

**UNIVERSIDAD NACIONAL AGRARIA
LA MOLINA**

**ESCUELA DE POSGRADO
MAESTRÍA EN RECURSOS HÍDRICOS**



**“ESTIMACIÓN DE ÍNDICES DE SEQUÍA MEDIANTE
SENSORAMIENTO REMOTO INTEGRANDO MODIS Y
TRMM EN LA CUENCA ANDINO - AMAZÓNICA, PERÚ”**

Presentada por:

OMAR EFRAIN GUTIERREZ CORI

**TESIS PARA OPTAR EL GRADO DE
MAGISTER SCIENTIAE EN RECURSOS HÍDRICOS**

Lima - Perú

2018

**UNIVERSIDAD NACIONAL AGRARIA
LA MOLINA**

**ESCUELA DE POSGRADO
MAESTRÍA EN RECURSOS HÍDRICOS**

**“ESTIMACIÓN DE ÍNDICES DE SEQUÍA MEDIANTE
SENSORAMIENTO REMOTO INTEGRANDO MODIS Y TRMM
EN LA CUENCA ANDINO - AMAZÓNICA, PERÚ”**

**TESIS PARA OPTAR EL GRADO DE
MAGISTER SCIENTIAE EN RECURSOS HÍDRICOS**

Presentada por:

OMAR EFRAIN GUTIERREZ CORI

Sustentada y aprobada ante el siguiente jurado:

Dra. Lia Ramos Fernández
PRESIDENTE

Ph.D. Jhan Carlo Espinoza Villar
PATROCINADOR

Ph.D. Waldo Lavado Casimiro
CO-PATROCINADOR

Ph.D. Eduardo Chávarri Velarde
MIEMBRO

Dr. Néstor Montalvo Archiñigo
MIEMBRO

DEDICATORIA

*A mis amados padres Mercedes y Eusebio,
por todo el apoyo, el sacrificio y alentarme siempre a seguir mis sueños.
Son mi mayor motivación.*

AGRADECIMIENTOS

Esta investigación ha sido desarrollada en el marco del observatorio SO-HYBAM y gracias al proyecto N°397-PNICP-PIAP-2014 financiado por INNOVATE-PERU, IGP e IRD. Agradezco al grupo de investigadores del SO-HYBAM (IRD, UNALM, e IGP) por su apoyo durante todo el desarrollo de la tesis. Agradecer también al FONDECYT e INNOVATE-PERU por haber financiado mi participación en congresos científicos nacionales e internacionales.

Mis agradecimientos al Dr. Jhan Carlo Espinoza patrocinador de la tesis, por todo su apoyo, por la oportunidad y la confianza. Sus conocimientos, orientaciones y paciencia han sido fundamentales para mi formación.

Al Dr. Waldo Lavado co-patrocinador de la tesis, por todo el apoyo brindado, las críticas y el interés mostrado antes y durante todo el proceso de mi investigación.

Al Dr. Raul Espinoza por todo el interés mostrado en mi trabajo, el apoyo incondicional y el tiempo para las charlas sobre sensoramiento remoto.

A Hans Segura por todas las críticas, observaciones, por el apoyo en el procesamiento de datos y la iniciación en programación con MATLAB.

A mis Padres Mercedes y Eusebio, a mis hermanos Jimena y Henry, quienes estuvieron al pendiente de todas las dificultades que he podido pasar durante todo este tiempo lejos de casa.

A mis tíos Mery y Ernesto, a mis primos Dennis, Kevin y Maylen, por su compañía durante todos estos años. Sin su apoyo hubiese sido imposible culminar este trabajo.

A todos mis amigos de la “casita verde”, del Instituto Geofísico del Perú y del post-grado. A la Univeriudad Nacional Agraria la Molina y a la maestría en Recursos Hídricos.

A todos y cada uno de ustede mi mayor gratitud.

ÍNDICE GENERAL

I. INTRODUCCIÓN	1
II. REVISIÓN DE LITERATURA.....	5
2.1. DEFINICIÓN DE SEQUÍA.....	5
2.2. CLASIFICACIÓN DE SEQUÍA	5
2.2.1. SEQUÍA METEOROLÓGICA.....	6
2.2.2. SEQUÍA AGRÍCOLA	6
2.2.3. SEQUÍA HIDROLÓGICA	6
2.2.4. SEQUÍA SOCIOECONÓMICA.....	7
2.3. PRINCIPALES MÉTODOS DE CUANTIFICACIÓN DE SEQUÍAS.....	7
2.4. ESPECTRORADIÓMETRO PARA IMÁGENES DE RESOLUCIÓN MODERADA (MODIS) EN EL ESTUDIO DE SEQUÍAS.....	8
2.4.1. ANTECEDENTES.....	8
2.4.2. PROGRAMA EOS	9
2.4.3. SENSOR MODIS	10
2.4.4. NIVELES DE PROCESAMIENTO	12
2.4.5. LOS PRODUCTOS MODLAND.....	13
2.4.6. PRODUCTOS MOD11 Y MOD13	14
2.4.7. ORGANIZACIÓN DE LOS PRODUCTOS MODLAND.....	15
2.5. TROPICAL RAINFALL MEASURING MISSION - TRMM	17
2.6. INDICADORES DE SEQUÍAS DERIVADOS DE SENSORAMIENTO REMOTO	20
2.6.1. NDVI (NORMALIZED DIFFERENCE VEGETATION INDEX)	20
2.6.2. TVDI (TEMPERATURE VEGETATION DRYNESS INDEX).....	20
2.6.3. VTCI (VEGETATION TEMPERATURE CONDITION INDEX)	21
2.6.4. WDI (WATER DEFICIT INDEX).....	21
2.7. SEQUÍAS EN LA CUENCA AMAZÓNICA.....	21
2.8. SEQUÍAS EXTREMAS Y LA VEGETACIÓN AMAZÓNICA.....	22
2.9. INTENSIFICACIÓN DE LAS SEQUÍAS Y SUS IMPACTOS EN LA VEGETACIÓN ..	23
2.10. ALARGAMIENTO DE LA ESTACIÓN SECA EN LA CUENCA AMAZÓNICA.....	26
2.11. LA DEFORESTACIÓN Y EL CLIMA REGIONAL.....	26
2.12. SEQUÍAS EXTREMAS, VEGETACIÓN E INCENDIOS	27
2.13. EQUILIBRIO VEGETACIÓN-CLIMA Y PERSPECTIVAS FUTURAS DE LOS BOSQUES AMAZÓNICOS.....	28

III. MATERIALES Y MÉTODOS	30
3.1. CARACTERÍSTICAS GENERALES DEL ÁREA DE ESTUDIO.....	30
3.2. DATOS	33
3.2.1. DATOS DEL SENSOR MODIS	33
3.2.2. DATOS DE PRECIPITACIÓN – TRMM.....	38
3.2.3. DATOS DE PRECIPITACIÓN DIARIA BASADOS EN OBSERVACIONES (HOP).....	39
3.3. METODOLOGÍA.....	40
3.3.1. PRE PROCESAMIENTO DE DATOS	41
3.3.2. ANÁLISIS ESPACIO TEMPORAL DE LOS DATOS	43
3.3.3. ESTIMACIÓN DE ÍNDICES DE SEQUÍA	44
3.3.4. ESTIMACIÓN DE ÍNDICES DE LA FRECUENCIA DE DÍAS SECOS (DDF) ..	46
IV. RESULTADOS Y DISCUSIÓN	47
4.1. PROCESAMIENTO DE LA INFORMACIÓN DE TEMPERATURA DE SUPERFICIE DE SUELO, VEGETACIÓN Y PRECIPITACIÓN.....	47
4.1.1. ANÁLISIS ALTITUDINAL DE LAS VARIABLES	47
4.1.2. ANÁLISIS DEL GRADIENTE ANDINO-AMAZÓNICO DE LA VEGETACIÓN Y LA TEMPERATURA DE SUPERFICIE DE SUELO	48
4.2. ANÁLISIS DEL CICLO ANUAL DE LA TEMPERATURA DE SUPERFICIE DE SUELO, VEGETACIÓN Y PRECIPITACIÓN A NIVEL DE LA CUENCA DE TABATINGA	53
4.2.1. TEMPERATURA DE SUPERFICIE DE SUELO CADA 8 DÍAS.....	53
4.2.2. ÍNDICE DE VEGETACIÓN DE DIFERENCIA NORMALIZADA CADA 16 DÍAS	53
4.2.3. PRECIPITACIÓN DIARIA – TRMM	53
4.3. EL CICLO ANUAL A ESCALA DE SUB-CUENCAS	56
4.3.1. CICLO ANUAL DE LST POR SUB-CUENCAS.....	56
4.3.2. CICLO ANUAL DE LAS CONDICIONES DE VEGETACIÓN POR SUB- CUENCAS.....	56
4.3.3. REGÍMENES DE PRECIPITACIONES POR SUB-CUENCAS	58
4.4. VARIABILIDAD INTERANUAL DE LA TEMPERATURA DE SUPERFICIE, VEGETACIÓN Y PRECIPITACIÓN	60
4.5. ANÁLISIS DE LOS AÑOS DE SEQUÍAS EXTREMAS	61

4.6. PATRONES ESPACIALES DE SEQUÍAS MEDIANTE ÍNDICES DE SENSORAMIENTO REMOTO (SR)	63
4.6.1. CONDICIONES TÉRMICAS Y LAS SEQUÍAS	64
4.6.2. CONDICIONES DE VEGETACIÓN Y LAS SEQUÍAS	64
4.6.3. CONDICIONES DE PRECIPITACIÓN Y LAS SEQUÍAS	64
4.7. VARIABILIDAD INTERANUAL DE LAS ESTIMACIONES DE LLUVIA Y LA VEGETACIÓN	70
4.7.1. VARIABILIDAD INTERANUAL DE LAS LLUVIAS ESTIMADAS DE SENSORES REMOTOS (SR) Y OBSERVADOS (HOP)	70
4.7.2. RELACIÓN ENTRE LA LLUVIA ACUMULADA Y LA VEGETACIÓN	71
4.8. RELACIÓN ENTRE LA FRECUENCIA DE DÍAS SECOS (DDF) Y LA VEGETACIÓN	72
4.8.1. DDFs A PARTIR DE DATOS OBSERVADOS HYBAM (HOP)	73
4.8.2. DDFs A PARTIR DE DATOS TRMM 3B42	75
4.8.3. DDFs A PARTIR DE DATOS TRMM 3B42-RT (EN TIEMPO REAL)	77
4.9. COMPARACIÓN DE LA FRECUENCIA DE DÍAS SECOS CON DIFERENTES BASES DE DATOS	79
4.10. FRECUENCIA DE DÍAS SECOS PARA EL MONITOREO DE SEQUÍAS Y SUS IMPACTOS	82
V. CONCLUSIONES	86
VI. RECOMENDACIONES	91
VII. REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS	93
VIII. ANEXOS	111

ÍNDICE DE CUADROS

Cuadro 1: Sistema Internacional Observación de la Tierra (International Earth Observing System, IEOS).	9
Cuadro 2: Características de las bandas espectrales del sensor MODIS	13
Cuadro 3: Categorización de Sequías. Modificado de Kogan (1999).	45
Cuadro 4: Porcentaje de área con sequías extremas basadas en el TCI durante los años 2005 y 2010	68
Cuadro 5: Porcentaje de área con sequías extremas basadas en el VCI durante los años 2005 y 2010	68
Cuadro 6: Porcentaje de área con sequías extremas basadas en el PCI durante los años 2005 y 2010	68

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1: Caudal medio de marzo a mayo (azul), de septiembre a agosto (negro) y agosto a octubre (rojo) medido en la estación de Tamshiyacu período 1970-2014.....	3
Figura 2: Esquema del cubrimiento de la tierra por el sensor MODIS.	11
Figura 3: Longitudes de onda de las 7 primeras bandas del sensor MODIS.....	11
Figura 4: Organización de los productos MODLAND en tiles en proyecciones sinusoidales (SIN).	16
Figura 5: Nomenclatura utilizada para los nombres de los productos MODIS de nivel 2G o superior.	16
Figura 6: Flujo de procesamiento de productos del satélite TRMM.	18
Figura 7: Precipitación acumulada en mm.dia^{-1} (3B42-RT) para el período 01 a 04 de junio del 2005.....	19
Figura 8: Anomalías de TSM y de flujos de vapor de agua entre el suelo y 300 hPa durante el año hidrológico 2010	24
Figura 9: Distribución espacial de anomalías estandarizadas del índice de vegetación de diferencia normalizada (NDVI) y del índice de vegetación mejorado (EVI) durante el 2010.....	24
Figura 10: Distribución espacial de anomalías de precipitación calculada a partir de datos TRMM durante las sequías del 2005 (A) y 2010 (B). En C y D se muestra el máximo déficit de agua (MCWD), medida alternativa de la intensidad de la sequía durante los años 2005 y 2010.	25
Figura 11: Sistema vegetación-atmósfera en equilibrio (a). Pérdida de bosque provocada por la disminución de flujo de humedad (b). El régimen de lluvias se altera, dando lugar a una mayor pérdida de bosques y reducción en el transporte de humedad (c)..	25
Figura 12: Ubicación geográfica de la cuenca amazónica delimitada hasta la estación hidrométrica de Tabatinga. El gradiente altitudinal se muestra a partir del modelo digital de elevación del SRTM a 90m de resolución.....	31

Figura 13: Régimen de lluvia para 8 estaciones de la cuenca amazónica peruana ecuatoriana.....	32
Figura 14: Producto MOD11 – Temperatura de Superficie de Suelo en proyecciones sinusoidales.....	34
Figura 15: Producto MOD13 – Índice de Vegetación de Diferencia Normalizada en proyecciones sinusoidales.....	34
Figura 16: Temperatura promedio anual de la superficie de suelo (LST) de la cuenca Amazónica calculado a partir del producto MOD11 considerando el periodo 2001-2015.....	37
Figura 17: Flujo de procesamiento para la obtención del producto MOD13C1. Datos de 1km de buena calidad, con nubosidad y mixtos como valores de entrada..	37
Figura 18: Promedio anual de los valores de NDVI de la cuenca amazónica calculado a partir del producto MOD13 considerando el periodo 2001-2015.	38
Figura 19: Distribución espacial de la precipitación media anual de la cuenca amazónica calculado a partir del producto diario TRMM 3B42 V7.	39
Figura 20: Distribución espacial de la precipitación media anual para toda la cuenca amazónica calculados a partir de los datos diarios del SO- HYBAM.....	40
Figura 21: Esquema metodológico a fin de desarrollar indicadores para el monitoreo y previsión de sequías y sus impactos en la vegetación en la cuenca andino-amazónica.	42
Figura 22: Comportamiento de la temperatura de superficie de suelo (A), NDVI (B) y precipitación (C) diferenciando las región andina (>500 msnm) y amazónica (<500msnm).....	49
Figura 23: Comportamiento y variabilidad de NDVI promedio anual respecto al gradiente altitudinal.	51
Figura 24: Comportamiento y variabilidad de la temperatura de superficie de suelo respecto al gradiente altitudinal.....	52
Figura 25: Series históricas de temperatura de superficie de suelo (LST) de 8 días (A), valores históricos de NDVI de 16 días (B) y valores de lluvia diaria estimada por el TRMM (C).....	54

Figura 26: Regímenes anuales de temperatura de superficie de suelo (A), condición de vegetación (B) y precipitación (C) para toda la cuenca de Tabatinga	55
Figura 27: Regímenes anuales de temperatura de superficie de suelo a nivel de sub-cuencas.....	57
Figura 28: Regímenes anuales del comportamiento de la vegetación a nivel de sub-cuencas.....	58
Figura 29: Regímenes anuales de las precipitaciones a nivel de sub-cuencas	59
Figura 30: Variabilidad interanual de la temperatura de superficie de suelo (A), condiciones de vegetación (B) precipitación total (C). Los años de sequía extrema son señalados. Diagrama de dispersión de anomalías estandarizadas de precipitación, vegetación y temperatura de superficie de suelo (D, E y F).....	61
Figura 31: Valores de temperatura de superficie de suelo por encima del tercer cuartil durante los años 2005 y 2010 desde enero (1) a diciembre (12).	62
Figura 32: Valores de NDVI por debajo del primer cuartil durante los años 2005 y 2010 desde enero (1) a diciembre (12). Condiciones de sequías severas en la vegetación se presentaron durante los meses de agosto a octubre.....	62
Figura 33: Valores de precipitación por debajo la media climática y por debajo del primer cuartil durante los años 2005 y 2010 desde enero (1) a diciembre (12).	63
Figura 34: Variaciones interanuales a escala de sub-cuencas del Índice de Condición de Temperatura (TCI) para el periodo 2001-2015 respecto al porcentaje de área en condiciones de sequía y condiciones húmedas..	65
Figura 35: Variaciones interanuales a escala de sub-cuencas del Índice de Condición de Vegetación (VCI) para el periodo 2001-2015 respecto al porcentaje de área en condiciones de sequía y condiciones húmedas.	66
Figura 36: Variaciones interanuales a escala de sub-cuencas del Índice de Condición de Precipitación (PCI) para el periodo 2001-2015 respecto al porcentaje de área en condiciones de sequía y condiciones húmedas.....	67
Figura 37: Variabilidad interanual de las condiciones de vegetación (NDVI) de enero a diciembre (A). Se considera para el periodo seco de agosto a octubre (B).....	69

Figura 38: Relación entre la lluvia acumulada (Ene a Sep) de TRMM, TRMM-RT e HYBAM para la cuenca de Marañón (A), Ucayali (B) y Tabatinga (C) durante el 2001 a 2016 para datos TRMM y 2001 a 2009 para datos HOP.....	71
Figura 39: Diagrama de dispersión entre las lluvia acumulada TRMM 3B42 (periodo Ene a Sep) y las condiciones de vegetación (NDVI) del periodo seco (A-S-O) para toda la cuenca de Tabatinga. Periodo 2001-2016.....	72
Figura 40: Correlación entre el NDVI (A-S-O) y la Frecuencia de Días secos (DDFs HOP) menores a 1mm (A), menores a 2mm (B) y menores a 3mm (C), obtenidos a partir de datos HOP para todo Tabatinga.	74
Figura 41: Correlación entre el NDVI (A-S-O) y Frecuencia de Días secos (DDFs HOP) menores a 1mm, 2mm y 3mm a escala de sub-cuencas (Tabatinga, Marañón y Ucayali). La línea roja representa el valor de r crítico al 95 por ciento de significancia.....	74
Figura 42: Correlación entre el NDVI (A-S-O) y Frecuencia de Días secos (DDFs) menores a 1mm (A), menores a 2mm (B) y menores a 3mm (C), obtenidos a partir de datos TRMM 3B42 para todo Tabatinga.....	76
Figura 43: Correlación entre el NDVI (A-S-O) y Frecuencia de Días secos (DDFs) menores a 1mm, 2mm y 3mm a escala de sub-cuencas (Tabatinga, Marañón y Ucayali). La línea roja representa el valor de r crítico al 95 por ciento de significancia.....	76
Figura 44: Correlación entre el NDVI (A-S-O) y Frecuencia de Días secos RT (DDFs RT) menores a 3mm (A), menores a 2mm (B) y menores a 1mm (C), obtenidos a partir de datos TRMM 3B42-RT para todo Tabatinga.	78
Figura 45: Correlación entre el NDVI (A-S-O) y Frecuencia de Días secos (DDFs RT) menores a 1mm, 2mm y 3mm a escala de sub-cuencas (Tabatinga, Marañón y Ucayali). La línea roja representa el valor de r crítico al 95 por ciento de significancia.....	78
Figura 46: Relación entre la Frecuencia de Días Secos (Ene a Sep) 3B42, 3B42-RT e HYBAM para la cuenca de Marañón (A), Ucayali (B) y Tabatinga (C). Periodo 2001-2016 para datos TRMM, y 2001-2009 para datos HOP.....	80

Figura 47: Correlación por punto de grilla entre valores de NDVI y serie DDFs de datos HOP (A), TRMM 3B42 (B) y 3B42-RT (C). Los puntos localizan correlaciones significativas al 95 por ciento. La línea roja indica el límite a los 6°S.	81
Figura 48: Dinámica espacial de la Frecuencia de Días Secos (en días) para toda la cuenca amazónica, considerando el periodo de 01 de enero hasta el 30 de septiembre para los años 2005 (B), 2010 (C) y 2016 (D). El promedio climatológico de DDFs se muestra (A).	82
Figura 49: Anomalías de la Frecuencia de Días Secos (en días) para toda la cuenca Amazónica considerando el periodo de 01 de enero hasta el 30 de septiembre, para los años 2005 (B), 2010 (C) y 2016 (D). El promedio climatológico de DDFs se muestra (A).	83
Figura 50: Evolución temporal del número de días secos (DDF) para la cuenca del Amazonas (Tabatinga). En gris se muestra los umbrales máximo y mínimo, línea azul muestra el comportamiento durante el 2005, en rojo para el 2010 y en verde para el 2016.	84
Figura 51: Evolución temporal y monitoreo del número de días secos (DDF) para la cuenca de Marañón (San Regis). En gris se muestra los umbrales máximo y mínimo, línea azul muestra el comportamiento durante el 2005, en rojo para el 2010 y en verde para el 2016.	84
Figura 52: Evolución temporal y monitoreo del número de días secos (DDF) para la cuenca de Ucayali (Requena). En gris se muestra los umbrales máximo y mínimo, línea azul muestra el comportamiento durante el 2005, en rojo para el 2010 y en verde para el 2016.	85

ÍNDICE DE ANEXOS

- Anexo 1: Distribución espacial del ciclo anual del índice de vegetación de diferencia normalizada (NDVI) de enero a diciembre para toda la cuenca amazónica. 111
- Anexo 2: Distribución espacial de la Frecuencia de Días Secos (DDFs) para toda la cuenca amazónica, calculados a partir de datos 3B42-RT para los años 2001 a 2008. 112
- Anexo 3: Distribución espacial de la Frecuencia de Días Secos (DDFs) para toda la cuenca amazónica, calculados a partir de datos 3B42-RT para los años 2009 a 2016. 113
- Anexo 4: Distribución espacial de anomalías (en días) de la Frecuencia de Días Secos (DDFs) para toda la cuenca amazónica, calculados a partir de datos 3B42-RT para los años 2001 a 2008..... 114
- Anexo 5: Distribución espacial de anomalías (en días) de la Frecuencia de Días Secos (DDFs) para toda la cuenca amazónica, calculados a partir de datos 3B42-RT para los años 2009 a 2016..... 115

RESUMEN

Esta investigación analiza la variabilidad espacial y temporal de indicadores de sequías extremas en la cuenca andino-amazónica peruana obtenidos mediante sensores remotos durante el período 2001-2016. Para ello se utilizaron datos del satélite TERRA que proporciona información de temperatura de superficie de suelo (LST) e índices de vegetación (NDVI): productos MOD11 y MOD13. Adicionalmente, se empleó información del satélite TRMM que proporciona precipitación diaria: productos 3B42 y 3B42-RT. Además, se empleó información de precipitación observada y grillada del observatorio HYBAM (HOP). Basado en sensoramiento remoto se desarrollaron tres índices para caracterizar el comportamiento interanual de las sequías en la cuenca: el Índice de Condición de Temperatura (TCI), el Índice de Condición de Vegetación (VCI) y el Índice de condición de Precipitación (PCI). En base a estos índices se categorizaron niveles de la intensidad de la sequía como leve, moderada, severa y extrema. Mediante un análisis a escala de cuenca, los índices muestran que los años 2005 y 2010 fueron años de sequías de categoría extrema con +-30 por ciento de área de la cuenca afectada durante el 2005 y un +-50 por ciento durante la sequía del 2010. Por otro lado, se analizó la relación entre las precipitaciones y la vegetación, encontrando así que el volumen de precipitación acumulado explica moderadamente el desarrollo de la vegetación andino-amazónica ($r = 0.34$). Sin embargo, la Frecuencia de Días Secos (DDF) y los valores de NDVI sí se encuentran significativamente relacionados ($r = -0.86$ para datos HOP, $r = -0.75$ para datos 3B42 y $r = -0.68$ para datos 3B42-RT). Esto muestra que valores altos de DDF involucra una disminución en las condiciones de vegetación. Esta relación es particularmente significativa al sur de los 6°S , lo que sugiere que la vegetación en gran parte de la Amazonía peruana se encuentra limitada por factores hídricos. Finalmente, utilizando estimaciones de precipitación a tiempo real (TRMM 3B42-RT) se desarrolló un indicador (la Frecuencia de Días Secos - DDF) para el monitoreo continuo de las sequías extremas con posibles impactos en la vegetación de la cuenca andino-amazónica.

Palabras clave: Indicadores de Sequías, Cuenca andino-amazónica, Frecuencia de Días Secos, Sensoramiento Remoto.

ABSTRACT

This research analyzes the spatial and temporal variability of extreme drought indicators in the Peruvian Andean-Amazon basin obtained by remote sensors during the period 2001-2016. Data from the TERRA satellite were used to provide Land Surface Temperature (LST) and vegetation index (NDVI) data: products MOD11 and MOD13. Additionally, was used information from the TRMM satellite that provided daily precipitation: products 3B42 and 3B42-RT. In addition, was used observed and gridded precipitation information from the HYBAM observatory (HOP). Based on remote sensing, three indices were developed to characterize the interannual behavior of droughts in the basin: the Temperature Condition Index (TCI), the Vegetation Condition Index (VCI) and the Precipitation Condition Index (PCI). Based on these indices, levels of drought intensity were categorized as mild, moderate, severe and extreme. Through a basin-scale analysis, the indices show that the years 2005 and 2010 were years of extreme category droughts with +-30 percent of the basin area affected during 2005 and +-50 percent during the drought of 2010. On the other hand, the relationship between rainfall and vegetation was analyzed, and the volume of cumulated precipitation explains moderately the development of Andean-Amazonian vegetation ($r = 0.34$). However, the Dry Days Frequency (DDF) and NDVI values are significantly correlated ($r = -0.86$ for HOP data, $r = -0.75$ for 3B42 data and $r = -0.68$ for 3B42-RT data). This shows that high DDF values involve a decrease in vegetation conditions. This relationship is particularly significant in the south of the 6°S , which suggests that the vegetation in much of the Peruvian Amazon is limited by water factors. Finally, using a real-time precipitation estimation (TRMM 3B42-RT), an indicator (Dry Days Frequency - DDF) was developed for the continuous monitoring of extreme droughts with possible impacts on the vegetation of the Andean-Amazon basin.

Keywords: Drought Indicators, Andean-Amazon Basin, Dry Days Frequency, Remote Sensing.

I. INTRODUCCIÓN

Debido a su considerable extensión meridional y orografía prominente, el Perú presenta diversos patrones de tiempo y clima, incluyendo características tropicales, subtropicales y extratropicales (Garreaud et al., 2008). La cordillera de los Andes representa un formidable obstáculo para la circulación de la humedad atmosférica proveniente principalmente del Atlántico Tropical y la Amazonía, permitiendo así condiciones húmedas al este (vertiente del Amazonas) y condiciones secas al oeste (vertiente del Pacífico) y sobre la región Andina (Garreaud et al., 2003).

EL 16 por ciento del territorio peruano hace parte de la cuenca hidrográfica del Amazonas, la cual es la mayor cuenca del mundo, abarca alrededor de 6 000 000 km² y su caudal medio es el más grande en el mundo con 210 000 m³/s (Callède et al., 2010). Recientemente, se ha documentado una intensificación de los eventos extremos ocurridos en la cuenca (Marengo y Espinoza, 2015), como fue el caso de inundaciones registradas en el 2006, 2009 y 2012 (Marengo et al., 2011; Espinoza et al., 2012; Espinoza et al., 2013; Marengo et al., 2013). Pero también se han evidenciado sequías extremas ocurridos durante el 2005 y 2010 (Zeng et al., 2008; Marengo et al., 2008; Espinoza et al., 2011; Marengo et al., 2011). Estos últimos han sido reconocidos como las sequías más severas y extensas de los últimos años que provocaron la mortalidad de árboles y la pérdida del bosque en hasta 2.5 millones de km² de la cuenca durante el 2005 y alrededor de 3.2 millones de km² durante la sequía del 2010 (Lewis et al., 2011).

Científicos de diferentes centros de investigación del clima en el mundo han sugerido que es muy probable que la causa principal de la sequía del 2005 en la Amazonía corresponda a un aumento de la temperatura superficial del océano Atlántico tropical Norte (Marengo et al., 2008). Además, El Niño ha sido frecuentemente reconocido como una causa de eventos de sequía en la Amazonía (Marengo y Espinoza, 2015). En efecto, la sequía del 2010, la más severa que se haya registrado en la Amazonía peruana, comenzó a principios de verano austral durante un evento El Niño y se intensificó como consecuencia del

calentamiento del Atlántico tropical Norte (Espinoza et al., 2011). Es necesario entender que tanto las sequías y las inundaciones corresponden a eventos que se producen como parte de la variabilidad natural del clima. Sin embargo, las sequías ocurridas durante las últimas décadas en la Amazonía fueron de carácter recurrente y se prevé que en el marco del calentamiento global estos eventos serán aún más frecuentes y de mayor intensidad para finales del siglo 21 (IPCC 2013; Guimberteau et al., 2013; Boisier et al., 2015). Este escenario traería consigo impactos severos en la sociedad y en el bioma amazónico.

Las sequías extremas en la Amazonía tienen el potencial para incrementar significativamente la mortalidad de cubiertas vegetales mediante la intensificación de los incendios (Brienen et al., 2015; Nobre et al., 2016). Adicionalmente, recientes estudios han puesto en evidencia el rol fundamental del reciclaje de humedad del bosque amazónico como fuente de humedad relevante en gran parte de América del Sur, incluyendo la región Andina (Lejeune et al., 2015; Zemp et al., 2017).

Durante los últimos años se han desarrollado varios estudios para una mejor comprensión de los impactos de las sequías en los bosques tropicales. Sin embargo, aún persisten procesos que no están claros en relación a los impactos que estas sequías producen en la vegetación. Durante las recientes sequías se ha reportado la pérdida de bosques, alcanzándose tasas de incendios forestales de hasta 400 por ciento más que durante años normales (Betts et al., 2004; Davidson et al., 2012; Brando et al 2014). En relación a ello, recientes estudios muestran que la respuesta del bosque amazónico ante un escenario de sequías extremas, se manifiesta con la interrupción en el crecimiento y la mortalidad de algunas especies si el evento es prolongado (Nepstad et al., 2007; Brando et al., 2008; Phillips et al., 2009; Samanta et al., 2010). Sin embargo, las interacciones lluvia-vegetación involucran procesos complejos y no lineales que todavía están poco representados por modelos (Scheffer et al., 2005; Van nes et al., 2014).

Según recientes investigaciones, los impactos de las sequías podrían ser lo suficientemente perjudicial para el mantenimiento y la integridad del ecosistema amazónico. De hecho, escenarios futuros en el marco del cambio climático plantean que los disturbios en el clima podrían tener el potencial para amplificar e intensificar fuertemente los impactos en el bosque, provocando incluso el colapso del ecosistema amazónico (Cox et al., 2000; Cox et

al., 2004) y su transformación en un bioma de sabana o bosque estacional (Nobre et al., 1991; Oyama et al., 2003; Nobre et al., 2016).

En la región andino-amazónica del Perú, las sequías se han convertido en uno de los desastres naturales más graves que han causado daños significativos a la sociedad (Federal Emergency Management Agency, 1995; National Climatic Data Center, 2003). Se han documentado investigaciones científicas que evidencian la ocurrencia de sequías extremas también en esta región, las que han ido en aumento desde finales de la década de los 80 (Espinoza et al., 2009a y b), como es el caso de los ocurridos en los años de 1998, 2005 y 2010, y que resultaron muy perjudiciales para la agricultura y los ecosistemas andino-amazónicos (Marengo, 2008; Marengo, 2011; Xu et al., 2011; Espinoza et al., 2012; Espinoza et al., 2013; Marengo et al., 2013; Marengo y Espinoza, 2015).

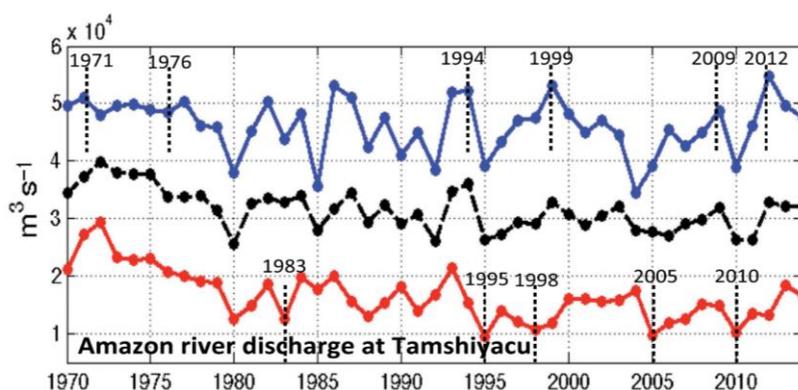


Figura 1: Caudal medio de marzo a mayo (azul), de septiembre a agosto (negro) y agosto a octubre (rojo) medido en la estación de Tamshiyacu para el período 1970-2014. Los años con sequía e inundaciones están indicados con líneas discontinuas.

Fuente: Marengo y Espinoza, 2015.

Así también se reportaron incendios forestales ocurridos a finales del 2016 en las regiones de Cajamarca, Pasco, Lambayeque, Áncash, Ayacucho y Huancavelica (El Comercio 2016). Los que se intensificaron debido a las condiciones más secas de lo normal en la cubierta vegetal, acelerando la expansión del fuego (La Amazonía se hace humo, Caaap 2016).

