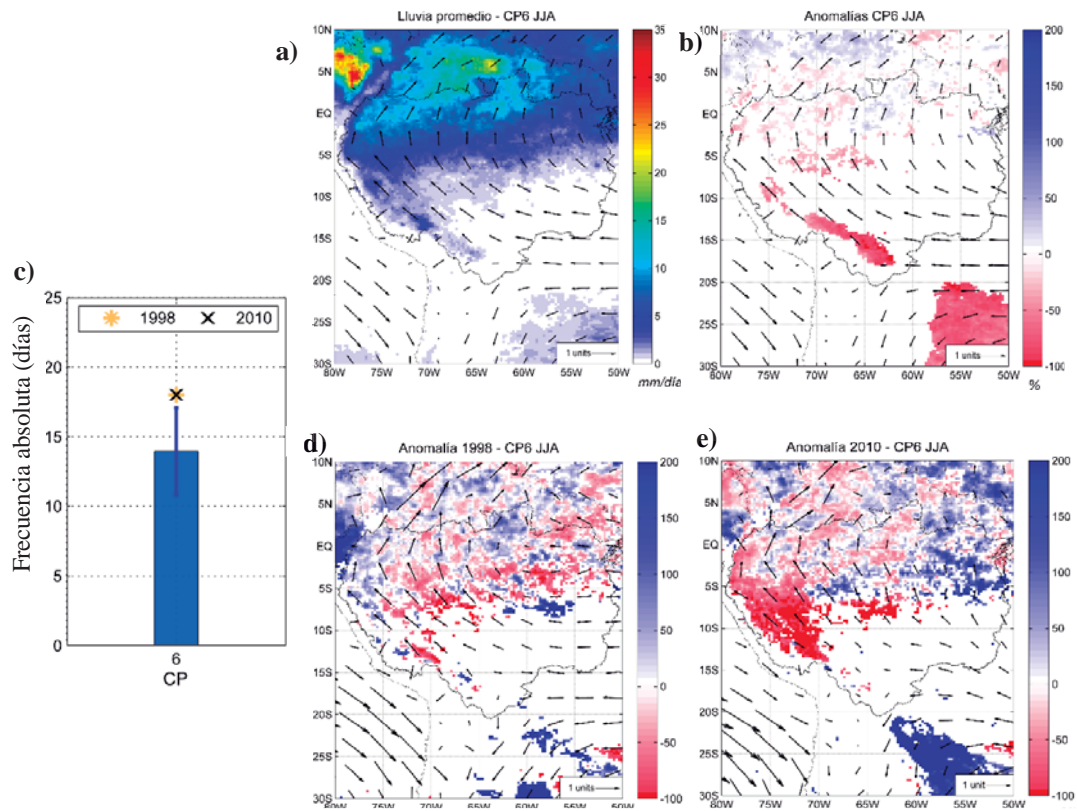
#### 4.3.5.2 SEQUÍAS 1998 Y 2010

Los eventos de sequía de 1998 y 2010 tienen una característica común, ambos sucedieron en condiciones ENSO además de presentar un calentamiento en el océano Atlántico tropical norte para el año 2010 (Espinoza et al., 2011; Marengo y Espinoza, 2015). Sin embargo, tienen algunas diferencias en cuanto a sus impactos y duración. La sequía de 1998 afectó gran parte de la CA y particularmente la zona oeste de la Amazonía, donde se registraron valores mínimos de lluvia a partir de mayo sobre la cuenca de Tamshiyacu (Espinoza et al., 2011). Por otro lado, la sequía del 2010 inició en el verano austral y se intensificó por el calentamiento del Atlántico en los meses de JJA, afectando principalmente la zona central y este de la CA (Marengo et al., 2011; Espinoza et al., 2011).

En cuanto al análisis de la frecuencia de CPs para estos eventos (Figura 31) se observa que el CP6 fue más frecuente que su valor promedio: 18 días respecto a 14 días (en 1998 y 2010). En condiciones promedio para JJA, el CP6 se asocia principalmente a anomalías negativas en el

centro y sur de la CA, por lo cual su mayor frecuencia resulta coherente para la ocurrencia de este evento. Por otra parte, el CP2, es menos frecuente en el 2010: 8 días respecto a 14 días. Este CP también se caracteriza por presentar anomalías positivas de precipitación en la zona sur y negativas, en la zona norte. Una menor frecuencia de este CP es consecuente ante dicho evento de sequía. Finalmente se detectó que el CP3 fue particularmente más frecuente en el año 2010: 15 días frente a 8 días en condiciones promedio. Estos valores resultan incongruentes, ya que el CP3 se caracteriza por presentar anomalías positivas de precipitación en el centro y suroeste de la CA en JJA.

Las características de cada CP en cuanto a su circulación y lluvia asociada se presentan en las Figuras 34, 35 y 36. Se explicará en primer lugar el CP6, ya que es común para los eventos 1998 y 2010; posteriormente, se analizará el CP2 y el CP3 para el evento del 2010.



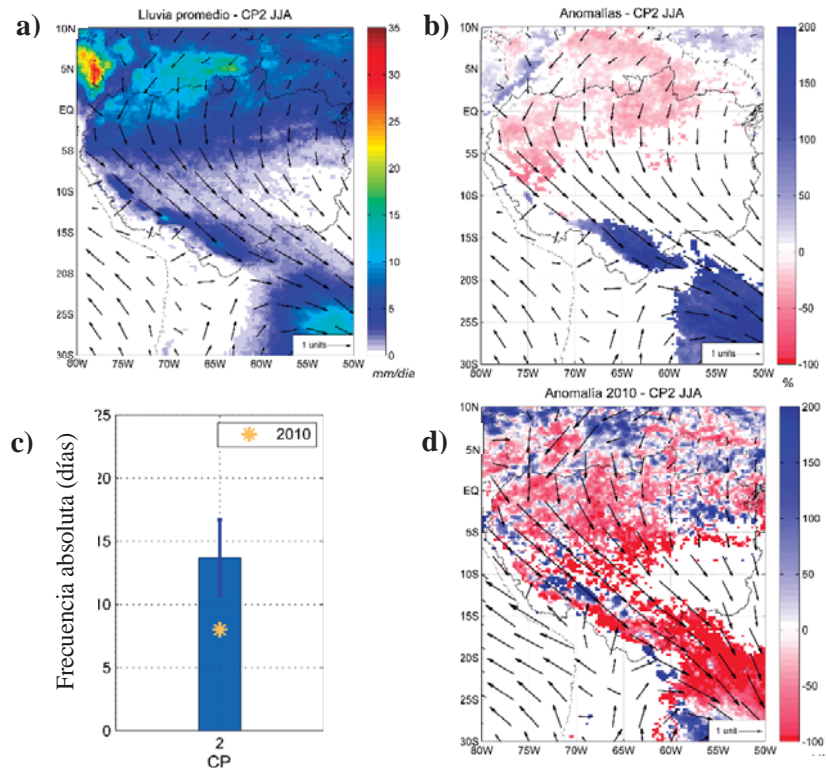
**Figura 34.** Lluvia promedio asociada al CP6 (a) en JJA. Anomalías de precipitación promedio asociadas al CP6 (b) en JJA. c) Frecuencia anual del CP6 en JJA, los eventos de 1998 y 2010 se resaltan en asterisco. Anomalías de precipitación del CP6 para el evento 1998 (d) y 2010 (e).

La circulación y lluvia asociada del CP6 para los eventos 1998 y 2010 se muestran en las Figuras 34d y 34e, respectivamente. Se observa que para ambos casos no hay una modificación en la circulación del CP6 en cuanto a la circulación predominante del sur, pero sí en la lluvia. Para el caso de 1998, las zonas que no presentan anomalías (colores en blanco) muestran que las lluvias asociadas no se modificaron respecto al promedio (Figura 34a); es decir, se mantienen las condiciones secas en la zona sur. Por otro lado, en la parte central de la CA, se observa una intensificación de las anomalías negativas; mientras que la presencia de anomalías de precipitación positivas en la zona oeste de la CA y la región costera de Sudamérica, puede relacionarse a las condiciones El Niño que afectaron esas zonas. En el evento del 2010, las lluvias asociadas al CP6 (Figura 34e) muestran una intensificación de las condiciones secas en la zona este y norte de la CA, mientras que mantiene las anomalías negativas en la zona sur de la región amazónica.

