

**UNIVERSIDAD NACIONAL AGRARIA
LA MOLINA**

FACULTAD DE CIENCIAS



**“EL SISTEMA MONZÓNICO SUDAMERICANO DURANTE EL
HOLOCENO MEDIO Y EL PREINDUSTRIAL DESDE MODELOS
CLIMÁTICOS GLOBALES”**

Presentada por:

KATYA VANESA CANAL SOLIS

TESIS PARA OPTAR EL TÍTULO DE:
INGENIERA METEORÓLOGA

LIMA-PERÚ

2020

La UNALM es titular de los derechos patrimoniales de la presente investigación

(Art. 24 – Reglamento de Propiedad Intelectual)

**UNIVERSIDAD NACIONAL AGRARIA
LA MOLINA**

FACULTAD DE CIENCIAS

**“EL SISTEMA MONZÓNICO SUDAMERICANO DURANTE EL
HOLOCENO MEDIO Y EL PREINDUSTRIAL DESDE MODELOS
CLIMÁTICOS GLOBALES”**

Presentada por:

KATYA VANESA CANAL SOLIS

TESIS PARA OPTAR EL TÍTULO DE:

INGENIERA METEORÓLOGA

Sustentada y aprobada por el siguiente Jurado:

Mg. Sc. Victoria Doris Calle Montes
PRESIDENTE

Ing. Franklin Delio Unsihuay Tovar
MIEMBRO

Mg. Sc. Julio Alfonso Arakaki Kiyán
MIEMBRO

Dr. Ernesto Ever Menacho Casimiro
ASESOR

Ph.D. Bruno Turcq
Co Asesor

AGRADECIMIENTOS

Un agradecimiento especial al Dr. Bruno Turcq, por su disposición de apoyo en todo momento, paciencia y confianza para el desarrollo de esta investigación. Asimismo, al Dr. Ever Menacho y a todos los jurados calificadores, que fueron mis profesores, por sus observaciones pertinentes y por el conocimiento brindado en los años de estudio de pregrado. También agradezco a mi familia y a mis amigas y amigos de la universidad por el aliento para el desarrollo y conclusión de este trabajo. Finalmente, agradezco al IRD, que brindó su apoyo para desarrollar esta investigación.

ÍNDICE GENERAL

RESUMEN

ABSTRACT

I. INTRODUCCIÓN	1
II. REVISIÓN DE LITERATURA	4
2.1 Precipitación.....	4
2.2 Características de la precipitación en sudamérica tropical y subtropical	4
2.3 Los monzones.....	7
2.3.1 El Monzón sudamericano	9
2.4 Cálculo de inicios y fines del SAMS	13
2.5 El Holoceno medio	14
2.5.1 Los cambios de insolación.....	15
2.5.2 Los cambios de clima	17
2.6 Modelos climáticos globales	18
2.6.1 El proyecto PMIP3/CMIP5	19
III. MATERIALES Y MÉTODOS	22
3.1 Ubicación espacial.....	22
3.2 Ubicación temporal.....	24
3.3 Datos	25
3.4 Métodos.....	26
3.4.1 Cálculo de ciclos estacionales del SAMS	26
3.4.2 Cálculo de los inicios, fines y duraciones del SAMS	27
3.4.3 Análisis estadístico	27
IV. RESULTADOS Y DISCUSIONES	30
4.1 Ciclos estacionales del SAMS.....	30
4.1.1 Colombia	31
4.1.2 Venezuela	32
4.1.3 Perú.....	34
4.1.4 Amazonía.....	35
4.1.5 Noreste de Brasil (NEB).....	36
4.1.6 Chaco.....	38
4.1.7 Sureste de Brasil (SEB).....	39
4.2 Inicios, fines y duraciones del SAMS.....	40
4.2.1 Inicios	40

4.2.2 Fines	50
4.2.3 Duraciones	61
V. CONCLUSIONES	73
VI. RECOMENDACIONES	76
VII. BIBLIOGRAFÍA.....	77
VIII. ANEXOS.....	85

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 1: Resumen de los parámetros más importantes para los experimentos del PMIP3/CMIP5	21
Tabla 2: Modelos del PMIP3/CMIP5 utilizados	25
Tabla 3: Precipitación (mm) anual y en la estación lluviosa por modelo en cada región durante el HM y PI	30

ÍNDICE DE FIGURAS

- Figura 1:** Ciclo anual normalizado de los Andes tropicales del sur (a), zona de transición (b) y los Andes ecuatoriales (c) en los tres paneles superiores. Los mapas (paneles inferiores) indican las ubicaciones de cada una de las zonas mencionadas y coeficientes de correlación entre el ciclo anual y cada grilla de la data utilizada para ese estudio.....6
- Figura 2:** Localización de los sistemas monzónicos en el mundo. Los puntos rojos indican zonas donde la precipitación local de verano menos la de invierno, exceden 2,5 mm/día, y, se excede el 55 por ciento del total anual. Áreas con valores de precipitación de verano menor a 1 mm/día (zonas secas) se muestran achuradas.....8
- Figura 3:** Corte transversal SW-NE que muestra esquemáticamente las configuraciones y sistemas más importantes.....10
- Figura 4:** Ciclo estacional promedio de OLR en W/m^2 (1979-1995) y líneas de corriente a 200 hPa.12
- Figura 5:** Inicios (a) y fines (b) de la estación lluviosa en Sudamérica según el análisis de precipitación de la NOAA. Se considera el valor de 3mm/día como umbral para la determinación del inicio y fin de estación lluviosa.14
- Figura 6:** Ilustración de los tres parámetros orbitales de Milankovitch.15
- Figura 7:** Órbitas del Holoceno medio y presente. WS y SS son los solsticios de verano e invierno en el hemisferio sur. VE y AE corresponden a los equinoccios de otoño y primavera. El parámetro e es excentricidad, ϵ es oblicuidad y ω , la longitud del perihelio, que se define como el ángulo en sentido antihorario entre el equinoccio de otoño (VE) y el perihelio, todos en grados.....16
- Figura 8:** Valores de insolación promedio en el Holoceno medio y Preindustrial.....17
- Figura 9:** Zonas de estudio: Colombia, Venezuela, Perú, Amazonía, Noreste de Brasil (NEB), Chaco y Sureste de Brasil (SEB). Se muestra también la topografía en colores marrones.23
- Figura 10:** Línea de tiempo referencial.....24

Figura 11: Ciclos estacionales de precipitación en Colombia en el Holoceno medio (a) y Preindustrial (b). Las circunferencias grises resaltan los picos de precipitación.	32
Figura 12: Ciclos estacionales de precipitación en Venezuela en el Holoceno medio (a) y Preindustrial (b). Las circunferencias grises resaltan los picos de precipitación.	33
Figura 13: Ciclos estacionales de precipitación en Perú en el Holoceno medio (a) y Preindustrial (b).	35
Figura 14: Ciclos estacionales de precipitación en Amazonía en el Holoceno medio (a) y Preindustrial (b).	36
Figura 15: Ciclos estacionales de precipitación en NEB (Noreste de Brasil) en el Holoceno medio (a) y Preindustrial (b).	37
Figura 16: Ciclos estacionales de precipitación en Chaco en el Holoceno medio (a) y Preindustrial (b).	39
Figura 17: Ciclos estacionales de precipitación en SEB (Sureste de Brasil) en el Holoceno medio (a) y Preindustrial (b).	40
Figura 18: Inicio del SAMS según el reanálisis CMAP (1979-2014).....	41
Figura 19: Inicios de monzón en péntadas en el Holoceno medio (a), Preindustrial (b) y diferencia de ambos en péntadas (ΔP , c) según el modelo BCC-CSM-1.	42
Figura 20: Inicios de monzón en péntadas en el Holoceno medio (a), Preindustrial (b) y diferencia de ambos en péntadas (ΔP , c) según el modelo HadGem2-ES.	43
Figura 21: Inicios de monzón en péntadas en el Holoceno medio (a), Preindustrial (b) y diferencia de ambos en péntadas (ΔP , c) según el modelo IPSL-CM5A-LR.	44
Figura 22: Inicios de monzón en péntadas en el Holoceno medio (a), Preindustrial (b) y diferencia de ambos en péntadas (ΔP , c) según el modelo MPI-ESM-P.	45
Figura 23: Inicios de monzón en péntadas en el Holoceno medio (a), Preindustrial (b) y diferencia de ambos en péntadas (ΔP , c) según el modelo MRI-CGCM3.	46
Figura 24: Inicios de monzón en péntadas en el Holoceno medio (a), Preindustrial (b) y diferencia de ambos en péntadas (ΔP , c) según el modelo MIROC-ESM.	47

Figura 25: Boxplots de los inicios de monzón en pñntadas en el Holoceno medio (azul), Preindustrial (anaranjado) y climatología actual (morado) en Colombia (a) y Venezuela (b) según los modelos analizados.	48
Figura 26: Boxplots de los inicios de monzón en pñntadas en el Holoceno medio (azul), Preindustrial (anaranjado) y climatología actual (morado) en Perú (a) y Amazonía (b) según los modelos analizados.	49
Figura 27: Boxplots de los inicios de monzón en pñntadas en el Holoceno medio (azul), Preindustrial (anaranjado) y climatología actual (morado) en el Noreste de Brasil (NEB) según los modelos analizados.	49
Figura 28: Boxplots de los inicios de monzón en pñntadas en el Holoceno medio (azul), Preindustrial (anaranjado) y climatología actual (morado) en Chaco (a) y Sureste de Brasil (b) según los modelos analizados.	50
Figura 29: Fin del SAMS según el reanálisis CMAP (1979-2014).....	51
Figura 30: Fines de monzón en pñntadas en el Holoceno medio (a), Preindustrial (b) y diferencia de ambos en pñntadas (ΔP , c) según el modelo BCC-CSM-1.	52
Figura 31: Fines de monzón en pñntadas en el Holoceno medio (a), Preindustrial (b) y diferencia de ambos en pñntadas (ΔP , c) según el modelo HadGem2-ES.	53
Figura 32: Fines de monzón en pñntadas en el Holoceno medio (a), Preindustrial (b) y diferencia de ambos en pñntadas (ΔP , c) según el modelo IPSL-CM5A-LR.	54
Figura 33: Fines de monzón en pñntadas en el Holoceno medio (a), Preindustrial (b) y diferencia de ambos en pñntadas (ΔP , c) según el modelo MPI-ESM-P.	55
Figura 34: Fines de monzón en pñntadas en el Holoceno medio (a), Preindustrial (b) y diferencia de ambos en pñntadas (ΔP , c) según el modelo MRI-CGCM3.	56
Figura 35: Fines de monzón en pñntadas en el Holoceno medio (a), Preindustrial (b) y diferencia de ambos en pñntadas (ΔP , c) según el modelo MIROC-ESM.	57
Figura 36: Boxplots de los fines de monzón en pñntadas en el Holoceno medio (azul), Preindustrial (anaranjado) y climatología actual (morado) en Colombia (a) y Venezuela (b) según los modelos analizados.	58

Figura 37: Boxplots de los fines de monzón en pñtadas en el Holoceno medio (azul), Preindustrial (anaranjado) y climatología actual (morado) en Perú (a) y Amazonía (b) según los modelos analizados.	59
Figura 38: Boxplots de los fines de monzón en pñtadas en el Holoceno medio (azul), Preindustrial (anaranjado) y climatología actual (morado) en el Noreste de Brasil.	60
Figura 39: Boxplots de los fines de monzón en pñtadas en el Holoceno medio (azul), Preindustrial (anaranjado) y climatología actual (morado) en Chaco (a) y Sureste de Brasil (b) según los modelos analizados.	61
Figura 40: Duración del SAMS según el reanálisis CMAP (1979-2014).....	62
Figura 41: Duraciones de monzón en pñtadas en el Holoceno medio (a), Preindustrial (b) y diferencia de ambos en pñtadas (ΔP , c) según el modelo BCC-CSM-1.	63
Figura 42: Duraciones de monzón en pñtadas en el Holoceno medio (a), Preindustrial (b) y diferencia de ambos en pñtadas (ΔP , c) según el modelo HadGem2-ES.....	64
Figura 43: Duraciones de monzón en pñtadas en el Holoceno medio (a), Preindustrial (b) y diferencia de ambos en porcentaje (ΔPP , c) según el modelo IPSL-CM5A-LR.	65
Figura 44: Duraciones de monzón en pñtadas en el Holoceno medio (a), Preindustrial (b) y diferencia de ambos en pñtadas (ΔP , c) según el modelo MPI-ESM-P.....	66
Figura 45: Duraciones de monzón en pñtadas en el Holoceno medio (a), Preindustrial (b) y diferencia de ambos en pñtadas (ΔP , c) según el modelo MRI-CGCM3.....	67
Figura 46: Duraciones de monzón en pñtadas en el Holoceno medio (a), Preindustrial (b) y diferencia de ambos en pñtadas (ΔP , c) según el modelo MIROC-ESM.....	68
Figura 47: Boxplots de las duraciones de monzón en pñtadas en el Holoceno medio (azul), Preindustrial (anaranjado) y climatología actual (morado) en Colombia (a) y Venezuela (b) según los modelos analizados.....	69
Figura 48: Boxplots de las duraciones de monzón en pñtadas en el Holoceno medio (azul), Preindustrial (anaranjado) y climatología actual (morado) en Perú (a) y Amazonía (b) según los modelos analizados.	70

Figura 49: Boxplots de las duraciones de monzón en péntadas en el Holoceno medio (azul), Preindustrial (anaranjado) y climatología actual (morado) en el Noreste de Brasil.	71
Figura 50: Boxplots de las duraciones de monzón en péntadas en el Holoceno medio (azul), Preindustrial (anaranjado) y climatología actual (morado) en Chaco (a) y Sureste de Brasil (b) según los modelos analizados.	72

ÍNDICE DE ANEXOS

Anexo 1: Promedios de los ciclos estacionales en péntadas de las regiones de estudio: en Colombia (a), Venezuela (b), Perú (c), Amazonía (d), NEB (e), Chaco (f) y SEB (g).....	85
Anexo 2: Diferencias de ciclos estacionales (HM-PI) en péntadas de las regiones de estudio: en Venezuela (a), Colombia (b), Perú (c), Amazonía (d), NEB (e), Chaco (f) y SEB (g).	86
Anexo 3: Ubicación de la Zona de Convergencia Intertropical en base a precipitación acumulada en los meses diciembre-enero-febrero de CMAP (a) y los modelos BCC-CSM-1 en el HM (b), BCC-CSM-1 en el PI (c), HadGem2- ES en el HM (d), HadGem2-ES en el PI (e), IPSL-CM5A-LR en el HM (f), IPSL-CM5A-LR en el PI (g), MPI-ESM-P en el HM (h), MPI-ESM- P en el PI (i), MRI-CGCM3 (j) en el HM, MRI-CGCM3 en el PI (k), MIROC-ESM en el HM (l) y MIROC-ESM en el PI(m).	88
Anexo 4: Diferencias de inicios de monzón en porcentaje (ΔPP) según los modelos BCC-CSM-1 (a), HadGem2-ES (b), IPSL-CM5A-LR (c), MPI-ESM-P (d), MRI-CGCM3 (e) y MIROC-ESM (f).....	90
Anexo 5: Diferencias de fines de monzón en porcentaje (ΔPP) según los modelos BCC-CSM-1 (a), HadGem2-ES (b), IPSL-CM5A-LR (c), MPI-ESM-P (d), MRI-CGCM3 (e) y MIROC-ESM (f).....	91
Anexo 6: Diferencia de duraciones de monzón en porcentaje (ΔPP) según los modelos BCC-CSM-1 (a), HadGem2-ES (b), IPSL-CM5A-LR (c), MPI-ESM-P (d), MRI-CGCM3 (e) y MIROC-ESM (f).....	92

RESUMEN

El presente estudio consistió en analizar los cambios de precipitación en el monzón sudamericano (SAMS) como consecuencia de los cambios en los parámetros de insolación. La zona de estudio es el área de influencia del SAMS y su periferia; es decir, el trópico de Sudamérica y parte de la zona subtropical (hasta los 30°S). Se estudió el Holoceno medio (hace 6 000 años) porque se considera que la diferencia fundamental entre las condiciones atmosféricas de esta época y las condiciones de una atmósfera del Preindustrial (grupo control, que tiene una atmósfera como la actual, pero sin efecto antrópico) son los cambios de insolación. Para esto, se utilizaron los modelos globales PMIP3/CMIP5, que simulan el clima del pasado. De esta manera, primero se hallaron los ciclos estacionales de precipitación en péntadas (media móvil de cinco días seguidos) en un año y se compararon los resultados obtenidos en el Holoceno medio y Preindustrial. Luego, se adaptó una metodología para estimar los inicios, fines y duraciones del SAMS en la zona de estudio. Posteriormente, se compararon ambos inicios, fines y duraciones. Los resultados mostraron que la estación lluviosa en el Holoceno medio es más seca que la del Preindustrial. Asimismo, el SAMS inicia de forma más prematura en el Holoceno medio (de 1 a 4 péntadas antes en promedio) en todas las regiones analizadas, excepto en el Noreste de Brasil, donde inician casi al mismo tiempo. El fin del SAMS también es más prematuro en el Holoceno medio (de 1 a 3 péntadas antes). En cuanto a las duraciones, se obtuvieron diferencias nulas sobre todo en la zona de mayor influencia del SAMS. Sin embargo, en la zona periférica de ésta, sí se observaron cambios en el Holoceno medio, que son de menor duración en algunos y mayor en otros que se pueden deber a condiciones más locales.

Palabras clave: CMIP5, PMIP3, paleoclima, precipitación, Holoceno medio, monzón sudamericano.

ABSTRACT

This study consisted of assessing the changes on the South American monsoon system (SAMS) due to insolation changes. The study domain is the influence area of the SAMS and its surroundings. In other words, the South American tropics and part of the subtropics (until 30° S). The mid-Holocene (6000 years ago) was studied, because it is considered that the main difference between its atmospheric and the ones during the Pre-Industrial (control run, which has an atmosphere similar as today's, but without anthropic effect) is the insolation change. In order to evaluate that, CMIP5/PMIP3 global models were used, because they simulate the past climate conditions. This way, the climatological seasonal variability of each region were calculated in pentads. The results were then compared between the mid-Holocene and the Pre-Industrial. After that, a methodology was adapted in order to estimate the SAMS's onset, withdrawal and length in both periods. Then they were compared one another. Results showed that the mid-Holocene's rainy season is dryer than Pre-Industrial's. The SAMS (wet season) shows an earlier onset during the mid-Holocene (1 to 4 pentads average earlier) in all the regions analyzed, except in Northeastern Brazil, where they start at the same time. The SAMS's dismissal also takes place earlier (1 to 3 pentads earlier). Regarding the length of the wet season, mostly null differences were found specially in the areas where the monsoon is strong. Yet, some differences were found in the surrounding area, which show a shorter monsoon period in some regions and bigger ones in other. This may happen due to local conditions.

Key words: CMIP5, PMIP3, paleoclimate, precipitation, mid-Holocene, South American monsoon, SAMS.

I. INTRODUCCIÓN

El clima en el trópico sudamericano es originado por muchos elementos físicos, siendo los más determinantes la cordillera de los Andes, las corrientes oceánicas de los océanos Pacífico y Atlántico, la llanura amazónica, así como la ubicación latitudinal, lo que permite cierta forma de captación de radiación solar. La interacción de estos mismos y de otros factores globales, originan sistemas atmosféricos, como las bajas o las altas presiones, las zonas de convergencia de viento y humedad y otros. Los sistemas sinópticos más importantes (por su magnitud) en el trópico sudamericano son la zona de convergencia intertropical (ZCIT), la zona de convergencia del Atlántico sur (ZCAS), el anticiclón del Pacífico suroriental (APSO) y el sistema monzónico sudamericano (SAMS). Éste último es importante porque determina los ciclos estacionales de las precipitaciones en Sudamérica (Marengo, Liebmann, Kousky, Filizola, & Wainer, 2001).

Estudios paleoclimáticos realizados en distintas zonas del trópico de Sudamérica indican que durante el Holoceno medio (HM) la vegetación en la Amazonía era distinta a la actual: lugares de influencia del monzón que actualmente están cubiertos de gran cantidad de vegetación, en el pasado eran más bien zonas secas (De Freitas *et al.*, 2001; P. Silva Dias, Turcq, Silva Dias, Braconnot, & Jorgetti, 2009). Estos cambios se habrían debido a la variación en la insolación. Entre las latitudes de 10 a 20°S, en la estación de verano, se recibían aproximadamente 20 W/m² menos que lo que se recibe en la actualidad (Berger & Loutre, 1991; Prado, Wainer, & Chiessi, 2013), lo que habría derivado en un monzón más debilitado. Asimismo, también se habría dado un cambio en el inicio/fin del periodo de monzón; es decir, un retraso/adelanto.

Para estudiar el cambio climático es importante analizar, además de las proyecciones a futuro, el clima del pasado. Esto porque bien se sabe que la Tierra ha sufrido muchos cambios de clima a lo largo de su historia debido a diferentes forzantes como cambios en la insolación, en la proporción de gases en la atmósfera, entre otros. Esta investigación servirá para observar los cambios que se dan en ciertos parámetros de los modelos climáticos globales PMIP3/CMIP5; en específico, se analizará el cambio de insolación. Para este fin, uno de los

periodos de tiempo más estudiados es el Holoceno medio por sus diferentes condiciones de frontera, ya que pueden ser usadas para probar la respuesta de los modelos climáticos (Prado, Wainer, & Chiessi, 2013). Mientras tanto, el Preindustrial (PI) es tomado como grupo control. Cabe indicar también que es una muy buena oportunidad para probar la performance de los modelos fuera de su usual rango climático (Pascale Braconnot *et al.*, 2012).

Así, el estudio de los cambios que se dan en el clima debido a ciertos factores, tiene gran importancia por varios motivos. Primero, para entender mejor el comportamiento (y la respuesta ante ciertas perturbaciones) de un sistema tan importante y de gran impacto en el trópico de Sudamérica, como lo es el SAMS. Posteriormente, para verificar que los modelos PMIP3/CMIP5 puedan reproducir cambios en la insolación y analizar cómo lo hacen. Esto permitiría tener un juicio más crítico al uso de estos modelos que actualmente tanto se utilizan.

En el presente trabajo se evaluarán los cambios de la variabilidad estacional e interanual del monzón sudamericano asociados a los inicios y fines del periodo de monzón. La herramienta que se utilizará son los modelos globales PMIP3/CMIP5, específicamente la variable precipitación, por péntadas de 50 años de los periodos Holoceno medio y Preindustrial (o Pre-industrial o PI). El área de estudio comprende el trópico de Sudamérica, área de influencia del monzón sudamericano, que se delimitará por regiones. Se encontrarán y analizarán los ciclos estacionales, las fechas de inicio, fin y la duración del periodo de monzón en cada región y para cada periodo. Posteriormente, se calcularán las variaciones encontradas del Holoceno medio con respecto al Preindustrial y éstas se compararán mediante test estadísticos. De esta manera, se podrá verificar cómo los modelos de PMIP3/CMIP5 hacen visibles los cambios ocurridos debido a la insolación y de acuerdo a eso, ser usados con más rigurosidad para proyecciones futuras. Cabe agregar que el inicio y fin de la estación lluviosa es importante, porque muchos estudios se enfocan en la cantidad de lluvia precipitada; sin embargo, se ha probado que la duración de esta estación es determinante en la lluvia total de la estación lluviosa (Liebmann & Marengo, 2001).

La presente investigación tiene como **objetivo general** evaluar los cambios del sistema monzónico sudamericano a través de los cambios en la precipitación durante la estación lluviosa, para un periodo de 50 años utilizando las simulaciones de los modelos CMIP5 para el Holoceno medio y Preindustrial. Para ello, los **objetivos específicos** son los siguientes:

-Comparar los ciclos estacionales del SAMS en el Holoceno medio y en el Preindustrial en siete distintas regiones de Sudamérica.

-Comparar la distribución espacial de fechas (péntadas) de inicios y fines, así como de la duración del SAMS para ambos periodos.

II. REVISIÓN DE LITERATURA

2.1 Precipitación

Se define precipitación como la materia sólida o líquida producto de la condensación del vapor de agua que cae de las nubes o se deposita del aire en la tierra. Incluye a la lluvia, granizo, nieve, rocío, escarcha y precipitación de niebla o neblina. El total de precipitación que llega a la tierra en un periodo de tiempo determinado se calcula en términos de profundidad vertical de agua, o su equivalente en el caso de precipitación sólida, que cubre un área horizontal en la superficie terrestre. (Ilcev, 2018)

2.2 Características de la precipitación en sudamérica tropical y subtropical

Sudamérica tropical y subtropical está influenciada por muchos factores que interactúan entre sí, generando así una diversidad de comportamientos de precipitación. Uno de ellos es el factor topográfico, que caracteriza esta zona por la influencia de la cordillera de los Andes, la Amazonía y las costas del océano Pacífico oriental (en la sección 3.1 se describe con más detalle este factor). Otro factor que influye de manera importante, son los sistemas sinópticos. Entre ellos, está la Zona de Convergencia Intertropical (ZCIT) y el Sistema Monzónico Sudamericano (SAMS), con todas las características y elementos involucrados dentro de éste (Espinoza *et al.*, 2020), además de otros sistemas como las corrientes en chorro.

Los ciclos anuales actuales de precipitación del trópico y subtrópico sudamericano tienen comportamientos variados y adquieren diferentes variabilidades por los factores mencionados en el párrafo anterior. A continuación, se realizará una revisión de los ciclos anuales y los factores principales que los modulan. Colombia presenta dos tipos de ciclos anuales diferentes: uno en el centro y oeste y otro sobre la zona del Caribe (al norte de los Andes). Sobre el centro y oeste, el ciclo anual tiene dos periodos de mayor precipitación (bimodal), que son de abril a mayo (AM) y de setiembre a octubre (SO) y dos periodos de

menor precipitación, que son de diciembre a febrero y de junio a agosto (Bedoya-Soto, Aristizábal, Carmona, & Poveda, 2019). Ambos periodos lluviosos se producen por la doble pasada de la ZCIT en el año y específicamente el segundo, SO, responde al acoplamiento entre la ZCIT y la corriente en chorro Chocó (Bedoya-Soto *et al.*, 2019). Esta corriente de chorro del oeste de Colombia, que va desde las costas de Chile hasta Colombia y se intensifica de mayo a noviembre (Oscar A. Rueda y German Poveda, 2006). El segundo tipo de ciclo anual, que se da en la zona del Caribe, es unimodal y tiene este comportamiento por la corriente en chorro de niveles bajos del Caribe y por el efecto de las ondas del este de África.

Parte de Venezuela, las Guyanas y el Caribe presentan un ciclo anual de precipitación directamente relacionado a la ZCIT y a la corriente en chorro de bajos niveles del Caribe (*Caribbean LLJ*) (Espinoza *et al.*, 2020). Según Bovolo, *et al* (2012), las zonas más cercanas al área costera de Venezuela y las Guyanas, presentan una distribución bimodal, con dos periodos lluviosos y dos secos, que se deben al paso de la ZCIT sobre esta zona. Ambos periodos lluviosos son distintos, siendo el primero en junio (más intenso) y el segundo en diciembre (menos intenso). Esta distinción está directamente relacionada a que la ZCIT pasa rápidamente y de forma irregular por esta región en el segundo periodo lluvioso (Bovolo, Pereira, Parkin, Kilsby, & Wagner, 2012).

Perú presenta ciclos anuales de comportamientos diferentes en su territorio. En la costa peruana, se tienen dos estaciones claramente definidas: húmeda de diciembre a mayo y seca de junio a noviembre (Bazo, Lorenzo, & Porfirio Da Rocha, 2013). En los Andes y la transición a la Amazonía, sin embargo, se tienen diferentes comportamientos en el ciclo anual (Figura 1). Según Segura, *et al* (2019), en la zona ecuatorial de los Andes (de 0° a 5°S aproximadamente), se tiene un periodo lluvioso (de febrero a abril) y un periodo seco (de julio a setiembre), pero adicionalmente se tiene un pequeño incremento de precipitaciones en octubre. Según estos autores, en la zona de transición de los Andes (entre 5° a 8°S), se presenta un ciclo anual bimodal que marca dos periodos húmedos: de febrero a abril y de octubre a noviembre, siendo el primero el más lluvioso. Los Andes tropicales del sur (entre 8°S a 20°S) se caracterizan por una estación lluviosa entre diciembre a marzo, con una estación seca entre junio a agosto, que se produce por el SAMS en su fase madura (Segura *et al.*, 2019).

En Brasil, los regímenes de precipitación también cambian por región. La Amazonía presenta una precipitación anual dividida en dos estaciones: una húmeda (de octubre a mayo) y otra seca (de junio a setiembre) con precipitaciones acumuladas anuales de alrededor de 2300 mm (Shimizu, Ambrizzi, & Liebmann, 2017). Este ciclo está estrechamente relacionado al SAMS y sus componentes. El noreste de Brasil, por otro lado, presenta un ciclo anual con una estación lluviosa de enero a abril, que se asocia al SAMS y a la ZCIT (Correia Filho *et al.*, 2019). El sureste de Brasil presenta un ciclo anual de precipitación que empieza en octubre y finaliza en abril y el factor que influye principalmente en su variabilidad es el ZACS (Nobre, Marengo, Seluchi, Cuartas, & Alves, 2016), componente del SAMS.

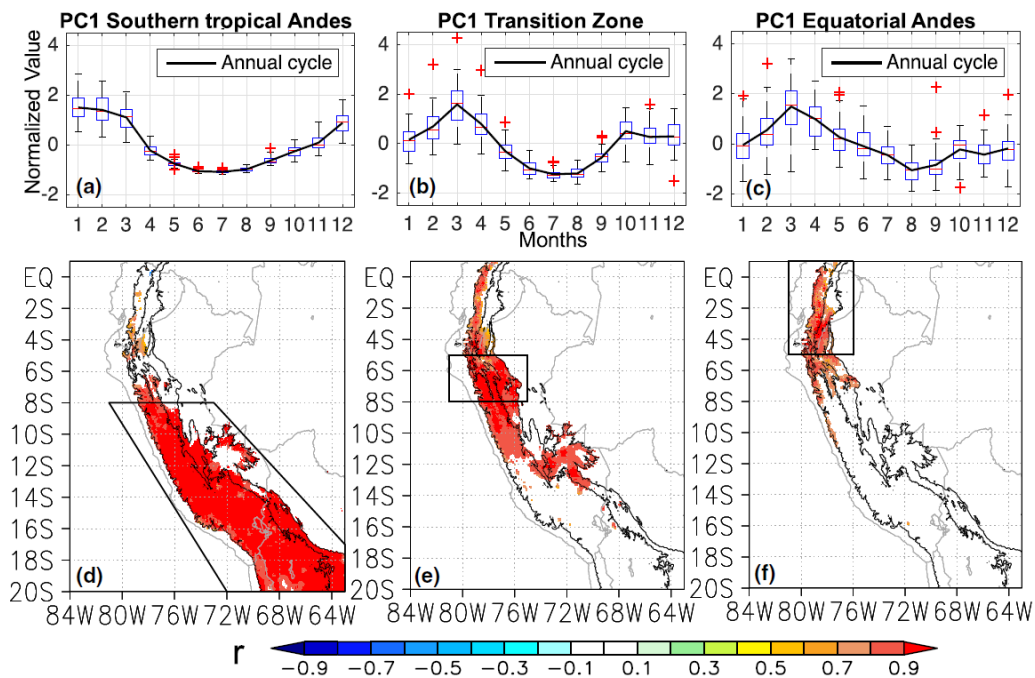


Figura 1: Ciclo anual normalizado de los Andes tropicales del sur (a), zona de transición (b) y los Andes ecuatoriales (c) en los tres paneles superiores. Los mapas (paneles inferiores) indican las ubicaciones de cada una de las zonas mencionadas y coeficientes de correlación entre el ciclo anual y cada grilla de la data utilizada para ese estudio.

FUENTE: Segura *et al.* (2019).

Sobre la zona subtropical de Sudamérica, se tienen regímenes similares en el ciclo anual de precipitación. En el Altiplano, se tiene un ciclo estacional de precipitación unimodal, con una estación lluviosa que ocurre de diciembre a febrero y una estación seca que ocurre entre junio y agosto (Blacutt, Herdies, de Gonçalves, Vila, & Andrade, 2015). Sobre la cuenca del río La Plata, que cubre gran parte del Chaco, se tienen ciclos anuales de precipitación de máximos valores de precipitación en el verano austral (diciembre, enero y febrero) y valores

mínimos en el invierno austral (junio, julio, agosto), cuyo comportamiento se asocia a la circulación atmosférica sobre Sudamérica y al calentamiento solar (Mourão, Chou, & Marengo, 2016), implícitamente relacionado al SAMS.

2.3 Los monzones

El término monzón proviene del vocablo “mawsim” o “mausim”, que significa “estación”. Tradicionalmente, se empleó para denominar el cambio de dirección de vientos de superficie en las costas de océanos como el Índico y Arábico entre las estaciones de verano e invierno (L. Carvalho & Jones, 2016; S. R. Garcia & Kayano, 2006; Krishnamurti, Stefanova, & Misra, 2013; V. Silva & Kousky, 2012a). De acuerdo a esto, los ejemplos más representativos son los del monzón de la India y del oeste sub-sahariano de África. Sin embargo, actualmente se tiene una definición más amplia de aquél. Una de las definiciones más aceptada en los últimos años es la de Carvalho y Jones (2016), quienes exponen que los monzones se definen como manifestaciones planetarias que tienen contrastes pronunciados de temperatura entre grandes masas de tierra y cuencas oceánicas, que se ven acentuadas por la cercanía de altas elevaciones. Esta idea se ve reforzada por Wang y Ding (2008), quienes definen las zonas de monzón como los lugares donde la precipitación de verano excede a la de invierno (rango anual) en más de 300 mm y la relación entre éste y la precipitación anual, es mayor a 55 por ciento.

Como se indicó anteriormente, una característica clásica es que los vientos en superficie cambien de dirección entre el verano y el invierno (Ramage, 1971; Slingo, 2003). Esta característica no ha sido claramente identificada en América; es decir, en monzones de América del norte y del sur (L. Carvalho & Jones, 2016; Webster *et al.*, 1998). Sin embargo, cuando la componente promedio de largo plazo de los vientos es removida, se observa con claridad una circulación inversa entre verano e invierno (L. Carvalho & Jones, 2016; Vera *et al.*, 2006; Zhou & Lau, 1998). Otra característica primordial es la diferencia de gradientes de presión tierra-mar en verano e invierno. Durante el verano, el aire sobre los continentes es más caliente e inestable que el aire sobre el océano; por lo tanto, se dan sobre éste bajas presiones y altas sobre el océano. Esto provoca que el aire húmedo de bajos niveles converja sobre el continente, lo que provoca el desarrollo de precipitación (V. Silva & Kousky, 2012a). Una vez que el monzón está activo con lluvias, la temperatura superficial baja por el incremento de la humedad del suelo; sin embargo, el calor latente liberado asociado con las

lluvias de monzón mantiene las bajas presiones, lo que continúa el desarrollo de vientos monzónicos (Slingo, 2003). Recíprocamente, se tiene un comportamiento contrario durante el invierno, ya que la tierra se enfría más rápido que los océanos que la rodean, entonces el flujo de vientos es en dirección al océano, lo que resulta en condiciones áridas sobre el continente (V. Silva & Kousky, 2012b; Slingo, 2003).

Un rasgo asociado al anterior es la presencia de montañas o elevaciones considerables en las proximidades. Según Slingo (2003), esto haría que los monzones sean más fuertes y extensos en territorio. En el caso del monzón asiático, la meseta tibetana cumple el rol de actuar como una fuente importante de calor (Slingo 2003). De la misma manera, los Andes centrales también cumplen la función de calentar la tropósfera media antes de que se desarrolle el monzón de Sudamérica (Webster *et al.*, 1998). En comparación, los monzones del oeste de África y Australia, al no tener superficies elevadas, son menos intensos (Slingo 2003).

