

**UNIVERSIDAD DE CHILE**  
**FACULTAD DE CIENCIAS AGRONÓMICAS**  
**ESCUELA DE PREGRADO**

**MEMORIA DE TÍTULO**

**IMPACTO DEL FENÓMENO DEL NIÑO 2015 EN LA TEMPERATURA  
SUPERFICIAL DE LA CUENCA AMAZÓNICA**

**AHUVIT TRUMPER YALoz**

**Santiago, Chile**

**2017**

**UNIVERSIDAD DE CHILE**  
**FACULTAD DE CIENCIAS AGRONÓMICAS**  
**ESCUELA DE PREGRADO**

**MEMORIA DE TÍTULO**

**IMPACTO DEL FENÓMENO DEL NIÑO 2015 EN LA TEMPERATURA  
SUPERFICIAL DE LA CUENCA AMAZÓNICA**

**IMPACT OF EL NIÑO 2015 PHENOMENON IN THE SURFACE  
TEMPERATURE OF AMAZON BASIN**

**AHUVIT TRUMPER YALUZ**

**Santiago, Chile**

**2017**

**UNIVERSIDAD DE CHILE**  
**FACULTAD DE CIENCIAS AGRONÓMICAS**  
**ESCUELA DE PREGRADO**

**IMPACTO DEL FENÓMENO DEL NIÑO 2015 EN LA TEMPERATURA  
SUPERFICIAL DE LA CUENCA AMAZÓNICA**

Memoria para optar al Título Profesional de:  
Ingeniero en Recursos Naturales Renovables

**AHUVIT TRUMPER YALUZ**

<b>Profesor Guía</b>	Calificaciones
Sr. Cristian Mattar B. Ingeniero en Recursos Naturales Renovables, Dr.	7.0
<b>Profesores Evaluadores</b>	
Sr. Alejandro León S. Ingeniero Agrónomo, M.S. Dr.	6.0
Sr. Ricardo Pertuzé C. Ingeniero Agrónomo, Ph. Dr.	6.5

**Santiago, Chile**

**2017**

*A mi familia, amigos y laboratorio*

## AGRADECIMIENTOS

Para finalizar esta etapa de mi vida sólo me queda expresar mis agradecimientos. En primer lugar, a mis padres y hermana por sus discursos motivacionales que me permitieron seguir en esta etapa y finalizarla, a mis abuelos por las onces interesantes y el apoyo incondicional, a Nomi por ser peluda y abrazable, y en especial a mi tío Julio, por toda la ayuda y paciencia invertida durante esta memoria, tardes de frustración que finalmente dieron frutos.

En segundo lugar, quiero agradecer a los miembros del Laboratorio de Análisis de la Biósfera, entre los que destacan: Lucho, Claudio, Diego, Víctor, Ítalo, Tomás y Carito, quienes me prestaron su ayuda, conocimientos y buenos momentos durante esta memoria y un agradecimiento especial a mi profesor guía Cristian Mattar por sus enseñanzas, su excelente disponibilidad, su vocación y sus notables ejemplos con dátiles y papas fritas.

Finalmente, quiero agradecer a mi amigo y pololo Pancho por su paciencia y apoyo durante este proceso, a mis amigos de la vida Koke, Mati y Nico por estar siempre presentes aún en la distancia, y a mi gran cantidad de compañeros y amigos cercanos de la Universidad con los que carreteamos, dimos en adopción infinitos perros, nos pasamos calculando la nota necesaria para pasar los ramos y acumulamos kilómetros en la 216: Vale, Seba, Víctor, Ítalo, Nicol, Camile, Caro, Javier, Jona, Emi, Dani, Chelo, Clau, Calu, Jevu, Danu, Tamy, Carito, Iván, Coto, Cris, Sole, Maca, Tania, Luisa, Rai, Ayim, Fabi, Nico y Pelado, entre muchos otros que se ganaron mi cariño.

## ÍNDICE

RESUMEN.....	1
ABSTRACT.....	2
INTRODUCCIÓN .....	3
Objetivo General .....	8
Objetivos Específicos .....	8
MATERIALES Y MÉTODOS .....	9
Área de estudio .....	9
Datos.....	10
Metodología.....	11
Estimar la tendencia espacio temporal de la temperatura sobre la superficie de la cuenca del Amazonas utilizando datos remotos y climáticos.....	11
Comparar el impacto del fenómeno del Niño 2015 sobre la temperatura de la superficie a nivel de cuenca y su relación con eventos del fenómeno del Niño registrados desde 1980.....	13
Cálculo de funciones empíricas ortogonales (EOF) y componentes principales (PC) .....	13
RESULTADOS Y DISCUSIÓN .....	16
Tendencias espacio-temporales mensuales y estacionales para MODIS y ERA-Interim.....	16
Comparación de variaciones espacio-temporales en ERA-Interim(Gráficos y tabla de varianza-covarianza) .....	24
Funciones Empíricas Ortogonales y Componentes Principales para la comparación del fenómeno del Niño 2015, con fenómenos de años anteriores .....	28
DISCUSIÓN .....	30
CONCLUSIONES .....	31
BIBLIOGRAFÍA .....	32
ANEXOS .....	43
Anexo 1: Cuadro de definiciones para las diferentes regiones, basado en el estudio de Ashok et al., (2007). .....	43
Anexo 2: Anomalías de temperatura superficial del mar durante eventos del fenómeno del Niño entre 1970 y 2005. ....	44

Anexo 3: Arco de la Deforestación durante el 2005, en el Amazonas Brasileiro (Fearnside, 2008).....	44
APÉNDICES.....	45
Apéndice 1: Área de estudio con las zonas aproximadas del Amazonas, Océano Pacífico y Océano Atlántico utilizadas para analizar y comparar las anomalías térmicas mensuales en el tiempo (Malhi y Wright, 2004; Jiménez-Muñoz et al., 2013).....	45
Apéndice 2: Resultado de significancias mensuales a partir de las anomalías térmicas mensuales de los datos de MODIS.....	46
Apéndice 3: Resultado de significancias mensuales a partir de las anomalías térmicas mensuales de los datos de ERA-Interim.....	47
Apéndice 4: Resultado de significancias estacionales a partir de las anomalías térmicas estacionales de los datos de MODIS.....	48
Apéndice 5: Resultado de significancias estacionales a partir de las anomalías térmicas estacionales de los datos de ERA-Interim. ....	49

### **Índice de cuadros**

Cuadro 1. Matriz de varianza-covarianza entre los resultados promedio obtenidos a lo largo del tiempo para las imágenes de anomalías de cada zona. Se destacan las mayores variaciones (sobre 0,5 en rojo) y las negativas (en azul). ....	27
--	----

### **Índice de figuras**

Figura 1. Área de estudio correspondiente a la cuenca del Amazonas (Amarillo), área de MODIS (verde) y área de reanalysis ERA-Interim (anaranjado).....	9
Figura 2. Representación gráfica de los datos entregados por la plataforma Thermal Amazoni@ Viewer. Fuente: Jiménez-Muñoz, et al., 2015.....	10
Figura 3. Ejemplificación de la matriz descompuesta. ....	14
Figura 4. Anomalías térmicas medias mensuales para el sector de la cuenca del Amazonas. La línea azul representa los promedios de ERA-Interim, la línea roja los de MODIS y sombreado en gris las desviaciones estándar de ambos conjuntos de datos. .	16
Figura 5. Tendencias de anomalías térmicas mensuales (K/mes) para cada mes, en las imágenes MODIS.....	18
Figura 6. Medias mensuales de las tendencias estimadas en base a las anomalías térmicas derivadas con datos de MODIS. Línea verde representa el valor medio y sombreado gris la variabilidad mensual. ....	19
Figura 7. Tendencia de anomalías térmicas mensuales (K/mes) para cada mes, en las imágenes de ERA-Interim.....	20

Figura 8. Medias mensuales de las tendencias estimadas en base a las anomalías térmicas derivadas con datos de ERA-Interim. Línea azul representa el valor medio y sombreado gris la variabilidad mensual. ....	21
Figura 9. Tendencias térmicas estacionales (K/periodo) para imágenes de MODIS a partir de anomalías estacionales. ....	22
Figura 10. Tendencias térmicas estacionales (K/periodo) para imágenes de ERA-Interim a partir de anomalías estacionales. ....	23
Figura 11. Variaciones espacio-temporales de las anomalías térmicas superficiales en el Océano Atlántico y el Océano Pacífico. (a), diferentes zonas del Océano Atlántico, zona norte (verde), zona sur (morado) y en gris las desviaciones estándar. (b), diferentes zonas del Océano Pacífico, EN12 (verde), EN34 (rojo), ENPC (azul), el conjunto de las tres zonas de ocurrencia de los fenómenos del Niño considerados (amarillo) y en color gris las desviaciones estándar.....	25
Figura 12. Variaciones espacio-temporales de las anomalías térmicas superficiales en las diferentes zonas del Amazonas. SE o sudeste (morado), NE o noreste (rojo), NO o noroeste (azul), centro (amarillo), Amazonas completo (verde) y en gris las desviaciones estándar. ....	26
Figura 13. Componentes Principales para las anomalías térmicas mensuales de ERA-Interim. ....	28
Figura 14. Imágenes de las Funciones Empíricas Ortogonales para las anomalías térmicas mensuales de ERA-Interim. ....	29
Figura 15. Anomalías promediadas desde septiembre hasta febrero del año siguiente. Los eventos del Niño son clasificados en “El Niño piscina de agua caliente” (izquierda), “El Niño del Pacífico Central” (al medio) y mezclas de El Niño (derecha). Fuente: Kug et al., (2009). ....	44
Figura 16. Tendencias mensuales estadísticamente significativas ( $p$ -value<0,05) obtenidas a partir de las anomalías térmicas mensuales de MODIS. Las tendencias positivas se encuentran en rojo y las negativas en azul. ....	46
Figura 17. Tendencias mensuales estadísticamente significativas ( $p$ -value<0,05) obtenidas a partir de las anomalías térmicas mensuales de MODIS. Las tendencias positivas se encuentran en rojo y las negativas en azul. ....	47
Figura 18. Tendencias estacionales estadísticamente significativas ( $p$ -value<0,05) obtenidas a partir de las anomalías térmicas estacionales de MODIS. Las tendencias positivas se encuentran en rojo y las negativas en azul. ....	48
Figura 19. Tendencias estacionales estadísticamente significativas ( $p$ -value<0,05) obtenidas a partir de las anomalías térmicas estacionales de ERA-Interim. Las tendencias positivas se encuentran en rojo y las negativas en azul. ....	49

## RESUMEN

La cuenca del Amazonas alberga más del 50% de la superficie de bosques tropicales del planeta, cumpliendo un rol relevante dentro del ciclo del carbono. Durante las últimas décadas la cuenca ha presentado una intensificación de su ciclo hidrológico, que podría estar explicada por los fenómenos climatológicos de gran escala, como el fenómeno del Niño, y su relación con el calentamiento global. Este estudio se enfoca en analizar el impacto del fenómeno del Niño sobre la cuenca mediante las variaciones de la temperatura superficial durante dos periodos de tiempo diferentes. Para esto se utilizaron imágenes de temperatura superficial media mensual obtenidas de la base de datos Thermal Amazoni@ Viewer que se compone de MODIS y ERA-Interim. A partir de estos datos se estimó la tendencia mediante un análisis no paramétrico en el período 2001-2016 y 1979-2016, para MODIS y ERA-Interim, respectivamente. Luego, se calcularon las anomalías mensuales y estacionales para ambos productos, así como la covarianza, los componentes principales y las funciones empíricas ortogonales para ERA-Interim. Los resultados mostraron tendencias medias positivas ( $p \leq 0,05$ ) para la cuenca, destacando máximos en la subregión sudeste del Amazonas durante las temporadas secas que coinciden con los meses de invierno en el hemisferio sur. Además, se observó una relación inversa entre las variaciones térmicas de la zona sur del Océano Atlántico con el Océano Pacífico que durante el fenómeno del Niño 2015 varió a directa. Finalmente, en esta investigación se presentan las temperaturas medias mensuales actualizadas del Amazonas durante los años 2015 y 2016 donde ocurrieron las mayores alzas de las últimas décadas en un contexto de cambio climático y de fenómenos climatológicos de gran escala.

**Palabras clave:** Cuenca, Amazonas, Cambio climático.

## ABSTRACT

The Amazon basin houses more than 50% of the world's tropical forest, playing a significant role in the carbon cycle. During the last decades, the basin has presented an intensification of its hydrological cycle, which could be explained by large scale climatological phenomena, like the El Niño phenomenon, and their relationship with global warming. This study focuses on analyzing the impact of the El Niño phenomenon on the basin through variations in surface temperature for two different periods of time. For this, we used images of average monthly surface temperature obtained from the Thermal Amazoni@ Viewer database that is composed of MODIS and ERA-Interim. From these data, trend was estimated through a non-parametric analysis for the period 2001-2016 and 1979-2016, for MODIS and ERA-Interim, respectively. Monthly and seasonal anomalies were then calculated for both products, as well as covariance, principal components and empirical orthogonal functions for ERA-Interim. The results showed mean positive trends ( $p \leq 0,05$ ) for the basin, highlighting high values in the southeast Amazon subregion during the dry seasons that coincide with the winter months in the southern hemisphere. In addition, an inverse relationship was observed between the thermal variations of the southern area of the Atlantic Ocean and the Pacific Ocean that during the phenomenon of El Niño 2015 varied directly. Finally, in these researches are presented the average monthly updated temperatures of the Amazon during the years 2015 and 2016 were the highest increases of the last decades occurred in a context of climate change and large scale climatological phenomena.

**Keywords:** Basin, Amazon, Climate change.

## INTRODUCCIÓN

La cuenca del río Amazonas alberga más del 50% de los bosques tropicales del planeta, constituyendo así una superficie aproximada de 5,4 millones de km<sup>2</sup> (Malhi et al., 2006; Malhi et al., 2008). Esta cuenca posee una amplia diversidad de fauna, flora y tipos de vida microbiana, relevantes en el funcionamiento de la biósfera (Field et al., 1998; Dirzo y Raven, 2003; Foley et al., 2007) y está cubierta principalmente por bosque tropical lluvioso. Provee a la humanidad de importantes bienes y servicios ecosistémicos tales como el rol que cumple dentro del ciclo del carbono al representar el 10% de la biomasa terrestre equivalente a 100 billones de toneladas de carbono (Melillo et al., 1996; Bousquet et al., 2000; Cox et al., 2000; Malhi y Grace, 2000; Werth y Avissar, 2002; Malhi et al., 2006; Christensen et al., 2007; Foley et al., 2007; Gloor et al., 2015).

La productividad del bosque tropical amazónico se encuentra definida básicamente por la cantidad de carbono absorbida durante los períodos de fotosíntesis de la planta y está estimada en un 15% del total anual mundial (Field et al., 1998; Hilker et al., 2014). Sin embargo, durante las últimas tres a cuatro décadas ha presentado variaciones debido a diversos factores como el calentamiento global (Cox et al., 2000, 2004). Una pérdida de productividad en el bosque amazónico podría generar importantes desbalances en los niveles de CO<sub>2</sub> disponibles en la atmósfera, incrementando su calentamiento y contribuyendo a las variaciones del clima (Costa y Foley, 2000; Cox et al., 2000; 2004; Fung et al., 2005; Hilker et al., 2014). Es por ello que durante los últimos años se ha dado un debate sobre cuál sería su principal limitante productivo, ya sea esta la eficiencia del uso de la luz solar, las precipitaciones u otros. (Saleska et al., 2007; Brando et al., 2010; Samanta et al., 2010; Atkinson et al., 2011; Davidson et al., 2012; Morton et al., 2014).

En relación a la eficiencia de la luz solar como principal limitante, varios autores han demostrado que ciertos sectores del bosque tropical amazónico presentan un fenómeno de “enverdecimiento” o “*greenness*” (en inglés) durante las temporadas más secas y soleadas (Graham et al., 2003; Huete et al., 2006; Hutyra et al., 2007; Myneni et al., 2007; Brando et al., 2010; Samanta et al., 2012). Que sería resultado de un recambio foliar a hojas nuevas con mayor reflectancia, siempre que las raíces cuenten con un nivel de agua suficiente (Nepstad et al., 1994; Roberts et al., 1998; Kodani et al., 2002). Por otra parte, algunos autores se contraponen al fenómeno del enverdecimiento indicando la inexistencia de variaciones en la estructura del bosque tropical o en las propiedades de reflectancia del dosel durante los cambios estacionales, atribuyendo este fenómeno a los ángulos de iluminación y observación del sensor remoto (Morton et al., 2014). A pesar de esta contrapostura, recientes trabajos señalan que la observación del sensor no es un factor limitante para la demostración del fenómeno de enverdecimiento y la efectiva existencia de cambios en el dosel durante las temporadas más secas y soleadas (Guan et al., 2015; Saleska et al., 2016).

Los bosques tropicales amazónicos serían especialmente sensibles al cambio climático en comparación a otros biomas debido a los aumentos en las temperaturas y a los cambios en el ciclo hidrológico que este ocasionaría (Malhi et al., 2008; Gonzalez et al., 2010; Beaumont et al., 2011; Laurance et al., 2011; Rocha et al., 2012; Solman et al., 2013; Justino et al., 2016). Esta modificación del balance hidrológico del bosque tropical

provocaría una pérdida en la productividad de las plantas y cambios en la composición del dosel generados como consecuencia del estrés hídrico (Da Rocha et al., 2009; Levine et al., 2016) que ocurre durante temporadas más secas de lo normal, cuando la baja humedad del suelo limita la evapotranspiración del bosque tropical, aumentando la frecuencia de incendios y restringiendo con ello el crecimiento de la biomasa junto con la captura y fijación del carbono por parte de los árboles (Brown et al., 2006; Moran et al., 2006; Aragão et al., 2007), constituyendo así a las precipitaciones como el factor determinante para la productividad del Amazonas (Hilker et al., 2014).

Existe una alta incertidumbre en relación a futuros cambios en los regímenes de precipitaciones del Amazonas y las posibles alteraciones que estos puedan ocasionar en la estructura y composición de la vegetación (Lapola et al., 2009; Malhi et al., 2009). Sin embargo, durante la última década ya se habría experimentado un decrecimiento en las precipitaciones que afectaría de manera particular al este y sudeste de la cuenca (Lin et al., 2006; Saatchi et al., 2013; Hilker et al., 2014). Asimismo, varios estudios habrían indicado la existencia de una retroalimentación positiva entre el aumento de las concentraciones de CO<sub>2</sub> atmosférico y la disminución de las precipitaciones en el bosque tropical amazónico (Cox et al., 2000; Malhi et al., 2009; Lyra et al., 2016). Sin embargo, y pese a la existencia de importantes debates en la materia, la respuesta que tendría la vegetación y la evapotranspiración frente a este aumento aún no está establecida (Ramming et al., 2010).

