

Influencia de la actividad de la vegetación en la estacionalidad de la precipitación en la región Amazónica

Maria Nathalia Correa Carmona  
nathalia.correa@udea.edu.co

Asesores:

Paola Andrea Arias Gómez  
Juan Camilo Villegas Palacio

Maestría en Ingeniería Ambiental

Grupo de Ingeniería y Gestión Ambiental (GIGA)  
Universidad de Antioquia - Facultad de Ingeniería  
Escuela Ambiental  
Abril, 2017

## Resumen

La hidroclimatología de la cuenca Amazónica ha sido objeto de interés por sus implicaciones climáticas, ecológicas y ambientales. Muchas de las investigaciones en esta región se han enfocado en entender el comportamiento de la precipitación y su influencia en la dinámica atmosférica regional, así como en el transporte de vapor de agua hacia otras regiones de Suramérica. Aunque se ha identificado que la circulación océano-atmósfera juega un papel importante en la estacionalidad de la lluvia en este bosque tropical, se ha evidenciado también una influencia significativa de las condiciones locales de esta región, en especial los flujos de agua y energía, en el comportamiento de la precipitación. Estudios recientes sugieren que en las últimas décadas se ha presentado un alargamiento de la temporada seca para algunas regiones dentro de la cuenca amazónica, debido principalmente a un inicio tardío de la temporada lluviosa. Mediante un análisis combinado de observaciones, reanálisis y bases de datos derivadas de modelación, en este trabajo se busca relacionar este alargamiento con variables indicadoras de procesos físicos y ecológicos tanto locales como regionales. Para ello, se analizaron variables hidrológicas y variables indicadoras de la actividad de la vegetación en dos subregiones hacia el sur del Amazonas, caracterizadas por predominancia de diferentes tipos de cobertura vegetal. Nuestros resultados sugieren que para la subregión más al sur, con mayor intervención antrópica y donde se encuentra el denominado “*Arco de Deforestación*”, se evidencia que las temporadas secas largas se han presentado con mayor frecuencia en la última década de estudio. De igual manera, los resultados para esta subregión indican que en las temporadas secas largas se presentan los valores más bajos de las variables indicadoras de la actividad de la vegetación y humedad del suelo, así como mayores valores de radiación neta. Estos resultados sugieren, potencialmente, que el alargamiento de la temporada seca puede estar asociado con un decrecimiento de la actividad de la vegetación que induce alteraciones en la desestabilización de la atmósfera, ocasionando retrasos en las fechas de inicio de la temporada de lluvias. Finalmente, para la subregión con menor intervención antrópica, las temporadas secas largas fueron menos frecuentes en la última década. Esto podría sugerir que la deforestación acelera la frecuencia de aparición de eventos de temporadas secas

largas. Lo anterior es importante si se tiene en cuenta que ante la pérdida de bosque, combinado con escenarios de alargamiento de la temporada seca y con forzamientos externos asociados a la relación océano-atmósfera, la mortalidad de árboles podría aumentar, ocasionando graves consecuencias en la disponibilidad del recurso hídrico tanto local como regional.

**Palabras clave:** Temporada seca, Amazonas, balance de agua y energía, actividad de la vegetación, evapotranspiración, deforestación.

## **Abstract**

The hydroclimatology of the Amazon basin has been an object of interest due to its climatic, ecological and environmental implications. Many of the research in this region has focused on understanding precipitation behavior and its influence on regional atmospheric dynamics as well as on moisture transport to other regions of South America. Although it has been identified that the ocean-atmosphere circulation plays an important role in the seasonality of rainfall in this tropical forest, a significant influence of the local conditions of this region, especially water and energy flows, has also been evidenced in the precipitation behavior. Recent studies show that in the last decades there has been a long dry season for some regions within the Amazon basin, mainly a late onset of the rainy season. Through a combined analysis of observations, reanalysis and databases derived from modeling, this work seeks to relate this lengthening with variables indicators of local and regional physical and ecological processes. For this, we analyzed hydrological variables and variables indicative of vegetation activity in two subregions to the Southern of Amazonas, characterized by the predominance of different types of vegetation cover. Our results suggest that for the subregion further south, with greater anthropogenic intervention and where is found the region called "Deforestation Arc", it is evident that dry seasons have appeared with greater frequency in the last decade of the study. Likewise, the results for this subregion indicate that in the long dry seasons the lowest values of the variables indicative of vegetation activity and soil moisture are presented, as well as the higher values of net radiation. These results potentially suggest that the lengthening of the dry season may be associated with a decrease in vegetation activity that induces alterations in the destabilization of the atmosphere, causing delays in the onset dates of the rainy season. Finally, for the subregion with lower anthropogenic intervention, the long dry seasons were less frequent in

the last decade. This might suggest that deforestation accelerates the frequency of occurrence of long dry season events. This is important considering that forest loss, combined with lengthening dry season scenarios and external forcing associated with the ocean-atmosphere relationship, could increase the mortality of trees, leading to serious consequences in the availability of local and regional water resources.

**Keywords:** Dry season, Amazonas, water and energy budget, vegetation activity, evapotranspiration, deforestation.

## 1. Introducción

Los bosques tropicales son ecosistemas estratégicos en la prestación de múltiples servicios ecosistémicos en diferentes escalas espaciales y temporales (Bonan et al., 1992; Bonan, 2008; Mori et al., 2017). Por ejemplo, se resalta el papel de los ecosistemas de la región amazónica en la regulación climática y conservación de la biodiversidad (Myers et al., 2000). Para Colombia, por ejemplo, este bosque tropical tiene influencia en la regulación hídrica, a partir del transporte de humedad atmosférica originada en la región amazónica y descargada en la región central del país (región Andina) (Arias et al., 2015b; Agudelo et al., 2017), favoreciendo la dinámica hidrológica de las corrientes que se originan en el Piedemonte Andino (Poveda, 2004; Poveda et al., 2006). La precipitación originada en el Amazonas es una fuente de vapor de agua y humedad del suelo determinante en la configuración de la dinámica atmosférica que afecta la hidroclimatología regional y, por tanto, su variabilidad debe tener repercusiones sobre la hidroclimatología regional y la capacidad de sus ecosistemas de seguir proporcionando servicios a la sociedad.

La precipitación en la región Amazónica se caracteriza por presentar ciclos desfasados entre el norte y el sur de la región, como resultado de su relativamente amplia distribución latitudinal. Ambas regiones exhiben un marcado ciclo anual unimodal, con una temporada de lluvias entre noviembre y marzo para el sur del Amazonas, y entre febrero y junio para el norte de la cuenca. En ambas regiones se presenta una marcada temporada seca hacia mediados de año, entre julio y septiembre. Además, este ciclo presenta mayores amplitudes en el sur de la región (Marengo, 2005). Se ha sugerido que la estacionalidad de la lluvia en el Amazonas está relacionada con factores de gran escala, tales como variaciones en la temperatura superficial de los océanos cercanos y la interacción entre éstos y la atmósfera (Liebmann and Marengo, 2001; Li and Fu, 2004; Chen et al., 2011; Yin et al., 2014). Así, para el norte del Amazonas, el comportamiento de la temporada de lluvias está principalmente modulado por la Zona de Convergencia Intertropical; por su parte, para el sur de la cuenca este ciclo se ve influenciado, entre otros factores, por la dinámica del monzón de Suramérica, sistema encargado de la generación de precipitación en la mayor parte del sur del Amazonas, norte de Argentina, Bolivia y Perú, durante el verano del hemisferio sur (Vera et al., 2006; Marengo et al., 2012).

En adición a los forzamientos climáticos de gran escala, se ha resaltado

la importancia de la actividad de la vegetación como elemento local en la generación de la precipitación en el Amazonas. Una evidencia de este papel es la ocurrencia de altas tasas de precipitación reciclada, del orden entre el 30 y el 40% del total de precipitación en la región (Salati and Nobre, 1991; Poveda, 2004; D'Almeida et al., 2007). En este sentido, la actividad de la vegetación es un factor condicionante para la recarga atmosférica de humedad en forma de vapor de agua, para posteriormente favorecer la condensación y la formación de precipitación (Makarieva and Gorshkov, 2007). Además, se ha propuesto la hipótesis que el inicio de la temporada lluviosa en esta región es activado por el incremento de evapotranspiración local (Fu et al., 1999; Li and Fu, 2004, 2006), como resultado de una respuesta del bosque ante el incremento de la radiación solar (Myneni et al., 2007). Al incrementarse los flujos de evapotranspiración, se proporciona humedad a la atmósfera, lo que aumenta la Energía Potencial Convectiva Disponible (CAPE) y reduce la Inhibición Convectiva (CINE), generando condiciones propicias para la convección (Li and Fu, 2004). Lo anterior es fundamental en la desestabilización atmosférica previa a la activación de la temporada lluviosa en el Amazonas (Li and Fu, 2004; Fu and Li, 2004). Dicha desestabilización ocurre hacia el período de transición al verano del hemisferio sur (septiembre a noviembre), antes de que se active el transporte de humedad atmosférica de gran escala desde los océanos hacia el continente y que se establezca completamente la temporada de lluvias en la región (Yin et al., 2014).

Diferentes estudios sugieren que, durante las últimas tres décadas, se ha observado un alargamiento en la duración de la temporada seca, y un posterior inicio tardío de la temporada lluviosa, en el Amazonas (Fu et al., 2013; Debortoli et al., 2015). Algunos autores sugieren que este alargamiento está relacionado con la combinación de factores de circulación de gran escala, como oscilaciones de las temperaturas superficiales en el océano Pacífico y un fortalecimiento de la celda de Hadley (Arias et al., 2015a), o el desplazamiento del jet subtropical del hemisferio sur hacia el polo, lo que reduce la cantidad de frentes fríos que ingresan a esta región (Fu et al., 2013; Yin et al., 2014). Otros estudios atribuyen estos cambios a incrementos locales en la estabilidad atmosférica, asociados a cambios en índices como CAPE, CINE y la relación de Bowen (Fu and Li, 2004; Fu et al., 2013; Yin et al., 2014). En este sentido, estos estudios sugieren que incrementos de los flujos de calor sensible o latente entre la superficie y la atmósfera durante la finalización de la estación seca y el inicio de la estación húmeda tienden a retrasar la transición de la circulación atmosférica de gran escala sobre la Amazonía, lo que podría retrasar el inicio de la

temporada lluviosa (Fu and Li, 2004).