Las regiones monzónicas se encuentran en la zona tropical (L. Carvalho & Jones, 2016). Actualmente se podrían considerar ocho monzones a nivel mundial. En la Figura 2, se observa una imagen de las zonas alrededor del mundo donde se encuentran estos sistemas, que son el monzón de Norteamérica (NAM), el monzón de Sudamérica (SAM), monzón del Norte de África (NAF), monzón de Sudáfrica (SAF), monzón de la India (IND), el monzón de Australia (AUS), monzón del este de Asia (EAS) y monzón del Pacífico nororiental (WNP) (Zeng, 2002).

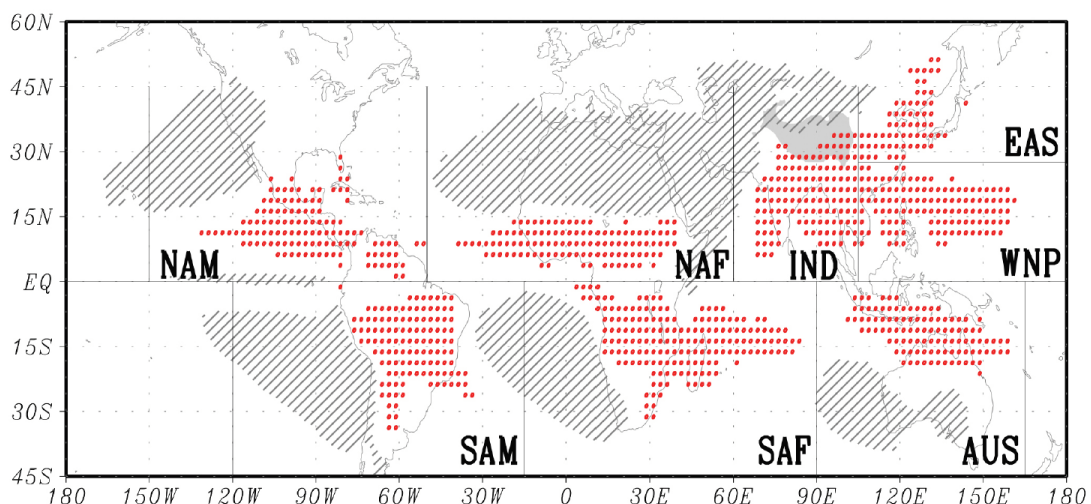


Figura 2: Localización de los sistemas monzónicos en el mundo. Los puntos rojos indican zonas donde la precipitación local de verano menos la de invierno, exceden 2,5 mm/día, y se excede el 55 por ciento del total anual. Áreas con valores de precipitación de verano menor a 1 mm/día (zonas secas) se muestran achuradas.

FUENTE: WCRP report, por Prof. Bin Wang (Zeng, 2002).

2.3.1 El Monzón sudamericano

Como indican varios autores (e.g, Zhou y Lau 1998, Vera *et al.* 2006, Marengo *et al.* 2001, Carvalho *et al.* 2011), el SAMS es un sistema sinóptico de gran importancia para el clima en Sudamérica. Se considera que es parte del sistema de monzones americanos (Marengo *et al.*, 2012) junto con el sistema monzónico de América del norte (NAMS). Presenta una variabilidad interanual, estacional, intraestacional y diaria. Su fase húmeda se forma por los vientos alisios del hemisferio norte, que, desviados por las bajas presiones en el continente sudamericano durante el verano, transportan humedad del océano Atlántico hacia el continente (Zhou & Lau, 1998). Se caracteriza por que su evolución estacional de precipitación muestra una rápida migración en latitud hacia el sur hasta la meseta brasileña (Kousky & Cavalcanti, 1988; Liebmann & Marengo, 2001; Marengo *et al.*, 2001; V. Silva & Kousky, 2012a), con un máximo valor cuando está cerca al ecuador en fechas cercanas al equinoccio (Mechoso, Robertson, Ropelewski, & Grimm, 2005).

Actualmente el SAMS ya es ampliamente reconocido como un sistema monzónico por la comunidad científica. Si bien el cambio de dirección de vientos de superficie no es evidente en esta región, se sabe que éste sí ocurre. De hecho, Zhou y Lau (1998) realizaron el experimento de quitar la componente de promedio anual de vientos en superficie, lo que finalmente evidenció una reversión de éstos entre verano e invierno. Además de eso, se tiene disponibilidad de energía producida por la liberación de calor sensible proveniente de los Andes (Zhou y Lau, 1998). También, durante el verano se muestran características típicas de un clima monzónico, con una diferencia de lluvias muy marcada entre verano e invierno. Por ejemplo, en Brasil centro oriental, llueve más de 1 000 mm en verano y menos de 100 mm en invierno (Mechoso *et al.*, 2005).

El SAMS se forma por las características topográficas y sistemas sinópticos presentes en la región. Los Andes y la Amazonía tienen un rol importante. El primero actúa como una barrera topográfica al flujo de bajos niveles del este, lo que ocasiona un desvío hacia el sur en el verano austral (Silva y Kousky 2012), produciendo así el jet de niveles bajos (LLJ). Luego, la convección intensa del verano y el calor latente sobre el continente contribuyen a la formación del sistema de alta presión en altura conocido como el alta de Bolivia (BH) (L. M. V. de Carvalho & Jones, 2016; P. L. Silva Dias, Schubert, & Demaria, 1983), que se mantiene gracias a la liberación de calor latente de la Amazonía y de calor sensible por el

calentamiento del Altiplano y los Andes (Gan, Kousky, & Ropelewski, 2004; Zhou & Lau, 1998). Otro elemento importante es la temperatura superficial del mar de los océanos adyacentes al continente (Mechoso *et al.*, 2005), lo que ocasiona convección profunda hacia el este del continente y subsidencia al oeste. Adicionalmente, hay presencia de la vaguada del noreste de Brasil (más conocida como la vaguada del nordeste de Brasil) (NT), la baja en bajos niveles del Chaco (CL) y la zona de convergencia del Atlántico Sur (ZCAS) (de Carvalho y Jones 2016). La Figura 3 muestra un corte transversal al trópico sudamericano, en la que se muestran las configuraciones más resaltantes.

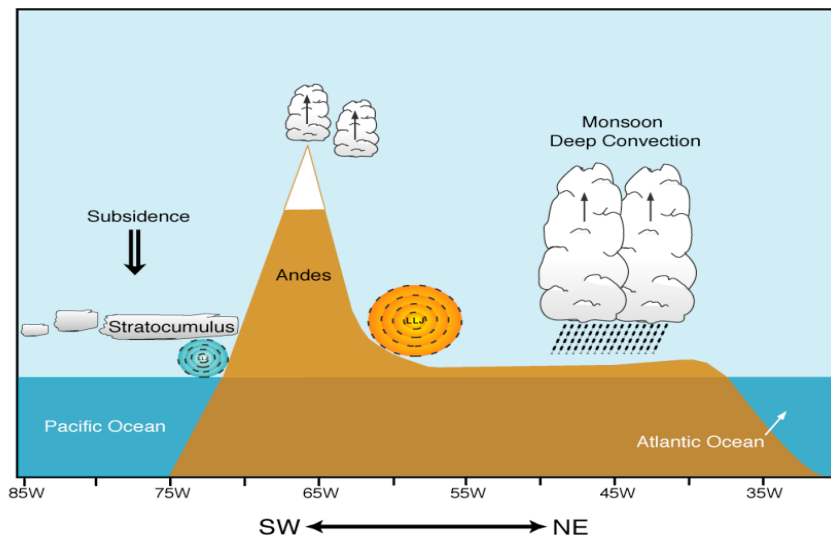


Figura 3: Corte transversal SW-NE que muestra esquemáticamente las configuraciones y sistemas más importantes.

FUENTE: Mechoso, *et al.* (2005).

El ciclo de vida del SAMS se puede resumir en cuatro etapas: pre-monzón, inicio, madurez y retiro o disipación. La Figura 4 muestra su desarrollo en seis partes graficando la variable radiación saliente de onda larga (OLR por las siglas en inglés de *outgoing longwave radiation*, en Wm^{-2}), la cual indica las zonas de nubosidad convectiva principalmente. Los valores más bajos de OLR indican convección profunda. A continuación, se describen las cuatro etapas principales:

- La primera de éstas (**pre-monzón**) se caracteriza por la presencia de calor sensible, que es el calentamiento superficial más importante en los sub-trópicos y es máximo en la primera quincena de noviembre (Mechoso *et al.*, 2005).

- La fase de **inicio** empieza al oeste de la Amazonía alrededor de setiembre. Rápidamente se extiende hacia el sureste, llegando al sureste de Brasil en octubre (Grimm, Vera, & Mechoso, 2005). A fines de noviembre, existe presencia de convección profunda desde el ecuador hasta los 20° de latitud sur aproximadamente; aunque ausente al este de la cuenca amazónica y al norte de Brasil (Mechoso *et al.*, 2005; V. Silva & Kousky, 2012b; Zhou & Lau, 1998).

- La fase de **madurez** ocurre entre finales de noviembre y finales de febrero. La principal actividad convectiva sobre el centro de Brasil se une al ZCAS (S. R. Garcia & Kayano, 2006; Vera *et al.*, 2006), que ya está totalmente establecido con abundantes lluvias que llegan hasta el Altiplano peruano-boliviano (Mechoso *et al.*, 2005). En niveles altos, el BH y la NT, también están bien formadas (Grimm *et al.*, 2005). Continúa la convección profunda en casi la misma magnitud, excepto sobre el este de la cuenca amazónica, donde se incrementa. Al mismo tiempo, la ZCIT se desintensifica (Mechoso *et al.*, 2005).

- La última fase, **disipación o retiro**, comienza alrededor de marzo. Ésta se define por que las áreas de lluvias fuertes del Amazonas disminuyen y migran gradualmente hacia el noroeste dirigiéndose al ecuador, mientras que la estación de las lluvias en la costa norte del noreste de Brasil sigue de abril a junio (S. R. Garcia & Kayano, 2006). En esta fase, la ZCIT aún se mantiene débil (Mechoso *et al.*, 2005; Vera *et al.*, 2006). También se presentan condiciones más secas en la zona subtropical (V. Silva & Kousky, 2012a).

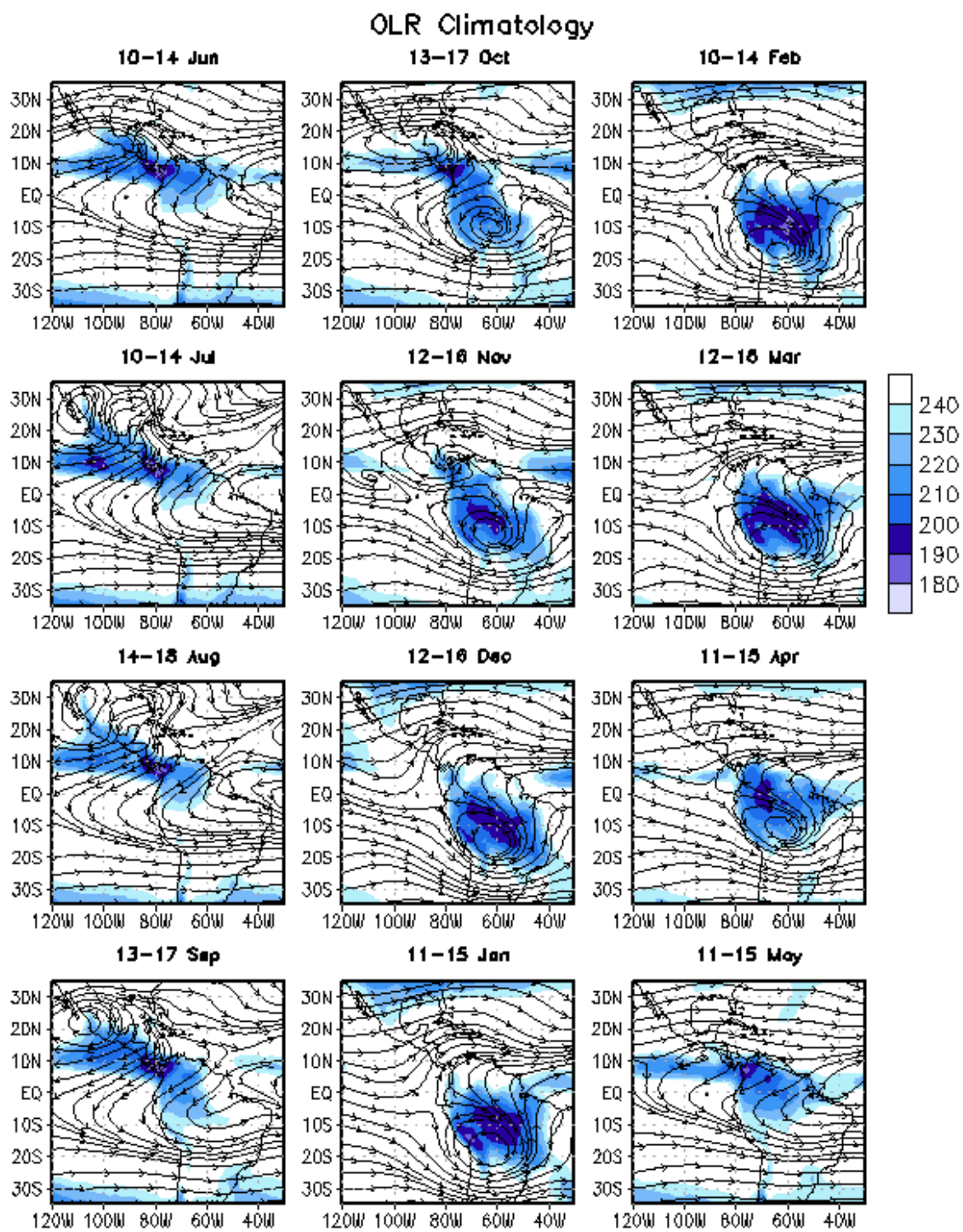


Figura 4: Ciclo estacional promedio de OLR en W/m^2 (1979-1995) y líneas de corriente a 200 hPa.

FUENTE: Silva y Kousky (2012)

2.4 Cálculo de inicios y fines del SAMS

La variabilidad estacional del SAMS, en especial sus fechas de inicio, duración y fin, ha venido siendo investigada en los últimos años. De esta manera, se han propuesto varias metodologías. Por lo tanto, las fechas de inicio o fines pueden variar unos pocos días de acuerdo al método, el dominio espacial y los datos utilizados. A continuación, se revisan las metodologías más usadas.

Entre los criterios basados en precipitación, Marengo, *et al.* (2001) calcularon péntadas de esta variable (media móvil de cada cinco días de precipitación diaria) y estableció que el inicio es la péntada cuya precipitación es mayor a 4 mm/día, siempre y cuando 6 de las 8 péntadas anteriores tienen precipitación menor a 3,5 mm/día y 6 de las 8 péntadas posteriores presentan una precipitación mayor a 4,5 mm/día. Posteriormente, Gann, *et al.* (2004) emplearon criterios bastantes similares a los de los autores anteriores, pero tomando en consideración el flujo de viento también; es decir, para calcular inicios, al criterio de precipitación se le suma la primera ocurrencia de vientos alisios en superficie en las latitudes 10–20°S. Liebmann y Marengo (2001), se basaron en los surgimientos y decaimientos abruptos de precipitación en la estación lluviosa para determinar inicios y fines, en el que consideraron precipitación diaria y promedios diarios. Para el cálculo de inicios o fines de la estación lluviosa son comunes también las metodologías que usan umbrales fijos de precipitación por región (e.g, Garcia *et al.*, 2007, Gurgiser *et al.*, 2016). Sin embargo, éstos son muy específicos y localizados.

En cuanto a los métodos basados en humedad y viento, se encuentran los que se describirán a continuación. Da Silva y de Carvalho (2007) emplearon un índice llamado LISAM (Índice de escala larga del monzón sudamericano), que se basa en la función empírica ortogonal combinada (CEOF) de precipitación, humedad específica y anomalías de viento en bajos niveles sin la componente media de larga escala. Al año siguiente, Raia y de Albuquerque Cavalcanti (2008) usaron una metodología similar a la de Liebman y Marengo (2001), pero basada en el flujo de humedad sobre un área denominada como el núcleo del monzón para analizar los cambios de dirección de viento y de humedad.

Finalmente, se tienen las metodologías basadas en OLR (radiación de onda larga). Esta variable es ampliamente usada como un proxy de precipitación y convección profunda. De

esta manera, (Kousky & Cavalcanti, 1988) la usaron para el establecer el inicio y fin de la estación lluviosa, haciendo el cálculo de péntadas (media móvil de OLR de cada cinco días) en base a un umbral de 240 W/m^2 .

A pesar de que se pueden dar variaciones de algunos días al usar uno u otro método, hay un consenso general e inicios y fines. Así, se sabe que el inicio promedio de la estación húmeda sobre la meseta brasileña ocurre entre mediados de octubre y mediados de noviembre (L. M. V. de Carvalho & Jones, 2016). Asimismo, estos mismos autores indican que el pico máximo de precipitación ocurre entre diciembre y febrero y el fin, entre marzo y abril. La Figura 5 muestra los inicios y fines según datos de climatologías de precipitación que definen los inicios y fines de estación lluviosa en base a un umbral de 3mm/día , obtenidos de reanálisis la NOAA/CPC.

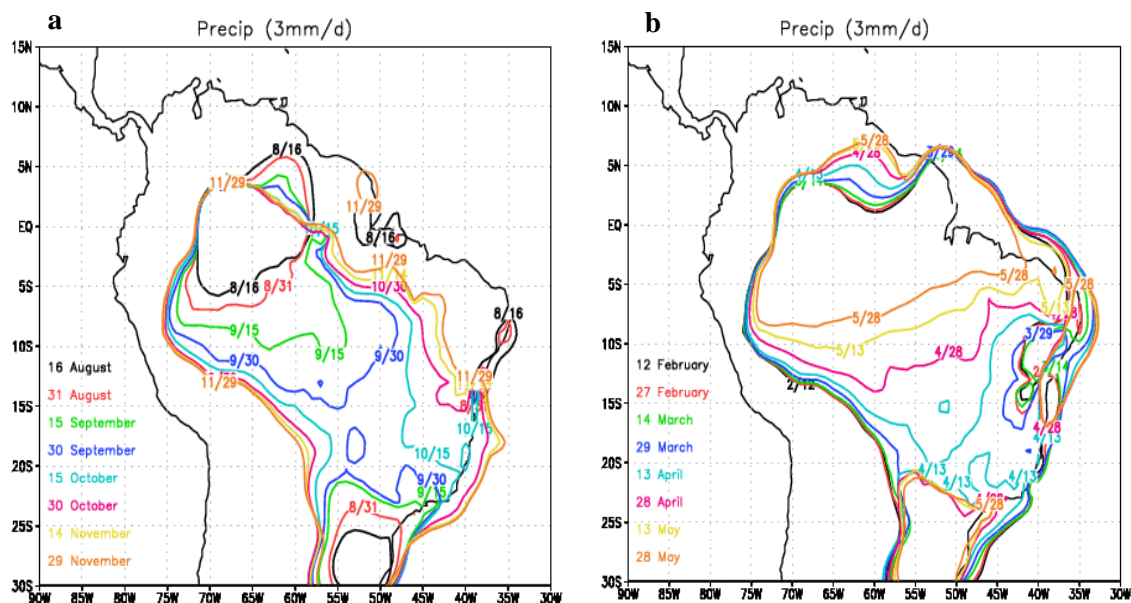


Figura 5: Inicios (a) y fines (b) de la estación lluviosa en Sudamérica según el análisis de precipitación de la NOAA. Se considera el valor de 3mm/día como umbral para la determinación del inicio y fin de estación lluviosa.

FUENTE: <https://origin.cpc.ncep.noaa.gov> . Revisado el 18/02/2019.

2.5 El Holoceno medio

De acuerdo a Turcq *et al.* (2007), el Holoceno constituye el periodo climático interglaciar actual, extendiéndose cronológicamente entre los 10 000 años BP (antes del presente; es decir, antes de 1 950) y nuestros días. De acuerdo a la escala de tiempo geológica, es una época dentro del periodo Cuaternario, era Cenozoica y eón Fanerozoico. El Holoceno medio

(HM) es una subdivisión del Holoceno, que empezó alrededor de los 6 000 años BP y duró hasta los 5 000 años BP (Turcq *et al.*, 2007).

2.5.1 Los cambios de insolación

El Holoceno medio (HM) es estudiado porque permite conocer el impacto de los parámetros de forzamiento orbital de la Tierra sobre el clima (e. g, Braconnot *et al.* 2007, Gladstone *et al.* 2005, Prado *et al.* 2013). Según la teoría de Milutin Milankovitch, los cambios climáticos ocurridos a lo largo de la historia de la Tierra se deben a cambios en ciclos astronómicos, provocando que cambie la energía recibida del sol en el tope de la atmósfera (Berger, 1988). Él dio a conocer tres parámetros orbitales de la Tierra, que son los siguientes (Figura 6):

- 1) **Excentricidad**, que es la variación de la forma de la órbita de la Tierra; es decir, es la medida de cuánto se aleja la órbita de la Tierra a una forma circular (Loutre, 2003). Varía cada 100 000 a 400 000 años aproximadamente (Zachos, Pagani, Sloan, Thomas, & Billups, 2001).
- 2) **Oblicuidad**, que es el ángulo entre el eje de rotación de la Tierra y la perpendicular al plano orbital. La inclinación del eje de giro de la Tierra (Loutre, 2003) varía cada 41 000 años aproximadamente (Zachos *et al.*, 2001).
- 3) **Precesión**, que es un cambio en el bamboleo del eje de rotación de la Tierra. Varía cada 20 000 años aproximadamente (Zachos *et al.*, 2001).

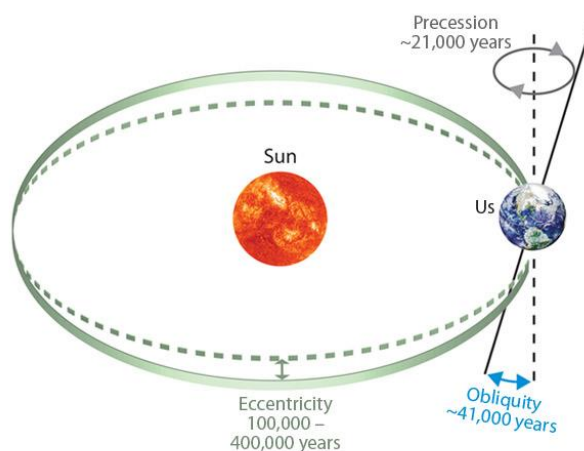


Figura 6: Ilustración de los tres parámetros orbitales de Milankovitch.

FUENTE: Laskar *et al.* (2011)

Cada uno de ellos tiene efectos sobre la insolación. La precesión juega un rol opuesto en los hemisferios y es una medida de la diferencia de duración entre estaciones y la diferencia entre la distancia tierra-sol en ambos solsticios (Berger, 1988). La oblicuidad afecta principalmente el contraste entre estaciones y el gradiente latitudinal de insolación (Berger 1988). Por ejemplo, si la excentricidad y la oblicuidad se igualaran a cero, no existiría ciclo estacional y los cambios entre verano e invierno, se harían muy grandes (Imbrie e Imbrie 1980). De esta manera, se sabe que, en el Holoceno medio, se tenían diferentes valores de estos parámetros a los actuales (Figura 6). La oblicuidad era mayor y el valor de la excentricidad era ligeramente mayor que en la actualidad; sin embargo, el cambio más grande se habría dado en la precesión (Bosmans *et al.*, 2011).

Durante el Holoceno medio en Sudamérica, se evidencia una disminución de 20 W/m^2 en la insolación de verano en el hemisferio sur; mientras que otros parámetros, como la cantidad de CO_2 y superficies glaciares, se mantienen constantes o con cambios mínimos (Bosmans *et al.*, 2011; Prado, Wainer, Chiessi, Ledru, & Turcq, 2013). Esa disminución en la insolación se debería a un cambio sobre todo en la precesión. Esto se tradujo en un aumento en 101° de la longitud del perihelio en el HM con respecto a los valores del Preindustrial (Prado, Wainer, & Chiessi, 2013). De esta forma, en el HM el perihelio ocurría en el equinoccio de la primavera del hemisferio sur; mientras que actualmente ocurre en el solsticio de verano (Joussaume & Braconnot, 1997; Prado, Wainer, Chiessi, *et al.*, 2013). La Figura 8 muestra los valores mensuales de insolación para tres latitudes en el Holoceno medio y en el Preindustrial (años 1720-1800).

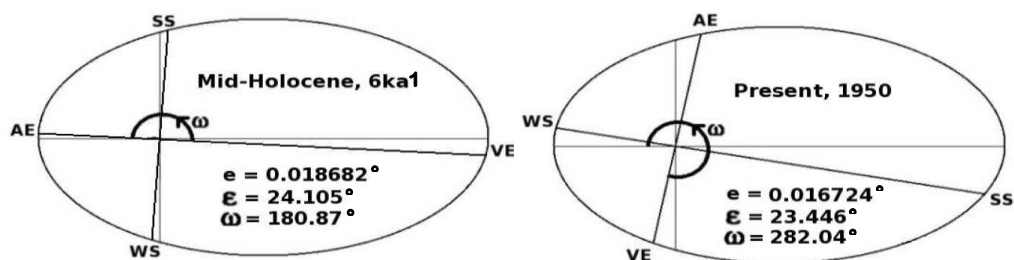


Figura 7: Órbitas del Holoceno medio y presente. WS y SS son los solsticios de verano e invierno en el hemisferio sur. VE y AE corresponden a los equinoccios de otoño y primavera. El parámetro e es excentricidad, ϵ es oblicuidad y ω , la longitud del perihelio, que se define como el ángulo en sentido antihorario entre el equinoccio de otoño (VE) y el perihelio, todos en grados.

FUENTE: Bosmans *et al* (2011); en base a Joussaume y Braconnot (1997).

¹ 6ka= 6000 years ago; es decir, hace 6000 años.

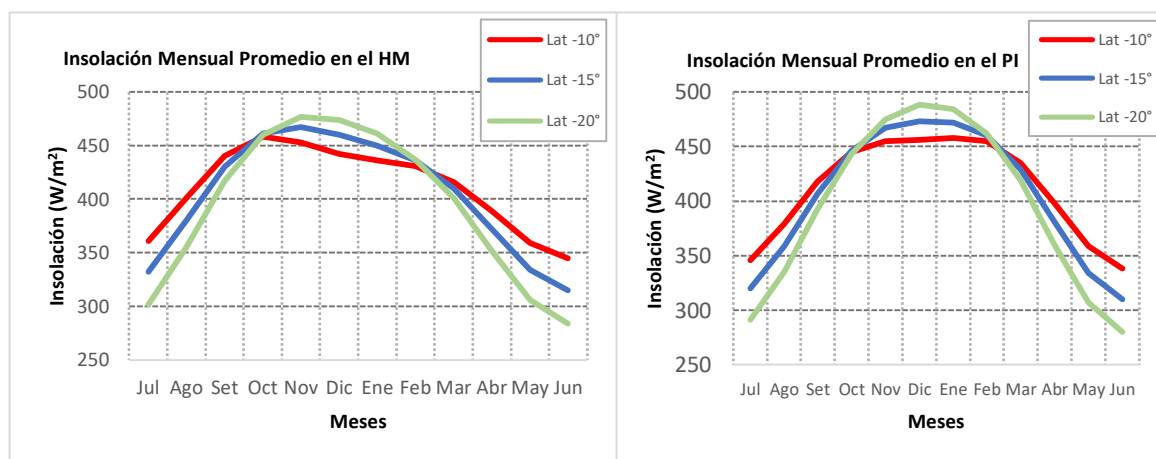


Figura 8: Valores de insolación promedio en el Holoceno medio y Preindustrial.

FUENTE: elaboración propia en base a Steinhilber, Beer, & Fröhlich (2009).

2.5.2 Los cambios de clima

Hace 6 000 años, la región de Sudamérica se caracterizó por un clima más seco y más variable que el actual. El clima del Holoceno medio se determinó de acuerdo a varios experimentos. Por ejemplo, Dias De Melo y Marengo (2008) evidencian que hace 6 000 años hubo un debilitamiento de la convergencia de bajos niveles sobre la Amazonía. La temperatura superficial del mar corresponde al forzamiento de la insolación con un retraso de 2-3 meses que afectan a la duración del periodo monzónico, que iniciaba alrededor de un mes antes, mientras que el retiro es más lento en comparación con las condiciones de hoy en día. Otra característica importante de esta simulación es una amplificación del desplazamiento de la ZCIT (Zona de Convergencia Intertropical) (P. Silva Dias *et al.*, 2009). También Turcq *et al.* (2007) indican que en el Holoceno medio se dio una reducción de la insolación de verano en el sureste de Brasil. Sin embargo, por el contrario, hay pruebas de un aumento de precipitación en el norte de la Amazonía. Ante esto, Silva Dias *et al.* (2009) dicen que los cambios en el clima observados en esta época pueden también ser asociados a un efecto remoto de un cambio en la vegetación.

Cruz *et al.* (2009) realizaron un estudio de la precipitación en el Holoceno usando muestras de espeleotemas y otros proxys recopilados en el trópico de Sudamérica, así como un modelo de circulación general de la atmósfera. Llegaron así a la conclusión de que en el HM había una antifase; es decir, el noreste de Brasil presentaba condiciones más húmedas cuando la

insolación era menor en verano y condiciones áridas cuando ésta era alta durante esa misma estación, mientras que al mismo tiempo el resto del sur de Sudamérica tropical mostraba características opuestas. Concluyeron que el calentamiento por convección del trópico de Sudamérica y la subsidencia de larga escala sobre el noreste de Brasil, implican un forzamiento sobre el SAMS, el cual determina los cambios de precipitación en la región a escalas orbitales.

Posteriormente, Prado *et al.* (2013) utilizaron modelos del PMIP3/CMIP5 para realizar la evaluación de precipitación en el HM y comparar con *proxies* recopilados de estudios anteriores. Sus resultados indicaron que los modelos representaron bien la mayor parte de la paleodata empleada, validando así la precipitación simulada en estas regiones. Se observaron características generales similares entre modelos, pero hay diferencias significativas en algunas regiones. Notaron también la antifase entre el noreste de Brasil y el resto del trópico sudamericano. Finalmente concluyeron también que el déficit de precipitación en el HM con respecto al preindustrial (PI) en verano se debe a la disminución de insolación de verano en el hemisferio sur en comparación con la insolación actual.

2.6 Modelos climáticos globales

Según el reporte del IPCC (2013), los Modelos Climáticos Globales son una representación tridimensional de la circulación general de la atmósfera y corresponden a las herramientas más avanzadas actualmente, disponibles para simular la respuesta del sistema climático global ante perturbaciones como los cambios en las concentraciones de gases de efecto invernadero, y para proporcionar estimaciones del cambio climático futuro. Todos los modelos climáticos son similares porque describen un mismo sistema, y más bien se diferencian un poco más en sus sesgos, omisiones de procesos, simplificaciones, parametrizaciones y aproximaciones numéricas (Knutti, Masson, & Gettelman, 2013). Por tanto, para una mayor confianza en las aproximaciones de los modelos, se realiza una evaluación de su desempeño, utilizando herramientas de intercomparación de modelos, que se describirá más adelante.

Los Modelos climáticos constituyen la herramienta principal para investigar la respuesta del sistema climático a ciertas forzantes. De esta manera, se logran mejores predicciones o proyecciones de aquél a diferentes escalas de tiempo y espacio. Sus aplicaciones son variadas e incluyen simulaciones del pasado (paleo), predicciones de corta escala de la

variabilidad climática, proyecciones a futuro del cambio climático, sensibilidad a ciertos procesos, entre otros. (IPCC, 2013)

2.6.1 El proyecto PMIP3/CMIP5

Los Proyectos de Intercomparación de Modelos Acoplados (CMIP) se desarrollaron juntando a los centros modeladores del mundo para generar experimentos coordinados y con una base estandarizada de los procesos climáticos. Cuando los centros de modelización realizan un experimento común, se ofrece la posibilidad de comparar sus resultados no sólo con las observaciones, sino con otros modelos también. Esta intercomparación permite a los investigadores explorar la gama de comportamientos de los modelos, para aislar sus fortalezas y debilidades en un entorno controlado y para interpretar, a través de experimentos idealizados, las diferencias entre los modelos (IPCC, 2013).

Proyecto de Intercomparación de Modelos Acoplados en su quinta fase (CMIP5) comprende a 20 centros modeladores del mundo. Tiene por objetivo analizar y discutir preguntas científicas de relevancia que surgieron a partir del proceso de creación del IPCC AR4, mejorar el entendimiento del clima y proporcionar estimados del cambio climático a futuro (Taylor, Stouffer, & Meehl, 2008). Contiene una serie de experimentos que se desarrollaron con otros grupos modeladores, como el PMIP3, que se describirá más adelante. Estos experimentos se pueden clasificar en dos grupos: decadales y de largo plazo (Taylor, Stouffer, & Meehl, 2012). En este segundo grupo, se encuentran las simulaciones históricas (1 850-2 005), proyecciones a futuro hasta el 2 035 y 2 100 con distintas concentraciones de CO₂ y del pasado, como el holoceno medio (hace 6 000 años), el último glacial máximo (hace 21 000 años) y el último milenio (850-1 850). Asimismo, cada modelo tiene un experimento de control Preindustrial, que se explicará más adelante. Las especificaciones de los parámetros usados en aquéllos, se resumen en el Cuadro 1.

En cuanto a la reconstrucción de data del clima pasado, es importante entender que cuando se pretenden realizar reconstrucciones del clima pasado, se han venido utilizando generalmente dos enfoques: uno empírico y otro dinámico. El primero consiste en el uso de *proxies*, como isótopos, anillos de árboles, etc. Éstos poseen variabilidades diferentes de acuerdo a la naturaleza del *proxy*, por lo cual se hace difícil el cálculo preciso de frecuencias distintas de variabilidad. El segundo enfoque (dinámico), utiliza los cambios en forzamientos

externos para el cálculo de variables meteorológicas. Por ejemplo, cambios en parámetros solares, dinámicas de vegetación, concentraciones de gases, cobertura de hielo, etc. Éstos nos permiten obtener valores directos de variables climáticas, así como sus distintas frecuencias de variabilidad y un cálculo espacial mucho más amplio también. (Bhend, Franke, Folini, Wild, & Brönnimann, 2012)

El Proyecto de Intercomparación de Modelamiento Paleoclimático (PMIP) se estableció en la década de 1990 con el fin de entender el mecanismo de los cambios climáticos del pasado. Específicamente, sus objetivos son entender el rol de las diferentes retroalimentaciones climáticas y evaluar la certeza con la que los modelos climáticos usados para proyecciones climáticas simulan los climas fuera del rango de la variabilidad climática presente y reciente. Para lograr esto, el PMIP ha fomentado la generación de información paleoclimática a partir de un enfoque dinámico, comparaciones modelo vs data y entre modelos, así como foros de discusión. (Kageyama *et al.*, 2018).

El PMIP tuvo tres etapas desde su creación. En la primera fase (PMIP1), la orientación estuvo en realizar modelos de circulación general enfocados en la atmósfera. En la segunda (PMIP2), se dirigió a la comparación de modelos acoplados océano-atmósfera y océano-atmósfera-vegetación. En el caso del PMIP3, se han corrido por primera vez simulaciones del CMIP (específicamente del CMIP5); es decir, está integrado a éste, y su finalidad principal está en evaluar las respuestas del sistema climático ante perturbaciones, como grandes masas de hielo o cambios de insolación. (Pascale Braconnot *et al.*, 2012). Actualmente, la cuarta fase (PMIP4) se encuentra en desarrollo.

A) El Preindustrial

Es el periodo de referencia de una línea base que se usa con el propósito de analizar los cambios en la atmósfera debido a la actividad humana que se dieron a partir del desarrollo industrial en el planeta. Así, en promedio correspondería a los años 1 720 - 1 800, que históricamente hace referencia a los años anteriores a la revolución industrial. Se utiliza como experimento control en los modelos climáticos, ya que en este periodo de tiempo aún no había desarrollo industrial; por lo tanto, no había aire contaminado. En esta época, las concentraciones de CO₂ eran menores a 300 ppm. (Hawkins, 2017)

Es necesario tener un grupo control para tener un patrón cuando se hacen experimentos de modelamiento climático. De esta manera, se utiliza el control preindustrial con propósitos de análisis y comparación. Así, el sistema climático preindustrial es considerado como un estado de equilibrio climático con una composición atmosférica fija.