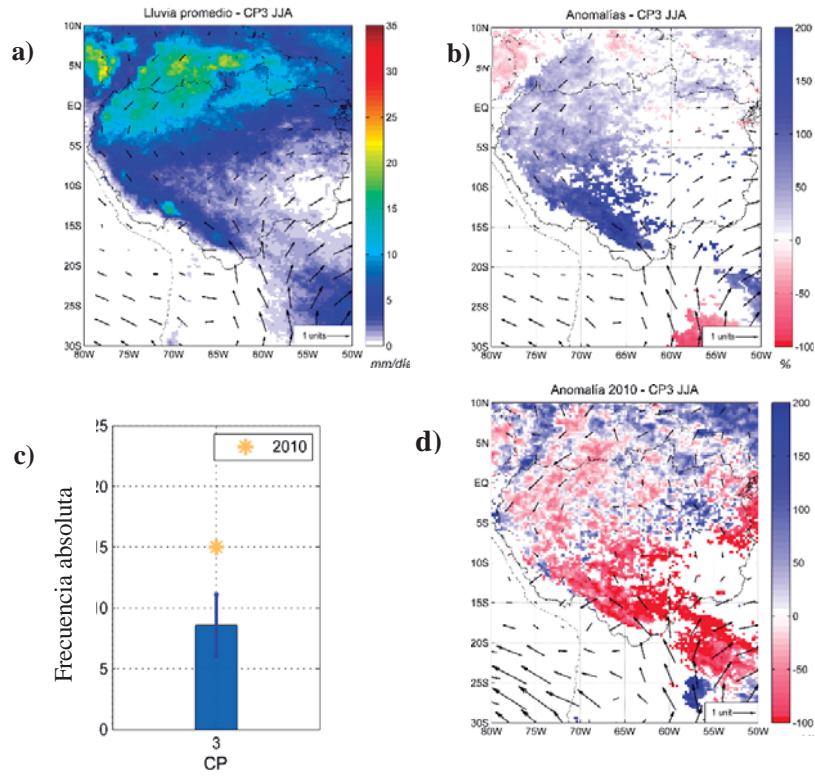
En cuanto al CP2 que se caracterizó por una frecuencia inferior a la normal (Figura 35c). En condiciones promedio presenta un flujo predominante del norte, el cual está asociado a anomalías negativas de precipitación en el norte de la CA y a anomalías positivas, en la zona sur (Figura 35b). En el evento del 2010, presenta una intensificación de las condiciones secas en el norte y una supresión de las lluvias en el sur (Figura 35d) a pesar de no haber un cambio significativo en la circulación de dicho CP, por lo cual es posible que el CP2 haya sido influido por otros factores que modificaron su estructura y favorecieron la ausencia de lluvia en la zona sur de la CA.

La Figura 36 presenta las características asociadas al CP3. La circulación atmosférica del CP3 en el año 2010 presenta variaciones en el lado noreste de la CA con respecto a las condiciones promedio (Figura 32a). En el evento de sequía se observa un flujo hacia el Atlántico tropical norte, el cual inhibe el aporte de humedad desde esa zona y favorece mayores precipitaciones en esa dirección. Esta característica se asocia a eventos donde ocurre un calentamiento sobre el océano Atlántico tropical y se ha documentado en otros estudios (ej. Espinoza et al., 2011). Asimismo, la lluvia asociada al CP3 difiere de sus características promedio. Las anomalías de precipitación en el 2010 (Figura 36d) son menos positivas que sus condiciones promedio en la zona noroeste y estas van disminuyendo; es decir, las anomalías negativas se van intensificando, hacia el sur donde se muestra una ausencia de precipitaciones (anomalías de -100%). Como resultado, se observa que las lluvias asociadas al CP3 en el 2010 disminuyeron considerablemente, especialmente en el sur de la CA. En este caso, la restricción del aporte de

humedad desde el Atlántico influyó en la modificación de la lluvia asociada al CP3 en el evento del 2010.



**Figura 35.** Lluvia promedio asociada al CP2 (a) en JJA. Anomalías de precipitación promedio asociadas al CP2 (b) en JJA. c) Frecuencia anual del CP2 en JJA, el evento del 2010 se resalta en asterisco. Anomalías de precipitación del CP2 (d) para el evento 2010.



**Figura 36.** Lluvia promedio asociada al CP3 (a) en JJA. Anomalías de precipitación promedio asociadas al CP3 (b) en JJA. c) Frecuencia anual del CP3 en JJA, el evento del 2010 se resalta en asterisco. Anomalías de precipitación del CP3 (d) para el evento 2010.

## V. CONCLUSIONES

Las principales conclusiones según los objetivos específicos planteados son:

- 1) Se identificaron 9 CPs basados en vientos de bajos niveles (850 hPa) sobre el área 50°S - 15°N, 95° - 30°O a través de la aplicación de un método híbrido de agrupamiento de datos, Self-Organizing Maps y Clasificación Ascendente Jerárquica. Estos 9 CPs se organizan en el mapa bidimensional del SOM de acuerdo a tres tipos de circulación dominante: regímenes del norte (CP2, CP8 y CP9), regímenes del sur (CP4, CP5 y CP6) y una circulación con situaciones intermedias (CP7, CP1, CP3). De acuerdo a sus características algunos CPs se consideran como variaciones de sistemas climáticos conocidos como la Zona de Convergencia del Atlántico Sur (CP1) y el Jet de Bajos Niveles Sudamericano (CP8).
- 2) Se determinó la evolución temporal y espacial de los CPs. De esta manera, los CPs hallados mostraron un ciclo temporal definido cuya duración aproximada es de 14 días, con una persistencia entre 2 a 4 días que varía según la época del año, así como la frecuencia de cada uno. En base a los resultados, el ciclo puede resumirse en una circulación predominante del norte (CP2) que luego convergen con vientos del sur al sur de la CA (CP3) y posteriormente muestran un régimen predominante del sur sobre la CA (CP4). Alternativamente, la circulación puede dirigirse hacia el este (CP5) o hacia el noroeste (CP6) de la CA. Finalmente, la circulación del norte se intensifica (CP7, CP8 y CP9) y el ciclo vuelve empezar.
- 3) Las lluvias provenientes de los datos HYBAM y TRMM siguen el mismo ciclo temporal que definen los CPs, lo que sugiere que la lluvia sobre la CA es principalmente forzada por la circulación de bajos niveles determinada por los CPs. Los resultados mostraron que el ciclo de las lluvias inicia con anomalías positivas de precipitación en el sur de la CA que progresivamente se desplaza a la zona oeste y noroeste. Siguiendo con el ciclo de los CPs, dichas anomalías pueden concentrarse al este de la CA o en la región norte. Dicha distribución espacial de la lluvia asociada a

los CPs muestra dipolos de precipitación que fueron bien representados por los datos observados HYBAM y los estimados TRMM – 3B42 (0.25° x 0-25°) y TRMM – 2A25 (0.05° x 0.05°). Por otro lado, el análisis que se realizó sobre la zona oeste de la CA, permitió identificar los CPs claves para la ocurrencia de lluvia en esta zona. Los CP1, CP3, CP4 y CP9 son los que en promedio se asocian a anomalías positivas de precipitación; mientras que los CP2, CP5, CP7 y CP8 se asocian a anomalías negativas. Asimismo, un análisis de la ocurrencia de lluvia diaria en la Amazonía peruana mostró que los CP4 y CP5 son los que contribuyen más y menos, respectivamente, a la lluvia diaria en esta región.

- 4) La comparación entre los datos estimados del TRMM-3B42 y los datos de HYBAM, permitió identificar que los CP3 y CP2 son los que muestran mayor error en el producto TRMM-3B42 (RMSE igual a 16.88% y 19.4% respectivamente); mientras que los CP6 y CP8 presentaron menos diferencias estadísticamente (RMSE igual a 9.11% y 9.95% respectivamente). Asimismo, a nivel espacial se encontró que el sur de la CA es la región con mayores discrepancias entre la lluvia estimada TRMM-3B42 e HYBAM (RMSE  $\leq$  45%) así como el área correspondiente a la transición andino-amazónica (RMSE <20%, >40%).
- 5) Finalmente, se analizaron casos de eventos hidrológicos extremos. Dicho análisis permitió identificar las características típicas de los CP durante las sequías extremas de 1998, 2005 y 2010, para los meses de Junio-Julio-Agosto. Por un lado, las frecuencias de ciertos CPs (CP7, CP9 para el evento del 2005; CP6 para los eventos 1998 y 2010) pueden explicar los eventos de sequía debido a la mayor frecuencia de CPs asociados a condiciones secas. Por otro lado, estos eventos también pueden explicarse por factores externos (ej. variables termodinámicas) que si bien no modifican las variables dinámicas del CP (caso del CP3 y CP2), pueden influir en la intensidad de la lluvia.