Una reducción en las precipitaciones podría tener como consecuencia un aumento de las temperaturas superficiales de la cuenca amazónica y viceversa (Cox et al., 2004; Salazar et al., 2007) lo que, considerando el aumento en las temperaturas visto en el Amazonas durante el presente siglo resultado en parte del cambio climático global, podría ocasionar un aumento en la frecuencia y la severidad de fenómenos climatológicos extremos, como las sequías (Bush et al., 2004; Cox et al., 2004; Li et al., 2008). En base a ello, diversos estudios han investigado estos y otros efectos potenciales que el calentamiento global podría traer a los bosques tropicales (Gentry y Lopez-Parodi, 1982; Solman et al., 2013; Justino et al., 2016). Algunos han argumentado la existencia de un cierto grado de resiliencia en los bosques tropicales, explicando que el efecto de fertilización por CO<sub>2</sub> incrementaría el crecimiento de la biomasa del Amazonas (Ramming et al., 2010). Otros estudios han desarrollado modelos regionales como el de Cook y Vizy (2008) que proyectan para finales del siglo 21 una reducción en el 70% de la cobertura superficial del bosque tropical amazónico y otros más recientes, como el de Brienen et al., (2015), señalan el comienzo de la declinación del efecto de sumidero de carbono del Amazonas a partir del año 2050, basado en el sostenido incremento de la mortalidad de los árboles visto entre 1983 y 2011.

Pese a la resiliencia que gran parte del bosque tropical amazónico tiene a los cambios estacionales y a las sequías moderadas (Davidson et al., 2012), durante eventos climáticos de sequías extremas, en donde el suministro de agua en el suelo se encuentra por debajo del nivel crítico aprovechable por la planta (Nepstad et al., 2004, 2007; Fisher et al., 2006; Malhi et al., 2009; Hilker et al., 2014) es que el crecimiento de los bosques tropicales amazónicos se ve mermado, seguido luego por una mayor mortalidad de la vegetación como resultado de una reducción en el carbono disponible destinado para la defensa y mantenimiento de la planta, lo que provoca una disminución en la cobertura superficial

del bosque tropical (Phillips et al., 2009; McDonnell et al., 2011; Saatchi et al., 2013; Gatti et al., 2014; Hilker et al., 2014; Doughty et al., 2015). Como consecuencia de lo anterior, se ve afectada la productividad primaria y la capacidad de secuestro de CO<sub>2</sub> por parte del Amazonas lo que podría influir en su paso de ser sumidero a fuente de carbono (Lloyd y Farquhar, 2008; Davidson et al., 2012; Doughty et al., 2015). Los estudios indican que los eventos de sequías prolongadas podrían llevar a un aumento en el estrés fisiológico de la planta, reduciendo su productividad (Phillips et al., 2009; Brando et al., 2012; Powell et al., 2013) y causando daños en la vegetación que podrían persistir durante períodos de tiempo aún más prolongados que el mismo evento, conduciendo luego a posibles sequías aún más severas (Saatchi et al., 2013).

Los actuales aumentos de la temperatura del Amazonas, la inhibición de las precipitaciones regionales resultado de la deforestación y las anomalías en las temperaturas superficiales de los Océanos Pacífico y Atlántico podrían interactuar en su conjunto, llevando incluso a la desaparición de los bosques tropicales en la región (Costa y Foley, 2000; Werth y Avissar, 2002; Nepstad et al., 2004; Cox et al., 2008; Marengo et al., 2008; Brando et al., 2010). Estos procesos generarían variaciones en el ciclo hidrológico del Amazonas que tendrían una estrecha relación con las dinámicas de carbono, y por ello durante las últimas tres a cuatro décadas habrían presentado inundaciones más extremas (2008/2009, 2011/2012 y 2013/2014) y sequías más severas y sectorizadas (1983, 1998, 2005, 2007 y 2010) (Marengo y Espinoza, 2015; Gloor et al., 2015). Este tipo de eventos podrían ser producto de los fenómenos climatológicos de gran escala, como son el fenómeno del Niño y la Oscilación multidecadal del Atlántico (AMO) los cuales han experimentado un aumento en su magnitud y frecuencia (Andreae et al., 2004; Meehl et al., 2006; Malhi et al., 2008; Marengo et al., 2008; Collins et al., 2010; Lewis et al., 2011).

El fenómeno del Niño fue reconocido científicamente en 1895, en donde se planteó la relación existente entre el océano y la atmósfera; este, ya era conocido previamente por los pescadores peruanos, quienes lo distinguían durante la época de navidad, de ahí proviene el nombre de El Niño (el Niño Jesús), que los pescadores dieron a dicha corriente (Voituriez, 2003). A partir de entonces se han determinado distintas regiones dentro del Océano pacífico, como las definidas por Ashok et al., 2007 (Ver Anexo 1), para estudiar las anomalías en las temperaturas superficiales que provocan variaciones del fenómeno.

El fenómeno del Niño corresponde al evento climático extremo con mayor extensión en variabilidad interanual de América del Sur y posee una gran relevancia en la distribución espacial de las precipitaciones sobre la cuenca amazónica, por lo que ha sido ampliamente estudiado (Trenberth y Caron, 2000; Latif y Keenlyside, 2009; Li et al., 2011; Gloor et al., 2015). El fenómeno se produce como resultado del aumento en la temperatura superficial del Océano Pacífico Oriental, lo que suprime la convección en el norte y este de la Amazonía, provocando un aumento en la temperatura y disminución de las precipitaciones en el norte, centro, este y sur de la cuenca, junto a posibles sequías (Li et al., 2011; Jiménez-Muñoz et al., 2013).

Durante los últimos 10 años, estudios han sugerido la existencia de una nueva variación del fenómeno del Niño, diferente del convencional, en donde las anomalías de temperaturas oceánicas superficiales se ubican en el extremo este del Pacífico (en la región del NINO3) y el total de la cuenca del Amazonas experimenta condiciones más

secas y cálidas de lo normal (Li et al., 2011). Este nuevo fenómeno correspondería al Niño del Pacífico central o llamado por otros estudios como “Niño Modoki” (Ashok et al., 2007) o “Niño piscina de agua caliente” (Kug et al., 2009), cuyas mayores anomalías de temperaturas superficiales se concentrarían en la región del NINO4. Este Niño se caracteriza por tener forma de herradura, rodeado a ambos extremos a lo largo del ecuador por temperaturas superficiales más frías y tener una menor duración que el Niño del extremo este (Larkin y Harrison, 2005; Kug et al., 2009) (Ver Anexo 2). Este fenómeno concentra el déficit de precipitaciones sólo durante el verano austral en el centro y el sudeste de la cuenca amazónica y originando aumentos generales en las temperaturas a lo largo del verano y el otoño austral (Li et al., 2011). Durante el último siglo los fenómenos del Niño del Pacífico central se han hecho cada vez más recurrentes, sugiriendo algunos estudios que el calentamiento global los volvería aún más frecuentes que el fenómeno del Niño del extremo este (Yeh et al., 2009; Yu et al., 2010).

Por otra parte, en el Océano Atlántico ocurre el fenómeno AMO u Oscilación Multidecadal del Atlántico, que es el segundo fenómeno de mayor importancia en el control de la variabilidad climática interanual sobre las precipitaciones de la cuenca amazónica (Marengo et al., 2008) después del fenómeno del Niño. El AMO corresponde a anomalías en la temperatura superficial del Océano que pueden generar intensificaciones de las precipitaciones debido al aumento de vapor proveniente de la parte tropical del Atlántico y que se originan por alzas en las temperaturas (Gloor et al., 2015). Además, puede ocasionar sequías al oeste del Amazonas durante las temporadas secas, aumentando su duración e intensidad en el sur y el este de la cuenca (Aragao et al., 2007). Este fenómeno es difícil de explicar de manera independiente al calentamiento global por lo que se asume que está altamente determinado por el mismo (Gloor et al., 2015). El interés sobre ambos fenómenos climatológicos mencionados (El fenómeno del Niño y el de la Oscilación Multidecadal del Atlántico) ha aumentado luego de que en 2005 y 2010 estos provocaran las mayores sequías del siglo en el Amazonas (Marengo et al., 2008; Lewis et al., 2011; Jiménez-Muñoz et al., 2015).

A pesar del gran efecto que tienen los fenómenos climatológicos de gran escala sobre el Amazonas y la relación con el calentamiento global, también deben ser consideradas las actividades antropogénicas, como la deforestación y la explotación forestal, que ocasionan incendios, fragmentación, degradación y pérdida de los bosques tropicales del Amazonas, dificultando su recuperación frente a los fenómenos climatológicos y el calentamiento global (Lewis, 2006; Aragao et al., 2007; Malhi et al., 2009; Marengo y Espinoza, 2015). En 2002, aproximadamente un 15% de la selva tropical amazónica se encontraba deforestada y las mayores pérdidas se concentraban al sureste en el sector conocido como “Arco de la deforestación” (Ver Anexo 3). Según distintos modelos de desarrollo se prevé que la deforestación aumente entre un 25 a un 50% de la superficie total de la cuenca dependiendo de los esfuerzos que se generen por su conservación (Soares-Filho et al., 2006). Es por ello que se estima que algunas partes del bosque tropical serán aún más propensas a la evolución de los incendios forestales, particularmente en el este y sur de la cuenca, contribuyendo con ello al aumento en la emisión de gases de efecto invernadero (Malhi et al., 2009; Justino et al., 2016).

Pese a los esfuerzos realizados por comprender los procesos climatológicos y las actividades antropogénicas relacionados al funcionamiento de los ecosistemas del Amazonas (Silva-Dias et al., 2002; Keller et al., 2004, 2013; Malhi et al., 2002; Malhi y Phillips, 2005; Solomon, 2007; Lewis et al., 2011; Toomey et al., 2011; Huntingford et al., 2013; Jiménez-Muñoz et al., 2013; Phillips y Lewis, 2014), los datos existentes que permitirían establecer conclusiones certeras continúan siendo escasos y existe una clara necesidad de estudio (Gloor et al., 2015). El entendimiento sobre las respuestas del Amazonas podría reducir la incertidumbre en los modelos de balance de carbono (DeFries et al., 2002; Pan et al., 2011; Davidson et al., 2012; Castanho et al., 2016) y establecer umbrales que definan la posible desaparición del bosque tropical amazónico (Brando et al., 2010).

Durante el 2015 y en parte del 2016, se registró un nuevo fenómeno del Niño, el cual se afirma puede llegar a ser el de mayor duración e incluso el más intenso, más aún que el de 1997-98, el mayor registrado en la historia (Patel, 2015; Brennan, 2016; Jiménez-Muñoz et al., 2016). Las consecuencias de dicho fenómeno climatológico sobre la superficie de la cuenca amazónica aún se encuentran bajo estudio, pero ya se sabe que, debido a la reducción en las precipitaciones provocadas por el fenómeno, el riesgo de incendios forestales sería aún mayor que el de los 2005 y 2010, años de sequía en que los incendios arrasaron con grandes extensiones del bosque tropical (Lynch, 2016).

Por lo anterior, el objetivo de este trabajo es analizar los cambios en la temperatura superficial ocurridos durante el fenómeno climatológico del Niño 2015 sobre la cuenca del Amazonas a través de datos satelitales y modelos climáticos, aportando a la gran necesidad de estudio en el tema.

## **Objetivo General**

Determinar el impacto del fenómeno del Niño en los cambios sobre la temperatura superficial de la cuenca del Amazonas a partir de 1980.

## **Objetivos Específicos**

- Estimar la tendencia espacio temporal de la temperatura sobre la superficie de la cuenca del Amazonas utilizando datos remotos y climáticos.
- Comparar el impacto del fenómeno del Niño 2015 sobre la temperatura de la superficie a nivel de cuenca y su relación con eventos del fenómeno del Niño registrados desde 1980.

## MATERIALES Y MÉTODOS

### Área de estudio

El área de estudio corresponde al cinturón tropical entre los 5°N-20°S y los 170°O-10°E y a la cuenca del Amazonas, ubicada en América del Sur, denotada en el área formada por los 3°N-12,5°S y 70°O-40°O. La Amazonía se distribuye entre 7 países: Brasil (63%), Perú (16%), Bolivia (12%), Colombia (6%), Ecuador (2%) y Venezuela y Guyana (1%) (Espinoza et al., 2009; Galbraith et al., 2010), con una superficie de 5,4 millones de km<sup>2</sup>, se compone de Selvas, Bosques de transición y Savanas tropicales (Malhi et al., 2008; Baccini et al., 2012). El clima es tropical, con 27°C (Temperatura del aire) en promedio y baja variabilidad espacial. Las precipitaciones medias anuales son de 2.400 mm, con diferencias entre las zonas norte y sur del ecuador. La zona al sur del ecuador tiene temporadas húmedas y secas definidas para diciembre a marzo y julio a octubre, respectivamente; mientras que para la zona al norte del ecuador el período húmedo es de febrero a mayo y el seco de julio a octubre (Malhi et al., 2009; Marengo et al., 2011). Las zonas fueron seleccionadas con el fin de analizar las variaciones sobre la cuenca del Amazonas a partir de las imágenes satelitales y sobre todo de la zona de convergencia intertropical, que se ubica en la zona de confluencia de los vientos alisios donde el aire caliente se forma una banda de convección con una importancia crítica para los regímenes de precipitación en los trópicos (Waliser y Gautier, 1993), utilizando datos de modelos climáticos.



Figura 1. Área de estudio correspondiente a la cuenca del Amazonas (Amarillo), área de MODIS (verde) y área de reanálisis ERA-Interim (anaranjado).

## Datos

Los datos a utilizar en el estudio han sido clasificados en a) provenientes de sensores remotos y b) provenientes de modelos climáticos. La base de datos de la cual serán obtenidos se encuentra descrita a continuación:

Thermal Amazoni@ Viewer (Jiménez-Muñoz et al., 2015a) y se compone por:

- MODIS LST: corresponde al sistema digital de mapas obtenidos a través de la plataforma Terra, que pertenece al programa de la NASA. El producto a utilizar será el MOD11C3 con una resolución de 5km<sup>2</sup>. Se encuentra disponible a partir del 2000 en adelante y corresponde a las medias mensuales de la temperatura superficial terrestre. Los problemas de contaminación por nubes, se encuentran corregidos a través del sistema Amazoni@, que incluye el producto MOD11C1, el cual genera un nuevo resultado mensual de la temperatura superficial, eliminando los valores atípicos; el resultado es llamado MODrep (Jiménez-Muñoz et al., 2013; Jiménez-Muñoz et al., 2015b).
- ERA-Interim: es un sistema secuencial de asimilación de datos generado por el European Centre for Medium-Range Weather Forecast (ECMWF) o Centro Europeo de Predicción a Mediano plazo. Cada 12 horas se combinan las observaciones disponibles en el ciclo de análisis, con información de un modelo de predicción, con el fin de estimar el estado de evolución de la atmósfera mundial y su superficie subyacente. Los datos se encuentran disponibles a partir de 1979 en adelante (Dee et al., 2011). Para el caso de Thermal Amazoni@ Viewer, los datos re-analizados de temperatura superficial se encuentra en una resolución espacial de 80 km<sup>2</sup> y temporal mensual (Jiménez-Muñoz et al., 2013; Balsamo et al., 2015).

La ventaja de utilizar ambos sistemas de datos para evaluar cambios en la temperatura superficial del Amazonas es que son completamente independientes entre sí y, por lo tanto, pueden ser comparados. ERA-Interim tiene menor resolución espacial que MODIS LST, pero incorpora modelos climáticos a sus datos (Jiménez-Muñoz, et al., 2015). Además, los productos que provee la plataforma de ERA-Interim incorporan el Océano Atlántico y Pacífico, permitiendo realizar análisis de las relaciones entre estos sectores y el área de estudio.

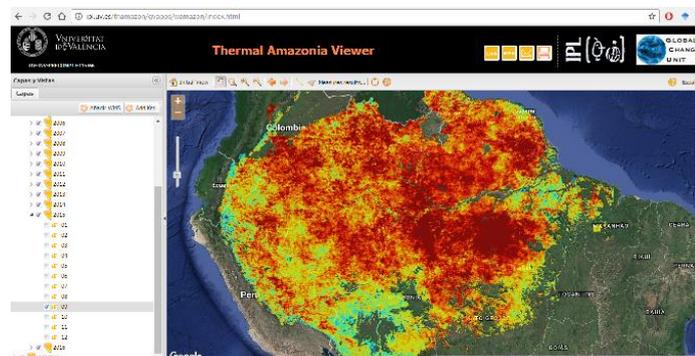


Figura 2. Representación gráfica de los datos entregados por la plataforma Thermal Amazoni@ Viewer. Fuente: Jiménez-Muñoz, et al., 2015.

## Metodología

### **Estimar la tendencia espacio temporal de la temperatura sobre la superficie de la cuenca del Amazonas utilizando datos remotos y climáticos.**

Para cumplir con este objetivo se utilizó la metodología de Jiménez-Muñoz et al. (2013, 2015a, b) considerando las anomalías mensuales y estacionales consistentes en: enero-febrero-marzo (verano), abril-mayo-junio (otoño), julio-agosto-septiembre (invierno), y octubre-noviembre-diciembre (primavera). El análisis se centró en los valores promedio y desviación estándar de las anomalías de la temperatura superficial para toda el área de estudio, como a nivel de cada píxel, utilizando para ello los valores de MODIS, entre el 2001 y el 2016, y ERA-Interim, entre 1979 y 2016, procesados en *Thermal Amazon viewer*. Para el cálculo de las tendencias tanto mensual como estacional, se utilizó el análisis de Mann-Kendall (1975) seguido por el método de Sen (1968). Los datos de MODIS corresponden a la cuenca del Amazonas sobre tierra y los datos de ERA-interim abarcan la zona de convergencia intertropical entre los 5°N-20°S y los 170°O-10°E.

### **Cálculo de anomalía medias mensuales y estacionales**

A partir de las series de datos descargados para MODIS y ERA-Interim, compuestos por imágenes de temperaturas medias mensuales, se obtuvieron las series de datos de anomalías térmicas para cada píxel y sus promedios regionales para toda el área de estudio tal como se señala en Muster *et al.* (2015). Para la obtención de las anomalías según la estación del año se promediaron las imágenes medias mensuales iniciales a través de los meses correspondientes a las estaciones verano, otoño, invierno y primavera. Las anomalías medias mensuales y estacionales fueron calculadas para cada píxel. Dichas operaciones se encuentran explicadas en la Ecuación 1, a continuación:

$$xa_i = (x_i - \bar{x}) \quad (1)$$

Donde,  $xa_i$  corresponde a la anomalía de cada mes;  $x_i$  al valor mensual (o estacional) de temperatura de superficie en la serie de tiempo y  $\bar{x}$  al valor promedio mensual (o estacional) de la serie de tiempo total.

### **Estimación de la tendencia temporal de la temperatura superficial**

Para estimar la tendencia de la temperatura superficial mensual y estacional se utilizó el método de Mann-Kendall (1975) y Sen's slope (Sen, 1968). Este método es un test no paramétrico utilizado para datos que no presentan distribución normal y no se ve afectado por la presencia de valores extremos (Sen, 1968; Gilbert, 1987). El método consiste en el cálculo de la pendiente entre todos los pares ordenados de una dispersión de puntos mediante la Ecuación 2. En las series temporales se consideró al tiempo en el eje de las abscisas y a las anomalías térmicas calculadas previamente en el eje de las ordenadas. Luego se determinó la mediana del conjunto de datos creados ( $m$ ), el resultado corresponde a la tendencia no paramétrica de la serie de tiempo analizada (Sen, 1968; Gilbert, 1987).

$$m = \frac{y_j - y_i}{x_j - x_i}; i < j \quad (2)$$

Donde,  $m$  es la serie de pendientes entre todas las combinaciones de pares ordenados (corresponden a número naturales de 1 a  $k$  (3)).

$$k = \frac{(n)(n-1)}{2} \quad (3)$$

Donde  $n$  es el número total de puntos utilizados.