Tabla 1: Resumen de los parámetros más importantes para los experimentos del PMIP3/CMIP5

Parámetros	Holoceno medio	Preindustrial
Parámetros orbitales	eccentricidad = 0,018682, oblicuidad = 24,105°, perihelio-180° = 0,87°	eccentricidad = 0,016724, oblicuidad = 23,446°, perihelio-180° = 102,04°
Gases traza	CO₂ = 280 ppm, CH₄ = 650 ppb, N₂O = 270 ppb, CFC = 0, O₃ = Moderno - 10 DU	CO₂ = 280 ppm, CH₄ = 760 ppb, N₂O = 270 ppb, CFC = 0, O₃ = Moderno - 10 DU
Constante solar	1365 W/m ²	1365 W/m ²
Vegetación	Interactiva	Interactiva
Capas de hielo	Presente	Presente
Topografía y líneas costeras	Presente	Presente

FUENTE: Pascale Braconnot & Peterschmitt (n.d.)

III. MATERIALES Y MÉTODOS

3.1 Ubicación espacial

La zona de estudio es el lugar de influencia del SAMS; es decir, el trópico sudamericano y parte de la zona subtropical. Para un mejor manejo de esta gran área y teniendo en cuenta las diferentes variabilidades de precipitación, se dividió en siete regiones. De esta forma, se observa también de mejor manera el desarrollo del SAMS. Cada región es un rectángulo y sus nombres corresponden al lugar que aproximadamente cubre más área dentro de cada uno de ellos (Figura 9). Así, se tienen las siguientes regiones: Colombia (65° a 80° W y 0° a 15° N), Venezuela (50° a 65° W y 0° a 15° N), Perú (70° a 80° W y 0° a 15° N), Amazonía (50° a 70° W y 0° a 15° S), Noreste de Brasil (NEB; 35° a 50° W y 0° a 15° N), Chaco (55° a 70° W y 15° a 30° N) y Sureste de Brasil (SEB; 40° a 55°W y 15° A 30° S).

Sudamérica se caracteriza por tener una topografía particular. La cordillera de los Andes es uno de los factores más importante en la determinación de los climas en Sudamérica. Su orogénesis ocurrió desde hace 70 Ma². El margen oeste de Sudamérica ha estado en compresión desde inicios del Paleoceno. Desde el Eoceno tardío hasta el Oligoceno, la subducción de la placa de Nazca sobre el continente sudamericano ocurrió sobre el sur peruano y los Andes centrales de Bolivia (O'Driscoll, Richards, & Humphreys, 2012). Asimismo, el Altiplano se formó a partir de la deformación de un bloque a través de la cordillera oriental durante el Eoceno y Oligoceno temprano (40 a 30 Ma; Herrera *et al.* 2017).

Actualmente, la cordillera de los Andes se ubica cerca de la costa oeste del continente con grandes elevaciones que sobrepasan los 4 km de altitud, lo que implica ser un obstáculo para los vientos troposféricos (R. D. Garreaud & Aceituno, 2001). Asimismo, como indican estos autores, su ubicación genera condiciones secas hacia el oeste de las mismas, pero condiciones húmedas hacia el este y provocan las interacciones trópico-subtrópico en el flanco este. Adicionalmente, se encuentra la meseta brasilera o *planalto brasileiro* ubicada al

² Ma: millones de años antes del presente

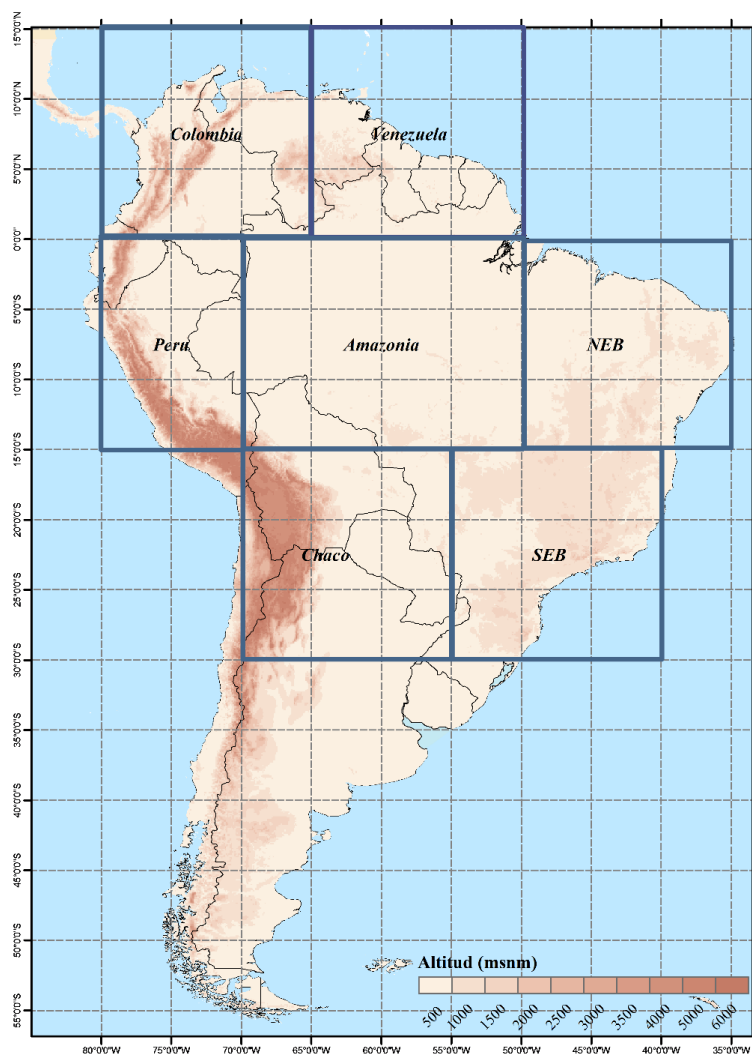


Figura 9: Zonas de estudio: Colombia, Venezuela, Perú, Amazonía, Noreste de Brasil (NEB), Chaco y Sureste de Brasil (SEB). Se muestra también la topografía en colores marrones.

sureste de este país. De acuerdo a los mismos autores, ésta bloquea los vientos de niveles bajos en el subtrópico sudamericano. También se encuentra una zona muy grande de llanura continental a bajas latitudes (10°S-25°S), que incentiva el desarrollo de tormentas convectivas intensas, sustento de los bosques y la cuenca amazónica (René D. Garreaud, Vuille, Compagnucci, & Marengo, 2009).

El clima de Sudamérica está muy marcado por su variabilidad interanual e interdecadal. El sistema que juega aquí un rol fundamental es El Niño Oscilación del sur (ENSO; e.g Liebmann y Marengo 2001; Espinoza Villar *et al.* 2008). Este sistema está relacionado a anomalías de precipitación en todo el mundo. En la cuenca amazónica particularmente, se

presentan menos lluvias al norte y noreste de la misma cuando ocurren eventos El Niño y lo opuesto (exceso de lluvias) en eventos La Niña (Espinoza Villar *et al.*, 2008). En los andes tropicales de Perú y Bolivia también se tiene una respuesta similar durante El Niño, pero no hay una clara respuesta durante La Niña (Espinoza Villar *et al.*, 2008). En cuanto a la variabilidad interdecadal, se tiene una gran influencia con los ciclos de la Oscilación Decadal del Pacífico (PDO) y de la Oscilación Antártica (AAO). Las anomalías de temperatura y precipitación relacionadas al primero son espacialmente similares a las del ENSO, pero con amplitudes menores (René D. Garreaud & Aceituno, 2007).

3.2 Ubicación temporal

Para un mejor reconocimiento temporal, se realizó una línea de tiempo aproximada que hace referencia a los periodos de tiempo utilizados en los modelos PMIP3/CMIP5 (Figura 10). Es importante tener en cuenta que se usa la denominación “B. P”, que significa antes del presente (el presente de referencia es el año 1 950 a.d³). La era industrial correspondería a los años 1 750-1 850 a.d.

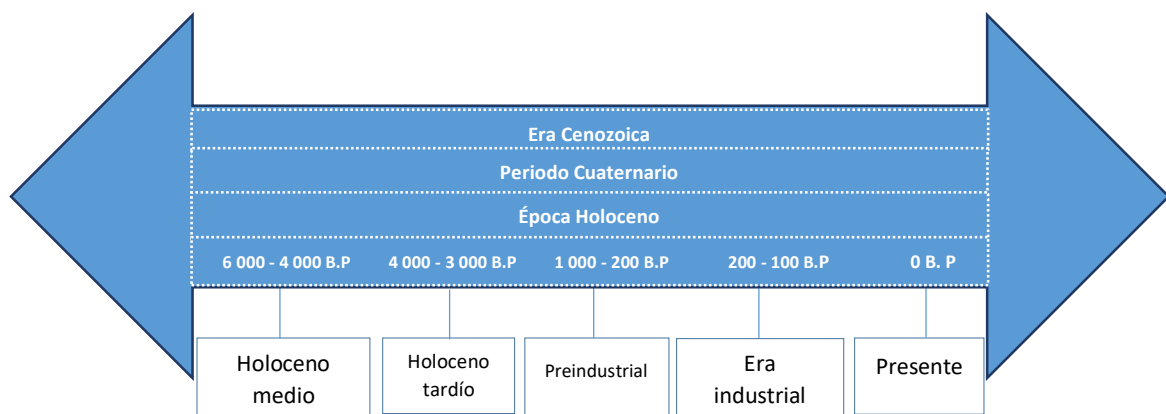


Figura 10: Línea de tiempo referencial.

³ *Anno domini* o años después de cristo

3.3 Datos

Se utilizaron dos bases de datos de precipitación. La primera corresponde a los modelos del PMIP3/CMIP5 y la segunda, a CPC Análisis Combinado de Precipitación (CMAP) de la NOAA, que utiliza datos de reanálisis NCEP (National Center for Atmospheric Research). Con la finalidad de hacer un análisis climatológico, se descargaron series largas de datos (climatologías de precipitación) en formato netcdf. A continuación, se describe cada una de las bases de datos.

En cuanto a los modelos del PMIP3/CMIP5, se descargaron cincuenta años de datos de precipitación diaria (en mm/día) de los experimentos Holoceno medio y Preindustrial. Éstos se descargaron gratuitamente de la siguiente página web: <http://esgf-node.ipsl.fr/esgf-web-fe/?jsessionid=A76F3682AA6E7CEA94A4B59CA5064FCC>. Los modelos utilizados fueron seis y las especificaciones se muestran en el Cuadro 2. Estos modelos fueron seleccionados por su buen desempeño en investigaciones similares pasadas, como en Silva Dias *et al.* (2009) y Prado *et al.* (2013), donde se validó la precipitación calculada por los modelos con *proxies* hallados en varios puntos de la zona de influencia del SAMS.

Tabla 2: Modelos del PMIP3/CMIP5 utilizados

Modelo	Resolución	País	Centro modelador
bcc-csm1-1	2,8° x 1,4°	China	Beijing Climate Center, China Meteorological Administration.
HadGEM2-ES	1,875° x 1,25°	Reino Unido	Met Office Hadley Centre (con contribuciones del Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais).
IPSL-CM5A-LR	3,75° x 1,9°	Francia	Institut Pierre-Simon Laplace.
MPI-ESM-P	1,9° x 1,9°	Alemania	Max-Planck-Institut für Meteorologie.
MRI-CGCM3	1,125° x 1,121°	Japón	Meteorological Research Institute.
MIROC-ESM	2,8125° x 2,787°	Japón	Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology, Atmosphere and Ocean Research Institute (The University of Tokyo), and National Institute for Environmental Studies

FUENTE: elaboración propia, en base a IPCC (2013)

En cuanto a los datos climatológicos recientes, se utilizó la base de datos CMAP de precipitación en p ntadas⁴, los cuales dan una descripción numérica del estado del clima global. Éstos resultan de una combinación de la asimilación de datos observados (radiosondas, satélites, boyas, reportes de aeronaves y embarcaciones, etc.) y modelos de pronóstico meteorológico que producen una base de datos grillados de diversas variables atmosféricas y oceánicas con diferentes resoluciones temporales. Estos datos fueron tomados para el periodo 1 979 - 2 014 y son de libre acceso en la siguiente página web: <https://www.esrl.noaa.gov/psd/data/gridded/data.cmap.html>. La resolución espacial es de 2,5  de latitud x 2,5  de longitud y se tienen 73 p ntadas por año, siendo la decimosegunda péntada del 25 de febrero al 1 de marzo, sea o no un año bisiesto.

3.4 Métodos

Para cumplir los objetivos, se siguió la metodología que se describirá a continuación.

3.4.1 Cálculo de ciclos estacionales del SAMS

Primero, los datos de precipitación de los modelos PMIP3/CMIP5 descargados, se convirtieron en p ntadas con la finalidad de tener una resolución temporal no muy baja (meses) ni muy alta (diaria) que produzca mucho ruido en las series de tiempo. Esto se realizó tanto para el Holoceno medio como para el Preindustrial. Posteriormente, se promediaron por cada una de las siete regiones y después, temporalmente (p ntadas en un año) para obtener una serie de tiempo de un año promedio para cada periodo de tiempo.

Con respecto a los datos de la climatología reciente, se descargaron ya en p ntadas. Por esto, se pasó directamente a promediar por región y temporalmente para obtener también series de tiempo de un año promedio. Seguidamente, se graficaron las series de tiempo anuales por región.

Posteriormente, se calcularon los acumulados de precipitación anuales y durante la estación lluviosa. Ambos se compararon de acuerdo a lo indicado en la sección 3.4.3 A. Las series se analizaron según los resultados obtenidos haciendo una comparación sobre su distribución en el Holoceno medio y en el Preindustrial.

⁴ Media móvil de cinco días

3.4.2 Cálculo de los inicios, fines y duraciones del SAMS

Para el segundo objetivo específico, se utilizaron las péntadas sin promediar; es decir, péntadas de cincuenta años por cada grilla. El inicio y fin de monzón se calcularon en base a la metodología de Marengo *et al.* (2001), pero con varias modificaciones que fueron necesarias para obtener un método aplicable a todas las siete regiones analizadas. Cabe indicar que, en el caso de ciclos anuales de precipitación del tipo bimodal, se consideró como inicio de la estación lluviosa, el primer inicio en el año y para los fines, los fines más tardíos en el año, que dan por concluido el periodo de lluvias y dan inicio al periodo seco. De esta manera, primero se determinó un umbral de precipitación. Este umbral está dado por la mediana (percentil 50; P50) de precipitación en cada grilla en los 50 años de análisis.

Posteriormente, se aplicó directamente la metodología mencionada. La péntada de inicio de monzón es aquella que supera el umbral de la grilla y, de sus ocho péntadas precedentes, por lo menos siete superen el umbral. El fin de monzón sigue el mismo criterio; es decir, la péntada de fin de monzón es aquella con precipitación menor al umbral y por lo menos siete de las ocho péntadas posteriores, tienen también una precipitación menor al umbral. Seguidamente, la duración se calculó haciendo uso de la Ecuación 1.

$$D_n = 73 - (I_n - F_{n+1}) \quad (1)$$

Donde,

D: duración del monzón

I: péntada de inicio de monzón

F: péntada de fin de monzón

n: año (del 1 al 50)

3.4.3 Análisis estadístico

Esta sección se divide en dos partes. Primero, se determinará el cambio de inicios, fines y duraciones entre el Holoceno medio y el Preindustrial.

A) Cambios en los acumulados de precipitación

Una vez que se hayan calculado los ciclos estaciones o climatologías promedio por periodo de estudio, se procederá a comparar HM y PI. Para esto, se computarán los acumulados

anuales y durante el verano: boreal (junio-agosto) y austral (diciembre-febrero). Posteriormente, éstos serán comparados por medio de la Ecuación 2.

$$\Delta PA = \frac{(HMp-PIp)}{PIp} * 100 \% \quad (2)$$

Donde,

ΔPA: Cambio porcentual de la precipitación acumulada en el periodo de tiempo determinado (anual y estacional)

HMp: Precipitación acumulada en el HM en cierto periodo de tiempo

PIp: Precipitación acumulada en el PI en cierto periodo de tiempo

B) Cambios en los inicios, fines y duraciones

Una vez calculados los inicios, fines y duraciones, para observar si se da un cambio de la precipitación del HM, se comparó con el PI a través de una simple diferencia (Ecuación 3).

$$\Delta P = HM - PI \quad (3)$$

Donde,

ΔP: Cambio en los inicios, fines o duraciones de monzón

HM: Inicios, fines o duraciones de monzón en el HM

PI: Inicios, fines o duraciones de monzón en el PI

Posteriormente, se calcularon los cambios en porcentaje mediante la ecuación 4.

$$\Delta PP = \frac{(HM-PI)}{PI} * 100 \% \quad (4)$$

Donde,

ΔPP: Cambio porcentual de los inicios, fines o duraciones de monzón

HM: Inicios, fines o duraciones de monzón en el HM

PI: Inicios, fines o duraciones de monzón en el PI

Finalmente, se realizaron diagramas de caja para todos los modelos utilizados. En éstas se evidenció mejor la dispersión de los inicios, fines y duraciones de monzón en el Holoceno medio, Preindustrial y climatología reciente. De esta manera, se pudo realizar un mejor análisis de los resultados arrojados.

IV. RESULTADOS Y DISCUSIONES

4.1 Ciclos estacionales del SAMS

Se presentan los ciclos estacionales con el fin de mostrar la variabilidad climática de la precipitación de cada región en un año, tanto durante el Holoceno medio como durante el Preindustrial y también con la climatología reciente (CMAP, siendo éste una referencia para el análisis). Asimismo, se muestran los resultados de los cálculos de los acumulados de precipitación anual y durante la estación lluviosa. El cambio en los acumulados de precipitación se sintetizó en el Cuadro 3. Los resultados varían por modelo y sus diferencias más resaltantes se discutirán en esta sección.

Tabla 3: Precipitación (mm) anual y en la estación lluviosa por modelo en cada región durante el HM y PI

Región	Periodo analizado	Periodo de variabilidad	BCC	HadGem	IPSL	Miroc	MPI	MRI	CMAP
Colombia	HM	Anual	1 986,9	2 158,9	1 477,3	1 715,1	1 931,7	2 061,6	1 386,8
		Estación lluviosa	1 309,3	1 438,1	1 119,0	1 166,4	1 337,9	1 406,7	979,8
	PI	Anual	1 926,6	2 280,5	1 443,3	1 733,5	1 854,9	1 870,1	
		Estación lluviosa	1 377,8	1 484,1	1 002,6	1 147,1	1 305,1	1 279,7	
	Cambio (%) PI vs HM	Anual	3,1	-5,3	2,4	-1,1	4,1	10,2	
		Estación lluviosa	-5,0	-3,1	11,6	1,7	2,5	9,9	
Venezuela	HM	Anual	555,4	1 344,1	897,2	989,5	1 078,0	1 432,7	1 448,7
		Estación lluviosa	352,3	916,7	593,3	699,0	787,4	1 004,1	1 021,6
	PI	Anual	556,8	1 528,6	1 014,8	985,2	1 023,7	1 389,9	
		Estación lluviosa	354,3	1 051,6	690,2	699,8	755,6	916,8	
	Cambio (%) PI vs HM	Anual	-0,2	-12,1	-11,6	0,4	5,3	3,1	
		Estación lluviosa	-0,6	-12,8	-14,0	-0,1	4,2	9,5	
Perú	HM	Anual	2 147,9	2 327,5	1 832,7	1 808,5	1 576,3	2 104,0	1 271,6
		Estación lluviosa	1 104,2	1 449,0	1 286,7	1 310,9	820,9	1 367,3	764,6
	PI	Anual	2 188,1	2 460,0	1 975,4	1 953,6	1 639,1	2 210,7	
		Estación lluviosa	1 404,6	1 543,5	1 426,5	1 268,3	814,4	1 424,4	
	Cambio (%) PI vs HM	Anual	-1,8	-5,4	-7,2	-7,4	-3,8	-4,8	
		Estación lluviosa	-21,4	-6,1	-9,8	3,4	0,8	-4,0	
Amazonía	HM	Anual	1 431,7	2 169,4	1 450,9	1 504,8	1 696,5	2 076,1	1 913,2
		Estación lluviosa	947,1	1 451,3	1 133,1	1 140,9	1 221,5	1 296,8	1 316,9
	PI	Anual	1 494,2	2 321,4	1 497,9	1 571,8	1 789,5	2 221,8	
		Estación lluviosa	1 007,1	1 532,1	1 204,5	1 192,7	1 326,1	1 423,6	
	Cambio (%) PI vs HM	Anual	-4,2	-6,5	-3,1	-4,3	-5,2	-6,6	
		Estación lluviosa	-6,0	-5,3	-5,9	-4,3	-7,9	-8,9	
Noreste de Brasil	HM	Anual	1 641,8	2 169,4	785,1	1 322,2	1 071,0	1 820,2	1 271,1
		Estación lluviosa	1 236,0	1 451,3	628,9	1 061,1	830,7	1 328,6	918,1
	PI	Anual	1 687,8	2 321,4	766,6	1 228,7	1 160,4	2 137,0	
		Estación lluviosa	1 200,9	1 532,1	670,0	988,7	953,1	1 527,0	
	Cambio (%) PI vs HM	Anual	-2,7	-6,5	2,4	7,6	-7,7	-14,8	
		Estación lluviosa	2,9	-5,3	-6,1	7,3	-12,8	-13,0	

Continuación ...

Chaco	HM	Anual	1 072,4	1 446,8	676,2	887,7	1 108,3	1 168,6	978,4
		Estación lluviosa	783,1	1 047,3	563,9	648,3	789,2	822,1	694,1
	PI	Anual	1 098,5	1 529,1	768,7	935,1	1 185,7	1 222,4	
		Estación lluviosa	798,0	1 074,7	639,9	698,2	870,4	879,3	
	Cambio (%) PI vs HM	Anual	-2,4	-5,4	-12,0	-5,1	-6,5	-4,4	
		Estación lluviosa	-1,9	-2,5	-11,9	-7,1	-9,3	-6,5	
Sureste de Brasil	HM	Anual	1 240,9	1 614,5	802,3	1 202,1	1 237,5	1 330,6	1 398,4
		Estación lluviosa	874,2	1 084,0	639,1	869,7	880,3	981,5	900,4
	PI	Anual	1 247,1	1 638,8	878,3	1 246,9	1 273,8	1 380,3	
		Estación lluviosa	887,7	1 090,6	715,1	942,0	897,3	992,4	
	Cambio (%) PI vs HM	Anual	-0,5	-1,5	-8,6	-3,6	-2,8	-3,6	
		Estación lluviosa	-1,5	-0,6	-10,6	-7,7	-1,9	-1,1	

4.1.1 Colombia

En Colombia (Cuadro 3), los valores de precipitación en péntadas varían entre 0,6 y 10,5 mm en el HM y de 0,8 a 10,2 mm en el PI. Los mayores valores obtenidos en el año promedio en HM y PI son del modelo HadGem-ES, y los menores, del modelo IPSL-CM5A-LR y la climatología actual del reanálisis CMAP. Asimismo, los mismos modelos siguen teniendo los valores máximos y mínimos durante la estación lluviosa en esta región.

Como se revisó anteriormente, según Bedoya-Soto *et al.* (2019), en esta zona se tiene, según la climatología histórica reciente, un ciclo anual de precipitación bimodal; es decir, presenta dos picos de precipitación en el año. Esto se muestra en la Figura 11, representado por la curva de CMAP. La mayoría de modelos muestran curvas de precipitación que sigue esta característica (Figura 11). Los picos se muestran encerrados en circunferencias grises. En algunos modelos, ambos picos llegar a tener una magnitud cercana (según MRI-CGCM3, MPI-ESMP-P y CMAP); sin embargo, en otros, uno de ellos es mayor: el primero (según HadGem2-ES, IPSL-CM5A-LR), o el segundo (según MIROC-ESM y BCC-csm1-1). Se observa también que el inicio y fin de la estación lluviosa son abruptos en ambos periodos, pero más acentuado en el último. Todos los modelos muestran esta característica, excepto IPSL-CM5A-LR, que muestra un inicio de monzón más abrupto y un fin más pausado.

Al estimar el cambio porcentual entre HM y PI (Cuadro 3), el primero muestra valores mayores con un cambio que va de 1,7 a 11,6 por ciento en la mayoría de modelos (excepto HadGem2-ES, que sí muestra cambios negativos, lo que significa mayor precipitación en el Preindustrial). Esto se hace más evidente al observar los promedios de modelos durante el HM y PI (Anexo 1 (a)). Durante la estación lluviosa, el HM presenta mayor precipitación; sin embargo, en la estación seca los valores de precipitación son muy similares. Esto no se

explica con la teoría los ciclos de Milankovitch, según la cual debería haber mayor precipitación en el PI. La razón es que los modelos desplazan a la ZCIT durante el Holoceno, lo que disminuye las precipitaciones de verano en esta zona.

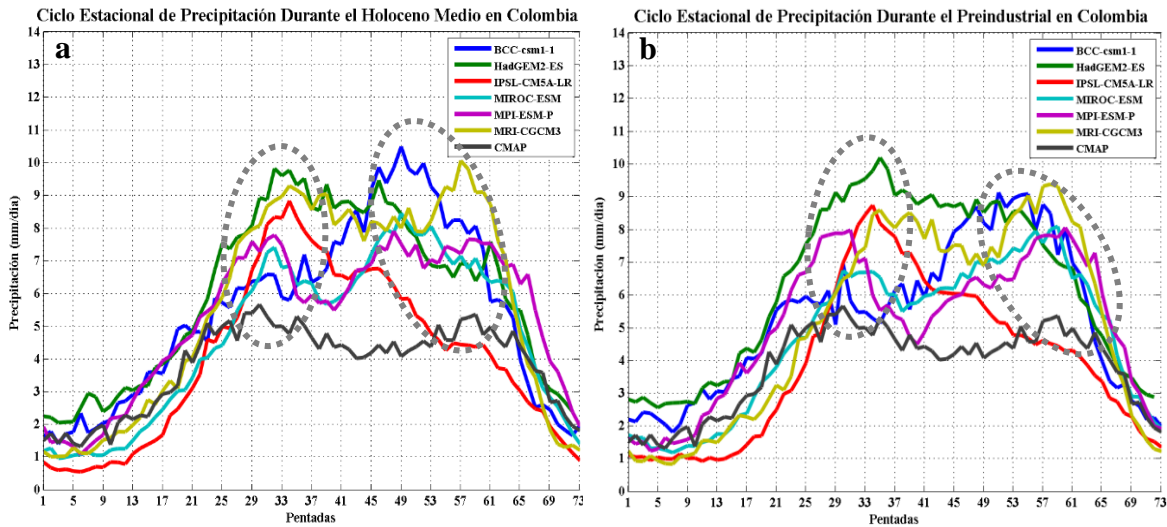


Figura 11: Ciclos estacionales de precipitación en Colombia en el Holoceno medio (a) y Preindustrial (b). Las circunferencias grises resaltan los picos de precipitación.

4.1.2 Venezuela

En Venezuela (Cuadro 3), la precipitación en péntadas va de 0,7 a 8 mm en el HM y de 0,5 a 8,3 mm en el PI. Los menores valores obtenidos en el año promedio son del modelo BCC en ambos periodos, y los mayores, de MRI en el HM y HadGem-ES en el PI y también CMAP presenta mayores valores que los anteriores. El modelo que muestra resultados de menor magnitud de esta variable durante la estación lluviosa es BCC-csm1-1 en ambos periodos de estudio; mientras que los que sobre estiman son MRI en el HM y HadGem-ES en el PI.

Según Bovolo, *et al.* (2012), se tiene sobre las costas de Venezuela y Guyanas, un ciclo estacional bimodal de la precipitación, pero parte de la región Venezuela que abarca este estudio, corresponde también al norte de Brasil, que es parte de la cuenca del río Amazonas, tiene un ciclo anual unimodal con mayores precipitaciones de octubre a mayo (Shimizu, *et al.*, 2017). Por esto, los ciclos estacionales de precipitación podrían mostrar distintos comportamientos.

La mayoría de las curvas de precipitación muestran dos picos de precipitación en todo el año (Figura 12, encerrados en circunferencias grises), y es más evidente en algunos modelos más que en otros. Se hace notorio en la mayoría de modelos y el reanálisis que el primer pico es el de máxima precipitación. Asimismo, el inicio de la estación lluviosa es rápido y el fin es más lento según la mayoría de modelos. Se observó también que el modelo BCC-csm1-1 muestra una estación lluviosa poco diferente a la estación seca; es decir, su variabilidad es muy ligera en el año.

Al estimar el cambio porcentual entre HM y PI (Cuadro 3), los resultados están divididos: por una parte, los modelos BCC, HADGEM-ES e IPSL indican que tanto en los valores anuales como en los de la estación húmeda, el Preindustrial presenta mayores valores (es decir, cambios que van de -14 hasta -0,2 por ciento) y un cambio similar también se da según el modelo MIROC. Sin embargo, según los modelos MPI, MRI y MIROC (solo en el acumulado anual), existió mayor precipitación en el HM en comparación con el PI y los cambios van de 0,4 a 9,5 por ciento. Por otro lado, el Anexo 2 (b), que muestra los promedios entre modelos, se observó mayor precipitación en el PI en la estación lluviosa y ligeramente menor en la seca. También cabe indicar que la climatología promedio actual presenta valores muy superiores a ambos periodos analizados. De acuerdo a los ciclos de Milankovitch, se esperarían menores valores de precipitación en el Holoceno medio en comparación con el Preindustrial. Sin embargo, esto no se cumple en todos los modelos. Como se explicó para el caso de la región Colombia, esta zona de análisis también está influenciada con la ZCIT; por lo tanto, cuando los modelos estiman su posición al norte de Venezuela, es que disminuyen las precipitaciones en la zona de análisis.

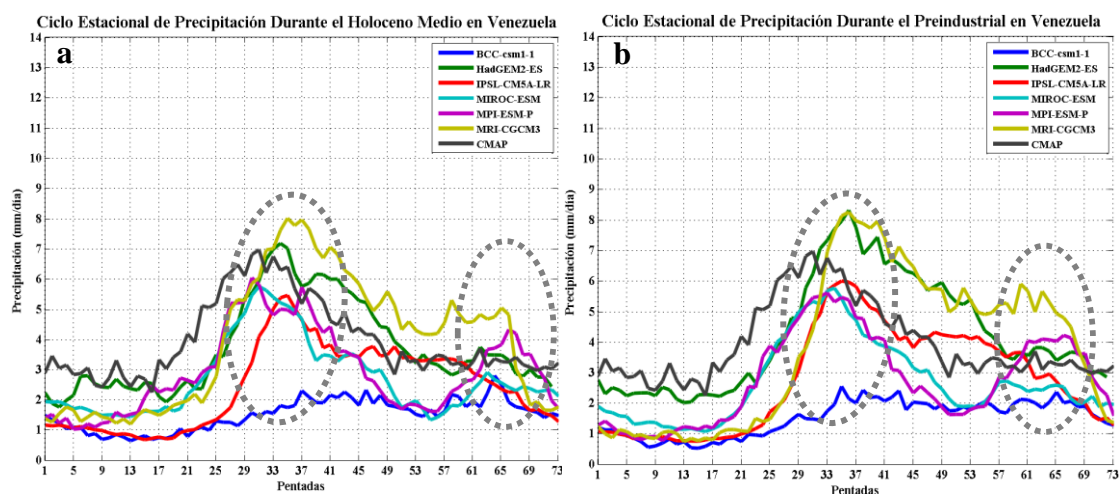


Figura 12: Ciclos estacionales de precipitación en Venezuela en el Holoceno medio (a) y Preindustrial (b). Las circunferencias grises resaltan los picos de precipitación.

4.1.3 Perú

En Perú (Cuadro 3), la precipitación en p ntadas va de 0,4 a 9,8 mm en el HM y de 0,3 a 11 mm en el PI. Los menores valores acumulados obtenidos en el año promedio de ambos periodos son de la climatología del modelo MPI-ESM-P y los valores actuales del reanálisis CMAP; mientras que los mayores, son del modelo HadGem-ES. En la estación lluviosa los mismos modelos presentan los mayores y menores acumulados de la región.

Como se revisão anteriormente, Segura *et al.* (2019) evidenciaron que, en los Andes y la transición de los Andes a la Amazonía, se tienen ciclos estacionales de tres distintos tipos. La región Perú considerada en el presente estudio, comprende un área grande que va desde las costas del Pacífico oriental hasta parte de la cuenca del río Amazonas. Por este motivo, al ser los ciclos estacionales un promedio de toda esta área, nos presentan un solo tipo de ciclo estacional, sino un ciclo promedio. De esta manera, las series de tiempo de las climatologías anuales (Figura 13) muestran que el incremento de precipitación se da casi al finalizar el año, luego disminuye ligeramente y continúa en aumento a inicios del año siguiente, donde se da el pico máximo. Es decir, se da un comportamiento bimodal en la mayoría de modelos. Se puede ver también con claridad que el inicio y fin de la estación lluviosa es determinado por cambios empinados en las curvas. Esto es evidente en los modelos, pero no tanto así en la climatología actual, que también muestra una variabilidad más suavizada.

Los cambios porcentuales del HM con respecto al PI (Cuadro 3), est n entre -21,4 a 3,4 por ciento. Se obtuvieron cambios negativos en todos los modelos, excepto según MIROC y MPI solamente durante la estación lluviosa. El Anexo 1 (c) muestra los promedios de los modelos, en los que se observa mayor precipitación en el PI en todo el año, y con énfasis en la estación lluviosa. Por otro lado, la climatología promedio actual presenta valores muy inferiores a ambos periodos analizados. Finalmente, se puede indicar que la mayoría de los modelos simulan una buena representación de los efectos de los cambios de la insolación en esta región en términos de precipitación acumulada.

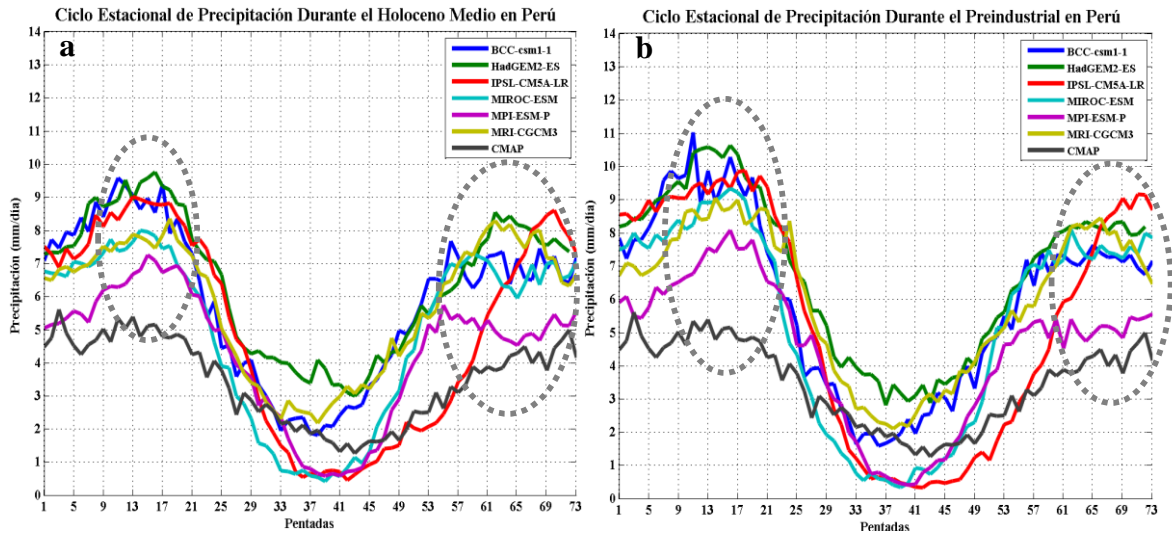


Figura 13: Ciclos estacionales de precipitación en Perú en el Holoceno medio (a) y Preindustrial (b).