## VI. RECOMENDACIONES Y PERSPECTIVAS

De acuerdo a los resultados de este estudio se presentan algunas recomendaciones a tener en cuenta y perspectivas de investigación para estudios posteriores relativos a esta investigación.

- El uso de técnicas estadísticas de clustering como el Self-Organizing Maps (SOM) tiene una alta demanda computacional, especialmente si se trabaja con datos de alta resolución. Por ello se recomienda usar equipos con buena capacidad de procesamiento para que este procedimiento sea más rápido y eficiente.
- El producto 2A25 del TRMM puede resultar muy útil para estudios en áreas pequeñas debido a su alta resolución espacial. Sin embargo, es importante realizar un pre procesamiento a los datos y verificar su calidad respecto a observaciones, así como la ausencia de datos para escalas de tiempo diaria.
- Para estudiar los casos de eventos hidrológicos extremos se sugiere, además de la dinámica, estudiar también parámetros termodinámicos y de humedad, ya que también constituyen forzantes de este tipo de eventos.

Por otra parte, los resultados de la presente investigación permiten continuar e iniciar nuevos estudios sobre la variabilidad atmosférica intraestacional en la CA. A continuación, se presentan algunos ejes de investigación como parte de las perspectivas de este estudio:

- **Patrones de Circulación como técnica de pronóstico operacional.**

Utilizando los pronósticos de circulación de macroescala de modelos números regionales (Eta/SENAMHI; Weather Research and Forecasting, WRF), se puede identificar los CPs para los días pronosticados (Timbal et al., 2001; Betolli et al., 2009). Una vez que se tengan definidos los CPs futuros (próximos días o meses), se puede aplicar las Funciones de Distribución Acumulativa (CDF) para cada CP calculadas en este estudio para tener una estimación de la lluvia futura en la amazonía peruana. En efecto, es bien sabido que la variable precipitación es una de las más difíciles de pronosticar por los modelos numéricos. No

obstante, estos modelos tienen una mejor capacidad para simular la circulación de vientos, a partir de los cuales se calcularían CPs usando la técnica propuesta en este estudio. De esta manera, se podría validar la lluvia pronosticada con la salida de dichos modelos, de modo que se pueda identificar cuál es el método más acertado en cuanto al pronóstico de la lluvia. En ese sentido, se tendría una nueva herramienta para la predicción de la precipitación en la amazonía peruana y la posibilidad de identificación de eventos extremos.

- **Patrones de Circulación en el marco del Cambio climático**

Las salidas Modelos Climáticos Globales (GCM) pueden reproducir el cambio de la circulación a gran escala frente a diferentes escenarios climáticos a finales del siglo XXI. De esta manera se puede inferir el cambio de los CPs y posteriormente el de la lluvia asociada. Por otro lado, se puede utilizar también salidas de Modelos Climáticos Regionales (RCM) cuyas salidas se enfocan en un área más específica. Dicho estudio se dividiría en dos etapas: En primer lugar, definir los CPs para el presente a partir de las salidas de dichos modelos de manera que se evalúe la capacidad de los GCMs o RCMs en reproducir la variabilidad climática a escala intraestacional del presente y definir los modelos que mejor reproducen las características de los CPs aquí definidos, indicando los errores típicos de los modelos. En una segunda etapa se puede proyectar qué cambios tendrán los CPs de los mejores modelos para el futuro y así inferir lluvias futuras o eventos extremos, considerando bases físicas proporcionadas por la circulación atmosférica. Esto propondría perspectivas interesantes y realistas sobre la evolución futura de las precipitaciones en la CA.

- **Impactos de escenarios de cambios en la cobertura vegetal amazónica en los CPs**

Varios estudios han documentado que la CA es considerada un sistema biofísico en transición debido a la variabilidad climática así como efectos antrópicos como cambios de uso en el suelo y deforestaciones (Davidson et al., 2012). En ese sentido, resulta relevante estudiar el rol de la cobertura vegetal en los cambios de la circulación de bajos niveles, a través de escenarios de modelos climáticos. Por ejemplo, en Medvigy et al (2012) se determinó que un aumento en la deforestación produciría un aumento de incursiones de viento frío (frijas) en el oeste de la Amazonía y sur de Sudamérica. Este eje de investigación propone identificar qué cambios en los CPs (en cuanto a su dinámica y frecuencia) supone un cambio en la cobertura vegetal amazónica y cuáles serían los efectos respecto a la ocurrencia eventos extremos en dicha región.

- **Patrones de circulación asociados a procesos de erosión**

Finalmente, es posible enfocar el estudio en casos particulares como los procesos de erosión y sedimentación. En Espinoza et al. (2012), se encontró que los picos de acumulación de sedimentos entre diciembre y febrero en la estación hidrométrica de Tamshiyacu, son precedidos por un pico de precipitación entre setiembre y noviembre. En ese sentido, se puede estudiar si la frecuencia de CPs durante el periodo previo a la acumulación de sedimentos está relacionados a dichos eventos. Con los resultados encontrados hasta ahora es posible plantear la hipótesis de que la mayor ocurrencia del CP4 (durante setiembre y noviembre) permitiría una mayor erosión en la región Andina de la Cuenca Amazónica peruana y, por ende, encontrar una mayor concentración de sedimentos en el río Amazonas (durante diciembre y febrero).

## VII. REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Ahrens, C. D. (2011). Middle-Latitude Cyclones. In Essentials of meteorology. Belmont, CA: Brooks/Cole.
- Bettolli, ML, Penalba, OC, Ribalaygua, J y Torres Michelena, L. Estimaciones de lastemperaturas extremas diarias en la Cuenca del Plata utilizando una técnica de reducción de escala estadística en base a campos análogos. XIII Congreso Latinoamericano e Ibérico de Meteorología y el X Congreso Argentino de Meteorología, Buenos Aires 5 al 9 de octubre de 2009. Resumen Extendido. 7 Págs.
- Bettolli, M. L., Penalba, O. C., & Vargas, W. M. (2010). Synoptic weather types in the south of South America and their relationship to daily rainfall in the core crop-producing region in Argentina. Australian meteorological and oceanographic journal, 60.
- Bonner, W. D., 1968: Climatology of the low level jet. Mon. Wea.Rev., 96, 833–850.
- Brienen, R., Phillips, O., Feldpausch, T., Gloor, E., Baker, T., & Lloyd, J. et al. (2015). Long-term decline of the Amazon carbon sink. Nature, 519(7543), 344-348. <http://dx.doi.org/10.1038/nature14283>.
- Buarque, D. C., de Paiva, R. C. D., Clarke R. T., Mendes, C. A. B., (2011). A comparison of Amazon rainfall characteristics derived from TRMM, CMORPH and the Brazilian national rain gauge network, J. 368 Geophys. Res. 116, D19105.
- Callède J, Cochonneau G, Ronchail J, Alves F.V, Guyot JL, Guimarães VS, de Oliveira E. (2010). Les apports en eau de l'Amazone à l'Océan Atlantique. Revue de sciences de l'eau/Journal of Water Sciences 23(3) : 247-273.
- Carvalho L, Jones C, Liebmann B. (2002). Extreme precipitation events in southeastern South America and large-scale convective patterns in the South Atlantic convergence zone. J Clim 15:2377–2394.
- Carvalho L, Jones C, Liebmann B. (2004). The Southern Atlantic convergence zone: intensity form persistence and relationships with intraseasonal to interannual activity and extreme rainfall. J Clim 17:88–108.