Asimismo, se ha sugerido que la reducción de la precipitación observada en escenarios de pérdida de bosque es una consecuencia de los cambios de humedad disponible en el suelo y del balance de energía en la zona, los cuales afectan las fuentes de humedad atmosférica y la generación de sistemas convectivos que alimentan la precipitación regional (Costa and Pires, 2010). Estos cambios se asocian, además, con una reducción de la evapotranspiración, lo que parece estar relacionado con un incremento en el albedo, y una disminución del área foliar y la profundidad de las raíces (Costa and Pires, 2010). De esta manera, estos estudios sugieren que una causa fundamental de la reducción en las fuentes de humedad atmosférica para activar la precipitación en el Amazonas podría centrarse en la disminución de la evapotranspiración y la alteración del balance de energía (Salati and Vose, 1984; Nobre et al., 1991; Werth and Avissar, 2002); lo anterior tiende a acelerar la pérdida de humedad del suelo inmediatamente después de un evento de lluvia, lo que, en consecuencia, reduce la humedad del suelo en superficie y los flujos de calor latente durante la temporada seca (Nobre et al., 1996; Chen et al., 2011).

De este modo, la variabilidad espacial y temporal del ciclo hidrológico en la región amazónica no es solo el resultado de la interacción de elementos de gran escala sino también de aspectos locales relacionados con la actividad de la vegetación. Sin embargo, existen vacíos en la comprensión de la interacción entre los diferentes elementos que influyen la variabilidad de la precipitación en esta región y que condicionan la transición estacional de la temporada seca hacia la lluviosa. Por ejemplo, aún no es claro en qué medida el aumento del flujo energético desde la superficie (elemento local) o el gradiente de temperatura entre la superficie oceánica y continental (elemento de gran escala) contribuyen a la desestabilización atmosférica, generando el vapor de agua necesario para activar la precipitación en la estación lluviosa de esta región. Este trabajo busca relacionar el alargamiento de la temporada seca con variables indicadoras de procesos físicos y ecológicos que involucran tanto procesos de gran escala como procesos locales. Para ello, se analizaron variables hidrológicas y variables indicadoras de la actividad de la vegetación en dos subregiones del sur del Amazonas, caracterizadas por predominancia de diferentes tipos de coberturas vegetales.

## 2. Datos y metodología

### a) Zona de estudio

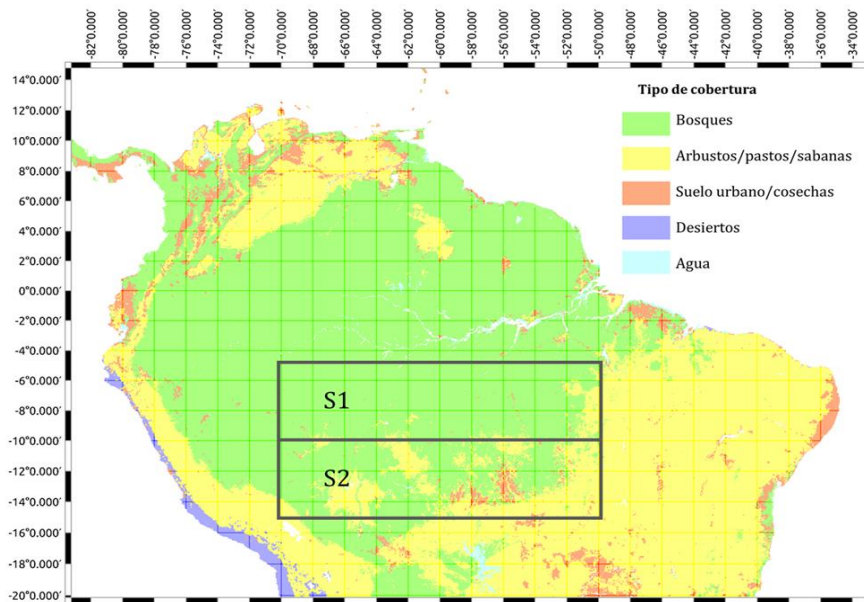
La región de estudio se encuentra comprendida entre latitudes desde 5°S a 15°S y longitudes de 50°W a 70°W. Consideramos esta porción de la región amazónica, en donde otros estudios han detectado un reciente alargamiento de la temporada seca (Fu et al., 2013; Debortoli et al., 2015). La región se dividió en dos subregiones de cinco grados de latitud cada una, y que se diferencian de manera general en las características de la vegetación y algunos atributos de estacionalidad en la precipitación (Figura 1): la primera región se denominó *Sur 1* (S1) y comprende la parte central de la cuenca (5°S a 10°S) mientras que la zona más al sur se denominó *Sur 2* (S2) y comprende las latitudes entre 10°S y 15°S. La región S1 posee una cobertura vegetal más homogénea, dominada principalmente por bosques, mientras que la región S2 se caracteriza por una mayor presencia de mosaicos de cobertura, con áreas de arbustos y sabanas y algunos parches de usos urbanos (Figura 1).

### b) Bases de datos

Para este estudio, se consideró el uso de registros de precipitación (P), evapotranspiración (EV), flujos de calor sensible (SH) y latente (LH), radiación neta (RN), humedad del suelo (SM) e información relacionada con la actividad de la vegetación, como el índice de diferencia normalizada de vegetación (NDVI).

Se hizo uso de datos del reanálisis climático ERA-Interim (sitio web: <http://www.ecmwf.int/en/research/climate-reanalysis/era-interim/>) para las variables hidrometeorológicas consideradas (P, EV, SH, LH, SM). De este reanálisis se obtuvo información diaria desde 1979 hasta 2011, con una resolución espacial de 1°x1° (Dee et al., 2011). Para efectos de comparación con ERA-Interim, se consideró la información proveniente del proyecto Global Land Data Assimilation System (GLDAS) (sitio web: <http://disc.sci.gsfc.nasa.gov/services/grads-gds/gldas>) para las variables P, EV, SH, LH, RN y SM (según el esquema de superficie del modelo NOAH) (sitio web: [http://www.emc.ncep.noaa.gov/mmb/gcp/noahlsm/Noah\\_LSM\\_USERGUIDE\\_2.7.1.htm](http://www.emc.ncep.noaa.gov/mmb/gcp/noahlsm/Noah_LSM_USERGUIDE_2.7.1.htm)), con una resolución temporal sub-diaria (cada 3 horas) y espacial de 1°x1° (Rodell et. al, 2004). Sin embargo, no se usó la información de GLDAS para el análisis, debido a que las magnitudes de algunas variables no corresponden a los típicos de los procesos que representan.





**Figura 1.** Ubicación de las regiones de estudio. Los colores representan la moda de la cobertura vegetal de doce mapas anuales para el periodo 2001-2012 según registros de MODIS (land cover product-MCD12Q1, 500m de resolución). Las categorías de cobertura del suelo fueron reclasificadas en 5 clases: bosques, arbustos o sabanas, suelo urbano o cosechas, desiertos y agua. Adaptada de: Mercado-Bettín et al. (2017).

Con el objeto de validar el comportamiento de la precipitación dada por ERA-Interim (que corresponde a un producto de reanálisis y no de observaciones) con otros datos de precipitación observada, se emplearon dos bases de datos adicionales (Figura A1): datos diarios del Centro de Predicción Climática (CPC) de la Administración Nacional Oceánica y Atmosférica de Estados Unidos (NOAA) disponibles desde enero de 1978 a diciembre de 2007 (Silva et al., 2007) y datos diarios distribuidos del Centro de Diagnóstico del Clima (CDC), versión SA24, disponibles para un período comprendido entre enero de 1940 hasta diciembre de 2011 (Liebmann and Allured, 2005). Ambas bases de datos tienen una resolución espacial de  $1^{\circ} \times 1^{\circ}$ . Nuestra comparación permitió identificar que el comportamiento de la precipitación de ERA-Interim se ajusta al comportamiento observado según las bases de datos CPC (Silva) y CDC (SA24), con un coeficiente de correlación de 0.86 para la región S1 y 0.76 para la región S2 (Figura A1).

Con respecto a las variables relacionadas con la actividad de la vegetación, se hizo uso de información de sensores remotos, entre ellos los provenientes de Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS) y Global Inventory Monitoring and Modelling Systems (GIMMS), disponibles en <http://staff.glcf.umd.edu/sns/branch/htdocs.sns/data/gimms/description.shtml>.