4.1.4 Amazonía

En la región Amazonía (Cuadro 3), la precipitación en péntadas va de 0,1 A 10,1 mm en el HM y de 0,1 a 10,7 en el PI. Los mayores acumulados anuales son del modelo HadGem-ES en ambos periodos de tiempo; mientras que los menores, son de BCC. En la estación lluviosa los mismos modelos también presentan los mayores y menores acumulados de la región.

Según Shimizu, *et al.* (2017), el periodo lluvioso en la Amazonía va de octubre a abril, siendo ésta unimodal. Esto se muestra en los modelos en la Figura 14. Los ciclos estacionales (Figura 14), de la climatología anual según los distintos modelos muestran más similitudes entre ellos que en las regiones anteriores; es decir, hay más consenso entre ellos. Asimismo, se evidencia un pico máximo de precipitación es a finales de año y continúa al inicio del siguiente año. Los inicios y fines también se caracterizan por un incremento escarpado de la curva de precipitación en todos los modelos y también en la climatología actual.

Los cambios del HM con respecto al PI (Cuadro 3) van de -8.9 a -4,3 por ciento a nivel anual y en la estación lluviosa. Esto indica que todos los modelos estiman una disminución de precipitación en el HM. En el ensamble (Anexo 1 (d)) también se observa este cambio, en el que la precipitación del PI en verano es mayor que en HM, aunque en la estación seca tengan valores similares. Cabe indicar que la climatología actual presenta valores superiores a los de los periodos de análisis en casi todo el año. La variación porcentual de entre HM y PI en esta región sí representan los cambios de insolación, sobre todo en el verano austral.

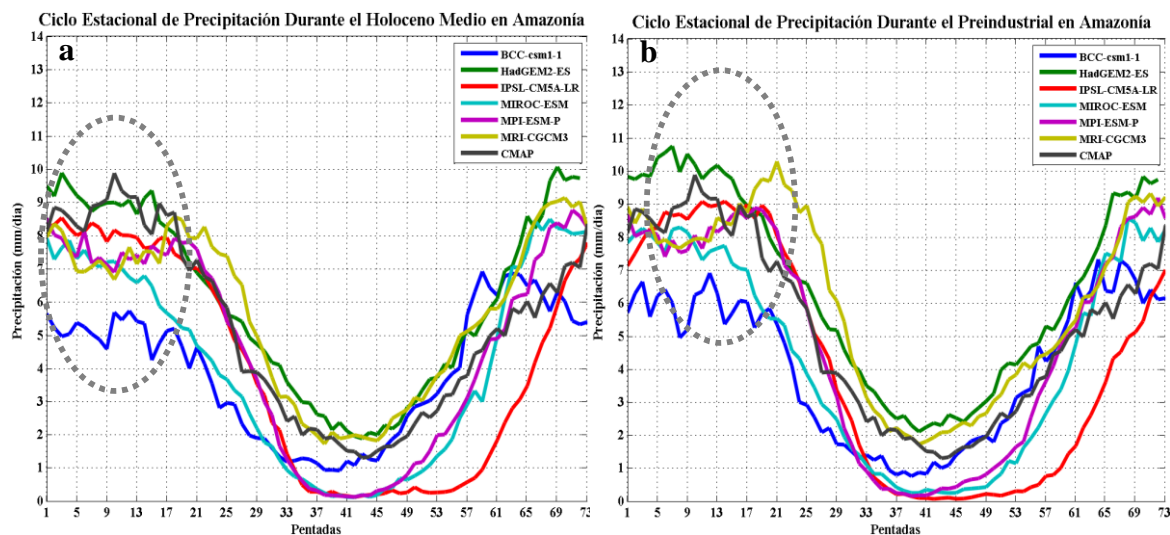


Figura 14: Ciclos estacionales de precipitación en Amazonía en el Holoceno medio (a) y Preindustrial (b).

4.1.5 Noreste de Brasil (NEB)

En la región NEB (Cuadro 3), la precipitación en péntadas está en el rango de 0,1 a 10,3 mm en la climatología del HM, y de 0,0 a 13,4 mm en la climatología del PI. Los mayores acumulados anuales obtenidos son del modelo HadGem-ES en ambos periodos de estudio, y los menores, del modelo IPSL. Estos mismos modelos también muestran los mayores y menores valores en la estación lluviosa, respectivamente.

Como se mencionó anteriormente, el ciclo estacional de la precipitación en el Noreste de Brasil se da de enero a abril, como indican Correia Filho *et al.* (2019). En la Figura 15, este comportamiento se nota mejor con el reanálisis CMAP, pero en sí, todos los modelos muestran una distribución unimodal. Las series de tiempo de las climatologías anuales (Figura 15) no muestran consenso en todo el periodo lluvioso. De hecho, el modelo MRI presenta dos picos máximos de precipitación en el año promedio del HM: a inicios de éste (péntadas entre 1 y 2; enero) y entre las péntadas 21 a 25 (entre abril y mayo). Asimismo, durante el PI hay un pico muy grande en comparación a los demás modelos entre las péntadas 21 y 25. También se nota que muchos modelos estiman una precipitación escasa, igual o muy cercana a cero durante la estación seca. Los inicios y fines también coinciden con las subidas o bajadas abruptas en las curvas.

Los cambios en los modelos del HM con respecto al PI (Cuadro 3), van de -14,8 a 7,6 por ciento, considerando los acumulados anuales y de la estación lluviosa. En la mayoría de modelos este cambio es negativo durante toda la estación lluviosa, lo cual significa una

disminución de la precipitación durante el HM. Sin embargo, al inicio del periodo de lluvias (péntadas de la 68 a la 3), se observa un cambio positivo en la mayoría de modelos; es decir, mayores precipitaciones en el HM. El modelo MIROC es el único que muestra un cambio positivo en esta variable a nivel anual y en toda la estación lluviosa; mientras que los modelos BCC e IPSL dan como resultado también un aumento de precipitación solo en la estación lluviosa y en todo el año, respectivamente. Según Cruz, *et al.* (2009) y Prado, *et al.* (2013), entre otros, en esta zona, los *proxies* indican un aumento de precipitación en el HM. De esta forma, se podría apreciar un dipolo de precipitaciones. Sin embargo, los modelos muestran este dipolo solamente al inicio de la estación húmeda. El Anexo 2 (e) muestra más claramente las diferencias entre modelos (HM-PI).

En el Anexo 1 (e), que muestra el promedio de los modelos, también se observa que, en la mayor parte de la estación lluviosa, la precipitación es mayor en el PI que en el HM, excepto a inicios de ésta. En esta estación también se observa que el reanálisis de la climatología actual es menor a los ensambles. En la estación seca, en cambio, ambos ensambles y la climatología actual muestran valores casi iguales.

En resumen, en esta región se observa una falta de consenso entre los modelos. Los promedios de éstos muestran parcial coherencia con estudios como el de Cruz *et al.* (2009), que muestra que existe un dipolo en esta región con respecto al resto del área de influencia del monzón. Sin embargo, en el Anexo 2 (e), algunos modelos sí representan un aumento de precipitación en toda la estación lluviosa en esta zona durante el Holoceno medio.

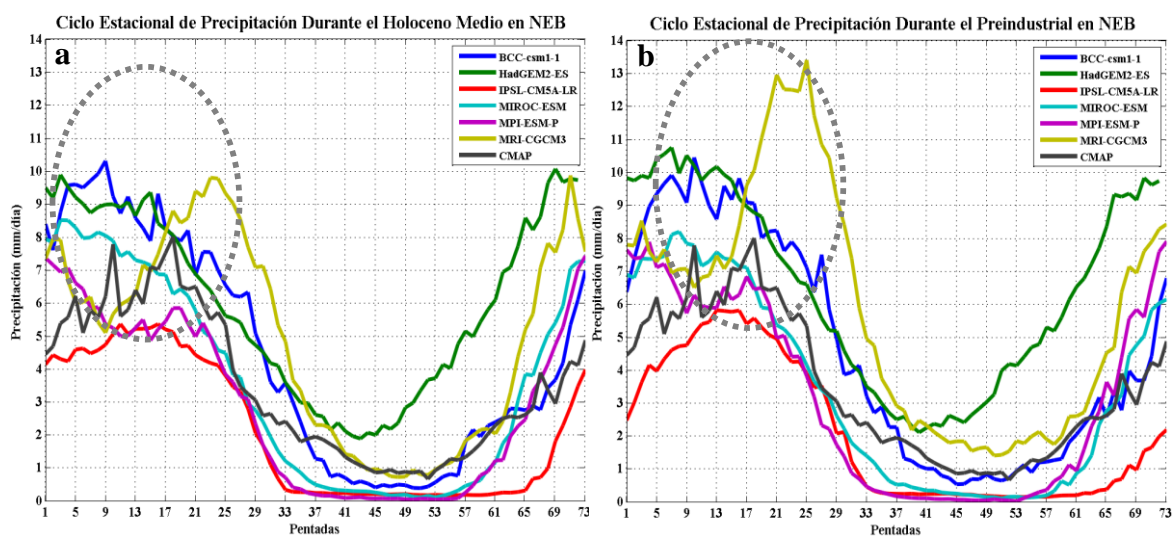


Figura 15: Ciclos estacionales de precipitación en NEB (Noreste de Brasil) en el Holoceno medio (a) y Preindustrial (b).

4.1.6 Chaco

En la región Chaco (Cuadro 3), la precipitación en péntadas varía de 0,1 a 7,4 mm en el HM y de 0,1 a 8 mm en el PI. Los mayores acumulados anuales y en la estación lluviosa son del modelo HadGem-ES; mientras que los menores en ambos acumulados son del modelo IPSL-CM5A-LR.

La distribución de la precipitación anual es unimodal (Blacutt *et al.*, 2015) y este comportamiento es mostrado en todos los modelos en la Figura 16. Las curvas de la climatología anual, a simple vista, indican un consenso general entre todos los modelos. La climatología es casi unánime en la variabilidad de esta región entre los modelos y la climatología actual. Sin embargo, una diferencia que salta a la vista es que el modelo IPSL-CM5A-LR presenta una estación seca más larga que los demás, así como también valores muy cercanos a cero en esa estación. Además, se observa que los inicios y fines de la estación lluviosa son más pausados que en las regiones anteriormente analizadas.

En cuanto a los cambios porcentuales del HM con respecto al PI (Cuadro 3), todos los modelos señalan menores acumulados de precipitación (anuales y de la estación lluviosa). Así, estos cambios están en el rango de -12 a -1,9 por ciento. Esto también se refleja en los promedios de modelos (Anexo 1 (f)), que muestran una curva con mayor precipitación sobre todo a inicio del año (péntadas de la 1 a la 21; de enero a abril); mientras que en la estación seca tienen los mismos valores. Cabe indicar que, durante la estación lluviosa, la climatología actual presenta valores inferiores al HM y PI. Todo esto demuestra que en esta región los modelos presentan más consenso, y así también, se cumple la teoría de Milankovitch a cabalidad.

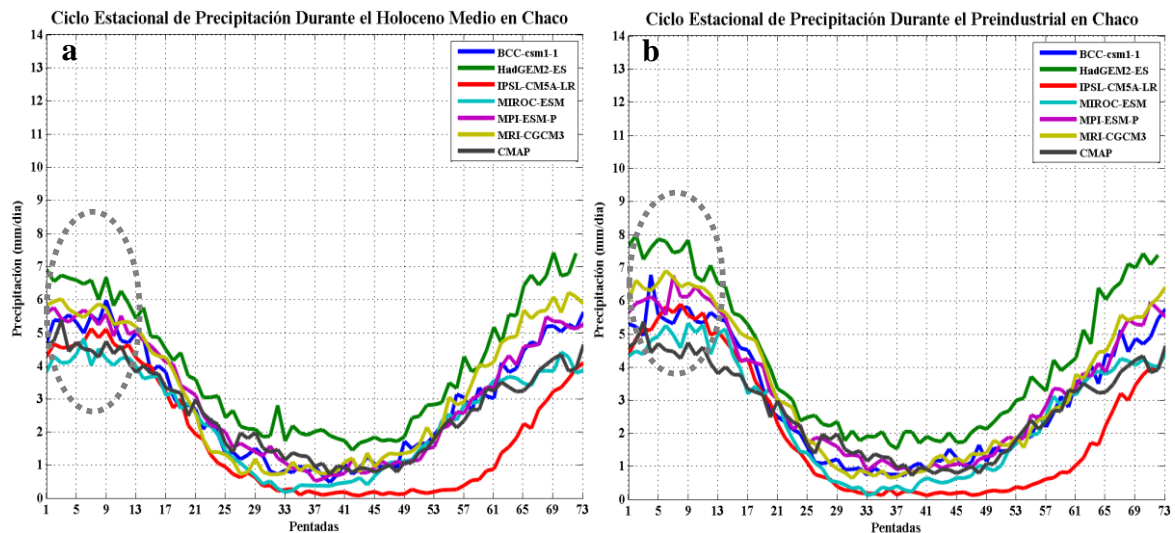


Figura 16: Ciclos estacionales de precipitación en Chaco en el Holoceno medio (a) y Preindustrial (b).

4.1.7 Sureste de Brasil (SEB)

En la región SEB (Cuadro 3), la precipitación en péntadas va de 0,3 a 8,1 mm en el HM y de 0,3 a 8,4 mm en el PI. Los mayores acumulados anuales y en la estación lluviosa son del modelo HadGem-ES; mientras que los menores en ambos acumulados son del modelo IPSL.

Según lo indicado anteriormente, en esta zona se tiene, en la climatología actual, un comportamiento unimodal con una estación húmeda que va de octubre a abril, y esto también muestran los modelos y el reanálisis en la Figura 17. En esta región también se observa que casi todos los modelos muestran un consenso en todo el año. La variabilidad es muy similar entre modelos, pero el IPSL-CM5A-LR muestra una diferencia similar a la de Chaco: la estación seca es más larga que la de los demás modelos y presenta menores valores de precipitación acumulada. También se observa que los inicios y fines de la estación lluviosa son más pausados que en las regiones anteriormente analizadas, pero de todas maneras el inicio es un poco más abrupto que el fin.

En esta región, así como en Chaco, los cambios porcentuales del HM con respecto al PI son negativos; es decir, los acumulados de precipitación anual y en la estación lluviosa, son menores. Estos valores van de -10,6 a -0,5 por ciento (Cuadro 3). Los promedios de los modelos son consistentes con esto (Anexo 1 (g)), siendo esto más evidente al inicio y fin del año entre las péntadas 70 a 20 (de diciembre hasta marzo) y menos evidente en la estación seca, en la cual presentan valores iguales. También se nota que la precipitación de la climatología actual es superior al HM y PI en la estación seca y en la estación lluviosa,

muestra valores similares a éstos. Entonces, en esta región también se presenta mayor concordancia entre los modelos y también cumple la teoría de Milankovitch, aunque no sea muy grande la diferencia entre las curvas de verano entre el HM y PI.

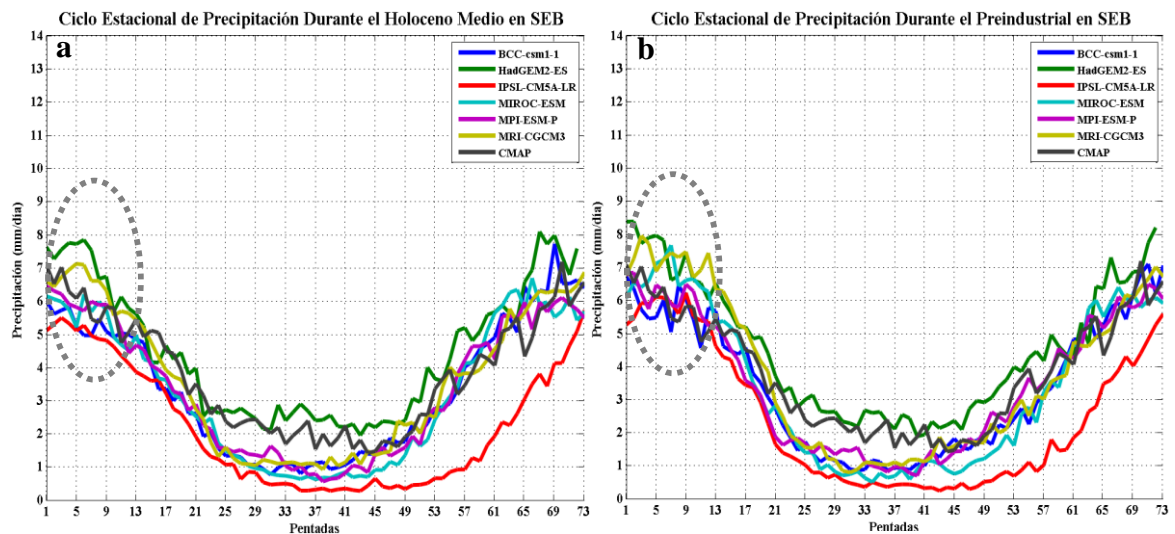


Figura 17: Ciclos estacionales de precipitación en SEB (Sureste de Brasil) en el Holoceno medio (a) y Preindustrial (b).

4.2 Inicios, fines y duraciones del SAMS

4.2.1 Inicios

En esta sección, se hará un análisis de los inicios de monzón según la climatología reciente. Posteriormente, se discutirán los resultados obtenidos en cuanto a los inicios de monzón en el Holoceno medio y el Preindustrial. También se realizará la comparación entre ambos periodos de estudio. En los mapas presentados, las zonas de color gris, indican que el cálculo de los inicios o las diferencias entre inicios en estas zonas, están fuera del rango; es decir, son físicamente erróneos. En la mayoría de casos, estos valores son iguales a cero, valor que no define de forma coherente los inicios de lluvias.

Para empezar, se puede observar en la Figura 18 la configuración del inicio del SAMS según la climatología actual, de acuerdo al reanálisis CMAP (1979-2014). Primero, se muestra que el desarrollo del monzón comienza por las precipitaciones desde el nor-oeste de Sudamérica, entre las péntadas 25 a 35 (de abril a junio). Posteriormente, los inicios de precipitaciones empiezan a surgir hacia el sur, donde se unen a la configuración de la ZCIT, que empieza a posicionarse en esa zona a fines del año anterior (péntada 73) y comienzos del año estudiado (péntadas azules, de la 1 a la 20), ya que éste se posiciona en esa zona en el verano austral.

Posteriormente, empieza el SAMS con un inicio brusco y casi al mismo tiempo en el resto de esta zona del continente (colores rojizos) correspondiente a las péntadas 55 a 70.

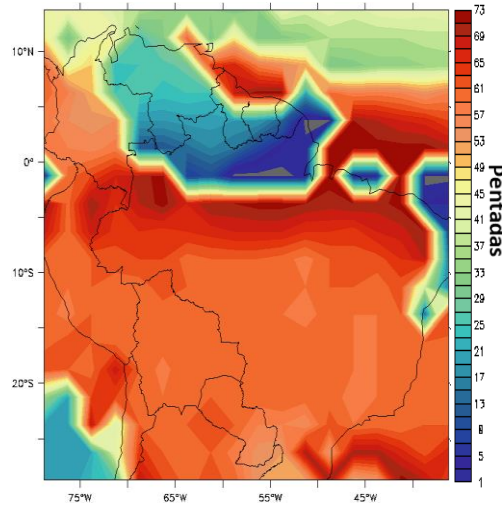


Figura 18: Inicio del SAMS según el reanálisis CMAP (1979-2014)

Al comparar las características del SAMS actual con los que se muestran en los modelos PMIP3/CMIP5, se evidencian algunos resultados resaltantes. Primero, la posición de la ZCIT en estos modelos está ubicada ligeramente más al sur o más al norte que en la actualidad (Anexo 3). Esto es un defecto de los modelos, porque los cambios de precipitación provocados por el cambio de insolación en esta zona de estudio, causan mayores cambios en el SAMS y sus componentes (e.g, ZCAS) y menores en la ZCIT (Prado, Wainer, & Chiessi, 2013) . El segundo aspecto es que los inicios, fines y duraciones según los modelos del PMIP3/CMIP5, tienen una distribución espacial que cambia entre modelos. Sin embargo, si se comparan las distribuciones espaciales entre el HM y PI de un mismo modelo, éstas son similares.

En el modelo BCC-csm-1 (Figura 19 a y b), la ZCIT es una banda discontinua que se ubica sobre la región del Noreste de Brasil, océano Atlántico y continúa sobre Venezuela y Colombia en ambas situaciones. Se observa en ambos casos también un inicio progresivo desde el noroeste de la región (entre Colombia y Venezuela). Una vez que se inician las lluvias en la Amazonía peruana y brasilera, éstas se disipan hacia el sur con mucha rapidez, indicando un inicio casi simultáneo hasta los 30°S aproximadamente. La diferencia más resaltante entre ambos inicios es que en la porción sobre Colombia y Venezuela de la ZCIT, se tiene un inicio más temprano (colores más azulados) en el HM. Así también, el ingreso del SAMS en la frontera sur Colombia-Venezuela y entrando hacia la Amazonía es más temprano en el HM (colores amarillos). Seguidamente, al observar las diferencias de inicios

en p ntadas (Figura 19 c) y en porcentaje (Anexo 3 (a)), está claro que en la mayor parte del territorio estudiado las diferencias son pequeñas. Éstas son de alrededor de -1 a -3 p ntadas en casi todo el trópico sudamericano: Perú, Amazonía, SEB y sobre la ZCAS, lo cual corresponde a cambios de -2 a -6 por ciento. También se observan algunos núcleos en donde la diferencia entre ambos periodos de estudio es mayor: de hasta -7 y -9 p ntadas o cambios de -10, -14 a más. Éstos se ubican entre Colombia y Venezuela, pequeñas zonas en el NEB y sobre la ZCAS. También se observan inicios más tardíos de precipitación en la zona de estudio (colores rojizos), ubicados en Guyana y al norte de la ZCAS. Igualmente, los núcleos donde el PI muestra lluvias más tempranas est n al norte de Guyana y sobre el NEB y van de +1 a +9 p ntadas o incrementos de 1 a 14 por ciento.

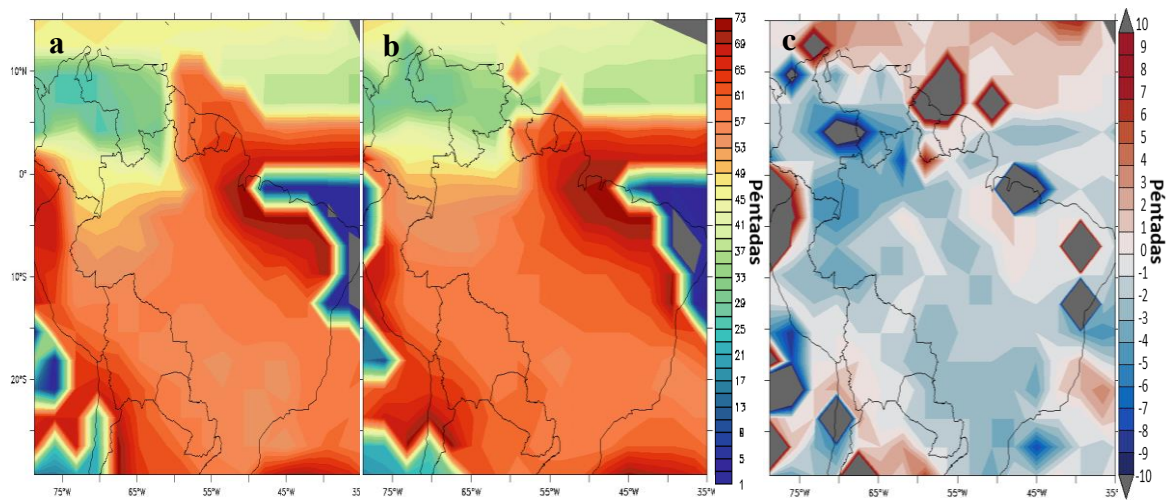


Figura 19: Inicios de monzón en p ntadas en el Holoceno medio (a), Preindustrial (b) y diferencia de ambos en p ntadas (ΔP , c) según el modelo BCC-CSM-1.

El modelo HadGem2-ES presenta una ZCIT muy marcada (Figuras 20 (a) y 20 (b), Anexo 3). Este sistema cruza el continente alrededor del ecuador en una línea continua y casi horizontal. Por otra parte, el desarrollo del SAMS comienza en Colombia, donde se une a la ZCIT al norte de Brasil. Desde allí comienza su desarrollo hasta el sur: sureste de Brasil y chaco. Al observar la diferencia entre los inicios con este modelo (Figura 20 (c) y Anexo 3 (b)), se evidencia un inicio anticipado (colores azules) en casi toda la trayectoria del SAMS, especialmente en la Amazonía central, Andes peruanos, sur de Bolivia y Paraguay. Las diferencias van de -1 a -10 por ciento, que corresponde a -1 a -7 p ntadas. También se aprecian pequeños núcleos donde esa diferencia es más marcada, como es el caso del sur de Bolivia, sur de Paraguay y sobre la ZCAS. Cabe indicar que este último sistema está

ligeramente desplazado hacia el norte. También hay zonas que presentan inicios más tardíos en el Holoceno medio que en el Preindustrial (colores rojos). Éstos se ubican en parte del NEB, en el límite entre Perú y Brasil y parte del SEB y sus diferencias están entre +1 a +5 por ciento o de 1 a 4 péntadas. Así también, los pequeños núcleos donde esta diferencia es mayor, están al sur de Venezuela, este de Paraguay y al sur del SEB, que van de +5 a más de 15 por ciento o de +5 a más de 10 péntadas.

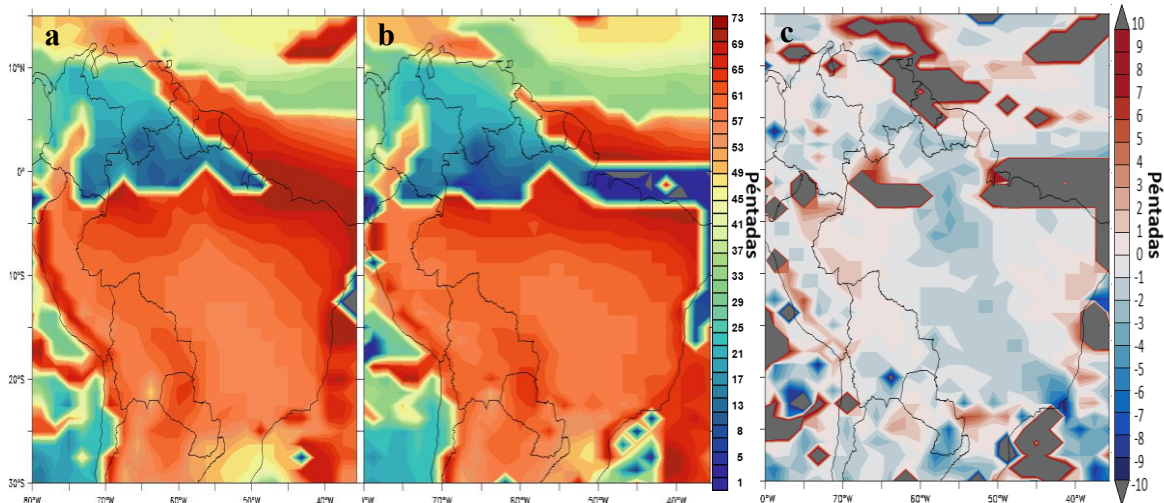


Figura 20: Inicios de monzón en péntadas en el Holoceno medio (a), Preindustrial (b) y diferencia de ambos en péntadas (ΔP , c) según el modelo HadGem2-ES.

El modelo IPSL-CM5A-LR muestra una ZCIT de doble banda, cuyo segundo ramal se posiciona del Noreste de Brasil hasta el centro de Colombia (Figuras 21 (a) y (b)). Con respecto a este sistema, se ve que se ubica sobre esta zona más temprano en el HM. Se puede ver también que ni bien este sistema entra en contacto con precipitaciones que vienen del norte del continente, se produce el SAMS, que se va desarrollando latitudinalmente directamente hacia el sureste de Brasil hasta llegar a la ZCAS. En este modelo, las diferencias entre ambos periodos comparados (Figura 21 (c) y Anexo 3 (c)), es muy ligera e igual a cero en casi todo el dominio de estudio. Las áreas de diferencias negativas están sobre todo sobre la ZCIT, al sur del NEB y en pequeñas zonas de Perú, Bolivia y Brasil. Éstas muestran valores de -1 a -5 péntadas (de -1 a -4 por ciento). En cuanto a las diferencias positivas, éstas también se presentan de forma dispersa, con valores que van de +1 hasta +10 péntadas; es decir, de 0 a +14 por ciento. Éstos no son muy claros, pero se ubican en el NEB, al sur de las Guyanas y al sur alrededor de la ZCAS. En este modelo se puede observar con mejor claridad que en el NEB las precipitaciones en el HM empiezan antes que en el PI, pudiendo ser éste el motivo por el cual existe un dipolo de esta zona con respecto al resto de

a zona de influencia del monzón. Sin embargo, no se observa muy bien el retraso del inicio de monzón en el resto del dominio analizado.

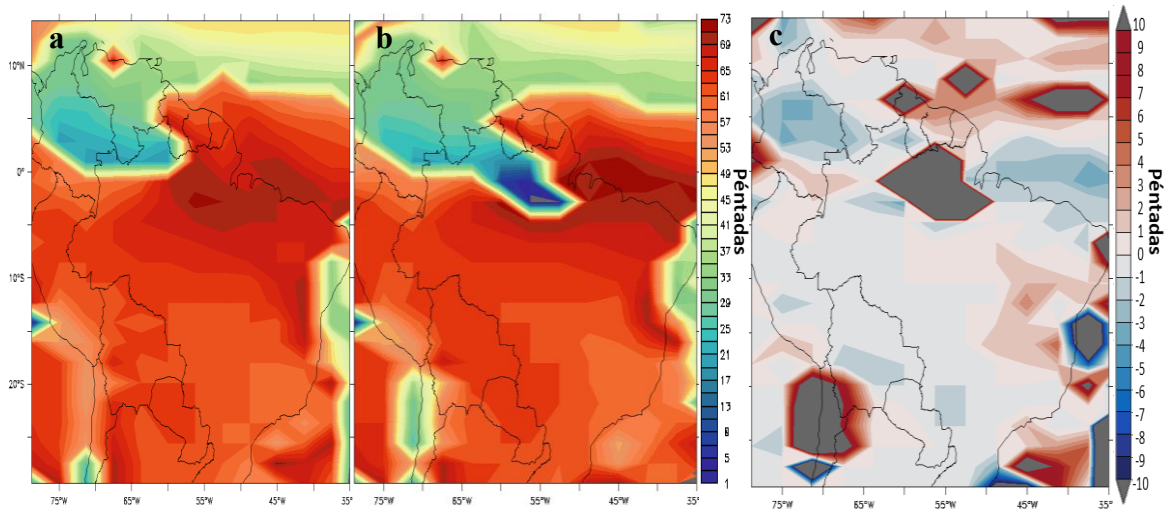


Figura 21: Inicios de monzón en péntadas en el Holoceno medio (a), Preindustrial (b) y diferencia de ambos en péntadas (ΔP , c) según el modelo IPSL-CM5A-LR.

El modelo MPI-ESM-P, por otro lado, presenta ZCIT (Figura 22 (a) y (b)) que tiene dos ramales: uno de ellos se posiciona adyacente a las costas del Atlántico ecuatorial, mientras que la otra se posiciona sobre el NEB (Anexo 3). La convección viene desde Colombia, se une a la ZCIT y se desarrolla hacia el SEB, donde se encuentra con la ZCAS. En la Figura 22 (c) y Anexo 3 (d), se ven las diferencias entre el HM y PI. Éstas son igual a cero o muy pequeñas en la mayor parte del dominio analizado. Las zonas donde esta diferencia son negativas, son Colombia, la Amazonía peruana, noroeste de Brasil, sur de Bolivia y sobre la ZCAS. Estas diferencias están alrededor de -1 a -7 péntadas (de -1 a -10 por ciento), con picos cercanos a -15 por ciento (-10 péntadas). En el caso de las diferencias positivas, éstas se ubican sobre Venezuela y las Guyanas y en la sierra norte de Perú. Sus valores cambian de entre +1 a +5 (+1 a +10 por ciento) con picos de hasta +10 péntadas (+15 por ciento). Esto significa que hay pocas diferencias notorias en toda la trayectoria del SAMS. Las diferencias se centran sobre las periferias de este sistema. Las diferencias negativas (color azul) se posicionan sobre Colombia y la Amazonía peruana, así como sobre la ZCAS, mientras que las positivas (color rojo) están en la rama adyacente a las costas del Atlántico ecuatorial y fuertemente sobre los andes peruanos.

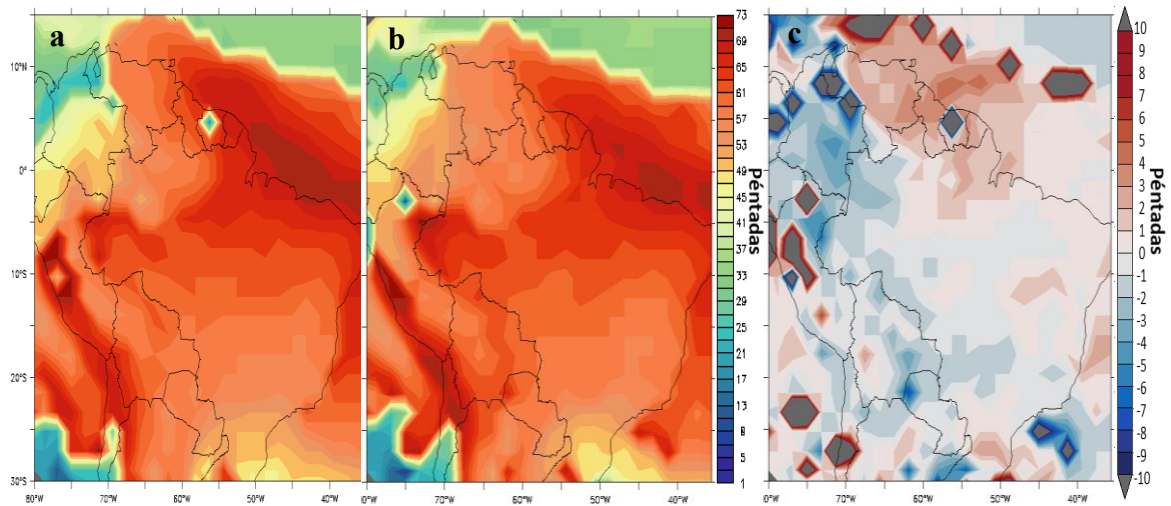


Figura 22: Inicios de monzón en péntadas en el Holoceno medio (a), Preindustrial (b) y diferencia de ambos en péntadas (ΔP , c) según el modelo MPI-ESM-P.

El modelo MRI-CGCM3, muestra una ZCIT un ramal notorio, ubicado entre 0 a 10° S (Figuras 23 (a) y (b) y Anexo 3). El ingreso de la convección se da a partir de la región Colombia hasta el sureste de Brasil y la ZCAS. Al analizar las diferencias (Figura 23 (c) y Anexo 3 (e)), se observan diferencias más claras que en otros modelos. Se puede apreciar en estas imágenes la predominancia de las zonas azules (diferencias negativas) que van de -1 a -7 péntadas (-1 a -10 por ciento), con núcleos de hasta -10 péntadas (-15 por ciento). Esto significa un ciclo lluvioso más temprano durante el HM en casi toda la zona de estudio, con núcleos en Colombia y Venezuela, Amazonía, sierra norte, centro y sur de Perú, Bolivia, Chaco y parte de la ZCAS. Por otro lado, las lluvias que, en comparación al PI se forman tardíamente, son muy ligeras (de +1 a +3 péntadas), ubicadas al norte de la ZCAS y en parte de Paraguay. Así también, hay algunos núcleos (de hasta +10) ubicados sobre las Guyanas y norte de Brasil. En varios tramos de la ZCIT, la diferencia es cero.