- Condom, T., Rau, P., & Espinoza, J. (2011). Correction of TRMM 3B43 monthly precipitation data over the mountainous areas of Peru during the period 1998-2007. *Hydrol. Process.*, 25(12), 1924-1933. <http://dx.doi.org/10.1002/hyp.7949>
- Chavéz, S., (2013): Caracterización de tormentas en el valle del Mantaro mediante sensoramiento remoto. Tesis Lic. Física. Lima, Perú, Pontificia Universidad Católica del Perú.
- Davidson, E., de Araújo, A., Artaxo, P., Balch, J., Brown, I., C. Bustamante, M., Coe, M., DeFries, R., Keller, M., Longo, M., Munger, J., Schroeder, W., Soares-Filho, B., Souza, C. and Wofsy, S. (2012). The Amazon basin in transition. *Nature*, 481(7381), pp.321-328.
- Dee, D., et al. (2011), The ERA interim reanalysis: Configuration and performance of the data assimilation system, *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 137,553–597, doi:10.1002/qj.828.
- Espinoza JC, Guyot JL, Ronchail J, Cochonneau G, Filizola N, Fraizy P, Labat D, de Oliveira E, Julio Ordonez J, Vauchel P. (2009a). Contrasting regional discharge evolutions in the Amazon basin (1974–2004). *J. Hydrol.* 375(3–4): 297–311.
- Espinoza JC, Ronchail J, Guyot JL, Cochonneau G, Naziano F, Lavado W, de Oliveira E, Pombosa R, Vauchel P. (2009b). Spatio-temporal rainfall variability in the Amazon basin countries (Brazil, Peru, Bolivia, Colombia, and Ecuador). *Int. J. Climatol.* 29 (11): 1574–1594.
- Espinoza JC, Ronchail J, Guyot JL, Junquas C, Vauchel P, Lavado W, Drapeau G, Pombosa R. (2011). Climate variability and extreme drought in the upper Solimões River (western Amazon Basin): understanding the exceptional 2010 drought. *Geophys. Res. Lett.* 38(13): L13406.
- Espinoza JC, Lengaigne M, Ronchail J, Janicot S. (2012). Large-scale circulation patterns and related rainfall in the Amazon Basin: a neuronal networks approach. *Clim. Dyn.* 38(1–2): 121–140.
- Espinoza, J. C., Ronchail, J., Lengaigne, M., Quispe, N., Silva, Y., Bettolli, M. L. & Llacza, A. (2013). Revisiting wintertime cold air intrusions at the east of the Andes: propagating features from subtropical Argentina to Peruvian Amazon and relationship with large-scale circulation patterns. *Climate dynamics*, 41(7-8), 1983-2002.
- Espinoza, J., Marengo, J., Ronchail, J., Carpio, J., Flores, L., & Guyot, J. (2014). The extreme 2014 flood in south-western Amazon basin: the role of tropical-subtropical South Atlantic SST gradient. *Environ. Res. Lett.*, 9(12), 124007. <http://dx.doi.org/10.1088/1748-9326/9/12/124007>.

- Espinoza, J. C., Chavez, S., Ronchail, J., Junquas, C., Takahashi, K., & Lavado, W. (2015). Rainfall hotspots over the southern tropical Andes: Spatial distribution, rainfall intensity, and relations with large - scale atmospheric circulation. *Water Resources Research*, 51(5), 3459-3475.
- Garreaud, R. (1999). Multiscale analysis of the summertime precipitation over the central Andes, *Mon. Weather Rev.*, 127, 901–921.
- Garreaud, R.: Cold air incursions over subtropical South America: Mean structure and dynamics, (2000). *Mon. Weather Rev.*, 128, 2544–2559.
- Garreaud, R., & Aceituno, P. (2001). Interannual rainfall variability over the South American Altiplano. *Journal of Climate*, 14(12), 2779-2789.
- Garreaud, R. D., & Aceituno, P. (2007). Atmospheric circulation over South America: mean features and variability. *The physical geography of South America*. Oxford University Press, Oxford, England.
- Gueye AK, Janicot S, Niang A, Sawadogo S, Sultan B, Diongue- Niang A, Thiria S (2010). Weather regimes over Senegal during the summer monsoon season using self-organizing maps and hierarchical ascendant classification. Part I: synoptic time scale. *Climate dynamics*. doi: 10.1007/s00382-010-0782-6.
- Guimberteau, M., Drapeau, G., Ronchail, J., Sultan, B., Polcher, J., Martinez, J.-M., Prigent, C., Guyot, J.-L., Cochonneau, G., Espinoza, J. C., Filizola, N., Fraizy, P., Lavado, W., De Oliveira, E., Pombosa, R., Noriega, L., and Vauchel, P (2012).: Discharge simulation in the sub-basins of the Amazon using ORCHIDEE forced by new datasets, *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 16, 911-935.
- Goulding, M., Barthem, R., & Ferreira, E. J. G. (2003). *The Smithsonian atlas of the Amazon*. Washington, D.C: Smithsonian Books.
- Gutiérrez, J. (2004). *Redes Neuronales*. In *Redes probabilísticas y neuronales en las ciencias atmosféricas*. Madrid, Centro de Publicaciones, Ministerio de Medio Ambiente.
- Hewitson B, Crane R. (2002). Self-organizing maps: applications to synoptic climatology. *Clim Res* 26:1315–1337.
- Huffman, G. J., Bolvin, D. T., Nelkin, E. J., Wolff, D. B., Adler, R. F., Gu, G., ... & Stocker, E. F. (2007). The TRMM multisatellite precipitation analysis (TMPA): Quasi-global, multiyear, combined-sensor precipitation estimates at fine scales. *Journal of Hydrometeorology*, 8(1), 38-55.

- Jain AK, Dubes RC. (1988). Algorithms for clustering data. Prentice Hall, Englewood Cliffs.
- Kidson, J. W. (1991). Intraseasonal variations in the Southern Hemisphere circulation. *Journal of climate*, 4(9), 939-953.
- Killeen, T. J., M. Douglas, T. Consiglio, P. M. Jørgensen, and J. Mejia (2007), Dry spots and wet spots in the Andean hotspot, *J. Biogeogr.*, 34(8), 1357–1373, doi:10.1111/j.1365–2699.2006.01682.x.
- Kohonen T. (1984). Self-organization and associative memory, 2da edn. Springer-Verlag, Berlin, p 312.
- Kohonen T. (2001). Self-organizing maps. Springer Series in Information Sciences, 3ra edn, Springer, p 30.
- Kousky, V. E., & Ferreira, N. J. (1981). Interdiurnal surface pressure variations in Brazil: their spatial distributions, origins and effects. *Monthly Weather Review*, 109(9), 1999-2008.
- Kousky, V. E., & Cavalcanti, I. F. A. (1988). Precipitation and atmospheric circulation anomaly patterns in the South American sector. *Revista Brasileira de Meteorologia*, 3, 199-206.
- Liebmann, B., Kiladis, G. N., Marengo, J., Ambrizzi, T., & Glick, J. D. (1999). Submonthly convective variability over South America and the South Atlantic convergence zone. *Journal of Climate*, 12(7), 1877-1891.
- Liebmann, Brant, et al. (2004). Subseasonal variations of rainfall in South America in the vicinity of the low-level jet east of the Andes and comparison to those in the South Atlantic convergence zone. *Journal of Climate* 17.19, 3829-3842.
- Marengo, J. A., Soares, W. R., Saulo, C., & Nicolini, M. (2004). Climatology of the low-level jet east of the Andes as derived from the NCEP-NCAR reanalyses: Characteristics and temporal variability. *Journal of climate*, 17(12), 2261-2280.
- Marengo, J., Nobre, C., Tomasella, J., Oyama, M., Sampaio de Oliveira, G., & de Oliveira, R. et al. (2008). The Drought of Amazonia in 2005. *Journal Of Climate*, 21(3), 495-516. <http://dx.doi.org/10.1175/2007jcli1600.1>
- Marengo JA, Tomasella J, Alves LM, Soares W, Rodriguez DA. (2011). The drought of 2010 in the context of historical droughts in the Amazon region. *Geophys. Res. Lett.* 38: 1–5.

- Marengo JA, Espinoza JC. (2015). Review Article. Extreme Seasonal Droughts and Floods in Amazonia: Causes, Trends and Impacts. *International Journal of Climatology*. doi:10.1002/joc.4420.
- Medvigy, D., Walko, R. L., & Avissar, R. (2012). Simulated links between deforestation and extreme cold events in South America. *Journal of Climate*, 25(11), 3851-3866.
- Molinier M, Guyot JL, Oliveira E, Guimarães V. (1996). Les régimes hydrologiques de l'Amazone et de ses affluents. *L'hydrologie tropicale: Géoscience et outil pour le Développement* 238: 209–222, Paris, Mai 1995. IAHS Publ.
- Moron V, Robertson A, Ward M-N, Ndiaye O. (2008). Weather types and rainfall over Senegal. Part I: observational analysis. *J Clim* 21:266–287
- Nogues-Peagle J, Mo K. (1997). Alternating wet and dry conditions over South America during summer. *Mon Wea Rev* 125:279–291.
- Orlanski, I. (1975). A rational subdivision of scales for atmospheric processes. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 56, 527-530.
- Paiva, R. C., Collischonn, W., & Tucci, C. E. (2011). Large scale hydrologic and hydrodynamic modeling using limited data and a GIS based approach. *Journal of Hydrology*, 406(3), 170-181.
- Santos, E. B., Lucio, P. S., & e Silva, C. M. S. (2015). Synoptic patterns of atmospheric circulation associated with intense precipitation events over the Brazilian Amazon. *Theoretical and Applied Climatology*, 1-16.
- Satyamurty P, Nobre CA, Silva Dias PL (1998) Tropics—South America. In: Karoly DJ, Vincent DG (Org.) *Meteorology and hydrology of the Southern Hemisphere*. Boston: *Meteorology Monograph*. 49:119–139.
- Scheel, M. L. M., Rohrer, M., Huggel, Ch., Santos Villar, D., Silvestre, E., and Huffman, G. J., 2011. Evaluation of TRMM Multi-satellite Precipitation Analysis (TMPA) performance in the Central Andes region and its dependency on spatial and temporal resolution. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 15, 2649-2663,
- Seluchi, M. E., & Marengo, J. A. (2000). Tropical-midlatitude exchange of air masses during summer and winter in South America: Climatic aspects and examples of intense events. *International Journal of Climatology*, 20(10), 1167-1190.
- Solman S, Menéndez C. (2003). Weather regimes in the South American sector and neighbouring oceans during winter. *Clim Dyn* 21:91–104.
- Timbal, B., and B. J. McAvaney. (2001). An analogue-based method to downscale surface air temperature: application for Australia. *Climate Dynamics* 17.12: 947-963.