Para obtener estas tendencias del conjunto de datos se requirió un mínimo de 10 puntos con valores válidos en las series temporales. Una vez calculadas las pendientes, se estimó un promedio correspondiente a la tendencia paramétrica.

### Estimación de la significancia:

Para poder estimar si existe una tendencia significativa en las series de tiempo, se utilizó el test no paramétrico propuesto por Kendall (1975), el cual consiste en comparar los incrementos con los decrecimientos entre pares de datos consecutivos. En la Ecuación 4 se presenta el estadístico que representa el signo de la tendencia de la serie analizada. Un valor de  $t$  positivo indica una tendencia creciente y viceversa.

$$t = \sum_{i=1}^{n-1} \sum_{j=i+1}^n \text{signo}(x_j - x_i) \quad (4)$$

Donde,  $x$  es el promedio de la tendencia y  $\text{signo}(x)$  corresponde al signo de la expresión ingresada en la Ecuación 5, a continuación:

$$\text{signo}(x) = \begin{cases} 1 & x > 0 \\ 0 & x = 0 \\ -1 & x < 0 \end{cases} \quad (5)$$

Si el test estadístico  $t$  se calcula con más de diez datos y presenta una distribución normal, es posible decimar la hipótesis. Para ello se debe calcular el estadístico  $z$ , que está en función de  $t$  y de su varianza. A continuación, se presenta en la Ecuación 6 el cálculo de la varianza ( $\text{var}(t)$ ):

$$\text{var}(t) = \frac{1}{18} [n(n-1)(2n+5) - \sum_{q=1}^g tq(tq-1)(2tq+5)] \quad (6)$$

En la Ecuación 7, se presenta el método mediante el cual se calculó el estadístico  $z$ .

$$z = \begin{cases} \frac{t-1}{\sqrt{\text{var}(t)}} & t > 0 \\ 0 & t = 0 \\ \frac{t+1}{\sqrt{\text{var}(t)}} & t < 0 \end{cases} \quad (7)$$

El nivel de significancia del test es de 0,05 por ser del tipo bilateral y el rango de rechazo del valor estadístico  $t$  será de  $[z_{0.025}; z_{-0.025}]$ .

### **Comparar el impacto del fenómeno del Niño 2015 sobre la temperatura de la superficie a nivel de cuenca y su relación con eventos del fenómeno del Niño registrados desde 1980.**

Se utilizaron los datos de las anomalías térmicas obtenidas de ERA-Interim por presentar una mayor extensión territorial y temporal para comparar el impacto del fenómeno del Niño 2015 sobre la temperatura superficial de la cuenca del Amazonas en relación a fenómenos del Niño anteriores. Luego se utilizó el método del cálculo de las funciones empíricas ortogonales (EOF) y los componentes principales (PC) que corresponden a métodos ampliamente utilizados en la actualidad para la medición y análisis de variables ambientales relevantes tales como la temperatura del océano, precipitaciones, humedad del suelo, entre otras (Hannachi, 2004; Yoo y Kim, 2004; Fan et al., 2013).

### **Comparación de las anomalías térmicas para las imágenes de ERA-Interim**

Se utilizaron distintas zonas en el Amazonas, Océano Pacífico y Océano Atlántico, donde el fenómeno del niño y otros fenómenos climatológicos tienen un impacto térmico. Estas zonas fueron elegidas en base a las definiciones realizadas por Malhi y Wright, (2004), y que además fueron utilizadas por Jiménez-Muñoz et al., (2013) para analizar y comparar las anomalías térmicas mensuales de las mismas. Para el Océano Pacífico las zonas corresponden a EN34, ENPC y EN12, para el Amazonas las subregiones corresponden al noreste, sudeste, noroeste y centro, y para el Océano Atlántico las zonas analizadas fueron la norte y la sur (Anexo 4).

### **Generación de la matriz de varianza-covarianza entre distintas zonas de las imágenes de ERA-interim**

La matriz de varianza-covarianza se calculó a partir de la covarianza existente entre cada una de las series de valores medios de las anomalías térmicas correspondientes a las zonas anteriormente descritas mediante la Ecuación 8:

$$s_{xy} = \frac{\sum f_i(x_i - \bar{x})(y_i - \bar{y})}{n} \quad (8)$$

Donde,  $s_{xy}$  es la covarianza;  $\bar{x}$  es el promedio de la temperatura total por zona definida;  $x_i$  es el valor mensual promedio por zona definida;  $\bar{y}$  es el promedio de temperatura total por otra zona definida;  $y_i$  es el valor mensual promedio por otra zona definida y  $n$  corresponde al número total de datos. Este análisis permitió determinar la relación entre variaciones térmicas superficiales de distintas zonas de la cuenca amazónica, el Océano Atlántico y el Océano Pacífico.

### **Cálculo de funciones empíricas ortogonales (EOF) y componentes principales (PC)**

Estos análisis permiten describir fenómenos geofísicos complejos por medio de un número reducido de variables y sus ejes de tiempo asociados (Weare y Nasstrom, 1982). Para su realización se utilizaron las imágenes de las anomalías térmicas generadas para ERA-Interim, que debieron ser procesadas mediante la reducción de la resolución

espacial, descomposición del arreglo matricial de tres a dos dimensiones, cálculo de la matriz de varianza-covarianza, obtención de los valores y vectores propios y estimación de los PC con sus respectivas imágenes EOF. Estos pasos son descritos en detalle a continuación:

### **Reducción de la resolución espacial en las imágenes de anomalías térmicas de ERA-Interim**

Las imágenes debieron ser interpoladas mediante el método bilineal, cambiando su resolución espacial de  $16 \times 16$  km ( $256 \text{ km}^2$ ) a  $64 \times 64$  km ( $4096 \text{ km}^2$ ). El cambio permitió disminuir el uso de memoria en el procesador, así como los tiempos de cálculo en la estimación de EOF y PC.

### **Descomposición del arreglo matricial de tres dimensiones a uno de dos y cálculo de la matriz de varianza-covarianza**

Las nuevas imágenes se encontraban en arreglos de tres dimensiones (filas, columna y tiempo). Estas fueron ordenadas en una matriz de dos dimensiones para la realización de los cálculos posteriores donde cada imagen en un tiempo determinado es representada en una fila y cada uno de los pixeles de esta imagen varía según la columna para toda la serie de tiempo (Figura 3).

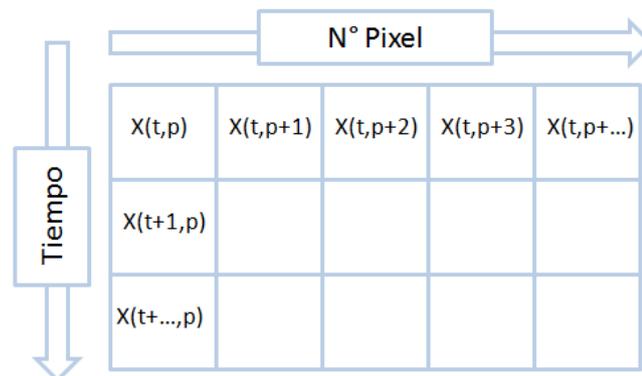


Figura 3. Ejemplificación de la matriz descompuesta.

A partir de esta matriz de 2D, se calculó la matriz de varianza-covarianza mediante el entrecruzamiento de todos los valores, utilizando como variable los valores en cada fila.

### **Obtención de los valores y vectores propios de la matriz**

Una vez obtenida la matriz de varianza-covarianza, se procedió a calcular los valores y vectores propios. En la Ecuación 9 se puede observar que cada función empírica ortogonal corresponde a la sumatoria de los valores propios con sus correspondientes vectores propios luego de que estos hayan sido ordenados de manera decreciente. El primer vector es el que explica en mayor medida la variación de los datos de la muestra, luego el segundo y así sucesivamente. El resultado de este procedimiento consiste en entregar una medida que explique la variación de  $a_k$ , con  $k=1$  hasta el número de valores propios a incluir, con el fin de contar con un modelo suficientemente simplificado de la variación de los datos que a su vez mantenga un importante grado de predictibilidad (Hannachi, 2004).

$$\sum a = \lambda a \quad (9)$$

Donde,  $\sum a$  es la Función empírica ortogonal;  $a$  es un vector propio y  $\lambda$  un valor propio.

Para obtener la variación porcentual que representa el valor propio obtenido se procedió con la siguiente Ecuación (10):

$$\frac{100 * \lambda_k}{\sum_{k=1}^p \lambda_k} \% \quad (10)$$

Donde,  $\lambda_k$  es el valor propio correspondiente a la función número  $k$ , que es dividido por suma total de los valores propios obtenidos.

### **Estimación de los componentes principales (PC) y sus respectivas imágenes de funciones empíricas ortogonales (EOF)**

Cada PC fue estimado mediante la Ecuación 11 en donde la matriz de vectores propios fue multiplicada por la matriz descompuesta de dos dimensiones. Cada PC es presentado en una columna de una matriz de dos dimensiones y tiene el mismo porcentaje de representación de la variación de los datos analizados que su respectivo valor propio previamente calculado.

$$C_k(t) = \sum_{s=1}^p x'(t, s) a_k(s) \quad (11)$$

Donde,  $a_k$  es el vector propio número  $k$ ;  $x'$  es el campo de anomalías proyectado y  $C_k$  un componente principal.

El resultado corresponde al número de componentes principales, que explican el mayor porcentaje de variación de los datos analizados los cuales fueron graficados en el dominio del tiempo, y a las imágenes de las funciones empíricas ortogonales (EOF). Donde cada EOF corresponde a un componente principal y representa la misma variación porcentual de sus datos.

## RESULTADOS Y DISCUSIÓN

### Tendencias espacio-temporales mensuales y estacionales para MODIS y ERA-Interim

La Figura 4 presenta las anomalías medias mensuales de la temperatura de superficie para las imágenes de MODIS y ERA-Interim para la cuenca del Amazonas donde, mediante el cálculo de la pendiente, se puede establecer una tendencia positiva para ambos conjuntos de datos. Estas tendencias fueron estimadas para el último periodo de 15 años en 0,76 K/periodo y 0,35 K/periodo para MODIS y ERA-interim, respectivamente. Así mismo, para el periodo de datos de ERA-interim (entre 1979 a 2001) la tasa es positiva y equivalente a 0.08 K/periodo, por lo que se puede observar un alza importante en la tendencia durante los últimos 15 años analizados. Los resultados muestran además un importante aumento durante el 2015-2016 en el Amazonas que coincide con la ocurrencia del último fenómeno del Niño. Además de esto, se pueden apreciar otras alzas en las anomalías de las temperaturas medias mensuales durante años anteriores (1982-1983, 1997-1998, 2005, 2007 y 2010). Estos eventos coinciden con la ocurrencia de otros fenómenos del Niño o el AMO, resultado de oscilaciones en la temperatura superficial del Océano Atlántico. Es importante destacar que los eventos ocurridos en el 2005 y el 2010 produjeron sequías en la mayor parte de la cuenca del Amazonas por importantes aumentos de las temperaturas y por la disminución de la humedad relativa (Marengo et al., 2008; Lewis et al., 2011).

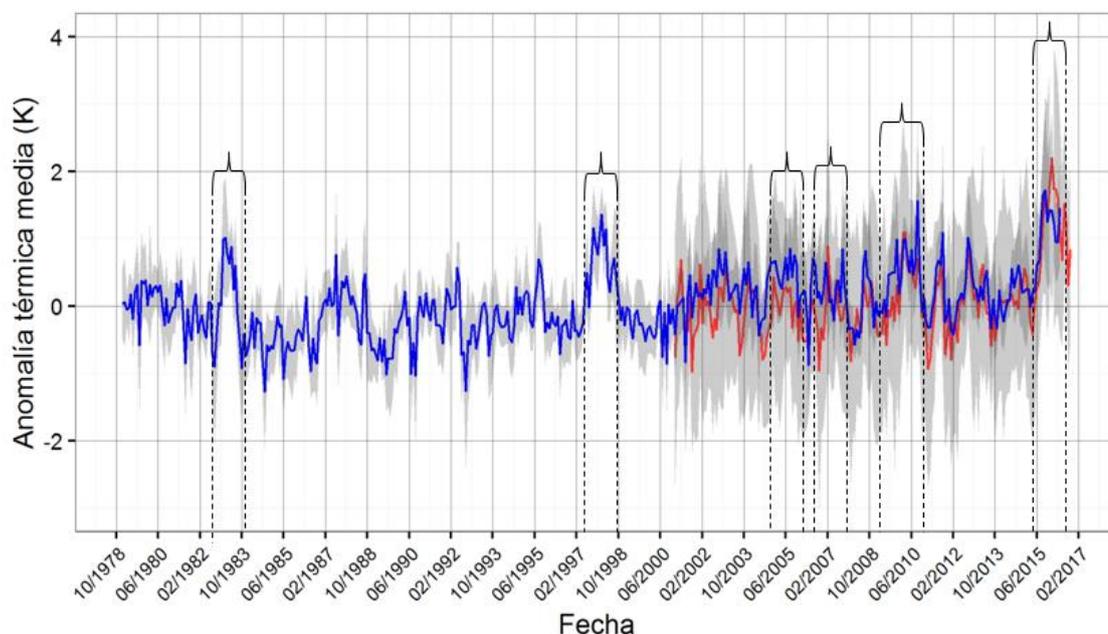


Figura 4. Anomalías térmicas medias mensuales para el sector de la cuenca del Amazonas. La línea azul representa los promedios de ERA-Interim, la línea roja los de MODIS y sombreado en gris las desviaciones estándar de ambos conjuntos de datos.

En la Figura 5 se presentan las tendencias de las anomalías térmicas mensuales (K) para las imágenes MODIS, los valores estadísticamente significativos ( $p\text{-value}<0,05$ ) se encuentran en el Apéndice 2.

A partir de estos resultados, se puede apreciar que los meses con mayores tendencias significativas para el área de estudio se encuentran entre junio y septiembre, siendo este último el mes en que se alcanza la mayor alza (0,094K), mientras que abril presentaría la menor (0,012K). Cabe destacar que las mayores tendencias de anomalías se presentan en el sudeste de la cuenca amazónica, coincidente con el Arco de la Deforestación (Malhi *et al.*, 2009; Soares-Filho *et al.*, 2006).

En la Figura 6 se muestra el promedio de las tendencias mensuales para la cuenca del Amazonas. La mayor parte de las tendencias medias son positivas con máximos en septiembre que por ser el mes de mayores temperaturas, es el que coincide además con la mayor ocurrencia de incendios forestales (Marengo *et al.*, 2008; Malhi *et al.*, 2009). Es importante destacar que los valores medios de las tendencias para todos los meses son positivos evidenciando un calentamiento medio en la cuenca del Amazonas y que el periodo JAS (julio, agosto y septiembre) presenta la máxima tasa de calentamiento. Este es el periodo seco del Amazonas y es crítico al considerar el balance hidrológico de la cuenca, el cual podría incrementarse debido al aumento paulatino de temperaturas de superficie (Li *et al.*, 2008; Jiménez-Muñoz *et al.*, 2016).

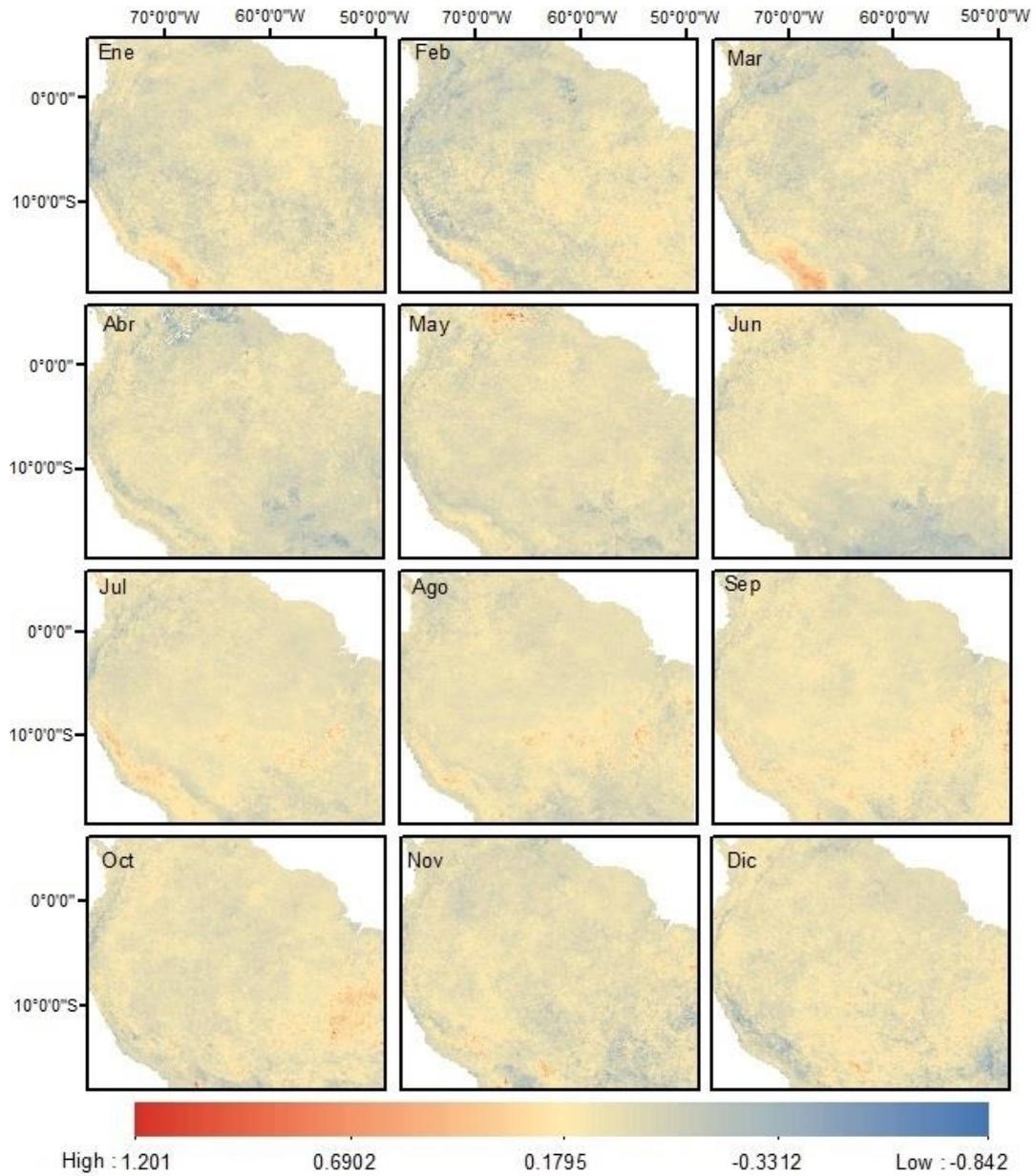


Figura 5. Tendencias de anomalías térmicas mensuales (K/mes) para cada mes, en las imágenes MODIS.