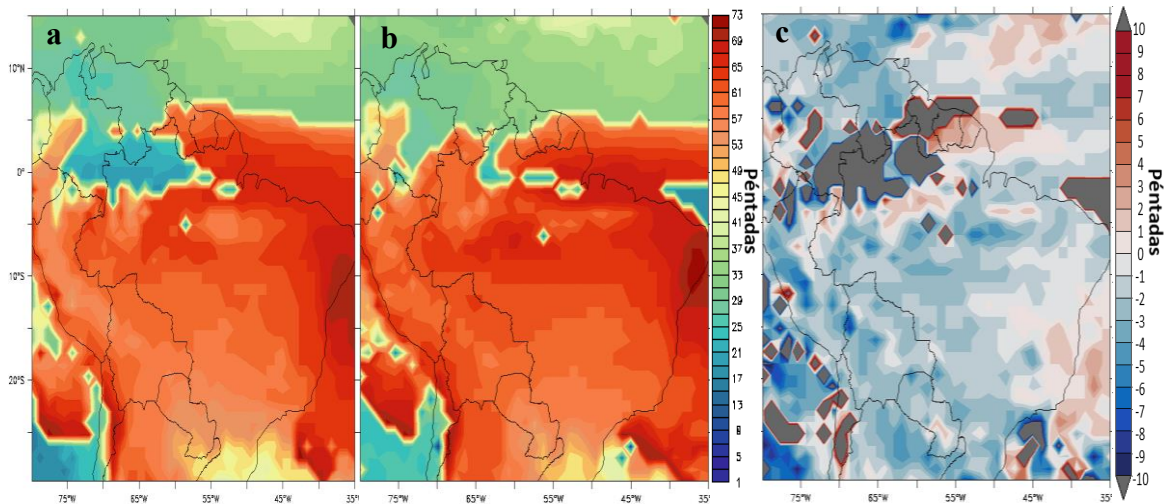


Figura 23: Inicios de monzón en péntadas en el Holoceno medio (a), Preindustrial (b) y diferencia de ambos en péntadas (ΔP , c) según el modelo MRI-CGCM3.

El modelo MIROC-ESM (Figuras 24 (a) y (b)) exhibe una ZCIT también con dos ramas sobre esta zona: una ubicada alrededor de 5°S y otra cerca de la laltitud 10°S . La convección se desarrolla desde Colombia y Venezuela, donde se junta con la ZCIT. Posteriormente, ésta baja flanqueada por los Andes hasta chocar con la ZCAS, sistema que se encuentra ligeramente desplazado al norte. Según la Figura 24 (c) y el Anexo 3 (f), la diferencia entre ambos (HM-PI) muestra muchas zonas con valores iguales a cero, que corresponden a la zona de ubicación de la ZCIT, así como gran parte de la Amazonía brasilera. Sin embargo, en el resto de la zona de desarrollo del SAMS (Amazonía peruana, Bolivia, SEB y ZCAS), hay un cambio de -1 a -5 péntadas (menos del -10 por ciento). Sin embargo, al sur de Venezuela, y en la sierra central peruana, existen pequeños núcleos de diferencias positivas, pero son núcleos que van de +1 a +10 péntadas (de +1 a +15 por ciento). Entonces, según este modelo, no hay diferencias de inicio sobre la ZCIT, gran parte de la Amazonía y en el NEB.

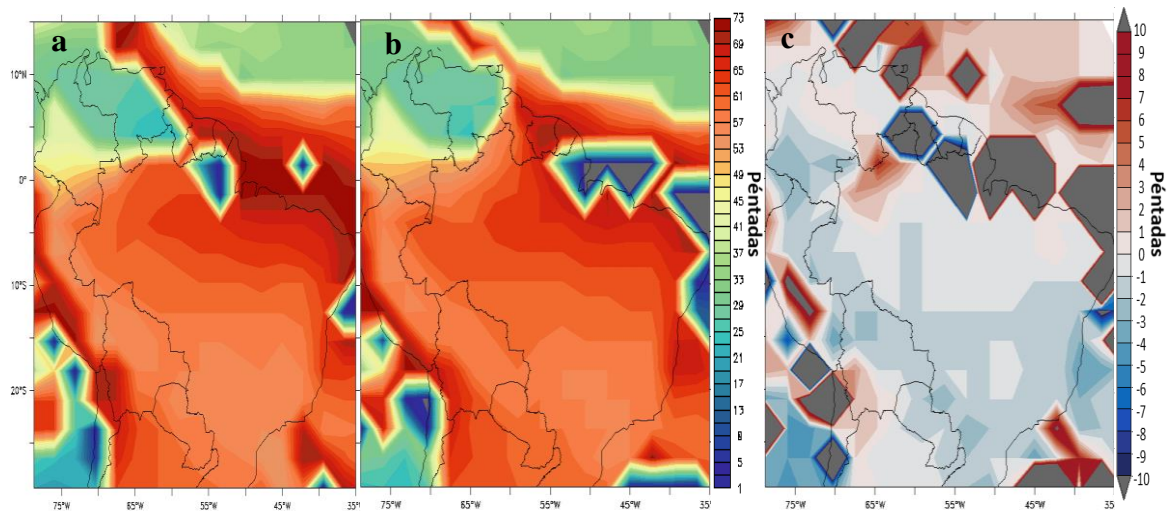


Figura 24: Inicios de monzón en péntadas en el Holoceno medio (a), Preindustrial (b) y diferencia de ambos en péntadas (ΔP , c) según el modelo MIROC-ESM.

Al analizar los boxplots de los inicios de precipitación por región (Figuras 25 - 28), se observan aspectos interesantes. En primer lugar, es importante tomar en cuenta que se analizarán regiones con ciclos estacionales distintos, entonces el inicio de la estación húmeda variará por región. En segundo lugar, los boxplots con menos outliers, rango intercuantil y barbas más cortas, son las de regiones más alejadas del ecuador, consecuente con lo hallado al analizar los ciclos estacionales de la precipitación. En tercer lugar, se notan pequeños desplazamientos de las cajas que corresponden al HM (azules) con respecto al PI (anaranjados), aspecto que se desarrollará en los siguientes párrafos.

En las regiones Colombia y Venezuela, la estación lluviosa empieza, en su mayoría, entre las péntadas 20 a 35. Sin embargo, se observan barbas muy largas según varios modelos, así como varios outliers. En Colombia, los boxplots son más cortos en el HM que en el PI. Lo contrario se observa en Venezuela. En general, en Colombia, los boxplots correspondientes al HM están desplazados unas péntadas más abajo que los boxplots del PI, aunque esto no sucede con el modelo MPI-ESM-P. En Venezuela, se observa este desplazamiento en todos los modelos, y de forma más evidente según IPSL-CM5A-LR y MIROC-ESM. Es notable en ambas regiones el modelo BCC-csm-1-1, porque tiene rangos intercuantiles muy amplios, así como barbas largas, indicando así mayor dispersión en los inicios. Se observa también que en el boxplot de la climatología actual (CMAP) los inicios están unas péntadas antes que los modelos del PMIP3/CMIP5 en ambas regiones.

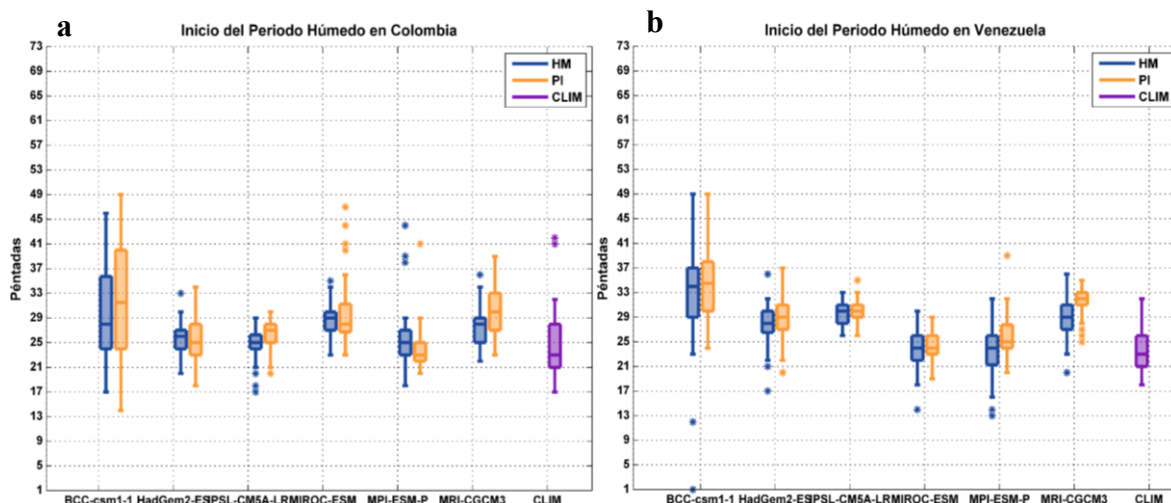


Figura 25: Boxplots de los inicios de monzón en p ntadas en el Holoceno medio (azul), Preindustrial (anaranjado) y climatología actual (morado) en Colombia (a) y Venezuela (b) según los modelos analizados.

En las regiones Perú y Amazonía (Figura 26), la estación lluviosa empieza entre las p ntadas 50 y 72, empezando en Perú unas p ntadas antes que en Amazonía. También se observan rangos intercuartiles amplios (especialmente en Perú) y barbas largas según varios modelos, así como unos cuantos outliers. En general, en ambas regiones, los boxplots correspondientes al HM est n desplazados unas p ntadas más abajo que los boxplots del PI. En la región Perú, esta diferencia es más amplia según los modelos BCC-CSM-1-1, MIROC-ESM y MRI-CGCM3. Sin embargo, es menos evidente según IPSL-CM5A-LR. En Amazonía, también hay más p ntadas de diferencia de acuerdo a BCC-CSM-1-1 y MRI-CGCM3. También es menos notoria esa diferencia de acuerdo a IPSL-CM5A-LR y MIROC-ESM. La climatología de los inicios según CMAP, se ubica entre 60 a 70 p ntadas (con valores similares a los de los modelos PMIP3/CMIP5) con un rango intercuartil y barbas más cortas que en las regiones anteriormente discutidas.

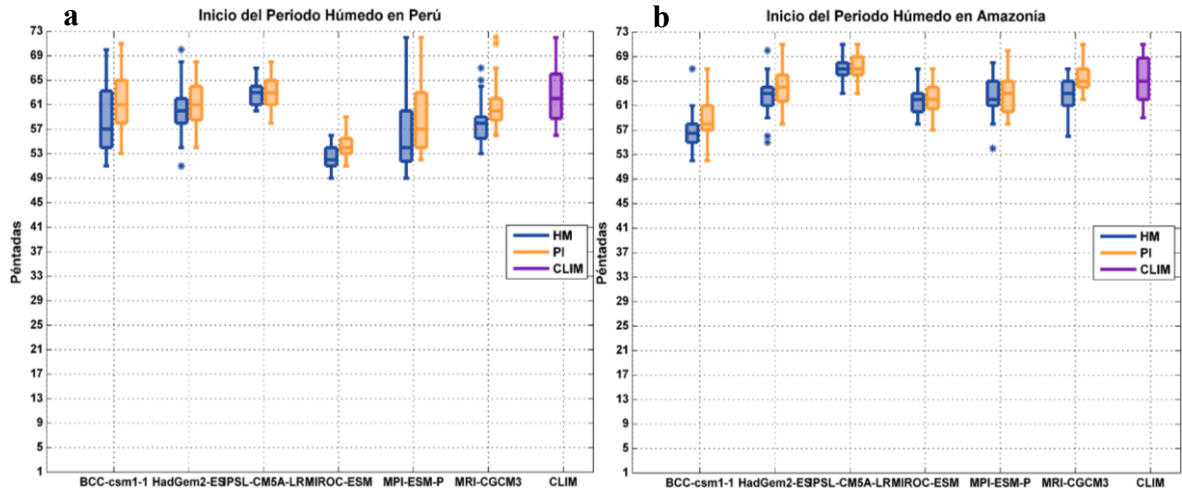


Figura 26: Boxplots de los inicios de monzón en pñntadas en el Holoceno medio (azul), Preindustrial (anaranjado) y climatología actual (morado) en Perú (a) y Amazonía (b) según los modelos analizados.

La región del NEB presenta inicios entre 61 a 73 pñntadas (Figura 27). Es la región que muestra los boxplots más pequeños, con barbas cortas y pocos outliers. Es decir, hay más coherencia entre los datos de inicio de periodo húmedo en los modelos. Sin embargo, no hay mucha diferencia entre los valores de inicio del HM y del PI. Aun así, se notan inicios anteriores en el HM en la mayoría de modelos. Los inicios son muy similares entre el HM y el PI según BCC-CSM-1-1, HadGem2-ES y MPI-ESM-P. La climatología actual de referencia tiene inicios un poco menores a los de los modelos PMIP3/CMIP5.

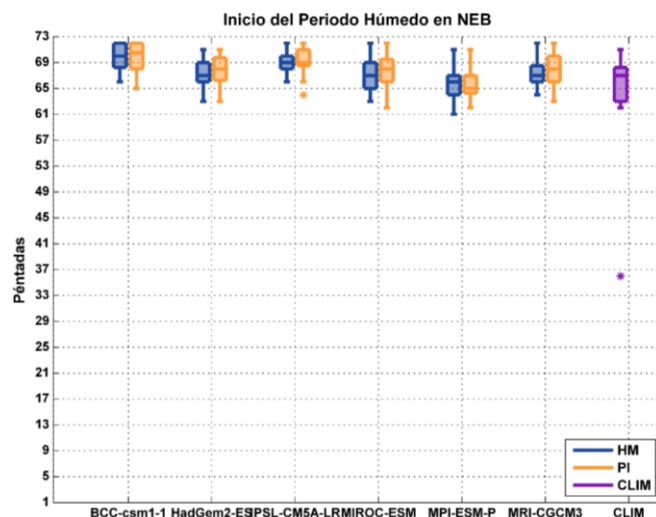


Figura 27: Boxplots de los inicios de monzón en pñntadas en el Holoceno medio (azul), Preindustrial (anaranjado) y climatología actual (morado) en el Noreste de Brasil (NEB) según los modelos analizados.

En las regiones Chaco y SEB, los inicios se dan entre las p ntadas 60 a 72 (Figura 28). Los boxplots de los inicios del periodo húmedo muestran barbas más alargadas. En la gran mayoría de modelos, los inicios ocurren antes en el HM y solo en pocos, se notan inicios muy similares al PI. En el caso de Chaco, HadGem2-ES e IPSL-CMN5A-LR son los modelos que se muestran muy similares en ambos periodos de estudio. En cambio, en SEB, solo IPSL-CMN5A-LR es el que presenta menos cambios. La climatología actual (CMAP) indica inicios muy similares a los del PI. En el caso de Chaco, la mediana se ubica en la péntada 60 y en el SEB, en la péntada 62, mostrando más similitud a los modelos PMIP3/CMIP5 en esta última región.

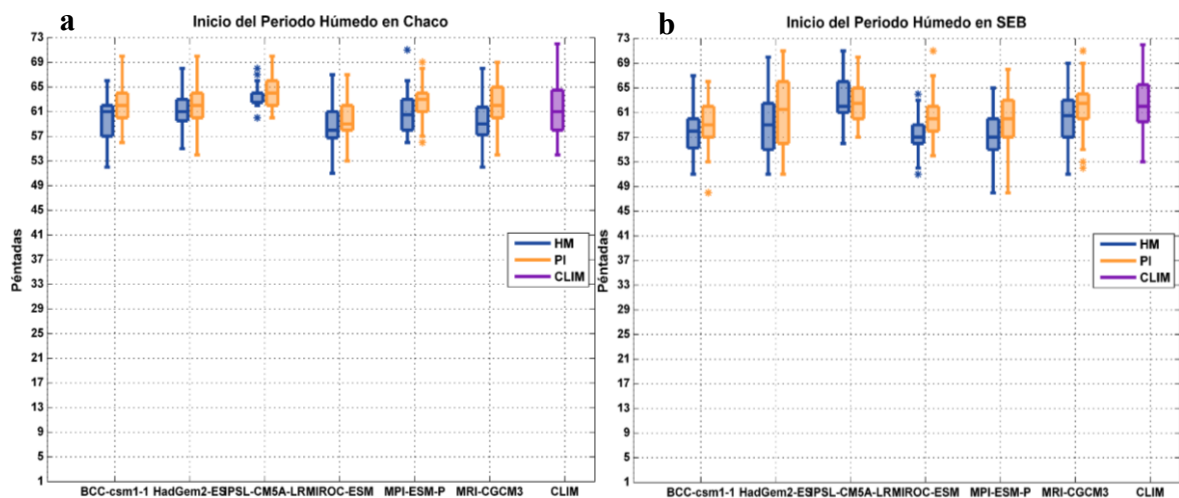


Figura 28: Boxplots de los inicios de monzón en p ntadas en el Holoceno medio (azul), Preindustrial (anaranjado) y climatología actual (morado) en Chaco (a) y Sureste de Brasil (b) según los modelos analizados.

4.2.2 Fines

En esta sección, primero se hará un análisis de los fines de monzón según la climatología reciente. Posteriormente, se discutirán los resultados obtenidos del fin de monzón en el Holoceno medio y el Preindustrial. También se realizará la comparación entre ambos periodos de estudio. En los mapas presentados, las zonas de color gris, indican que el cálculo de los fines o las diferencias entre fines en estas zonas, est n fuera del rango; es decir, son físicamente erróneos. En la mayoría de casos, estos valores son iguales a cero, valor que no define de forma coherente los fines de lluvias.

Se puede observar en la Figura 29 la configuración del fin del SAMS según la climatología actual, de acuerdo al reanálisis CMAP (1979-2014). Primero, se muestra que los fines

comienzan desde el SEB y el ZCAS (colores azules) de la péntada 11 a la 15 y continúan hacia el norte y nor-oeste (colores celestes) entre las p ntadas 17 a la 27, hasta que finalmente llega hasta donde estaba posicionada la ZCIT. Éste presenta ahora colores verdes, ya que entre las p ntadas 30 a 37 este sistema migra al norte.

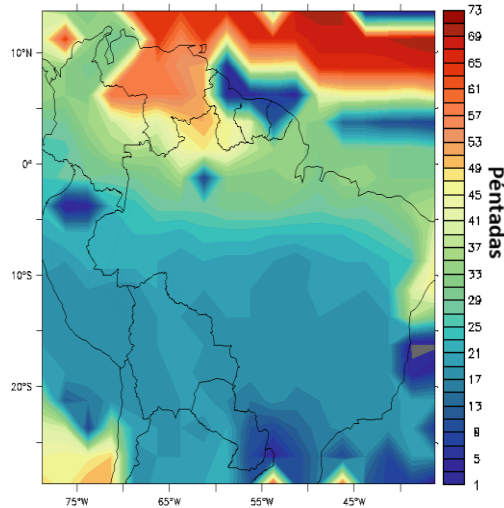


Figura 29: Fin del SAMS según el reanálisis CMAP (1979-2014).

En el modelo BCC-CSM-1-1 (Figuras 30 a y b), se muestra que el fin de la estación lluviosa empieza en el sur del Chaco y SEB. Luego sube progresivamente en dirección hacia el noroeste, pasando por la Amazonía (p ntadas 17 a 23), luego al sur de Colombia (p ntadas de la 21 a la 25). Finalmente, y de manera progresiva, el monzón llega a su fin mientras que la ZCIT se posiciona entre 5 a 10 N. A simple vista, los fines en el HM muestran colores más oscuros que los fines del PI (más notorio en el Chaco y Amazonía). Seguidamente, al observar las diferencias de fines en p ntadas (Anexo 4 (a)) y en porcentaje (Figura 30 (c)), está claro que en la mayor parte del territorio estudiado las diferencias son pequeñas, pero menores a las diferencias entre los inicios. De esta manera, en la mayor parte del desarrollo del SAMS se muestran diferencias de -1 a -14 por ciento, correspondientes a -1 a -10 p ntadas (tonos azules) sobre el SEB, Amazonía, Chaco y Perú. Esto significa que el fin del SAMS durante el HM es anterior al fin durante el PI. Sin embargo, también hay algunas zonas que presentan un fin más retardado (tonos rojizos), como es el norte de la Amazonía, la sierra y selva norte de Perú y zonas pequeñas en el NEB. Sus diferencias van de +1 a +14 por ciento, o de +1 a +10 p ntadas; es decir, fines posteriores a los del PI.

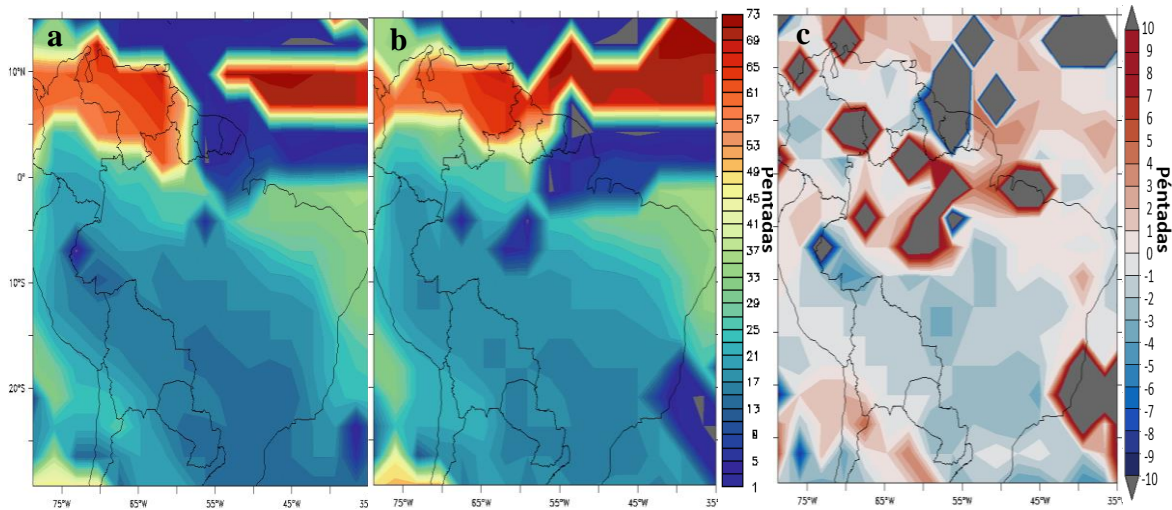


Figura 30: Fines de monzón en péntadas en el Holoceno medio (a), Preindustrial (b) y diferencia de ambos en péntadas (ΔP , c) según el modelo BCC-CSM-1.

En el modelo HadGem2-ES (Figuras 31 (a) y (b)), se muestra que el fin de la estación lluviosa empieza en el sur de Brasil, específicamente sobre la ZCAS. Luego sube progresivamente en dos ramales: sobre el centro de la Amazonía brasilera y sobre los Andes (péntadas 15 a 23) para converger hacia el noroeste (péntadas 23 a 27), luego al sur de Colombia (péntadas de la 25 a la 29). Finalmente, de manera rápida, el monzón llega a su fin mientras que la ZCIT asciende a una posición de entre 5 a 10°N. A simple vista, los fines en el HM muestran algunos núcleos con colores más oscuros que en el PI (más notorio sobre la Amazonía brasilera y sobre la ZCAS). De esta manera, al observar las diferencias de fines en péntadas (Figura 31 (c)) y en porcentaje (Anexo 4 (b)), se nota que, en gran parte de la zona de estudio, estas diferencias son negativas, lo que indica un temprano fin de monzón en el HM. Éstas van de -1 a -5 péntadas en la mayor parte del territorio (-1 a -10 por ciento). Las diferencias negativas de mayor magnitud se encuentran al sur de Paraguay y en algunos núcleos al norte de Brasil -13 a -2 por ciento (de -9 a -1 péntadas). Sin embargo, también se nota una franja de colores rojos sobre la Amazonía boliviana y peruana, así como sobre parte del noreste de Brasil, que son menos intensas que las zonas azules. En aquéllas zonas, el fin de monzón habría sido más bien tardío en el Holoceno medio, en un rango de 2 a 7 por ciento (de 1 a 5 péntadas).

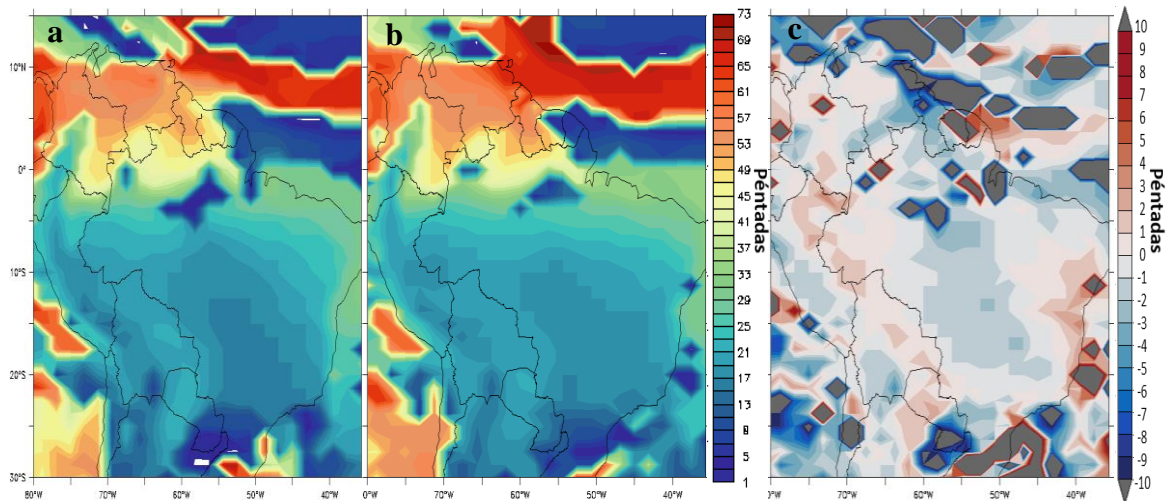


Figura 31: Fines de monzón en péntadas en el Holoceno medio (a), Preindustrial (b) y diferencia de ambos en péntadas (ΔP , c) según el modelo HadGem2-ES.

En el modelo IPSL-CM5A-LR (Figuras 32 (a) y (b)), se muestra que el fin de la estación lluviosa es muy rápido. El fin de monzón empieza en el sureste de Brasil, específicamente sobre la ZCAS (péntadas de la 7 a la 13). Luego sube ligeramente hacia el norte (hasta 10°N) y hacia el oeste (péntadas de la 15 a la 17) para subir hasta Colombia (péntadas de la 23 a la 27). Finalmente, de manera rápida, el monzón llega a su fin mientras que la ZCIT asciende a una posición de entre 0 a 10°N. A simple vista, los fines en el HM no muestran diferencias notorias según este modelo. De esta manera, al observar las diferencias de fines en péntadas (Figura 32 (c)) y en porcentaje (Anexo 4 (c)), se nota que, en gran parte de la zona de influencia del monzón, donde los otros modelos analizados muestran diferencias notorias, son iguales a cero. Esto indica un fin de monzón muy similar entre el Holoceno medio y el Preindustrial. Sin embargo, hay algunos núcleos resaltantes. Existen zonas de diferencia negativa de -1 a -5 péntadas (de -1 a -7 por ciento) sobre Colombia y Paraguay, así como diferencias de hasta -7 péntadas (-10 por ciento) al sur de Brasil. Asimismo, se nota una zona de colores rojos sobre parte del noreste de Brasil, que van de 1 a 7 péntadas (de 1 a 10 por ciento). En aquéllas zonas, el fin de monzón habría terminado más tardíamente en el Holoceno medio con respecto al Preindustrial.

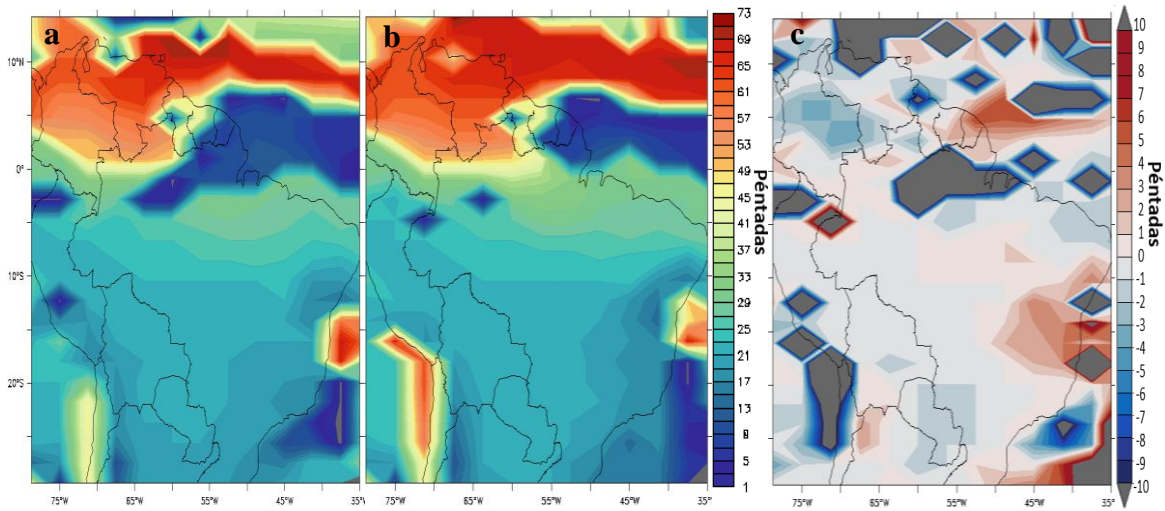


Figura 32: Fines de monzón en p ntadas en el Holoceno medio (a), Preindustrial (b) y diferencia de ambos en p ntadas (ΔP , c) según el modelo IPSL-CM5A-LR.

En el modelo MPI-ESM-P (Figuras 33 (a) y (b)), se muestra que el fin de la estaci3n lluviosa es progresivo. Éste empieza en el sur de Brasil (p ntadas de la 7 a la 13). Luego sube hacia el norte (hasta 10 N aproximadamente) durante las p ntadas de la 13 a la 17 y luego se desplaza hacia el oeste. All  asciende simultáneamente sobre Bolivia y los Andes peruanos (p ntadas de la 19 a la 25) para subir hasta el norte de Colombia (p ntadas de la 29 a la 37). Finalmente, de manera rápida, el monz3n llega a su fin mientras que la ZCIT asciende a una posici3n de entre 5 a 10 N. A simple vista, los fines en el HM no muestran muchas diferencias con el PI según este modelo, excepto por algunas zonas perue as. De esta manera, al observar las diferencias de fines en p ntadas (Figura 33 (c)) y en porcentaje (Anexo 4 (d)), se nota que, en gran parte de la zona de influencia del monz3n, donde los otros modelos analizados muestran diferencias notorias, son iguales a cero. Esto indica un fin de monz3n muy similar entre el Holoceno medio y el Preindustrial. Sin embargo, las pequeñas zonas antes mencionadas, muestran diferencias de -1 a -5 p ntadas (de -1 a -7 por ciento) sobre parte de los Andes y la Amazonía peruana, así como el noreste de Bolivia y en una franja sobre parte del Chaco. Asimismo, las zonas de colores rojos son escasas, y la mayoría de éstas est n sobre el noreste de Brasil y muestran cambios ligeros, ya que van de 1 a 3 p ntadas (de 1 a 4 por ciento). En éstas, el fin de monz3n habría sido un poco más tardío en el Holoceno medio con respecto al Preindustrial.

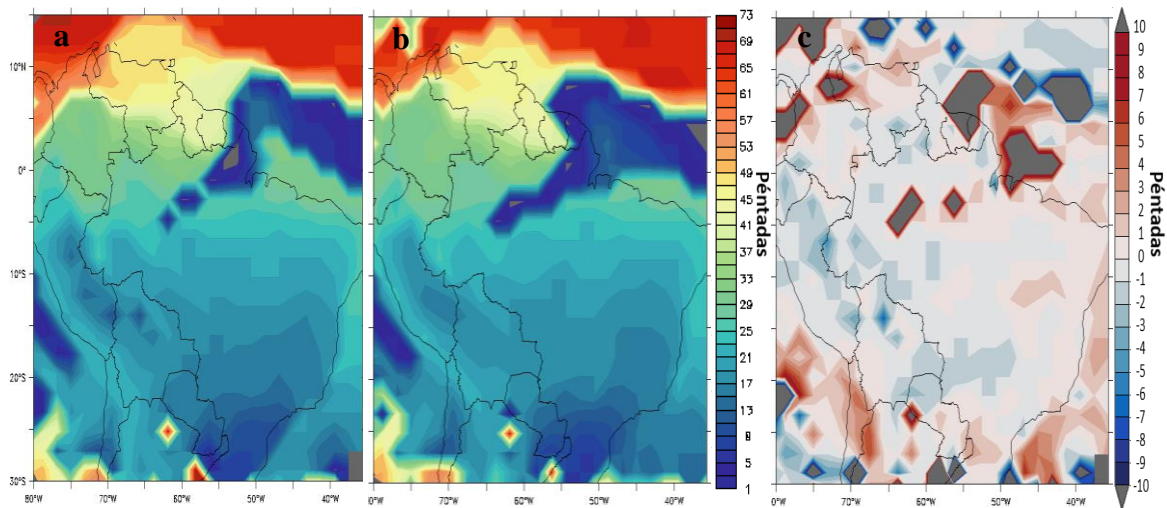


Figura 33: Fines de monzón en péntadas en el Holoceno medio (a), Preindustrial (b) y diferencia de ambos en péntadas (ΔP , c) según el modelo MPI-ESM-P.

En el modelo MRI-CGCM3 (Figuras 34 (a) y (b)), se muestra que el fin de la estación lluviosa es progresivo. Éste empieza en el sur de Brasil (péntadas de la 7 a la 13). Luego éste se da directamente sobre los Andes durante las péntadas de la 13 a la 17 y después en el resto de la Amazonía (péntadas de la 17 a la 23). Posteriormente, los fines se dan muy rápido hasta el sur de Colombia aproximadamente (péntadas de la 37 a la 45), donde el monzón llega a su fin mientras que la ZCIT asciende a una posición de entre 5°S a 5°N. A simple vista, los fines en el HM sí muestran algunas diferencias con el PI según este modelo. De esta manera, al observar las diferencias de fines en porcentaje (Anexo 4 (e)) y en péntadas (Figura 34 (c)), se nota con más claridad que las zonas de diferencias son muy amplias en comparación al resto de modelos analizados y de tonalidades azules. Esto indica un fin de monzón del Holoceno medio anterior al Preindustrial en gran parte de la zona de estudio. De esta manera, en la mayor parte éstas diferencias van de -1 a -7 péntadas (de -1 a -10 por ciento) en casi todo el territorio del monzón. Es importante notar que las zonas de colores rojos son aún más escasas que en los otros modelos. Éstas están al sur de Colombia y Venezuela y van de +1 a +5 péntadas (de +1 a +7 por ciento). De acuerdo a este modelo, en esta zona, el fin de monzón habría sido un poco más tardío en el Holoceno medio con respecto al Preindustrial. También es evidente el noreste de Brasil muestra una zona blanca; es decir, sin mayor diferencia entre el HM y el PI.

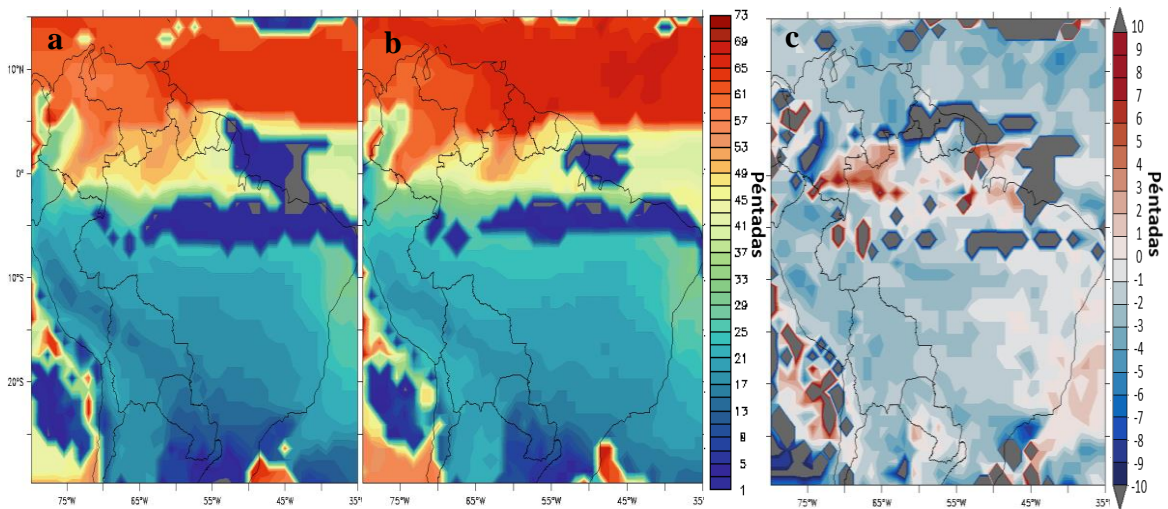


Figura 34: Fines de monzón en péntadas en el Holoceno medio (a), Preindustrial (b) y diferencia de ambos en péntadas (ΔP , c) según el modelo MRI-CGCM3.