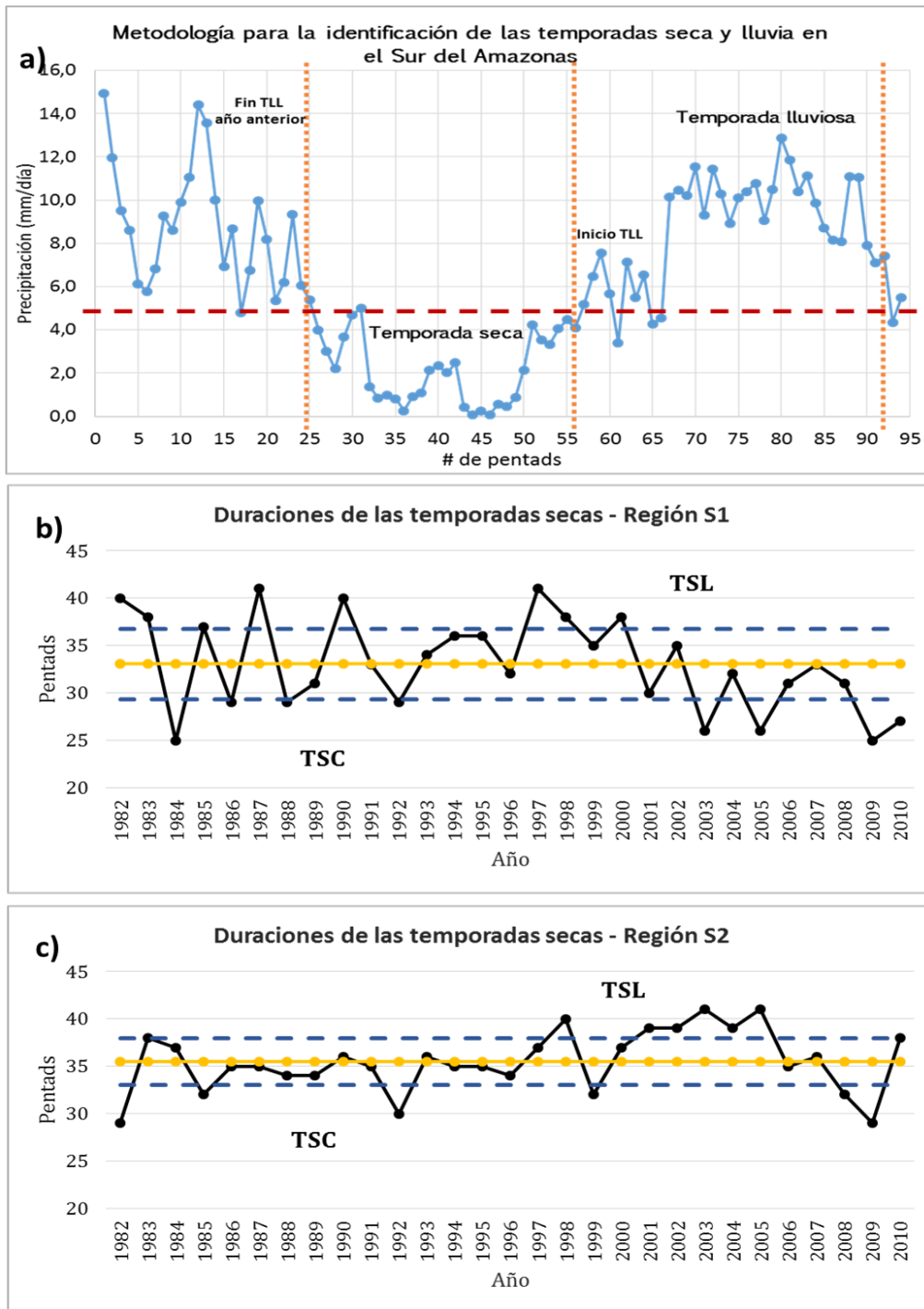
MODIS presenta información de índices de vegetación en intervalos de

16 días, en múltiples resoluciones espaciales; se revisaron los registros mensuales de NDVI y del Índice Mejorado de Vegetación (EVI), para ambas misiones TERRA y AQUA, con una resolución espacial de  $0,05^\circ$ , aproximadamente. Por su parte, los registros de NDVI de GIMMS están disponibles para un periodo de 25 años, entre julio de 1981 y diciembre de 2010, tienen una resolución espacial de 4 km y se presentan con resolución temporal de cada 15 días (Goward et al, 1993; Townshend, 1994). Estudios previos indican que las mayores diferencias entre el NDVI de GIMMS y MODIS se concentran en los bosques tropicales (Fensholt and Proud, 2012). Los promedios espaciales para las regiones S1 y S2 muestran que el NDVI registrado por estas bases de datos presenta una estacionalidad similar (Figura 2A); sin embargo, GIMMS exhibe mayor variabilidad en sus registros, principalmente durante las temporadas de menor actividad vegetal, que corresponden a la transición entre las temporadas seca y lluviosa y el desarrollo de la temporada lluviosa. Además, los registros de GIMMS tienden a subestimar los valores mínimos de NDVI en ambas regiones y a sobreestimar los valores máximos, que ocurren durante la temporada seca, especialmente en la región S2. La temporada de interés en este trabajo es la temporada seca, cuando ambas bases de datos presentan mayor concordancia (en términos de la fase más no de la amplitud), por lo que las diferencias evidenciadas entre los registros de GIMMS y MODIS para las regiones consideradas no influyen en el análisis que aquí se plantea. De otro lado, a pesar de la incertidumbre asociada a la medición de índices de vegetación mediante sensores remotos, identificada y discutida en diversos estudios (Saleska et al., 2007; Samanta et al., 2010; Soudani & Francois, 2014), en este trabajo se usa el NDVI como variable indicadora de estacionalidad, comparada con ella misma para dos grupos de años. Por tanto, el análisis que se desarrolla es independiente de la magnitud de la variable y permite el desarrollo del análisis comparativo. Debido a la corta longitud de los registros de MODIS (máximo 10 años), se optó por considerar únicamente el NDVI suministrado por GIMMS.

### **c) Inicio y terminación de las temporadas seca y lluviosa**

Para determinar el inicio y la finalización de las temporadas seca y lluviosa en una región dada se requiere del uso de registros diarios de precipitación. Dado que la transición entre las temporadas seca y lluviosa en el Amazonas se da en el transcurso de días a semanas, los valores diarios fueron llevados a pentads (promedio de 5 días), con el fin de reducir la variabilidad de alta frecuencia asociada a eventos sinópticos en la región (Kousky, 1988; Fu and Li, 2004; Fu et al., 2013).

Se consideró el inicio de la temporada lluviosa como la fecha a partir de la cual se observó un valor de precipitación superior al promedio climatológico de la precipitación de la región de estudio, durante seis (6) pentads consecutivos. Así, se definió el inicio de la estación lluviosa como el pentad en el cual, si se retrocede en el tiempo (pentads anteriores), el valor de la tasa de precipitación es menor que el promedio climatológico, y si se avanza en el tiempo (pentads posteriores), el valor de la tasa de precipitación supera el umbral establecido. Además de lo anterior, es necesario que se cumpla la persistencia de estos valores; es decir, se requiere alrededor de seis (6) pentads anteriores (o posteriores) al pentad de inicio que garanticen la condición establecida. De manera similar, se estableció el criterio para determinar la finalización de la temporada lluviosa. Esta metodología ha sido empleada ampliamente en estudios anteriores para la región del Amazonas (Kousky, 1988; Li and Fu, 2004; Fu et al., 2013; Yin et al., 2014). A modo de ilustración, la Figura 2a muestra la metodología implementada para un año particular de registro en la región S1.



**Figura 2.** a) Metodología para la identificación del inicio y finalización de las temporadas seca y lluviosa en el Amazonas para un año cualquiera en la región S1. Las líneas verticales indican el fin de la temporada lluviosa (TLL) del año anterior, y el inicio y final de la temporada de lluvias siguiente a la temporada seca de interés, respectivamente. La línea punteada horizontal indica la media climatológica de la tasa de precipitación para un periodo de 32 años (1979-2010). b) - c) Series de tiempo de las duraciones de las temporadas secas en la región S1 y S2, respectivamente. Las líneas discontinuas azules, indican los límites superior e inferior para identificar temporadas secas largas y cortas, calculados usando el 75% de la desviación estándar alrededor de la media climatológica (línea continua amarilla). Los años con temporadas secas largas (cortas), en adelante TSL (TSC), son aquellos con una duración mayor (menor) al límite superior (inferior).

#### d) Duración de la temporada seca

Luego de identificar las fechas de inicio y finalización de las temporadas seca y lluviosa, se procedió a calcular la duración de la temporada seca para cada año de registro en las dos regiones consideradas; además, se calculó el valor medio y la desviación estándar para dichas duraciones en el período de registro considerado. La duración de la temporada seca de cada año se obtuvo como la diferencia entre el pentad de inicio de la temporada de lluvias del año en cuestión y el pentad de finalización de la temporada de lluvias del año que le antecede. Una primera clasificación de temporadas secas largas y cortas se realizó seleccionando como temporadas secas largas (cortas) aquellas con duración mayor (menor) a la duración promedio más (menos) un porcentaje de la desviación estándar de la serie de duraciones (100, 75, o 50%). En las Figuras 2b y 2c se presenta las series de duración de las temporadas secas para las regiones S1 y S2, respectivamente. Se evidencia que la región S1, caracterizada por una cobertura boscosa más homogénea, presenta una mayor frecuencia de temporadas secas largas durante las décadas de los años 80's y 90's. Por su parte, la región S2, caracterizada por un mosaico de bosque y sabana, presenta mayor ocurrencia de temporadas secas largas durante las dos últimas décadas.

La Tabla 1 presenta los límites superior e inferior calculados para clasificar las temporadas secas en las categorías largas (TSL) y cortas (TSC), empleando umbrales del 100, 75 y 50% de la desviación estándar de la serie de duraciones de las regiones S1 y S2.

**Tabla 1.** Límites superior e inferior para clasificar las temporadas secas largas (TSL) y cortas (TSC) en las regiones S1 y S2. Los valores fueron calculados a partir de diferentes porcentajes de la desviación estándar de la serie de duraciones de las temporadas seca de cada región. El promedio y la desviación estándar se encuentran representados mediante  $\mu$  y  $\delta$ , respectivamente.

	Región S1		Región S2	
	Promedio ( $\mu$ )	33,03 pentads	Promedio ( $\mu$ )	35,52 pentads
	Desviación Estándar ( $\delta$ )	4,91 pentads	Desviación Estándar ( $\delta$ )	3,26 pentads
	TSL	TSC	TSL	TSC
$\mu \pm \delta$	$\geq 37,95$ pentads	$\leq 28,12$ pentads	$\geq 38,77$ pentads	$\leq 32,25$ pentads
$\mu \pm 0,75\delta$	$\geq 36,72$ pentads	$\leq 29,35$ pentads	$\geq 37,96$ pentads	$\leq 33,07$ pentads
$\mu \pm 0,50\delta$	$\geq 35,49$ pentads	$\leq 30,58$ pentads	$\geq 37,15$ pentads	$\leq 33,88$ pentads

Como es de esperarse, cuando se considera el 100% de la desviación estándar como umbral, la clasificación no tiene en cuenta algunos años con temporadas secas particularmente cortas (es un criterio muy estricto); por su parte, cuando se considera el 50% de la desviación estándar, el umbral permite que ingresen muchos más años en la clasificación de temporadas secas cortas y largas, disminuyendo la eficacia en el filtro. Por lo anterior, se empleó la clasificación obtenida a partir del criterio que considera el 75% de la desviación estándar de las duraciones.