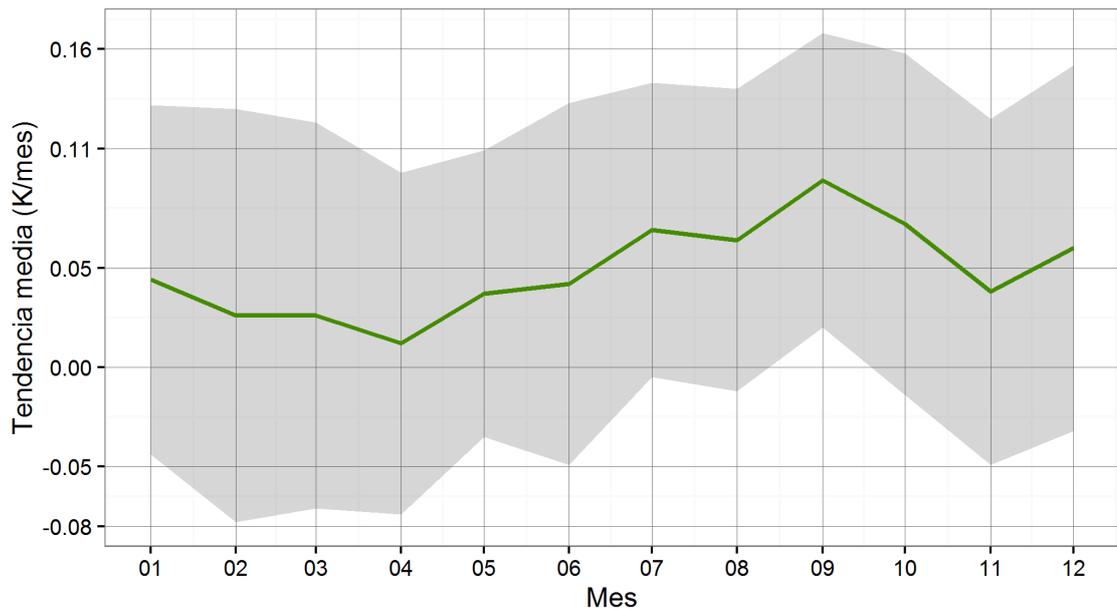


Figura 6. Medias mensuales de las tendencias estimadas en base a las anomalías térmicas derivadas con datos de MODIS. Línea verde representa el valor medio y sombreado gris la variabilidad mensual.

En la Figura 7 se presentan las tendencias de las anomalías térmicas mensuales (K) para las imágenes de ERA-Interim con una significancia estadística ( $p\text{-value} < 0,05$ ) (Ver Figura 17, Apéndice 3). Se puede apreciar de manera leve que los valores de tendencias máximas se encuentran en la cuenca Amazónica para los meses de agosto, septiembre y octubre. En cambio, los valores mínimos se encuentran en la costa Pacífica de Perú, la Cordillera de los Andes y la costa noreste del Brasil. Se aprecia, que la zona de Convergencia Intertropical no evidencia un aumento significativo de las tendencias de temperatura en la mayor parte del Océano Pacífico y parte del Atlántico Sur.

Por otra parte, la Figura 8 presenta la tasa de tendencia promedio de la zona considerada para ERA-interim. El promedio de las tendencias es positivo, aunque no significativo para la mayor parte del océano. Sin embargo, la variabilidad de la tendencia aumenta significativamente en los meses de agosto, septiembre y octubre debido a los máximos experimentados en la cuenca del Amazonas. Estos patrones de máxima temperaturas coinciden en estacionalidad con los resultados presentados para MODIS.

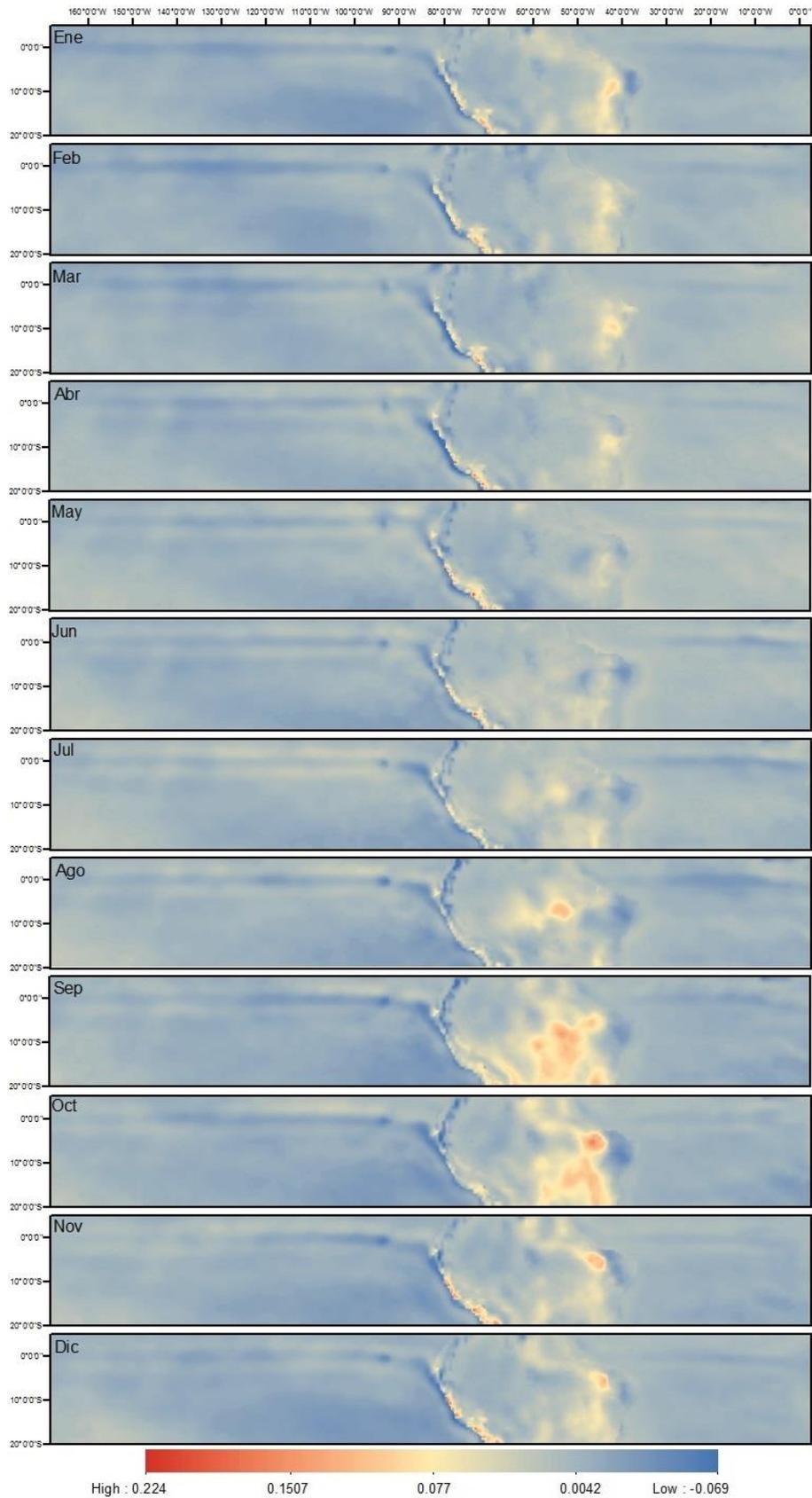


Figura 7. Tendencia de anomalías térmicas mensuales (K/mes) para cada mes, en las imágenes de ERA-Interim.

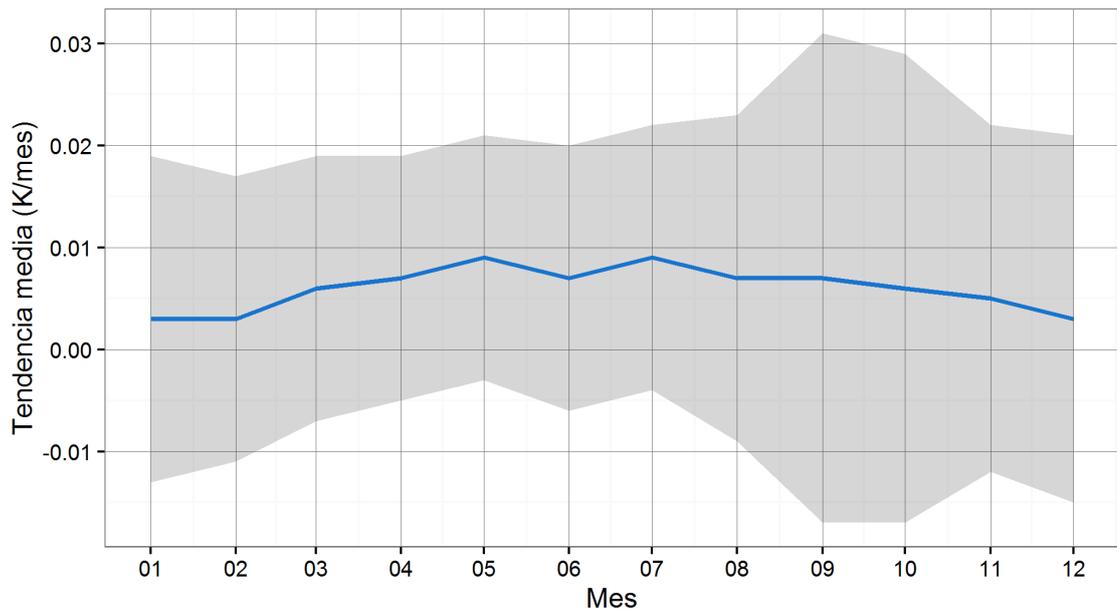


Figura 8. Medias mensuales de las tendencias estimadas en base a las anomalías térmicas derivadas con datos de ERA-Interim. Línea azul representa el valor medio y sombreado gris la variabilidad mensual.

En la Figura 9 se presentan los resultados obtenidos para las tendencias estacionales de las imágenes MODIS, a partir de las anomalías térmicas estacionales (K) con una significancia estadística ( $p\text{-value} < 0,05$ ) (Ver Apéndice 4, Figura 18). La máxima de la tendencia media se presenta en el invierno del hemisferio sur (JAS), donde los máximos valores se concentran en el sudeste del área de estudio o Arco de la Deforestación, lo que podría estar explicado por la fuerte presencia de incendios y deforestación (Malhi et al., 2009). Otoño en el hemisferio sur (AMJ) sería la estación de menor aumento promedio en la imagen de MODIS debido a las tendencias negativas en la parte inferior, fuera del Amazonas. Para el caso de OND, la mayoría de las tendencias positivas se concentran en el este de Brasil, nuevamente fuera de la cuenca del Amazonas. Y finalmente, para el caso de EFM, no se evidencian tendencias máximas a excepción del Noreste del río Amazonas.

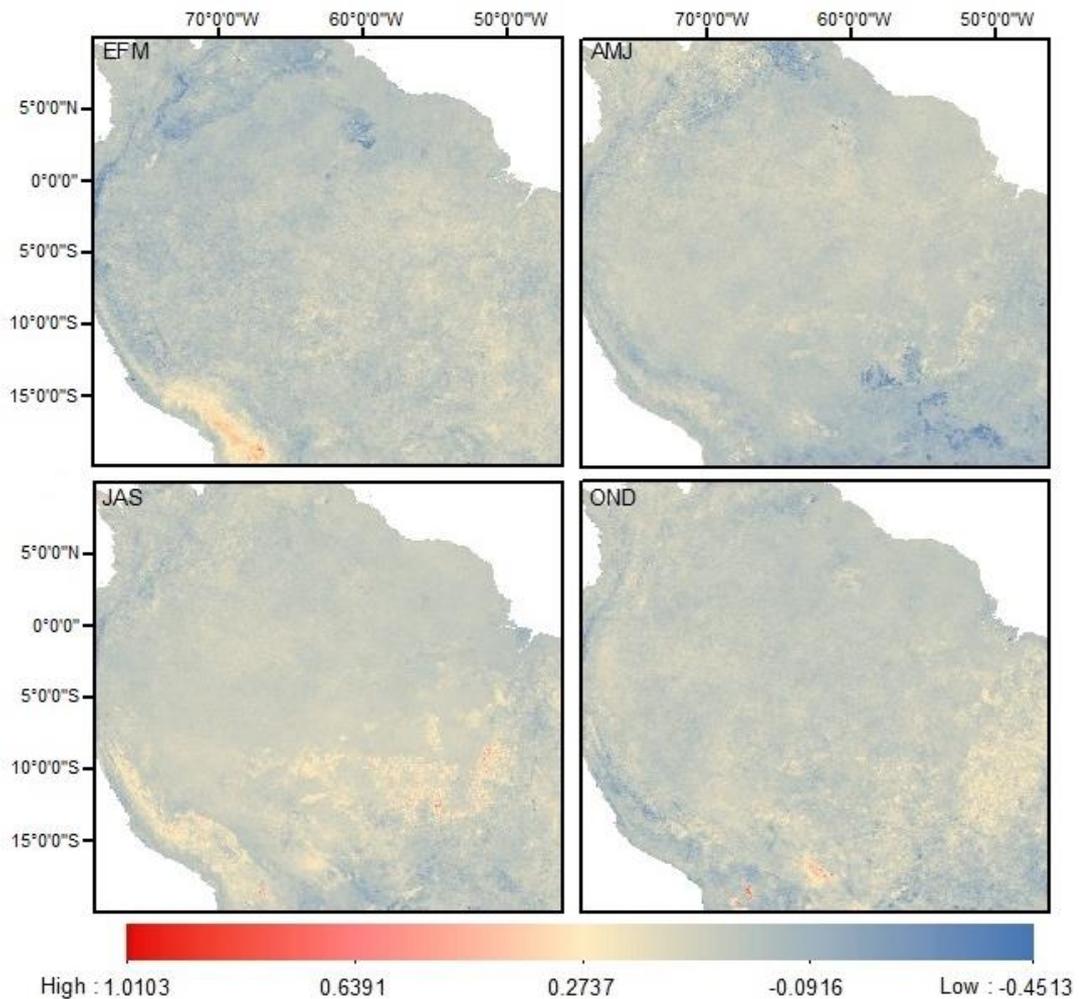


Figura 9. Tendencias térmicas estacionales (K/periodo) para imágenes de MODIS a partir de anomalías estacionales.

En la Figura 10 se presentan los resultados de las tendencias, obtenidos a partir de las anomalías térmicas estacionales (K/periodo) de las imágenes de ERA-Interim con una significancia estadística ( $p\text{-value} < 0,05$ ) (Ver Apéndice 5, Figura 19). En el Océano Pacífico y Atlántico no se aprecian valores máximos de tendencia para ninguna de las estaciones a diferencia de la cuenca del Amazonas donde existen valores máximos en JAS. De las estaciones, el invierno en el hemisferio sur (JAS) posee las mayores tendencias promedio (0,278 K/periodo) y estadísticamente significativas dentro del Amazonas. Por otra parte, el otoño (AMJ) sería la estación con los mínimos valores de tendencia promedio. Es posible establecer que los valores medios de tendencias son positivos y al igual que en los resultados presentados en MODIS, este aumento de la temperatura superficial del Amazonas y la posible ocurrencia de fenómenos climatológicos extremos como los incendios, sería resultado de un aumento gradual en las anomalías térmicas en los Océanos que ocurren en la estación previa (AMJ), tal como señalan algunos autores (Marengo et al., 2008; Lewis et al., 2011; Jiménez-Muñoz et al., 2015). Verano (EFM) y primavera (OND), por su parte presentan sus mayores tendencias positivas significativas al este de Brasil, pero fuera del área de la cuenca del Amazonas.

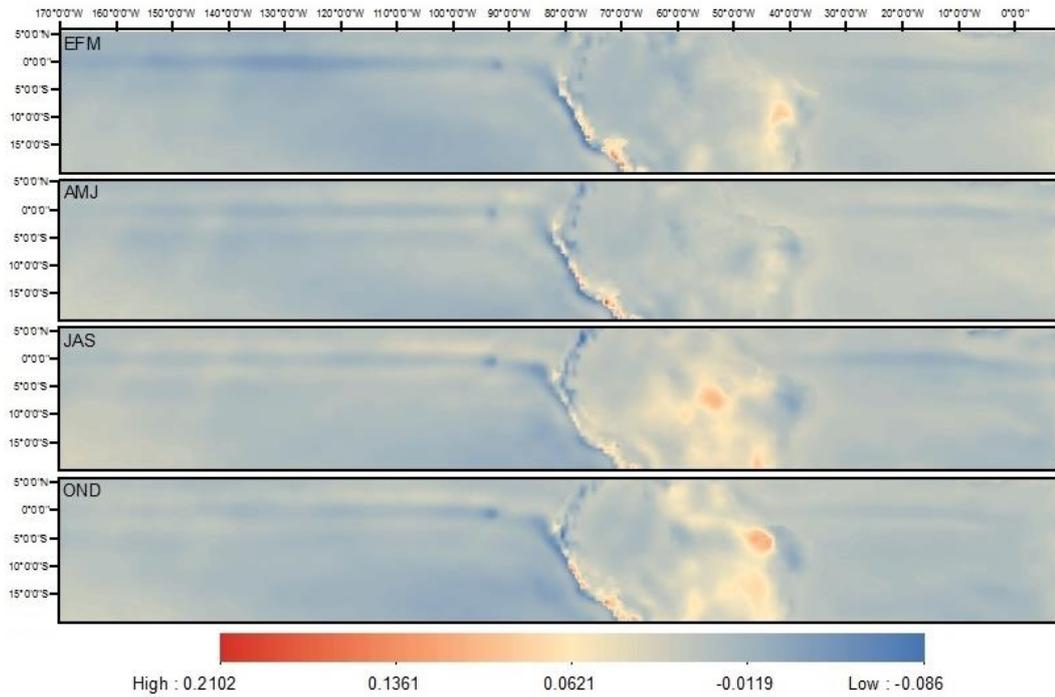


Figura 10. Tendencias térmicas estacionales (K/periodo) para imágenes de ERA-Interim a partir de anomalías estacionales.