En el modelo MIROC-ESM (Figuras 35 (a) y (b)), se muestra que el fin de la estación lluviosa es progresivo. Éste empieza en el sureste de Brasil (péntadas de la 13 a la 15), sobre parte de la ZCAS. Luego sube directamente sobre el noroeste (péntadas de la 21 a la 15). Allí asciende simultáneamente sobre Bolivia y los Andes peruanos (péntadas de la 19 a la 25) para subir hasta el norte de Colombia (péntadas de la 29 a la 37). Finalmente, aquí las llega el fin de las precipitaciones sobre la ZCIT, que muestra dos ramas: una más al sur al oeste del continente (3° S a 0° de latitud) y otra más al norte al este del continente (entre 0 a 10° N). A simple vista, los fines en el HM muestran algunas diferencias con respecto al PI según este modelo. De esta manera, al observar las diferencias de fines en péntadas (Figura 35 (c)) y en porcentaje (Anexo 4 (f)), se nota que sobre todo existe diferencia sobre el sur de Brasil (ZCAS), el Chaco y parte de la Amazonía boliviana, brasilera y peruana (de -1 a -9 péntadas; es decir, de -1 a -12 por ciento). Esto indica un fin de monzón ligeramente temprano en el Holoceno medio. Por otra parte, la diferencia es nula sobre el centro de la Amazonía brasilera. También se nota que parte del noreste de Brasil presenta también diferencias ligeramente negativas, a diferencia de la mayoría de modelos. Asimismo, las zonas de colores rojos son escasas, estando éstas sobre partes de Colombia y muestran cambios ligeros que van de 1 a 3 péntadas (de 1 a 4 por ciento).

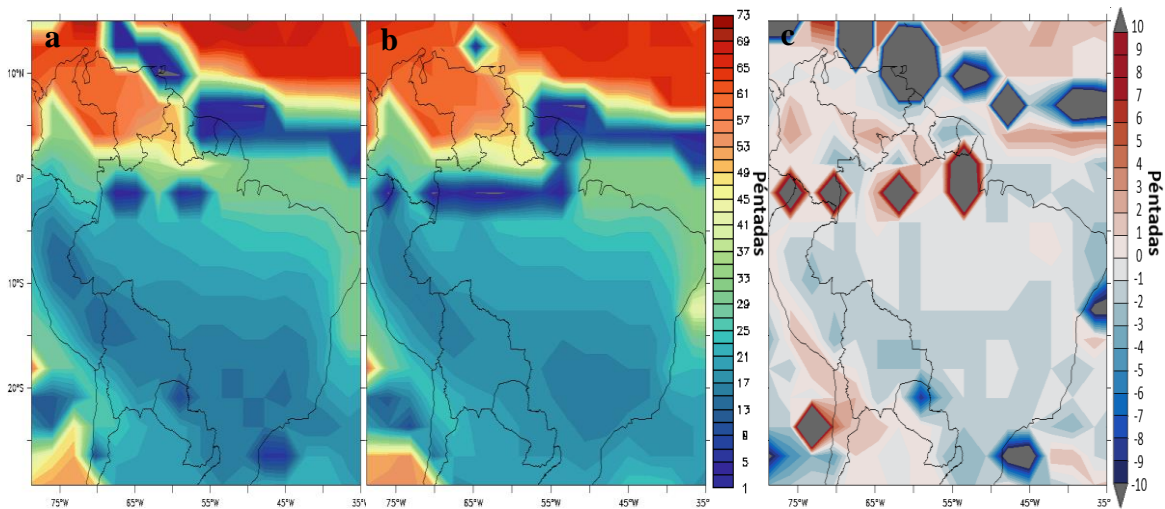


Figura 35: Fines de monzón en péntadas en el Holoceno medio (a), Preindustrial (b) y diferencia de ambos en péntadas (ΔP , c) según el modelo MIROC-ESM.

El análisis de los boxplots de los fines de precipitación por región (Figuras 36-39), se hará por regiones con ciclos estacionales distintos; por lo tanto, los fines de la estación húmeda variarán por región. Los boxplots con menos outliers, rango intercuantil y barbas más cortas, son las de regiones más alejadas del ecuador, lo cual es consecuente con lo hallado al analizar los ciclos estacionales de la precipitación y los boxplots de los inicios del periodo húmedo. También se notan pequeños desplazamientos de las cajas que corresponden al HM (azules) con respecto al PI, aspecto que se desarrollará en los siguientes párrafos.

En la región Colombia (Figura 36 (a)), la estación lluviosa finaliza en la mayoría de años, entre las péntadas 50 a 72. Sin embargo, se observan rangos intercuantiles muy largos según varios modelos, así como algunos outliers. También, los boxplots son más cortos en el PI que en el HM. La climatología actual muestra fines de monzón más tardíos que los del HM y PI con valores entre las péntadas 53 a 73 y barbas largas. Además, se observa que en la mayoría de modelos (todos, excepto HadGem2-ES), las cajas de fines en el Holoceno medio (azules) están desplazadas hacia abajo. Esto indica un final ligeramente más prematuro en el HM con respecto al PI.

En Venezuela (Figura 36 (b)), los modelos muestran fines muy distintos entre sí. La mayoría de años presenta fines alrededor de las péntadas 50 y 70. La climatología actual muestra fines de monzón más tardíos que los del HM y PI con valores entre las péntadas 50 a 63 y con un largo rango intercuantil. Los modelos BCC-csm1-1, HadGem2-ES, IPSL-CM5A-LR y MIROC-ESM muestran que los fines en el HM son más tardíos (empiezan después) que

los del PI. Lo contrario sucede con los modelos MPI-ESM-P y MRI-CGCM3, cuyos fines del HM son más prematuros que los del PI. Es decir, los primeros cuatro modelos muestran resultados opuestos a los últimos dos y también opuestos a los de las demás regiones. Esto se debe al desplazamiento de la ZCIT en los tres primeros modelos.

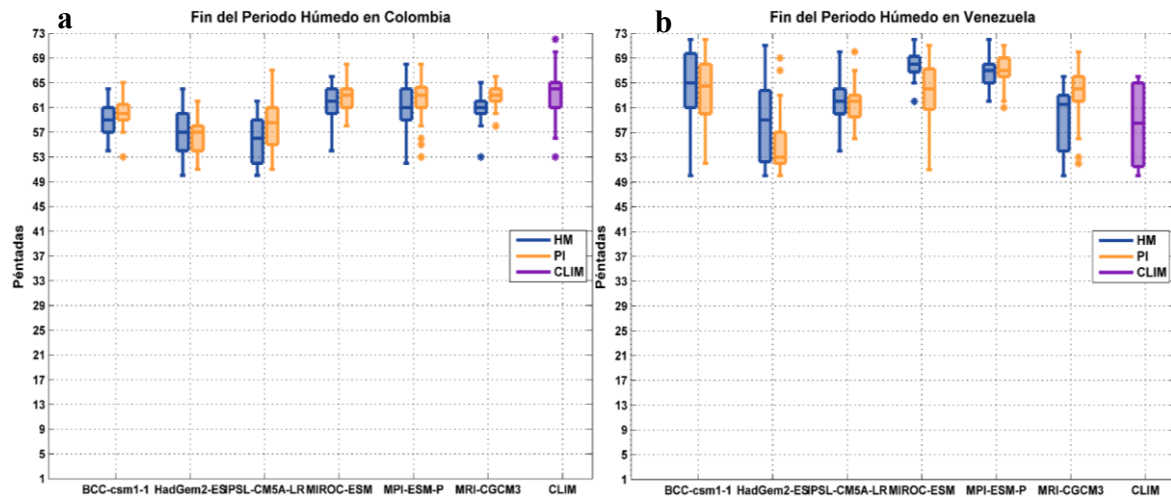


Figura 36: Boxplots de los fines de monzón en péntadas en el Holoceno medio (azul), Preindustrial (anaranjado) y climatología actual (morado) en Colombia (a) y Venezuela (b) según los modelos analizados.

La estación lluviosa en Perú (Figura 37 (a)) finaliza en la mayoría de años, entre las péntadas 17 a 25. Es una de las regiones que presenta rangos intercuartiles cortos y solo algunos outliers inferiores. La climatología actual muestra fines de monzón un poco más tardíos que los del HM y PI, con valores entre las péntadas 18 a 25 y barbas largas. También se observa que en la mitad de modelos (MIROC-ESM, MPI-ESM-P y MRI-CGCM3), las cajas de fines en el Holoceno medio (azules) están desplazadas hacia abajo ligeramente, aunque esta diferencia es mayor en los dos últimos. Esto indica un final ligeramente más prematuro en el HM con respecto al PI. Los otros tres modelos (BCC-csm1-1, HadGem2-ES, IPSL-CM5A-LR) presentan fines muy similares entre el HM y PI.

En Amazonía (Figura 37 (b)), los modelos muestran más diferentes entre modelos. La mayoría de años presenta fines alrededor de las péntadas 14 y 27. La climatología actual muestra fines de monzón entre las péntadas 22 a 24 y con un largo rango intercuartil muy corto, siendo la región que presenta la caja más pequeña de la climatología actual. Igual que en el caso de Perú, tres modelos (BCC-csm1-1, HadGem2-ES, IPSL-CM5A-LR) muestran que los fines de monzón en el HM son casi iguales a los del PI. Lo contrario sucede con los

últimos tres modelos (MIROC-ESM, MPI-ESM-P y MRI-CGCM3), cuyos fines del HM son más prematuros que los del PI. Es decir, los primeros tres modelos muestran resultados opuestos a los de las demás regiones.

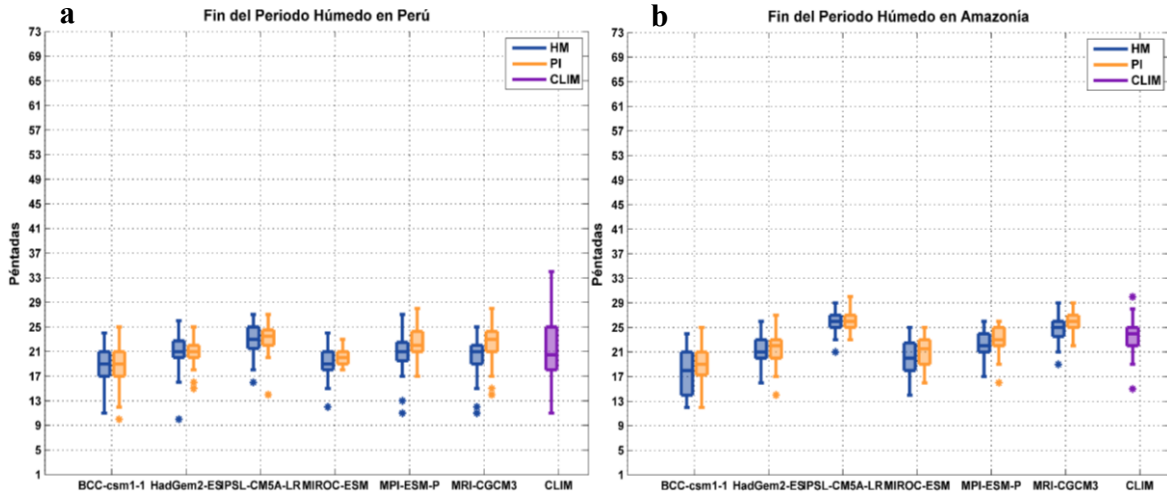


Figura 37: Boxplots de los fines de monzón en péntadas en el Holoceno medio (azul), Preindustrial (anaranjado) y climatología actual (morado) en Perú (a) y Amazonía (b) según los modelos analizados.

La región del NEB (Figura 38) presenta fines entre las péntadas 25 a 32. Es la región que muestra boxplots pequeños, con pocos outliers inferiores. La climatología actual indica que los inicios de monzón están entre las péntadas 23 y 29 con barbas largas. En esta región, los modelos muestran tres diferentes comportamientos. En primer lugar, según los modelos IPSL-CM5A-LR y MRI-CGCM3, no existe mayor diferencia entre los fines de monzón en el NEB. Por otro lado, según HadGem2-ES y MIROC-ESM, el fin de monzón en el Holoceno medio es anterior al del Preindustrial, porque las cajas celestes están ubicadas ligeramente hacia abajo; similar a los modelos en otras regiones. Finalmente, según BCC-csm1-1 y MPI-ESM-P, la diferencia entre los fines sería contraria al primer caso; es decir, las cajas anaranjadas están un poco más desplazadas hacia abajo que las cajas azules. Esto claramente indicaría un fin de monzón más tardío en el Holoceno medio que en el Preindustrial.

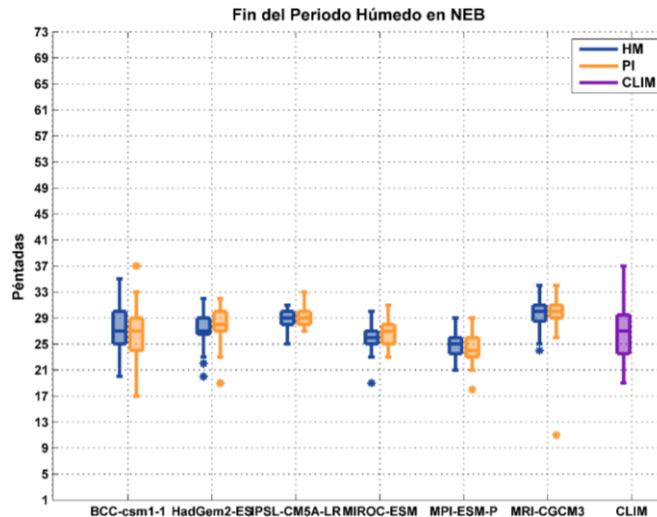


Figura 38: Boxplots de los fines de monzón en péntadas en el Holoceno medio (azul), Preindustrial (anaranjado) y climatología actual (morado) en el Noreste de Brasil.

En el Chaco (Figura 39 (a)), la estación lluviosa finaliza en la mayoría de años, entre las péntadas 14 a 22. Es una de las regiones que presenta rangos intercuartiles muy cortos. La climatología actual muestra fines de monzón ligeramente más tardíos que los del HM y PI, con valores entre las péntadas 17 a 21 y barbas cortas. Se observa que, según todos los modelos, las cajas de fines en el Holoceno medio (azules) están desplazadas hacia abajo ligeramente. Esta diferencia es mayor en algunos modelos que en otros. Sin embargo, los modelos en general muestran un acuerdo general en esta región. Entonces, en general se tienen fines ligeramente más prematuros en el HM con respecto al PI.

Los fines en el Sureste de Brasil (Figura 39 (b)) no muestran una coherencia conjunta. En primer lugar, la mayoría de años presenta fines alrededor de las péntadas 11 y 21. La climatología actual muestra fines de monzón entre las péntadas 15 y 19, mostrando un rango intercuartil muy corto, así como barbas cortas y sin outliers. En esta región, hay dos modelos que muestran fines muy similares entre el Holoceno medio y Preindustrial. Éstos son IPSL-CM5A-LR y MPI-ESM-P. El resto de modelos, muestran que los fines de monzón en el HM suceden antes que en el PI. Estos últimos modelos muestran coherencia entre sí.

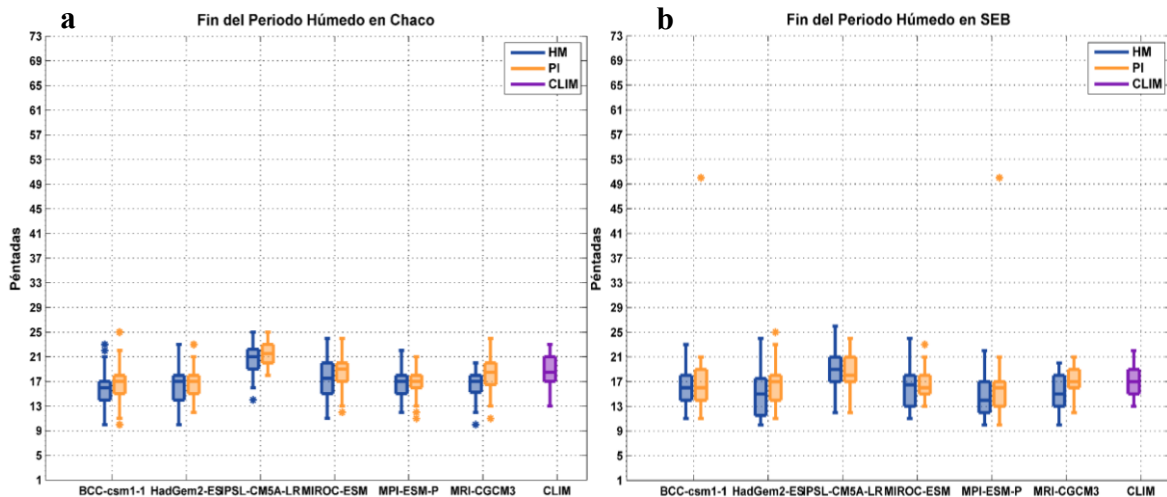


Figura 39: Boxplots de los fines de monzón en péntadas en el Holoceno medio (azul), Preindustrial (anaranjado) y climatología actual (morado) en Chaco (a) y Sureste de Brasil (b) según los modelos analizados.

4.2.3 Duraciones

Se hará un análisis de las duraciones de monzón según la climatología reciente. Posteriormente, se discutirán los resultados obtenidos del fin de monzón en el Holoceno medio y el Preindustrial. También se realizará la comparación entre ambos periodos de estudio. En los mapas presentados, las zonas de color gris, indican que el cálculo de las duraciones o las diferencias entre duraciones en estas zonas, están fuera del rango; es decir, son físicamente erróneos. En la mayoría de casos, estos valores son muy grandes o muy pequeños, ya que se calcularon a partir de los resultados obtenidos en los inicios y fines, y éstos también presentaban valores fuera del rango.

Se puede observar en la Figura 40 la configuración de la duración del SAMS según la climatología actual, de acuerdo al reanálisis CMAP (1979-2014). La duración es de alrededor de 30 péntadas en casi todo el territorio del monzón. Sobre el noreste de Perú y en el sureste de Brasil, la duración es menor, de alrededor de 15 péntadas en el primero y 20 en el segundo. Esto sucede porque los inicios son especialmente tardíos en estas zonas y los fines, prematuros según lo calculado por este reanálisis. Las zonas blancas rodeadas de colores rojos (cerca de la péntada 73) denotan la posición de la ZCIT.

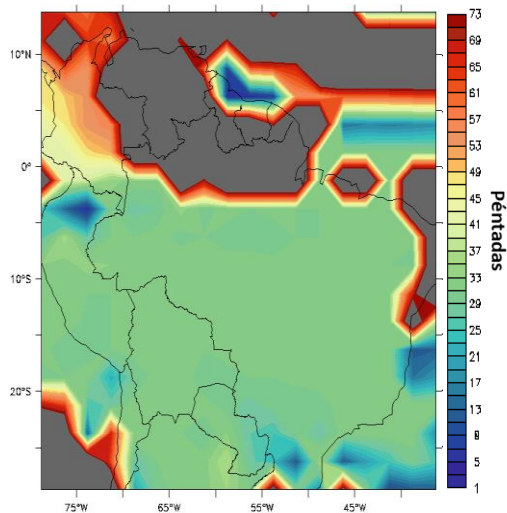


Figura 40: Duración del SAMS según el reanálisis CMAP (1979-2014).

En el modelo BCC-CSM-1-1 (Figuras 41 (a) y (b)), se muestra que la duración de la estación lluviosa es de 30 pentadas en casi el todo el territorio de análisis y tanto en el HM como en el PI. Al noroeste de la Amazonía, sin embargo, se muestran mayores valores de alrededor de 45 pentadas. Más al norte, se observan duraciones de 55 pentadas aproximadamente. También existen varios núcleos, especialmente sobre la zona peruana y al noroeste de la Amazonía, donde la duración de monzón es más pequeña, siendo ésta igual a 25 pentadas en promedio. Las zonas de color blanco muestran la ubicación de la ZCIT, que es una banda semipermanente, la cual inicia y finaliza casi en la misma pentada. Por este motivo también en sus alrededores, está rodeada por colores rojizos y azules. No se ven muchas diferencias entre las duraciones entre ambos periodos de tiempo analizados. Sin embargo, según la Figura 41 (c), sí se observan diferencias, pero solo en el noroeste de la Amazonía y también al sureste de Brasil, donde se ubica la ZCAS. Estas zonas presentan coloraciones rojizas y van de 0 a +14 por ciento. Es decir, aquí las duraciones durante el HM son mayores. Sin embargo, también hay lugares específicos donde esta diferencia es negativa, como en parte de la Amazonía peruana, lugares puntuales de la Amazonía brasilera y al sur de Paraguay. En la primera, las diferencias están alrededor de -18 por ciento; mientras que, en las últimas, ésta no pasa de -5 por ciento. Sin embargo, en general, la diferencia de duraciones entre ambos con este modelo, son iguales a cero en la mayor parte de la zona de mayor influencia del SAMS.

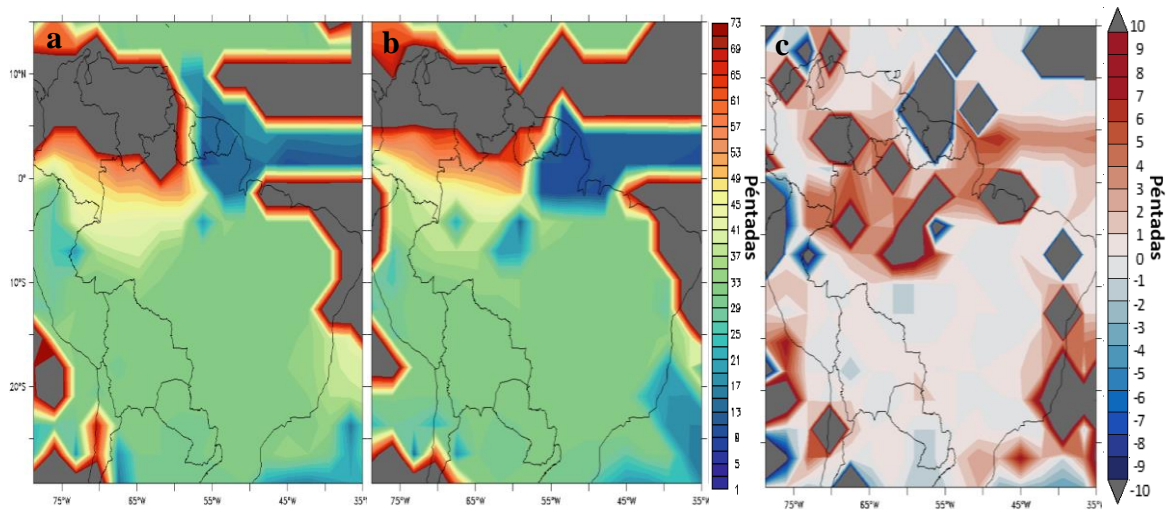


Figura 41: Duraciones de monzón en péntadas en el Holoceno medio (a), Preindustrial (b) y diferencia de ambos en péntadas (ΔP , c) según el modelo BCC-CSM-1.

En el modelo HadGem2-ES (Figuras 42 (a) y (b)), se muestra que la duración de la estación lluviosa es de 30 péntadas en casi el todo el territorio del monzón, tanto en el HM como en el PI. Al sur de Paraguay, sin embargo, se muestran menores valores, en colores azules, cuyos valores son de alrededor de 25 péntadas. Sobre la zona donde se desarrolla la ZCAS, se observan colores rojizos con valores de hasta más de 50 péntadas. Las zonas de color blanco muestran la ubicación de la ZCIT, que es una banda semipermanente, la cual inicia y finaliza casi en la misma péntada. Por este motivo también en sus alrededores, está rodeada por colores rojos y azules oscuros. No se ven muchas diferencias entre las duraciones entre ambos periodos de tiempo analizados. Sin embargo, según la Figura 42 (c), hay diferencias muy localizadas alrededor de la mayor zona de influencia del monzón. Éstas son este de Brasil y sur de Paraguay (Chaco). En la primera, se observan matices rojos, de +1 a +7 péntadas (+1 a +10 por ciento) y en la segunda valores de -1 a -7 péntadas (-1 a -10 por ciento). Como se mencionó con anterioridad, las zonas rojizas muestran una duración mayor de las lluvias en el Holoceno medio; mientras que las azuladas, una menor duración de las lluvias con respecto al Preindustrial. Cabe indicar que con este modelo también se obtuvo una diferencia de duraciones casi nula en la mayor parte del territorio en estudio.

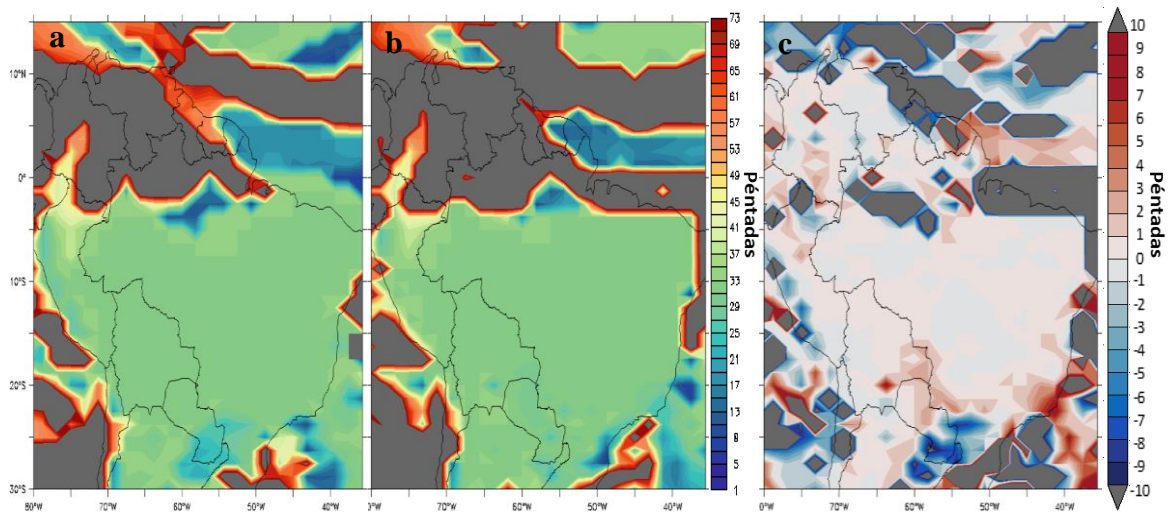


Figura 42: Duraciones de monzón en péntadas en el Holoceno medio (a), Preindustrial (b) y diferencia de ambos en péntadas (ΔP , c) según el modelo HadGem2-ES.

El modelo IPSL-CM5A-LR (Figuras 43 (a) y (b)) muestra que la duración de la estación lluviosa es de 30 péntadas en casi el todo el territorio del monzón, tanto en el HM como en el PI. Las zonas de color blanco muestran la ubicación de la ZCIT, que es una banda semipermanente, la cual inicia y finaliza casi en la misma péntada, que se puede visualizar directamente en el Anexo 3. Por este motivo también en sus alrededores, está rodeada por colores rojos (sobre parte del noreste de Brasil) y azules oscuros (franja sobre los 5°N). No se ven muchas diferencias entre las duraciones entre ambos periodos de tiempo analizados. Así también, según la Figura 43 (c), donde se muestran las diferencias, éstas son igual a cero en gran parte del dominio de estudio, excepto en los alrededores del SAMS y de la ZCIT, específicamente al este de Brasil y sobre la ZCAS. En el primero de éstos, la diferencia es positiva, de +1 a +7 péntadas (de +1 a +10 por ciento) y en el segundo, de -1 a -7 péntadas (de -1 a -10 por ciento).

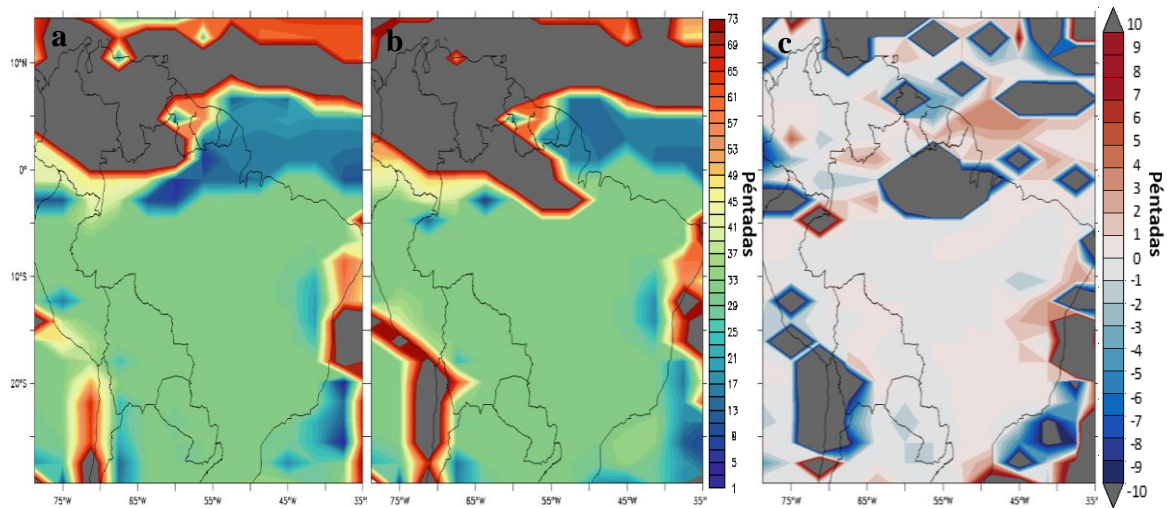


Figura 43: Duraciones de monzón en p ntadas en el Holoceno medio (a), Preindustrial (b) y diferencia de ambos en porcentaje (ΔPP , c) según el modelo IPSL-CM5A-LR.

En el modelo MPI-ESM-P (Figuras 44 (a) y (b)), se muestra que la duración de la estación lluviosa es de 30 p ntadas en casi el todo el territorio del monzón, tanto en el HM como en el PI. Sin embargo, al norte de Perú y noroeste de Brasil, la duración es mayor, de alrededor de 45 p ntadas. Sobre Ecuador, Venezuela, Colombia y Guyana, la duración de aquélla es de 60 p ntadas en promedio. Las zonas de color gris muestran la ubicación de la ZCIT, que es una banda semipermanente, la cual inicia y finaliza casi en la misma péntada. Por este motivo también en sus alrededores, está rodeada por colores rojos y azules oscuros. No se ven muchas diferencias entre las duraciones entre ambos periodos de tiempo analizados. Particularmente en este modelo, la ZCIT se ubica desplazado muy al norte, alrededor de los 10 a 15  N. Al observar las diferencias entre el Holoceno medio y Preindustrial (Figura 44 (c)), se nota que sobre el centro de la Amazon  y sobre la mayor parte del territorio brasilero, la diferencia es nula. Por otra parte, ésta es positiva sobre el norte de Perú, sobre Colombia y sobre parte de la ZCAS. Sus valores van de +1 a +7 p ntadas (+1 a +10 por ciento). También hay diferencias negativas al norte de Brasil, sobre Guyana francesa, Guyana y parte de Venezuela, que van de -1 a -5 p ntadas (-1 a -7 por ciento). Nuevamente, las zonas con diferencias positivas indican una duración más larga del monzón durante el HM a comparación el PI y las negativas, lo contrario.

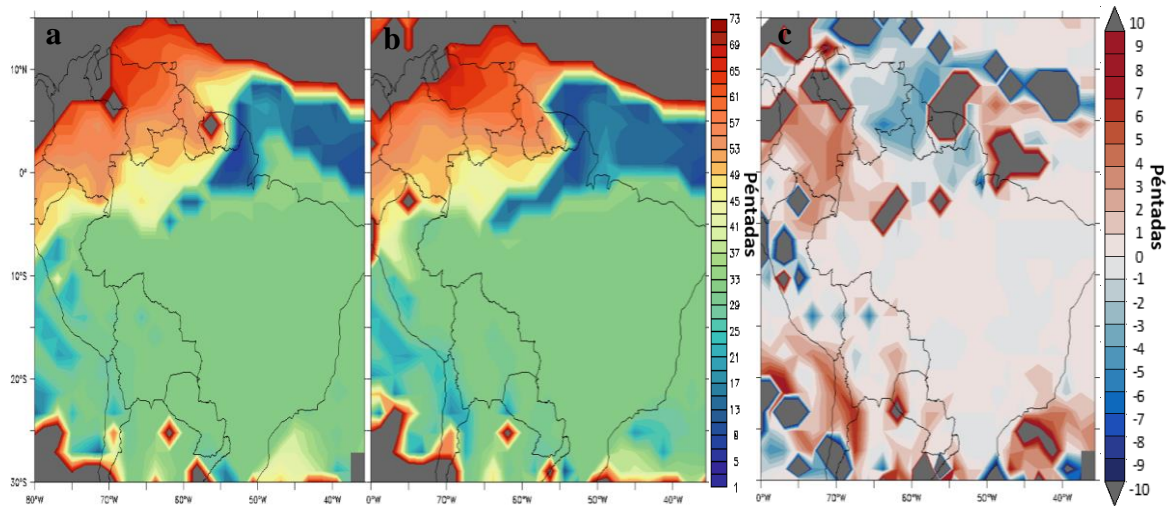


Figura 44: Duraciones de monzón en p ntadas en el Holoceno medio (a), Preindustrial (b) y diferencia de ambos en p ntadas (ΔP , c) según el modelo MPI-ESM-P.

En el modelo MRI-CGCM3 (Figuras 45 (a) y (b)), se muestra que la duración de la estación lluviosa es de 30 p ntadas en casi el todo el territorio del monzón, tanto en el HM como en el PI. Sobre una franja alrededor de los -5° de latitud, sin embargo, las duraciones de monzón son menores, de alrededor de 10 p ntadas. Las zonas de color gris muestran la ubicación de la ZCIT, la cual inicia y finaliza casi en la misma péntada. Por este motivo también en sus alrededores, está rodeada por colores rojos y azules oscuros, que indican duraciones muy extensas o muy cortas. No se observan muchas diferencias entre las duraciones entre ambos periodos de tiempo analizados en ambos periodos de tiempo, según la gráfica. Según la Figura 45 (c), estas diferencias son nulas sobre el centro de la Amazonía y el Chaco. Sin embargo, sí se observan diferencias localizadas en el norte de Perú y Brasil, así como sobre Guayana y Surinam diferencias. Tanto diferencias positivas (color rojo) como diferencias negativas (color azul) est n mezcladas y no se observan patrones claros. Como se mencionó con anterioridad, las zonas rojizas muestran una duración mayor de las lluvias en el Holoceno medio; mientras que las azuladas, una menor duración de las lluvias con respecto al Preindustrial.