Bajo este contexto, la presente investigación aporta en la consolidación y entendimiento de los procesos de sequías en la Amazonía peruana, integrando varias fuentes de información de sensoramiento remoto. Asimismo, este trabajo pretende desarrollar indicadores de

sequía en sus condiciones más extremas que sean útiles, sencillos y de fácil aplicabilidad para el monitoreo y previsión de posibles impactos en la vegetación. Para ello se han desarrollado los siguientes objetivos:

Objetivo general

- Analizar espacial y temporalmente las sequías en la cuenca amazónica del Perú y sus impactos en la vegetación mediante el desarrollo de índices derivados de sensoramiento remoto.

Objetivos específicos

- Analizar la variabilidad espacial de la temperatura de superficie de suelo, vegetación y precipitación en la cuenca andino-amazónica considerando el periodo 2001-2016 mediante sensoramiento remoto.
- Caracterizar los regímenes anuales del comportamiento de la temperatura de superficie de suelo, vegetación y precipitación para el área de estudio y a nivel de las principales sub cuencas de la vertiente amazónica.
- Desarrollar índices de sequía basados en sensoramiento remoto para evaluar los impactos de las sequías en la cuenca amazónica peruana y a nivel de las principales sub cuencas durante el periodo 2001-2016.
- Analizar la relación entre la precipitación y las condiciones de vegetación andino-amazónica durante años de sequías extremas.
- Desarrollar un indicador para el monitoreo en tiempo real de las sequías en la cuenca andino-amazónica y sus posibles impactos en la vegetación.

II. REVISIÓN DE LITERATURA

2.1. DEFINICIÓN DE SEQUÍA

La definición por lo general corresponde a un período de déficit en las precipitaciones con impacto en la agricultura, los recursos hídricos y los ecosistemas naturales (Beguería et al., 2010). Sin embargo, no existe una única definición de sequía ya que corresponde a un fenómeno complejo que el grupo *American Meteorological Society* lo clasifica en cuatro categorías: sequía meteorológica, agrícola, hidrológica y socioeconómica (Richard y Heim, 2002). La sequía meteorológica se caracteriza por un déficit en las precipitaciones, la sequía agrícola por el déficit de humedad de suelo, la sequía hidrológica por la escasez de agua en los ríos y la sequía socioeconómica por la escasez de algunos bienes económicos afectados por las sequías (Keyantash y Dracup, 2002).

Una sequía se produce por la disminución de las precipitaciones durante largos periodos de tiempo, generando un déficit en la disponibilidad de agua en los estados del ciclo hidrológico. Sin embargo, sus efectos pueden ser amplificados por los niveles de evaporación (dependerá de la radiación solar, la temperatura, viento, etc.), las características del suelo y el tipo de cobertura vegetal (Kundzewicz et al., 1993).

Las sequías difieren de otros riesgos naturales ya que tiene la particularidad de ser de lento desarrollo temporal y amplia cobertura espacial, lo que hace difícil precisar con exactitud su duración y extensión (Beran y Rodier, 1985).

2.2. CLASIFICACIÓN DE SEQUÍA

Wilhite y Glantz (1985) encontraron más de 150 definiciones de sequía, categorizándolas en cuatro grupos según la disciplina científica, mencionados anteriormente (sequía meteorológica, hidrológica, agrícola y socioeconómica). Sin embargo, existen clasificaciones más simples como la de SUDENE (1999), que prescinde del tipo

meteorológico y divide las sequías en hidrológicas, agrícolas y efectivas (estos últimos equivalentes a las socioeconómicas). Una definición más detallada, como la de Subrahmanyam (1967), distingue hasta seis tipos de sequía (meteorológica, climática, atmosférica, agrícola, hidrológica y de gestión hídrica). Sin embargo, ninguna de estas aporta información conceptualmente mejor sustentada que la propuesta por Wilhite y Glantz (Valiente, 2001).

2.2.1. SEQUÍA METEOROLÓGICA

Basada en datos climáticos, es una expresión de la desviación de la precipitación respecto a la media durante un período de tiempo determinado. Palmer (1965) define la sequía meteorológica como el intervalo de tiempo, meses o años, durante el cual el aporte de humedad en un determinado lugar disminuye consistentemente respecto a la normal. Mientras que Russell et al. (1970) lo define de una forma más concisa: Déficit prolongado de precipitación inferior a la media.

2.2.2. SEQUÍA AGRÍCOLA

La agricultura es el primer sector económico que resulta afectado por la escasez de precipitaciones, por ello adquiere una especial relevancia en relación con las sequías. Así, una sequía agrícola se produce cuando no hay suficiente humedad en el suelo para permitir el desarrollo de un determinado cultivo. Kulik (1962) define la sequía agrícola como el período durante el cual sólo hay 19 mm de agua disponible en los primeros 20 cm de suelo. Corresponde al período de tiempo durante el cual la humedad en el suelo es insuficiente para garantizar el establecimiento de un cultivo y/o su desarrollo o producción. Este tipo de sequía depende de las condiciones meteorológicas, del tipo de cultivo y las propiedades del suelo (Valiente, 2001).

2.2.3. SEQUÍA HIDROLÓGICA

Hace referencia a una deficiencia en el caudal o volumen de aguas superficiales o subterráneas (ríos, embalses, lagos, etc.). Al producirse un desfase entre la escasez de lluvias y la reducción del caudal de ríos o el nivel de lagos y embalses (tiempo de

concentración), las mediciones hidrológicas no pueden ser utilizadas como un indicador del inicio de la sequía, pero sí de su intensidad (Valiente, 2001).

Linsley et al. (1975) toman en consideración estos aspectos al definir sequía hidrológica como el período durante el cual los caudales son inadecuados para satisfacer los usos establecidos bajo un determinado sistema de gestión de aguas.

2.2.4. SEQUÍA SOCIOECONÓMICA

Se produce cuando la disponibilidad de agua disminuye hasta el punto de producir impactos económicos en la población de la zona afectada por la escasez de lluvias. No es necesario que se produzca una restricción en el suministro de agua, basta con que algún sector económico se vea afectado por la escasez hídrica para una sequía socioeconómica (Valiente, 2001).

2.3. PRINCIPALES MÉTODOS DE CUANTIFICACIÓN DE SEQUÍAS

Se han deducido muchos indicadores para caracterizar cuantitativa y cualitativamente los efectos de las sequías a partir de información hidrometeorológica (Mayorga et al., 2005). Los indicadores corresponden a parámetros utilizados para describir la gravedad de las sequías durante un período determinado. La gravedad está referida a la desviación de la normalidad de un índice (Cadena, 2006).

Un índice de sequía es definido como aquel valor que permite cuantificar y categorizar mediante rangos el grado de afectación de la ocurrencia de una sequía. Los índices resultan útiles en la toma de decisiones (Hurtado, 1986; Cadena, 2006).

Dentro de los índices más utilizados calculados a partir de datos observacionales se encuentra el Índice Estandarizado de Precipitación (SPI, por sus siglas en inglés), destacado por la sencillez y facilidad de cálculo (McKee et al., 1993). Se basa en ajustar una serie histórica de precipitación a una función de Distribución Gamma y estandarizar los datos a una función de distribución normal (Penalba y Rivera, 2016). El índice de

Severidad de la Sequía de Palmer (PDSI), ampliamente utilizado para medir las condiciones de humedad (Palmer, 1965). El Índice Hidrológico de Sequía de Palmer (PHDI), que surge de introducir modificaciones al PDSI, utilizado para detectar las anomalías de humedad que afectan el flujo de agua superficial, la disponibilidad de agua en el suelo y el nivel de agua en lagos o embalses (Valiente, 2001).

Tanto el índice de severidad de la sequía de Palmer como el índice estandarizado de precipitación han sido ampliamente utilizado para el monitoreo de sequías (Palmer, 1965; McKee et al., 1993; McKee et al., 1995). Sin embargo, el uso de estos para la vigilancia y monitoreo resulta costoso debido a que los datos meteorológicos (observados) para una región extensa por lo general son escasos y dispersos (Unganai y Kogan, 1998). Debido a ello, en las últimas décadas el uso de la información satelital para el seguimiento espacio-temporal de las sequías y sus impactos ha sido reconocida como una herramienta útil y eficaz para la vigilancia de las sequias (Wagner et al., 1999).

2.4. ESPECTRORADIÓMETRO PARA IMÁGENES DE RESOLUCIÓN MODERADA (MODIS) EN EL ESTUDIO DE SEQUÍAS

2.4.1. ANTECEDENTES

En la Convención de Estocolmo de 1972 dedicada al Medio Ambiente se involucraron a políticos y científicos de varias partes del mundo. En esta convención se puso de manifiesto que las actividades humanas podrían modificar el clima y los diferentes ecosistemas, provocando alteraciones ecológicas y ambientales a escala global (Rudorff et al., 2007).

En 1986 Estados Unidos, Europa, Japón y Canadá formaron el Grupo de Trabajo de Coordinación Internacional Observación de la Tierra (Earth Observation International Coordination Working Group, EO-ICWG) para coordinar planes de observación y monitoreo de la Tierra (Sadeh, 2002).

Con una serie de acuerdos el EO-ICWG expandió su propuesta y en 1988 estableció una misión de órbita polar llamada Sistema Internacional de Observación de la Tierra

(International Earth Observing System, IEOS). De acuerdo con Sadeh (2002), esta misión tiene como principal objetivo monitorear de forma constante la totalidad de la superficie terrestre para poder determinar los factores del cambio de uso de suelo y sus consecuencias. En la tabla 1 se aprecian las diferentes misiones del IEOS.

Existen otras misiones fuera del contexto del IEOS, complementarios a la observación de la Tierra como el Radiómetro de Exploración en el Sentido de la Trayectoria (Along Track Scanning Radiometer, ATSR), Espectrómetro de Imágenes de Media Resolución (Medium Resolution Imaging Spectrometer, MERIS), y el Satélite de la Tierra (Land Remote-Sensing Satellite, Landsat) (Kaufman et al., 1998).

Cuadro 1: Sistema Internacional Observación de la Tierra (International Earth Observing System, IEOS).

PAÍS O REGIÓN	AGENCIA	MISIÓN
Estados Unidos	NASA	EOS-AM (Terra), EOS-PM (Aqua) y EOS-CHEM (Aura)
Estados Unidos	NOAA	Polar-Orbiting Operational Environmental Satellite (POES NOAA-N series)
Europa	ESA	Environmental Satellite (Envisat)
Europa	EUMESAT	Meteorological Operational Platform (METOP)
Japón	JAXA	Advanced Earth Observing Satellite (ADEOS)
Japón y Estados Unidos	JAXA Y NASA	TRMM (Tropical Rainfall Measuring Mission)
Canadá	CSA	Contribuciones a Terra y a Envisat

Otro proyecto más reciente para generar una base de datos a escala mundial lo desarrolló la ESA (Agencia Espacial Europea) y es el llamado Cobertura de la Superficie Terrestre 2000. Este proyecto está basado en los productos diarios del SPOT 4 VEGETATION de 1km de resolución espacial (Bartholomé y Belward, 2005).

2.4.2. PROGRAMA EOS

Uno de los acuerdos del EO-ICWG fue la creación de una misión espacial denominada Sistema de Observación de la Tierra (Earth Observing System, EOS). Poner en órbita tres plataformas: EOS-AM (Terra), EOS-PM (Aqua) y EOS-CHEM (Aura) para el estudio de los cambios globales. Esta misión es desarrollada por la NASA.

El EOS marcó el desarrollo de la ciencia y la tecnología con la creación de plataformas orbitales con varios sensores a bordo para coleccionar diferentes tipos de datos relacionados al medio ambiente. Estas plataformas fueron desarrolladas para operar por un largo período de tiempo (Rudorff et al., 2007).

Dentro del proyecto EOS sobresale el sensor denominado MODIS (Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer) a bordo de dos plataformas, que por sus características espaciales y espectrales es uno de los más importantes para el monitoreo de los procesos de cambio en la tierra (Rudorff et al., 2007). MODIS fue diseñado por un equipo interdisciplinario de científicos y trabajó por cerca de 10 años para finalmente definir los requisitos para la toma, calibración y procesamiento de los datos (Xiong, 2008).

2.4.3. SENSOR MODIS

El sensor espectroradiómetro para imágenes de resolución moderada (*Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer - MODIS*), se encuentra a bordo de los satélites Terra o EOS-AM (lanzado en diciembre de 1999) y Aqua o EOS-PM (lanzado en mayo de 2002). La órbita de ambas plataformas es helio-sincrónica cuasi-polar con una inclinación de 98.2° y 98°, con una altitud media de 708 y 705 km respectivamente (NASA MODIS Web, 2008). Terra está programada para pasar de norte a sur cruzando el ecuador a las 10:30 AM en su órbita descendente, mientras que Aqua pasa de sur a norte sobre el ecuador a las 1:30 PM. Las primeras imágenes captadas por Terra se obtuvieron en febrero del año 2000 (Mas, 2011).

MODIS cuenta con una alta sensibilidad radiométrica (12 bit) en 36 bandas espectrales, en un rango de longitud de onda que va de los 0.4 μ m a los 14.4 μ m (Ver tabla 2). Las primeras 19 bandas están posicionadas en la región del espectro electromagnético situado entre 0.405nm y 2.155nm. Las bandas de la 1 a la 7 son útiles para las aplicaciones terrestres (Figura 3); las bandas 8 a la 16 para las observaciones oceánicas y las bandas 17 a 19 para las mediciones atmosféricas. Las bandas 20 a la 36, cubren la porción del infrarrojo térmico del espectro de (3660-14385nm) (NASA, 2008).

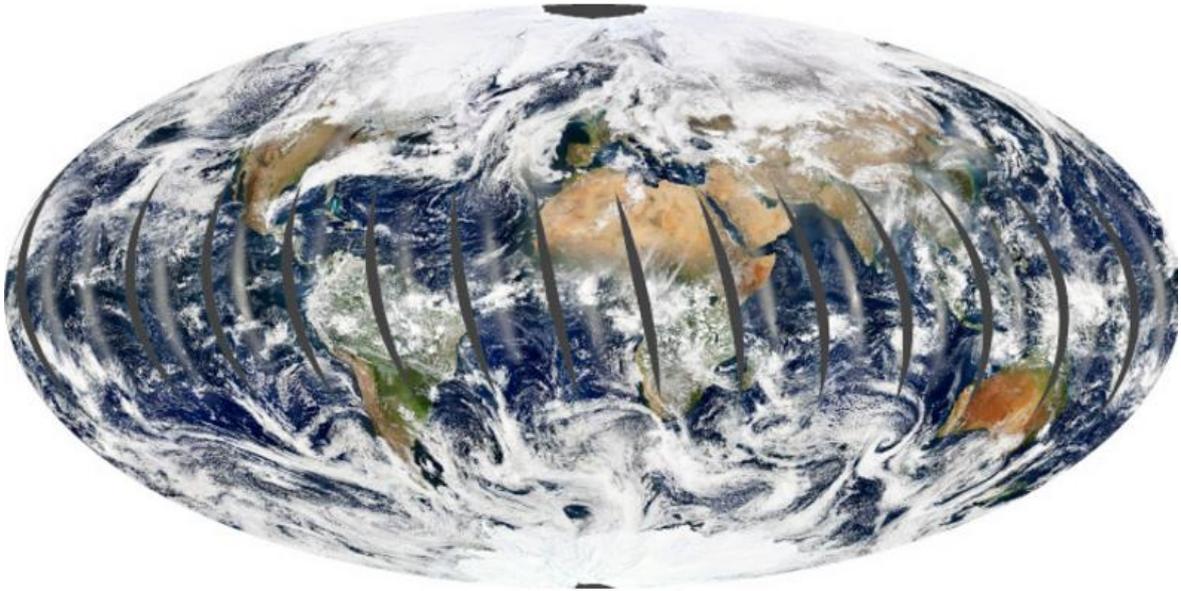


Figura 2: Esquema del cubrimiento de la tierra por el sensor MODIS.

Fuente: <http://earthobservatory.nasa.gov/Features/OrbitsManeuver/>

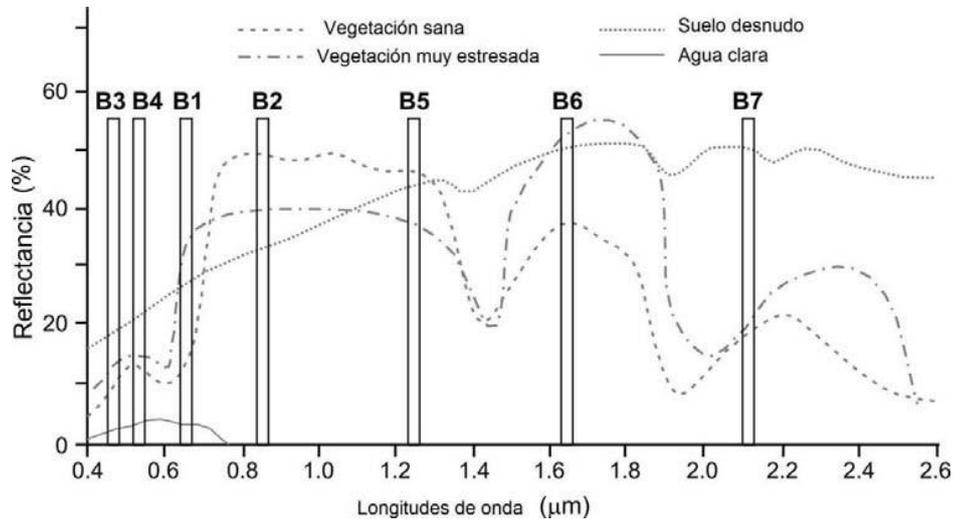


Figura 3: Longitudes de onda de las 7 primeras bandas del sensor MODIS.

2.4.4. NIVELES DE PROCESAMIENTO

Los productos MODIS son divididos en cinco niveles (0 a 4) en función del grado de procesamiento (Mas, 2011):

- **Nivel 0:** Datos brutos sin ningún tratamiento.
- **Nivel 1:** Datos de geolocalización (identificados como MOD03) que contiene coordenadas geodésicas, información sobre la elevación del terreno, máscara de tierra/agua, ángulo de elevación, cenit y azimut del satélite y del sol.
- **Nivel 1A:** Productos utilizados para la geolocalización, la calibración y el procesamiento. Contienen los niveles de radiancia (MOD01) de las 36 bandas.
- **Nivel 1B:** Son los productos que contienen las radiancias calibradas y con geolocalización (MOD02) para las 36 bandas generadas por el nivel 1A. Es por lo tanto una imagen radiométricamente corregida y calibrada a unidades físicas. Datos adicionales incluyen estimaciones de calidad, del error y datos de calibración.
- **Nivel 2:** Productos que contienen variables geofísicas. Estos productos se generan a partir del producto nivel L1B aplicando correcciones atmosféricas.
- **Nivel 2G:** Productos que contienen variables geofísicas proyectadas en una malla uniforme. Los datos se adquieren durante un periodo fijo de tiempo (12 o 24 horas).
- **Nivel 3:** Son productos de valor agregado que describen variables biofísicas. En algunos casos, se realiza un remuestreo a una menor resolución espacial que las bandas originales y se elaboran compuestos de intervalos de tiempo establecidos (1, 8, 16 y 30 días).
- **Nivel 4:** Productos generados por la incorporación de los datos MODIS en modelos para así estimar variables biofísicas (NASA MODIS Web, 2008).

Cuadro 2: Características de las bandas espectrales del sensor MODIS

Uso principal	Banda	Ancho de banda ¹
Limites de Tierra/Nubes/aerosoles	1	620 - 670
	2	841 - 876
Propiedades de Tierra/Nubes/aerosoles	3	459 - 479
	4	545 - 565
	5	1230 - 1250
	6	1628 - 1652
	7	2105 - 2155
Color del océano /fitoplancton/bioquímica	8	405 - 420
	9	438 - 448
	10	483 - 493
	11	526 - 536
	12	546 - 556
	13	662 - 672
	14	673 - 683
	15	743 - 753
	16	862 - 877
Atmosférica Vapor de agua	17	890 - 920
	18	931 - 941
	19	915 - 965
Temperatura de la Superficie/nubes	20	3.660 - 3.840
Temperatura Atmosférica	21	3.929 - 3.989
	22	3.929 - 3.989
	23	4.020 - 4.080
	24	4.433 - 4.498
Nubes Cirrus Vapor de agua	25	4.482 - 4.549
	26	1.360 - 1.390
Propiedades de las nubes	27	6.535 - 6.895
	28	7.175 - 7.475
	29	8.400 - 8.700
Ozono	30	9.580 - 9.880
Temperatura de la Superficie/nubes	31	10.780 - 11.280
	32	11.770 - 12.270
Altitud de las nubes	33	13.185 - 13.485
	34	13.485 - 13.785
	35	13.785 - 14.085
	36	14.085 - 14.385

¹Bandas de la 1 a la 19 se expresan en nm; Bandas de la 20 a la 36 en μm

2.4.5. LOS PRODUCTOS MODLAND

Con base en los datos MODIS, se elabora una gran variedad de productos enfocados al estudio de los océanos (MOCEAN), la atmósfera (MODIS Atmosphere), la criósfera y las cubiertas terrestres (MODLAND). Estos son elaborados por un grupo de científicos encargados de producir los datos enfocados a la investigación del complejo terrestre y el cambio global (Justice et al., 2002).

Los productos MODIS pueden dividirse en tres grandes grupos (Morissette et al., 2002):

- ***Variables relacionadas con el balance de energía:*** la reflectancia de la superficie (MOD09), la cobertura de nieve (MOD10), la temperatura y la emisividad de la superficie terrestre (MOD11), el albedo y la función de la distribución de la reflectancia bidireccional (MOD43).
- ***Variables biofísicas relacionadas con la vegetación:*** índices de vegetación (MOD13), el índice de área foliar o LAI por sus siglas en inglés y la fracción de radiación activa fotosintética FPAR (MOD15) y la producción primaria (MOD17).
- ***Características de la cobertura terrestre:*** coberturas del suelo (MOD12), puntos de calor e incendios (MOD14), conversión de la cobertura vegetal y fracción de vegetación (MOD44) y finalmente áreas quemadas (MCD45).

2.4.6. PRODUCTOS MOD11 Y MOD13

Los productos MOD11 proporcionan estimaciones de la temperatura diurna y nocturna de las cubiertas terrestres (*Land Surface Temperature - LST*) medido en grados Kelvin al contacto entre la cobertura y la atmósfera utilizando un algoritmo desarrollado por Wan y Dozier (1996). Son producidos a una resolución espacial de 1000 m para datos diarios y de 8 días (MOD11A1 y MOD11A2, respectivamente). Existen también productos con resolución de 6000 m (MOD11B1) y 0.05° (MOD11C1 y MOD11C2) (Mas, 2011).

Los productos MOD13 proporcionan información de índices de vegetación (Normalized Difference Vegetation Index – NDVI). Obtenidos en base a los valores de reflectancia. Diseñados específicamente para el monitoreo de la vegetación, incorporando una corrección atmosférica, reducción en las distorsiones geométricas y mejoras en la sensibilidad radiométrica (Huete et al., 2002).

Cabe indicar que desde finales de la década de los 1980, se llevaron a cabo proyectos para el monitoreo y mapeo de las coberturas terrestres utilizando datos del sensor *Advanced Very High Resolution Radiometer* (AVHRR) a bordo de los satélites de la serie NOAA

(*National Oceanic and Atmospheric Administration*), proporcionando así información de NDVI (Cihlar, 2000). Sin embargo, los datos AVHRR no fueron los más idóneos para estudios de las coberturas, porque presentan una baja resolución espacial, un ángulo de barrido muy amplio, problemas geométricos y radiométricos en las imágenes resultantes, además de problemas de contaminación atmosférica de los píxeles (Chuvienco, 1995). Cuentan con una baja resolución espectral y una alta predisposición a la saturación (Ichoku et al., 2003).

Los índices de vegetación MOD13 se producen como compuestos de 16 días y mensuales de manera global a resoluciones de 250, 500, 1000 metros y 0.05°. Los compuestos de 16 días derivados de Terra y de Aqua presentan un desfase de 8 días, permitiendo la generación de series de tiempo con observaciones cada 8 días, siempre y cuando la calibración entre los sensores de las dos plataformas permita obtener datos totalmente compatibles.

2.4.7. ORGANIZACIÓN DE LOS PRODUCTOS MODLAND

La mayoría de los productos de MODLAND son del nivel 2G, 3 y 4 y están organizados en una retícula de 1200 x 1200km (10° por 10° al ecuador) en proyección sinusoidal (SIN) (Figura 4). Cada cuadro, llamado **tile**, se localiza por un número de columna (h) y fila (v).

Algunos productos llamados Malla de Modelado Climático (*Climate Modeling Grid*, CMG por sus siglas en inglés), representan toda la superficie terrestre a una resolución espacial baja (0.05° que corresponden a 5600 m aproximadamente) en proyección geográfica.

La información de los productos MODLAND se encuentran en el formato Hierarchical Data Format (HDF), desarrollado por el Centro Nacional de Aplicaciones de Supercomputación (NCSA) (Fishtaler, 1998).

Los productos MODIS se nombran a través de la convención adoptada por la NASA. Las diferentes porciones del nombre del archivo permiten conocer la plataforma, el nombre del producto, su fecha de adquisición, versión y localización (Figura 5).

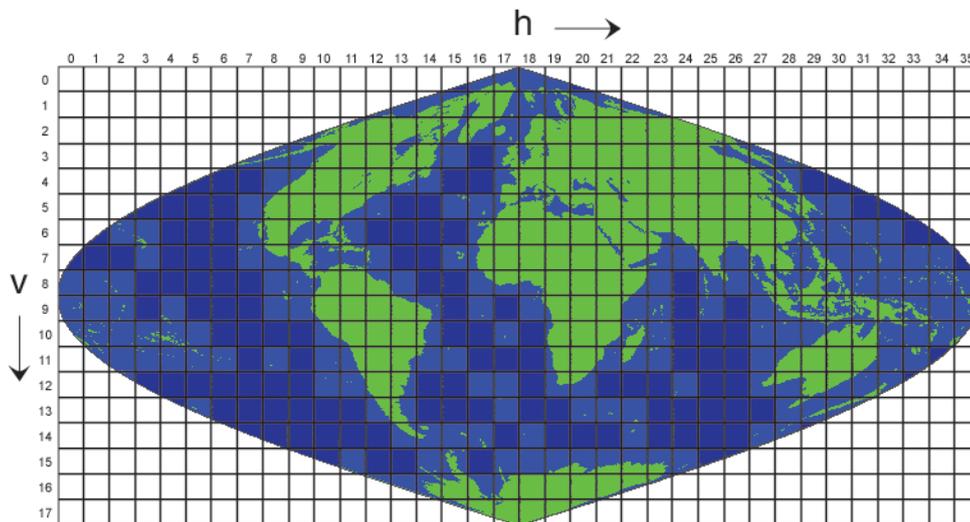


Figura 4: Organización de los productos MODLAND en tiles en proyecciones sinusoidales (SIN).

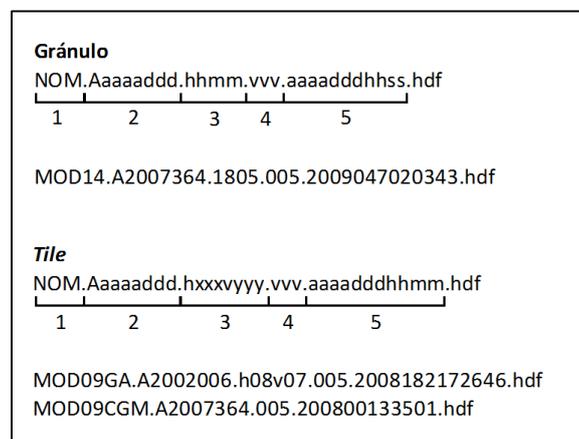


Figura 5: Nomenclatura utilizada para los nombres de los productos MODIS de nivel 2G o superior. Modificado de Mas, 2011.

1: Las tres primeras letras hacen referencia a la plataforma: MOD para Terra, MYD para Aqua y MCD para datos combinados Terra/Aqua. El número se refiere al tipo de producto. CMG indica el producto global “Climate Modeling Grid”.

2: Después de la letra A aparece la fecha de adquisición (año y día juliano en los cuatro primeros y tres últimos dígitos respectivamente). Por ejemplo, A2007364 indica el año 2007, día juliano 364 (29 de diciembre).

3a: En los productos en gránulos (nivel 2) sigue la hora (hora, minutos) del inicio de la colecta de datos.

3b: En los productos organizados en tiles aparece las coordenadas h y v del tile. Por ejemplo, h08v07 indica la retícula 08 es el horizontal y 07 en la vertical. Este campo no existe para los productos CMG.

4: Sigue la versión de procesamiento o colección, en los ejemplos de la Figura 5 corresponde a la versión cinco.

6: Finalmente aparece la fecha de procesamiento (año, día juliano, hora, minuto y segundo): 2008182172646 indica: Año 2008, día juliano 182 (30 de junio), 17 horas, 26 minutos y 46 segundos.

2.5. TROPICAL RAINFALL MEASURING MISSION - TRMM

La misión de medición de lluvias tropicales (TRMM, por sus siglas en inglés), es un esfuerzo conjunto entre National Aeronautics and Space Administration (Administración Nacional Aeronáutica y del Espacio - NASA) de los Estados Unidos y National Space Development Agency (Agencia Nacional de Desarrollo Espacial - JAXA) de Japón. El satélite TRMM fue lanzado al espacio el 27 de noviembre de 1997 y diseñado para el estudio de las precipitaciones en la región tropical (Kummerow y Barnes, 1997).

El satélite TRMM cuenta con tres instrumentos: sensor de microondas pasivo (TRMM-TMI), Radar de Precipitación (PR) y escáner infrarrojo visible (VIRS). Los datos del PR-TRMM se agrupan en niveles, distinguidos por el procesamiento en las mediciones. Los productos del nivel 3 (3B42-3B43) ofrecen estimaciones de precipitación diaria y mensual con resolución de 0.25° (Figura 6).

Los productos TRMM Análisis de precipitación multi-satélite (TMPA), con base diaria (3B42 V7) y estimaciones de lluvia en tiempo real (3B42-RT), corresponden a datos de estimaciones de lluvia más utilizados en el mundo, con una cobertura casi global (50° N y 50° S). Combinan estimaciones de precipitación de varios sistemas satelitales, además calibrada con datos de precipitación observados en tierra con el objetivo de proporcionar la mejor estimación posible (Huffman et al., 2007; Huffman et al., 2010).

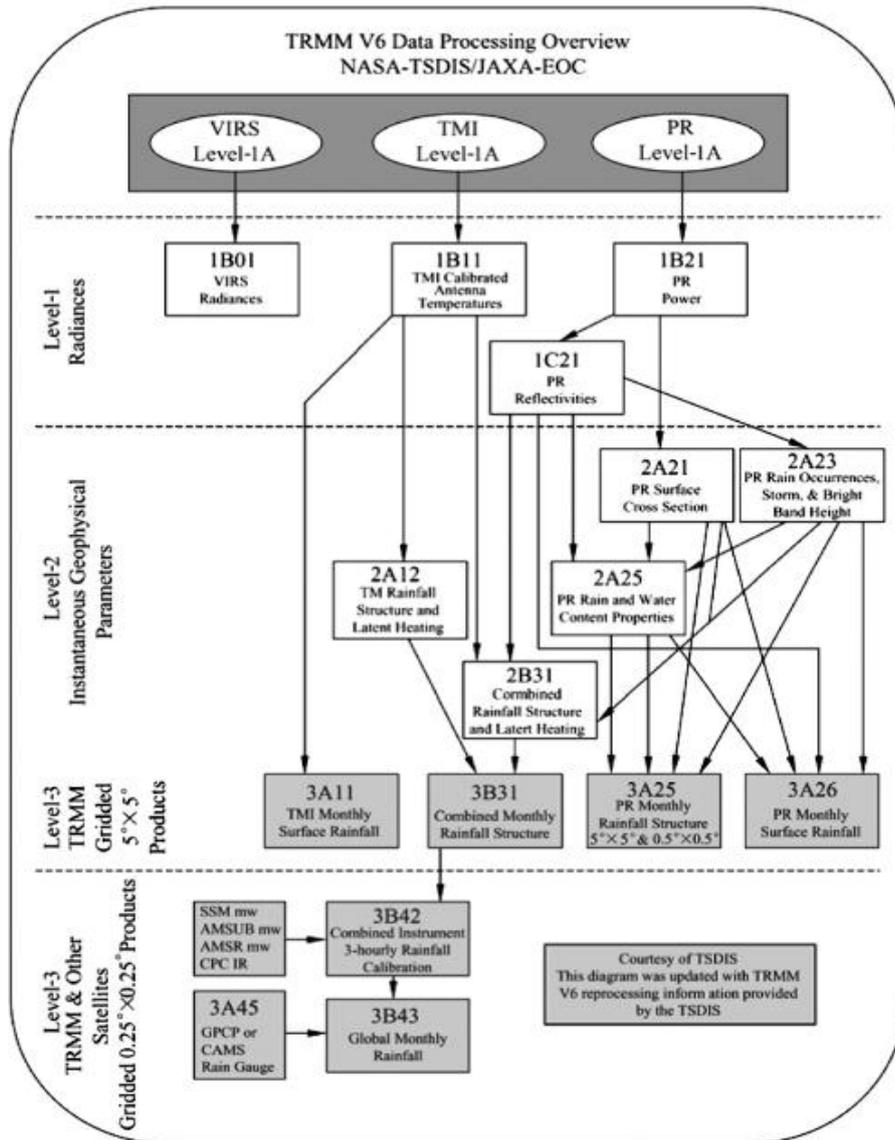


Figura 6: Flujo de procesamiento de productos del satélite TRMM (Chiu et al., 2006a).