### **Comparación de variaciones espacio-temporales en ERA-Interim(Gráficos y tabla de varianza-covarianza)**

Los años 1982-93, 1987, 1997-98, 2005, 2007, 2010 y 2015, presentan variaciones térmicas que coinciden con la ocurrencia de fenómenos del Niño o el AMO (Gloor et al., 2015) (Ver Figura 11a y b). La Figura 11a presenta las variaciones temporales de las anomalías térmicas superficiales de las zonas norte y sur del Océano Atlántico. La zona correspondiente al Atlántico norte, presenta mínimos posteriores a los fenómenos del Niño (independiente de su magnitud). Por otra parte, el máximo valor de la anomalías ocurre en 2010 durante una fuerte sequía en el Amazonas principalmente atribuida a una disminución de la humedad relativa en la cuenca (Doughty et al., 2015). Según Lewis et al., (2011) las variaciones térmicas en el Océano Atlántico, tendrían relación con variaciones térmicas dentro de la cuenca del Amazonas. De hecho, en dicha sequía ocurrió un alza en la temperatura del norte y sur del Océano Atlántico la cual habría provocado una disminución de las precipitaciones en el Amazonas. Por otra parte, en el atlántico sur se evidencia un mínimo para el evento niño del 1997-98 y un valor máximo para el último fenómeno del Niño 2015. En general, el comportamiento entre las zonas del atlántico norte y sur es opuesta en sus valores máximos y mínimos, aunque se presentan valores similares durante eventos extremos a excepción del fenómeno del Niño 2015 en el cual se registra una anomalías térmica máxima y mínima para el Atlántico sur y norte, respectivamente.

En la Figura 11b se presentan las variaciones de las anomalías térmicas superficiales de tres distintas zonas en el Océano Pacífico donde ocurren los fenómenos del Niño (EN34, EN12 Y ENPC, Ver Anexo 1) y del área total, que contempla la integración de las tres zonas mencionadas. Se puede evidenciar la existencia de tres importantes aumentos en la temperatura, coincidentes con la ocurrencia de tres fenómenos del Niño (1982-83, 1997-98 y 2015-2016), los cuáles habrían provocado alzas en las temperaturas del Amazonas (Gloor et al., 2015; Jiménez-Muñoz et al., 2016). Para el fenómeno del Niño del año 2015 se aprecia un alza promedio de la temperatura en las tres zonas del Océano Pacífico que no superaría las alzas vistas en 1982-83 y 1997-98.

Existe una variación similar entre los fenómenos del Niño que ocurren en EN34 y ENPC, que podría estar explicada por la proximidad de ambas zonas. Las mayores variaciones térmicas en la serie de tiempo ocurren en aquellos fenómenos del Niño que se desarrollan en ambos lugares del Océano Pacífico (EN34 y ENPC). Por otra parte, la zona EN12 tiene una menor variación térmica a lo largo de la serie de datos, con alzas que responden principalmente a los fenómenos del Niño que se desarrollan en ese lugar o aquellos fenómenos que alcanzan las máximas temperaturas.

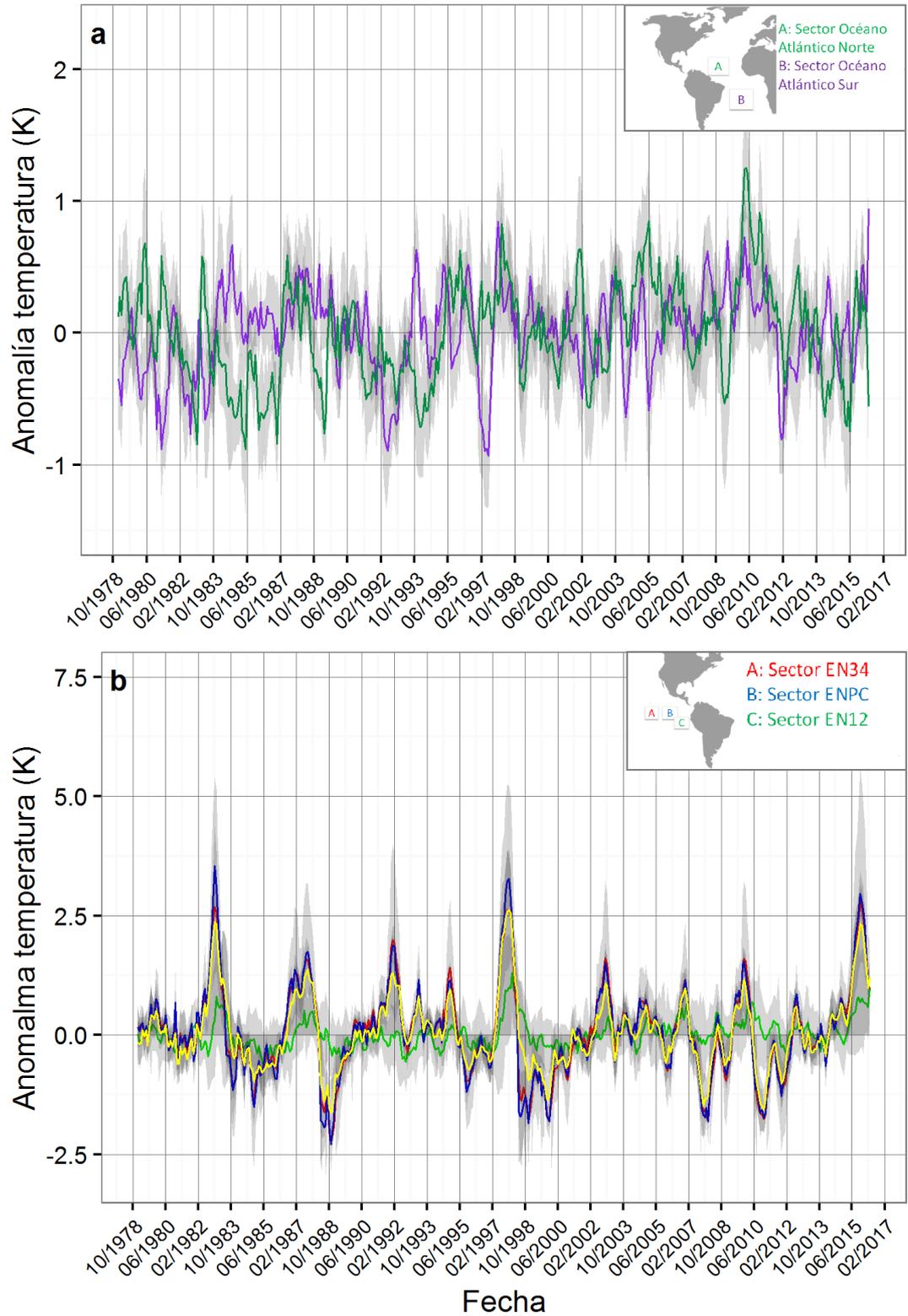


Figura 11. Variaciones espacio-temporales de las anomalías térmicas superficiales en el Océano Atlántico y el Océano Pacífico. (a), diferentes zonas del Océano Atlántico, zona norte (verde), zona sur (morado) y en gris las desviaciones estándar. (b), diferentes zonas del Océano Pacífico, EN12 (verde), EN34 (rojo), ENPC (azul), el conjunto de las tres zonas de ocurrencia de los fenómenos del Niño considerados (amarillo) y en color gris las desviaciones estándar.

A continuación, en la Figura 12, se observan las variaciones medias mensuales de las anomalías térmicas superficiales a través de la serie de datos para distintas subregiones de la cuenca amazónica y su totalidad. Las subregiones sureste y noreste del Amazonas corresponden a las zonas de mayor oscilación térmica, esto podría estar explicado por los factores que las caracterizan, como la deforestación y la ocurrencia de incendios (Malhi *et al.*, 2009). Por otra parte, las variaciones térmicas de la zona central serían dependientes del resto de variaciones en la cuenca del Amazonas.

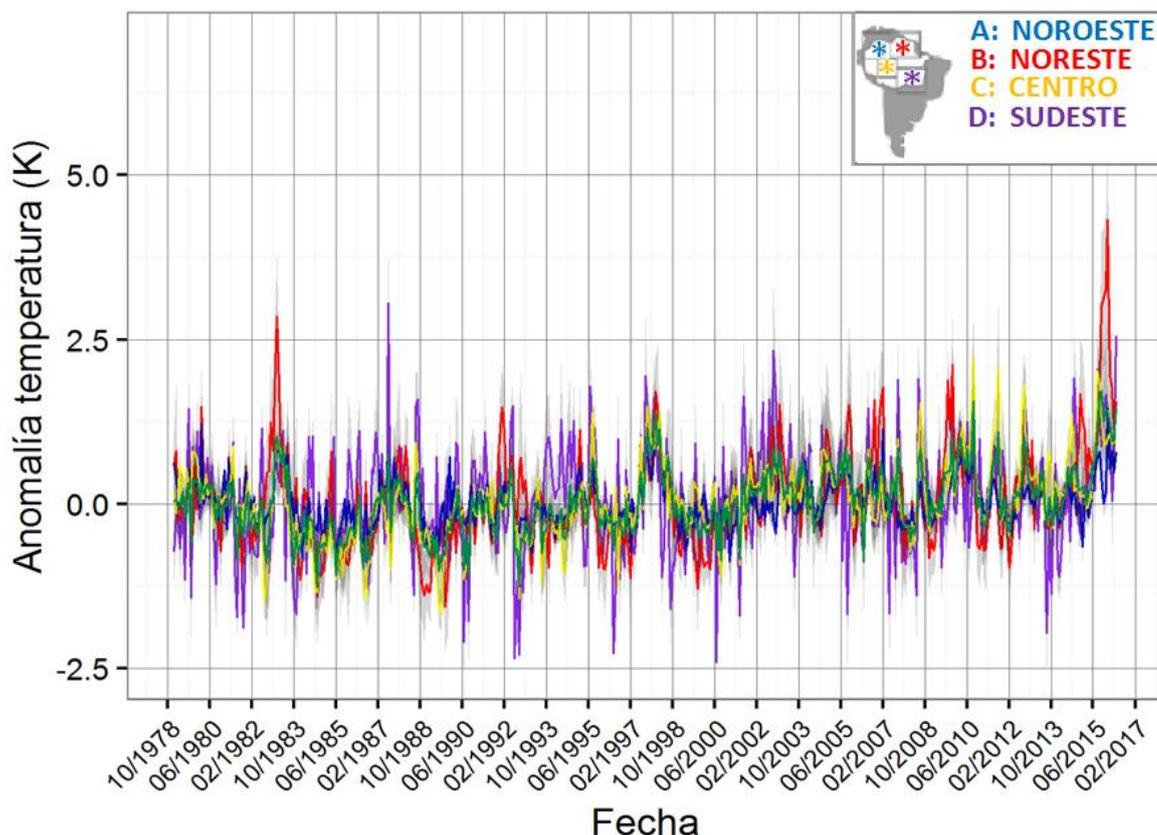


Figura 12. Variaciones espacio-temporales de las anomalías térmicas superficiales en las diferentes zonas del Amazonas. SE o sudeste (morado), NE o noreste (rojo), NO o noroeste (azul), centro (amarillo), Amazonas completo (verde) y en gris las desviaciones estándar.

En el Cuadro 1 se presenta la tabla de varianza-covarianza obtenida de los datos promedios calculados en las distintas zonas del Océano Atlántico, Pacífico y del Amazonas. Los valores de covarianza más elevados (mayor relación) relacionan a las zonas EN34 y ENPC así como al sudeste y noreste de la cuenca amazónica. Mientras que los valores negativos corresponden a la zona sur del Océano Atlántico respecto del Océano Pacífico, representando una relación inversamente proporcional entre sus variaciones de temperatura.

Cuadro 1. Matriz de varianza-covarianza entre los resultados promedio obtenidos a lo largo del tiempo para las imágenes de anomalías de cada zona. Se destacan las mayores variaciones (sobre 0,5 en rojo) y las negativas (en azul).

ZONAS	EN12	EN34	ENPC	Océano Pacífico	NE Amazonas	NO Amazonas	SE Amazonas	Centro	Amazonas	TNA	TSA
EN12	0,092	0,140	0,147	0,140	0,147	0,078	0,104	0,124	0,122	0,050	0,033
EN34	0,140	<b>0,835</b>	<b>0,863</b>	<b>0,663</b>	0,421	0,134	0,233	0,162	0,206	0,020	<b>-0,029</b>
ENPC	0,147	<b>0,863</b>	<b>0,916</b>	<b>0,694</b>	0,431	0,134	0,227	0,165	0,208	0,017	<b>-0,028</b>
Océano Pacífico	0,140	<b>0,663</b>	<b>0,694</b>	<b>0,567</b>	0,358	0,122	0,189	0,149	0,184	0,021	<b>-0,016</b>
NE Amazonas	0,147	0,421	0,431	0,358	<b>0,545</b>	0,174	0,188	0,221	0,266	0,079	<b>-0,004</b>
NO Amazonas	0,078	0,134	0,134	0,122	0,174	0,127	0,109	0,122	0,125	0,064	0,005
SE Amazonas	0,104	0,233	0,227	0,189	0,188	0,109	<b>0,716</b>	0,234	0,280	0,024	0,027
Centro	0,124	0,162	0,165	0,149	0,221	0,122	0,234	0,340	0,252	0,092	0,005
Amazonas	0,122	0,206	0,208	0,184	0,266	0,125	0,280	0,252	0,248	0,080	0,012
TNA	0,050	0,020	0,017	0,021	0,079	0,064	0,024	0,092	0,080	0,140	0,007
TSA	0,033	<b>-0,029</b>	<b>-0,028</b>	<b>-0,016</b>	<b>-0,004</b>	0,005	0,027	0,005	0,012	0,007	0,107

### Funciones Empíricas Ortogonales y Componentes Principales para la comparación del fenómeno del Niño 2015, con fenómenos de años anteriores

En la Figura 13 se presentan los Componentes Principales para las anomalías térmicas mensuales de ERA-Interim y en la Figura 14 las Funciones Empíricas Ortogonales de las anomalías térmicas. Las cuatro componentes principales resultantes explican el 66% de la variabilidad de la zona de convergencia intertropical estudiada en este trabajo. Se puede observar una importante variación de los datos representados por el PC 1 (44%) relacionados con eventos máximos que ocurren en el Océano Pacífico, específicamente en las zonas de EN34 y ENPC. Los eventos máximos explicados por la PC 1 tienen directa relación con la Oscilación de Sur, entre el fenómeno del Niño y la Niña, en 1982-83, 1997-98 y 2015-16. Además de una diferencia entre un evento de sequía (2005 y 2010) y los calentamientos observados en el Amazonas para estos mismos periodos.

El PC 2 (10%) tiene una tendencia positiva que podría estar relacionada al actual escenario de cambio climático global o las alzas en las temperaturas relacionadas a la estacionalidad del Amazonas. Por otra parte, el PC 3, representa el 7% de la variabilidad de los datos y podría estar relacionado a los cambios en las temperaturas que ocurren en la zona de EN12. Finalmente, el PC 4 (5% de variación), se encontraría explicado por un aumento en las temperaturas del Océano Atlántico tropical ya sea norte o sur.

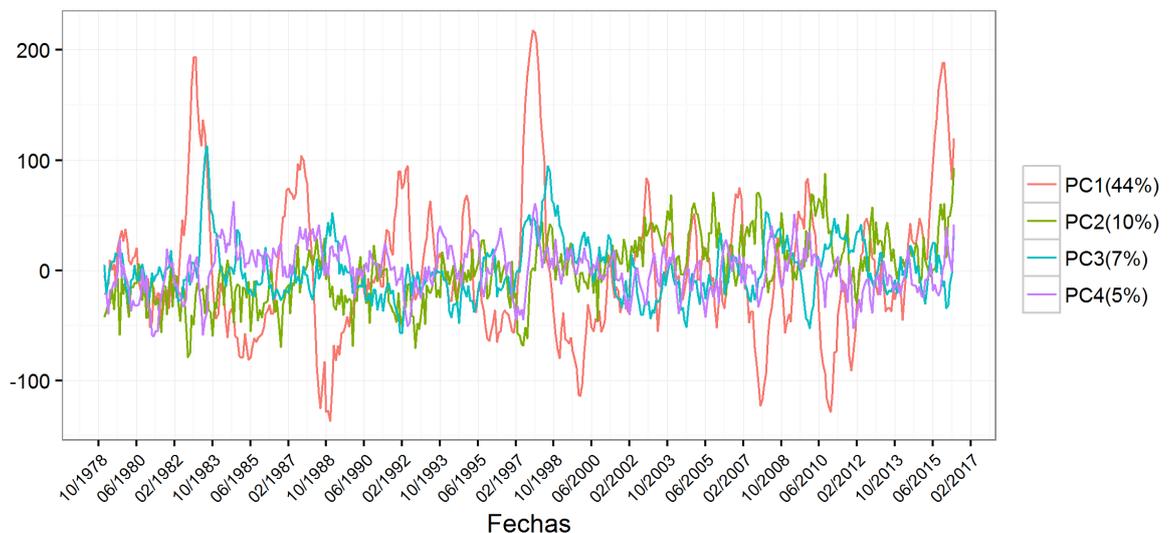


Figura 13. Componentes Principales para las anomalías térmicas mensuales de ERA-Interim.

Las EOF se muestran en la Figura 14. Para el caso de la EOF1 se puede apreciar el impacto en el Océano Pacífico tropical que incluye las zonas EN34, ENPC y EN12. La EOF2 muestra el impacto del Arco de la Deforestación del Amazonas como zona de mayor influencia en esta componente ortogonal. Para el caso de las EOF3 y 4 ocurre un efecto opuesto entre el Océano Pacífico EN12 y el Océano Atlántico norte y sur, respectivamente. Es importante destacar que la zona EN12 se acentúa en la EOF3 a

diferencia de la EOF1 donde sus máximos se observan en las zonas centrales del Océano Pacífico.

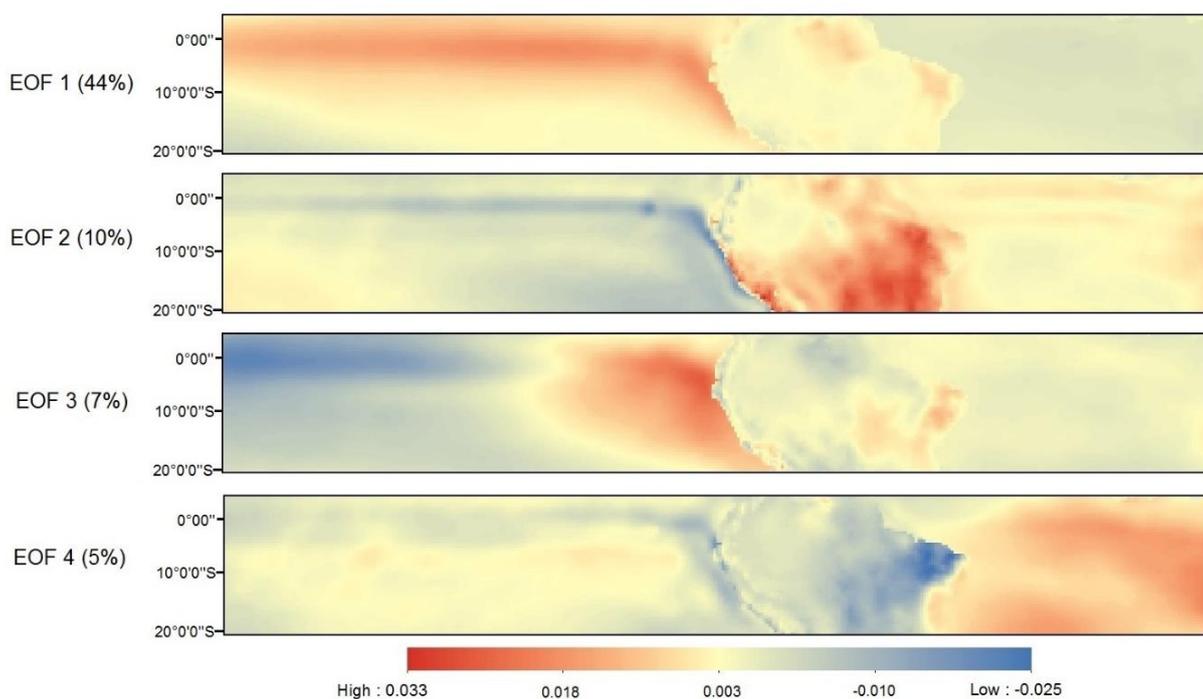


Figura 14. Imágenes de las Funciones Empíricas Ortogonales para las anomalías térmicas mensuales de ERA-Interim.