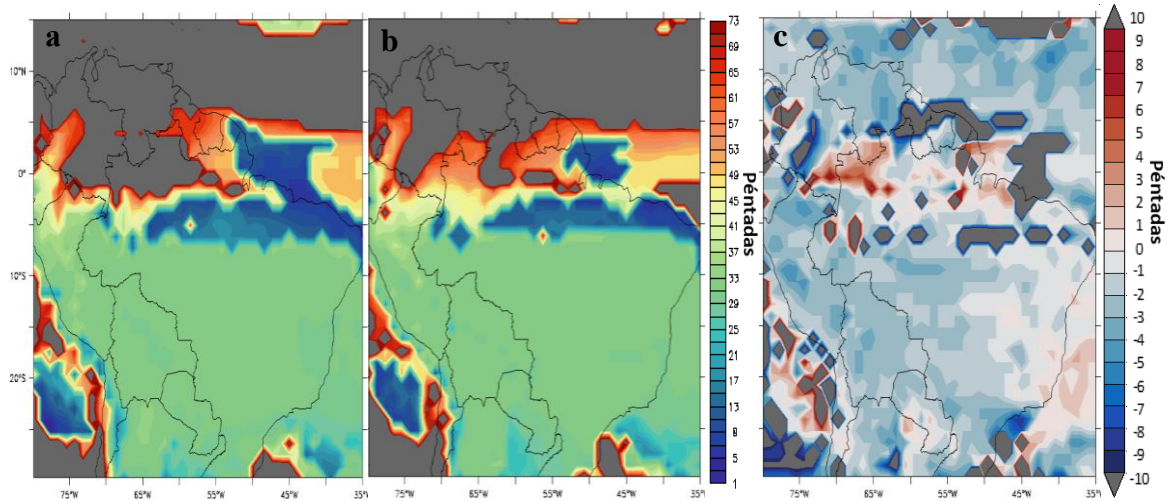


Figura 45: Duraciones de monzón en p ntadas en el Holoceno medio (a), Preindustrial (b) y diferencia de ambos en p ntadas (ΔP , c) según el modelo MRI-CGCM3.

En el modelo MIROC-ESM (Figuras 46 (a) y (b)), se muestra que la duración de la estación lluviosa es de 30 p ntadas en casi el todo el territorio del monzón, tanto en el HM como en el PI. Las zonas de color gris muestran la ubicación de la ZCIT, que es una banda semipermanente, la cual inicia y finaliza casi en la misma péntada. Por este motivo también está rodeada por colores rojos y azules oscuros. No se ven muchas diferencias entre las duraciones entre ambos periodos de tiempo analizados. Según la Figura 46 (c), tampoco se observan diferencias sobre la mayor parte del territorio central del monzón. Sin embargo, sí se observan algunas diferencias en ciertas zonas, siendo las más saltantes los Andes peruanos, este de Brasil y sur de Brasil. En la primera y tercera, se observan matices azules, con valores de -1 a -9 p ntadas (-1 a -12 por ciento). En la segunda, se observan colores que van de +1 a +3 p ntadas (+1 a +4 por ciento). Como se mencionó con anterioridad, las zonas rojizas muestran una duración mayor de las lluvias en el Holoceno medio; mientras que las azuladas, una menor duración de las lluvias con respecto al Preindustrial.

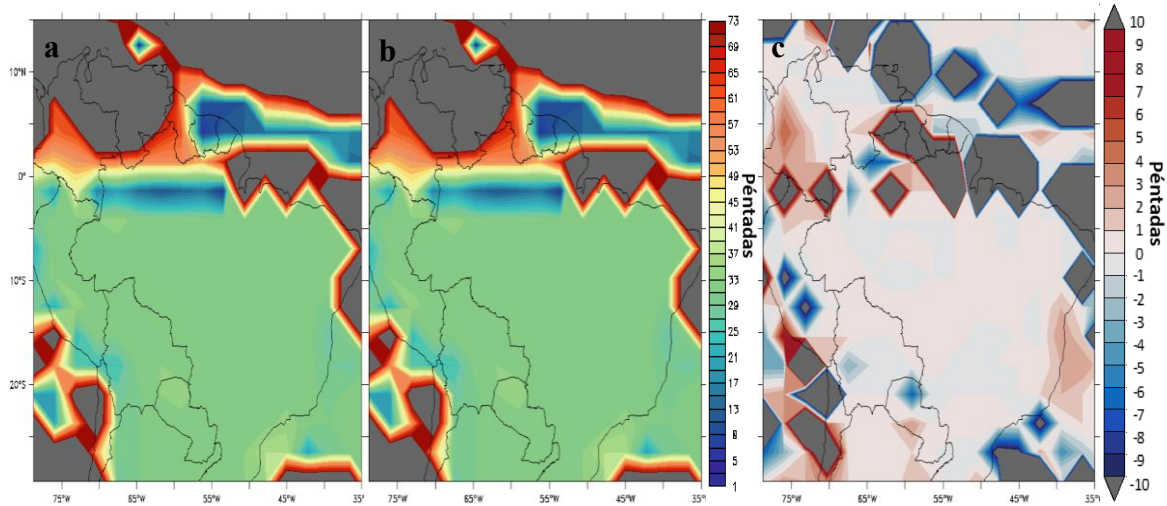


Figura 46: Duraciones de monzón en péntadas en el Holoceno medio (a), Preindustrial (b) y diferencia de ambos en péntadas (ΔP , c) según el modelo MIROC-ESM.

El análisis de los boxplots de la duración de monzón por región (Figuras 47-50), se hará por regiones con ciclos estacionales distintos; por lo tanto, éstos variarán por región. Los boxplots con menos outliers, rango intercuantil y barbas más cortas, son las de regiones más alejadas del ecuador, lo cual es consecuente con lo hallado al analizar los ciclos estacionales de la precipitación y los boxplots de los inicios y fines del periodo húmedo. También se notan pequeños desplazamientos de las cajas que corresponden al HM (azules) con respecto al PI (anaranjado).

En la región Colombia (Figura 47 (a)), la estación lluviosa dura en la mayoría de años, entre 20 a 40 péntadas. Sin embargo, se observan barbas muy largas según varios modelos, así como algunos outliers inferiores. Asimismo, se tienen rangos intercuantiles muy largos con el modelo BCC-CSM-1-1. La climatología actual muestra duraciones de monzón más largas que la mayoría de modelos, tanto en el HM y PI, con valores entre las péntadas 33 a 41 y barbas muy largas. En cuanto a los modelos analizados, se observa que, en la mayoría de éstos, las cajas de duraciones en el Holoceno medio (azules) están desplazadas hacia abajo con respecto al PI. Esto indica una duración más corta del SAMS en el HM.

En Venezuela (Figura 47 b), los modelos muestran duraciones muy distintas entre sí. La mayoría de años tiene fines de entre 41 a 47 péntadas. La climatología actual muestra un rango intercuartil muy amplio, con duraciones de monzón de 25 a 41 péntadas. En la mayoría de modelos, el Holoceno medio es el que presenta mayores duraciones que el PI. No hay un consenso claro entre las duraciones del SAMS. De acuerdo a los modelos BCC-CSM-1-1,

HadGem2-ES, IPSL-CM5A-LR y MRI-CGCM3, las duraciones llegan hasta un máximo de 37 p ntadas. En cambio, según MIROC-ESM y MPI-ESM-P, el SAMS duran de 36 a 45 p ntadas. En esta zona suceden estas diferencias tan grandes porque abarca las latitudes más ecuatoriales, donde los modelos aún se desempeñan de forma inexacta.

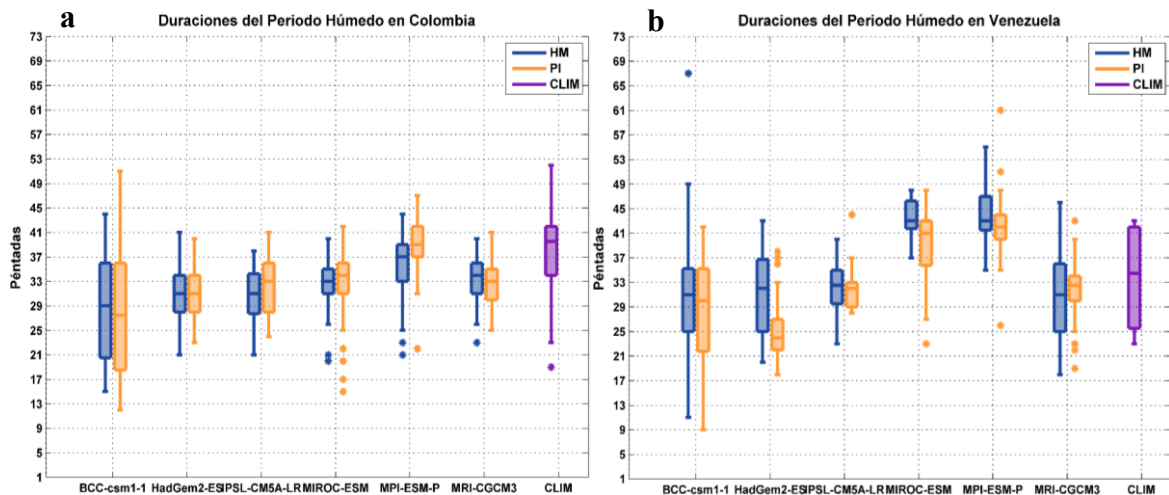


Figura 47: Boxplots de las duraciones de monzón en p ntadas en el Holoceno medio (azul), Preindustrial (anaranjado) y climatología actual (morado) en Colombia (a) y Venezuela (b) según los modelos analizados.

En la región Perú (Figura 48 (a)), la estación lluviosa dura en la mayoría de años, entre 25 a 43 p ntadas. Sin embargo, se observan barbas muy largas según varios modelos, así como algunos outliers. Asimismo, se tienen rangos intercuartiles muy largos según los modelos BCC-CSM-1-1 y MPI-ESM-P. La climatología actual muestra duraciones de monzón con valores entre las p ntadas 29 a 40 y barbas muy largas. En cuanto a los modelos analizados, se observa que, en la mayoría de éstos, las cajas de duraciones en el Holoceno medio (azules) están desplazadas y ligeramente hacia arriba con respecto al PI. Esto indica una duración más larga del SAMS en el HM. Estas variaciones son visiblemente menores a los inicios de monzón. Los modelos que muestran esto son todos, excepto IPSL-CM5A-LR y MRI-CGCM3. El primero de éstos muestra duraciones iguales y el segundo, duraciones más cortas en el HM.

En la región Amazonía (Figura 48 (b)), se muestra un mayor consenso entre los modelos en la duración de la estación húmeda, además de rangos intercuartiles cortos. En promedio, aquélla va de 29 a 37 p ntadas. La climatología actual muestra un rango intercuartil muy amplio, con duraciones de monzón de 25 a 41 p ntadas. No hay un patrón claro entre las diferencias entre duraciones en el HM y el PI. De acuerdo a la mayoría de modelos (IPSL-

CM5A-LR, MIROC-ESM y MPI-ESM-P), el SAMS en el HM dura ligeramente menos. En cambio, según BCC-CSM1-1 y HadGem2-ES, ambos periodos tienen una duración muy similar o igual. Por otro lado, según MRI-CGCM3, dura sutilmente más en el HM. Aun así, todas estas diferencias son muy pequeñas.

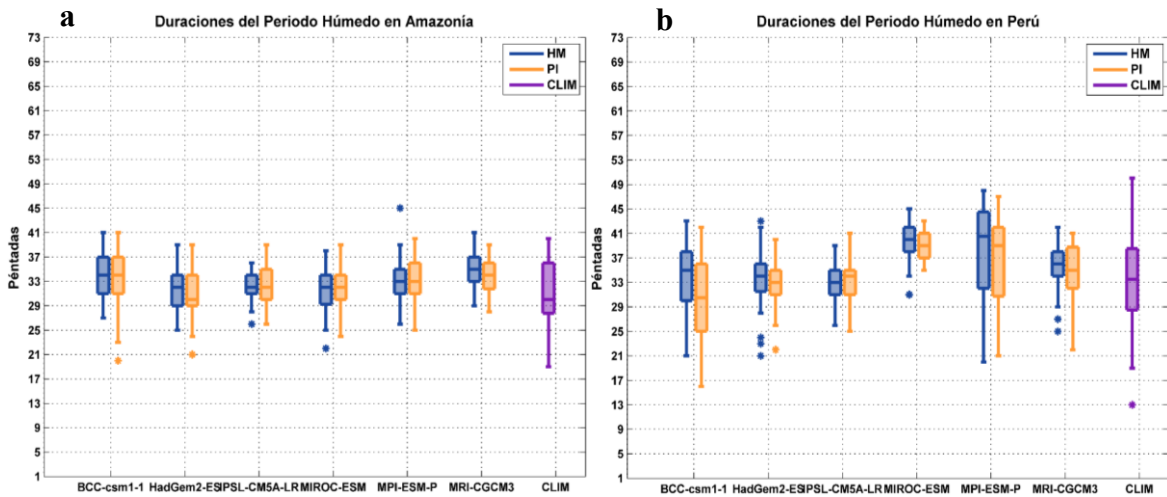


Figura 48: Boxplots de las duraciones de monzón en p ntadas en el Holoceno medio (azul), Preindustrial (anaranjado) y climatología actual (morado) en Perú (a) y Amazonía (b) según los modelos analizados.

En el noreste de Brasil (Figura 49), la estación lluviosa dura, en la mayoría de años, entre 27 a 37 p ntadas. Aquí también se observa un mejor consenso entre los modelos en cuanto a la duración del SAMS. La climatología actual muestra duraciones de monzón con valores entre las p ntadas 29 a 40 y una barba inferior larga. Aquí también las diferencias entre las duraciones del monzón del HM y PI, no muestran consenso. Se observa que las cajas de duraciones en el Holoceno medio (azules) están desplazadas muy ligeramente hacia arriba con respecto al PI según los modelos HadGem-ES y MIROC-ESM, indicando una duración levemente más larga del SAMS en el HM. En cambio, el resto de los modelos (la mayoría), muestra duraciones iguales en ambos periodos.

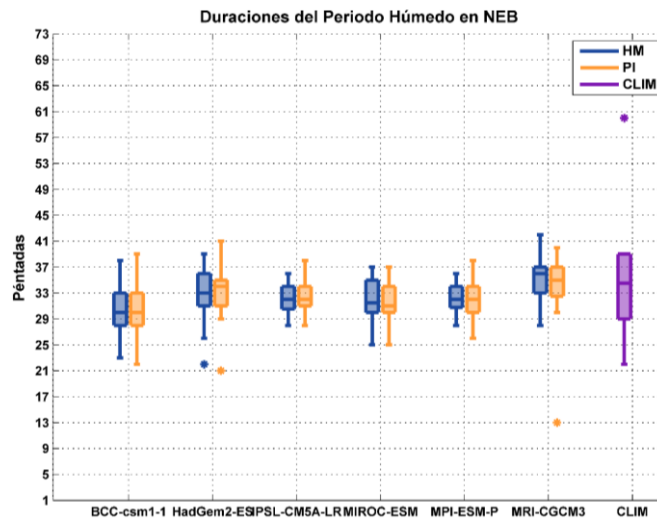


Figura 49: Boxplots de las duraciones de monzón en péntadas en el Holoceno medio (azul), Preindustrial (anaranjado) y climatología actual (morado) en el Noreste de Brasil.

En el Chaco (Figura 50 (a)), la estación lluviosa dura en la mayoría de años, entre 25 a 35 péntadas. En esta región, los modelos muestran consenso en cuanto a las duraciones del monzón y sus rangos intercuartiles son pequeños, aunque tienen barbas grandes. La climatología actual muestra duraciones de monzón con valores entre las péntadas 26 a 33. En cuanto a los modelos analizados, se observa que, según los modelos MPI-ESM-P, MRI-CGCM3 y BCC-CSM1-1, hay una ligera diferencia en las duraciones, siendo ésta ligeramente mayor en el HM. Por otra parte, las duraciones son iguales en el HM y PI según HadGem-ES y MIROC-ESM. Sin embargo, IPSL-CM5A-LR muestra una duración del monzón es más corta en el HM.

En el sureste de Brasil (Figura 50 (b)), se muestran rangos intercuartiles cortos y en consenso entre los modelos. En promedio, la duración en éstos va de 24 a 35 péntadas. La climatología actual muestra un rango intercuartil muy amplio, con duraciones de monzón de 25 a 32 péntadas. Las diferencias de duraciones entre el HM y PI son más claras que en otras regiones, evidenciándose esto en todos los modelos, aunque no en todos con la misma intensidad. Esta diferencia indica una duración de monzón un poco mayor durante el Holoceno medio.

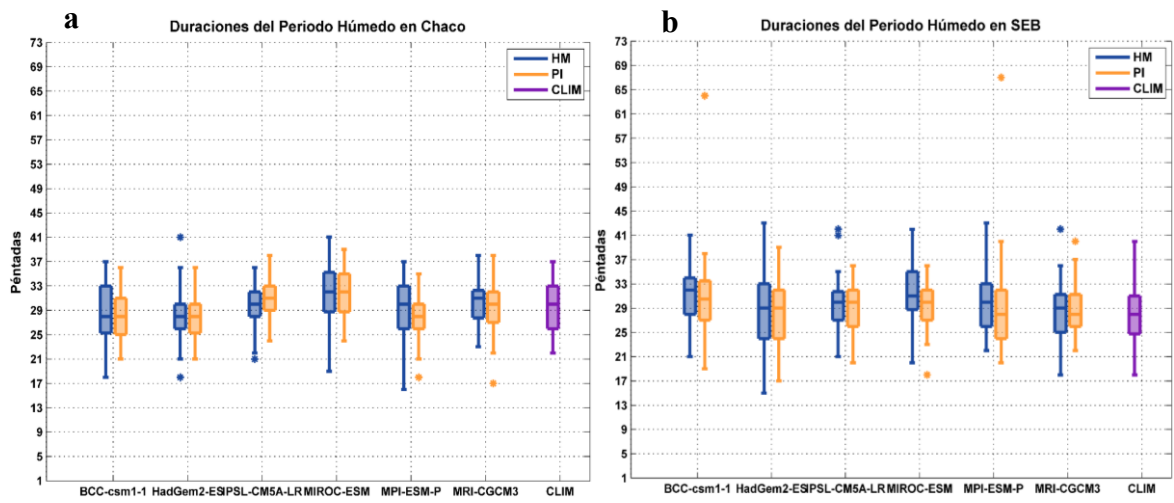


Figura 50: Boxplots de las duraciones de monzón en péntadas en el Holoceno medio (azul), Preindustrial (anaranjado) y climatología actual (morado) en Chaco (a) y Sureste de Brasil (b) según los modelos analizados.

V. CONCLUSIONES

1. Los ciclos estacionales de los ciclos estacionales durante el Holoceno medio y Preindustrial en cada región muestran una variabilidad similar a los ciclos estacionales actuales. Sin embargo, los valores de precipitación varían entre modelos. Se observó que esta variación es grande o pequeña dependiendo de la región. En otras palabras, los modelos muestran diferentes niveles de afinidad por regiones, siendo mayor la similitud entre ellos a mayores latitudes. De esta manera, en la zona más tropical (Colombia y Venezuela), se observó menos afinidad entre ellos. Algo similar sucedió en el Noreste de Brasil. Asimismo, se observó una mediana concordancia entre ellos en las regiones Perú y Amazonía. No obstante, en Chaco y Sureste de Brasil, fue evidente una mayor concordancia. Esto sucede porque los modelos climáticos globales están regidos por ecuaciones que representan de mejor manera el comportamiento de los sistemas atmosféricos en las zonas subtropicales y extratropicales.
2. Al comparar los ciclos estacionales, se observó que en las regiones Venezuela, Perú, Amazonía, Noreste de Brasil, Chaco y Sureste de Brasil, la mayoría de modelos mostraron menores precipitaciones anuales y estacionales en el HM con respecto al PI. Sus diferencias van de -10 a -0,1 por ciento, y en promedio, -4,8 por ciento, mostrando resultados similares a los hallados en Prado *et al* (2013). La zona en donde los cambios son más intensos, es la zona de mayor influencia del SAMS (Amazonía, Chaco y Sureste de Brasil), y es en éstas donde los modelos sí hacen una buena representación de la desintensificación de este sistema en el HM con respecto al PI. De esta manera, estos resultados son consistentes con la teoría de Milankovitch, según la cual los cambios de insolación provocan una estación lluviosa más débil en el HM.

3. En las regiones Colombia, Venezuela, Perú y Noreste de Brasil, algunos modelos indicaron mayor precipitación en el HM, tanto a nivel anual como durante la estación lluviosa. Esto no es consistente con la teoría de Milankovitch, según la cual debería haber mayor precipitación en el PI por los cambios de insolación en el HM. La razón es que los modelos desplazan a la ZCIT, lo que disminuye las precipitaciones de verano en esta zona. Los modelos que mostraron este comportamiento son BCC, IPSL, MIROC, MPI y MRI en Colombia; MIROC, MPI y MRI en Venezuela; MIROC y MPI en Perú y finalmente, BCC, IPSL Y MIROC en NEB. Sin embargo, en el caso del NEB, se esperaba que los modelos muestren un incremento de precipitaciones en el Holoceno medio. Esto se cumple solo parcialmente, ya que solo algunos modelos muestran esto durante toda la estación lluviosa y, en promedio, se obtuvo un inicio de monzón con mayores precipitaciones durante el HM, pero el resto de la estación lluviosa con menor precipitación.
4. La distribución espacial de inicios, fines y duraciones según los modelos del PMIP3/CMIP5, tienen una distribución espacial que cambia entre ellos. Sin embargo, si se comparan las distribuciones espaciales entre el HM y PI de un mismo modelo, éstas son similares. La posición de la ZCIT según los modelos está ubicada ligeramente más al sur o más al norte que en la actualidad. Esto es un defecto de los mismos.
5. Los modelos mostraron concordancia en los inicios de monzón. Éstos evidenciaron un adelanto durante el HM. Es decir, empiezan pocas pñtadas (de 1 a 4) antes en todas las regiones. El NEB muestra diferencias más pequeñas.
6. Los fines de monzón evidencian que el SAMS son prematuros durante el HM. Específicamente, habría terminado de 1 a 3 pñtadas antes que en el PI. Las regiones NEB, Chaco y SEB muestran diferencias de fines más pequeñas (de una o dos pñtadas) o iguales a cero. Venezuela, por otra parte, no mostró concordancia entre los modelos, pero la mayoría de estos evidenció fines más tardíos en el HM.
7. Las duraciones del monzón mostraron aspectos interesantes. En primer lugar, en la zona de mayor influencia del monzón, ambos periodos muestran duraciones muy similares, de alrededor de 30 pñtadas. Al comparar las duraciones en el HM y PI, se

muestra que éstas son iguales a cero o muy ligeramente positivas o negativas, dependiendo de la región. Colombia mostró claramente una duración más corta (de alrededor de una péntada) en el HM. Por el contrario, Venezuela muestra un SAMS más largo en el HM. Esto sería por los cambios en la posición de la ZCIT. En Perú, Amazonía y el NEB, éstas son iguales a cero. Sin embargo, el Chaco y SEB, evidenciaron duraciones un poco más largas durante el HM. Esto se daría por condiciones locales.

8. En resumen, el SAMS durante en HM inicia de 1 a 4 péntadas antes y finaliza de 1 a 3 péntadas antes. Sin embargo, en general, tiene una duración similar a la del PI, aunque esta última depende de la región.

VI. RECOMENDACIONES

1. Determinar los inicios, fines y duraciones del SAMS utilizando los modelos del PMIP4/CMIP6 cuando éstos ya estén listos para utilizarse.
2. Utilizar otros métodos de inicio y fin de monzón y hacer comparaciones entre ellos. Especialmente se recomienda usar, además, el método de Liebmann y Marengo (2001) y el índice LISAM (Da Silva y de Carvalho 2007) si es que se cuenta con todas las variables que éstos requieren para su cálculo.
3. Aplicar el método de *downscaling* dinámico para la determinación de inicios, fines y duraciones del SAMS en Sudamérica.
4. Comparar datos de *proxies* recientemente estudiados en la zona de estudio con los datos de modelos globales. Asimismo, se recomienda utilizar estos *proxies* para aplicar el método de asimilación de datos en los modelos PMIP.

VII. BIBLIOGRAFÍA

- Bazo, J., Lorenzo, M. D. L. N., & Porfirio Da Rocha, R. (2013). Relationship between monthly rainfall in NW peru and tropical sea surface temperature. *Advances in Meteorology*, 2013(February). <https://doi.org/10.1155/2013/152875>
- Bedoya-Soto, J. M., Aristizábal, E., Carmona, A. M., & Poveda, G. (2019). Seasonal shift of the diurnal cycle of rainfall over medellin's valley, central andes of Colombia (1998–2005). *Frontiers in Earth Science*, 7(May). <https://doi.org/10.3389/feart.2019.00092>
- Berger, A. (1988). Milankovitch Theory and climate. *Reviews of Geophysics*, 26(4), 624–657. <https://doi.org/10.1029/RG026i004p00624>
- Berger, A., & Loutre, M. F. (1991). Insolation Values for the Climate of the Last 10 Million Years. *Quaternary Science Reviews*, 10, 297–317.
- Bhend, J., Franke, J., Folini, D., Wild, M., & Brönnimann, S. (2012). An ensemble-based approach to climate reconstructions. *Climate of the Past*, 8(3), 963–976. <https://doi.org/10.5194/cp-8-963-2012>
- Blacutt, L. A., Herdies, D. L., de Gonçalves, L. G. G., Vila, D. A., & Andrade, M. (2015). Precipitation comparison for the CFSR, MERRA, TRMM3B42 and Combined Scheme datasets in Bolivia. *Atmospheric Research*, 163, 117–131. <https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2015.02.002>
- Bosmans, J. H. C., Drijfhout, S. S., Tuenter, E., Lourens, L. J., Hilgen, F. J., & Weber, S. L. (2011). Monsoonal response to mid-holocene orbital forcing in a high resolution GCM. *Climate of the Past Discussions*, 7(5), 3609–3652. <https://doi.org/10.5194/cpd-7-3609-2011>
- Bovolo, C. I., Pereira, R., Parkin, G., Kilsby, C., & Wagner, T. (2012). Fine-scale regional

- climate patterns in the Guianas, tropical South America, based on observations and reanalysis data. *International Journal of Climatology*, 32(11), 1665–1689.
<https://doi.org/10.1002/joc.2387>
- Braconnot, P., Otto-Bliesner, B., Harrison, S., Joussaume, S., Peterchmitt, J. Y., Abe-Ouchi, A., ... Zhao, Y. (2007). Results of PMIP2 coupled simulations of the Mid-Holocene and last glacial maximum - Part 1: Experiments and large-scale features. *Climate of the Past*, 3(2), 261–277. <https://doi.org/10.5194/cp-3-261-2007>
- Braconnot, Pascale, Harrison, S. P., Kageyama, M., Bartlein, P. J., Masson-Delmotte, V., Abe-Ouchi, A., ... Zhao, Y. (2012). Evaluation of climate models using palaeoclimatic data. *Nature Climate Change*, 2(6), 417–424.
<https://doi.org/10.1038/nclimate1456>
- Braconnot, Pascale, & Peterschmitt, J.-Y. (n.d.). 6ka Experimental Design. Retrieved March 3, 2019, from <https://wiki.lsce.ipsl.fr/pmip3/doku.php/pmip3:design:6k:final>
- Carvalho, L., & Jones, C. (2016). *The Monsoons and Climate Change* (Primera; L. Carvalho & C. Jones, Eds.). Heidelberg, New York, Dordrecht, London: Springer Climate.
- Carvalho, L., Jones, C., Posadas, A., Quiroz, R., Bookhagen, B., & Liebmann, B. (2011). Assessment of precipitation characteristics in the South American Monsoon System from different data sets. *Science and Technology Infusion Climate Bulletin*, (October), 20.
- Correia Filho, W. L. F., De Oliveira-Júnior, J. F., De Barros Santiago, D., De Bodas Terassi, P. M., Teodoro, P. E., De Gois, G., ... Dos Santos, P. J. (2019). Rainfall variability in the Brazilian northeast biomes and their interactions with meteorological systems and ENSO via CHELSA product. *Big Earth Data*, 3(4), 315–337.
<https://doi.org/10.1080/20964471.2019.1692298>
- Cruz, F. W., Vuille, M., Burns, S. J., Wang, X., Cheng, H., Werner, M., ... Nguyen, H. (2009). Orbitally driven east-west antiphasing of South American precipitation. *Nature Geoscience*, 2(3), 210–214. <https://doi.org/10.1038/ngeo444>
- da Silva, A. E., & de Carvalho, L. M. V. (2007). Large-scale index for South America

- Monsoon (LISAM). *Atmospheric Science Letters*, 8(October), 51–57.
<https://doi.org/10.1002/asl.150>
- de Carvalho, L. M. V., & Jones, C. (2016). *The Monsoons and Climate Change* (L. M. V. de Carvalho & C. Jones, Eds.). Springer Climate. https://doi.org/10.1007/978-3-319-21650-8_1
- De Freitas, H. A., Pessenda, L. C. R., Aravena, R., Marques Gouveia, S. E., de Souza Ribeiro, A., & Boulet, R. (2001). Late Quaternary vegetation dynamics in the southern Amazon Basin inferred from carbon isotopes in soil organic matter. *Quaternary Research*, 55(1), 39–46. <https://doi.org/10.1006/qres.2000.2192>
- Dias De Melo, M. L., & Marengo, J. A. (2008). The influence of changes in orbital parameters over South American climate using the CPTEC AGCM: Simulation of climate during the mid Holocene. *The Holocene*, 18(4), 501–516.
<https://doi.org/10.1177/0959683608089205>
- Espinoza, J. C., Garreaud, R., Poveda, G., Arias, P. A., Molina-Carpio, J., Masiokas, M., ... Scaff, L. (2020). Hydroclimate of the Andes Part I: Main Climatic Features. *Frontiers in Earth Science*, 8(March), 1–20. <https://doi.org/10.3389/feart.2020.00064>
- Espinoza Villar, J. C., Ronchail, J., Guyot, J. L., Cochonneau, G., Filizola, N., Lavado, W., ... Vauchel, P. (2008). Spatio-temporal rainfall variability in the Amazon basin countries (Brazil, Peru, Bolivia, Colombia, and Ecuador). *International Journal of Climatology*, 29(December 2008), 1574–1594. <https://doi.org/10.1002/joc>
- Gan, M. A., Kousky, V. E., & Ropelewski, C. F. (2004). The South America Monsoon circulation and its relationship to rainfall over west-central Brazil. *Journal of Climate*, 17(1), 47–66. [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(2004\)017<0047:TSAMCA>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(2004)017<0047:TSAMCA>2.0.CO;2)
- Garcia, M., Raes, D., Jacobsen, S. E., & Michel, T. (2007). Agroclimatic constraints for rainfed agriculture in the Bolivian Altiplano. *Journal of Arid Environments*, 71(1), 109–121. <https://doi.org/10.1016/j.jaridenv.2007.02.005>
- Garcia, S. R., & Kayano, M. T. (2006). Variabilidade do sistema de monção da América do Sul: relações com a oscilação decadal do Pacífico. Instituto Nacional de Pesquisas

Espaciais.

- Garreaud, R. D., & Aceituno, P. (2001). Interannual rainfall variability over the South American Altiplano. *Journal of Climate*, *14*(12), 2779–2789.
[https://doi.org/10.1175/1520-0442\(2001\)014<2779:IRVOTS>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(2001)014<2779:IRVOTS>2.0.CO;2)
- Garreaud, René D., & Aceituno, P. (2007). *The physical geography of South America* (T. Veblen, K. R. Young, & A. R. Orme, Eds.). New York: Oxford University Press.
- Garreaud, René D., Vuille, M., Compagnucci, R., & Marengo, J. (2009). Present-day South American climate. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, *281*(3–4), 180–195. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2007.10.032>
- Gladstone, R. M., Ross, I., Valdes, P. J., Abe-Ouchi, A., Braconnot, P., Brewer, S., ... Vettoretti, G. (2005). Mid-Holocene NAO: A PMIP2 model intercomparison. *Geophysical Research Letters*, *32*(16), 1–4. <https://doi.org/10.1029/2005GL023596>
- Grimm, A. M., Vera, C. S., & Mechoso, C. R. (2005). THE SOUTH AMERICAN MONSOON SYSTEM. *The Global Monsoon System: Research and Forecast. WMO – IWM-III*, *13*(2004), 197–206.
- Gurgiser, W., Juen, I., Singer, K., Neuburger, M., Schauwecker, S., Hofer, M., & Kaser, G. (2016). Comparing peasants' perceptions of precipitation change with precipitation records in the tropical Callejon de Huaylas, Peru. *Earth System Dynamics*, *7*(2), 499–515. <https://doi.org/10.5194/esd-7-499-2016>
- Hawkins, E. (2017). Defining 'pre-industrial'. Retrieved from Climate Lab Book website: <https://www.climate-lab-book.ac.uk/2017/defining-pre-industrial/>
- Herrera, S., Pinto, L., Deckart, K., Cortés, J., & Valenzuela, J. I. (2017). Evolución tectonoestratigráfica y arquitectura cenozoica de los Andes Centrales en el norte de Chile, región de Aquine, Cordillera Occidental (19°-19°30' S). *Andean Geology*, *44*(2), 87–122. <https://doi.org/10.5027/andgeoV44n2-a01>
- Ilcev, S. D. (2018). *Global Satellite Meteorological Observation (GSMO) Theory Volume I* (First Edit). Durban: Springer International Publishing AG 2018.
https://doi.org/10.1007/978-3-319-67119-2_1

- Imbrie, J., & Imbrie, J. Z. (1980). Modeling the climatic response to orbital variations. *Science*, 207(4434), 943–953. <https://doi.org/10.1126/science.207.4434.943>
- IPCC. (2013). Climate Change 2013: The Physical Science Basis. In T. F. Stocker, D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S. K. Allen, J. Boschung, ... P. M. Midgley (Eds.), *Researchgate.Net*. Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA: Cambridge University Press. <https://doi.org/10.1017/CBO9781107415324.Summary>
- Joussaume, S., & Braconnot, P. (1997). Sensitivity of paleoclimate simulation results to season definitions. *Journal of Geophysical Research Atmospheres*, 102(2), 1943–1956. <https://doi.org/10.1029/96jd01989>
- Kageyama, M., Harrison, S. P., Haywood, S. P., Abe-ouchi, J. -y, Albani, A., Bartlein, S., ... Zhou. (2018). PMIP4--CMIP6: the contribution of the Paleoclimate Modelling Intercomparison Project to CMIP6. *Geoscientific Model Development Discussions*, 11(3), 11. <https://doi.org/10.5194/gmd-2016-106>
- Knutti, R., Masson, D., & Gettelman, A. (2013). Climate model genealogy: Generation CMIP5 and how we got there. *Geophysical Research Letters*, 40(6), 1194–1199. <https://doi.org/10.1002/grl.50256>
- 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.
- Krishnamurti, T. N., Stefanova, L., & Misra, V. (2013). *Tropical Meteorology: An Introduction*. <https://doi.org/10.1007/978-1-4614-7409-8>
- Laskar, J., Fienga, A., Gastineau, M., & Manche, H. (2011). Milankovitch Orbital Data Viewer. <https://doi.org/10.1051/0004-6361>
- Liebmann, B., & Marengo, J. A. (2001). Interannual variability of the rainy season and rainfall in the Brazilian Amazon Basin. *Journal of Climate*, 14(22), 4308–4318. [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(2001\)014<4308:IVOTRS>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(2001)014<4308:IVOTRS>2.0.CO;2)
- Loutre, M. F. *Ice Ages (Milankovitch Theory) ´* , (2003).
- Marengo, J. A., Liebmann, B., Grimm, A. M., Misra, V., Silva Dias, P. L., Cavalcanti, I. F.