Dado que el criterio anterior se basa en elementos estadísticos únicamente, se optó por aplicar un análisis de factores, y posteriormente un análisis de clúster, a las series de tiempo (en pentads) de las diferentes variables consideradas en este estudio, tanto para la región S1 como para S2. Lo anterior, con el objeto de incluir variables indicadoras de procesos físicos y ecológicos que pueden estar relacionadas con la duración de la temporada seca. Para ello, se consideraron las series de tiempo de las tasas y los valores acumulados de las variables EV, RN y SM, así como el promedio de NDVI durante la temporada seca. En este análisis no se tuvo en cuenta la serie de tiempo de la duración de la temporada seca, con el objeto de identificar si la clasificación a partir de las demás variables era consistente con la clasificación a partir del criterio estadístico. Asimismo, dado que en este estudio se estima la duración de la temporada seca a partir de la tasa de precipitación, tampoco se incluye esta variable (P) en el análisis de clúster.

Aunque se consideraron diferentes combinaciones de variables en el análisis de clúster, las variables finalmente seleccionadas (acumulados de RN, EV, SM y promedio de NDVI) dan muestra de la combinación más óptima, en la que se encuentran representadas variables asociadas a los balances de agua y energía y a la actividad de la vegetación.

Posterior a la clasificación de las temporadas secas en diferentes grupos según el análisis de clúster, se procedió a caracterizarlas en función de variables relacionadas con flujos de agua y energía y aquellas asociadas a la actividad vegetal. Para esto, se hizo uso de diagramas de dispersión que comparan la precipitación con el flujo de calor latente, la radiación neta, la humedad del suelo y el NDVI. Los diagramas de dispersión presentan el acumulado de precipitación

durante la temporada seca en relación al acumulado o promedio de las variables en mención para cada año de registro. El análisis de clúster se implementó con Statgraphics Centurion XVI (versión 16.1.03) mientras que el procesamiento de la información y la obtención de los diferentes diagramas presentados en este trabajo se realizaron con Matlab (versión R2013a).

### 3. Resultados

#### a) Clasificación de temporadas secas

Dado que el objetivo de este estudio busca identificar la relación entre la vegetación y la estacionalidad de la lluvia en el Amazonas, los análisis posteriores se concentran en la región S1, que presenta una cobertura de bosque tropical más homogénea (Figura 1) y hace parte del dominio en el que se ha identificado un alargamiento reciente de la temporada seca (Fu et al., 2013; Debortoli et al., 2013). Los resultados referentes a la región S2 se presentan en el material suplementario, aunque se discuten en este documento.

El análisis de factores aplicado a los registros de ERA-Interim y GIMMS, sugiere que las series iniciales de los acumulados de EV, RN, SM y promedio de NDVI están representadas en un factor (producto de una combinación lineal). Para la región S1, las variables más representativas del factor obtenido dentro de la combinación lineal, el cual explica el 97% de la varianza de los datos, fueron los acumulados de RN y EV, con pesos de 1,032 y 0,94, respectivamente. En S2, el factor tuvo un comportamiento similar, explicando alrededor del 97% de la varianza de los datos; además, para esta región, las variables con mayor peso fueron, nuevamente, los acumulados de RN y EV, con pesos de 1,32 y 0,74, respectivamente.

Con cada factor, se procedió a la aplicación del análisis de clúster, el cual busca clasificar el conjunto de datos en grupos con alguna característica afín. Es importante mencionar que en este tipo de análisis no existe una agrupación inicial de los datos. Luego de aplicar el análisis anterior, se conformaron dos grupos: años con temporadas secas largas (AL) y años con temporadas no largas (AnL). En adelante, solo se hará referencia a esta nueva clasificación en dos grupos: AL y AnL. El grupo AL está conformado por aquellos identificados como años largos mediante el criterio del 75% de la desviación estándar de las

duraciones (Tabla 1). Lo anterior evidencia que la duración de la temporada seca emerge como una característica intrínseca de la información considerada en el análisis de clúster, pues esta no fue una variable considerada a priori para la conformación de los grupos (Figura 3). Se destaca que la separación de los años en dos grupos directamente relacionados con la duración de la temporada seca se dio en función de variables diferentes a la precipitación. Esto constituye un resultado particularmente interesante pues, típicamente, la duración de la temporada seca se ha definido a partir de criterios relacionados con la precipitación.

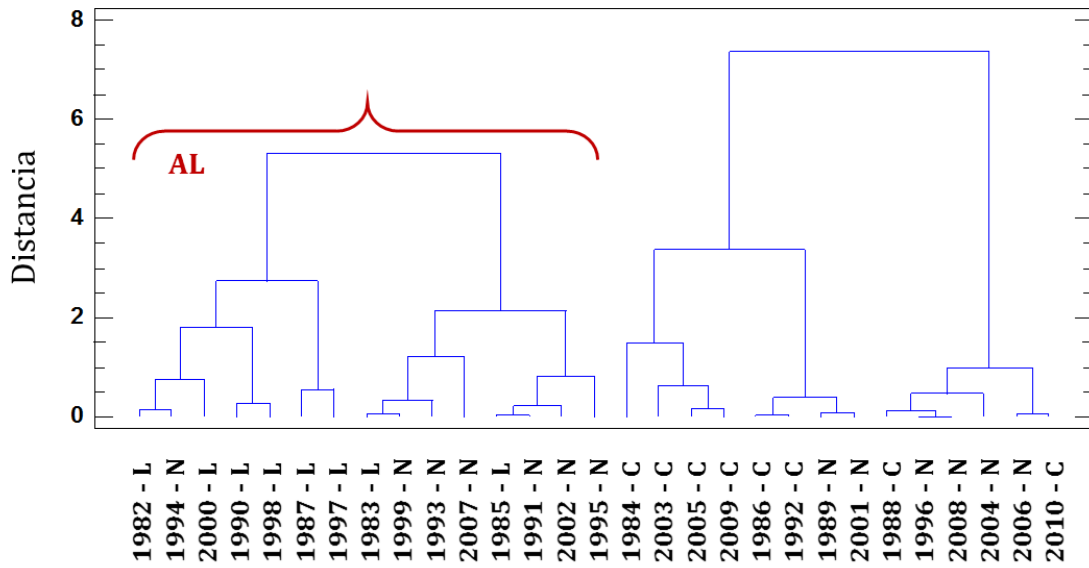
Los resultados del análisis de clúster para la región S2 se presentan en la Figura A3. Nuevamente, se observa la clasificación de años en dos grandes grupos, relacionados con la duración de la temporada seca.

#### **b) Caracterización de las temporadas secas largas**

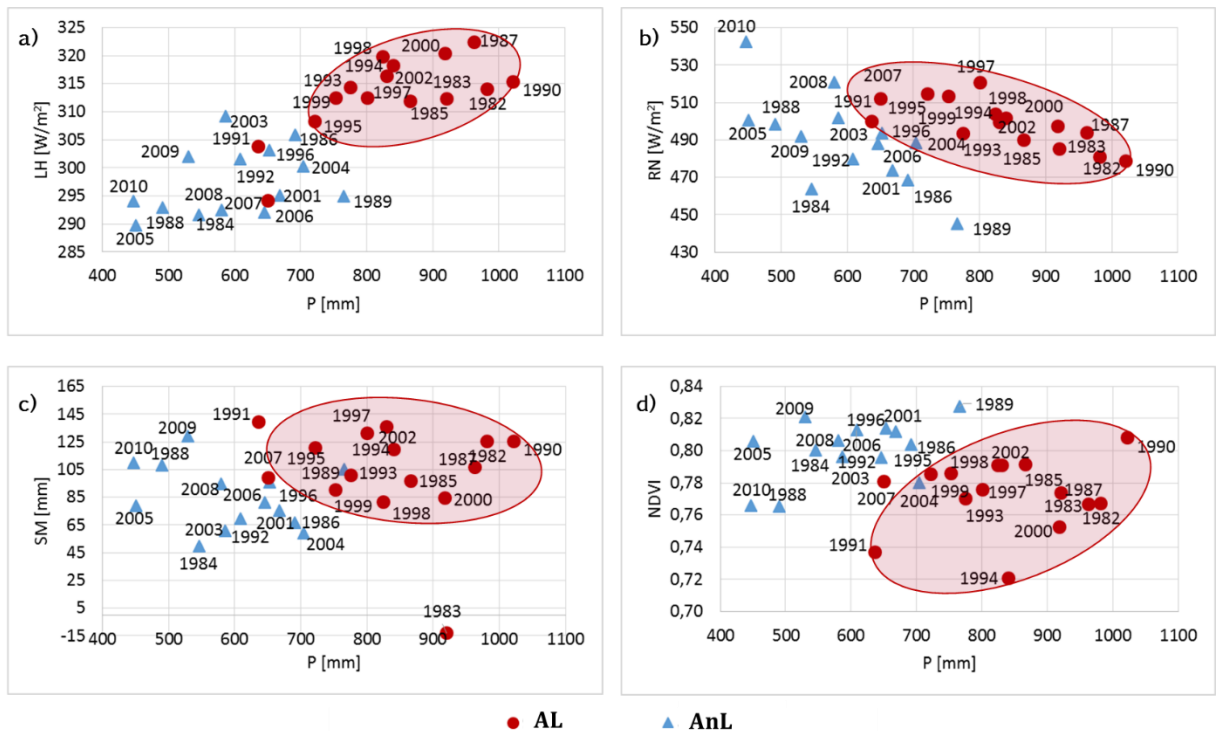
En el diagrama de dispersión presentado, se resalta la separación entre los años con temporadas secas no Largas (AnL) y aquellos con temporadas secas largas (AL) para todas las variables de interés (Figura 4). En particular, se observa la relación entre la precipitación y la evapotranspiración (representada mediante el calor latente) durante la temporada seca en cada uno de los años de estudio (Figura 4a). Se evidencia, por ejemplo, la conformación de grupos según el tipo de duración de las temporadas secas: los años con temporadas secas largas se ubican en las esquinas superiores de las Figuras 4a y 4c, indicando con esto, mayores valores de P, LH y RN. Las temporadas secas cortas, por el contrario, presentan menores valores de estas variables, ubicándose en la esquina opuesta, conformando un dipolo claramente diferenciado. Los años con temporadas no largas (AnL) se ubican dentro de los valores promedios de cada variable. Se destaca que los años 2005 y 2010 se encuentran próximos entre sí, es decir, presentan características afines en cuanto a LH, SM y NDVI, lo que es interesante teniendo en cuenta que ambos períodos han sido reportados en la literatura como años de sequías extremas en el Amazonas (Marengo et al, 2008; Zeng et al, 2008; Lewis et al, 2011; Marengo et al, 2011).