## DISCUSIÓN

El análisis de las tendencias térmicas fue realizado entre 2001-2016 y 1979-2016, para MODIS y ERA-Interim, respectivamente. Sin embargo, no todos los datos del año 2016 se encontraban disponibles en la plataforma utilizada durante la realización de este trabajo, por lo que posiblemente no todos los efectos del fenómeno del Niño 2015 sobre la temperatura superficial del Amazonas puedan ser observados a cabalidad en esta investigación.

A partir de los resultados obtenidos, se puede establecer que todas las tendencias medias, tanto mensuales como estacionales, para ambos productos utilizados, son positivas, lo que concuerda con lo establecido por Cox et al., (2000, 2004). De la serie de anomalías medias mensuales obtenidas para la cuenca se observaron máximos coincidentes con fenómenos climatológicos de gran escala, algunos de los cuáles ocasionaron sequías en el Amazonas por alzas en las temperaturas y otros por la disminución de la humedad relativa (2010). De estos máximos, los valores extremos se registraron durante el fenómeno del Niño 2015 resultado de importantes anomalías térmicas generadas por el fenómeno en la zona noroeste de la cuenca amazónica. Cabe destacar, que estas alzas fueron las mayores registradas en el siglo para las anomalías térmicas de la cuenca y no ocurrieron al sudeste, como se podría haber esperado de la zona con las mayores variaciones térmicas en la serie de tiempo analizada y además caracterizada por el Arco de la Deforestación.

De las covarianzas obtenidas entre los distintos sectores analizados, donde los fenómenos climatológicos de gran escala tienen un impacto térmico, se puede observar la relación directa entre las zonas del Océano Pacífico EN34 y ENPC, explicada por su cercanía espacial, y la relación inversa observada entre variaciones de temperaturas en las distintas zonas del Océano Pacífico (EN34 y ENPC) y la zona sur del Océano Atlántico. Esta última, habría variado durante los últimos dos fenómenos del Niño de mayores magnitudes (1997-98 y 2015-16) donde se habrían registrado alzas térmicas en las zonas mencionadas de ambos Océanos. Este cambio en las variaciones no necesariamente provocaría las mismas consecuencias térmicas sobre la cuenca.

Mediante los componentes principales estimados se alcanza una explicación del 66% de la variación de los datos de anomalías, el PC 1 presenta sus máximos para el nivel donde las temperaturas aumentan de manera coincidente con la Oscilación del fenómeno del Niño y los mínimos para los eventos de sequía, independientes del fenómeno climatológico que las origine. En cambio, los PC 2, 3 y 4, tienen relación con diferentes eventos, sin evidenciar alguno de manera específica. En el caso de los EOF 1 y 3, se observa que en la zona de EN12 existe un alto grado de variación, lo que podría incrementar la variabilidad de esta zona en el modelo de los componentes resultantes de este trabajo.

## CONCLUSIONES

En este trabajo se analizaron los cambios en la temperatura superficial de la cuenca del Amazonas comparando los fenómenos del Niño ocurridos entre 1980 y 2016, utilizando los productos de la plataforma Thermal Amazoni@ Viewer que entrega datos satelitales derivados del sensor MODIS y climáticos provenientes de ERA-interim. Las tendencias de la temperatura superficial de la cuenca medidas mediante métodos estadísticos no paramétricos como Mann-Kendall y Sen Slope, resultaron positivas tanto en los datos MODIS como de ERA-Interim. Los valores de tendencias positivas estadísticamente significativos ( $p < 0,05$ ) se concentraron en la zona del Arco de la Deforestación, especialmente durante los meses de invierno en el hemisferio sur y en el noreste de la cuenca, durante los meses de otoño.

Los máximos valores de anomalías medias mensuales del Amazonas coinciden con alzas en las temperaturas que derivan de distintos fenómenos climatológicos, de estos, el 2015 fue el año con los máximos extremos, superando los 2 K de anomalías medias para la cuenca y que coinciden con el último fenómeno del Niño. Estos máximos se presentaron en el noreste de la cuenca y sobrepasaron todos los valores de anomalías registrados entre 1979 y 2016.

Finalmente, los resultados de esta investigación permiten entender, en un contexto de cambio climático, en qué medida los fenómenos climatológicos de gran escala pueden afectar las temperaturas de la cuenca y producir futuros eventos climáticos extremos sin precedentes. Sin embargo, para mejorar la precisión y el detalle de lo ocurrido en la cuenca a partir de 1979 o durante el fenómeno del Niño 2015, sería recomendable realizar una actualización de las tendencias y gráficas realizadas, utilizando los datos faltantes para el año 2016 y 2017, en donde se cierra el ciclo de la Oscilación del Océano Pacífico y se puede estimar la real magnitud del fenómeno, complementando los datos utilizados con información in-situ (e.g. precipitaciones) así como de la estructura y vigor vegetacional de la canopia de los bosques tropicales.

**BIBLIOGRAFÍA**

Andreae, M. O., Rosenfeld, D., Artaxo, P., Costa, A. A., Frank, G. P., Longo, K. M., and Silva-Dias, M. A. F. 2004. Smoking rain clouds over the Amazon. *Science*, 303(5662), 1337-1342.

Apogee Instruments. s.f. SI-111: Standard Field of View Infrared Radiometer Sensor. [En Línea]. Recuperado en <<http://www.apogeeinstruments.co.uk/standard-field-of-view-infrared-radiometer-sensor-si-111/>>. Citado el 04 de abril de 2016.

Aragao, L. E. O., Malhi, Y., Roman-Cuesta, R. M., Saatchi, S., Anderson, L. O., and Shimabukuro, Y. E. 2007. Spatial patterns and fire response of recent Amazonian droughts. *Geophysical Research Letters*, 34(7).

Ashok, K., Behera, S. K., Rao, S. A., Weng, H., and Yamagata, T. 2007. El Niño Modoki y its possible teleconnection. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 112(C11).

Atkinson, P. M., Dash, J., and Jeganathan, C. 2011. Amazon vegetation greenness as measured by satellite sensors over the last decade. *Geophysical Research Letters*, 38(19).

Baccini, A. G. S. J., Goetz, S. J., Walker, W. S., Laporte, N. T., Sun, M., Sulla-Menashe, D., and Samanta, S. 2012. Estimated carbon dioxide emissions from tropical deforestation improved by carbon-density maps. *Nature Climate Change*, 2(3), 182-185.

Balsamo, G., Albergel, C., Beljaars, A., Boussetta, S., Brun, E., Cloke, H., and De Rosnay, P. 2015. ERA-Interim/Land: a global land surface reanalysis data set. *Hydrology and Earth System Sciences*, 19(1), 389-407.

Beaumont, L. J., Pitman, A., Perkins, S., Zimmermann, N. E., Yoccoz, N. G., and Thuiller, W. 2011. Impacts of climate change on the world's most exceptional ecoregions. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 108(6), 2306-2311.

Behera, S. K., and Yamagata, T. (2001). Subtropical SST dipole events in the southern Indian Ocean. *Geophysical Research Letters*, 28(2), 327-330.

Borchert, R. 1994. Soil and stem water storage determine phenology and distribution of tropical dry forest trees. *Ecology*, 75(5), 1437-1449.

Bousquet, P., Peylin, P., Ciais, P., Le Quéré, C., Friedlingstein, P., and Tans, P. P. 2000. Regional changes in carbon dioxide fluxes of land and oceans since 1980. *Science*, 290 (5495), 1342-1346.

- Brando, P. M., Goetz, S. J., Baccini, A., Nepstad, D. C., Beck, P. S., and Christman, M. C. 2010. Seasonal and interannual variability of climate and vegetation indices across the Amazon. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 107(33), 14685-14690.
- Brando, P. M., Nepstad, D. C., Balch, J. K., Bolker, B., Christman, M. C., Coe, M., and Putz, F. E. 2012. Fire- induced tree mortality in a neotropical forest: the roles of bark traits, tree size, wood density and fire behavior. *Global Change Biology*, 18(2), 630-641.
- Brennan, P. 2016. 2016 El Niño: Don't mock the croc. NASA's Jet Propulsion Laboratory. [En Línea]. Recuperado en: <<http://climate.nasa.gov/news/2397/>>. Citado el 3 de abril de 2016.
- Brienen, R. J., Phillips, O. L., Feldpausch, T. R., Gloor, E., Baker, T. R., Lloyd, J., and Martinez, R. V. 2015. Long-term decline of the Amazon carbon sink. *Nature*, 519(7543), 344-348.
- Brown, I. F., Schroeder, W., Setzer, A., Maldonado, R., Pantoja, N., Duarte, A., and Marengo, J. 2006. Monitoring fires in southwestern Amazonia rain forests. *Eos*, 87(26), 253-264.
- Bush, M. B., Silman, M. R., and Urrego, D. H. 2004. 48,000 years of climate and forest change in a biodiversity hot spot. *Science*, 303(5659), 827-829.
- Cai, W., Borlace, S., Lengaigne, M., Van Rensch, P., Collins, M., Vecchi, G., and England, M. H. 2014. Increasing frequency of extreme El Niño events due to greenhouse warming. *Nature Climate Change*, 4(2), 111-116.
- Castanho, A. D., Galbraith, D., Zhang, K., Coe, M. T., Costa, M. H., and Moorcroft, P. 2016. Changing Amazon biomass and the role of atmospheric CO<sub>2</sub> concentration, climate, and land use. *Global Biogeochemical Cycles*.
- Christensen, J. H., Hewitson, B., Busuioc, A., Chen, A., Gao, X., Held, R., and Magaña Rueda, V. 2007. Regional climate projections. Climate Change, 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, University Press, Cambridge, Chapter 11, 847-940.
- Collins, M., An, S. I., Cai, W., Ganachaud, A., Guilyardi, E., Jin, F. F., and Vecchi, G. 2010. The impact of global warming on the tropical Pacific Ocean and El Niño. *Nature Geoscience*, 3(6), 391-397.
- Cook, K. H., and Vizy, E. K. 2008. Effects of twenty-first-century climate change on the Amazon rain forest. *Journal of Climate*, 21(3), 542-560.
- Costa, M. H., and Foley, J. A. 2000. Combined effects of deforestation and doubled atmospheric CO<sub>2</sub> concentrations on the climate of Amazonia. *Journal of Climate*, 13(1), 18-34.

Cox, P. M., Betts, R. A., Jones, C. D., Spall, S. A., and Totterdell, I. J. 2000. Acceleration of global warming due to carbon-cycle feedbacks in a coupled climate model. *Nature*, 408(6809), 184-187.

Cox, P. M., Betts, R. A., Collins, M., Harris, P. P., Huntingford, C., and Jones, C. D. 2004. Amazonian forest dieback under climate-carbon cycle projections for the 21st century. *Theoretical and applied climatology*, 78(1-3), 137-156.

Cox, P. M., Harris, P. P., Huntingford, C., Betts, R. A., Collins, M., Jones, C. D., and Nobre, C. A. 200). Increasing risk of Amazonian drought due to decreasing aerosol pollution. *Nature*, 453(7192), 212-215.

Davidson, E. A., de Araújo, A. C., Artaxo, P., Balch, J. K., Brown, I. F., Bustamante, M. M., and Munger, J. W. 2012. The Amazon basin in transition. *Nature*, 481(7381), 321-328.

Da Rocha, H. R., Manzi, A. O., Cabral, O. M., Miller, S. D., Goulden, M. L., Saleska, S. R., and Vourlitis, G. 2009. Patterns of water and heat flux across a biome gradient from tropical forest to savanna in Brazil. *Journal of Geophysical Research: Biogeosciences*, 114(G1).

Dee, D. P., Uppala, S. M., Simmons, A. J., Berrisford, P., Poli, P., Kobayashi, S., and Bechtold, P. 2011. The ERA-Interim reanalysis: Configuration and performance of the data assimilation system. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 137(656), 553-597.

DeFries, R. S., Houghton, R. A., Hansen, M. C., Field, C. B., Skole, D., and Townshend, J. 2002. Carbon emissions from tropical deforestation and regrowth based on satellite observations for the 1980s and 1990s. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 99(22), 14256-14261.

Dirzo, R., and Raven, P. H. 2003. Global state of biodiversity and loss. *Annual Review of Environment and Resources*, 28(1), 137-167.

Doughty, C. E., Metcalfe, D. B., Girardin, C. A. J., Amézquita, F. F., Cabrera, D. G., Huasco, W. H., and Feldpausch, T. R. 2015. Drought impact on forest carbon dynamics and fluxes in Amazonia. *Nature*, 519(7541), 78-82.

Espinoza Villar, J. C., Ronchail, J., Guyot, J. L., Cochonneau, G., Naziano, F., Lavado, W., and Vauchel, P. 2009. Spatio-temporal rainfall variability in the Amazon basin countries (Brazil, Peru, Bolivia, Colombia, and Ecuador). *International Journal of Climatology*, 29(11), 1574-1594.

Fearnside, P. (2008). The roles and movements of actors in the deforestation of Brazilian Amazonia. *Ecology and society*, 13(1).

- Field, C. B., Behrenfeld, M. J., Randerson, J. T., and Falkowski, P. 1998. Primary production of the biosphere: integrating terrestrial and oceanic components. *Science*, 281(5374), 237-240
- Fisher, R. A., Williams, M., Do, V., Lobo, R., Da Costa, A. L., and Meir, P. 2006. Evidence from Amazonian forests is consistent with isohydric control of leaf water potential. *Plant, Cell & Environment*, 29(2), 151-165.
- Fan, Q., Wang, Y., and Zhu, L. 2013. Complexity analysis of spatial-temporal precipitation system by PCA and SDLE. *Applied Mathematical Modelling*, 37(6), 4059-4066.
- Foley, J. A., Asner, G. P., Costa, M. H., Coe, M. T., DeFries, R., Gibbs, H. K., and Snyder, P. 2007. Amazonia revealed: forest degradation and loss of ecosystem goods and services in the Amazon Basin. *Frontiers in Ecology and the Environment*, 5(1), 25-32.
- Fung, I. Y., Doney, S. C., Lindsay, K., and John, J. 2005. Evolution of carbon sinks in a changing climate. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, 102(32), 11201-11206.
- Galbraith, D., Levy, P. E., Sitch, S., Huntingford, C., Cox, P., Williams, M., and Meir, P. 2010. Multiple mechanisms of Amazonian forest biomass losses in three dynamic global vegetation models under climate change. *New Phytologist*, 187(3), 647-665.
- Gatti, L. V., Gloor, M., Miller, J. B., Doughty, C. E., Malhi, Y., Domingues, L. G., and Freitas, S. 2014. Drought sensitivity of Amazonian carbon balance revealed by atmospheric measurements. *Nature*, 506(7486), 76-80.
- Gilbert, R.O. 1987. Sen's Nonparametric Estimator of Slope. *Statistical Methods for Environmental Pollution Monitoring*. John Wiley and Sons, 217-219.
- Gentry, A. H., and Lopez-Parodi, J. 1982. Deforestation and increased flooding of the upper Amazon. *Science* (New York, NY), 215(4531), 427-427.
- Gloor, M., Barichivich, J., Ziv, G., Brienen, R., Schöngart, J., Peylin, P., and Baker, J. 2015. Recent Amazon climate as background for possible ongoing and future changes of Amazon humid forests. *Global Biogeochemical Cycles*, 29 (9), 1384-1399.
- Gonzalez, P., Neilson, R. P., Lenihan, J. M., y Drapek, R. J. 2010. Global patterns in the vulnerability of ecosystems to vegetation shifts due to climate change. *Global Ecology and Biogeography*, 19(6), 755-768.
- Graham, E. A., Mulkey, S. S., Kitajima, K., Phillips, N. G., and Wright, S. J. 2003. Cloud cover limits net CO<sub>2</sub> uptake and growth of a rainforest tree during tropical rainy seasons. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 100(2), 572-576.

- Guan, K., Pan, M., Li, H., Wolf, A., Wu, J., Medvigy, D., and Liang, M. 2015. Photosynthetic seasonality of global tropical forests constrained by hydroclimate. *Nature Geoscience*, 8(4), 284-289.
- Hannachi, A. 2004. A primer for EOF analysis of climate data. Department of Meteorology, University of Reading, 1-33.
- Hilker, T., Lyapustin, A. I., Tucker, C. J., Hall, F. G., Myneni, R. B., Wang, Y., and Sellers, P. J. 2014. Vegetation dynamics and rainfall sensitivity of the Amazon. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 111(45), 16041-16046.
- Huete, A. R., Didan, K., Shimabukuro, Y. E., Ratana, P., Saleska, S. R., Hutya, L. R., and Myneni, R. 2006. Amazon rainforests green-up with sunlight in dry season. *Geophysical research letters*, 33(6).
- Huntingford, C., Zelazowski, P., Galbraith, D., Mercado, L. M., Sitch, S., Fisher, R., and Malhi, Y. 2013. Simulated resilience of tropical rainforests to CO<sub>2</sub>-induced climate change. *Nature Geoscience*, 6(4), 268-273.
- Hutya, L. R., Munger, J. W., Saleska, S. R., Gottlieb, E., Daube, B. C., Dunn, A. L., and Wofsy, S. C. 2007. Seasonal controls on the exchange of carbon and water in an Amazonian rain forest. *Journal of Geophysical Research: Biogeosciences*, 112(G3).
- Jiménez-Muñoz, J. C., Sobrino, J. A., Mattar, C., and Malhi, Y. 2013. Spatial and temporal patterns of the recent warming of the Amazon forest. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 118(11), 5204-5215.
- Jiménez-Muñoz, J. C., Mattar, C., Sobrino, J. A., and Malhi, Y. 2015a. A database for the monitoring of thermal anomalies over the Amazon forest and adjacent intertropical oceans. *Scientific data*, 2.
- Jiménez-Muñoz, J. C., Mattar, C., Sobrino, J. A., and Malhi, Y. 2015b. Digital thermal monitoring of the Amazon forest: an intercomparison of satellite and reanalysis products. *International Journal of Digital Earth*, 1-22.
- Jiménez-Muñoz, J. C., Mattar, C., Barichivich, J., Santamaría-Artigas, A., Takahashi, K., Malhi, Y., and van der Schrier, G. 2016. Record-breaking warming and extreme drought in the Amazon rainforest during the course of El Niño 2015–2016. *Scientific Reports*, 6.
- Justino, F., Stordal, F., Vizzy, E. K., Cook, K. H., and Pereira, M. P. 2016. Greenhouse Gas Induced Changes in the Seasonal Cycle of the Amazon Basin in Coupled Climate-Vegetation Regional Model. *Climate*, 4(1), 3.
- Keller, M., Alencar, A., Asner, G. P., Braswell, B., Bustamante, M., Davidson, E., and Kruijt, B. 2004. Ecological research in the large-scale biosphere–atmosphere experiment in Amazonia: early results. *Ecological Applications*, 14(sp4), 3-16.