El algoritmo TMPA 3B42 ha evolucionado enormemente durante los últimos años mediante la combinación de una variedad de información de otros satélites y observaciones en tierra para producir datos de alta resolución espacial (0.25° x 0.25°) y temporal con un

mayor grado de precisión (Huffman et al., 2007; Milewski et al., 2015). Ambas versiones de los productos se han extendido durante un periodo suficientemente largo, lo que ha permitido desarrollar diversas aplicaciones y estudios de validación que emplean una o ambas versiones (Huffman et al., 2010).

Los datos TMPA han sido ampliamente utilizados en investigaciones amazónicas, y es que la variabilidad espacio-temporal de las lluvias están pobremente representadas en estas regiones (Collischonn et al., 2008), con una baja densidad en la red de pluviómetros para una región donde la precipitación convectiva es espacialmente muy variable (Paiva et al., 2011a). En consecuencia, el entendimiento de los procesos hidrológicos en esta región se torna complicado (Coe et al., 2008; Collischonn et al., 2008; Buarque et al., 2011; Getirana et al., 2012).

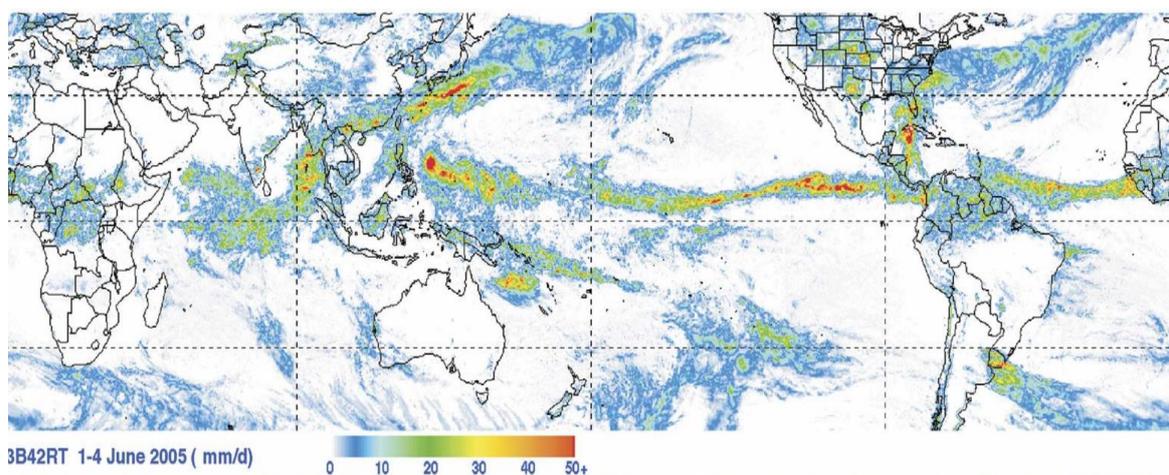


Figura 7: Precipitación acumulada en $\text{mm}\cdot\text{día}^{-1}$ (3B42-RT) para el período 01 a 04 de junio del 2005. Fuente: Huffman et al., 2007.

En las regiones andinas y amazónicas, se evaluaron las estimaciones de precipitación de satélites mediante la comparación respecto a las tasas de precipitación con observaciones in situ (Buarque et al., 2011; Scheel et al., 2011; Condom et al., 2011). Encontrando así, en la región amazónica, errores en las estimaciones de lluvia para productos TMPA 3B42 V6, debido en general a la mala calidad del conjunto de datos de precipitación en estas regiones (Quiroz et al., 2011; Paiva et al., 2013).

Sin embargo, en los últimos años, estos productos satélites han facilitado cada vez más la estimación de precipitaciones en gran parte del mundo y se han convertido en una alternativa complementaria para investigaciones y aplicaciones hidrometeorológicas, además de estudios sobre clima en las regiones con escasa o nula información de pluviómetros (Zubieta et al., 2015).

2.6. INDICADORES DE SEQUÍAS DERIVADOS DE SENSORAMIENTO REMOTO

2.6.1. NDVI (NORMALIZED DIFFERENCE VEGETATION INDEX)

Es un indicador del estado de la vegetación obtenido a partir de medidas espectrales. El NDVI es ampliamente utilizado para el monitoreo del vigor de la vegetación terrestre y las sequías (Liu y Juárez, 2001). Se define como el cociente entre la suma y las diferencias de la Banda Roja e Infrarroja cercana.

$$NDVI = \frac{R_{IRC} - R_R}{R_{IRC} + R_R} \quad [1]$$

Dónde:

R_{IRC} y R_R corresponden a los valores de reflectancia de la superficie para las bandas del infrarrojo cercano y rojo (Tucker, 1979).

2.6.2. TVDI (TEMPERATURE VEGETATION DRYNESS INDEX)

El Índice de Sequedad Temperatura-Vegetación (TVDI, Temperature Vegetation Dryness Index) es inversamente correlacionado con las condiciones de humedad del suelo (Sandholt et al., 2002). Se expresa como:

$$TVDI = \frac{\Delta LST_{NDVI_i} - \Delta LST_{NDVI_i.min}}{\Delta LST_{NDVI_i.max} - \Delta LST_{NDVI_i.min}} \quad [2]$$

Dónde:

$LST_{NDVI_i.max} = a + bNDVI_i$ (Referida a la mínima ETP real en zonas húmedas).

$LST_{NDVI_i.min} = a' + b'NDVI_i$ (Referida a la máxima ETP real en zonas secas).

2.6.3. VTCI (VEGETATION TEMPERATURE CONDITION INDEX)

El Índice de Condición Temperatura-Vegetación (VTCI, Vegetation Temperature Condition Index) es propuesto por Wang et al. (2001), y aplicado ampliamente por Wan et al. (2004) para el seguimiento de sequías. Se define como:

$$VTCI = \frac{\Delta LST_{NDVIi.max} - \Delta LST_{NDVIi}}{\Delta LST_{NDVIi.max} - \Delta LST_{NDVIi.min}} \quad [3]$$

2.6.4. WDI (WATER DEFICIT INDEX)

El índice de déficit hídrico (WDI, Water Deficit Index), es propuesto por Moran et al., (1994) y puede aplicarse en zonas semiáridas cubiertas por superficies mixtas (vegetación y suelo desnudo). El WDI cuantifica la tasa de evapotranspiración, presentando valor 0 para superficies completamente húmedas y 1 para superficies secas donde no existe flujo de calor latente (Verstraeten et al., 2001).

$$WDI = \frac{\Delta LST_{NDVIi.min} - \Delta LST_{NDVIi}}{\Delta LST_{NDVIi.min} - \Delta LST_{NDVIi.max}} \quad [4]$$

Se han desarrollado varios índices basados en observaciones de satélites, y estos utilizados para detectar y monitorear de manera efectiva las sequías (Rouse et al., 1974). Sin embargo, estos índices se aplican a menudo para regiones áridas o semiáridas, y su uso en las regiones húmedas y semi húmedas es limitada (Rhee et al., 2010).

2.7. SEQUÍAS EN LA CUENCA AMAZÓNICA

La ocurrencia de sequías extremas en la cuenca del río Amazonas son más frecuentes durante los últimos años, en particular desde los años 1980s (Espinoza et al., 2009a y b; Espinoza et al., 2011; Espinoza et al., 2016), perjudicando a la agricultura y a los ecosistemas amazónicos (Phillips et al., 2009; Asner y Alencar 2010; Lewis 2011; Xu et al. 2011). Estos eventos en general ocurren por la variabilidad natural del clima. Sin embargo, en esta región las sequías extremas de los años 2005 y 2010 fueron acontecimientos inusuales con impactos severos en ecosistemas amazónicos (Nobre et al., 2016).

La sequía del 2010 es considerada una de las más devastadoras a sólo 5 años después de la sequía del 2005 que fue descrito previamente como el evento del siglo (Marengo et al., 2008; Lewis et al., 2011). La sequía del 2010 fue acompañada por el aumento de las tasas de incendios, disminución en la productividad de la vegetación y un incremento sustancial en la mortalidad de árboles (Lewis et al., 2011; Xu et al., 2011; Brando et al., 2014).

Recientes estudios han mostrado evidencias de que las sequías del 2005 y 2010, en general, se asocian a anomalías positivas de la temperatura superficial del mar en el Atlántico tropical Norte (Figura 8) y a eventos El Niño (Marengo y Espinoza, 2015). Es así que la sequía del 2010, comenzó a principios de verano austral durante un evento El Niño y se intensificó como consecuencia del calentamiento del Atlántico tropical Norte (Espinoza et al., 2011; Marengo et al., 2011).

2.8. SEQUÍAS EXTREMAS Y LA VEGETACIÓN AMAZÓNICA

A pesar de los avances en las investigaciones de los últimos años, las interacciones lluvia-vegetación siguen siendo complejas y no lineales. Entender los efectos de cambio en las precipitaciones en el bosque amazónico es todo un desafío (Asner y Alencar, 2010). Por ello, artículos recientes ilustran las diversas complejidades referida a la respuesta y vulnerabilidad de la vegetación amazónica a las sequías, siendo objeto de intenso estudio a la actualidad (Phillips et al., 2009; Samanta et al., 2010a y 2010b; Brando et al. 2010; Anderson et al. 2010; Espinoza et al., 2016).

La sequía ocurrida durante el 2010 impactó en casi toda la región tropical de América del Sur. A diferencia de la sequía del 2005, que afectó prioritariamente al suroeste de la Amazonía (Xu et al., 2011). Durante el 2010, alrededor del 41 por ciento del área en la región 10°N-20°S y 45°W- 80°W presentó anomalías negativas en la vegetación (4.94 millones de km²) en comparación con el 25 por ciento durante el 2005 (3.0 millones de km²) (Xu et al., 2011) (Figura 9). Además, se presentaron incendios de alta intensidad en 5 por ciento de los bosques del sudeste del Amazonas durante la sequía del 2010 (Brando et al., 2014).

Además, basándose en el área que afectaron las anomalías negativas de precipitación, la sequía del 2010 fue más grande que la sequía del 2005, y se estima que la selva amazónica perdió aproximadamente 38 por ciento más biomasa durante la sequía 2010 que durante el 2005 debido a los incendios forestales ocurridos durante esos años (Lewis et al., 2011) (Figura 10).

2.9. INTENSIFICACIÓN DE LAS SEQUÍAS Y SUS IMPACTOS EN LA VEGETACIÓN

En un escenario de cambio climático se prevé que las sequías aumentarían en frecuencia, extensión e intensidad (Williams et al., 2007; Malhi et al., 2009). Las sequías tendrán un impacto importante en el funcionamiento de la biosfera, la biodiversidad y la pérdida de bosques debido al fuerte acoplamiento de la vegetación y el clima regional, siendo el bosque de la Amazonía importante en el ciclo hidrológico (Meir et al., 2008; Loarie et al., 2009; Zemp et al., 2017).

El estado de la vegetación amazónica depende en gran medida del régimen de lluvias (Malhi et al., 2009; Hirota et al., 2011). Con la disminución de la precipitación y las sequías extremas, se incrementan los incendios forestales y la resistencia de los bosques disminuye (Verbesselt et al., 2016; Poorter et al., 2016), provocando que la vegetación amazónica cambie de un bosque amazónico a bosque estacional o sabana (Salazar et al., 2007; Staver et al., 2011; Hirota et al., 2011; Xu et al., 2016; Nobre et al., 2016).

Por otro lado, la pérdida de bosques amplifica e intensifica las sequías (Spracklen et al., 2012; Bagley et al., 2014), debilitando el reciclaje de humedad en un 25-50 por ciento de la precipitación total en la cuenca amazónica (Zemp et al., 2014). Como consecuencia, una disminución en el flujo de entrada de humedad oceánica podría conducir a la pérdida de bosques amazónico, lo cual completa un ciclo de retroalimentación positiva entre sequías, pérdida del bosque, intensificación de sequías, pérdida del bosque, etc (Zemp et al., 2017).

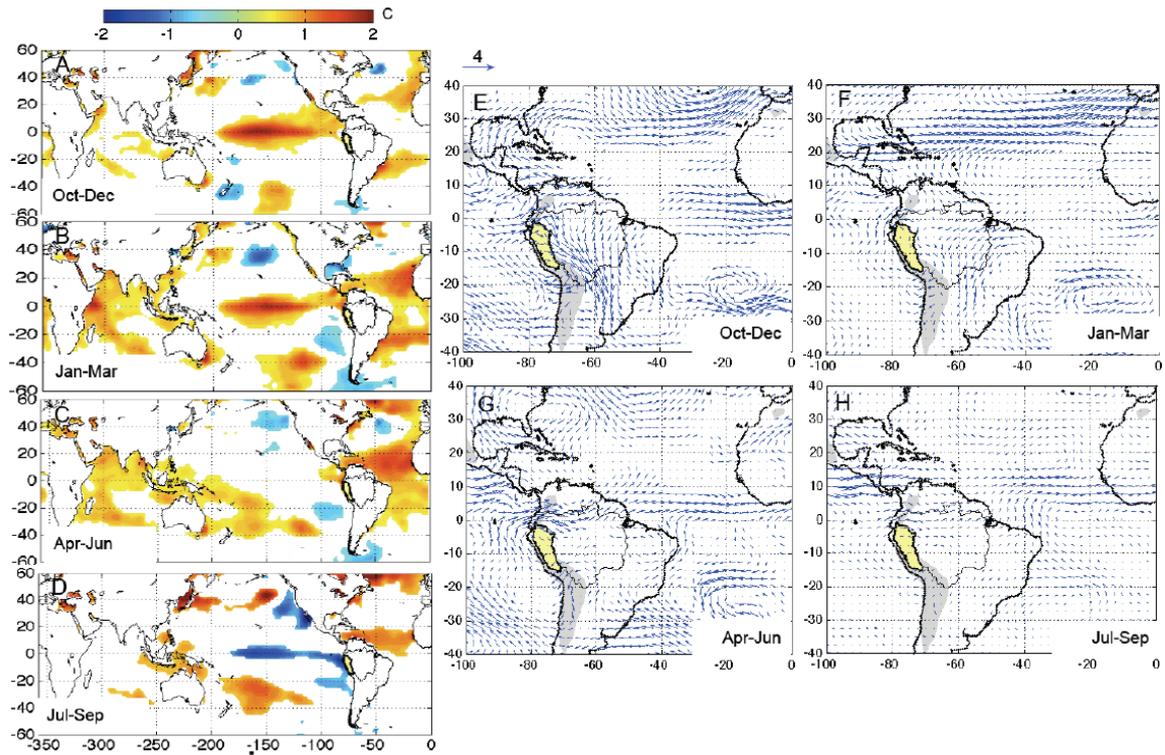


Figura 8: Anomalías de TSM (en °C, a la izquierda) y de flujos de vapor de agua ($\text{kg m}^{-1} \text{ día}^{-1}$) entre el suelo y 300 hPa (derecha) durante el año hidrológico 2010 de octubre a diciembre (Figuras 8A y 8E), de enero a marzo (8B y 8F), de mayo a junio (8C y 8G) y de julio a septiembre (8D y 8D).

Fuente: Espinoza et al., 2011.

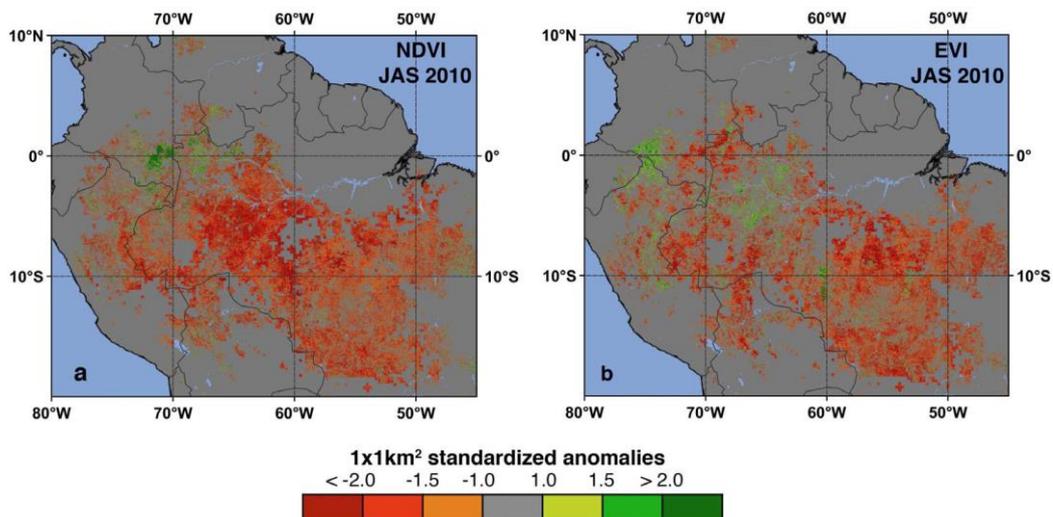


Figura 9: Distribución espacial de anomalías estandarizadas del índice de vegetación de diferencia normalizada (NDVI) y del índice de vegetación mejorado (EVI) durante el 2010 para el periodo seco (julio a septiembre).

Fuente: Xu et al., 2011.

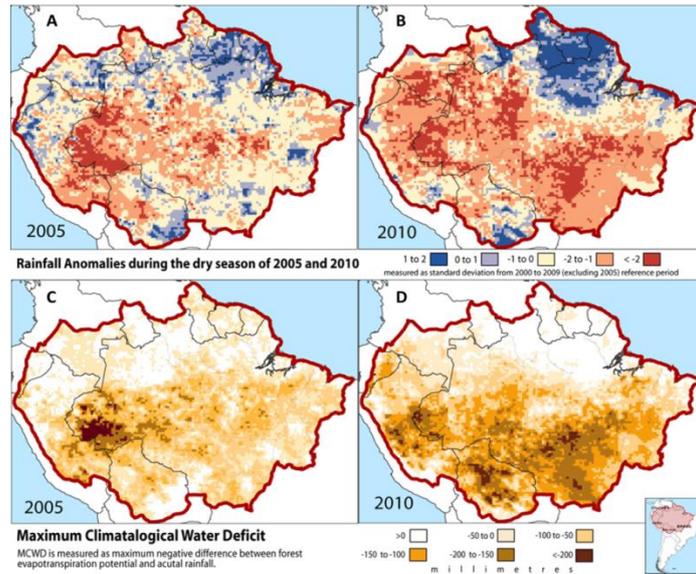


Figura 10: Distribución espacial de anomalías de precipitación calculada a partir de datos TRMM durante las sequías del 2005 (A) y 2010 (B). En C y D se muestra el máximo déficit de agua (MCWD), medida alternativa de la intensidad de la sequía durante los años 2005 y 2010 respectivamente. Fuente: Lewis et al., 2011. Editado por UNEP/GRID.

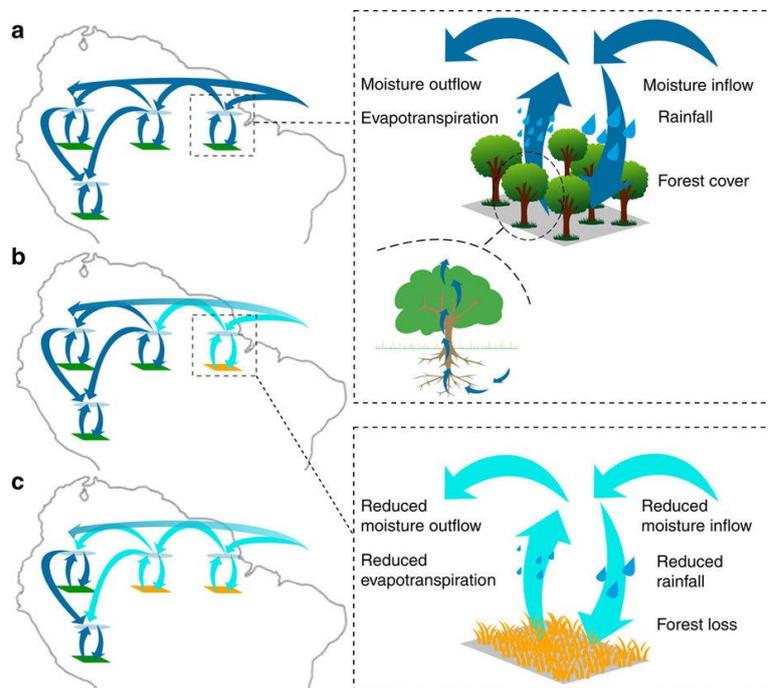


Figura 11: Sistema esquemático de la relación vegetación-atmósfera en equilibrio (a). Pérdida de bosque inicial provocada por la disminución de flujo de humedad proveniente del océano (b). Como resultado, el régimen de lluvias se altera, dando lugar a una mayor pérdida de bosques y reducción en el transporte de humedad en la cuenca (c). Fuente: Zemp et al., 2017.

2.10. ALARGAMIENTO DE LA ESTACIÓN SECA EN LA CUENCA AMAZÓNICA

En la cuenca amazónica existe una importante diferencia entre la época seca y la sequía propiamente debido a la geografía y la persistencia de déficit de precipitaciones (Asner y Alencar, 2010). Típicamente, hay una estación seca que dura entre 4 a 5 meses (cuando las precipitaciones son <100mm por mes) sobre gran parte de la cuenca (Marengo et al., 1998). Durante la estación seca se producen cambios de estructura, fisiología y fenología en la vegetación (Dantas y Phillipson, 1989; Meir et al., 2009).

Un aspecto importante del funcionamiento y mantenimiento de la selva amazónica es la duración de la estación seca. Existe una creciente evidencia del alargamiento de la estación seca en la cuenca amazónica (Marengo et al., 2012; Dubreuil et al., 2012; Fu et al., 2013; Arias et al., 2015). Las razones de este alargamiento todavía no son claras. Se ha sugerido que la influencia en gran medida corresponde a los gradientes de TSM del Atlántico Norte y Sur (Marengo et al., 2001; Marengo et al., 2012; Arias et al., 2015) o una fuerte influencia de la evapotranspiración durante la estación seca (Fu y Li 2004; Li et al., 2006), en respuesta a un incremento estacional de la radiación solar (Myneni et al., 2007). Además, Investigaciones recientes ponen en evidencia que la variabilidad del número de días secos se correlaciona positivamente con la temperatura de superficie sobre el Atlántico Tropical Norte durante el periodo de abril-agosto (Espinoza et al., 2016).

2.11. LA DEFORESTACIÓN Y EL CLIMA REGIONAL

Los estudios de modelos sugieren que una disminución en las tasas de evapotranspiración y un aumento en la temperatura fueron causados por la sustitución a gran escala de los bosques del Amazonas por pastos (Nobre et al., 1991; Sampaio et al., 2007; Costa et al., 2007). La deforestación de pequeña escala puede conducir a un aumento en la precipitación local por el denominado “efecto del viento” (Roy y Avissar, 2002; Da Silva et al., 2008). Sin embargo, la deforestación a gran escala puede actuar para disminuir las tasas de precipitación a escala regional.

El impacto del cambio de uso del suelo en la precipitación se produce principalmente durante la estación seca (Lee et al., 2011). Reducir la deforestación puede ayudar a aumentar la resistencia de los bosques en un clima cambiante. La posibilidad de que el patrón de intensas sequías en la Amazonía continúe, significaría que una gran parte de la selva desaparezca en las próximas décadas convirtiéndose en un ecosistema de Sabana (Nepstad, 2008). Los cambios en el alargamiento de la estación seca, sequías intensas, el calentamiento global y la deforestación podrían causar estragos en la estabilidad de los ecosistemas tropicales y cambios que serían irreversibles (Nobre et al., 2016).

2.12. SEQUÍAS EXTREMAS, VEGETACIÓN E INCENDIOS

Se han realizado un gran número de estudios para comprender mejor los impactos de las sequías extremas en los bosques tropicales. Sin embargo, las preguntas importantes todavía permanecen. Las observaciones in situ de los efectos de la sequía extremas “naturales” y las sequías inducidas artificialmente demostraron que los bosques responden con la interrupción del crecimiento y la mortalidad de algunas especies durante una sequía prolongada (Nepstad et al., 2007; Brando et al., 2008; Phillips et al., 2009). Los resultados de las sequías inducidas artificialmente y naturales han demostrado que los árboles más grandes, junto con lianas, son los más vulnerables (Nepstad et al., 2007) debido a una exposición significativa a la radiación solar durante las sequías extremas (Rowland et al., 2015). Ello indicaría que las sequías pueden actuar de forma selectiva, poniendo en peligro la biodiversidad local (Phillips et al., 2009).

Los eventos extremos y la deforestación pueden actuar sinérgicamente: Las áreas deforestadas pueden afectar el clima regional y local, a su vez, pueden amplificar el impacto de la deforestación mediante el aumento de la mortalidad de árboles. En ambas situaciones, la ocurrencia de incendios se amplifica enormemente (Nobre et al., 2016). La asociación entre un ambiente de bosque seco (suelo y hojarasca) y las fuentes de ignición de las actividades antrópicas (prácticas agrícolas, tala y quema), promueve la fuga de incendios hacia áreas forestales intactas. La ausencia de precipitaciones, típico de los años de sequía extrema, facilita la propagación del fuego (Laurance et al., 1998; Aragão et al., 2007; Aragão et al., 2008).

En condiciones normales de precipitación y humedad atmosférica, la aparición espontánea de fuego en el bosque tropical es bastante inusual (Ray et al., 2005). Las zonas forestales sometidas a sucesivos incendios experimentan un cambio en la prevalencia de la vegetación secundaria y la aparición de especies de ciclo vegetativo estacional (Barlow y Peres, 2008). Esta transición es más recurrente en zonas donde las perturbaciones son frecuentes y la estación seca es más larga (> 4 a 5 meses) (Brando et al., 2014). En otras palabras, en regiones al sur de la cuenca amazónica, donde el crecimiento de la vegetación es limitada por el agua (Espinoza et al., 2016; Nobre et al., 2016).

2.13. EQUILIBRIO VEGETACIÓN-CLIMA Y PERSPECTIVAS FUTURAS DE LOS BOSQUES AMAZÓNICOS

Por sí sola, las sequías podrían ser lo suficientemente perjudicial para el mantenimiento y la integridad del ecosistema. Su acción conjunta y los efectos sinérgicos con otros conductores antropogénicos como la deforestación y los incendios tienen el potencial para amplificar estos impactos provocando el colapso del bosque (Cox et al., 2000; Cox et al., 2004) y su transformación en un bioma de sabana, seco y pobre (Nobre et al., 1991; Oyama y Nobre, 2003). Dependiendo de la escala, estos cambios podrían conducir a que el clima local cambie, acelerando la ruptura del ecosistema (Scheffer et al., 2001).

La Amazonía ha sufrido una sucesión de fenómenos climáticos extremos desde los años 1990s y un aumento de la frecuencia de incendios durante las sequías, que causan estragos a la capacidad de recuperación de la Amazonía (Nobre y Borma, 2009). Esto es apoyado por una tendencia al aumento de la mortalidad de árboles (Brienen et al., 2015) junto al hecho de que las frecuencias de incendios no han disminuido (Alencar et al., 2015).

La región amazónica ha experimentado un aumento de temperatura de cerca de 1°C (IPCC 2013; Victoria et al., 1998), debido al calentamiento global. Se estima que 3.5°C de calentamiento global (que corresponde a alrededor de 4°C de aumento de la temperatura en la Amazonía) podría perturbar el equilibrio vegetación-clima, lo que lleva a una pérdida sustancial en el bosque tropical (Salazar y Nobre 2010; Salazar et al., 2007). Además, hay evidencia observacional de un alargamiento de la estación seca, que conduciría la

transición de bosque tropical a sabana, conocido como el proceso de “sabanización” (Nobre et al., 1991).

Se analizaron modelos climáticos para cuantificar el impacto de los cambios en el clima regional en la vegetación debido al calentamiento global. Teniendo en cuenta el efecto combinado de los escenarios de cambio climático, cambios en el clima regional, la deforestación a gran escala y los incendios forestales, se estima una reducción de más del 60 por ciento en el área de bosque en la Amazonía para el 2050. La mayor parte de los cambios de tipo de bioma se concentran sobre la Amazonía oriental y meridional, con el reemplazo de bosques tropicales por un bosque estacional y sabana tropical (Nobre et al., 2016).

Este escenario es alarmante dato que el bosque amazónico ejerce un rol determinante para la estabilidad del clima local, regional y global. Los cambios en las condiciones vegetativas debido a la deforestación y la variabilidad climática potencializan la pérdida del bosque y su capacidad regenerativa. Acelerando la deforestación y rebasando el punto de no retorno, se estima que en pocas décadas el clima cambie (Coe et al., 2013). Es necesario intensificar la investigación en estos temas debido al alto impacto que estos cambios podrían conllevar en un futuro no muy lejano.

III. MATERIALES Y MÉTODOS

3.1. CARACTERÍSTICAS GENERALES DEL ÁREA DE ESTUDIO

La cuenca del Amazonas es la más grande cuenca del planeta, se extiende desde los Andes orientales hasta el Océano Atlántico (5° N y 20° S) (Espinoza et al., 2009a), con un área de drenaje más de 6 000 000 km² y con una descarga media anual de 206 000 m³/s (Callède et al., 2010). Se divide en tres grandes unidades morfológicas: el 44 por ciento de su superficie pertenece a los escudos geológicos guyanés y brasilero, el 45 por ciento en la llanura amazónica, y el 11 por ciento en los Andes. Esta cuenca cubre siete países: Brasil (63 por ciento), Perú (16 por ciento), Bolivia (12 por ciento), Colombia (6 por ciento), Ecuador (2 por ciento), Venezuela y Guyana (1 por ciento) (Espinoza et al., 2009a).

El área de estudio corresponde a la cuenca de la Amazonía peruano - ecuatoriana delimitada hasta la estación hidrométrica de Tabatinga (Brasil) cerca de la triple frontera entre Perú, Colombia y Brasil. Dentro de la cuenca amazónica, la cuenca andino-amazónica del Perú y Ecuador, ocupa el 14 por ciento de la superficie y está ubicada en la parte oeste de la misma, en donde se distinguen dos regiones naturales: la primera región consiste en planicies de tierras bajas, mientras que la segunda, corresponde a la región andina que es una de las más pronunciadas y elevadas cadenas de montañas de la tierra después del Himalaya. Naturalmente, cada una de estas regiones están influenciadas entre sí, dado que hacen parte de la misma cuenca hidrográfica, están interrelacionadas por un conjunto de parámetros físicos, geoquímicos y biológicos (ACTO, 2005).

En la Figura 12 se muestra la ubicación geográfica del área de estudio, se detalla la red hídrica con los principales ríos, las estaciones hidrométricas de las sub-cuencas de interés en el estudio son nombrados y el contraste orográfico de la región andino-amazónica.

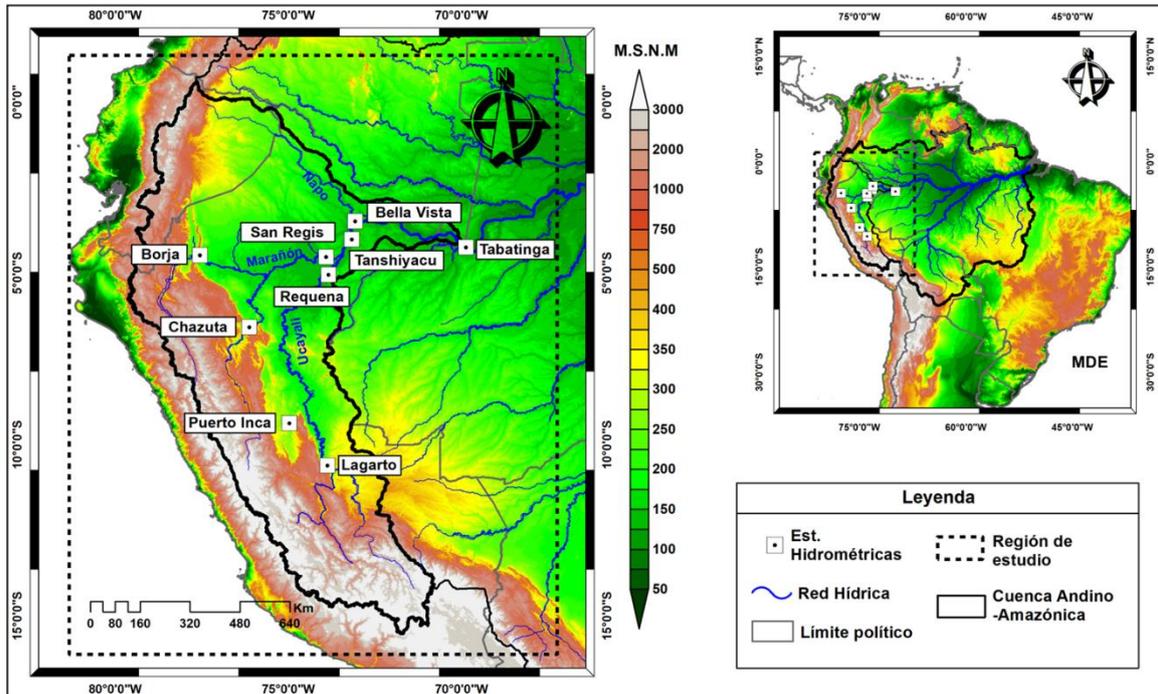


Figura 12: Ubicación geográfica de la cuenca amazónica delimitada hasta la estación hidrométrica de Tabatinga. El gradiente altitudinal se muestra a partir del modelo digital de elevación del SRTM a 90m de resolución. Se muestra la red de drenaje, las estaciones hidrométricas de las sub-cuencas de interés y la línea de los 500m como inicio de los Andes del Este.