### Análisis de Clúster - Dendrograma Región S1



**Figura 3.** Dendrograma producto del análisis de clúster para la región S1. Se usaron los acumulados de las variables EV, RN y SM, y el promedio de NDVI durante la temporada seca. La etiqueta del eje de las abscisas está en función de la clasificación según el 75% de la desviación estándar de la duración de la temporada seca: L (largo,), C (corto) o N (normal). Se diferencian dos grandes grupos: Años largos (AL, clúster izquierdo, señalado con distintivo rojo) y Años no largos (AnL, clúster derecho).



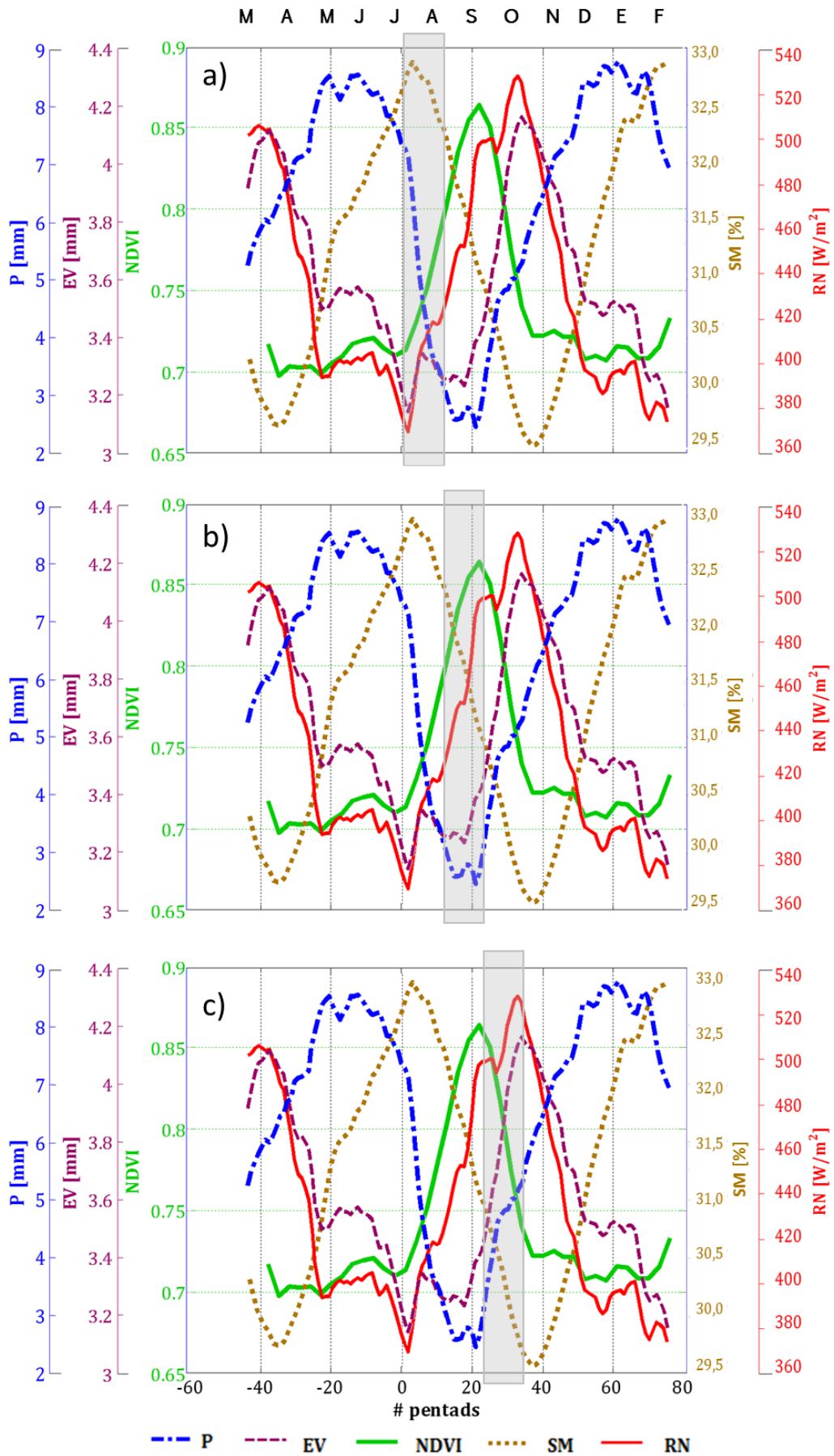
**Figura 4.** Diagrama de dispersión del acumulado de precipitación vs los promedios de a) calor latente y b) radiación neta, c) acumulado de humedad del suelo, y d) NDVI.

promedio de NDVI durante la temporada seca de cada año. Los años con temporadas secas largas (AL) y temporadas secas cortas y normales (AnL) están representadas con círculos rojos y triángulos azules, respectivamente. Esta clasificación está dada para la región S1, según el análisis de clúster presentado en la Figura 3.

De igual manera, se resalta que la conformación de los grupos también es evidente en variables como la radiación neta. Las temporadas secas largas presentan valores de radiación neta no inferiores a los  $470 \text{ W/m}^2$ . Además, dependiendo de la duración de la temporada seca, existen rangos a partir de los cuales oscilan los valores de las variables: si la temporada seca es larga, por ejemplo, los valores de calor latente se ubican por encima de los  $305 \text{ W/m}^2$ . En cuanto al comportamiento de la actividad vegetal, representada por el NDVI, las temporadas secas largas presentan menores valores de este índice, con una disminución aproximada del 9% en su actividad de la vegetación en comparación con las temporadas secas no largas (lo anterior, considerando que para la región S1, la escala del NDVI oscila entre 0,72 y 0,83).

El diagrama de dispersión para la región S2 se presenta en la Figura A4. Para esta región, durante los años con temporadas secas largas, P, RN y SM presentan mayores magnitudes, mientras que LH y NDVI presentan menores magnitudes respecto al conjunto de datos (Figura A4b y c). Esta disminución en ambas variables asociadas a la actividad de la vegetación podría estar relacionada con la alta intervención antrópica, representada en el cambio en el uso del suelo y la deforestación que caracterizan esta región.

Para indagar sobre la relación entre las variables anteriores durante el desarrollo de la temporada seca en el Amazonas, se analizó la evolución de cada una de ellas durante el transcurso del año hidrológico. La Figura 5 presenta la evolución promedio de las variables P, EV, RN, SM y NDVI para cada pentad antes y después del inicio de la temporada seca, para aquellos años clasificados como AL según el análisis de clúster (Figura 3).



**Figura 5.** Evolución de las variables estudiadas durante las temporadas secas largas (AL). El pentad cero indica el inicio de la temporada seca. Los pentads negativos (positivos) indican los pentads anteriores (posteriores) al inicio de la temporada seca. Los años escogidos para el promedio son aquellos identificados en el clúster de Años Largos (AL; Figura 3). Los paneles con área sombreada (área gris) corresponden a diferentes momentos de la temporada seca: **a)** inicio, **b)** intermedio y **c)** final. Las variables representadas son P (línea punto- raya azul), EV (línea discontinua púrpura), NDVI (línea continua verde), SM (línea punteada marrón) y RN (línea continua roja).

Para la región S1, la duración promedio de las temporadas secas agrupadas en AL es de 183,6 días (36,72 pentads). En general, estas temporadas ocurren durante los meses de julio a septiembre, presentando una fase de transición a la temporada lluviosa durante octubre y noviembre. Las etapas de inicio, intermedio y finalización de las temporadas secas largas para esta región (Figura 5) tienen una duración aproximada de 60 días cada una (12 pentads). En la fase inicial de las temporadas secas largas de la región S1, ocurrida durante los primeros 12 pentads después del inicio de la temporada seca (Figura 5a), se observa que la precipitación decrece; por su parte, la evapotranspiración presenta inicialmente un leve incremento y posteriormente decrece. En esta fase de la temporada seca, la humedad del suelo también decrece pero a una tasa más lenta en comparación con la precipitación (es decir, existe poca recarga en esta fase de la temporada seca), permitiendo que la evapotranspiración sea, en su mayor parte, alimentada por la evaporación del agua contenida en el suelo (baja transpiración), el cual fue recargado durante la temporada de lluvias antecedente. Dado que la cantidad de vapor de agua suministrada a la atmósfera disminuye durante la temporada seca, la presencia de nubosidad también se ve afectada, favoreciendo con ello el incremento de la radiación neta en superficie. Así, se da inicio a la actividad de la vegetación, como respuesta del bosque al incremento de la radiación. En esta fase, la vegetación no tiene un factor limitante, ni por energía ni por agua.

Durante la fase intermedia de las temporadas secas largas en la región S1, observada entre los 12 y los 24-25 pentads después del inicio de la temporada seca (Figura 5b), se alcanza los mínimos de precipitación y evapotranspiración de toda la temporada seca. La actividad de la vegetación, representada por el NDVI, continúa con su crecimiento y alcanza su máximo valor debido a la baja nubosidad, a la alta radiación neta y a la suficiente cantidad de agua para alimentar el proceso de transpiración.