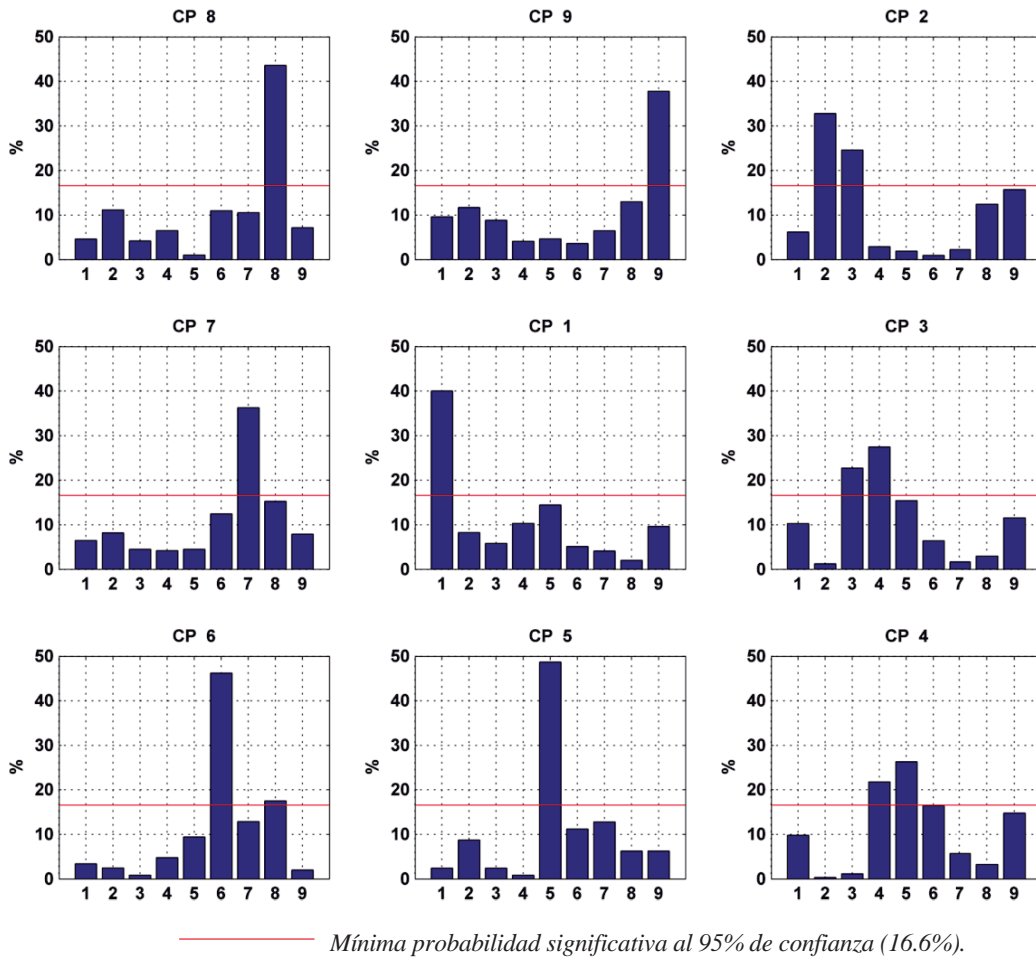


- Tuia, D., Kaiser, C., Da Cunha, A., & Kanevski, M. (2008). Socio-economic Data Analysis with Scan Statistics and Self-organizing Maps. In *Computational Science and Its Applications–ICCSA 2008* (pp. 52-64). Springer Berlin Heidelberg.
- Veldman, J. W., & Putz, F. E. (2011). Grass-dominated vegetation, not species-diverse natural savanna, replaces degraded tropical forests on the southern edge of the Amazon Basin. *Biological Conservation*, 144(5), 1419-1429.
- Vera, C. S., Vighiarolo, P. K., & Berbery, E. H. (2002). Cold season synoptic-scale waves over subtropical South America. *Monthly Weather Review*, 130(3), 684-699.
- Vera, C., Higgins, W., Amador, J., Ambrizzi, T., Garreaud, R., Gochis, D., ... & Nogues-Paegle, J. (2006a). Toward a unified view of the American monsoon systems. *Journal of Climate*, 19(20), 4977-5000.
- Vera, C., Baez, J., Douglas, M., Emmanuel, C., Marengo, J., Meitin, J., Nicolini, M., Nogues-Paegle, J., Paegle, J., Penalba, O., Salio, P., Saulo, C., Silva Dias, M., Silva Dias, P. and Zipser, E. (2006b). The South American Low-Level Jet Experiment. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 87(1), pp.63-77
- Vesanto J, Himberg J, Alhoniemi E, Parhankangas J (2000) SOM toolbox for Matlab 5. Report A57, Helsinki University of Technology, Finland (<http://www.cis.hut.fi/projects/somtoolbox/>)
- Wang H., Fu R. (2002). Cross-equatorial flow and seasonal cycle of precipitation over South America. *J.Climate*, 15, 1591-1608.
- Ward JH. (1963). Hierarchical grouping to optimize an objective function. *J Am Statist Assoc* 58:236–244.Z
- Wilks, D. (2006). *Statistical methods in the atmospheric sciences*. Amsterdam: Academic Press.
- Xie, S.-P., S.G.H.Philander, (1994). A coupled ocean-atmosphere model of relevance to the ITCZ in the eastern Pacific. *Tellus*, 46A, 340–350.
- Zubieta, R., Getirana, A., Espinoza, J. C., & Lavado, W. (2015). Impacts of satellite-based precipitation datasets on rainfall–runoff modeling of the Western Amazon basin of Peru and Ecuador. *Journal of Hydrology*, 528, 599-612.
- Zulkafli, Z., Buytaert, W., Onof, C., Manf, B., Tarnavsky, E., Lavado, W., and Guyot, J. L., (2014). Comparative Performance Analysis of TRMM 3B42 (TMPA) Versions 6 and 7 for Hydrological Applications over Andean–Amazon River Basins. *J. Hydrometeor.* 15, 581–592.