- A., ... Alves, L. M. (2012). Recent developments on the South American monsoon system. *International Journal of Climatology*, 32(1), 1–21.
<https://doi.org/10.1002/joc.2254>
- Marengo, J. A., Liebmann, B., Kousky, V. E., Filizola, N. P., & Wainer, I. C. (2001). Onset and End of the Rainy Season in the Brazilian Amazon Basin. *Journal of Climate*, 14, 833–852. [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(2001\)014<0833:OAEOTR>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(2001)014<0833:OAEOTR>2.0.CO;2)
- Mechoso, C. R., Robertson, a W., Ropelewski, C. F., & Grimm, a M. (2005). The American Monsoon Systems. *The Global Monsoon System: Research and Forecast. WMO – IWM-III*, 13(2004), 197–206.
- Mourão, C., Chou, S. C., & Marengo, J. (2016). Downscaling Climate Projections over La Plata Basin. *Atmospheric and Climate Sciences*, 06(01), 1–12.
<https://doi.org/10.4236/acs.2016.61001>
- Nobre, C. A., Marengo, J. A., Seluchi, M. E., Cuartas, L. A., & Alves, L. M. (2016). Some Characteristics and Impacts of the Drought and Water Crisis in Southeastern Brazil during 2014 and 2015. *Journal of Water Resource and Protection*, 08(02), 252–262.
<https://doi.org/10.4236/jwarp.2016.82022>
- O’Driscoll, L. J., Richards, M. A., & Humphreys, E. D. (2012). Nazca-South America interactions and the late Eocene-late Oligocene flat-slab episode in the central Andes. *Tectonics*, 31(2), 1–16. <https://doi.org/10.1029/2011TC003036>
- Oscar A. Rueda y German Poveda. (2006). *Variabilidad espacial y temporal del chorro del Chocó y su efecto en la hidroclimatología del Pacífico Colombiano Oscar A . Rueda y German Poveda Maestría en Ingeniería – Recursos Hidráulicos Universidad Nacional de Colombia , Sede Medellín centro del país.* (May 2014).
- Prado, L. F., Wainer, I., & Chiessi, C. M. (2013). Mid-Holocene PMIP3/CMIP5 model results: Intercomparison for the South American Monsoon System. *The Holocene*, 23(12), 1915–1920. <https://doi.org/10.1177/0959683613505336>
- Prado, L. F., Wainer, I., Chiessi, C. M., Ledru, M. P., & Turcq, B. (2013). A mid-Holocene climate reconstruction for eastern South America. *Climate of the Past*, 9(5), 2117–

2133. <https://doi.org/10.5194/cp-9-2117-2013>

Raia, A., & de Albuquerque Cavalcanti, I. F. (2008). The life cycle of the South American monsoon system. *Journal of Climate*, 21(23), 6227–6246.

<https://doi.org/10.1175/2008JCLI2249.1>

Ramage, C. (1971). Monsoon Meteorology. *International Geophysics Series*, 15, iv.

[https://doi.org/10.1016/s0074-6142\(08\)60597-5](https://doi.org/10.1016/s0074-6142(08)60597-5)

Segura, H., Junquas, C., Espinoza, J. C., Vuille, M., Jauregui, Y. R., Rabatel, A., ... Lebel, T. (2019). New insights into the rainfall variability in the tropical Andes on seasonal and interannual time scales. *Climate Dynamics*, 53(1–2), 405–426.

<https://doi.org/10.1007/s00382-018-4590-8>

Shimizu, M. H., Ambrizzi, T., & Liebmann, B. (2017). Extreme precipitation events and their relationship with ENSO and MJO phases over northern South America.

International Journal of Climatology, 37(6), 2977–2989.

<https://doi.org/10.1002/joc.4893>

Silva Dias, P. L., Schubert, W. H., & Demaria, M. (1983). Large-scale response of the tropical atmosphere to transient convection. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 40(11), 2689–2707. [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1983\)040<2689:LSROTT>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1983)040<2689:LSROTT>2.0.CO;2)

Silva Dias, P., Turcq, B., Silva Dias, M., Braconnot, P., & Jorgetti, T. (2009). Mid-Holocene Climate of Tropical South America: A Model-Data Approach. In F. Vimeux, F. Sylvestre, & M. Khodri (Eds.), *Past Climate Variability in South America and Surrounding Regions* (p. 421). Springer Netherlands. <https://doi.org/10.1007/978-90-481-2672-9>

Silva, V., & Kousky, V. E. (2012a). The South American Monsoon System: Climatology and Variability. In S.-Y. Wang (Ed.), *Modern Climatology* (First, p. 398). Croatia.

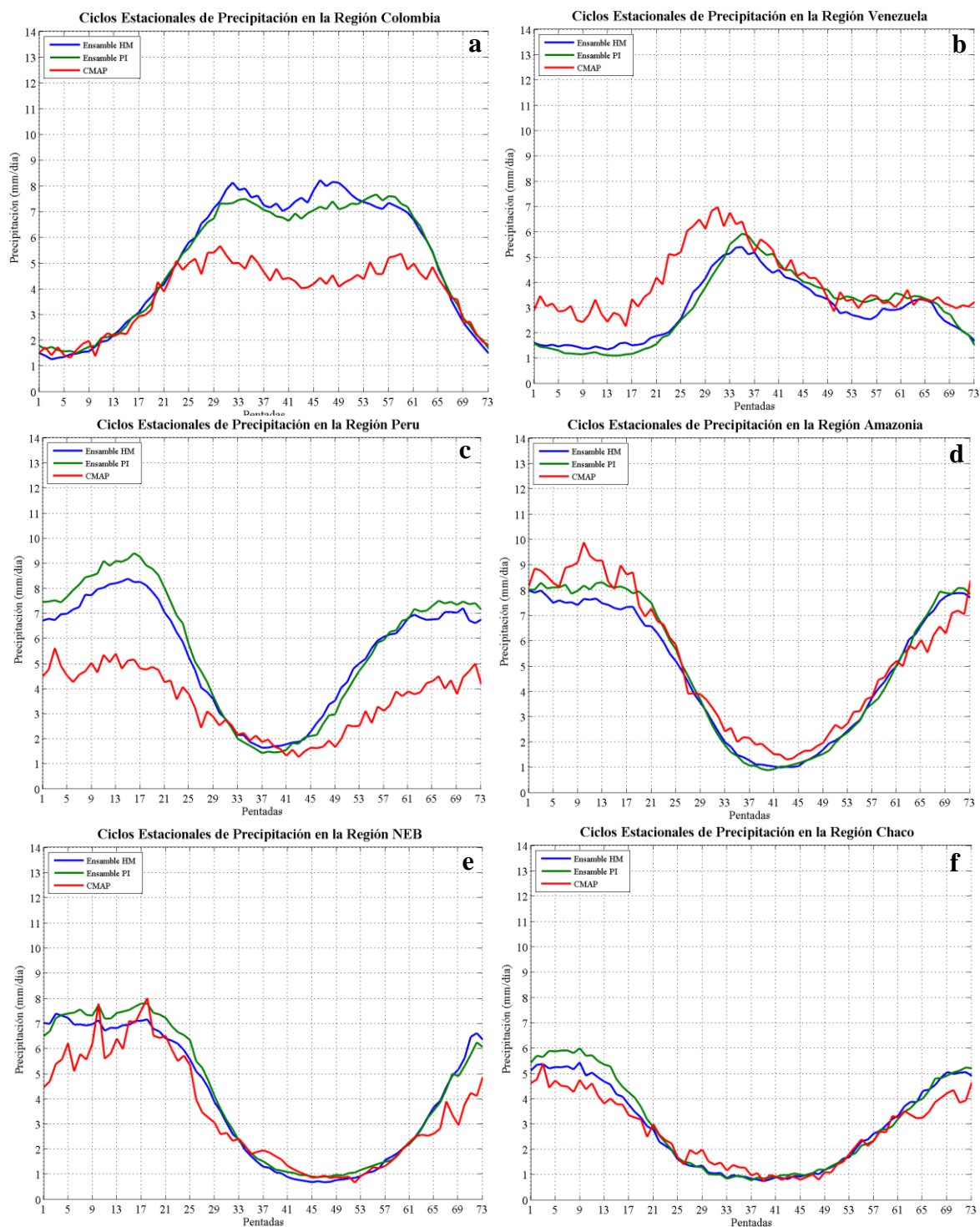
Silva, V., & Kousky, V. E. (2012b). The South American Monsoon System: Climatology and Variability. In S.-Y. Wang (Ed.), *Modern Climatology* (p. 398). InTech.

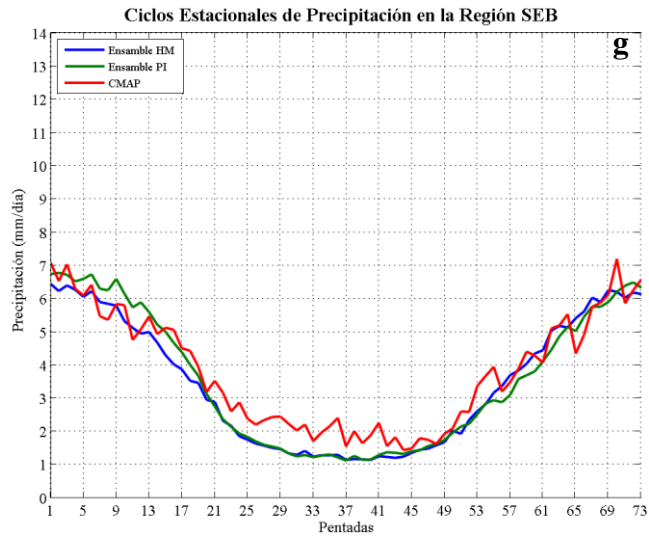
Slingo, J. (2003). Monsoon. *Monsoon*, 1365–1370. Reading: University of Reading. <https://doi.org/10.1533/9781782420569.183>

- Steinhilber, F., Beer, J., & Fröhlich, C. (2009). Total solar irradiance during the Holocene. *Geophysical Research Letters*, *36*(19), 2–5. <https://doi.org/10.1029/2009GL040142>
- Taylor, K. E., Stouffer, R. J., & Meehl, G. A. (2012). An overview of CMIP5 and the experiment design. *Bulletin of the American Meteorological Society*, *93*(4), 485–498. <https://doi.org/10.1175/BAMS-D-11-00094.1>
- Taylor, K. E., Stouffer, R. J., & Meehl, G. a. (2008). *A Summary of the CMIP5 Experiment Design*. 1–33. <https://doi.org/10.1175/BAMS-D-11-00094.1>
- Turcq, B., Braconnot, P., Cordeiro, R. C., Sifeddine, A., Leite, P., Abrão, J. J., ... Simões, L. (2007). Mudanças paleoclimáticas na Amazônia durante o Holoceno. *Ciência & Ambiente*.
- Vera, C., Higgins, W., Amador, J., Ambrizzi, T., Garreaud, R., Gochis, D., ... Zhang, C. (2006). Toward a unified view of the American monsoon systems. *Journal of Climate*, *19*(20), 4977–5000. <https://doi.org/10.1175/JCLI3896.1>
- Wang, B., & Ding, Q. (2008). Global monsoon: Dominant mode of annual variation in the tropics. *Dynamics of Atmospheres and Oceans*, *44*(3–4), 165–183. <https://doi.org/10.1016/j.dynatmoce.2007.05.002>
- Webster, P. J., Magaña, V. O., Palmer, T. N., Shukla, J., Tomas, R. A., Yanai, M., & Yasunari, T. (1998). Monsoons: Processes, predictability, and the prospects for prediction. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, *103*(C7), 14451–14510. <https://doi.org/10.1029/97jc02719>
- Zachos, J., Pagani, H., Sloan, L., Thomas, E., & Billups, K. (2001). Trends, rhythms, and aberrations in global climate 65 Ma to present. *Science*, *292*(5517), 686–693. <https://doi.org/10.1126/science.1059412>
- Zeng, Q. (2002). the Global Monsoon Systems. 3–5. https://doi.org/10.1142/9789812777744_0001
- Zhou, J., & Lau, K. M. (1998). Does a monsoon climate exist over South America? *Journal of Climate*, *11*(5), 1020–1040. [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(1998\)011<1020:DAMCEO>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(1998)011<1020:DAMCEO>2.0.CO;2)

VIII. ANEXOS

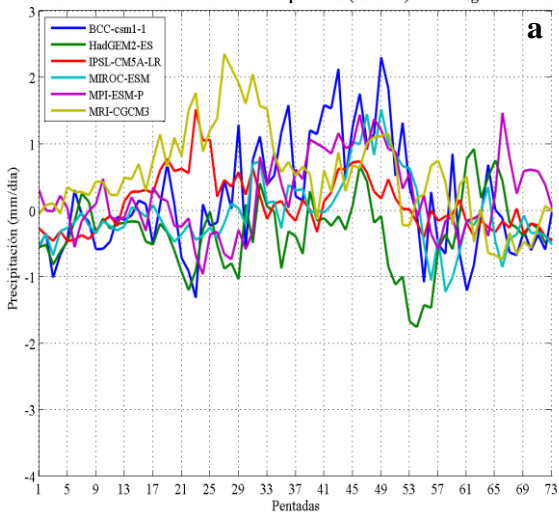
Anexo 1: Promedios de los ciclos estacionales en p ntadas de las regiones de estudio: en Colombia (a), Venezuela (b), Perú (c), Amazonía (d), NEB (e), Chaco (f) y SEB (g).



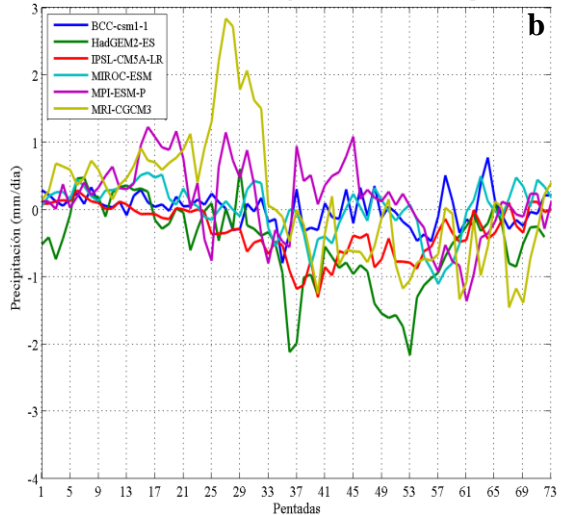


Anexo 2: Diferencias de ciclos estacionales (HM-PI) en péntadas de las regiones de estudio: en Venezuela (a), Colombia (b), Perú (c), Amazonía (d), NEB (e), Chaco (f) y SEB (g).

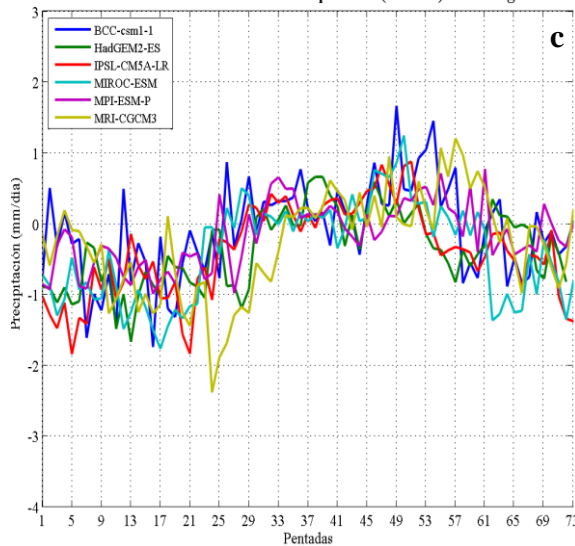
Diferencias de Ciclo Estacional de Precipitación (HM-PI) en la Región Colombia



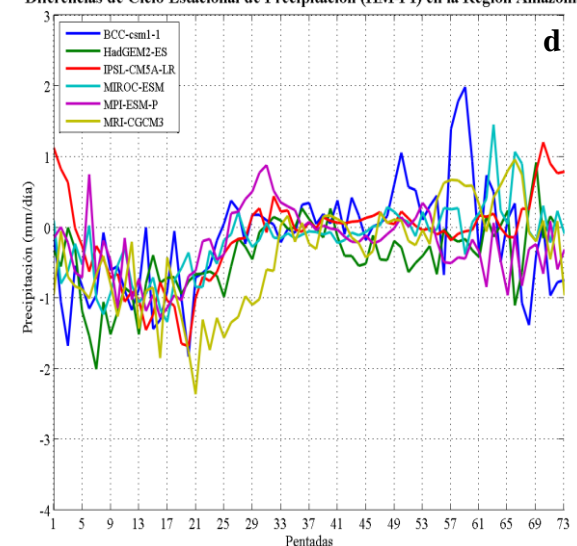
Diferencias de Ciclo Estacional de Precipitación (HM-PI) en la Región Venezuela



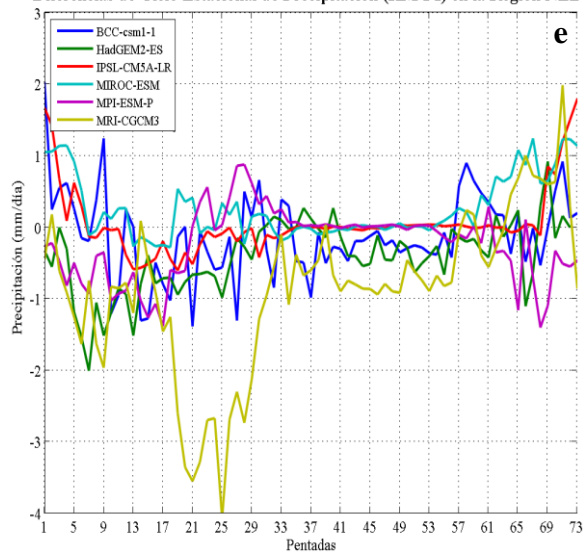
Diferencias de Ciclo Estacional de Precipitación (HM-PI) en la Región Perú



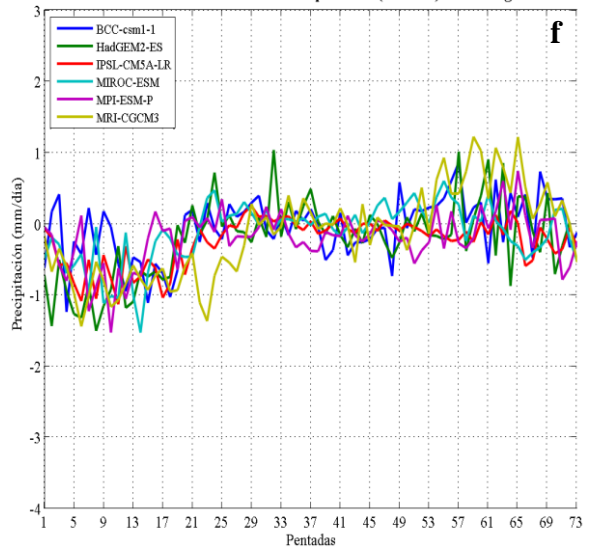
Diferencias de Ciclo Estacional de Precipitación (HM-PI) en la Región Amazonía



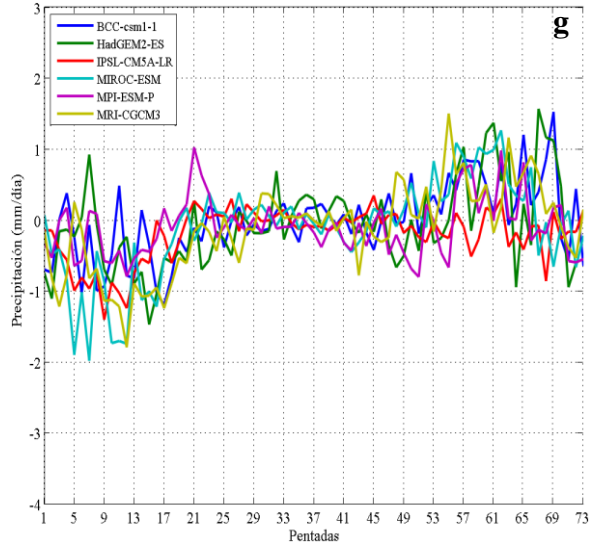
Diferencias de Ciclo Estacional de Precipitación (HM-PI) en la Región NEB



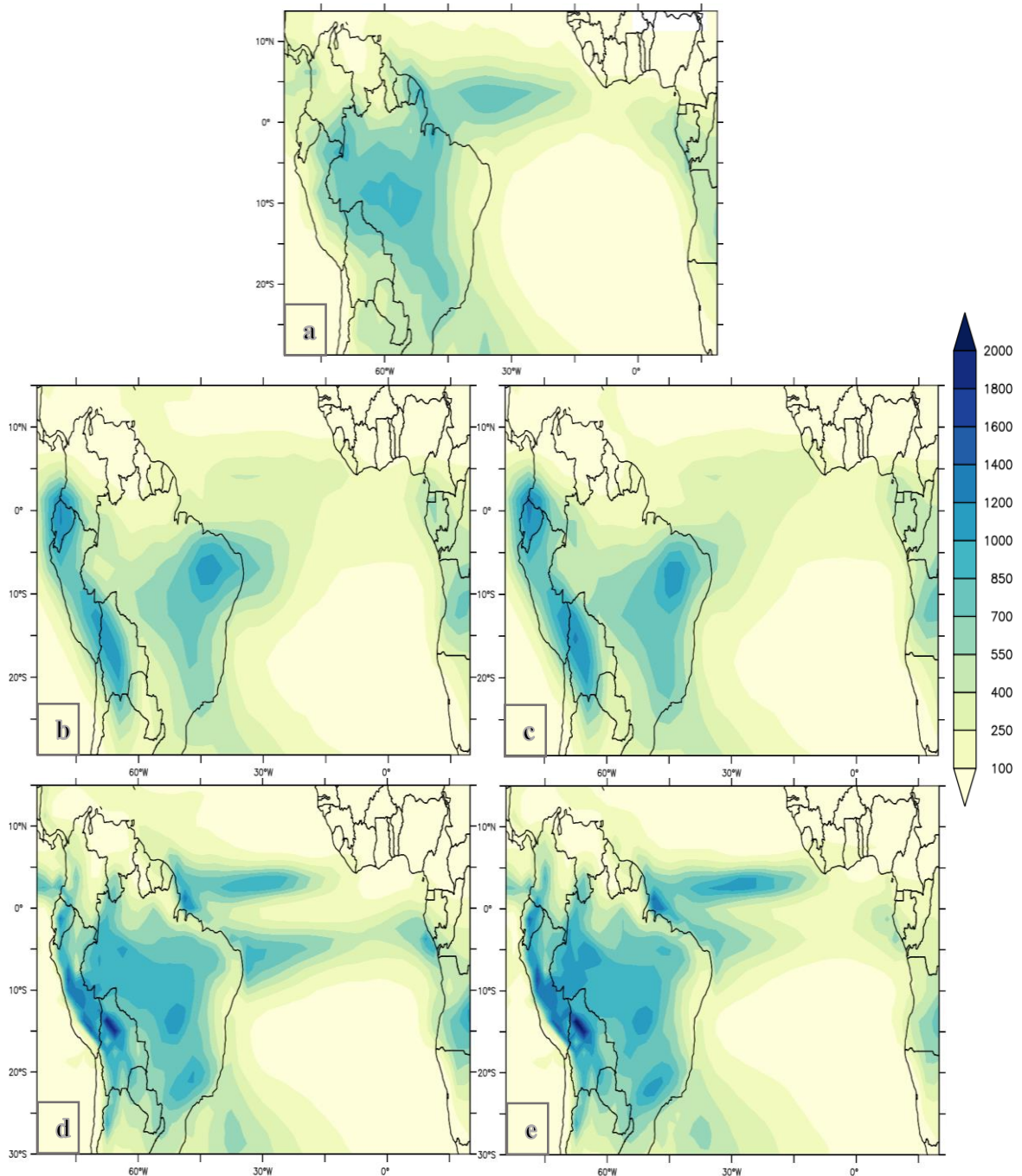
Diferencias de Ciclo Estacional de Precipitación (HM-PI) en la Región Chaco

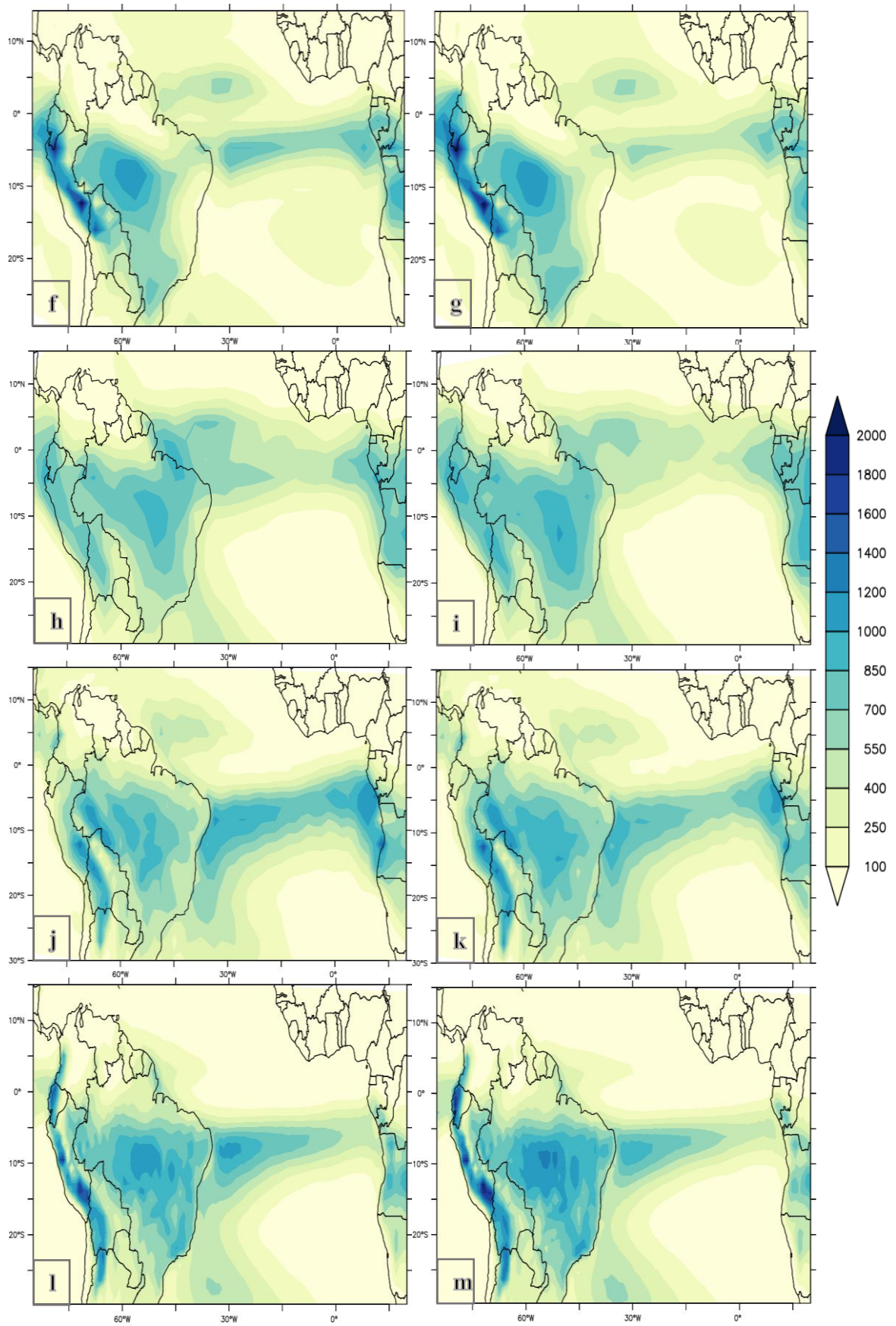


Diferencias de Ciclo Estacional de Precipitación (HM-PI) en la Región SEB

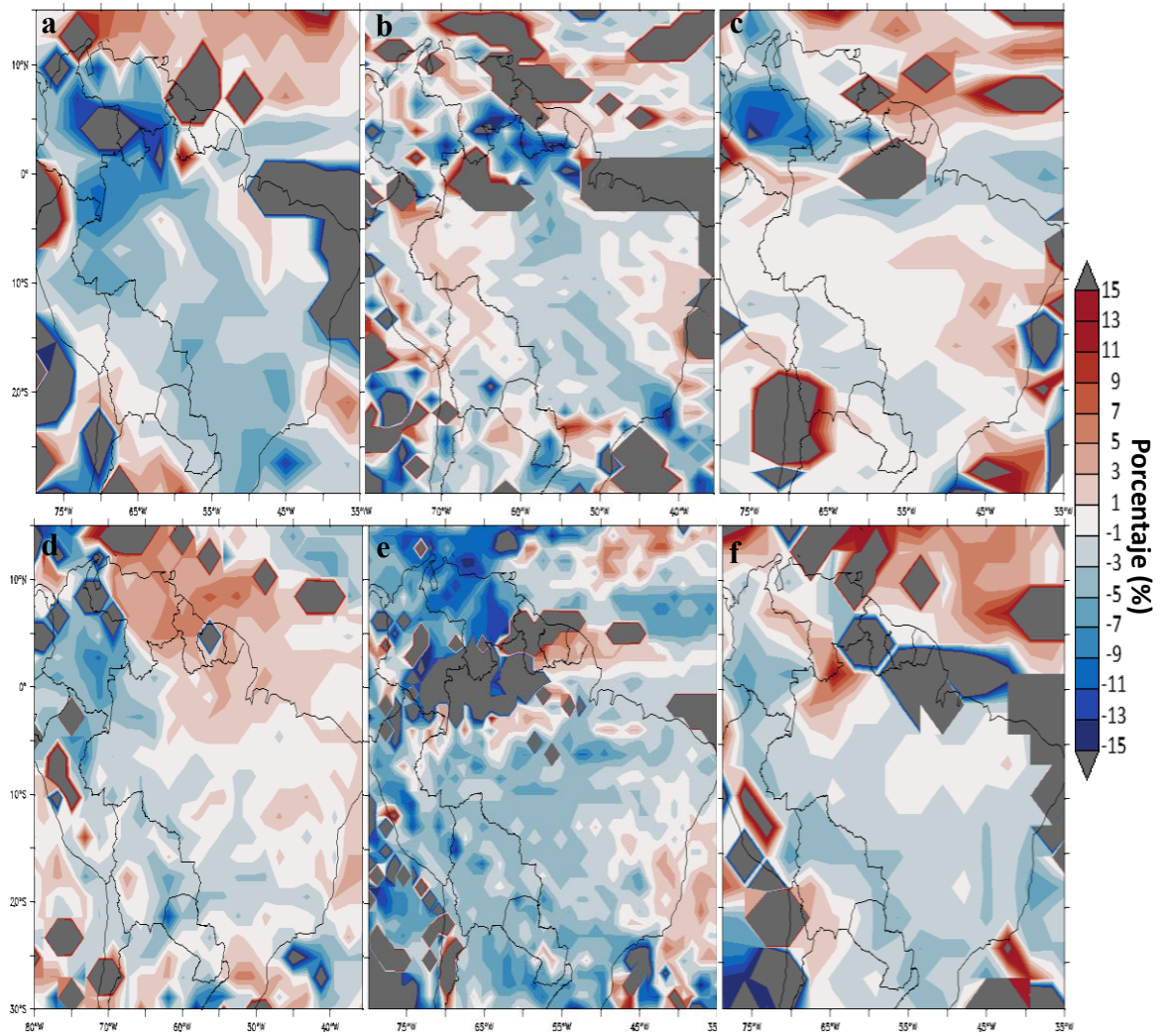


Anexo 3: Ubicación de la Zona de Convergencia Intertropical en base a precipitación acumulada en los meses diciembre-enero-febrero de CMAP (a) y los modelos BCC-CSM-1 en el HM (b), BCC-CSM-1 en el PI (c), HadGem2-ES en el HM (d), HadGem2-ES en el PI (e), IPSL-CM5A-LR en el HM (f), IPSL-CM5A-LR en el PI (g), MPI-ESM-P en el HM (h), MPI-ESM-P en el PI (i), MRI-CGCM3 (j) en el HM, MRI-CGCM3 en el PI (k), MIROC-ESM en el HM (l) y MIROC-ESM en el PI(m).

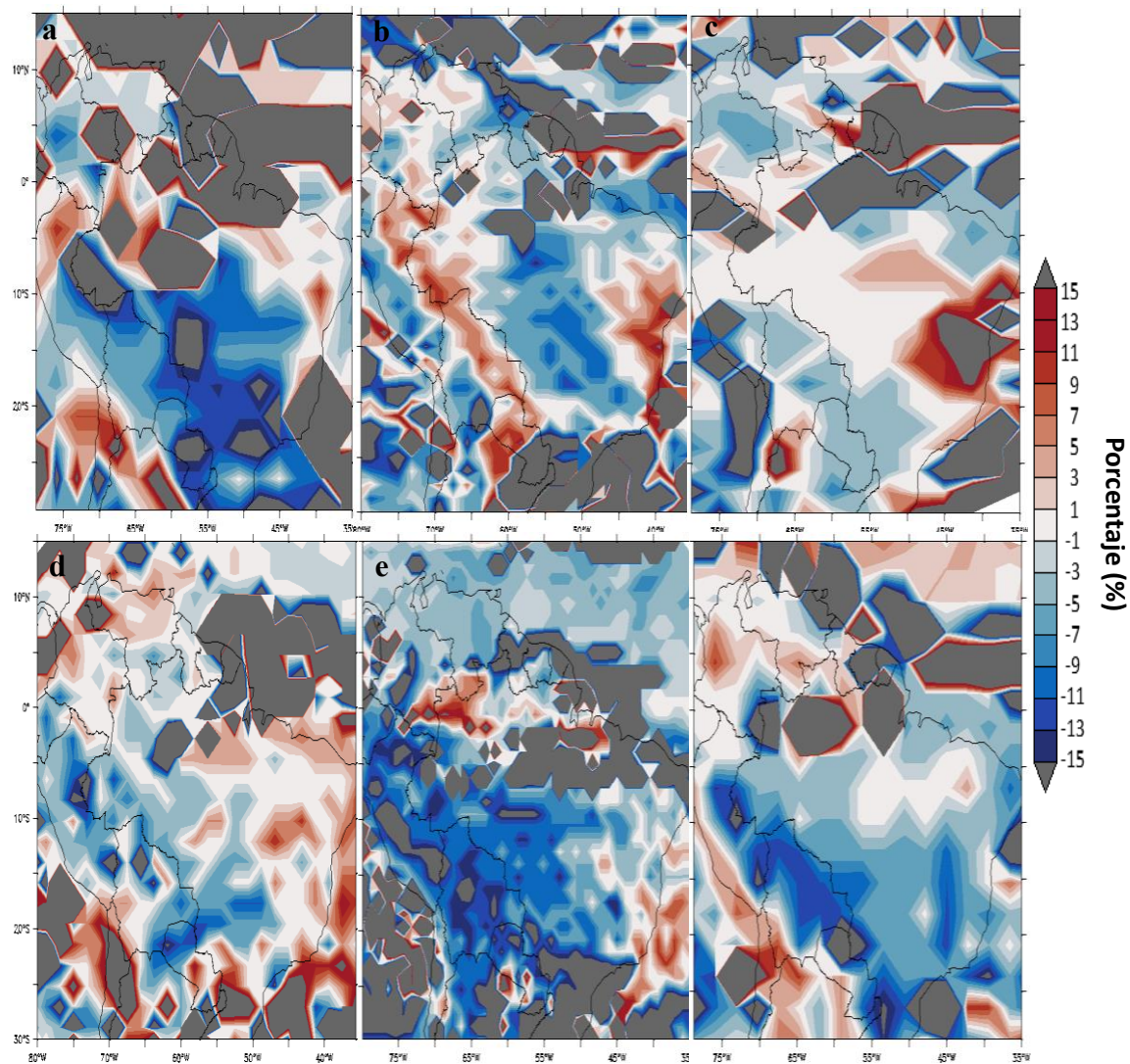




Anexo 4: Diferencias de inicios de monzón en porcentaje (ΔPP) según los modelos BCC-CSM-1 (a), HadGem2-ES (b), IPSL-CM5A-LR (c), MPI-ESM-P (d), MRI-CGCM3 (e) y MIROC-ESM (f).



Anexo 5: Diferencias de fines de monzón en porcentaje (ΔPP) según los modelos BCC-CSM-1 (a), HadGem2-ES (b), IPSL-CM5A-LR (c), MPI-ESM-P (d), MRI-CGCM3 (e) y MIROC-ESM (f).



Anexo 6: Diferencia de duraciones de monzón en porcentaje (ΔPP) según los modelos BCC-CSM-1 (a), HadGem2-ES (b), IPSL-CM5A-LR (c), MPI-ESM-P (d), MRI-CGCM3 (e) y MIROC-ESM (f).