Fuente: Elaboración propia

En esta región, el agua y los recursos acuáticos en general proporcionan servicios esenciales a la población, siendo además la región con la mayor biodiversidad en el mundo (Myers et al., 2000). La pesca de la región proporciona una gran cantidad de proteínas consumidas por la población. Los ríos y lagos satisfacen casi todas las necesidades de abastecimiento de los pueblos amazónicos como bebida, cocina, baño y la eliminación de desechos (Lavado et al., 2011). Sin embargo, una pequeña parte del agua es dedicada a la irrigación. Los ríos y lagunas constituyen una de las principales vías de transporte y también proporciona oportunidades para la navegación (McClain, 2001). La cuenca amazónica del Perú y Ecuador, corresponde a una región de contrastes únicos en la que se experimenta una alta variabilidad espacial de regímenes anuales de precipitación debido a su extensión latitudinal y la presencia de los Andes (Espinoza et al., 2009a).

Las zonas de mayores precipitaciones son encontradas en regiones ecuatoriales. Los regímenes de precipitación evidencian la fuerte oposición entre las regiones tropicales norte y sur, como consecuencia del calentamiento alterno de cada hemisferio y del monzón Sudamericano. Las máximas precipitaciones en marzo, abril mayo y las mínimas en septiembre, octubre y noviembre están asociadas con la migración estacional de la Zona de convergencia intertropical (Espinoza et al., 2009a).

La parte sur de la cuenca muestra un claro régimen tropical con un ciclo anual que en general inicia en agosto, un periodo de lluvias de diciembre a marzo y una estación seca de mayo a septiembre (Figura 13a y 13b). En el norte, en la parte alta del río Marañón (Figura 13d) se observa un régimen intermedio entre tropical sur y ecuatorial con un período muy lluvioso de enero a abril.

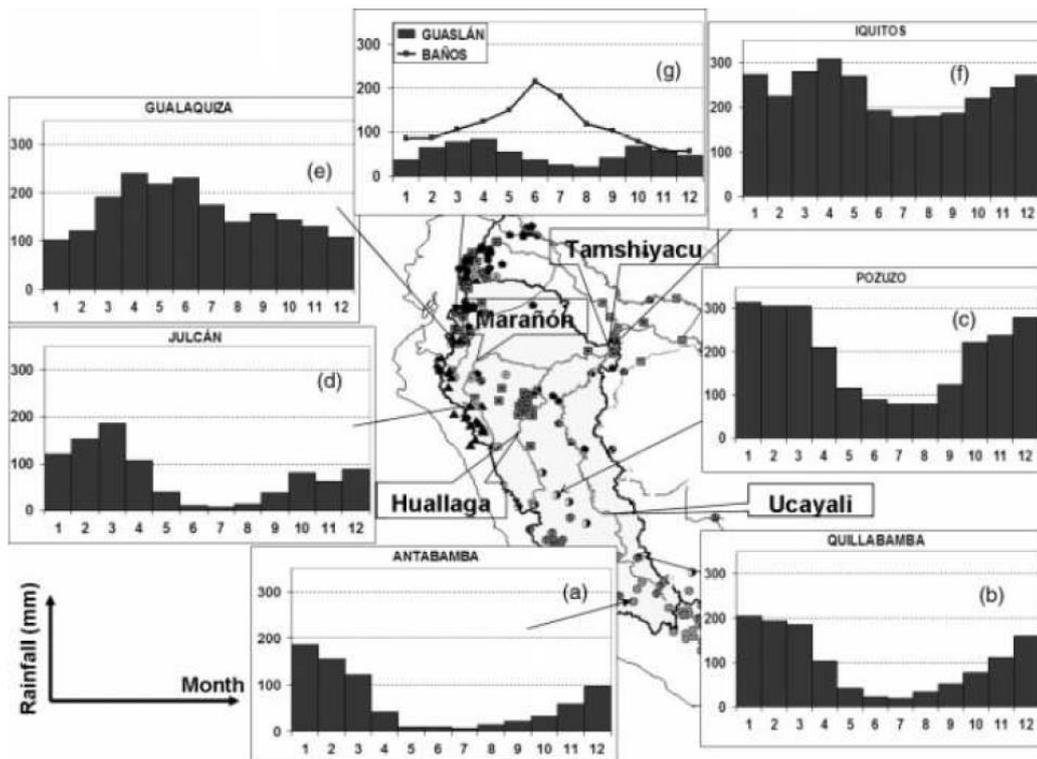


Figura 13: Régimen de lluvia para 8 estaciones de la cuenca amazónica peruana ecuatoriana. Cada figura corresponde a un régimen de enero=1 a diciembre=12 (en el eje X) en mm/mes (en Y). Los principales ríos son nombrados.

Fuente: Espinoza et al. (2009a).

En las regiones cerca de la línea ecuatorial, se observan períodos de lluvias más prolongados, como en la estación de Gualaquiza (Figura 13e), que registra un período de lluvias durante febrero a julio y sin período seco. Hacia el este, en Iquitos (Figura 13f), se describe un típico régimen ecuatorial, con lluvias durante casi todo el año. Un tipo de régimen bimodal se muestra en la Figura 13g, con dos periodos de lluvias comprendidos durante los meses de febrero a mayo y septiembre a noviembre.

3.2. DATOS

Para la presente investigación se integraron varios tipos de información, los cuales pueden clasificarse en datos provenientes de sensores remotos (MODIS y TRMM): 1) datos de índices de vegetación, 2) Temperatura de Superficie del Suelo, y 3) datos de precipitación estimada TRMM con base diaria (V7) y a tiempo real (RT). Por otro lado, se usaron datos de precipitación diaria basada en observaciones provenientes del observatorio SO-HYBAM.

3.2.1. DATOS DEL SENSOR MODIS

Los productos MODIS, de acuerdo al grado de procesamiento, se dividen en cinco niveles (0 a 4). Para este estudio se utilizaron productos de nivel-3, que corresponden a productos con valor agregado derivados de variables geofísicas mapeadas, que para algunos casos cuentan con un remuestreo a una menor resolución espacial que los datos originales y son elaborados en compuestos de intervalos de tiempo de 1, 8, 16 y 30 días (Mas, 2011).

Se utilizaron los productos MOD11 (Temperatura de Superficie de Suelo) (Figura 14) y MOD13 (Normalized Difference Vegetation Index) (Figura 15), que corresponden a productos enfocados al estudio de las cubiertas terrestres (MODLAND) obtenidos con el satélite Terra. Estos productos han sido previamente utilizados para el monitoreo de la cuenca amazónica brasileña en Huete et al., 2006; Samanta et al., 2010; Xu et al., 2011; Maeda et al., 2014, entre otros.

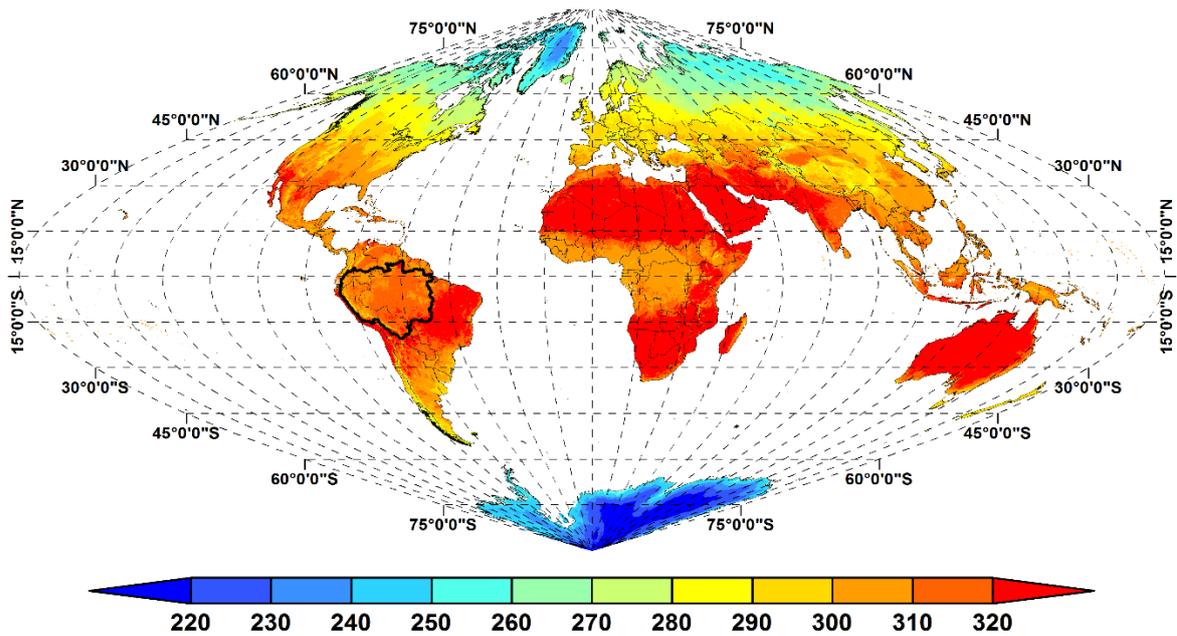


Figura 14: Producto MOD11 – Temperatura de Superficie de Suelo en proyecciones sinusoidales. Los valores muestran la temperatura media anual de la superficie del globo terrestre medida en kelvin.

Fuente: Elaboración propia.

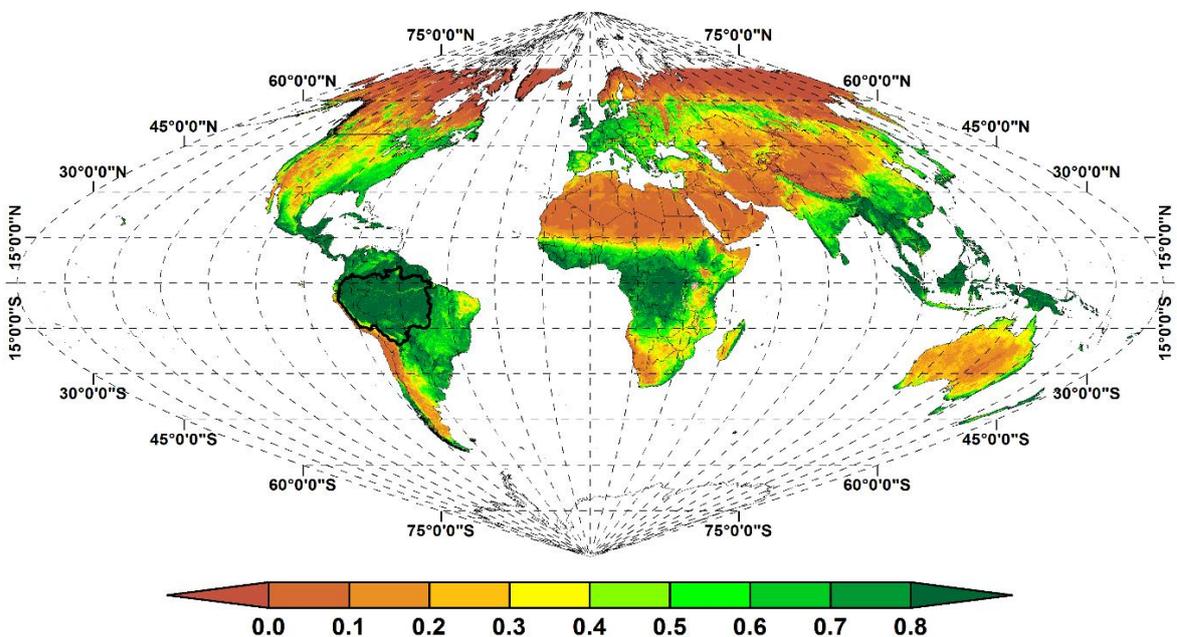


Figura 15: Producto MOD13 – Índice de Vegetación de Diferencia Normalizada en proyecciones sinusoidales. Los valores muestran las condiciones medias de la vegetación del globo terrestre.

Fuente: Elaboración propia.

a. Temperatura de Superficie de Suelo (MOD11)

El algoritmo utilizado permite estimar la emisividad y la temperatura a partir de un par de imágenes diurnas y nocturnas tomadas en condiciones de cielo despejado utilizando 7 bandas del infrarrojo medio y térmico (bandas 20, 22, 23, 29 y 31-33) en cualquier tipo de cobertura de suelo (Wan y Li, 1997). Se llevaron a cabo campañas de validación en la estimación de temperaturas en áreas homogéneas en diferentes tipos de coberturas y mostraron un buen ajuste, con diferencia de menos de un grado para temperaturas entre -10 y 50° C (Wan et al., 2004).

Para el caso de estudio se ha utilizado los productos MOD11A2 de 1km de resolución espacial. Información cada 8 días y con un remuestreo a 0.25° para el periodo de 2001-2015. Cada valor de píxel de los productos MOD11A2 corresponden a un promedio simple de todos los píxeles correspondientes a MOD11A1 (diarios) tomados dentro de ese periodo de 8 días (Wan et al., 2015).

En la Figura 16 se presenta el promedio anual de la temperatura de superficie de suelo (en Kelvin) a nivel de toda la cuenca amazónica calculados a partir del producto MOD11.

b. Índice de Vegetación (MOD13)

Los productos MOD13 del sensor MODIS proporcionan información de NDVI (*Normalized Difference Vegetation Index*), el cual es un índice que permite estimar la cantidad, calidad y desarrollo de la vegetación en base a mediciones de sensores remotos, además depende de factores climáticos, como la precipitación y la temperatura, y es ampliamente utilizado para el monitoreo del vigor de la vegetación terrestre y las sequías (Liu y Juárez, 2001).

Para los datos de NDVI de esta investigación, se ha utilizado el producto MOD13C1 del sensor MODIS. El producto MOD13C1 corresponde a datos globales que cubren toda la superficie terrestre (*Climate Modeling Grid*, CMG por sus siglas en inglés) de 0.05° de resolución espacial, datos de nivel-3, desarrollado a partir de promedios espaciales de los

compuestos de 16 días del producto MOD13A2 de 1km de resolución (Solano et al., 2010). El producto MOD13C1 es considerado de mayor calidad, ya que utiliza un algoritmo que elimina píxeles contaminados por presencia de nubosidad mediante un remuestreo espacial de los píxeles de mejor calidad y de un proceso de llenado de datos vacíos, basado en los registros históricos, teniendo como resultado un producto continuo (Mas, 2011).

El algoritmo minimiza la presencia de nubes en el producto de salida, ya que es calculado a partir de los valores de reflectancia de buena calidad remuestreados a 0.05° de resolución espacial, usando un esquema de filtrado que remueve los píxeles contaminados por nubes (Figura 17).

El algoritmo funciona de la siguiente manera: Si todos los píxeles de entrada son de buena calidad, todos se promedian para producir un valor de salida; Si todos los píxeles de entrada son contaminados, el valor de salida es obtenida a partir del valor climático de la base histórica; y, si los píxeles de entrada son mixtos, sólo los píxeles de buena calidad son considerados y se promedian para producir el valor de salida (Solano et al., 2010).

MOD13C1 utiliza todo el registro histórico de datos MODIS para calcular un valor de relleno fiable si es que no existiesen algunos valores de entrada o se encuentren con presencia de nubosidad. El valor de relleno es calculado a partir del promedio de datos de buena calidad de años anteriores para producir información fiable (Figura 18).

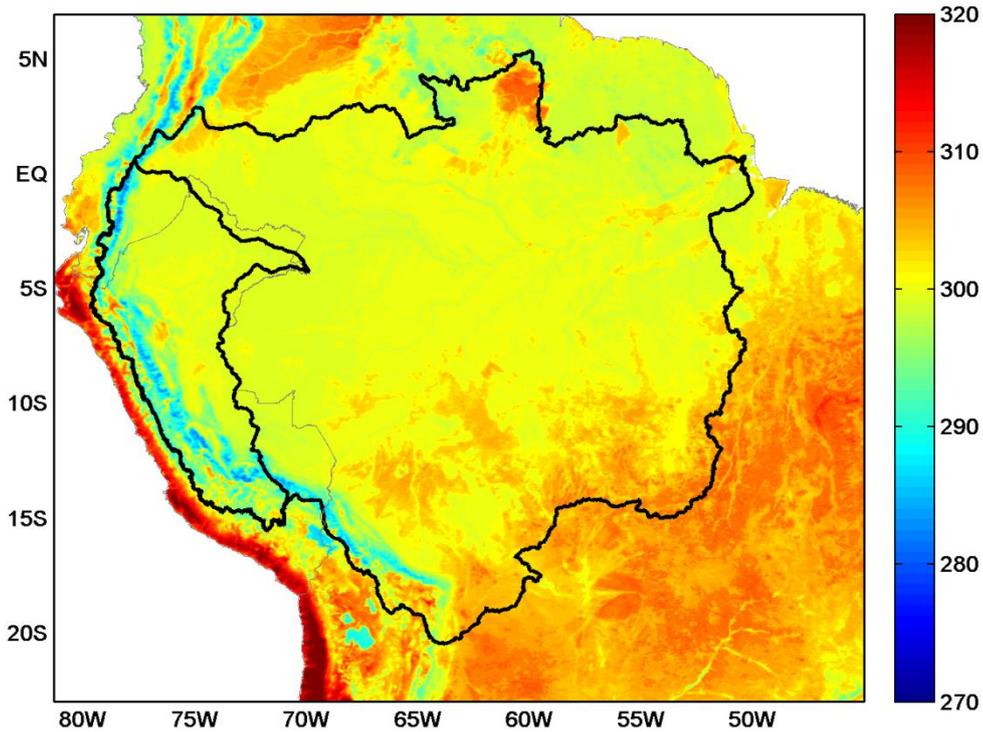


Figura 16: Temperatura promedio anual de la superficie de suelo (LST) de la cuenca Amazónica calculado a partir del producto MOD11 considerando el periodo 2001-2015. Los valores reflejan las condiciones térmicas de la superficie de suelo medidos en Kelvin. Fuente: Elaboración propia.

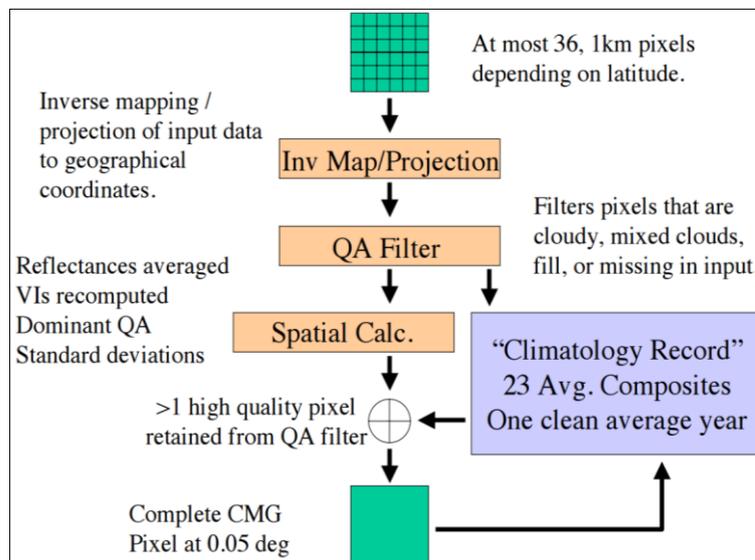


Figura 17: Flujo de procesamiento para la obtención del producto MOD13C1. Datos de 1km de buena calidad, con nubosidad y mixtos como valores de entrada. Filtro de calidad (QA) a nivel de pixel, remuestreo a 0.05° y llenado de datos vacíos con promedios climatológicos.

Fuente: Solano et al., 2010.

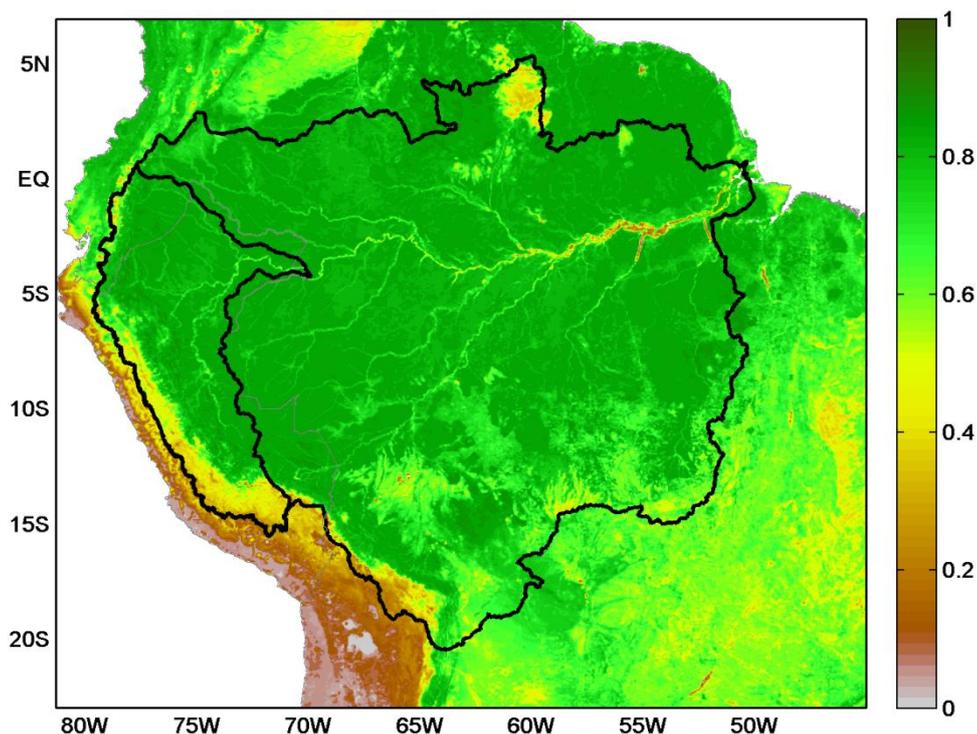


Figura 18: Promedio anual de los valores de NDVI de la cuenca amazónica calculado a partir del producto MOD13 considerando el periodo 2001-2015. Los valores reflejan condiciones de escasa vegetación (cerca de cero) y condiciones de mayor vegetación (valores cercanos a 1).

Fuente: Elaboración propia.

3.2.2. DATOS DE PRECIPITACIÓN – TRMM

Para esta investigación se ha utilizado información del producto TRMM Análisis de precipitación multi-satélite (TMPA), con base diaria (3B42 V7) y estimaciones de lluvia en tiempo real (3B42-RT).

El producto TMPA 3B42-RT, proporciona datos cada 3 horas, a 0.25 ° de resolución espacial, y disponible a partir de 01 de marzo del 2000 hasta la actualidad (Huffman et al., 2010; Chen et al., 2016). Este producto de precipitaciones en tiempo real, ha sido ampliamente utilizado en numerosas investigaciones debido a su disponibilidad y el periodo de registro de información.

En la Figura 19 se muestra el comportamiento promedio de la precipitación total anual calculado a partir del producto diario TRMM - 3B42 V7.

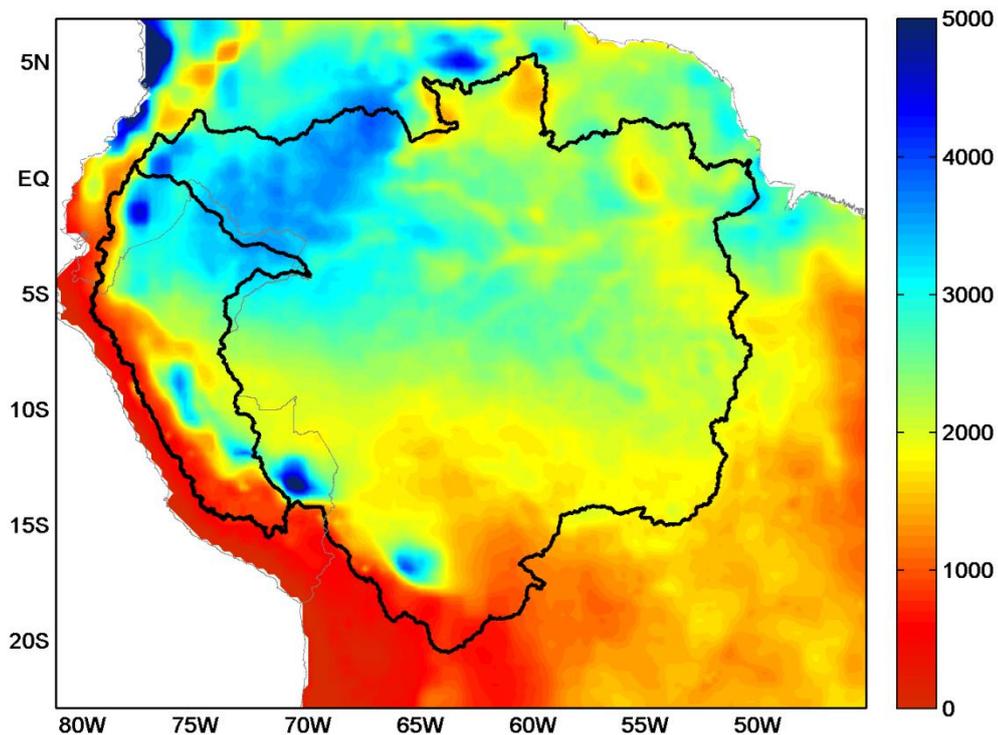


Figura 19: Distribución espacial de la precipitación media anual (en mm/año) de la cuenca amazónica calculado a partir del producto diario TRMM 3B42 V7 para el periodo 2001-2015.

Fuente: Elaboración propia.

3.2.3. DATOS DE PRECIPITACIÓN DIARIA BASADOS EN OBSERVACIONES (HOP)

Se ha utilizado datos grillados de precipitación diaria provenientes del observatorio HYBAM (<http://www.so-hybam.org/>). Estos datos se basan en 752 estaciones pluviométricas distribuidas a nivel de toda la cuenca amazónica, cuidadosamente seleccionadas de un total de 1488 estaciones mediante un control de calidad basado en el Método de Vector regional (Espinoza et al., 2009a). La información de precipitación diaria ha sido espacialmente interpolada a una grilla de $1^{\circ} \times 1^{\circ}$, utilizando el método de kriging ordinario, para así generar un conjunto de datos grillados de lluvia observada para el periodo de 1980 - 2009 (Guimberteau et al., 2012; Zubieta et al., 2015; Espinoza et al., 2016). Los datos grillados HYBAM proporciona una mejor representación de las lluvias diarias sobre la cuenca Amazónica en comparación a otros datos observados (Guimberteau et al., 2012; Zubieta et al., 2015; Getirana et al., 2014).

En la Figura 20 se presenta el comportamiento promedio de la precipitación total anual, calculado a partir de los datos HYBAM considerando todo el periodo de registro de la información (1980 – 2009). La información fue obtenida en <http://www.so-hybam.org/>.

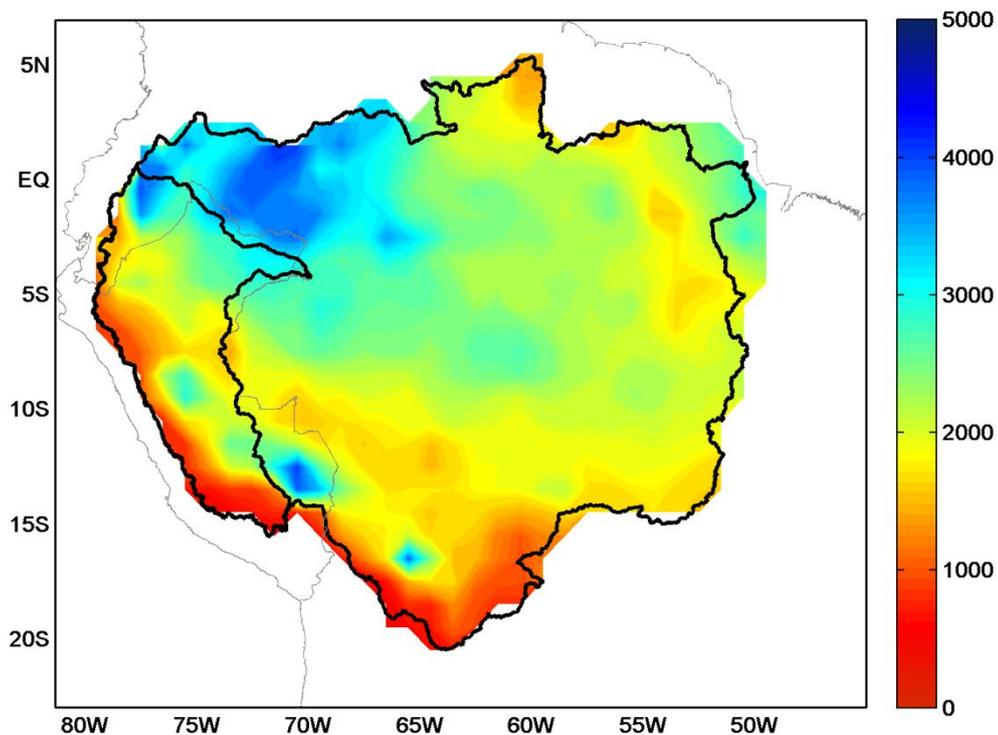


Figura 20: Distribución espacial de la precipitación media anual (en mm/año) para toda la cuenca amazónica. Periodo 1980-2009. Calculados a partir de los datos diarios del SO-HYBAM (<http://www.so-hybam.org/>).

Fuente: Elaboración propia

3.3. METODOLOGÍA

La metodología desarrollada para la presente investigación se detalla en la Figura 21. Agrupándose principalmente en las etapas siguientes: Preparación de datos, Análisis espacio temporal de las variables, estimación de Índices de Sequía, Análisis del número de días secos y su relación con la vegetación y el análisis de número de días secos a tiempo real como indicador para el monitoreo de sequías.

3.3.1. PRE PROCESAMIENTO DE DATOS

a. Datos de LST

La información utilizada en la presente investigación corresponde al producto MOD11A1, datos de temperatura de superficie de suelo, con una resolución temporal de 8 días y una resolución espacial de 1 km, durante el periodo del 2001 a 2015.

Al tener información cada 8 días, se hicieron promedios para obtener datos mensuales. Además de un remuestreo (resample) de 1 km a 0.25° para homogeneizar la resolución espacial a la de los datos TRMM.

Investigaciones sobre la utilización de datos LST en la Amazonía es relativamente escasa. Sin embargo, se han realizado algunos trabajos como el de Van Leeuwen et al. (2011); en el que analizaron las maneras de utilizar los datos LST para relacionar y detectar los cambios en la cubierta de la foresta tropical en la región de Mato Grosso Brasil. Así mismo, Jiménez-Muñoz et al. (2013), analizaron las condiciones secas en la cuenca amazónica a partir de datos de LST MODIS durante los años 2000-2012, con un enfoque particular en los años 2005 y 2010. Jiménez-Muñoz et al. (2015), desarrollaron una plataforma web para difundir el monitoreo mensual de anomalías térmicas en la cuenca amazónica, en el que se incluye los mapas digitales para ser visualizados. Gomis-Cebolla et al. (2016) se enfocaron en la corrección de los datos LST con diferentes algoritmos de enmascaramiento debido a la alta persistencia de la cobertura de nubes en regiones amazónicas.

b. Datos de NDVI

Los datos de NDVI utilizados, corresponde al producto MOD13C1, datos globales de mayor calidad, con una resolución temporal de 16 días y 0.05° de resolución espacial. Los datos fueron remuestreados a 0.25° (resolución de TRMM), considerando el periodo del 2001 a 2015.

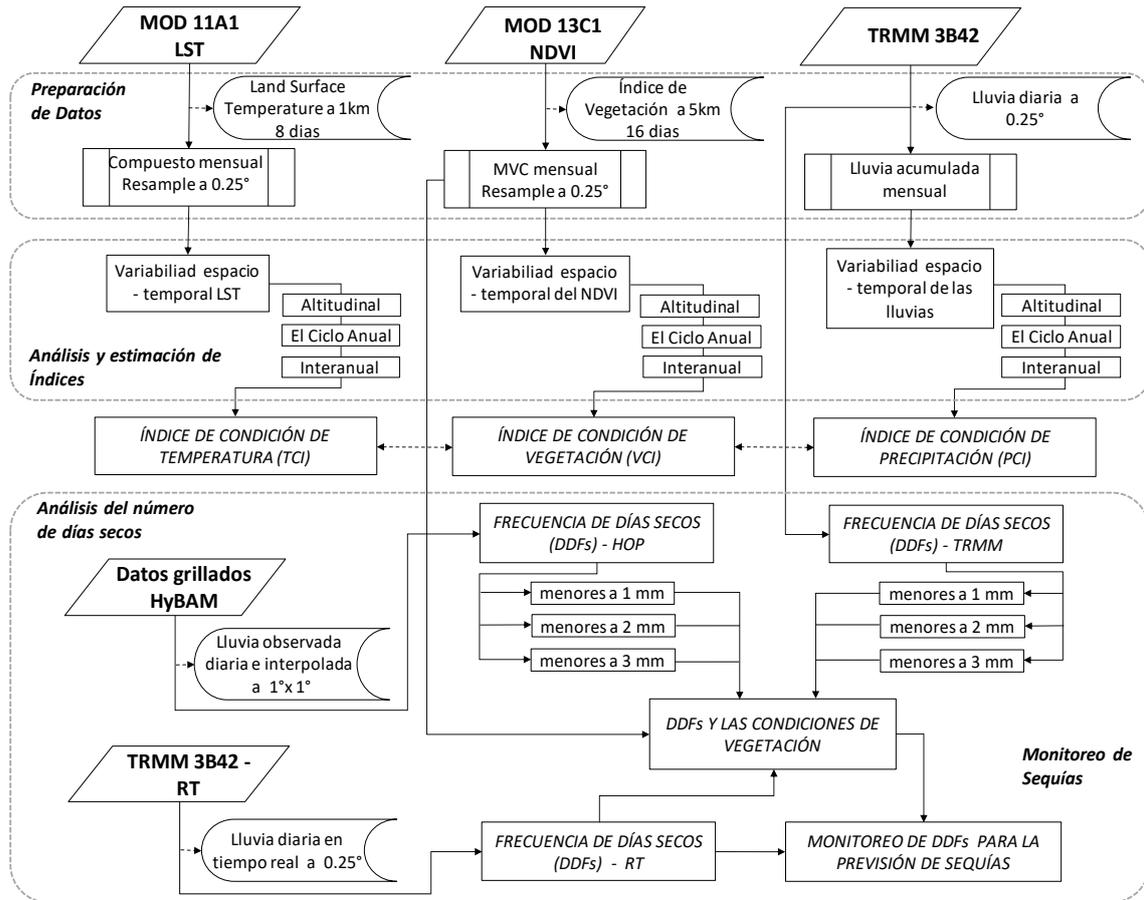


Figura 21: Esquema metodológico de la investigación a fin de desarrollar indicadores para el monitoreo y previsión de sequías y sus impactos en la vegetación en la cuenca andino-amazónica.