Keller, M., Bustamante, M., Gash, J., and Dias, P. S. (Eds.). 2013. Amazonia and global change (Vol. 186). John Wiley & Sons.

Kendall, M. G. 1975. Rank Correlation Methods. Charles Griffin: London.

Kodani, E., Awaya, Y., Tanaka, K., and Matsumura, N. 2002. Seasonal patterns of canopy structure, biochemistry and spectral reflectance in a broad-leaved deciduous *Fagus crenata* canopy. *Forest Ecology and Management*, 167(1), 233-249.

Kug, J. S., Jin, F. F., and An, S. I. 2009. Two types of El Niño events: cold tongue El Niño and warm pool El Niño. *Journal of Climate*, 22(6), 1499-1515.

Lapola, D. M., Oyama, M. D., and Nobre, C. A. 2009. Exploring the range of climate biome projections for tropical South America: the role of CO<sub>2</sub> fertilization and seasonality. *Global Biogeochemical Cycles*, 23(3).

Larkin, N. K., and Harrison, D. E. 2005. Global seasonal temperature and precipitation anomalies during El Niño autumn and winter. *Geophysical Research Letters*, 32(16).

Latif, M., and Keenlyside, N. S. 2009. El Niño/Southern Oscillation response to global warming. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 106(49), 20578-20583.

Laurance, W. F., Useche, D. C., Shoo, L. P., Herzog, S. K., Kessler, M., Escobar, F., and Hietz, P. (2011). Global warming, elevational ranges and the vulnerability of tropical biota. *Biological Conservation*, 144(1), 548-557.

Levine, N. M., Zhang, K., Longo, M., Baccini, A., Phillips, O. L., Lewis, S. L., and Feldpausch, T. R. 2016. Ecosystem heterogeneity determines the ecological resilience of the Amazon to climate change. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 113(3), 793-797.

Lewis, S. L. 2006. Tropical forests and the changing earth system. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London B: Biological Sciences*, 361(1465), 195-210.

Lewis, S. L., Brando, P. M., Phillips, O. L., van der Heijden, G. M., and Nepstad, D. 2011. The 2010 amazon drought. *Science*, 331(6017), 554-554.

Li, W., Fu, R., Juarez, R. I. N., and Fernandes, K. 2008. Observed change of the standardized precipitation index, its potential cause and implications to future climate change in the Amazon region. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London B: Biological Sciences*, 363(1498), 1767-1772.

Li, W., Zhang, P., Ye, J., Li, L., and Baker, P. A. 2011. Impact of two different types of El Niño events on the Amazon climate and ecosystem productivity. *Journal of Plant Ecology*, 4(1-2), 91-99.

Lin, J. C., Matsui, T., Pielke, R. A., and Kummerow, C. 2006. Effects of biomass burning derived aerosols on precipitation and clouds in the Amazon Basin: A satellite based empirical study. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 111(D19).

Lloyd, J., and Farquhar, G. D. 2008. Effects of rising temperatures and [CO<sub>2</sub>] on the physiology of tropical forest trees. *Philosophical Transactions of the Royal Society B: Biological Sciences*, 363(1498), 1811-1817.

Lynch, P. 2016. El Niño Could Drive Intense Season for Amazon Fires. NASA Goddard Space Flight Center. [En Línea]. Recuperado en: <<http://www.nasa.gov/feature/goddard/2016/el-ni-o-could-drive-intense-season-for-amazon-fires>>. Citado el 25 de Julio de 2016.

Malhi, Y., and Grace, J. 2000. Tropical forests and atmospheric carbon dioxide. *Trends in Ecology & Evolution*, 15(8), 332-337.

Malhi, Y., Pegoraro, E., Nobre, A. D., Pereira, M. G. P., Grace, J., Culf, A. D., and Clement, R. 2002. Energy and water dynamics of a central Amazonian rain forest. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 107(D20).

Malhi, Y., Phillips, O. L., Lloyd, J., Baker, T., Wright, J., Almeida, S., and Killeen, T. 2002. An international network to monitor the structure, composition and dynamics of Amazonian forests (RAINFOR). *Journal of Vegetation Science*, 13(3), 439-450.

Malhi, Y., and Wright, J. 2004. Spatial patterns and recent trends in the climate of tropical rainforest regions. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London B: Biological Sciences*, 359(1443), 311-329.

Malhi, Y., and Phillips, O. 2005. *Tropical forests and global atmospheric change*. Oxford University Press on Demand.

Malhi, Y., Wood, D., Baker, T. R., Wright, J., Phillips, O. L., Cochrane, T., and Higuchi, N. 2006. The regional variation of aboveground live biomass in old-growth Amazonian forests. *Global Change Biology*, 12(7), 1107-1138.

Malhi, Y., Roberts, J. T., Betts, R. A., Killeen, T. J., Li, W., and Nobre, C. A. 2008. Climate change, deforestation, and the fate of the Amazon. *Science*, 319(5860), 169-172.

Malhi, Y., Aragão, L. E., Galbraith, D., Huntingford, C., Fisher, R., Zelazowski, P., and Meir, P. 2009. Exploring the likelihood and mechanism of a climate-change-induced dieback of the Amazon rainforest. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 106(49), 20610-20615.

Marengo, J. A., Nobre, C. A., Tomasella, J., Oyama, M. D., Sampaio de Oliveira, G., De Oliveira, R., and Brown, I. F. 2008. The drought of Amazonia in 2005. *Journal of Climate*, 21(3), 495-516.

- Marengo, J. A., Tomasella, J., Alves, L. M., Soares, W. R., and Rodriguez, D. A. 2011. The drought of 2010 in the context of historical droughts in the Amazon region. *Geophysical Research Letters*, 38(12).
- Marengo, J. A., and Espinoza, J. C. 2015. Extreme seasonal droughts and floods in Amazonia: causes, trends and impacts. *International Journal of Climatology*.
- McDowell, N. G., Beerling, D. J., Breshears, D. D., Fisher, R. A., Raffa, K. F., and Stitt, M. 2011. The interdependence of mechanisms underlying climate-driven vegetation mortality. *Trends in Ecology & Evolution*, 26(10), 523-532.
- Melillo, J. M., Houghton, R. A., Kicklighter, D. W., and McGuire, A. D. 1996. Tropical deforestation and the global carbon budget. *Annual Review of Energy and the Environment*, 21(1), 293-310.
- Meehl, G. A., Teng, H., and Branstator, G. 2006. Future changes of El Niño in two global coupled climate models. *Climate Dynamics*, 26(6), 549-566.
- Moran, E. F., Adams, R., Bakoyéma, B., Fiorini, S., and Boucek, B. 2006. Human strategies for coping with El Niño related drought in Amazônia. *Climatic Change*, 77(3-4), 343-361.
- Morton, D. C., Nagol, J., Carabajal, C. C., Rosette, J., Palace, M., Cook, B. D., and North, P. R. 2014. Amazon forests maintain consistent canopy structure and greenness during the dry season. *Nature*, 506(7487), 221-224.
- Myneni, R. B., Yang, W., Nemani, R. R., Huete, A. R., Dickinson, R. E., Knyazikhin, Y., and Hashimoto, H. 2007. Large seasonal swings in leaf area of Amazon rainforests. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 104(12), 4820-4823.
- Nepstad, D. C., de Carvalho, C. R., Davidson, E. A., Jipp, P. H., Lefebvre, P. A., Negreiros, G. H., and Vieira, S. 1994. The role of deep roots in the hydrological and carbon cycles of Amazonian forests and pastures.
- Nepstad, D., Lefebvre, P., Lopes da Silva, U., Tomasella, J., Schlesinger, P., Solorzano, L., and Guerreira Benito, J. 2004. Amazon drought and its implications for forest flammability and tree growth: A basin-wide analysis. *Global change biology*, 10(5), 704-717.
- Nepstad, D. C., Tohver, I. M., Ray, D., Moutinho, P., and Cardinot, G. 2007. Mortality of large trees and lianas following experimental drought in an Amazon forest. *Ecology*, 88(9), 2259-2269.
- Nielsen, A. A., Andersen, O. B., and Knudsen, P. 2009. Kernel empirical orthogonal function analysis of 1992-2008 global sea surface height anomaly data. In *Fifth International Workshop on the Analysis of Multi-temporal Remote Sensing Images, MultiTemp* (pp. 373-376).

- Pan, Y., Birdsey, R. A., Fang, J., Houghton, R., Kauppi, P. E., Kurz, W. A., and Ciais, P. 2011. A large and persistent carbon sink in the world's forests. *Science*, 333(6045), 988-993.
- Patel, K. 2015. NASA Studying 2015 El Niño Event As Never Before. Greenbelt, Md. [En Línea]. Recuperado en: <<https://www.nasa.gov/feature/goddard/nasa-studying-2015-el-nino-event-as-never-before>>. Citado el 3 de abril de 2016.
- Phillips, O. L., Aragão, L. E., Lewis, S. L., Fisher, J. B., Lloyd, J., López-González, G., and Van Der Heijden, G. 2009. Drought sensitivity of the Amazon rainforest. *Science*, 323(5919), 1344-1347.
- Phillips, O. L., and Lewis, S. L. 2014. Evaluating the tropical forest carbon sink. *Global change biology*, 20(7), 2039-2041.
- Powell, T. L., Galbraith, D. R., Christoffersen, B. O., Harper, A., Imbuzeiro, H., Rowland, L., and Levine, N. M. 2013. Confronting model predictions of carbon fluxes with measurements of Amazon forests subjected to experimental drought. *New Phytologist*, 200(2), 350-365.
- Rammig, A., Jupp, T., Thonicke, K., Tietjen, B., Heinke, J., Ostberg, S., and Cox, P. 2010. Estimating the risk of Amazonian forest dieback. *New Phytologist*, 187(3), 694-706.
- Roberts, D. A., Nelson, B. W., Adams, J. B., and Palmer, F. 1998. Spectral changes with leaf aging in Amazon caatinga. *Trees*, 12(6), 315-325.
- Rocha, R. P. D., Cuadra, S. V., Reboita, M. S., Kruger, L. F., Ambrizzi, T., and Krusche, N. 2012. Effects of RegCM3 parameterizations on simulated rainy season over South America.
- Saatchi, S., Asefi-Najafabady, S., Malhi, Y., Aragão, L. E., Anderson, L. O., Myneni, R. B., and Nemani, R. 2013. Persistent effects of a severe drought on Amazonian forest canopy. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 110 (2), 565-570.
- Saji, N. H., Goswami, B. N., Vinayachandran, P. N., and Yamagata, T. 1999. A dipole mode in the tropical Indian Ocean. *Nature*, 401(6751), 360-363.
- Salazar, L. F., Nobre, C. A., and Oyama, M. D. 2007. Climate change consequences on the biome distribution in tropical South America. *Geophysical Research Letters*, 34(9).
- Saleska, S. R., Didan, K., Huete, A. R., and Da Rocha, H. R. 2007. Amazon forests green-up during 2005 drought. *Science*, 318(5850), 612-612.
- Saleska, S. R., Wu, J., Guan, K., Araujo, A. C., Huete, A., Nobre, A. D., and Restrepo-Coupe, N. 2016. Dry-season greening of Amazon forests. *Nature*, 531(7594), E4-E5.

Samanta, A., Ganguly, S., Hashimoto, H., Devadiga, S., Vermote, E., Knyazikhin, Y., and Myneni, R. B. 2010. Amazon forests did not green-up during the 2005 drought. *Geophysical research letters*, 37(5).

Samanta, A., Ganguly, S., Vermote, E., Nemani, R. R., and Myneni, R. B. 2012. Why is remote sensing of amazon forest greenness so challenging?. *Earth Interactions*, 16(7), 1-14.

Sen, P.K. 1968. Estimates of the regression coefficient based on Kendall's tau, *Journal of the American Statistical Association*. 63: 1379-1389.

Silva Dias, M. D., Rutledge, S., Kabat, P., Silva Dias, P. D., Nobre, C., Fisch, G., and Fuentes, J. D. 2002. Cloud and rain processes in a biosphere-atmosphere interaction context in the Amazon region. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 107(D20).

Soares-Filho, B. S., Nepstad, D. C., Curran, L. M., Cerqueira, G. C., Garcia, R. A., Ramos, C. A., and Schlesinger, P. 2006. Modelling conservation in the Amazon basin. *Nature*, 440(7083), 520-523.

Solman, S. A., Sanchez, E., Samuelsson, P., da Rocha, R. P., Li, L., Marengo, J., and Le Treut, H. 2013. Evaluation of an ensemble of regional climate model simulations over South America driven by the ERA-Interim reanalysis: model performance and uncertainties. *Climate Dynamics*, 41(5-6), 1139-1157.

Solomon, S. (Ed.). 2007. Climate change 2007-the physical science basis: Working group I contribution to the fourth assessment report of the IPCC (Vol. 4). Cambridge University Press.

Toomey, M., Roberts, D. A., Still, C., Goulden, M. L., and McFadden, J. P. 2011. Remotely sensed heat anomalies linked with Amazonian forest biomass declines. *Geophysical Research Letters*, 38(19).

Trenberth, K. E., and Caron, J. M. 2000. The Southern Oscillation revisited: Sea level pressures, surface temperatures, and precipitation. *Journal of Climate*, 13(24), 4358-4365.

Trenberth, K. E., and Stepaniak, D. P. 2001. Indices of El Niño evolution. *Journal of Climate*, 14(8), 1697-1701.

Voituriez, B. 2003. Los caprichos del océano: Efectos sobre el clima y los recursos vivos. UNESCO. [En Línea]. Recuperado en: <<http://unesdoc.unesco.org/images/0013/001307/130717s.pdf>> Citado el 14 de junio de 2016.

Waliser, D. E., and Gautier, C. (1993). A satellite-derived climatology of the ITCZ. *Journal of Climate*, 6(11), 2162-2174.

Weare, B. C., and Nasstrom, J. S. 1982. Examples of extended empirical orthogonal function analyses. *Monthly Weather Review*, 110(6), 481-485

Werth, D., and Avissar, R. 2002. The local and global effects of Amazon deforestation. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 107(D20).

Wright, S. J., and Van Schaik, C. P. 1994. Light and the phenology of tropical trees. *American Naturalist*, 192-199.

Yeh, S. W., Kug, J. S., Dewitte, B., Kwon, M. H., Kirtman, B. P., and Jin, F. F. 2009. El Niño in a changing climate. *Nature*, 461(7263), 511-514.

Yoo, C., and Kim, S. 2004. EOF analysis of surface soil moisture field variability. *Advances in Water Resources*, 27(8), 831-842.

Yu, J. Y., Kao, H. Y., and Lee, T. 2010. Subtropics-related interannual sea surface temperature variability in the central equatorial Pacific. *Journal of Climate*, 23(11), 2869-2884.

## ANEXOS

**Anexo 1: Cuadro de definiciones para las diferentes regiones, basado en el estudio de Ashok et al., (2007).**

Nombre	Definición
NINO3.4	La región que promedia las anomalías de temperatura en la superficie del mar se encuentra limitada por (5°N-5°S, 170°O-120°O)
NINO3	El área que contiene las anomalías de temperatura superficial del mar se encuentra limitada por (5°N-5°S, 150°O-90°O)
NINO1+2	La región que contiene las anomalías de temperatura superficial del mar se encuentra limitada por (El Ecuador hasta 10°S, 90°O-80°O)
NINO4	La región que contiene las anomalías de temperatura superficial del mar se encuentra limitada por (5°N-5°S, 160°E-150°O)
Trans-Nino index	Está definido por la diferencia normalizada de la temperatura superficial del mar entre NINO4 y NINO1+2 (Trenberth y Stepaniak, 2001)
Indian Ocean Dipole Mode Index	Las anomalías de temperatura superficial del mar se encuentran entre el Oeste (50°E-70°E, 10°S-10°N) y el Sudeste (90°E-10°E, 10°S hasta el ecuador) (Saji et al., 1999)
Subtropical Dipole Mode Index	Las anomalías de temperatura superficial del mar se encuentran entre el Oeste Subtropical (55°E-65°E, 37°S-27°S) y Sudeste (90°E-100°E, 28°S-18°S) (Behera y Yamagata, 2001)
El Niño Modoki Index	Los detalles se encuentran luego de la ecuación (1) en Ashok et al., 2007

## Anexo 2: Anomalías de temperatura superficial del mar durante eventos del fenómeno del Niño entre 1970 y 2005.

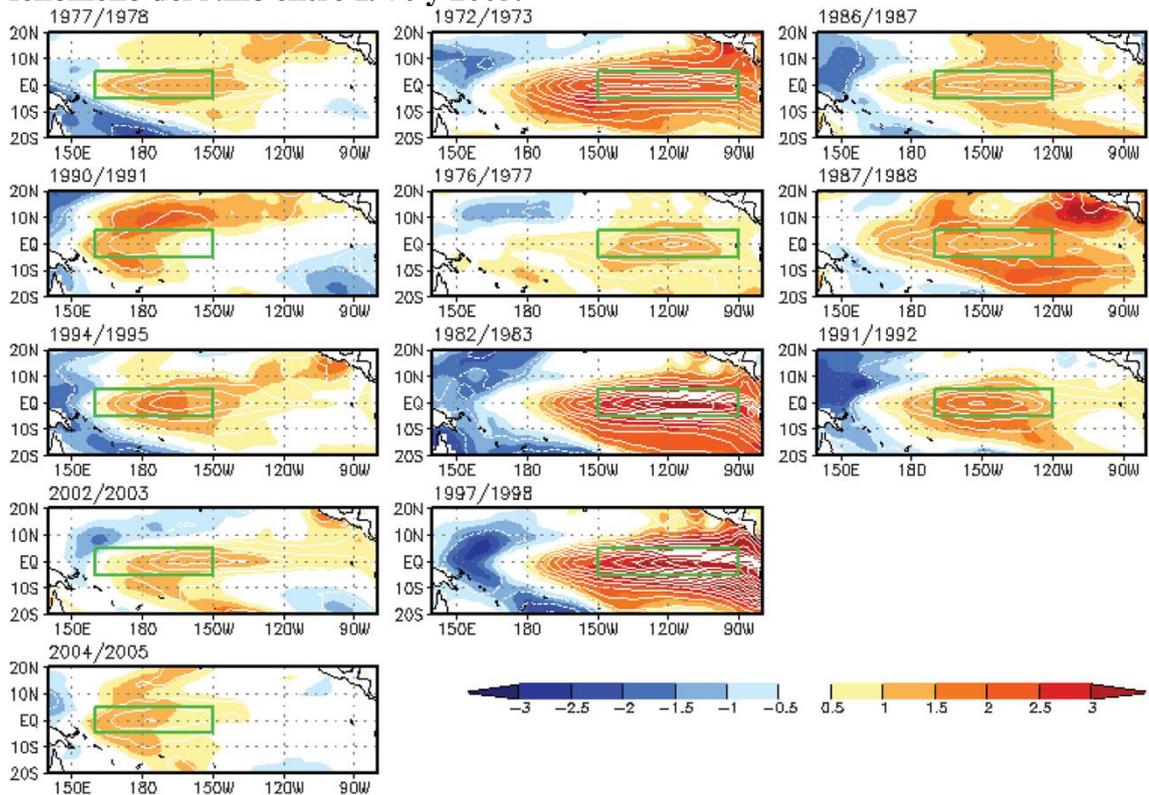
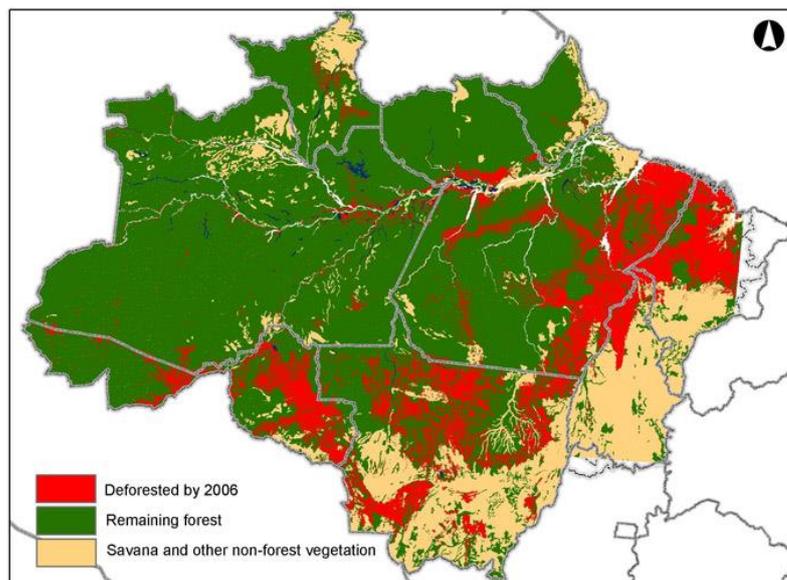