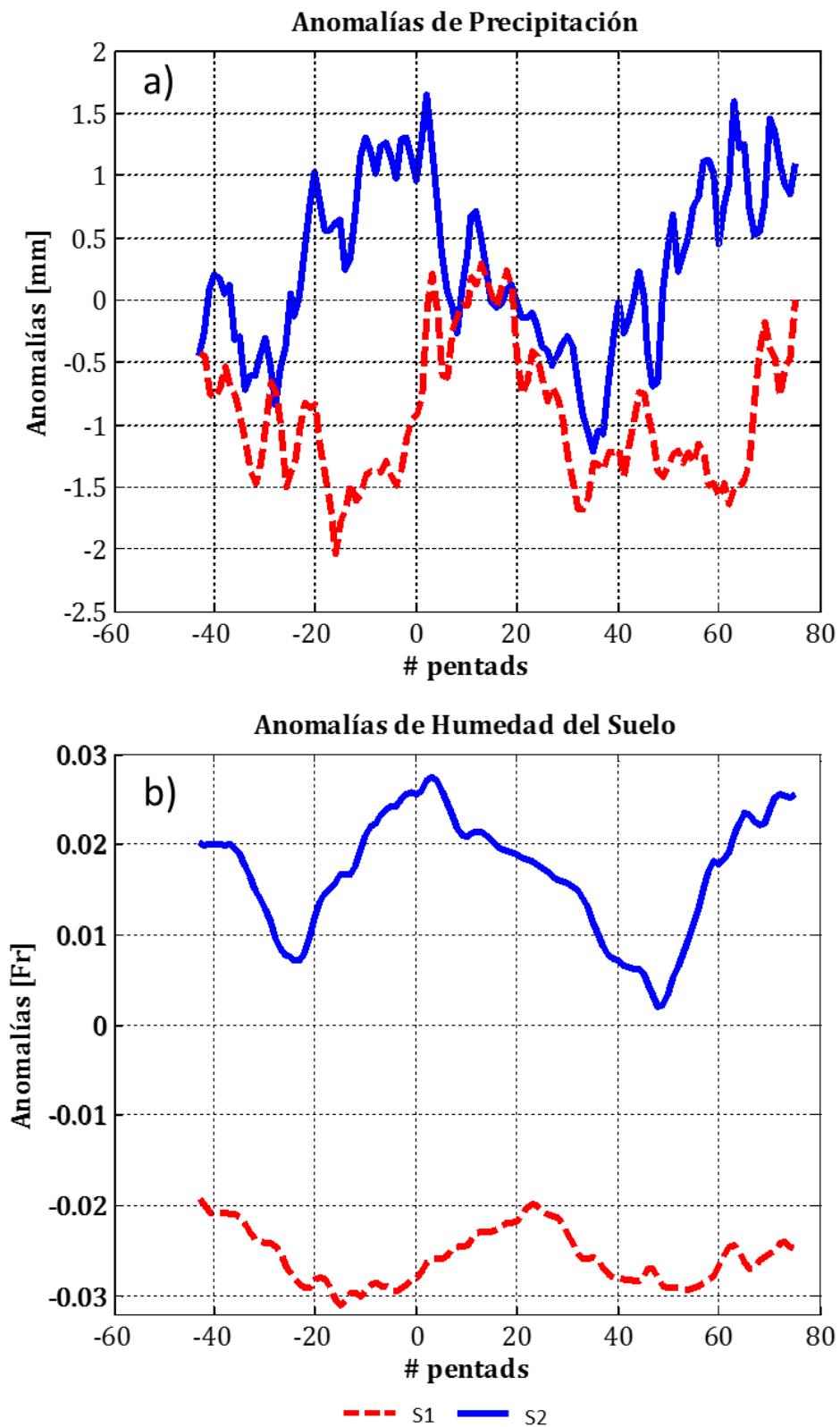
La fase final de las temporadas secas largas en la región S1 (septiembre-octubre), ocurrida entre los 25 y 36 pentads después de iniciada la temporada seca (Figura 5c) presenta, en su primera mitad, un decrecimiento en el NDVI, lo que indica una disminución de la actividad de la vegetación que podría explicarse debido a la existencia de un posible *“umbral de humedad en el suelo”* que limitaría esta actividad; además, en este punto, la evapotranspiración probablemente se alimenta más de la evaporación que de la transpiración, puesto que la actividad vegetal decrece. En la segunda mitad de la fase final de las temporadas secas largas en la región S1, se alcanza un valor cercano al mínimo de humedad del suelo, así como el máximo de radiación neta registrado en toda la temporada seca. En esta fase final es cuando decrece la radiación en superficie, debido al aumento de la precipitación y a un potencial aumento de la nubosidad. La actividad de la vegetación decrece debido a las limitaciones generadas por el déficit de humedad del suelo y la disminución en los niveles de radiación neta observados en esta etapa final. Esto marcaría una fase en la que la vegetación de esta región estaría limitada por agua, mas no por energía, como se ha reportado ampliamente en la literatura (Budyko, 1974; Nemani et al, 2003). Asimismo, para esta fase final de la temporada seca, se evidencia que la evapotranspiración aumenta, alcanzando su máximo valor durante la temporada seca; este incremento de evapotranspiración local daría origen a la desestabilización de la atmósfera, para así activar la temporada de lluvias siguiente, como lo proponen diversos estudios (Li and Fu, 2004; Fu and Li, 2004).

La región S2 presenta temporadas secas de mayor duración que la región S1. La duración promedio de las temporadas secas agrupadas en AL para S2 es de 189,8 días (37,96 pentads). Las etapas de inicio, intermedio y finalización de la temporada seca en esta región (Figura A5) tienen una duración aproximada de 63 días cada una (12,7 pentads). En la fase inicial de las temporadas secas largas de S2 (Figura A5a) se observa un comportamiento similar a lo ocurrido en la región S1, es decir, una disminución de precipitación, evapotranspiración y humedad de suelo, y un incremento de radiación en superficie debido a la escasa nubosidad. Durante la fase intermedia de las temporadas secas largas en S2 (Figura A5b), también se alcanzan los mínimos de precipitación y evapotranspiración de toda la temporada seca, como

ocurre en la región S1. La actividad de la vegetación continúa con su crecimiento, debido a la baja nubosidad y a la suficiente cantidad de agua y energía (RN). En esta etapa, el NDVI alcanza su valor máximo. Al final de la temporada seca (septiembre - octubre) (Figura A5c) se presenta un decrecimiento en el NDVI, tal cual ocurre en la región S1. En esta etapa se alcanza el valor mínimo de humedad del suelo y el valor máximo de radiación neta durante toda la temporada; la evapotranspiración, probablemente, se alimenta más de la evaporación que de la transpiración, puesto que la actividad de la vegetación decrece. Alrededor de 8-10 pentads posteriores a la ocurrencia del mínimo de humedad de suelo y el máximo de radiación neta, inicia el decrecimiento de la radiación en superficie, debido al aumento de la precipitación y potencial aumento de la nubosidad. Asimismo, se observa un incremento en la evapotranspiración. Para esta región, el máximo de evapotranspiración ocurre después de los 40 pentads de iniciada la temporada seca, lo que representa una diferencia importante entre las regiones S1 y S2, pues para la región S1 este máximo ocurre en una etapa anterior de la temporada seca. Este último detalle podría estar relacionado con la alta intervención antrópica de la región S2, puesto que el cambio en la cobertura vegetal afecta los balances de agua y energía.

Con el objeto de analizar a mayor detalle la disponibilidad de agua durante las temporadas secas largas de las regiones S1 y S2, se compara la evolución de las anomalías de precipitación y humedad de suelo durante las temporadas secas largas de ambas regiones (Figura 6). Los resultados indican que las temporadas secas largas en la región S1 presentan déficits de precipitación, respecto a la climatología, durante la finalización de la temporada lluviosa antecedente, mientras que las temporadas secas largas en la región S2 se caracterizan por iniciar estas temporadas con excedentes de precipitación de la temporada lluviosa anterior (Figura 6a). Lo anterior conlleva a un déficit de disponibilidad de agua para la región S1 durante las temporadas secas más largas, producto de la disminución en la recarga generada de la temporada lluviosa anterior (Figura 6b). Sin embargo, esta situación es diferente para las temporadas secas largas en la región S2, donde la humedad del suelo presenta valores superiores a la climatología durante las 20 pentads finales de la temporada lluviosa antecedente y que se mantienen durante toda la temporada seca, consistentemente con la mayor cantidad de precipitación observada

durante estas temporadas secas (Figura 6).



**Figura 6.** Evolución de anomalías de a) precipitación y b) humedad del suelo durante las temporadas secas largas (AL) en las regiones S1 (línea discontinua roja) y S2 (línea continua azul).

#### 4. Discusión y Conclusiones

Este trabajo analiza la estacionalidad de la precipitación y su relación con la actividad de la vegetación en dos regiones del Amazonas caracterizadas por diferencias en su cobertura y usos del suelo. La región que dominamos S1, ubicada en el dominio 5°S-10°S, 50°W-70°W, presenta una cobertura de bosque en toda su extensión; por su parte, la región denominada S2, ubicada en el dominio 10°S-15°S, 50°W-70°, exhibe mosaicos de cobertura de bosque y sabana con algunos parches de usos urbanos. De este modo, la región S1 muestra menores tasas de actividad antropogénica representadas en deforestación y cambio de cobertura mientras que la región S2 presenta altas tasas de deforestación y cambio de cobertura, dentro de lo que se denomina “*arco de deforestación*” (Figura 1).

Nuestros análisis sugieren que la duración de la temporada seca tiene variaciones importantes en cada una de estas regiones. La región S1 presenta temporadas secas largas, principalmente durante las décadas de los 80s y los 90s; por su parte, para la región S2 se observa que a partir del año 2000 hay una mayor ocurrencia de temporadas secas largas. Estudios previos sugieren un alargamiento de la temporada seca en la región que comprende nuestras subregiones S1 y S2, observado a partir del año 2000 (Fu et al., 2013; Debortoli et al., 2015). Así, nuestros resultados sugieren que dicho alargamiento es debido principalmente a los cambios en la duración de la temporada seca observados en la región S2, que corresponde a la región de mayor intervención antrópica. Lo anterior es un elemento que aporta en la comprensión de las causas asociadas al cambio reciente en la estacionalidad de la precipitación en el sur del Amazonas, pues el retraso en el inicio de la temporada lluviosa observado en esta región se concentra principalmente en la región de mayor deforestación y cambios de uso de suelo, sugiriendo que los cambios de cobertura vegetal son determinantes en el comportamiento de la precipitación en los bosques tropicales. Aunque esto ha sido discutido en otras investigaciones (Costa and Pires, 2010; Phillips et al, 2009; Nepstad et al, 2008), este trabajo sugiere evidencias observacionales de los cambios de estacionalidad de la precipitación asociados al cambio de cobertura en el Amazonas.