Para reducir distorsiones por nubosidad y mejorar la calidad de los datos MOD13C1, y tener información cada 16 días, se elaboraron compuestos multitemporales (MVC) mensuales, que básicamente realiza una selección de las mejores observaciones de cada píxel en el mes; de forma que, al perder resolución temporal, se incrementa la calidad global de los datos a escala mensual (Holben, 1986). También se implementó un método simple pero robusto basado en el filtro temporal propuesto por Zavitsky y Golay (1964) a nivel de píxel, para suavizar las distorsiones y el ruido en los datos de NDVI causados por la contaminación de las imágenes principalmente por presencia de nubes y la variabilidad atmosférica presente aun en las imágenes (Chen et al., 2004).

El Filtro Zavitsky-Golay es un método de ajuste de funciones polinómicas basado en una regresión de mínimos cuadrados ponderados (Ecuación N° 2). Este enfoque tiende a preservar características del conjunto de datos tales como valores máximos y mínimos. El

filtro podría verse como uno de media móvil ponderada o como un polinomio de cierto grado. Este filtro puede aplicarse a cualquier serie de datos consecutivos cuando los puntos de datos están situados a intervalos fijos y uniformes. La curva formada por la representación gráfica de los puntos debe ser continua y más o menos lisa. En este estudio, los puntos consecutivos fueron valores de NDVI a intervalos mensuales en un pixel dado. El algoritmo es el siguiente:

$$Y_j = \frac{\sum_{i=-m}^{i=m} (C_i * Y_{j+i})}{N} \quad [5]$$

Dónde:

Y es el valor de NDVI original, Y_j es el valor NDVI filtrado, C_i es el coeficiente para el valor i del filtro (ventana de suavizado) y N es el número convoluciones, que es igual al tamaño de la ventana de suavizado ($2m + 1$). El índice j es un índice que verifica el orden de los datos originales. La matriz de ajuste (tamaño del filtro) consta de $2m + 1$ puntos, donde m es la mitad de ancho de la ventana de suavizado. Un valor mayor de m produce un resultado más suave, aplanando picos agudos.

Posterior a ello se hizo un remuestreo de 0.05° a 0.25° , a fin de homogeneizar la información a la resolución espacial de los datos TRMM.

3.3.2. ANÁLISIS ESPACIO TEMPORAL DE LOS DATOS

Se generaron series temporales de las variables de todo el periodo de registro y se analizó el contraste temporal con la finalidad de identificar ciclos. Además del contraste altitudinal de las condiciones de vegetación y temperatura de superficie de suelo, considerando la región Andina y Amazónica por encima y por debajo de los 500m de altitud.

Se determinó el comportamiento del ciclo anual de las condiciones de temperatura de superficie, vegetación y precipitación a nivel de toda la cuenca de Tabatinga y a escala de sub-cuencas para poder caracterizar la dinámica de las variables durante un año común.

Las variables fueron analizadas respecto a la variabilidad interanual para poder identificar su comportamiento durante los años de sequías extremas.

3.3.3. ESTIMACIÓN DE ÍNDICES DE SEQUÍA

Se han desarrollado y adaptado tres índices de sequía interanual a partir de las condiciones de vegetación, temperatura de superficie de suelo y precipitación del TRMM, con la finalidad de caracterizar el porcentaje de área en condiciones secas y condiciones húmedas durante años de sequías extremas.

a. Índice de Condición de Vegetación (VCI)

Una sequía extrema debilita el crecimiento de la vegetación y da lugar a un NDVI bajo; por otro lado, un NDVI alto representa una alta actividad fotosintética de la vegetación, existiendo condiciones ambientales favorables para su crecimiento. Desarrollado por Kogan (1999), el VCI es un mejor indicador de estrés hídrico que se basa en las mediciones de NDVI y se define de la siguiente manera:

$$VCI = \frac{NDVI - NDVI_{min}}{NDVI_{max} - NDVI_{min}} \quad [6]$$

Dónde:

NDVI, NDVI_{min} y NDVI_{max} corresponden al valor del mes, el mínimo y máximo valor climatológico. El VCI varía de 0 a 1. Un valor de 0 representa condiciones de estrés (sequía) en la vegetación. Un valor de 1 indica óptimo desarrollo de la vegetación debido a condiciones climáticas favorables. Un VCI de entre 0.4 y 0.6 refleja condiciones de vegetación intermedia.

b. Índice de Condición de Temperatura (TCI)

Este índice asume que, en un evento de sequía, la humedad del suelo disminuye y causa un estrés térmico en la superficie terrestre (Du et al., 2013). El algoritmo de TCI es similar al VCI; sin embargo, a diferencia del NDVI, altas temperaturas de superficie indican condiciones de sequía debido a un déficit en el contenido de humedad del suelo; y bajas temperaturas indican condiciones húmedas en el suelo (Singh et al., 2003). Por lo tanto, la ecuación del TCI se modifica de la siguiente manera:

$$TCI = \frac{LST_{max} - LST}{LST_{max} - LST_{min}} \quad [7]$$

Dónde:

LST, LSTmax y LSTmin corresponden al valor del mes, el mínimo y máximo valor climatológico. El TCI varía de 0 a 1, que corresponden a los cambios de temperatura desde extremadamente altas, relacionadas con el menor contenido de humedad en el suelo; y condiciones de bajas temperaturas que indican condiciones húmedas en el suelo.

c. Índice de Condición de Precipitación (PCI)

La información del TRMM 3B43 proporciona una estimación de la precipitación mensual y de ella se puede calcular la precipitación total anual. Para esta investigación, el índice de condición de la precipitación (PCI) se normaliza usando un algoritmo similar al del VCI:

$$PCI = \frac{TRMM - TRMM_{min}}{TRMM_{max} - TRMM_{min}} \quad [8]$$

Dónde:

TRMM, TRMMmax y TRMMmin corresponden al valor del mes, el mínimo y máximo valor climatológico. El PCI varía de 0 a 1. Un valor de 0 representa condiciones de déficit en las precipitaciones. Un valor de 1 representa condiciones de lluvias intensas.

Cuadro 3: Categorización de Sequías. Modificado de Kogan (1999).

VCI/TCI/PCI	Clase
0.0 - 0.1	Sequía Extrema
0.1 - 0.2	Sequía Severa
0.2 - 0.3	Sequía Moderada
0.3 - 0.4	Sequía Leve
0.4 - 0.6	No es Sequía
0.6 - 0.7	Humedad Leve
0.7 - 0.8	Humedad Moderada
0.8 - 0.9	Humedad Severa
0.9 - 1.0	Humedad Extrema

3.3.4. ESTIMACIÓN DE ÍNDICES DE LA FRECUENCIA DE DÍAS SECOS (DDF)

Para desarrollar un indicador de las sequías en la cuenca andino-amazónica y con impactos en la vegetación, se determinaron números de días secos (Frecuencia de Días Secos, DDF en inglés) a partir de datos diarios grillados de precipitación del observatorio HYBAM, estimaciones de lluvia diaria de TRMM 3B42 y TRMM 3B42-RT en tiempo real. Se consideraron, para todos los casos umbrales de días con precipitaciones menores a 1mm, días con precipitaciones menores a 2mm y días con precipitaciones menores a 3mm en promedio a nivel de cuencas: Marañón, Ucayali y Tabatinga.

Se evaluaron la respuesta de las condiciones promedio de vegetación (cuencas) a la cantidad de lluvia y al número de días secos de acuerdo a los umbrales de 1mm, 2mm y 3mm. La metodología y el análisis referente a DDFs y vegetación es descrito en Espinoza et al., 2016.

IV. RESULTADOS Y DISCUSIÓN

4.1. PROCESAMIENTO DE LA INFORMACIÓN DE TEMPERATURA DE SUPERFICIE DE SUELO, VEGETACIÓN Y PRECIPITACIÓN

Debido a la variedad de datos de sensoramiento remoto que son utilizados en esta investigación y la diferencia espacio-temporal existente entre las variables de temperatura de superficie de suelo (LST), condiciones de vegetación (NDVI) y precipitación, fue necesario analizar y acondicionar la información de manera independiente para el entendimiento del comportamiento de las variables en la cuenca andino-amazónica. Este análisis se realizó en 3 etapas, las que incluyen el análisis del contraste de las variables respecto a la altitud y dinámica de vegetación y LST respecto a la orografía del área de estudio.

4.1.1. ANÁLISIS ALTITUDINAL DE LAS VARIABLES

Se generaron series temporales a escala mensual de las variables mediante un promedio de los datos cada 8 días de LST, máximo valor compuesto y filtrado de datos mensuales de NDVI, y el acumulado mensual para la precipitación. Este proceso permitió analizar el comportamiento de las variables durante los diferentes meses del periodo de datos disponible (2000 – 2016), en diferentes condiciones altitudinales: por debajo de los 500msnm (región Amazónica) y por encima de los 500msnm (región Andina).

Respecto a LST, las mayores temperaturas del suelo se concentran en altitudes por debajo de los 500m (región Amazónica), con valores casi uniformes que varían en promedio desde los 296 a 300 K. Los valores bajos con una alta variabilidad y marcada estacionalidad se presentan en altitudes por encima de los 500m (región Andina) con valores que varían en promedio desde los 290 a 298 K (Figura 22A).

Como es bien sabido, existe una notable diferencia entre las condiciones de vegetación de la región andina y las condiciones de vegetación de la región amazónica. Condiciones de vegetación uniformes se concentran en regiones con altitudes por debajo de los 500m (bosque amazónico) con los valores más altos de NDVI (por encima de 0.8). En la región andina, las condiciones de vegetación son más estacionales y con valores bajos de NDVI, los que varían de entre 0.58 (durante los meses de agosto a octubre) a 0.7 (durante los meses de enero a abril) (Figura 22B).

Respecto a las precipitaciones, estas presentan un comportamiento más variable y estacional tanto para la región amazónica como para la región andina. Las mayores precipitaciones se registran en la región amazónica con valores que varían desde los 150 a 350 mm/mes y menores precipitaciones se registran en la región andina con valores que varían de 50 a 250mm/mes. Esto es coherente con los resultados mostrados en Espinoza et al., 2009a. Sin embargo, a diferencia de la vegetación y la temperatura de superficie de suelo, no existe una clara relación entre la cantidad de lluvia y la altitud, como se explica también en Espinoza et al., 2009a y Espinoza et al., 2015.

Para ambas regiones las mayores precipitaciones se dan durante los meses de diciembre a febrero y las precipitaciones son menores durante los meses de junio a agosto (Figura 22C). Estos procesos han sido ampliamente estudiados en investigaciones anteriores como el realizado por Espinoza et al., 2009a.

4.1.2. ANÁLISIS DEL GRADIENTE ANDINO-AMAZÓNICO DE LA VEGETACIÓN Y LA TEMPERATURA DE SUPERFICIE DE SUELO

Con el objetivo de conocer la variabilidad y el comportamiento de la vegetación y la temperatura de la superficie del suelo respecto al gradiente altitudinal de la cuenca andino-amazónica se generaron perfiles transversales latitudinalmente equidistantes en los 3°S, 7.5°S y 12°S, respectivamente. Para ello se utilizaron el modelo digital de elevación del SRTM de 90m con un remuestreo a 0.05° y el promedio anual de NDVI y de temperatura de superficie de suelo (LST).

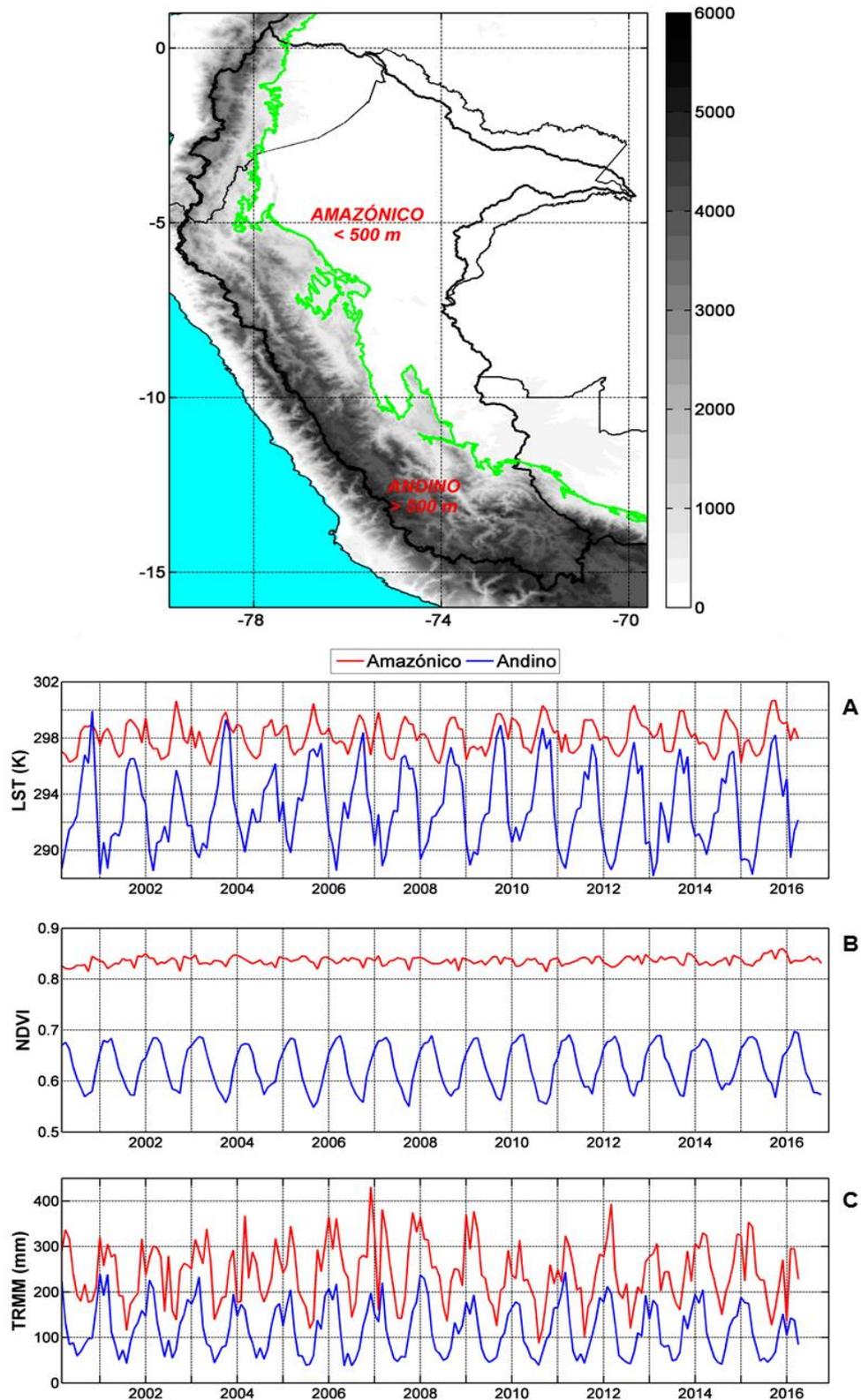


Figura 22: Comportamiento de la temperatura de superficie de suelo (A), NDVI (B) y precipitación mensual (C) diferenciando las región andina (>500 msnm) y amazónica (<500msnm). Se muestra el Modelo digital de elevación SRTM90m y la línea de 500m (en verde) como inicio de los andes del este.

a. NDVI y el gradiente altitudinal

En la latitud 3°S (sección A1–A2) el gradiente altitudinal varía desde los 0 a 3500m, encontrando así que a medida que se incrementa en altitud, los valores de NDVI disminuyen. Por lo tanto, valores altos de NDVI se concentran en altitudes por debajo de los 1000m y valores bajos de NDVI se concentran en altitudes por encima de los 1000m (Figura 23C). A lo largo de la sección se muestra 2 puntos de caída abrupta en los valores de NDVI, lo que corresponden a cuerpos de agua de los ríos Pastaza y Napo (círculos rojos en la Figura 23). En el punto 7.5°S (B1–B2), el gradiente altitudinal varía de los 0 a 4000m (Figura 23D). En el punto 12°S (C1–C2), la sección respecto a la longitud disminuye aún más y el gradiente altitudinal varía desde los 500 a 4500m (Figura 23E). Para las tres secciones existe un claro contraste entre la altitud y la vegetación, y es que a medida que se incrementa en altitud, las condiciones de vegetación tienden a disminuir, siendo el contraste máximo entre los 2000 a 3000 m debido a la exposición de los vientos húmedos del este, principalmente.

b. Temperatura de superficie y el gradiente altitudinal

En la sección A1–A2, se observa temperaturas uniformes en el llano amazónico y que disminuyen a medida que se incrementa la elevación desde los 2000m (Figura 24C). En general tanto para la sección B1–B2 (Figura 24D) y C1–C2 (Figura 24E), la temperatura de superficie disminuye a medida que se incrementa la altitud, siendo las condiciones térmicas constantes en la amazonia baja y más variable a medida que se incrementa en altitud, con un contraste máximo que varía entre los 2000 y 3000 m.

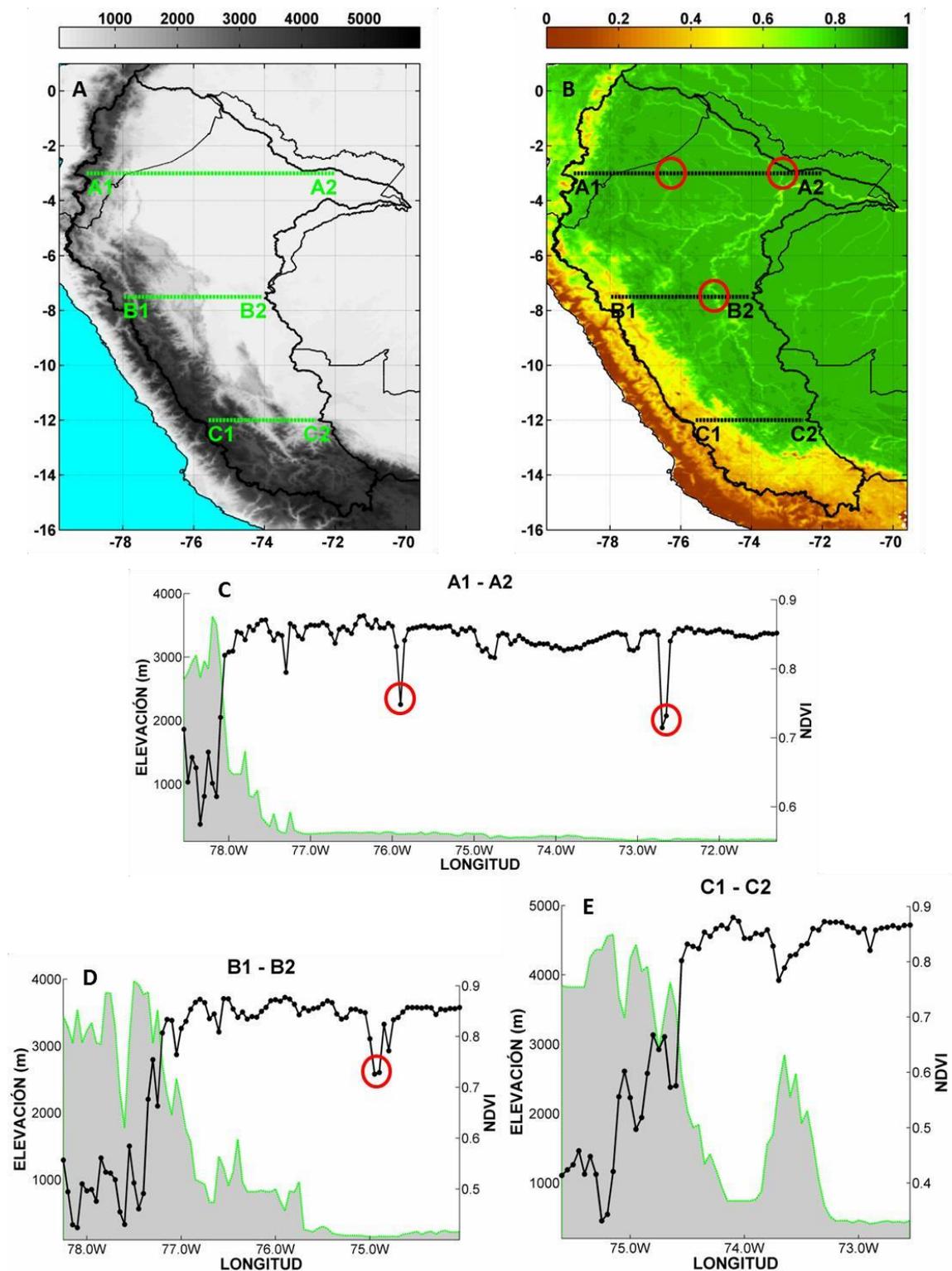


Figura 23: Comportamiento y variabilidad de NDVI promedio anual respecto al gradiente altitudinal. En A se muestra el modelo digital de elevación, en B se muestra la distribución espacial de NDVI promedio anual, en C, D y E se muestran el contraste Altitud-NDVI en diferentes secciones transversales. Los círculos rojos representan puntos correspondientes a cuerpos de agua (ríos) en el transecto.

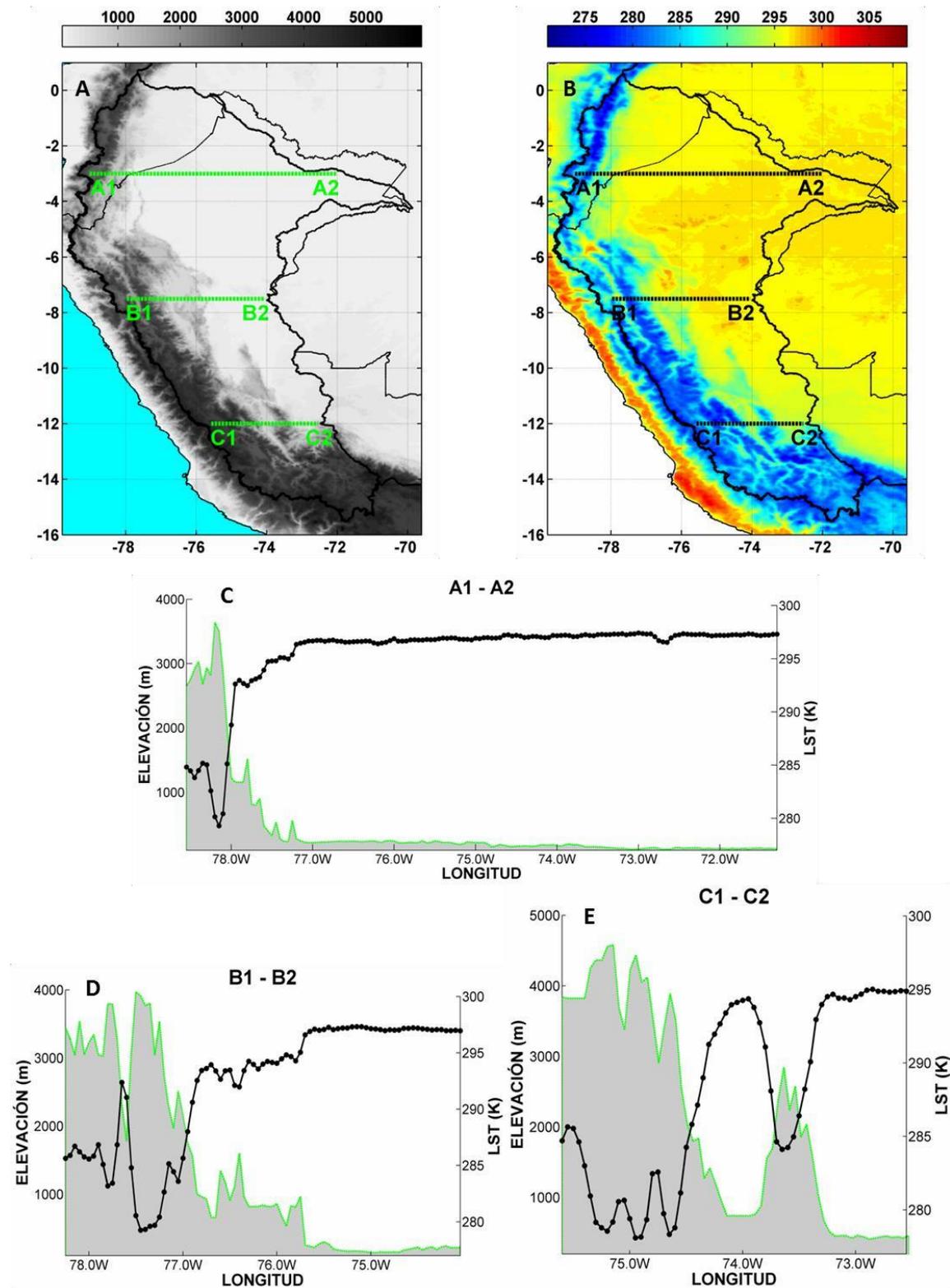


Figura 24: Comportamiento y variabilidad de la temperatura de superficie de suelo respecto al gradiente altitudinal. En A se muestra el modelo digital de elevación, en B se muestra la distribución espacial de LST promedio anual, en C, D y E se muestran el contraste Altitud-LST en diferentes secciones transversales.

4.2. ANÁLISIS DEL CICLO ANUAL DE LA TEMPERATURA DE SUPERFICIE DE SUELO, VEGETACIÓN Y PRECIPITACIÓN A NIVEL DE LA CUENCA DE TABATINGA

Se realizó un análisis de series temporales para cada una de las variables utilizadas. Los datos involucran información cada 8 días de LST, información cada 16 días de NDVI y datos de precipitación diaria correspondientes a la información proporcionada por TRMM. El análisis permitió conocer la variabilidad de los datos respecto a la información histórica, conocer el comportamiento estacional de las variables durante los meses de avenidas (periodos de aguas altas) de diciembre a abril y meses de estiajes (periodos de aguas bajas) de junio a octubre, principalmente.

4.2.1. TEMPERATURA DE SUPERFICIE DE SUELO CADA 8 DÍAS

Los datos de temperatura de superficie de suelo (LST) muestran una clara estacionalidad para toda la cuenca de Tabatinga, en el que los máximos de temperatura de superficie para datos cada 8 días, se dan durante los días correspondientes a los meses de agosto a octubre debido a la escasa nubosidad presente durante ese periodo, mientras que los valores más bajos se concentran durante los días de los meses de enero a marzo debido a la presencia de nubosidad y las precipitaciones que se presentan durante ese periodo (Figura 25A).

4.2.2. ÍNDICE DE VEGETACIÓN DE DIFERENCIA NORMALIZADA CADA 16 DÍAS

El comportamiento temporal de las condiciones de NDVI cada 16 días para toda la cuenca de Tabatinga, muestra un panorama similar a las condiciones de LST, pero de manera opuesta, donde los mínimos valores de NDVI se concentran durante los meses de agosto a octubre y los valores más altos se concentran durante los meses de febrero a abril, principalmente (Figura 25B).

4.2.3. PRECIPITACIÓN DIARIA – TRMM

La información de precipitación proporcionada por TRMM, muestra condiciones estacionales en las lluvias para toda la cuenca de Tabatinga, pudiendo diferenciar así los

periodos secos y los periodos húmedos, ya que las mayores precipitaciones se concentran durante los meses de diciembre a febrero y las menores precipitaciones se concentran durante los meses de junio a agosto (Figura 25C). Esto es coherente con los resultados de Espinoza et al., 2009a.

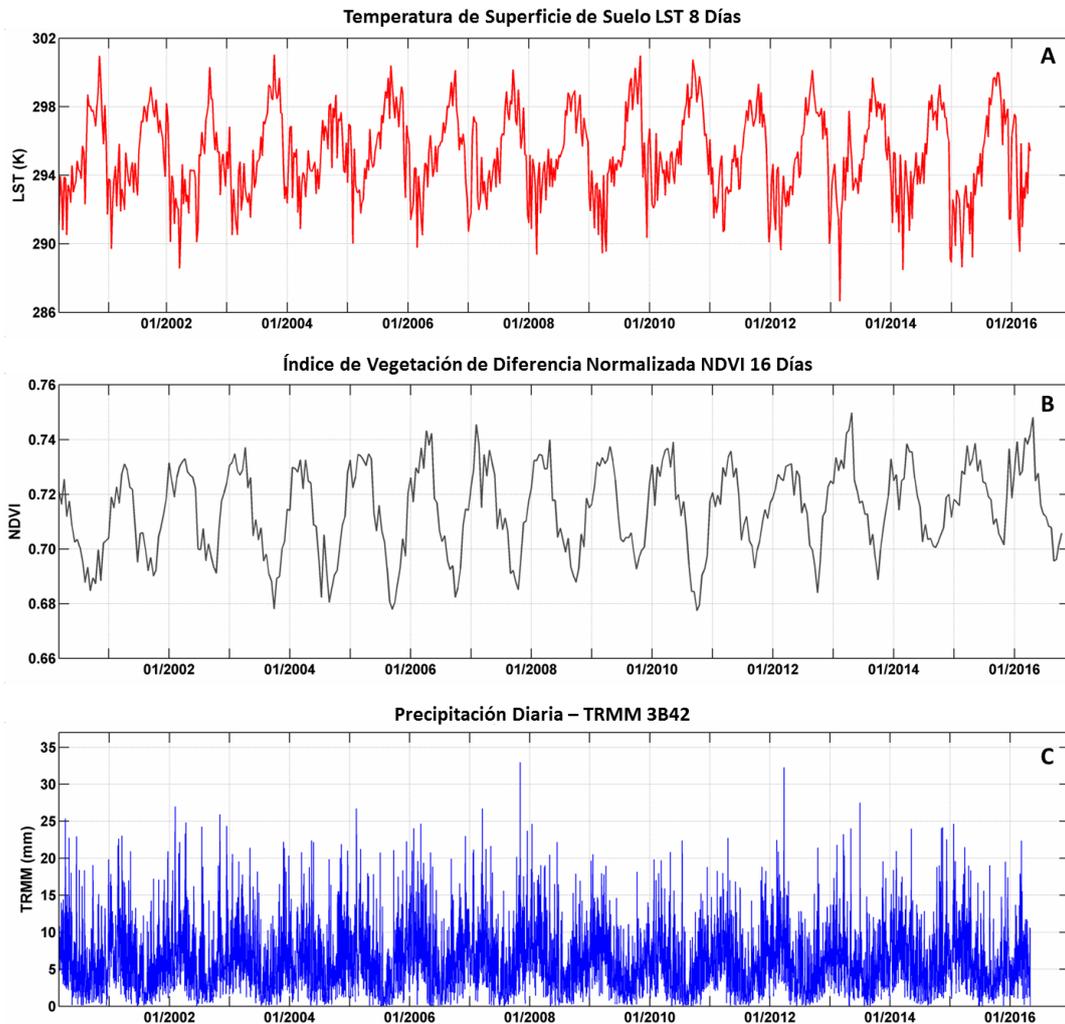


Figura 25: Series de valores históricos de temperatura de superficie de suelo (LST) cada 8 días (A), valores históricos de NDVI cada 16 días (B) y valores históricos de lluvia diaria estimada por el TRMM (C) para toda la cuenca andino-amazónica delimitada hasta Tabatinga.

Para una mayor comprensión del comportamiento del ciclo anual y regímenes de las precipitaciones, la vegetación y la temperatura de superficie de suelo a nivel de toda la cuenca andino-amazónica, se determinaron valores medios mensuales multianuales de LST, NDVI y precipitación, considerando información del periodo de registro desde el 2001 a 2015.

La temperatura de superficie (Figura 26A), muestra una marcada estacionalidad, con bajas temperaturas durante los meses de febrero a mayo (FMAM) y valores altos durante los meses de septiembre a noviembre (SON). La vegetación muestra aún un mayor contraste y marcada estacionalidad, aunque de manera opuesta a la temperatura de superficie, diferenciando claramente los periodos secos y húmedos (Figura 26B), encontrando así los valores altos de NDVI durante los meses de enero a abril (EFMA) y valores bajos de NDVI durante los meses de agosto a octubre (ASO). En la precipitación, existe un contraste entre periodos secos y húmedos, mostrando así una clara estacionalidad (Figura 26C), con altas precipitaciones durante los meses de diciembre a marzo (DEFM) y bajas precipitaciones durante los meses de junio a septiembre (JJAS). Este análisis es coherente con lo descrito en investigaciones previas realizados por Espinoza et al., 2009a y Lavado et al., 2012.