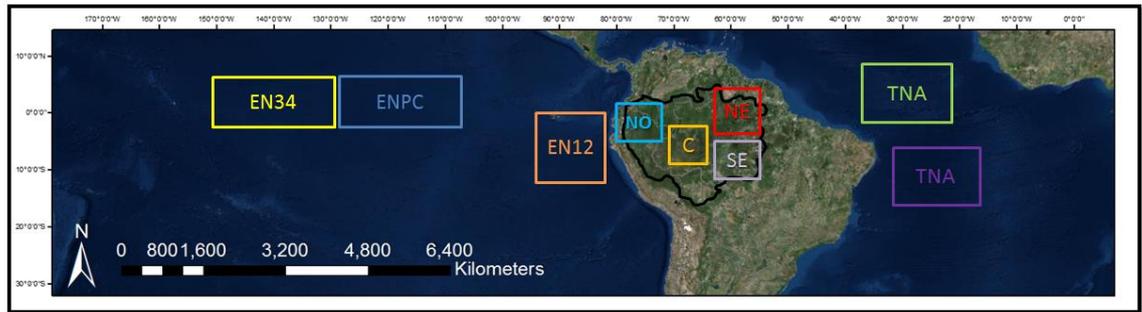
Figura 15. Anomalías promediadas desde septiembre hasta febrero del año siguiente. Los eventos del Niño son clasificados en “El Niño piscina de agua caliente” (izquierda), “El Niño del Pacífico Central” (al medio) y mezclas de El Niño (derecha). Fuente: Kug *et al.*, (2009).

## Anexo 3: Arco de la Deforestación durante el 2005, en el Amazonas Brasileiro (Fearnside, 2008).



## APÉNDICES

**Apéndice 1: Área de estudio con las zonas aproximadas del Amazonas, Océano Pacífico y Océano Atlántico utilizadas para analizar y comparar las anomalías térmicas mensuales en el tiempo (Malhi y Wright, 2004; Jiménez-Muñoz et al., 2013).**



**Apéndice 2: Resultado de significancias mensuales a partir de las anomalías térmicas mensuales de los datos de MODIS.**

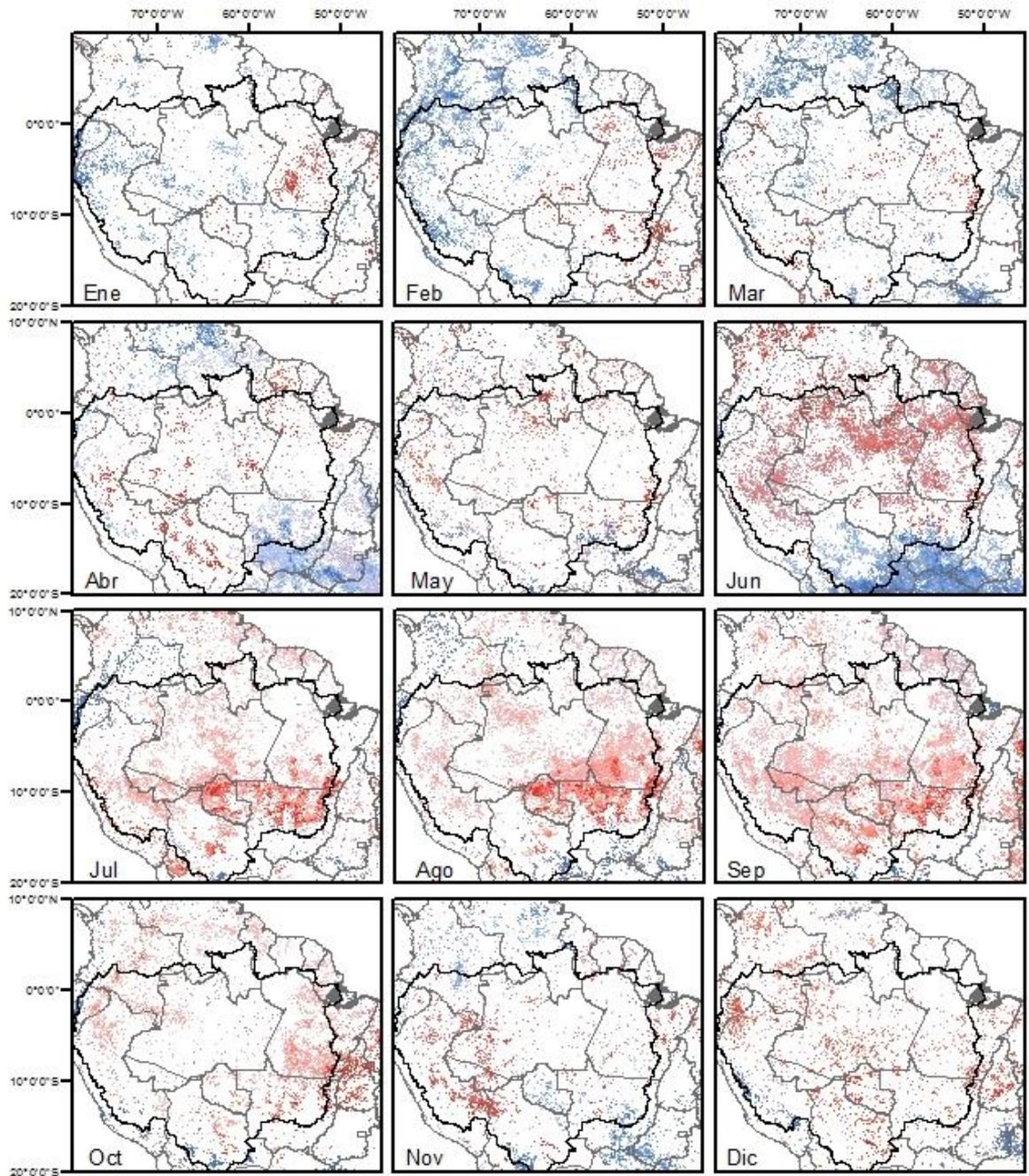


Figura 16. Tendencias mensuales estadísticamente significativas ( $p\text{-value} < 0,05$ ) obtenidas a partir de las anomalías térmicas mensuales de MODIS. Las tendencias positivas se encuentran en rojo y las negativas en azul.

**Apéndice 3: Resultado de significancias mensuales a partir de las anomalías térmicas mensuales de los datos de ERA-Interim.**

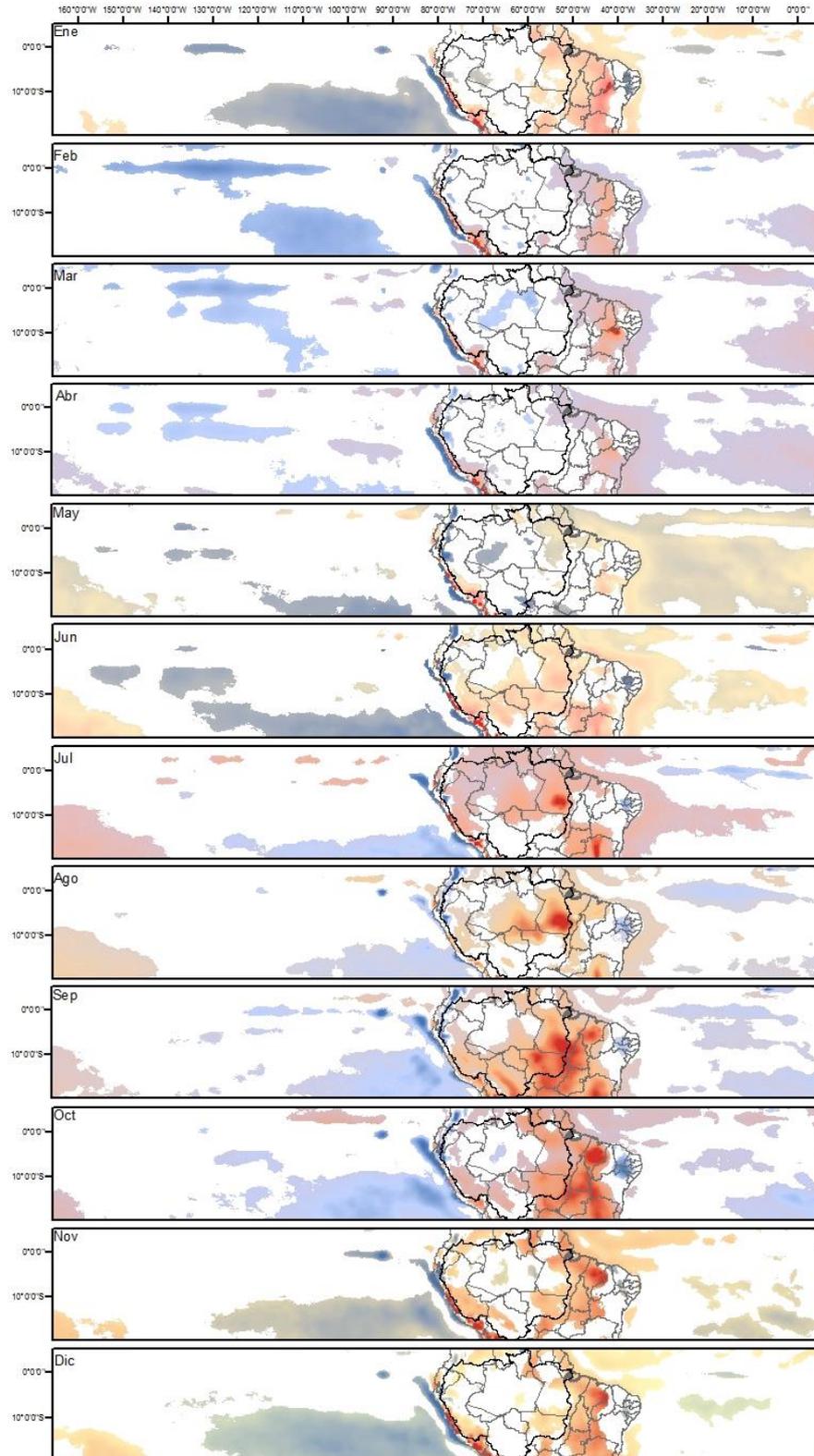


Figura 17. Tendencias mensuales estadísticamente significativas ( $p\text{-value} < 0,05$ ) obtenidas a partir de las anomalías térmicas mensuales de MODIS. Las tendencias positivas se encuentran en rojo y las negativas en azul.

**Apéndice 4: Resultado de significancias estacionales a partir de las anomalías térmicas estacionales de los datos de MODIS.**

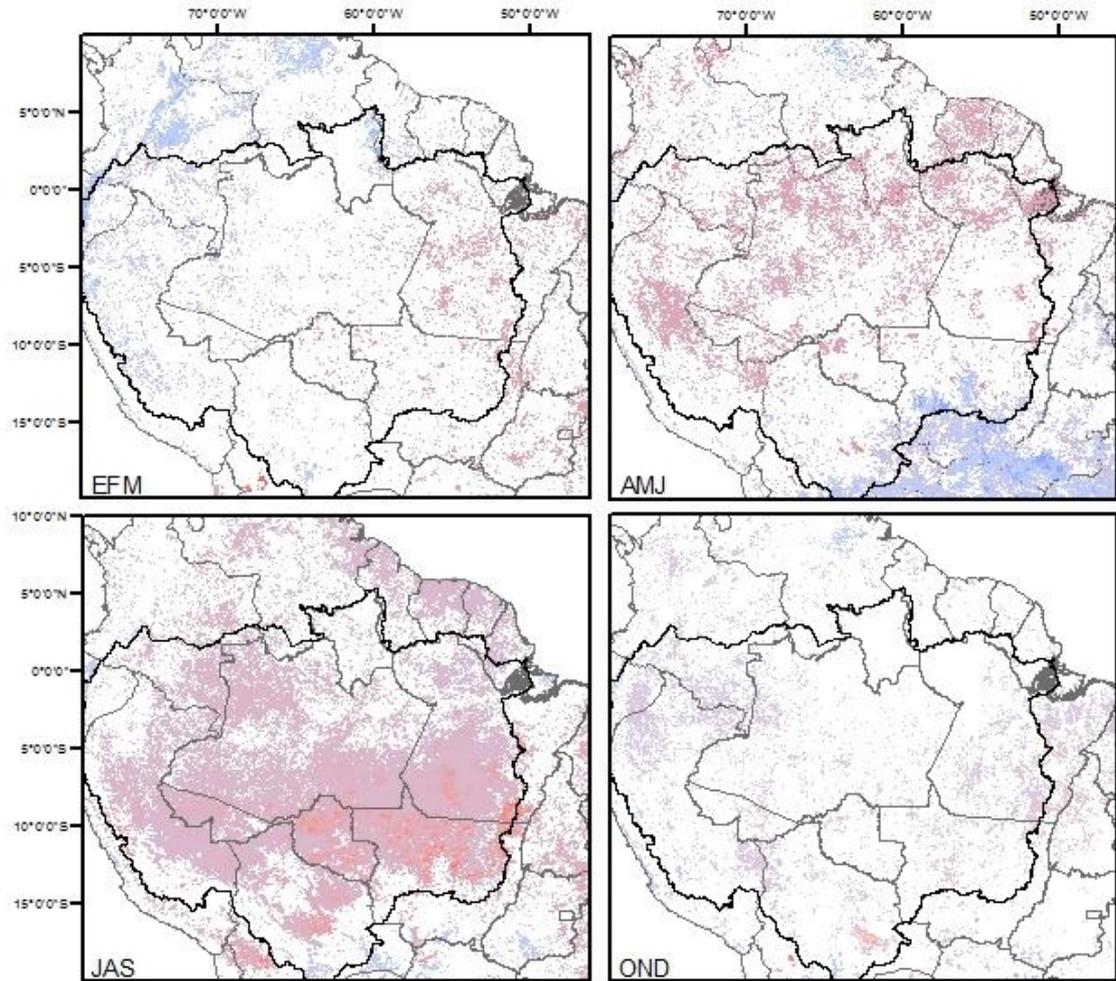


Figura 18. Tendencias estacionales estadísticamente significativas ( $p\text{-value} < 0,05$ ) obtenidas a partir de las anomalías térmicas estacionales de MODIS. Las tendencias positivas se encuentran en rojo y las negativas en azul.

**Apéndice 5: Resultado de significancias estacionales a partir de las anomalías térmicas estacionales de los datos de ERA-Interim.**

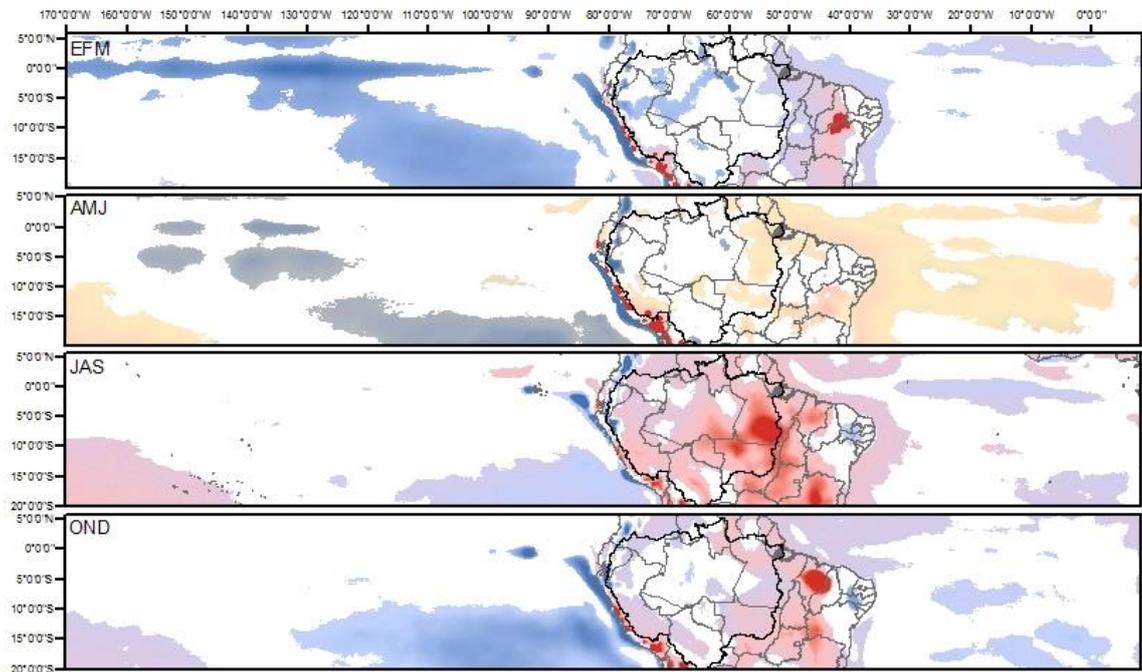


Figura 19. Tendencias estacionales estadísticamente significativas ( $p\text{-value} < 0,05$ ) obtenidas a partir de las anomalías térmicas estacionales de ERA-Interim. Las tendencias positivas se encuentran en rojo y las negativas en azul.