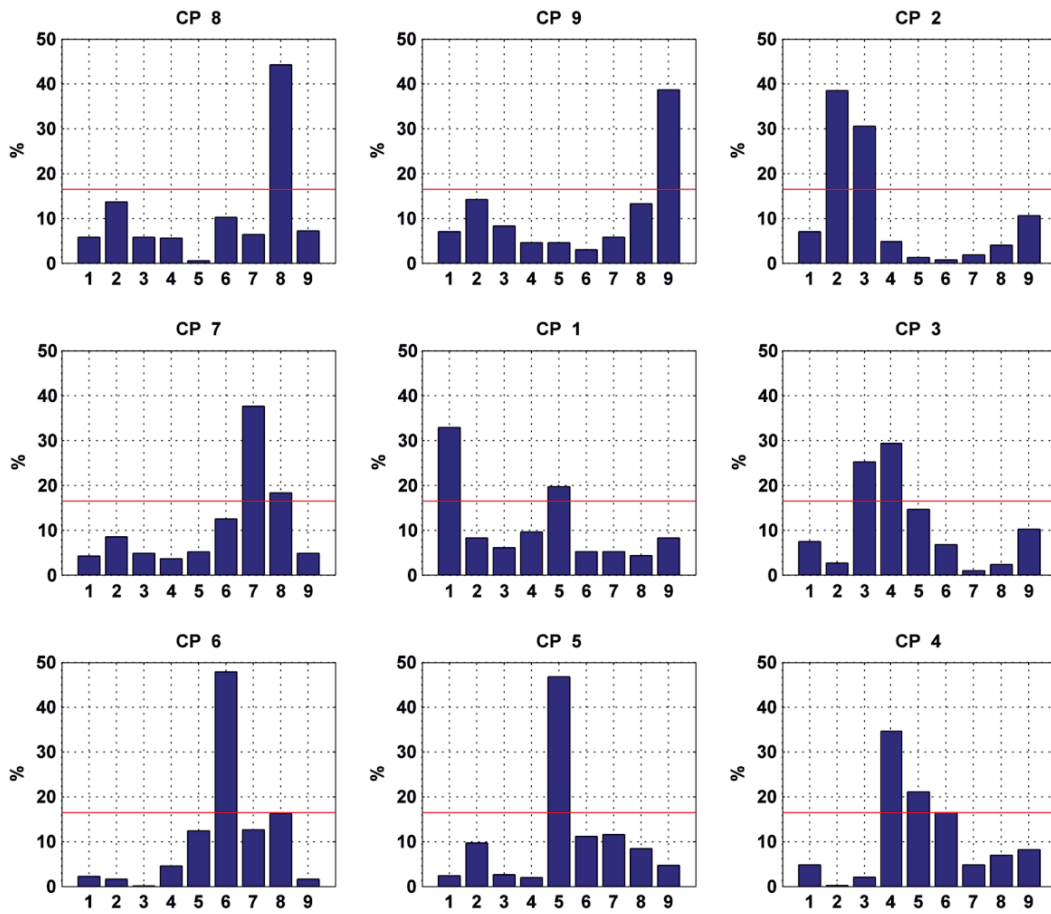
## VIII. ANEXOS

### ANEXO 1

#### EVOLUCIÓN TEMPORAL DE LOS PATRONES DE CIRCULACIÓN SEGÚN LA ÉPOCA DEL AÑO

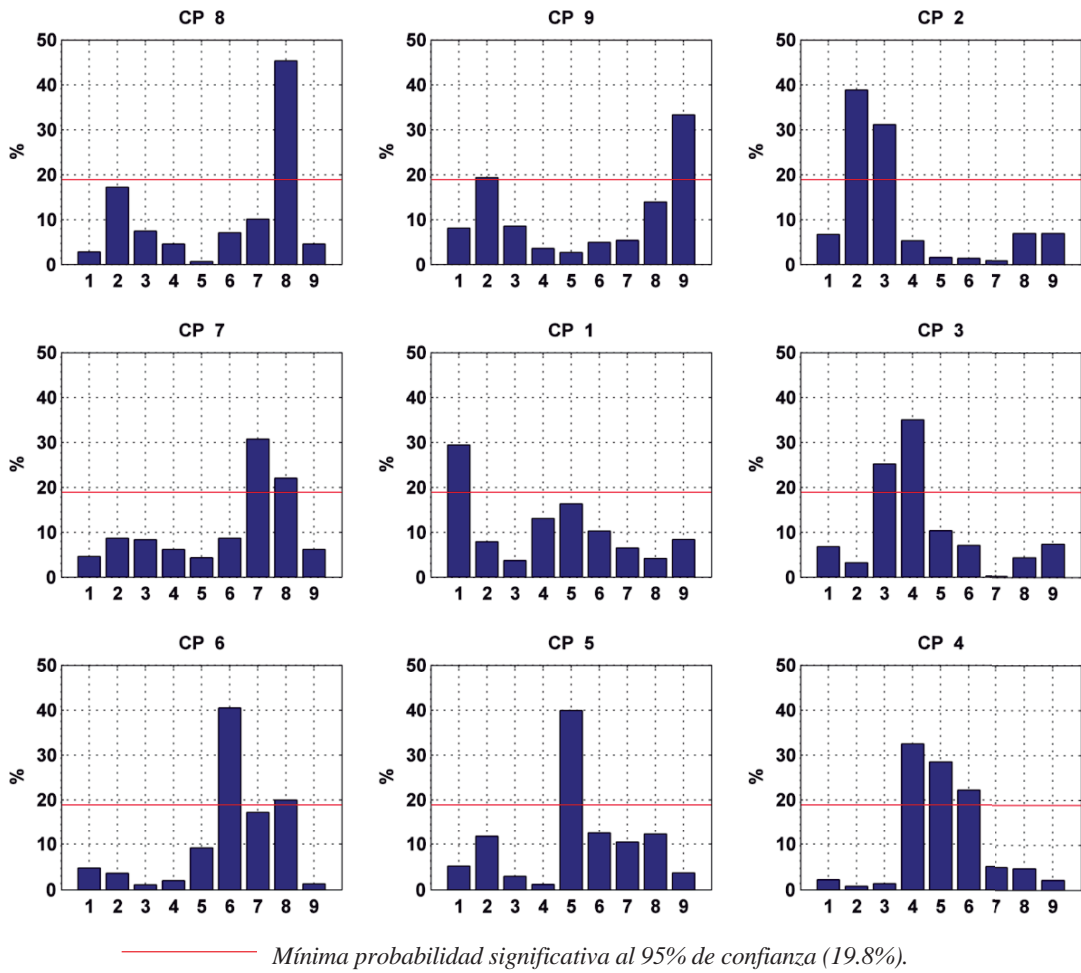


**Figura 37.** Probabilidades promedio de transición y persistencia para el día siguiente en cada CP para DEF.

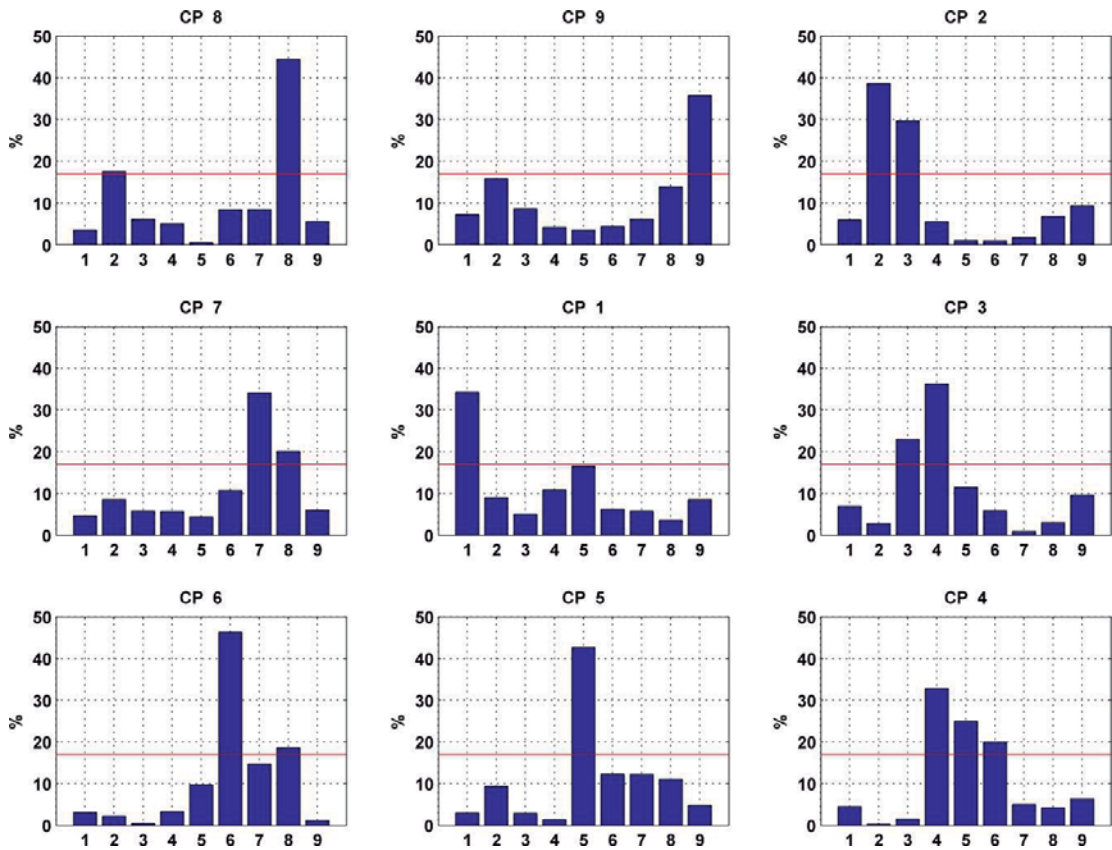


— Mínima probabilidad significativa al 95% de confianza (16.5%).