Con el objeto de fortalecer esta conclusión, este trabajo analiza a mayor detalle el comportamiento de variables asociadas al balance de agua y energía y la actividad de la vegetación durante las temporadas



secas largas en ambas regiones del Amazonas. Nuestros resultados evidencian una disminución en la evapotranspiración durante las temporadas secas largas de la región S1 (Figura 5), probablemente como un mecanismo autorregulatorio del bosque ante el déficit de agua presente durante toda la temporada seca en esta región (Figura 6); las temporadas secas largas de la región S2, por el contrario, presentan tasas de evapotranspiración superiores durante el final de la temporada de lluvias antecedente y la primera mitad de la temporada seca. Lo anterior sugiere que las temporadas secas largas en la región S1 podrían estar más limitadas por agua que aquellas que ocurren en la región S2. Se destaca, asimismo, que en el pentad 20 posterior al inicio de las temporadas secas largas para la región S1 y en el pentad 25 para la región S2, aproximadamente, se alcanzan los valores mínimos de evapotranspiración, condición que podría ser extrema para el bosque, considerando la poca recarga evidenciada en esta fase de la temporada seca (Figuras 5 y A5). Lo anterior, podría ser clave para el retraso en el inicio de la temporada lluviosa siguiente y el consecuente alargamiento de la temporada seca: en la región S2, donde se han presentado años con temporadas secas largas más frecuentes en la última década, el valor mínimo de la evapotranspiración se alcanza 5 pentads después que en la región S1 (alrededor de 25 días después).

La actividad de la vegetación también presenta diferencias para las temporadas secas más largas de las regiones estudiadas. La activación del NDVI para la región S1 se da casi instantáneamente durante los primeros 1-2 pentads posteriores al inicio de la temporada seca; por su parte, el crecimiento en la actividad de la vegetación de la región S2 se evidencia a partir del pentad 5-6 (15 a 20 días después que en la región S1). Esto podría relacionarse con sobresaturación de los suelos que limita la actividad fotosintética al iniciar la temporada seca en esta región (Sarmiento et al. 2001) (Figura 6b).

Cabe mencionar que lo anterior podría sugerir la necesidad de reconsiderar el tipo de limitaciones de los bosques amazónicos para realizar la actividad fotosintética. Nuestros resultados sugieren que durante la mayor parte de la temporada seca en el Amazonas, las limitaciones por energía (radiación neta) son menores si se comparan con las limitaciones por agua. En particular, para la región S1, a partir de un umbral de humedad del suelo observado alrededor de los 30 a 31 pentads posteriores al inicio de la temporada seca, el bosque disminuye su actividad de la vegetación, probablemente debido a un

factor limitante diferente de la radiación: es precisamente en esta etapa de la temporada seca en la que se presenta un mayor déficit de humedad de suelo en la región S1. Por su parte, cuando el suelo tiene exceso de humedad, como ocurre en la región S2 durante los primeros 5 pentads de la temporada seca, la actividad vegetal representada mediante el NDVI se estabiliza, lo que puede sugerir que en ese punto de la temporada seca, la limitación se da por exceso de agua (proceso de inhibición de la fotosíntesis).

Este estudio muestra que la región en la que se observa una mayor ocurrencia de temporadas secas largas durante los últimos años es precisamente la de mayor intervención antrópica (región S2). Actividades como la deforestación y el cambio en el uso del suelo generan modificaciones en los flujos radiativos y en los balances de agua y energía (Malhi et al, 2009, Davidson et al, 2012). Estos cambios pueden transmitirse a regiones remotas, vía teleconexiones atmosféricas, ocasionando alteraciones no sólo en la zona intervenida sino también en lugares alejados, como el norte de Suramérica, el Caribe y el Hemisferio Norte (Agudelo et al. 2017; García et al, 2016; Werth and Avissar, 2002). El cambio de cobertura de suelo en el Amazonas, evidenciado por la transición de grandes extensiones de bosques a áreas destinadas a sabanas y cultivos durante los últimos años, genera consigo una reducción en las tasas de evapotranspiración en la región. Esta reducción altera el flujo de humedad entre el suelo y la atmósfera, desencadenando retrasos en la desestabilización atmosférica necesaria para dar inicio a la temporada de lluvias. Bajo este panorama, es probable que la duración de las temporadas secas sea cada vez mayor, como lo sugiere el análisis de proyecciones de cambio climático en esta región (Boisier et al., 2015). Ante un escenario de alargamiento de la temporada seca y considerando las anomalías negativas de la precipitación y humedad del suelo para la región S1 (Figura 6), se esperaría que las consecuencias fueran catastróficas para esta zona, llegando incluso a incrementar la frecuencia de eventos asociados a la mortalidad de árboles, tal y como ocurrió en las sequías de los años 2005 y 2010 (Phillips et al, 2009; Lewis et al, 2011; Brando et al, 2014; Espinoza et al, 2016), generando alteraciones en los servicios ecosistémicos que el bosque presta. Se ha indicado que estos eventos extremos podrían ser más intensos y frecuentes (Zemp et al, 2017). Además, es necesario considerar los forzamientos asociados con la interacción océano-atmósfera, como el calentamiento del océano Atlántico y la variabilidad asociada al ENSO, lo cual podría generar déficit de vapor en la atmósfera, llevando a un incremento en la

ocurrencia de eventos cada más extremos como las sequías de 2005 y 2010, en las que se combinaron factores de escala global que generaron alta mortalidad de árboles en algunas zonas del Amazonas (Phillips et al, 2009; Lewis et al, 2011). Estos forzamientos, combinados con factores antropogénicos como la deforestación, también se han asociado con eventos como las sequías (Molina-Carpio et al, 2017). Es de resaltar que las zonas con grandes áreas deforestadas han incrementado su vulnerabilidad ante la presencia de eventos extremos (Marengo et al, 2016). Este tipo de eventos afectan la dinámica ecológica del Amazonas, alterando no sólo los flujos de carbono sino también los sistemas fluviales y los ciclos de vida de las especies. Lo anterior trae afectaciones socioeconómicas a las poblaciones, puesto que altera el desarrollo normal de las actividades económicas y sociales (Marengo et al, 2016).

Los impactos ecológicos y económicos de las sequías son claros, y por lo tanto existe un riesgo potencial de que estos eventos sean más frecuentes e intensos en el futuro (Marengo et al, 2016). Incluso, estos eventos podrían incrementarse como resultado de cambios inducidos por la actividad antrópica. El rol de las actividades humanas, por ejemplo la deforestación, ya ha sido estudiado y relacionado con cambios en la estacionalidad de la precipitación en el Amazonas (Guimberteau et al, 2013; Marengo et al, 2016), lo que podría contribuir a un mejor entendimiento del alargamiento de la temporada seca en esta región (Wright et al, 2017).

Dada la conexión entre la vegetación y la hidrología, es necesario que los tomadores de decisiones de los estados que hacen parte de la cuenca del Amazonas diseñen e implementen medidas y políticas para regular la actividad antrópica en este bosque, con el objeto de disminuir los impactos ocasionados en la hidroclimatología local y regional. De igual manera, deben buscarse alternativas que permitan regenerar el bosque con el fin de mitigar futuros impactos. Es importante mencionar que la reducción de la deforestación se traduce en una medida necesaria para la conservación de la biodiversidad, la provisión de servicios ecosistémicos y la mitigación del cambio climático (Nobre et al 2016).

### **Agradecimientos**

Este trabajo fue financiado por el Departamento Administrativo de Ciencia, Tecnología e Innovación de Colombia (Colciencias), a través del proyecto 115-660-44588.

## Referencias

- Agudelo, J., P.A. Arias, S.C. Vieira, and J.A. Martinez, 2017: The lengthening of the Amazon dry season: influence on water vapor transport toward the Intra-American region. *Climate Dynamics*, submitted.
- Arias, P. A., Fu, R., Vera, C., and Rojas, M., 2015a: A correlated shortening of the North and South American monsoon seasons in the past few decades. *Climate Dynamics*, 45(11-12), 3183-3203.
- Arias, P. A., Martínez, J. A., and Vieira, S. C., 2015b: Moisture sources to the 2010–2012 anomalous wet season in northern South America. *Climate Dynamics*, 45(9-10), 2861-2884.
- Boisier, J. P., Ciais, P., Ducharne, A., & Guimberteau, M. (2015). Projected strengthening of Amazonian dry season by constrained climate model simulations. *Nature Climate Change*, 5(7), 656-660.
- Bonan, G. B., & Pollard, D. (1992). Vegetation on global climate. *Nature*, 359, 716-718.
- Bonan, G. B. (2008). Forests and climate change: forcings, feedbacks, and the climate benefits of forests. *Science*, 320(5882), 1444-1449.
- Brando, P. M., Balch, J. K., Nepstad, D. C., Morton, D. C., Putz, F. E., Coe, M. T., ... & Alencar, A. (2014). Abrupt increases in Amazonian tree mortality due to drought–fire interactions. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 111(17), 6347-6352.
- Budyko, M. I. (1974). *Climate and Life*. Academic Press, 508 pp. 1986. *The evolution of the Biosphere*. Reidel, 423 pp.
- Chen, Y., Randerson, J. T., Morton, D. C., DeFries, R. S., Collatz, G. J., Kasibhatla, P. S., Giglio, L., Jin, Y., Marlier, M. E., 2011. Forecasting fire season severity in South America using sea surface temperature anomalies. *Science* 334 (6057), 787-791.
- Costa, M. H., Pires, G. F., 2010. Effects of Amazon and central Brazil deforestation scenarios on the duration of the dry season in the arc of deforestation. *International Journal of Climatology* 30 (13), 1970-1979.
- Davidson, E. A., de Araújo, A. C., Artaxo, P., Balch, J. K., Brown, I. F., Bustamante, M. M., ... & Munger, J. W. (2012). The Amazon basin in transition. *Nature*, 481(7381), 321-328.
- D'Almeida, C., Vörösmarty, C. J., Hurtt, G. C., Marengo, J. A., Dingman, S. L., & Keim, B. D. (2007). The effects of deforestation on the hydrological cycle in Amazonia: a review on scale and resolution. *International Journal of Climatology*, 27(5), 633-647.
- Debortoli, N. S., Dubreuil, V., Funatsu, B., Delahaye, F., de Oliveira, C. H., Rodrigues-Filho, S., Saito, C. H., Fetter, R., 2015. Rainfall patterns in the southern Amazon: a chronological perspective (1971–2010). *Climatic Change*, 1-14.

Dee, D. P., Uppala, S. M., Simmons, A. J., Berrisford, P., Poli, P., Kobayashi, S... & 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.