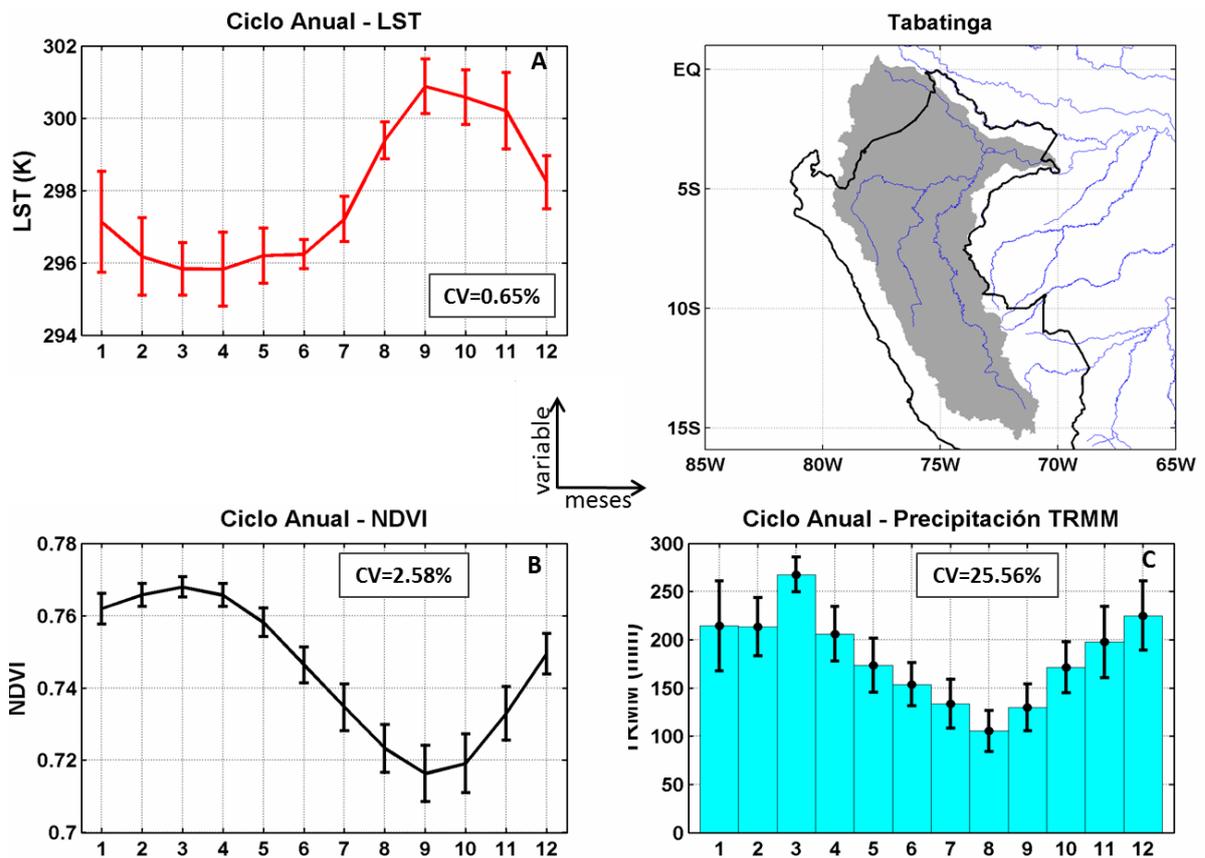


Figura 26: Regímenes anuales de temperatura de superficie de suelo (A), condición de vegetación (B) y precipitación (C) para toda la cuenca de Tabatinga de enero (1) a diciembre (12).

4.3. EL CICLO ANUAL A ESCALA DE SUB-CUENCAS

Se hizo un análisis del ciclo anual de LST, vegetación y precipitación a nivel de las principales sub-cuencas del área de estudio: Bella Vista, San Regis (Bajo Marañón), Borja (Alto Marañón), Chazuta (Alto Marañón), Requena (Bajo Ucayali), Puerto Inca (Alto Ucayali) y Lagarto (Alto Ucayali). Calculando así, para todas las variables, valores medios mensuales multianuales para un periodo de registro desde el 2001 a 2015.

4.3.1. CICLO ANUAL DE LST POR SUB-CUENCAS

En la Figura 27 se muestra el ciclo anual de LST por sub-cuencas, en el que la temperatura superficial presenta un comportamiento relativamente uniforme durante casi todo el año y con coeficiente de variabilidad por debajo de los 0.40 por ciento en cuencas predominantemente Amazónicas, las que corresponden a Bella vista (CV=0.37 por ciento), Bajo Marañón (CV=0.36 por ciento) y Bajo Ucayali (CV=0.36 por ciento).

En cuencas predominantemente andinas, el comportamiento de la temperatura de superficie de suelo es más estacional, con un rango de valores que van desde los 288 a 298 kelvin durante todo el año, y con un coeficiente de variabilidad superior a 0.40 por ciento, las que corresponden a Borja (CV=0.62 por ciento), Chazuta (CV=0.42 por ciento), Puerto Inca Ucayali (CV=0.40 por ciento) y Lagarto (CV=1.12 por ciento) (Figura 27).

4.3.2. CICLO ANUAL DE LAS CONDICIONES DE VEGETACIÓN POR SUB-CUENCAS

En la Figura 28 se presenta el ciclo anual de las condiciones de vegetación (NDVI) por sub-cuencas, en el que la vegetación muestra un comportamiento uniforme durante casi todo el año y con coeficiente de variabilidad por debajo de los 0.70 por ciento en cuencas predominantemente Amazónicas, las que corresponden a Bella vista (CV=0.61 por ciento), Bajo Marañón (CV=0.44 por ciento) y Bajo Ucayali (CV=0.54 por ciento).

En cuencas andinas, el comportamiento de la vegetación es estacional (marcada estacionalidad) durante todo el año, con información más dispersa y con un coeficiente de variabilidad superior a 0.80 por ciento, las que corresponden a Borja (CV=4.21 por ciento), Chazuta (CV=1.63 por ciento), Puerto Inca Ucayali (CV=0.81 por ciento) y Lagarto (CV=8.62 por ciento).

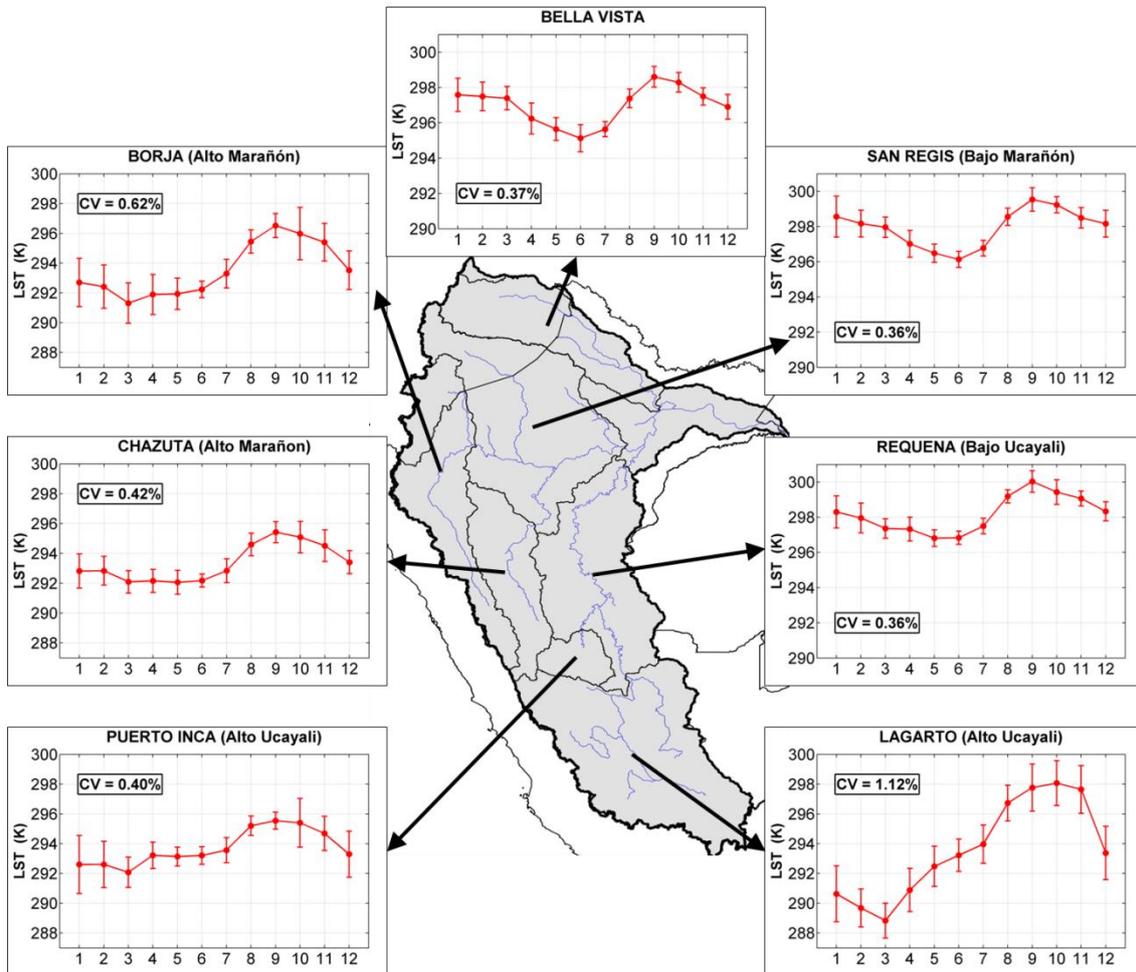


Figura 27: Regímenes anuales de temperatura de superficie de suelo a nivel de sub-cuencas de enero (1) a diciembre (12). Se muestra el coeficiente de variabilidad y las barras de error correspondiente a la desviación estándar. El nombre de cada sub cuenca es descrita (nombre de red hidrométrica). Se muestra la ubicación y límite de cada sub cuenca.

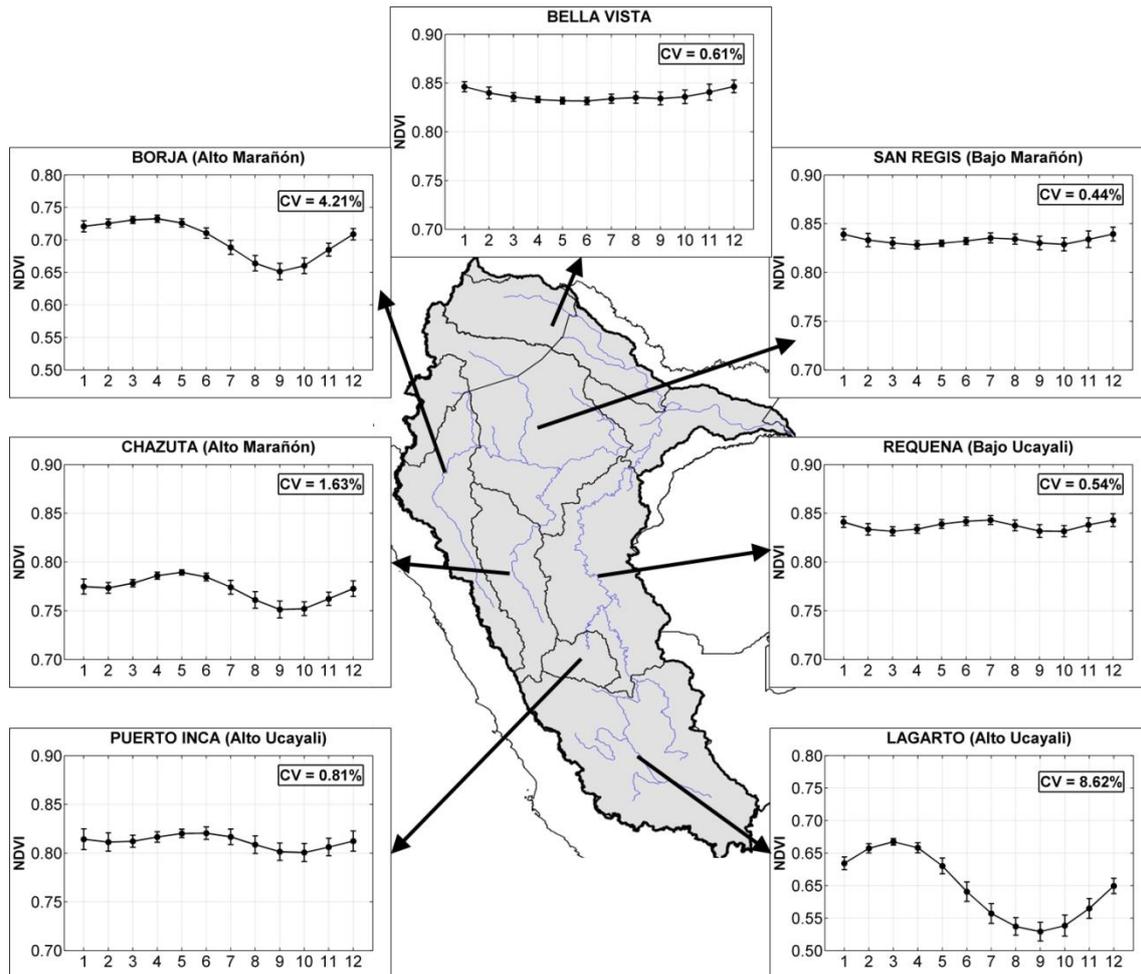


Figura 28: Regímenes anuales del comportamiento de la vegetación a nivel de sub-cuencas de enero (1) a diciembre (2). Se muestra el coeficiente de variabilidad y las barras de error correspondiente a la desviación estándar. El nombre de cada sub cuenca es descrita (nombre de red hidrométrica). Se muestra la ubicación y límite de cada sub cuenca.

4.3.3. REGÍMENES DE PRECIPITACIONES POR SUB-CUENCAS

En la figura 29 se presenta los regímenes de precipitación por sub-cuencas, mostrando cierta diferencia respecto a su posición latitudinal principalmente, en el que las cuencas cercanas a la línea ecuatorial, como Bella Vista y bajo Marañón, las precipitaciones son más uniformes a lo largo de todo el año con un bajo coeficiente de variabilidad (CV=16.31 por ciento para Bella Vista y CV=17.87 por ciento para Bajo Marañón).

Más hacia el sur, las precipitaciones tienen un comportamiento del régimen tipo tropical sur (marcada estacionalidad diferenciando los periodos secos y húmedos), información más dispersa y con un coeficiente de variabilidad elevado, las que corresponden a Borja

(CV=26.17 por ciento), Chazuta (CV=39.33 por ciento), Puerto Inca Ucayali (CV=50.07 por ciento), Lagarto (CV=63.82 por ciento) y Bajo Ucayali (CV=34.74 por ciento).

Si bien el análisis realizado es a nivel de sub-cuencas, nuestros resultados se contrasta con el trabajo realizado por Espinoza et al., 2009a, en el que determinó el régimen anual de precipitaciones considerando información observada de estaciones pluviométricas localizadas geográficamente en zonas de predominancia andina y zonas de predominancia amazónica.

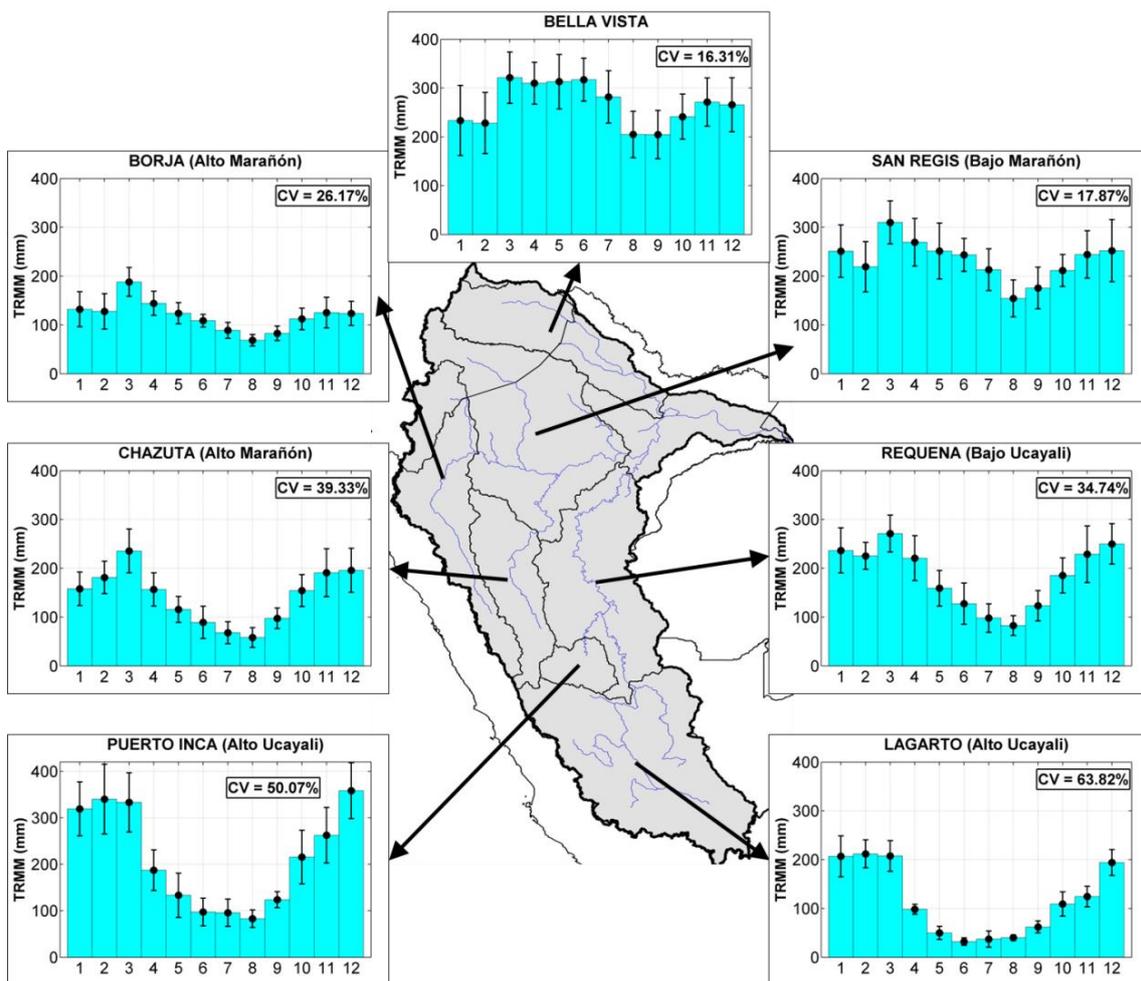


Figura 29: Regímenes anuales de las precipitaciones a nivel de sub-cuencas de enero (1) a diciembre (12). Se muestra el coeficiente de variabilidad y las barras de error correspondiente a la desviación estándar. El nombre de cada sub cuenca es descrita (nombre de red hidrométrica). Se muestra la ubicación y límite de cada sub cuenca.

El coeficiente de variabilidad (CV) es una medida de dispersión. Tener un CV de 50 por ciento significaría que los datos muestran un comportamiento relativamente homogéneo, que, a diferencia de un CV del 100 por ciento, significaría que los datos son completamente heterogéneos y con una alta variabilidad.

4.4. VARIABILIDAD INTERANUAL DE LA TEMPERATURA DE SUPERFICIE, VEGETACIÓN Y PRECIPITACIÓN

Para entender el comportamiento y la variabilidad interanual de LST, condiciones de vegetación y precipitación en la cuenca andino-amazónica, se determinaron promedios anuales de LST y NDVI, además de valores totales anuales para las precipitaciones, considerando información de un periodo de registro desde el 2001 a 2015. Además de anomalías interanuales y una comparación entre las variables.

En la Figura 30 se muestra el comportamiento de la variabilidad interanual de las condiciones de temperatura de superficie de suelo (Figura 30A), vegetación (Figura 30B) y precipitación (Figura 30C), comprendidos entre los años 2001 a 2015. Los años 2005 y 2010 muestran condiciones de sequía con un incremento notable en la temperatura de superficie, una clara disminución en las condiciones de vegetación y disminución en las precipitaciones, lo cual es coherente con las condiciones hidroclimáticas reportadas en investigaciones realizadas respecto a la ocurrencia de sequías durante esos años (Espinoza et al., 2011).

En el gráfico de dispersión de la Figura 30D, se muestra el comparativo de las anomalías estandarizadas de LST y las anomalías estandarizadas de precipitación para cada año, en el que la relación es de manera opuesta, aunque no es clara ($r=-0.40$). Sin embargo, se ha encontrado una relación significativa entre las anomalías de vegetación y temperatura de superficie ($r=-0.79$; Figura 30E), siendo esta de manera opuesta.

No existe una relación entre las anomalías de precipitación y vegetación ($r=0.12$; Figura 30F), ya que la respuesta de la vegetación estaría relacionado principalmente al contenido de agua en el suelo que a la cantidad misma de las lluvias (Huete et al., 2006, Saleska et al., 2007; Espinoza et al., 2016).

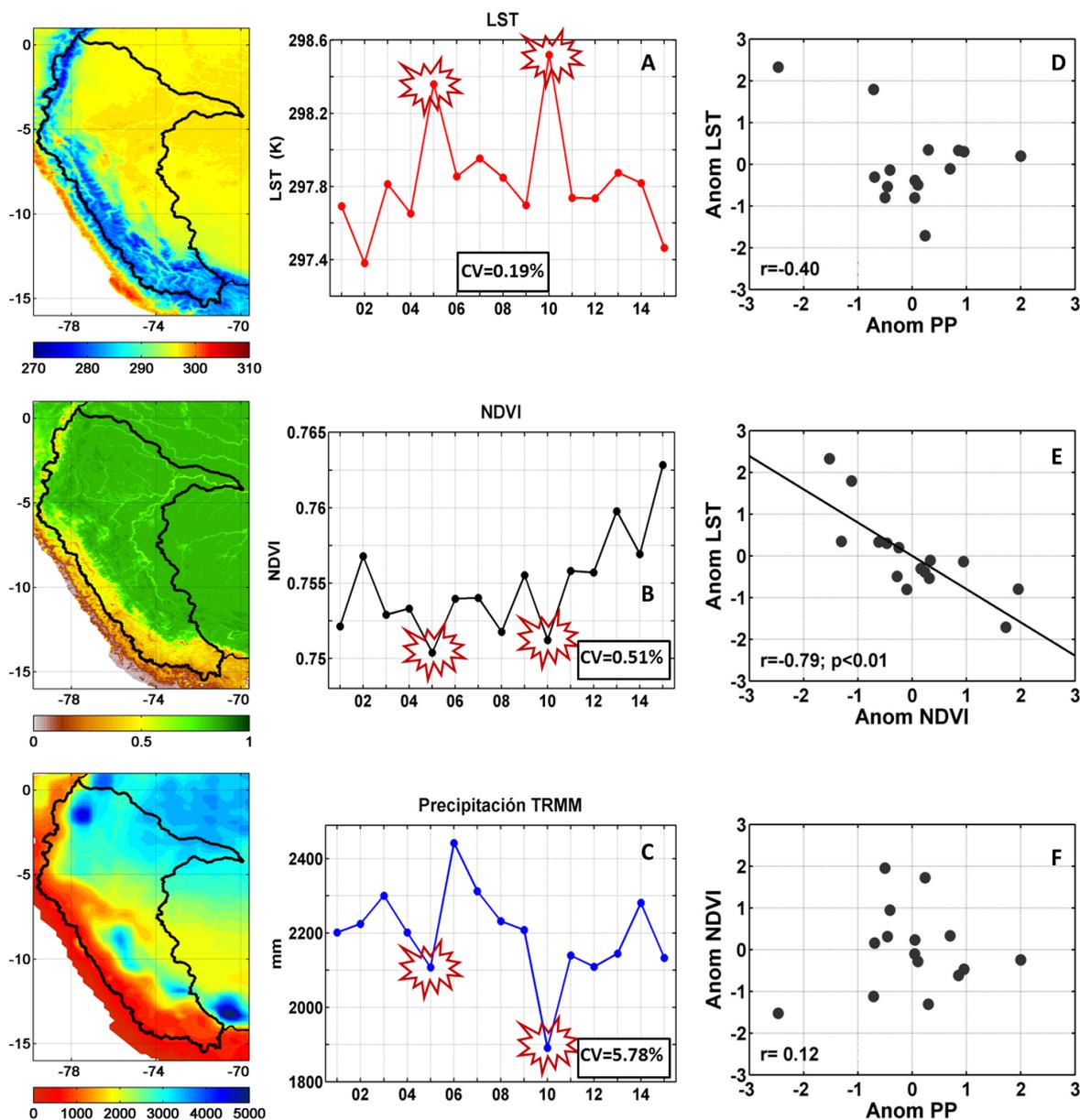


Figura 30: Variabilidad interanual de la temperatura de superficie de suelo (A), condiciones de vegetación (B) precipitación total (C). Los años de sequía extrema son señalados. Diagrama de dispersión de anomalías estandarizadas de precipitación, vegetación y temperatura de superficie de suelo (D, E y F).

4.5. ANÁLISIS DE LOS AÑOS DE SEQUÍAS EXTREMAS

Analizando más profundamente las variables en relación a los años de sequías extremas de enero a diciembre (años 2005 y 2010), la Figuras 31 muestra valores de LST por encima del tercer cuartil durante esos años, siendo aún más intensas durante los meses de agosto a noviembre en el 2010.

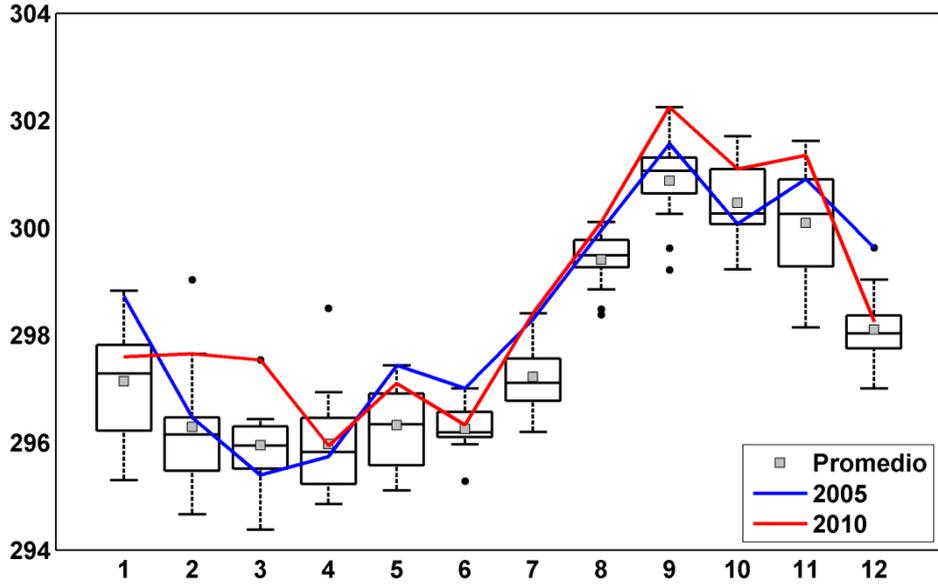


Figura 31: Valores de temperatura de superficie de suelo por encima del tercer cuartil durante los años 2005 y 2010 desde enero (1) a diciembre (12).

La Figura 32 muestra el comportamiento de las condiciones de vegetación durante los años 2005 y 2010, predominando condiciones secas (valores de NDVI por debajo del primer cuartil) y que se intensificaron durante los meses de agosto a octubre principalmente. Se evidencia que las sequías de esos años tuvieron sus impactos severos no a lo largo del año, sino únicamente durante la estación seca de la vegetación (agosto a octubre).

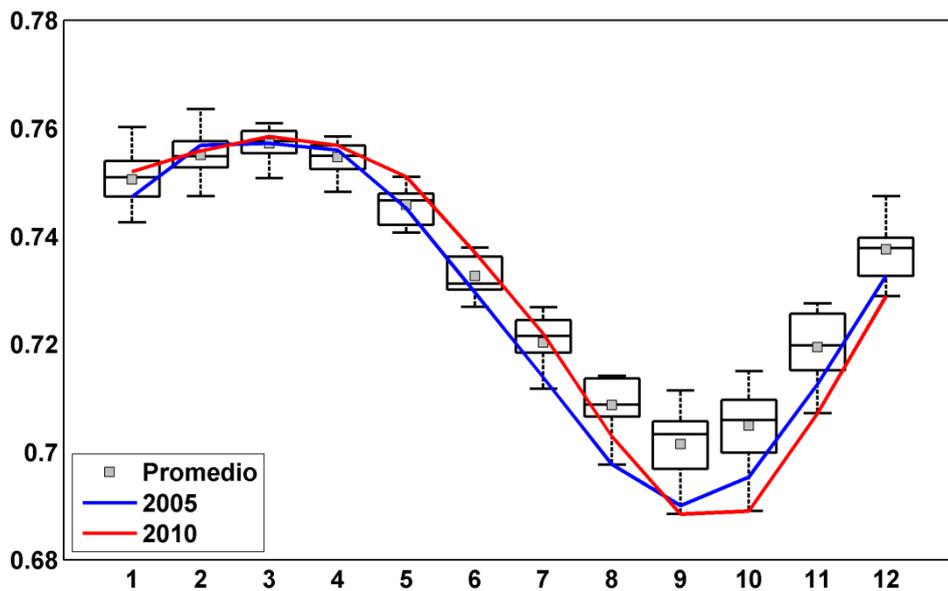


Figura 32: Valores de NDVI por debajo del primer cuartil durante los años 2005 y 2010 desde enero (1) a diciembre (12). Condiciones de sequías severas en la vegetación se presentaron durante los meses de agosto a octubre.

Así mismo se observa una clara disminución en las precipitaciones durante los años 2005 y 2010 (Figura 33), ya que fueron relativamente bajos respecto a la media climática y a otros años, aunque no es muy clara, pudiendo variar durante los diferentes meses del año. El déficit inicia en enero para el 2010 y en mayo para el 2005 (coherente con Marengo et al., 2011). El análisis respecto al comportamiento de las lluvias durante los años 2005 y 2010, fueron ampliamente estudiado en investigaciones anteriores como Marengo et al., 2008 y Espinoza et al., 2011.

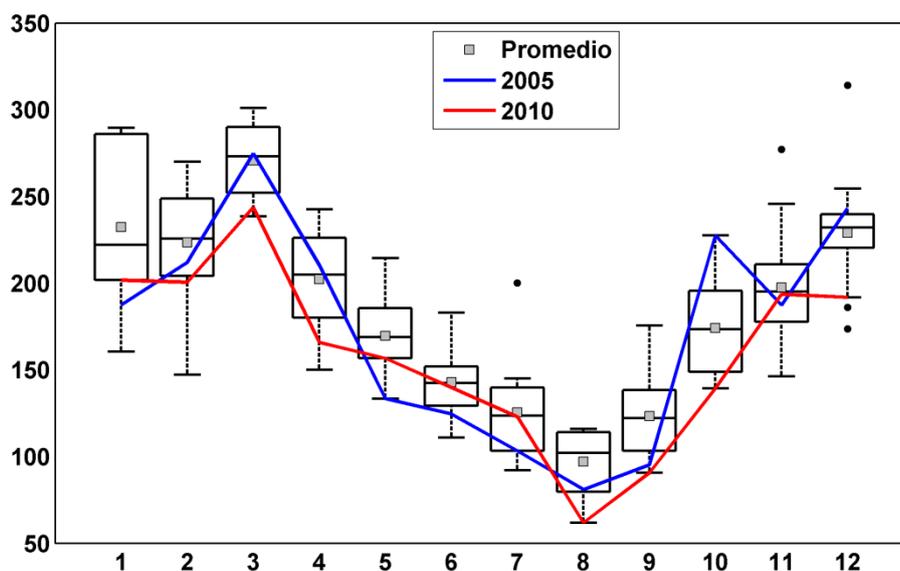


Figura 33: Valores de precipitación por debajo la media climática y por debajo del primer cuartil durante los años 2005 y 2010 desde enero (1) a diciembre (12).

4.6. PATRONES ESPACIALES DE SEQUÍAS MEDIANTE ÍNDICES DE SENSORAMIENTO REMOTO (SR)

Para determinar patrones espaciales de sequías, se desarrollaron y determinaron Índices en base a la temperatura de superficie de suelo (Índice de Condición de Temperatura - TCI), en base a las condiciones de vegetación del periodo seco (Índice de Condición de Vegetación - VCI) y en base a la precipitación (Índice de Condición de Precipitación - PCI) (ver sección 3.3.3. de la Metodología). Para los tres casos, los índices son estandarizados, tomando valores que van desde 0 a 1, dando una clasificación desde una sequía extrema hasta condiciones húmedas (ver Tabla 1), lo que facilita una comparación entre los diferentes indicadores.

4.6.1. CONDICIONES TÉRMICAS Y LAS SEQUÍAS

El Índice de Condición de Temperatura, mediante un análisis a escala de sub-cuencas y en términos de LST, muestran claramente que los años 2005 y 2010 ocurrieron sequías severas en la cuenca andino-amazónica, dando evidencia de que más del 50 por ciento del área total de las diferentes sub-cuencas se encontraron en condiciones de sequías extremas (Figura 34).

4.6.2. CONDICIONES DE VEGETACIÓN Y LAS SEQUÍAS

El Índice de Condición de Vegetación calculado únicamente para la estación seca, muestra un resultado similar al TCI en cuanto al porcentaje de áreas en condiciones húmedas y condiciones secas para los años 2005 y 2010, evidenciando que más del 50 por ciento del área total de las diferentes sub-cuencas se encontraron en condiciones de sequías extremas, siendo un patrón común para las sub-cuencas para esos años (Figura 35).

4.6.3. CONDICIONES DE PRECIPITACIÓN Y LAS SEQUÍAS

La variabilidad interanual para el Índice de Condición de Precipitación es espacialmente heterogénea respecto al porcentaje de área (Figura 36), pero en la mayoría de sub-cuencas resalta las sequías de los años 2005 y 2010. Así, más del 50 por ciento de la superficie de la cuenca analizada presenta condiciones de sequías extremas durante el 2010.