**Figura 38.** Probabilidades promedio de transición y persistencia para el día siguiente en cada CP para MAM.



**Figura 39.** Probabilidades promedio de transición y persistencia para el día siguiente en cada CP para JJA.



— Mínima probabilidad significativa al 95% de confianza (18.9%).

**Figura 40.** Probabilidades promedio de transición y persistencia para el día siguiente en cada CP para SON.

ANEXO 2

LLUVIA ASOCIADA A LOS PATRONES DE CIRCULACIÓN SEGÚN LA ÉPOCA DEL AÑO

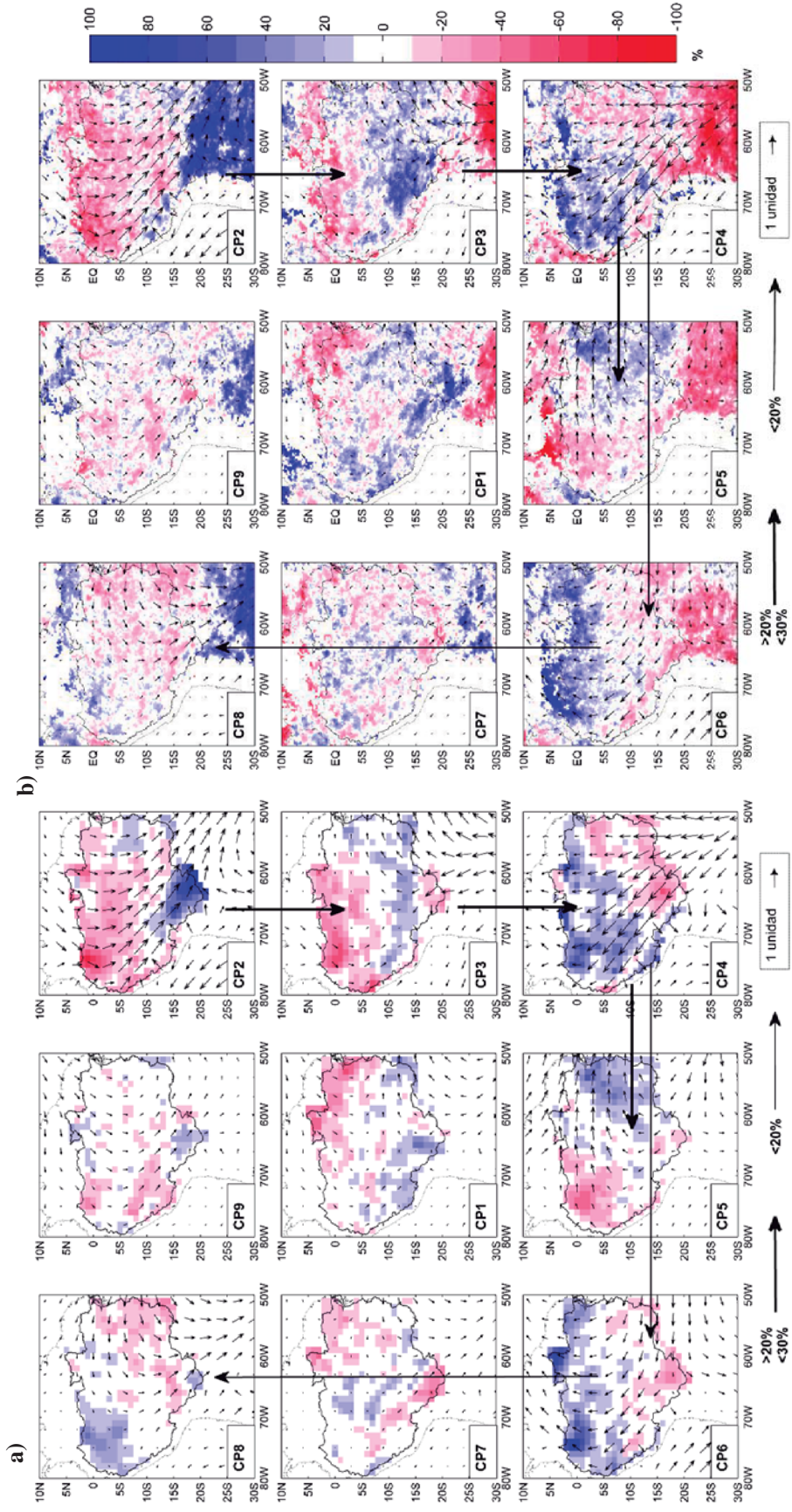
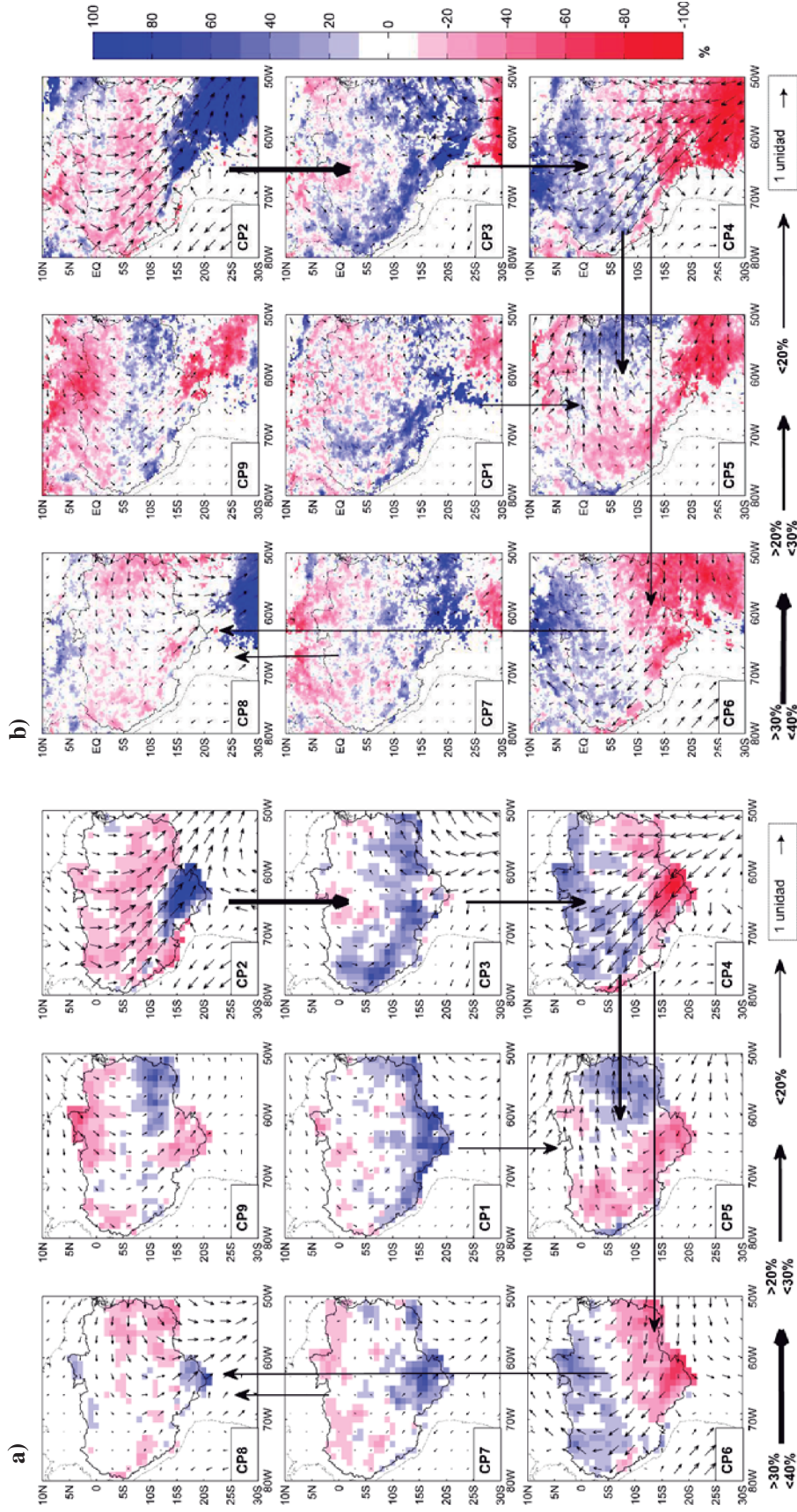
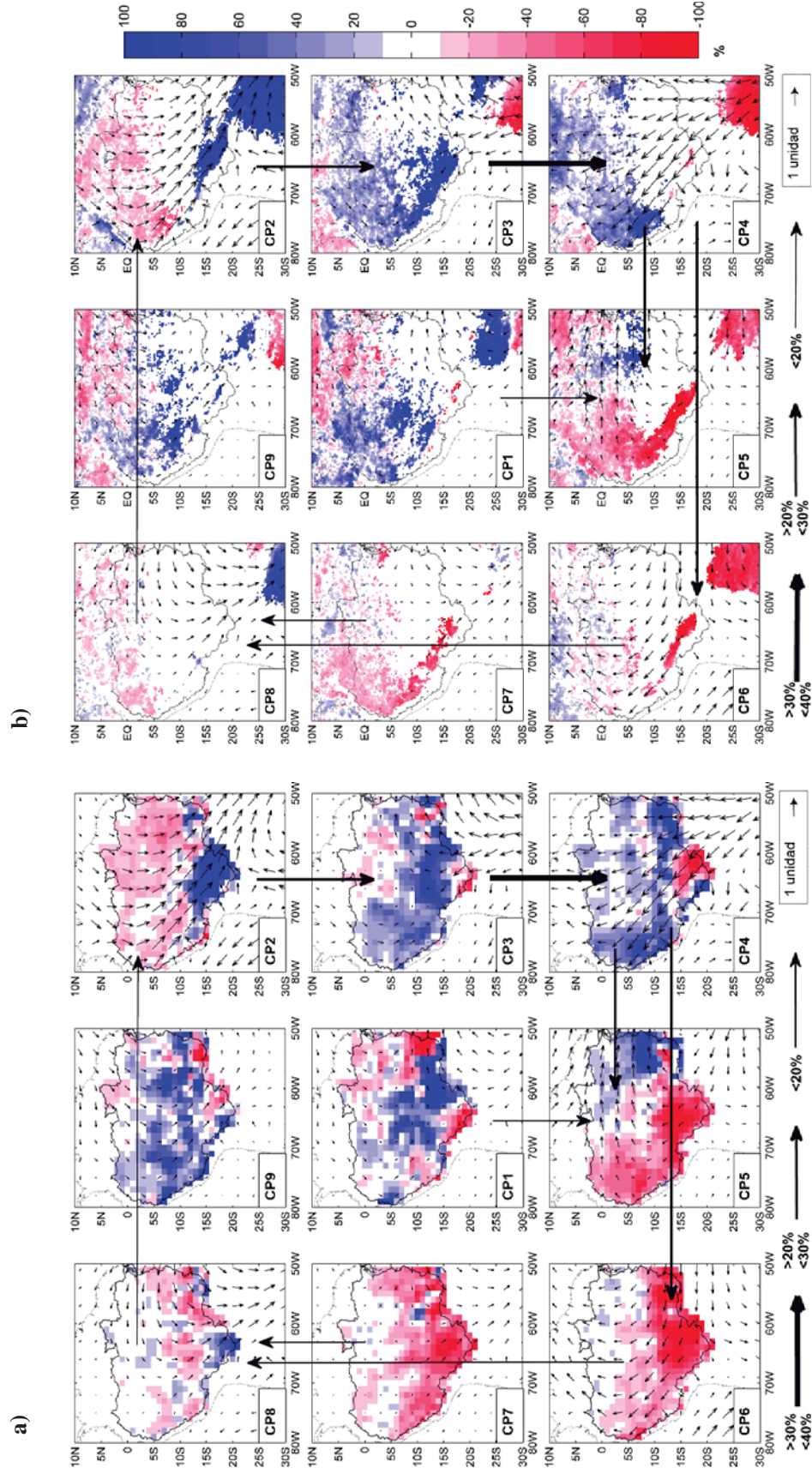