Espinoza, J. C., Segura, H., Ronchail, J., Drapeau, G., & Gutierrez-Cori, O. (2016). Evolution of wet-day and dry-day frequency in the western Amazon basin: Relationship with atmospheric circulation and impacts on vegetation. *Water Resources Research*, 52(11), 8546-8560.

Fensholt, R., & Proud, S. R. (2012). Evaluation of earth observation based global long term vegetation trends—Comparing GIMMS and MODIS global NDVI time series. *Remote Sensing of Environment*, 119, 131-147.

Fu, R., Zhu, B., Dickinson, R. E., 1999. How do atmosphere and land surface influence seasonal changes of convection in the tropical Amazon? *Journal of Climate* 12 (5), 1306-1321.

Fu, R., Li, W., 2004. The influence of the land surface on the transition from dry to wet season in Amazonia. *Theoretical and applied climatology* 78 (1-3), 97-110.

Fu, R., Yin, L., Li, W., Arias, P. A., Dickinson, R. E., Huang, L., Chakraborty, S., Fernandes, K., Liebmann, B., Fisher, R., et al., 2013. Increased dry-season length over southern Amazonia in recent decades and its implication for future climate projection. *Proceedings of the National Academy of Sciences* 110 (45), 18110-18115.

Garcia, E. S., Swann, A. L., Villegas, J. C., Breshears, D. D., Law, D. J., Saleska, S. R., & Stark, S. C. (2016). Synergistic Ecoclimate Teleconnections from Forest Loss in Different Regions Structure Global Ecological Responses. *PloS one*, 11(11), e0165042.

Goward, S. N., Dye, D. G., Turner, S., & Yang, J. (1993). Objective assessment of the NOAA global vegetation index data product. *International Journal of Remote Sensing*, 14(18), 3365-3394.

Guimberteau, M., Ronchail, J., Espinoza, J. C., Lengaigne, M., Sultan, B., Polcher, J., ... & Ciais, P. (2013). Future changes in precipitation and impacts on extreme streamflow over Amazonian sub-basins. *Environmental Research Letters*, 8(1), 014035.

Kousky, V. E., 1988. Pentad outgoing longwave radiation climatology for the South American sector. *Revista Brasileira de Meteorologia* 3 (1), 217-231.

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

Li, W., Fu, R., 2004. Transition of the large-scale atmospheric and land surface conditions from the dry to the wet season over Amazonia as diagnosed by the ECMWF re-analysis. *Journal of Climate* 17 (13), 2637-2651.

Li, W., Fu, R., 2006. Influence of cold air intrusions on the wet season onset over Amazonia. *Journal of climate* 19 (2), 257-275.

Liebmann, B., Marengo, J., 2001. Interannual variability of the rainy season and rainfall in the Brazilian Amazon basin. *Journal of Climate* 14 (22), 4308-4318.

Liebmann, B., Allured, D., 2005. Daily precipitation grids for South America. *Bulletin of the American Meteorological Society* 86 (11), 1567-1570.

Makarieva, A., Gorshkov, V., 2007. Biotic pump of atmospheric moisture as driver of the hydrological cycle on land. *Hydrology and Earth System Sciences* 11 (2), 1013-1033.

Malhi, Y., Aragão, L. E., Galbraith, D., Huntingford, C., Fisher, R., Zelazowski, P., ... & 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., 2005. Characteristics and spatio-temporal variability of the Amazon River Basin water budget. *Climate Dynamics* 24 (1), 11-22.

Marengo, J. A., Nobre, C. A., Tomasella, J., Oyama, M. D., Sampaio de Oliveira, G., De Oliveira, R., & 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., & 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., Liebmann, B., Grimm, A., Misra, V., Silva Dias, P., Cavalcanti, I., Carvalho, L., Berbery, E., Ambrizzi, T., Vera, C., et al., 2012. Recent developments on the South American monsoon system. *International Journal of Climatology* 32 (1), 1-21.

Marengo, J. A., & Espinoza, J. C. (2016). Extreme seasonal droughts and floods in Amazonia: causes, trends and impacts. *International Journal of Climatology*, 36(3), 1033-1050.

Mercado-Bettín, D., Villegas, J., Salazar, J. F., 2017: Forest-induced global pattern of long-term water balance partitioning in large watersheds. *Geophysical Research Letters*, submitted.

Molina-Carpio, J., Espinoza, J. C., Vauchel, P., Ronchail, J., Gutierrez Caloir, B., Guyot, J. L., & Noriega, L. (2017). Hydroclimatology of the Upper Madeira River basin: spatio-temporal variability and trends. *Hydrological Sciences Journal*, 62(6), 911-927.

Mori, A. S., Lertzman, K. P., & Gustafsson, L. (2017). Biodiversity and ecosystem services in forest ecosystems: a research agenda for applied forest

ecology. *Journal of Applied Ecology*, 54(1), 12-27.

Myers, N., Mittermeier, R. A., Mittermeier, C. G., Da Fonseca, G. A., & Kent, J. (2000). Biodiversity hotspots for conservation priorities. *Nature*, 403(6772), 853-858.

Myneni, R. B., Yang, W., Nemani, R. R., Huete, A. R., Dickinson, R. E., Knyazikhin, Y., Didan, K., Fu, R., Juárez, R. I. N., Saatchi, S. S., et al., 2007. Large seasonal swings in leaf area of amazon rainforests. *Proceedings of the National Academy of Sciences* 104 (12), 4820-4823.

Nemani, R. R., Keeling, C. D., Hashimoto, H., Jolly, W. M., Piper, S. C., Tucker, C. J., ... & Running, S. W. (2003). Climate-driven increases in global terrestrial net primary production from 1982 to 1999. *Science*, 300(5625), 1560-1563.

Nepstad, D. C., Stickler, C. M., Soares-Filho, B., & Merry, F. (2008). Interactions among Amazon land use, forests and climate: prospects for a near-term forest tipping point. *Philosophical Transactions of the Royal Society B: Biological Sciences*, 363(1498), 1737-1746.

Nobre, C. A., Sellers, P. J., Shukla, J., 1991. Amazonian deforestation and regional climate change. *Journal of Climate* 4 (10), 957-988.

Nobre, C. A., Fisch, G., Rocha, H. d., Lyra, R. d. F., Rocha, E. d., Costa, A. d., Ubarana, V., 1996. Observations of the atmospheric boundary layer in Rondonia. *Amazonian Deforestation and Climate* 1.

Nobre, C. A., Sampaio, G., Borma, L. S., Castilla-Rubio, J. C., Silva, J. S., & Cardoso, M. (2016). Land-use and climate change risks in the Amazon and the need of a novel sustainable development paradigm. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 113(39), 10759-10768.

Phillips, O. L., Aragão, L. E., Lewis, S. L., Fisher, J. B., Lloyd, J., López-González, G., ... & Van Der Heijden, G. (2009). Drought sensitivity of the Amazon rainforest. *Science*, 323(5919), 1344-1347.

Poveda, G., 2004. La hidroclimatología de Colombia: una síntesis desde la escala interdecadal hasta la escala diurna. *Rev. Acad. Colomb. Cienc* 28 (107), 201-222.

Poveda, G., Waylen, P. R., Pulwarty, R. S., 2006. Annual and inter-annual variability of the present climate in northern South America and southern Mesoamerica. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 234 (1), 3-27.

Rodell, M., Houser, P. R., Jambor, U. E. A., Gottschalck, J., Mitchell, K., Meng, C. J., ... & Entin\*, J. K. (2004). The global land data assimilation system. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 85(3), 381-394.

Salati, E., Vose, P. B., 1984. Amazon basin: a system in equilibrium. *Science* 225 (4658), 129-138.

- Salati, E., Nobre, C. A., 1991. Possible climatic impacts of tropical deforestation. *Climatic change* 19 (1-2), 177-196.
- Saleska, S. R., Didan, K., Huete, A. R., & Da Rocha, H. R. (2007). Amazon forests green-up during 2005 drought. *Science*, 318(5850), 612-612.
- Samanta, A., Ganguly, S., Hashimoto, H., Devadiga, S., Vermote, E., Knyazikhin, Y., & Myneni, R. B. (2010). Amazon forests did not green-up during the 2005 drought. *Geophysical research letters*, 37(5).
- Sarmiento, G., & Pinillos, M. (2001). Patterns and processes in a seasonally flooded tropical plain: the Apure Llanos, Venezuela. *Journal of Biogeography*, 28(8), 985-996.
- Silva, V. B., Kousky, V. E., Shi, W., Higgins, R. W., 2007. An improved gridded historical daily precipitation analysis for Brazil. *Journal of Hydrometeorology* 8 (4), 847-861.
- Soudani, K., & Francois, C. (2014). Remote sensing: A green illusion. *Nature*, 506(7487), 165-166.
- Townshend, J. R. (1994). Global data sets for land applications from the Advanced Very High Resolution Radiometer: an introduction. *International Journal of Remote Sensing*, 15(17), 3319-3332.
- Vera, C., Higgins, W., Amador, J., Ambrizzi, T., Garreaud, R., Gochis, D., Gutzler, D., Lettenmaier, D., Marengo, J., Mechoso, C., et al., 2006. Toward a unified view of the American monsoon systems. *Journal of Climate* 19 (20), 4977-5000.
- Werth, D., Avissar, R., 2002. The local and global effects of Amazon deforestation. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 107 (D20), 1984-2012.
- Wright, J. S., Fu, R., Worden, J. R., Chakraborty, S., Clinton, N. E., Risi, C., ... & Yin, L. (2017). Rainforest-initiated wet season onset over the southern Amazon. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 201621516.
- Yin, L., Fu, R., Zhang, Y.-F., Arias, P. A., Fernando, D. N., Li, W., Fernandes, K., Bowerman, A. R., 2014. What controls the interannual variation of the wet season onsets over the amazon? *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* 119 (5), 2314-2328.
- Zemp, D. C., Schleussner, C. F., Barbosa, H. M., Hirota, M., Montade, V., Sampaio, G., ... & Rammig, A. (2017). Self-amplified Amazon forest loss due to vegetation-atmosphere feedbacks. *Nature Communications*, 8, 14681.
- Zeng, N., Yoon, J. H., Marengo, J. A., Subramaniam, A., Nobre, C. A., Mariotti, A., & Neelin, J. D. (2008). Causes and impacts of the 2005 Amazon drought. *Environmental Research Letters*, 3(1), 014002.