Tanto el TCI, VCI y el PCI, muestran claramente que los años 2005 y 2010 fueron años de sequías extremas para la cuenca amazónica peruana en términos de porcentajes considerando las condiciones de temperatura de superficie, vegetación y precipitación. Una descripción más detallada del análisis se muestra en la Tabla 4 (para el TCI), Tabla 5 (para el VCI) y Tabla 6 (para el PCI), a nivel de las diferentes sub-cuencas analizadas, con énfasis en los años 2005 y 2010, encontrando para este último el mayor porcentaje de área en condiciones de sequías extremas tanto para el TCI, VCI y PCI.

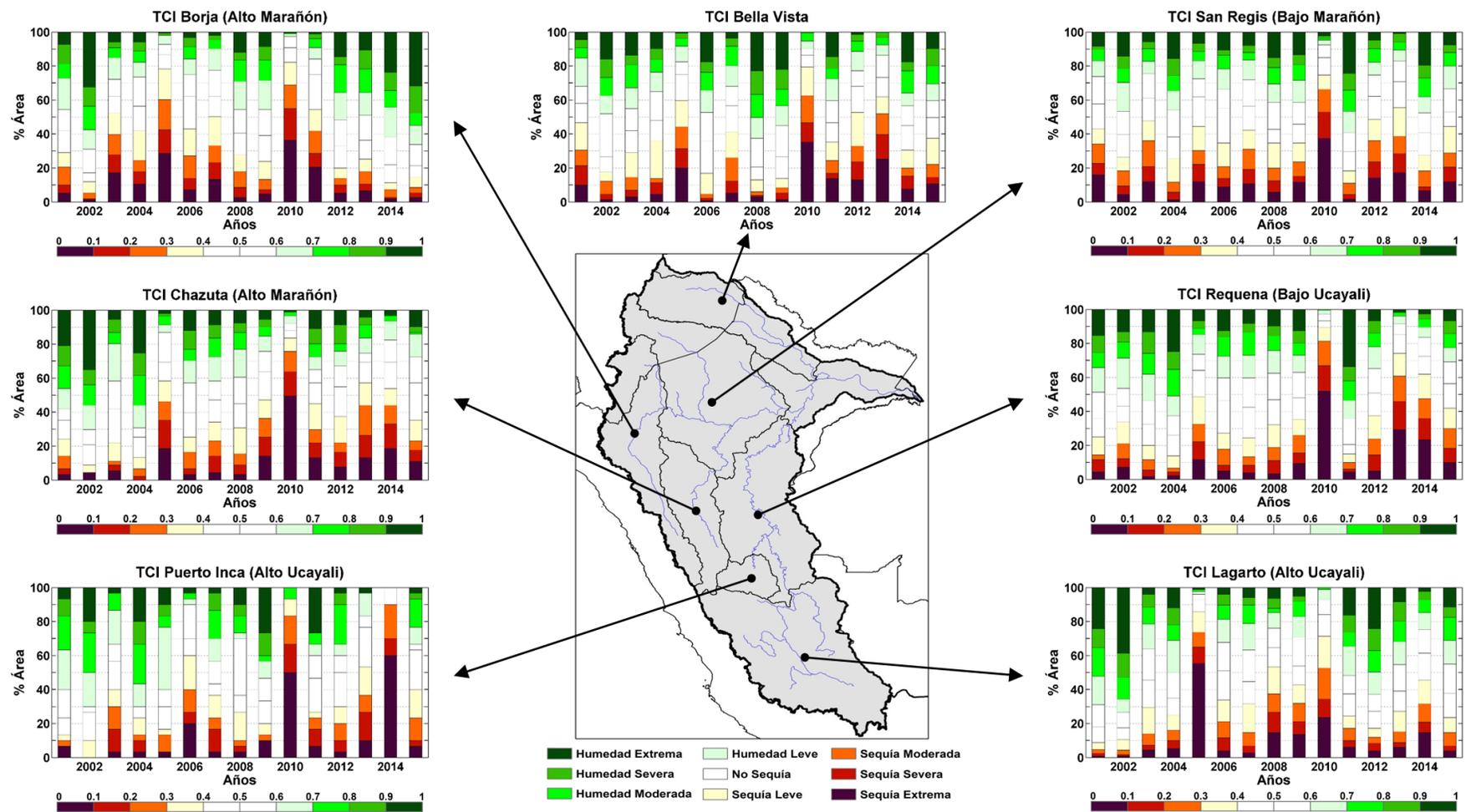


Figura 34: Variaciones interanuales a escala de sub-cuencas del Índice de Condición de Temperatura (TCI) para el periodo 2001-2015 respecto al porcentaje de área en condiciones de sequía y condiciones húmedas. Se evidencia sequías extremas durante los años 2005 y 2010.

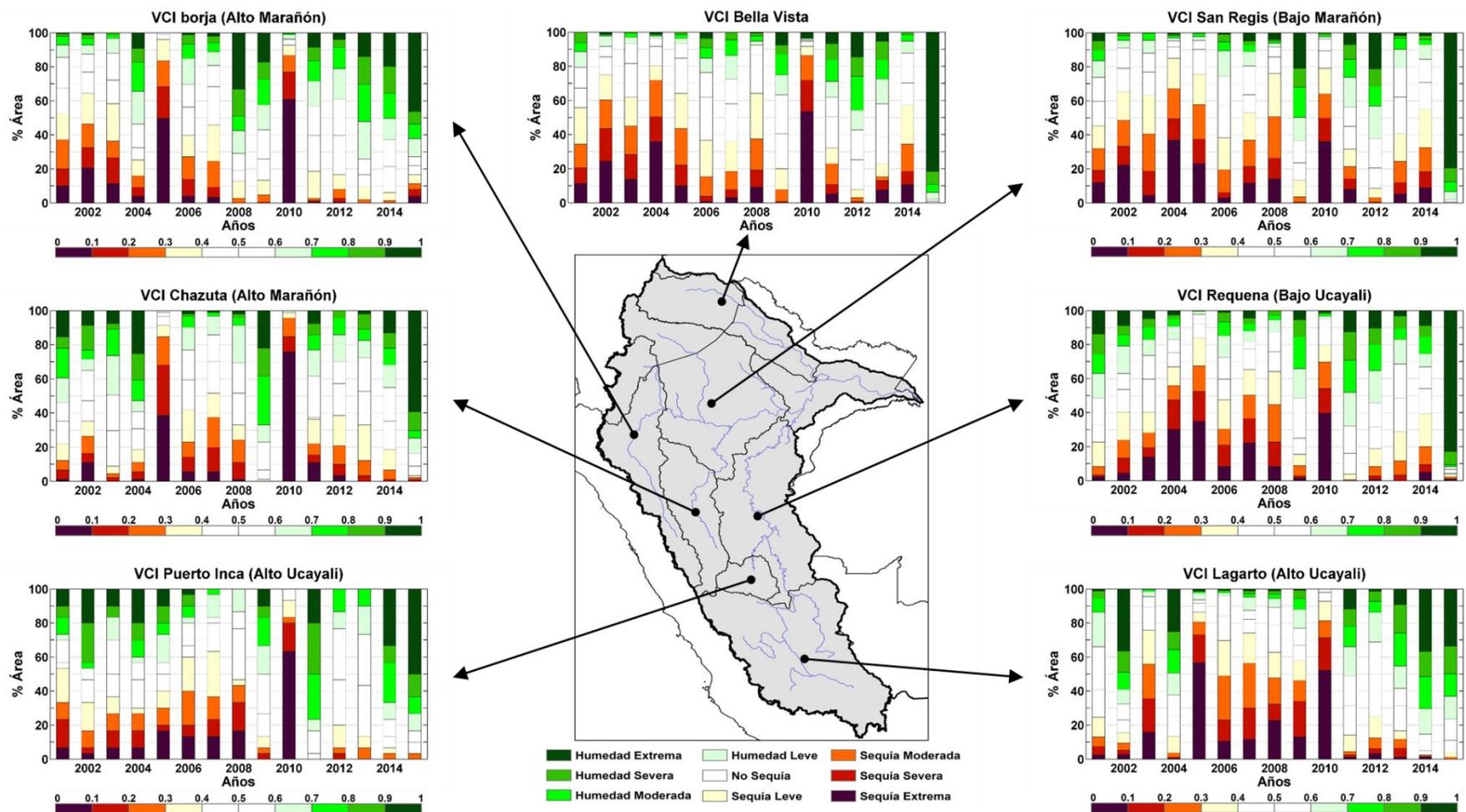


Figura 35: Variaciones interanuales a escala de sub-cuencas del Índice de Condición de Vegetación (VCI) para el periodo 2001-2015 respecto al porcentaje de área en condiciones de sequía y condiciones húmedas. Se evidencia sequías extremas durante los años 2005 y 2010.

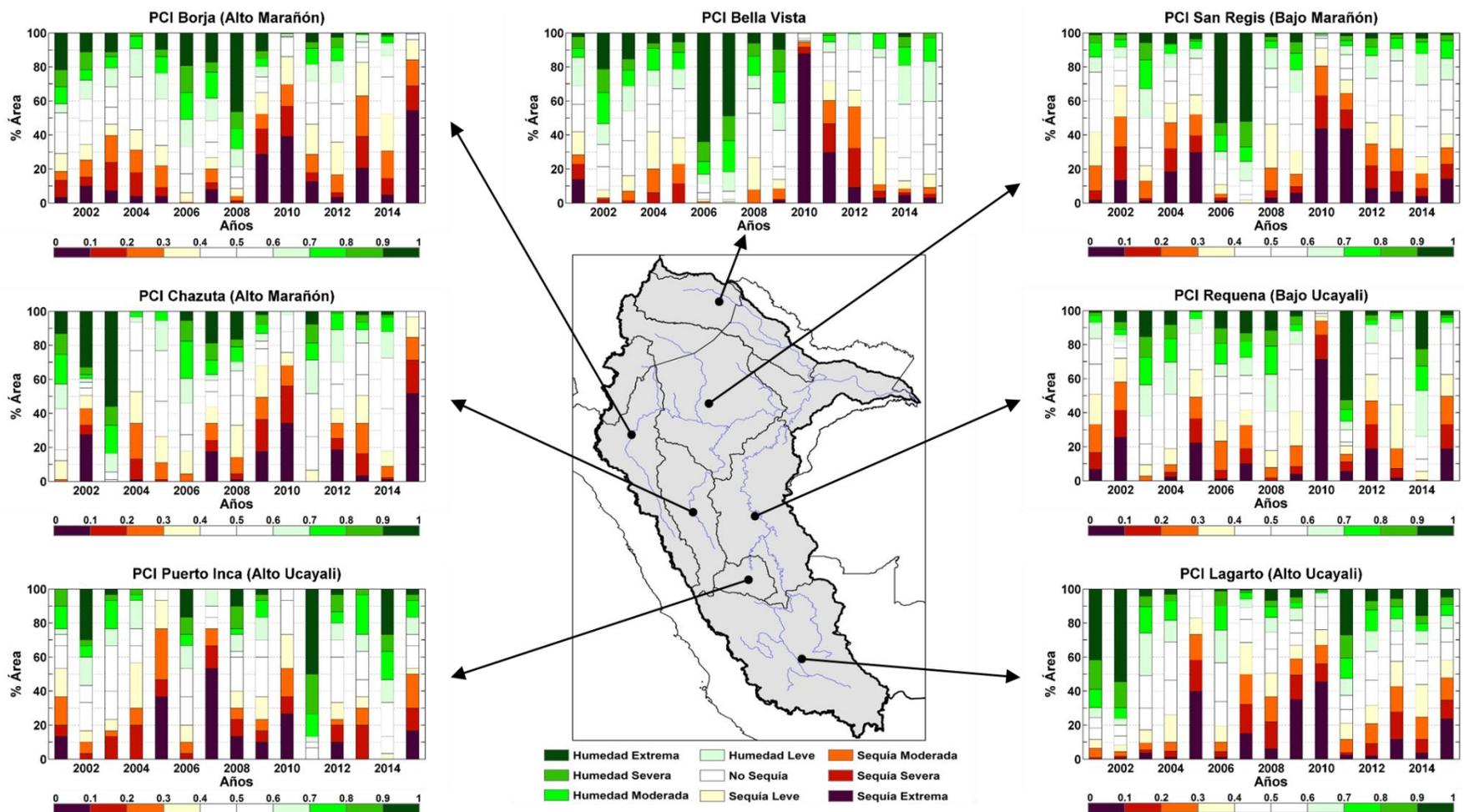


Figura 36: Variaciones interanuales a escala de sub-cuencas del Índice de Condición de Precipitación (PCI) para el periodo 2001-2015 respecto al porcentaje de área en condiciones de sequía y condiciones húmedas. Se evidencia sequías extremas durante los años 2005 y 2010.

Cuadro 4: Porcentaje de área con sequías extremas basadas en el TCI durante los años 2005 y 2010

Sub Cuencas	% AREA SEQUÍAS - TCI	
	Año 2005	Año 2010
Bella Vista	20.17	35.15
San Regis (Bajo Marañón)	12.32	38.1
Borja (Alto Marañón)	29.14	37.42
Chazuta (Huallaga)	18.98	49.95
Requena (Bajo Ucayali)	12.15	52.11
Puerto Inca (Alto Ucayali)	3.57	50.18
Lagarto (Alto Ucayali)	55.42	24.3

Cuadro 5: Porcentaje de área con sequías extremas basadas en el VCI durante los años 2005 y 2010

Sub Cuencas	% AREA SEQUÍAS - VCI	
	Año 2005	Año 2010
Bella Vista	10.11	52.62
San Regis (Bajo Marañón)	22.15	36.75
Borja (Alto Marañón)	49.58	61.23
Chazuta (Huallaga)	38.75	75.64
Requena (Bajo Ucayali)	35.18	40.17
Puerto Inca (Alto Ucayali)	17.86	63.15
Lagarto (Alto Ucayali)	57.62	52.51

Cuadro 6: Porcentaje de área con sequías extremas basadas en el PCI durante los años 2005 y 2010

Sub Cuencas	% AREA SEQUÍAS - PCI	
	Año 2005	Año 2010
Bella Vista	0.45	87.14
San Regis (Bajo Marañón)	30.15	43.89
Borja (Alto Marañón)	4.5	39.78
Chazuta (Huallaga)	0	34.65
Requena (Bajo Ucayali)	23.12	72.13
Puerto Inca (Alto Ucayali)	37.16	27.25
Lagarto (Alto Ucayali)	40.19	46.64

Se analizó el comportamiento interanual de las condiciones de vegetación a partir de la información de NDVI, pero considerando únicamente el periodo seco, comprendido entre los meses de agosto a octubre durante el 2001 a 2015.

En la Figura 37 se muestra un comparativo del comportamiento interanual de las condiciones de vegetación. Considerando el periodo de enero a diciembre (Figura 37A), es clara la disminución de la vegetación durante los años 2005 y 2010. Sin embargo, esta disminución es aún más notoria y severa si se considera únicamente comportamiento interanual del periodo de agosto a octubre (Figura 37B), siendo así, las sequías del 2010 aún más severas que la del 2005 en la vegetación. Esto quiere decir que las condiciones secas (sequías) en la vegetación no se presentan durante todo el año, sino que son más severos durante los meses de agosto a octubre.

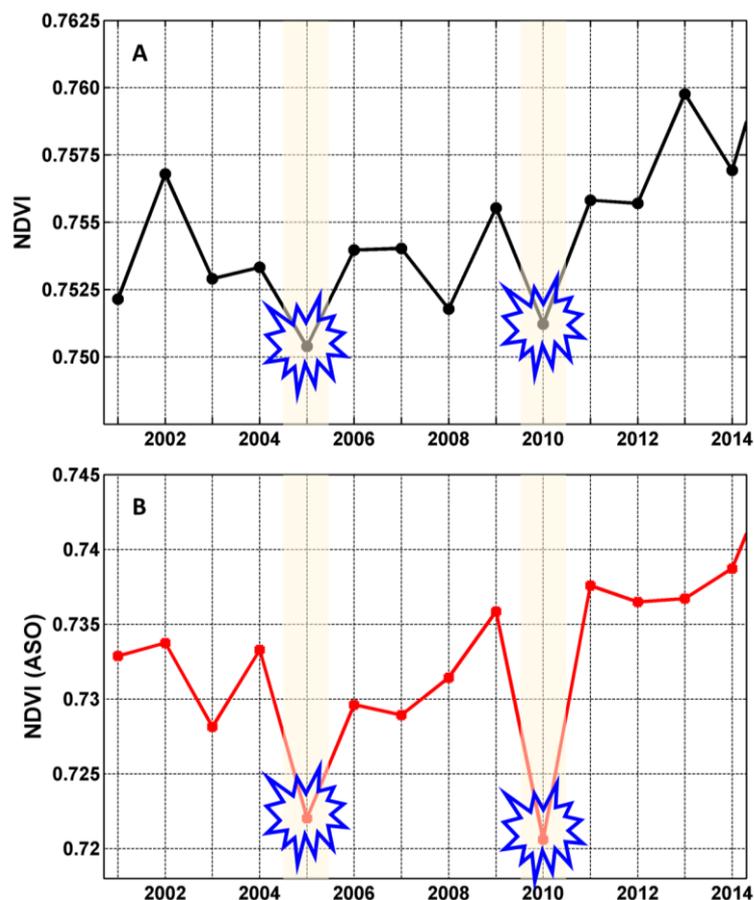


Figura 37: Variabilidad interanual de las condiciones de vegetación (NDVI) de enero a diciembre (A). Se considera para el periodo seco de agosto a octubre (B). Para ambos casos se identifican los años 2005 y 2010 como años de sequías extremas, siendo más severas durante la estación seca.

4.7. VARIABILIDAD INTERANUAL DE LAS ESTIMACIONES DE LLUVIA Y LA VEGETACIÓN

Identificando el periodo seco de la vegetación y evidenciando que las sequias tienen sus impactos directos sobre las mismas durante este periodo (agosto a octubre), se trató de identificar si las lluvias para la cuenca andino-amazónica explicarían las condiciones de disminución o incremento en la vegetación durante el periodo de agosto a octubre.

4.7.1. VARIABILIDAD INTERANUAL DE LAS LLUVIAS ESTIMADAS DE SENSORES REMOTOS (SR) Y OBSERVADOS (HOP)

Un análisis preliminar corresponde a un comparativo de la lluvia total estimada y observada durante el periodo de enero a septiembre, utilizando para ello información del TRMM y TRMM-RT (en tiempo real), además de información de precipitación observada y grillada del observatorio HYBAM (HOP).

En la Figura 38 se muestra el comparativo temporal de la lluvia acumulada a partir de datos de SR y observados para la cuenca del Marañón (Figura 38A), Ucayali (Figura 38B) y Tabatinga (Figura 38C) durante el periodo de enero a septiembre, en el que para todos los casos se observa que la información estimada por satélite sobreestima la precipitación respecto a los datos observados, siendo aún mayor para los datos TRMM-RT. Sin embargo, se encontró correlaciones significativas entre los diferentes datos para las diferentes cuencas analizadas.

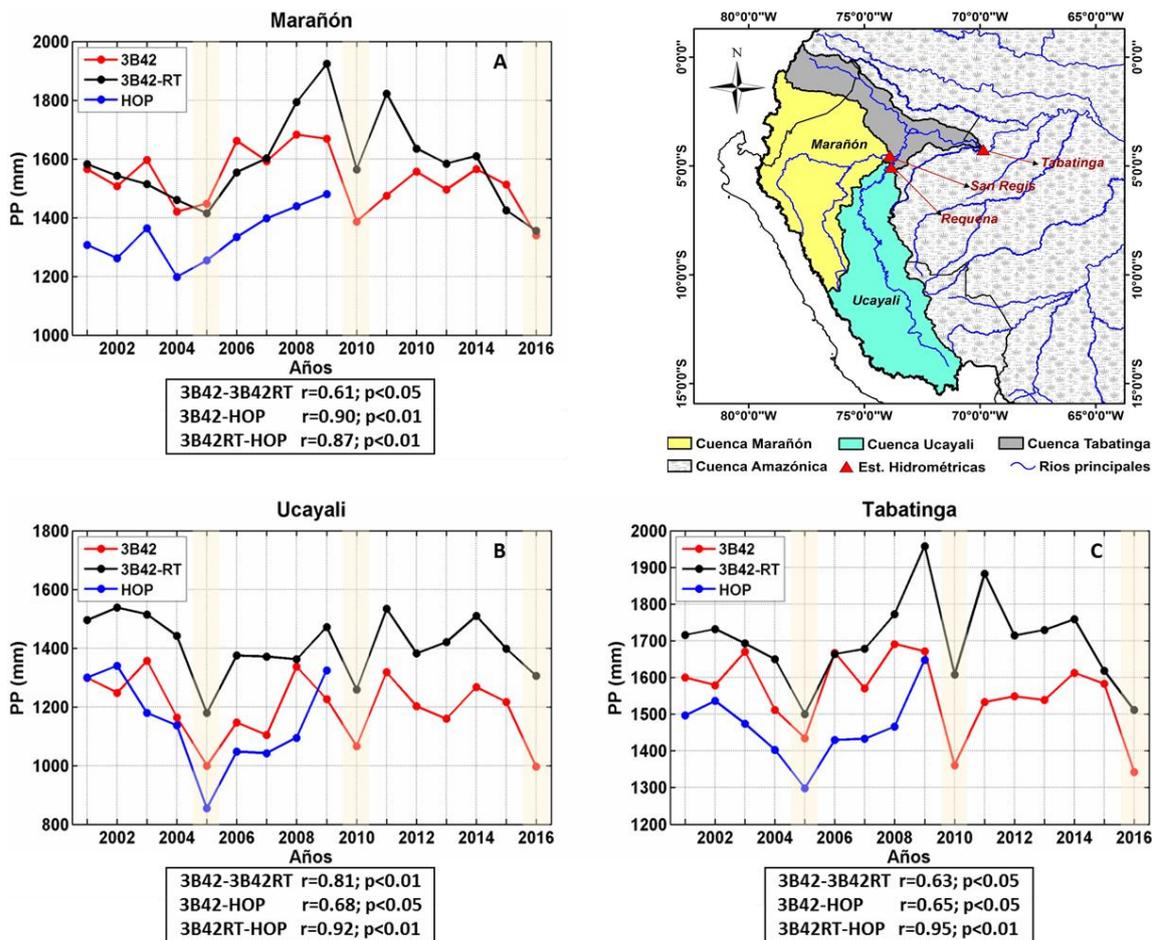


Figura 38: Relación entre la lluvia acumulada (Ene a Sep) de TRMM, TRMM-RT e HYBAM para la cuenca de Marañón (A), Ucayali (B) y Tabatinga (C) durante el 2001 a 2016 para datos TRMM y 2001 a 2009 para datos HOP.

4.7.2. RELACIÓN ENTRE LA LLUVIA ACUMULADA Y LA VEGETACIÓN

Se relacionó la cantidad de lluvia durante el periodo de enero a septiembre estimados por TRMM y las condiciones de vegetación del periodo seco para toda la cuenca de Tabatinga durante el periodo del 2001 a 2016. Se encontró que, la cantidad de lluvia no necesariamente explicaría ni sería determinante en las condiciones de vegetación en la cuenca andino-amazónica, tal como se muestra en la Figura 39. La relación no es significativa al 90 por ciento con un coeficiente de correlación de 0.34 entre ambas variables ($r=0.34$; $p<0.1$). Por ende, determinar un indicador de sequía relacionado a la vegetación basado en la cantidad o volúmenes de lluvia registrada durante un periodo dado, no sería el adecuado ya que las condiciones de vegetación no responden directamente a las cantidades de agua precipitada, habiendo procesos y mecanismos mucho

más complejos que condicionan las condiciones de vegetación como la disponibilidad y retención de agua en el sub suelo y la evapotranspiración (mecanismos fisiológicos de la vegetación ante situaciones de estrés hídrica).

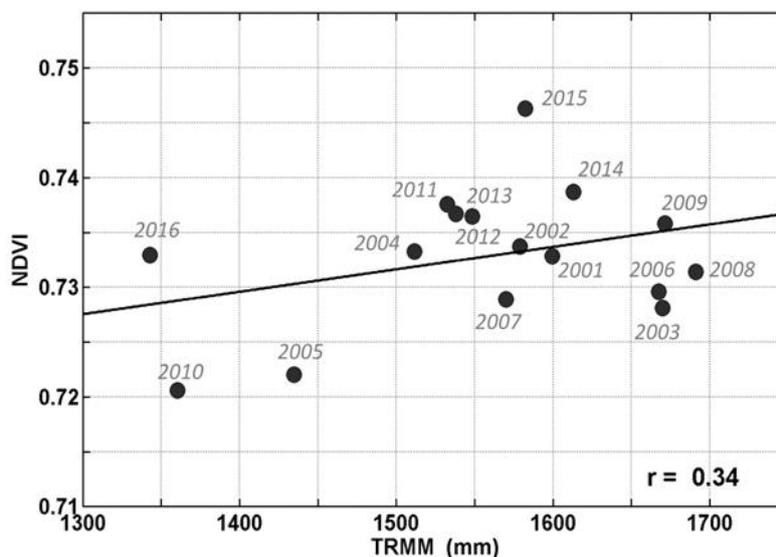


Figura 39: Diagrama de dispersión entre las lluvia acumulada TRMM 3B42 (periodo Ene a Sep) y las condiciones de vegetación (NDVI) del periodo seco (A-S-O) para toda la cuenca de Tabatinga. Periodo 2001-2016.

4.8. RELACIÓN ENTRE LA FRECUENCIA DE DÍAS SECOS (DDF) Y LA VEGETACIÓN

Un análisis realizado respecto al número de días secos (Frecuencia de Días Secos, DDF en inglés) a nivel de sub-cuencas, muestra que las condiciones de vegetación inferida mediante el NDVI, tiene una respuesta directa ante esta variable. Es decir, con un mayor número de días secos se esperarían impactos en las condiciones de vegetación.

La frecuencia de días secos (DDF) se define para esta investigación como el número de días con lluvias inferiores a 1 mm, 2 mm y 3 mm, considerando para todos los casos el periodo de enero a septiembre. El DDF es desarrollado y evaluado a partir de la información de la precipitación media diaria a nivel de cuenca.

4.8.1. DDFs A PARTIR DE DATOS OBSERVADOS HYBAM (HOP)

A partir de datos HOP (Hybam Observation Precipitation), datos observados y grillados proporcionados por el observatorio ORE-HYBAM, se determinaron y calcularon el número de días secos registrados durante los meses de enero a septiembre, considerando la información para el periodo común (2001-2009).

Considerando la precipitación diaria promedio por cuenca, se establecieron valores de número de días secos en cuenca con precipitaciones menores a 1 mm (DDF <1mm), número de días secos en cuenca con precipitaciones menores a 2 mm (DDF <2mm) y número de días secos en cuenca con precipitaciones menores a 3 mm (DDF <3mm) como umbrales para evaluar la respuesta de las condiciones de vegetación durante los meses de agosto a octubre (A-S-O, periodo seco de la vegetación).

Los resultados muestran que, para toda la cuenca de Tabatinga, la vegetación tiene una respuesta significativa ante el número de días secos calculados a partir de datos observados. Se determinó un $r=-0.86$ para DDF menores a 1 mm (Figura 40A), $r=-0.81$ para DDFs menores a 2 mm (Figura 40B) y una correlación $r=-0.84$ para DDF menores a 3mm (Figura 40C).

Se realizó un análisis por sub-cuencas para evaluar la respuesta de la vegetación respecto a los DDFs calculados con datos HOP considerando los diferentes umbrales establecidos (1mm, 2mm y 3 mm). En general la respuesta de la vegetación por sub-cuenca a los DDF de datos HOP es bastante alta para todos los umbrales establecidos. Sin embargo, las mejores correlaciones y más significativas corresponden a los DDFs < a 1mm, siendo mejores para la cuenca del Ucayali y todo Tabatinga (Figura 41).

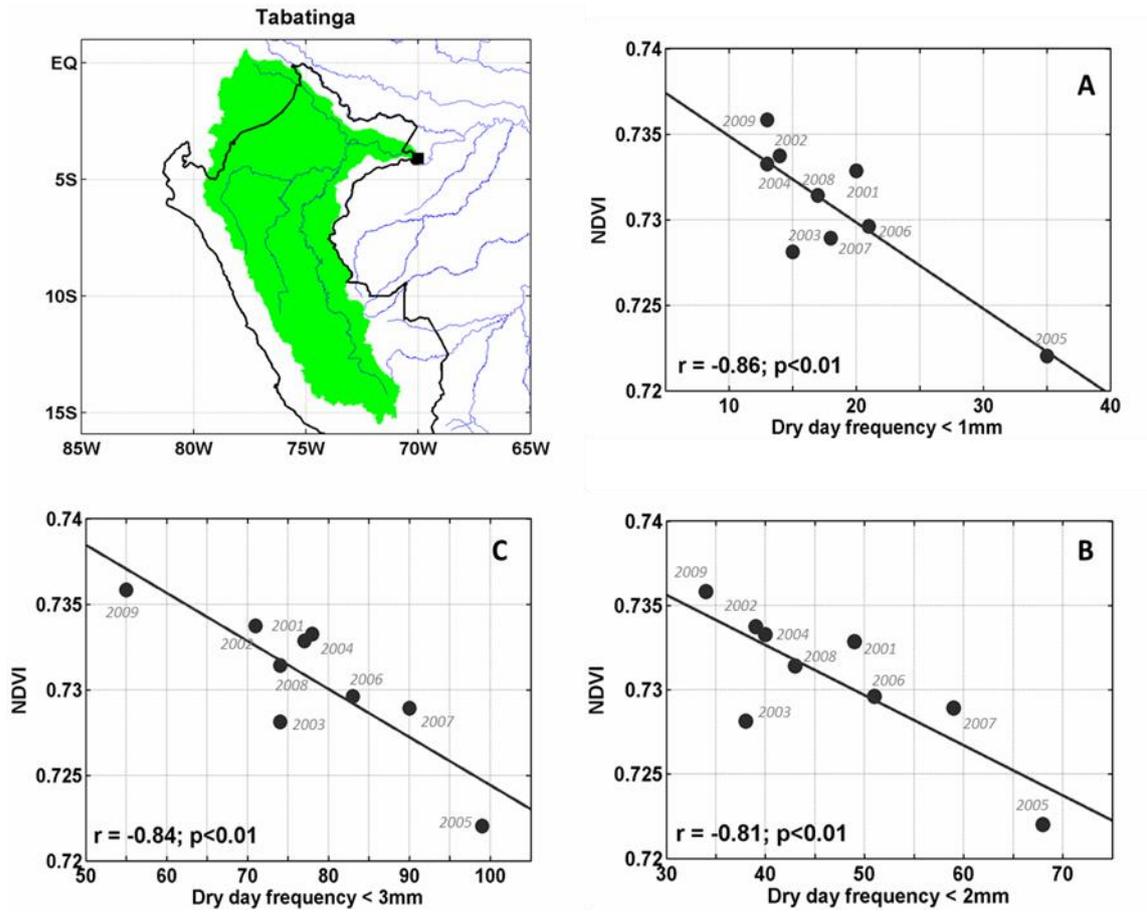


Figura 40: Correlación entre el NDVI (A-S-O) y la Frecuencia de Días secos (DDFs HOP) menores a 1mm (A), menores a 2mm (B) y menores a 3mm (C), obtenidos a partir de datos HOP para todo Tabatinga.

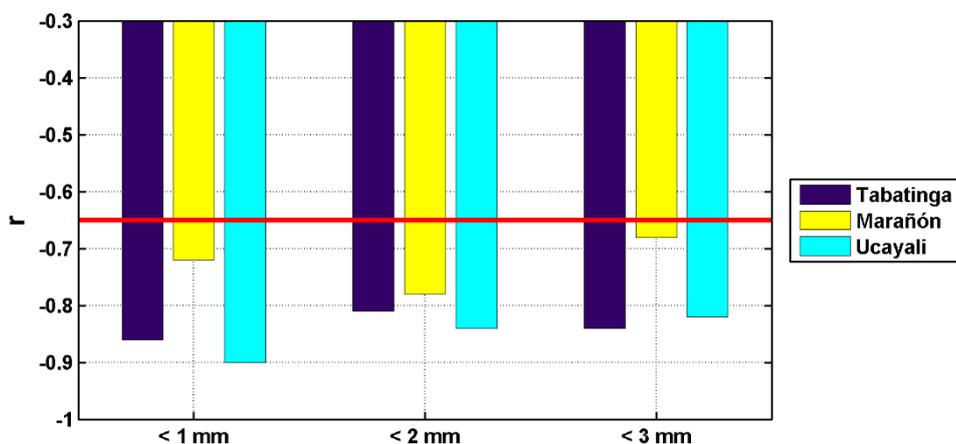


Figura 41: Correlación entre el NDVI (A-S-O) y Frecuencia de Días secos (DDFs HOP) menores a 1mm, 2mm y 3mm a escala de sub-cuencas (Tabatinga, Marañón y Ucayali). La línea roja representa el valor de r crítico al 95 por ciento de significancia.

4.8.2. DDFs A PARTIR DE DATOS TRMM 3B42

A partir de las estimaciones de lluvia diaria del producto TRMM 3B42 se determinaron y calcularon el número de días secos registrados durante los meses de enero a septiembre, considerando la información desde el 2001 a 2015.

Caso similar a los datos HOP, se determinaron valores de número de días secos con precipitaciones menores a 1 mm (HOP DDF <1mm), número de días secos con precipitaciones menores a 2 mm (HOP DDF <1mm) y número de días secos con precipitaciones menores a 3 mm (HOP DDF <3mm) como umbrales para evaluar la respuesta de las condiciones de vegetación durante los meses de agosto a octubre (A-S- O). Los resultados de este análisis, al igual que los datos HOP muestran que para toda la cuenca de Tabatinga la vegetación tiene una respuesta significativa ante el número de días secos tal como se muestra en la Figura 42, con un $r=-0.75$ para los DDF menores a 1 mm (Figura 42A), $r=-0.65$ para DDFs menores a 2 mm (Figura 42B) y una correlación $r=-0.54$ para los DDF menores a 3mm (Figura 42C). Sin embargo, estas correlaciones en general no se comparan a las obtenidas con los datos HOP, siendo estas últimas mucho más significativas.