Figura 41. Anomalías porcentuales de la lluvia HYBAM (a) y del TRMM-3B42 (b) asociada a los CPs para DEF.

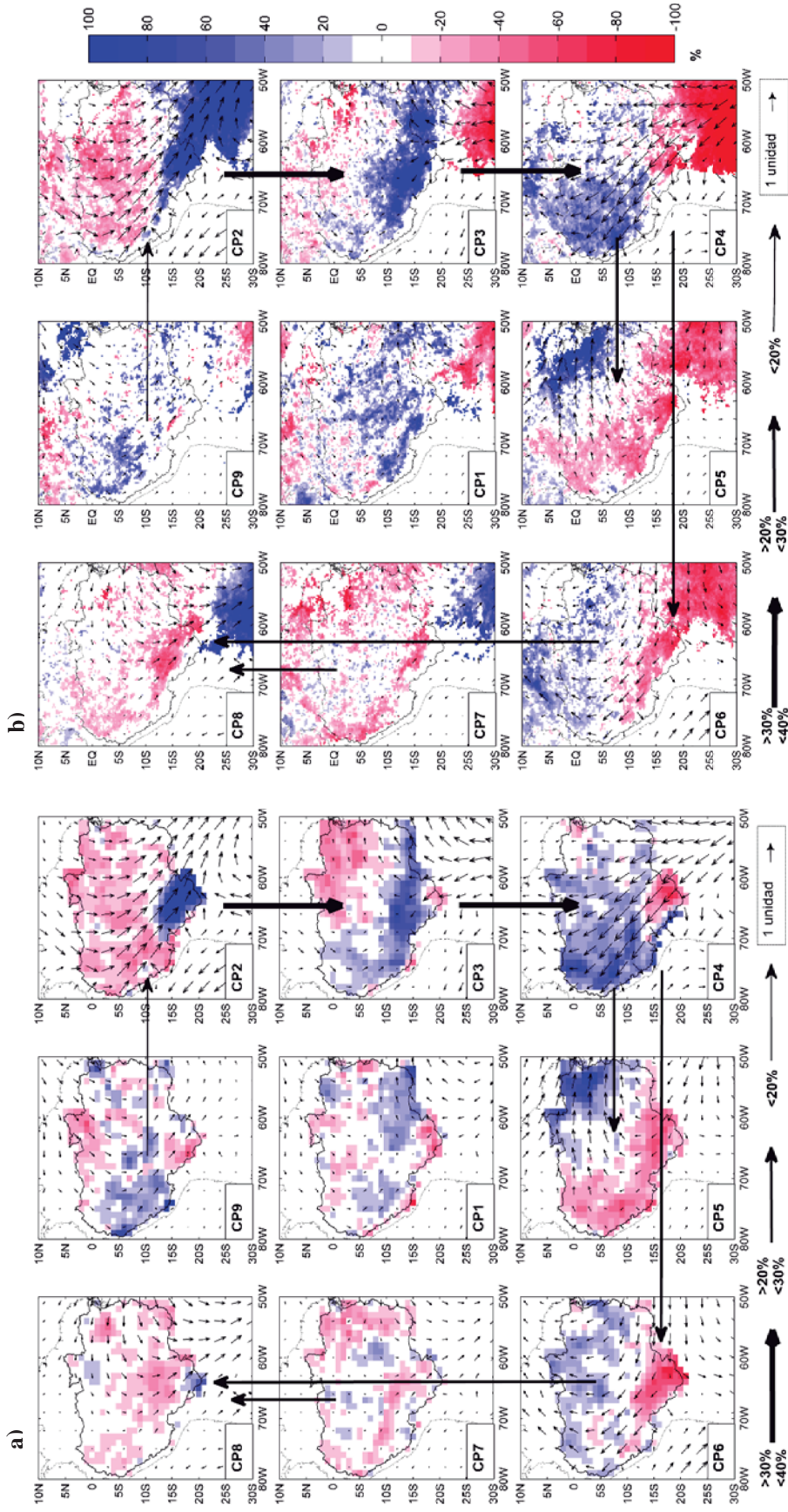


**Figura 42** Anomalías porcentuales de la lluvia HYBAM (a) y del TRMM-3B42 (b) asociada a los CPs para MAM.



**Figura 43.** Anomalías porcentuales de la lluvia HYBAM (a) y del TRMM-3B42 (b) asociada a los CPs para JJA.





**Figura 44** Anomalías porcentuales de la lluvia HYBAM (a) y del TRMM-3B42 (b) asociada a los CPs para SON.

### ANEXO 3

## FLUJOGRAMA: PRONÓSTICO DE LLUVIAS UTILIZANDO PATRONES DE CIRCULACIÓN EN LA CUENCA AMAZÓNICA