Se realizó un análisis por sub-cuencas para evaluar la respuesta de la vegetación respecto a los DDFs, encontrando así las correlaciones más significativas para los DDFs con precipitaciones menores a 1 mm (DDF < 1mm), siendo aún mejores para la cuenca del Marañón y todo Tabatinga (Figura 43).

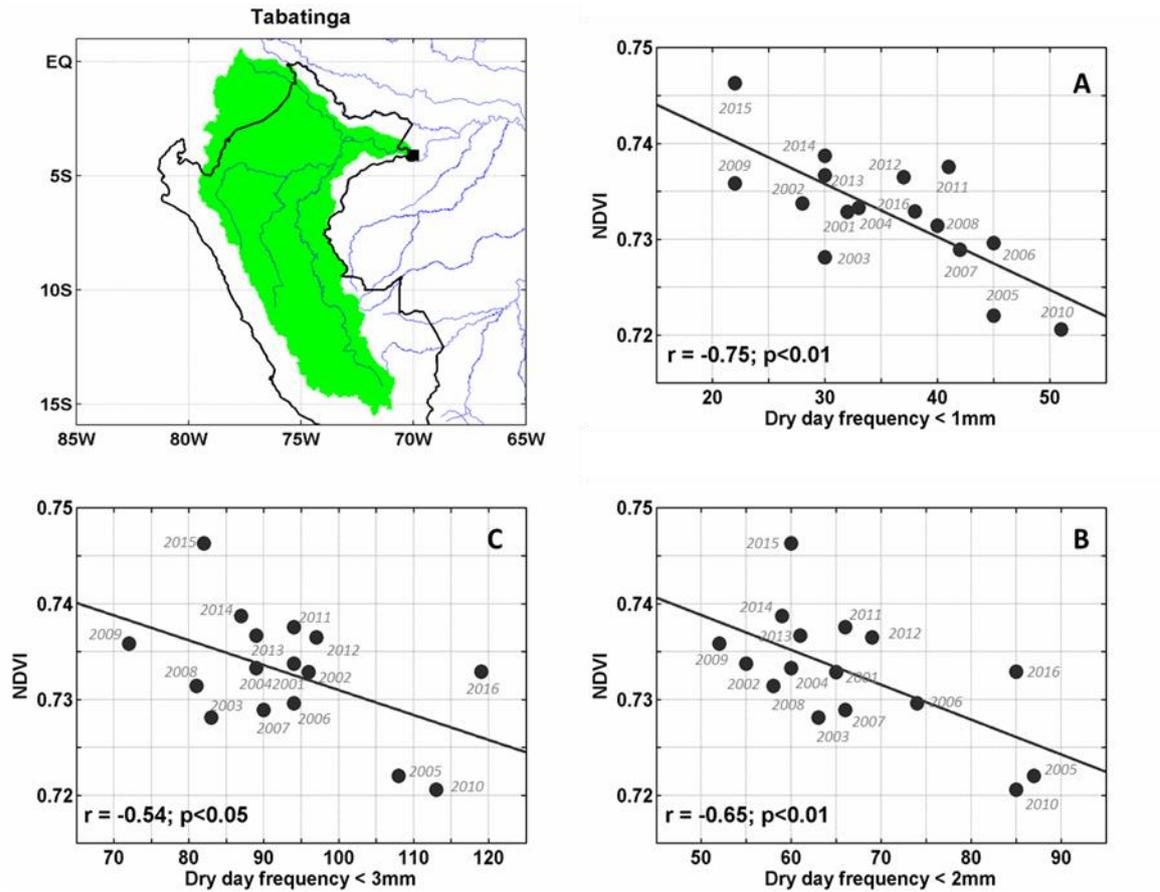


Figura 42: Correlación entre el NDVI (A-S-O) y Frecuencia de Días secos (DDFs) menores a 1mm (A), menores a 2mm (B) y menores a 3mm (C), obtenidos a partir de datos TRMM 3B42 para todo Tabatinga.

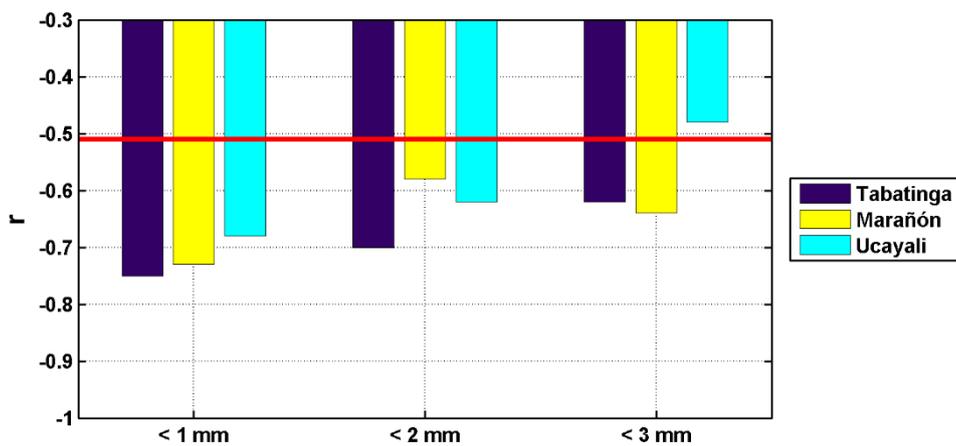


Figura 43: Correlación entre el NDVI (A-S-O) y Frecuencia de Días secos (DDFs) menores a 1mm, 2mm y 3mm a escala de sub-cuencas (Tabatinga, Marañón y Ucayali). La línea roja representa el valor de r crítico al 95 por ciento de significancia.

4.8.3. DDFs A PARTIR DE DATOS TRMM 3B42-RT (EN TIEMPO REAL)

Teniendo en cuenta los anteriores análisis respecto a DDFs, y encontrando correlaciones significativas utilizando datos HOP y TRMM, a partir de datos diarios RT se calcularon el número de días secos registrados durante los meses de enero a septiembre, considerando la información para el periodo común del 2001 a 2005 y evaluar su utilidad como un indicador para el monitoreo. Esta información resulta atractiva ya que es proporcionada en tiempo real y permitiría un monitoreo continuo.

Se evaluaron los números de días secos con precipitaciones menores a 1 mm (DDF RT <1mm), menores a 2 mm (DDF RT <2mm) y menores a 3 mm (DDF RT <3mm) como umbrales para evaluar la respuesta de las condiciones de vegetación durante los meses del periodo seco.

En la Figura 44 se muestra la relación entre los DDFs y los valores de NDVI para toda la cuenca de Tabatinga, en el que la vegetación tiene una respuesta significativa ante el número de días secos calculados a partir de datos RT, con un $r=-0.68$ para los DDF menores a 1 mm (Figura 44A), $r=-0.53$ para DDFs menores a 2 mm (Figura 44B) y una correlación $r=-0.40$ para los DDF menores a 3mm (Figura 44C).

Como en los casos anteriores, se realizó un análisis por sub-cuencas para evaluar la respuesta de la vegetación respecto a los DDFs en tiempo real (RT), encontrando correlaciones más significativas para los DDFs con precipitaciones menores a 1 mm (DDF < 1mm), siendo mejores para la cuenca del Maraón y todo Tabatinga (Figura 45).

A diferencia de la relación conseguida con HOP y TRMM, 3B42-RT muestra correlaciones más significativas en las cuencas de Maraón y Tabatinga.

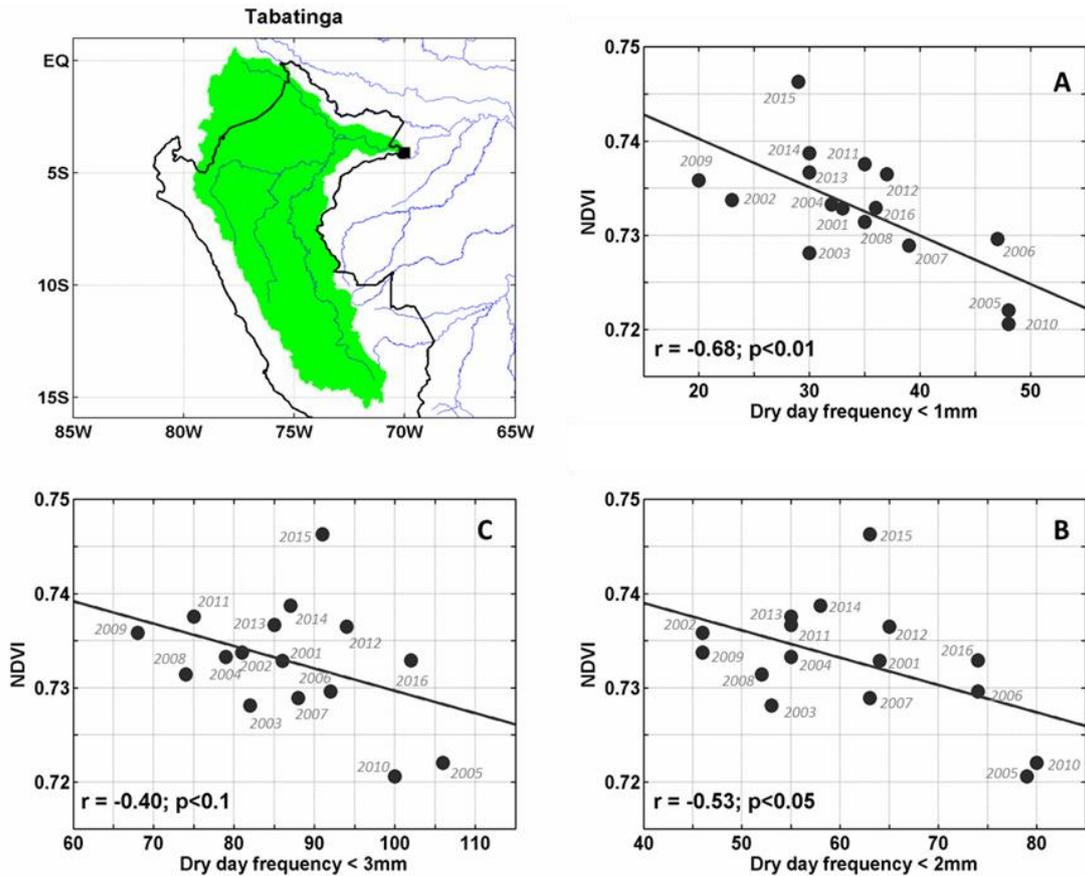


Figura 44: Correlación entre el NDVI (A-S-O) y Frecuencia de Días secos RT (DDFs RT) menores a 1mm (A), menores a 2mm (B) y menores a 3mm (C), obtenidos a partir de datos TRMM 3B42-RT para todo Tabatinga.

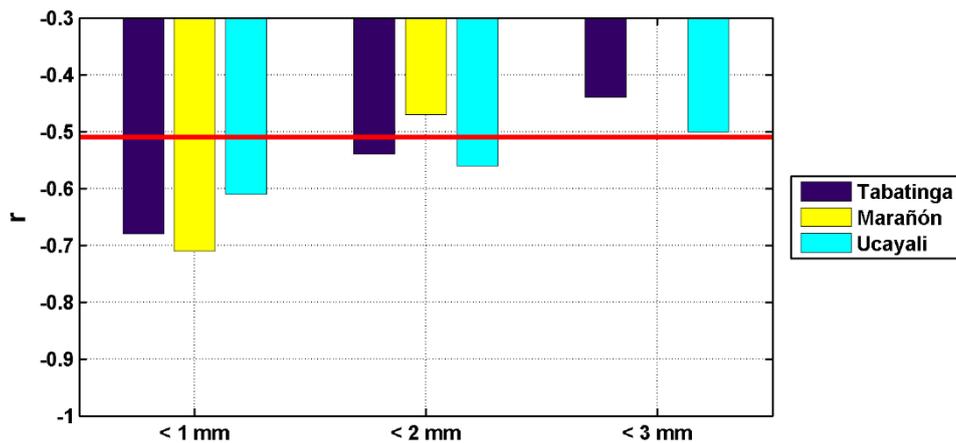


Figura 45: Correlación entre el NDVI (A-S-O) y Frecuencia de Días secos (DDFs RT) menores a 1mm, 2mm y 3mm a escala de sub-cuencas (Tabatinga, Marañón y Ucayali). La línea roja representa el valor de r crítico al 95 por ciento de significancia.

4.9. COMPARACIÓN DE LA FRECUENCIA DE DÍAS SECOS CON DIFERENTES BASES DE DATOS

Se realizó una comparación temporal de la Frecuencia de Días Secos (DDF) para las cuencas de Marañón, Ucayali y Tabatinga, considerando el periodo de enero a septiembre durante los años 2001 a 2016 para los datos TRMM 3B42 y 3B42-RT, y los años 2001 a 2009 para datos HOP. El umbral de días secos es equivalente a precipitaciones $< 1\text{mm}$.

El resultado se muestra en la Figura 46, en el que para la cuenca de Marañón (Figura 46A), las series resultan coherentes entre el número de días secos calculados a partir de datos 3B42 y 3B42-RT, siendo estos valores sobre estimados respecto al número de días secos de los datos HOP. Sin embargo, las correlaciones entre los diferentes DDFs son significativas.

Respecto al número de días secos para la cuenca de Ucayali (Figura 46B), los valores calculados para los datos 3B42, 3B42-RT y datos HOP resultan coherentes ya que las correlaciones son significativas y superiores a 0.80.

Respecto al número de días secos para la cuenca de Tabatinga (Figura 46C), un panorama similar que para la cuenca de Marañón. Las series resultan coherentes y con correlaciones altas entre el número de días secos calculados a partir de datos 3B42 y 3B42-RT, y sobre estimado respecto al número de días secos calculados con los datos HOP.

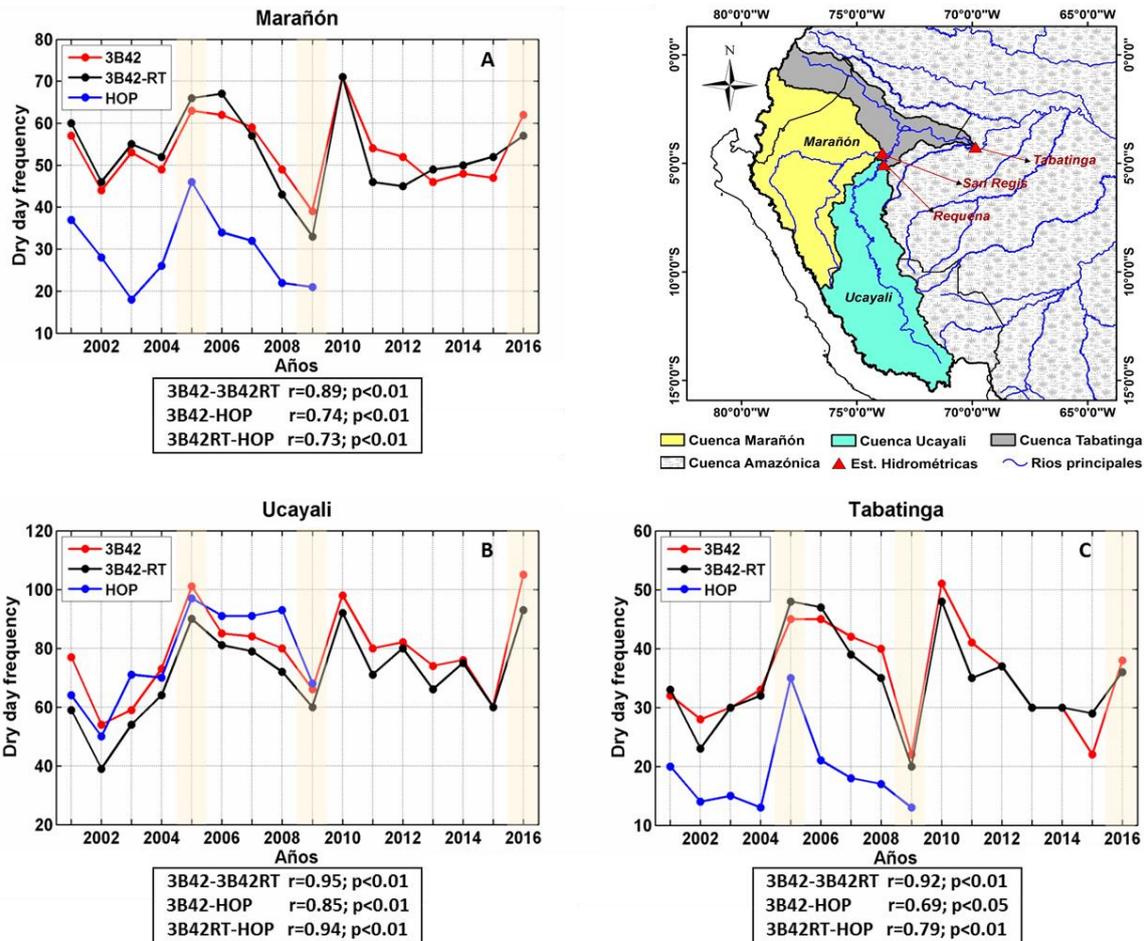


Figura 46: Relación entre la Frecuencia de Días Secos (Ene a Sep) 3B42, 3B42-RT e HYBAM para la cuenca de Marañón (A), Ucayali (B) y Tabatinga (C). Periodo 2001-2016 para datos TRMM, y 2001-2009 para datos HOP.

A partir de los análisis previos, se realizó una correlación espacial por punto de grilla de los datos interanuales de NDVI durante el periodo seco respecto a los DDFs con precipitaciones menores a 1mm. Mostrando en general que existen correlaciones significativas al 95 por ciento a nivel de toda la cuenca andino-amazónica, prioritariamente al sur de los 6°S (Figura 47).

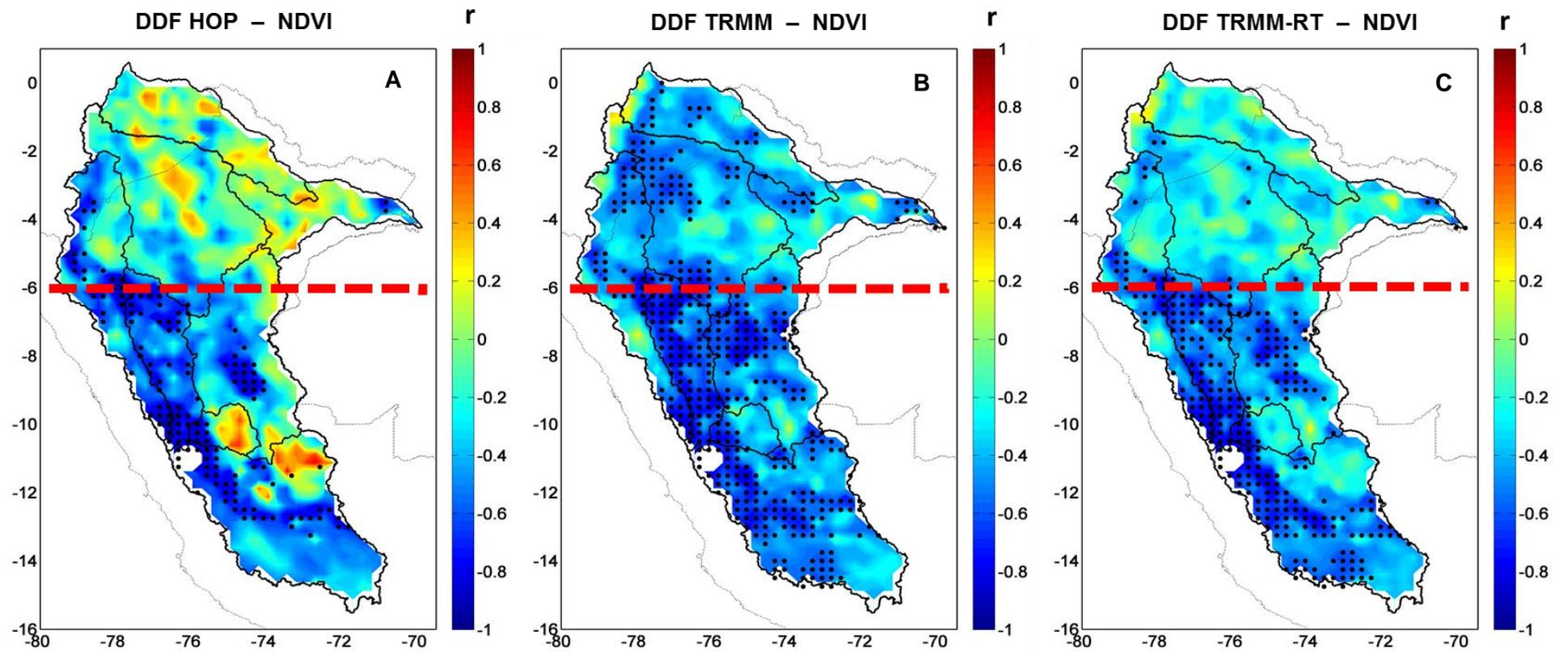


Figura 47: Correlación por punto de grilla entre valores de NDVI y serie DDFs de datos HOP (A), TRMM 3B42 (B) y 3B42-RT (C). Los puntos localizan correlaciones significativas al 95 por ciento. La línea roja indica el límite a los 6°S.

4.10. FRECUENCIA DE DÍAS SECOS PARA EL MONITOREO DE SEQUÍAS Y SUS IMPACTOS

Teniendo en consideración que las condiciones de vegetación responden adecuadamente las frecuencias de días secos (a mayor número de días secos, disminución en las condiciones de vegetación), a partir de datos RT se determinó el comportamiento espacial de DDFs durante los años 2005, 2010 y 2016. Analizar el comportamiento de la frecuencia de días secos de los años 2005, 2010 y 2016 es importante ya que durante esos años se presentaron sequías extremas, las del 2010 y 2016 relacionadas al evento El Niño central.

En la Figura 48 se muestra la climatología del número de días secos (2001-2015) (Figura 48A), los días secos de los años 2005 (Figura 48B), 2010 (Figura 48C) y 2016 (Figura 48D) en la cuenca Amazónica. Se evidencia las condiciones secas de los años 2005 y 2010. Un mayor número de días secos se presentaron en el alto Maraón durante el 2016.

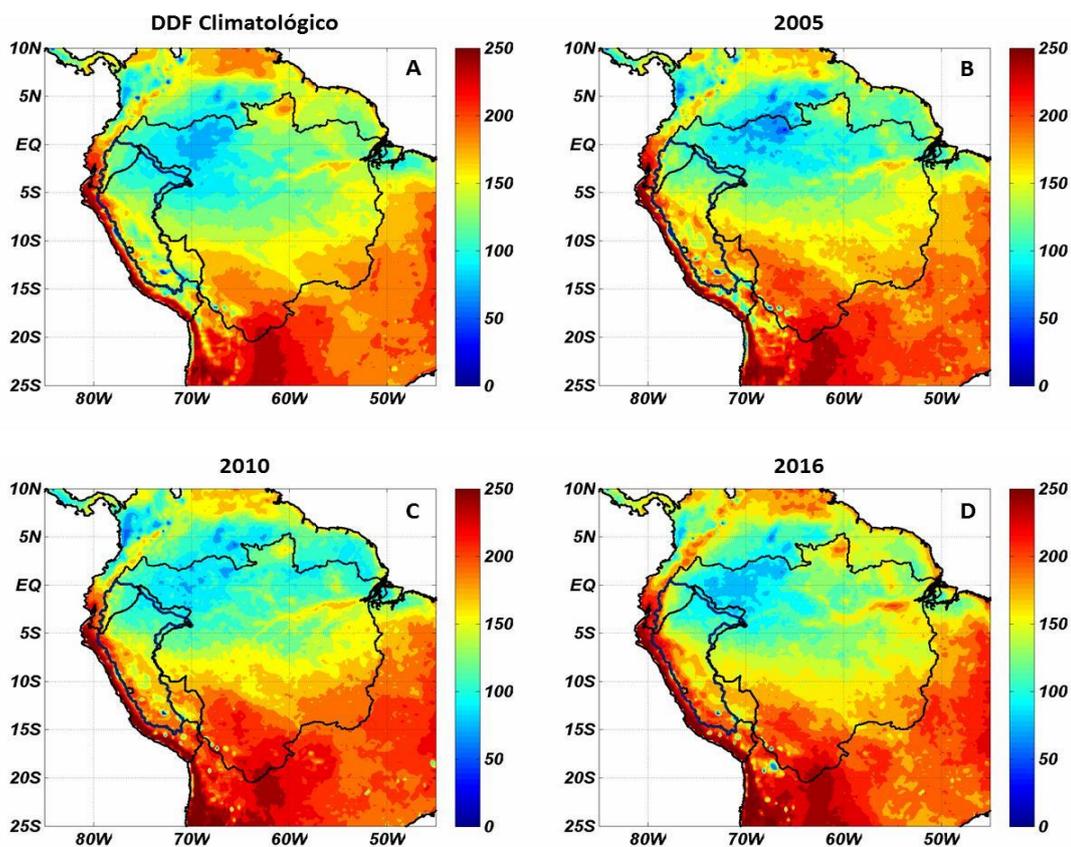


Figura 48: Dinámica espacial de la Frecuencia de Días Secos (en días) para toda la cuenca amazónica, considerando el periodo de 01 de enero hasta el 30 de septiembre para los años 2005 (B), 2010 (C) y 2016 (D). El promedio climatológico de DDFs se muestra (A).

En la Figura 49 se muestra el número de días secos climatológico (2001-2015) (Figura 49A) y las anomalías de número de días secos de los años 2005 (Figura 49B), 2010 (Figura 49C) y 2016 (Figura 49D). Se presentaron un mayor número de días secos respecto a la normal durante el 2016, aunque no tan elevados como los años extremos 2005 y 2010.

Durante el 2016, en la región de alto Marañón se presentaron anomalías positivas y muy intensas de DDF lo que resulta coherente con la ocurrencia de incendios forestales de grandes magnitudes.

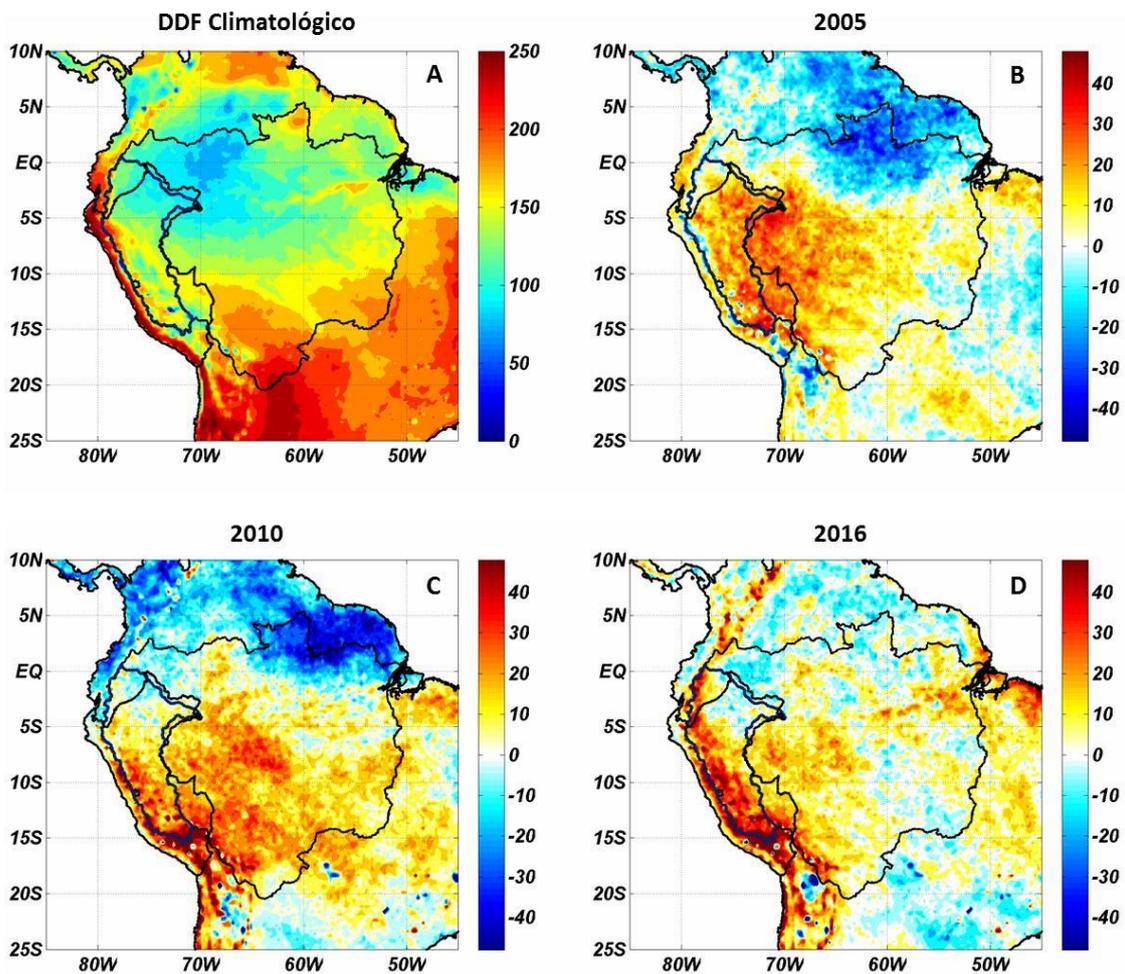


Figura 49: Anomalías de la Frecuencia de Días Secos (en días) para toda la cuenca Amazónica considerando el periodo de 01 de enero hasta el 30 de septiembre, para los años 2005 (B), 2010 (C) y 2016 (D). El promedio climatológico de DDFs se muestra (A).

En las Figuras 50, 51 y 52 se presentan la evolución temporal de la frecuencia de días secos (DDF) calculados con información TRMM en tiempo real para las cuencas de Tabatinga, Marañón y Ucayali, respectivamente. Se establecen umbrales de DDF máximo y mínimo durante el periodo. Además de un comparativo de la evolución de los DDF del 2016 respecto al 2005 y 2010. Mayor número de días secos se ven reflejados en la cuenca de Ucayali con valores similares al de los años 2005 y 2010.

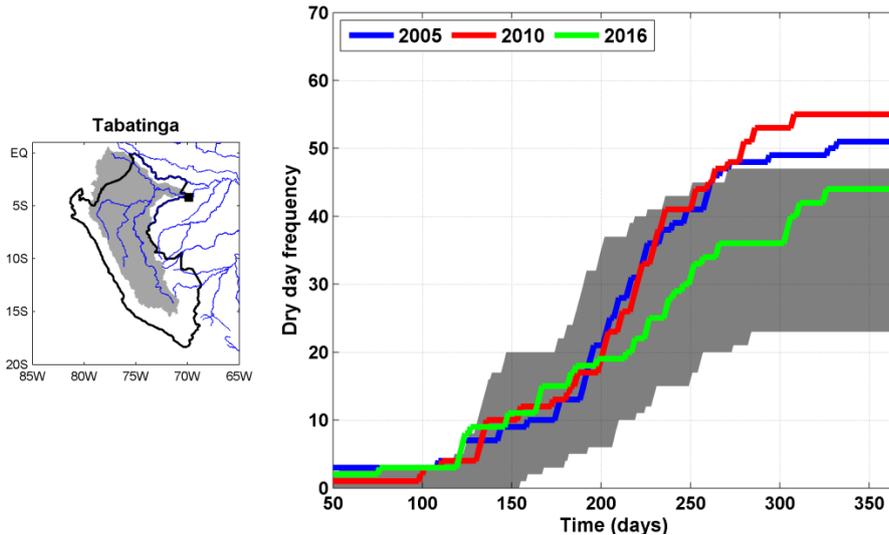


Figura 50: Evolución temporal del número de días secos (DDF) para la cuenca del Amazonas (Tabatinga). En gris se muestra los umbrales máximo y mínimo, línea azul muestra el comportamiento durante el 2005, en rojo para el 2010 y en verde para el 2016.

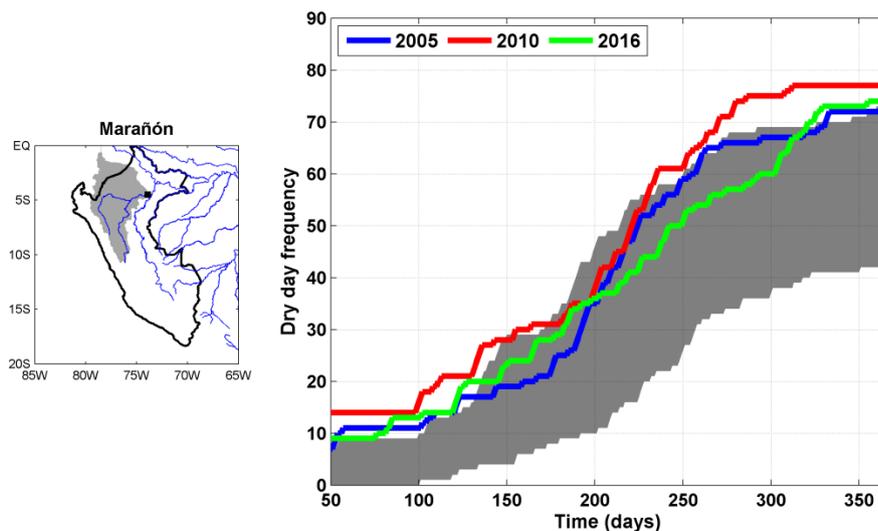


Figura 51: Evolución temporal y monitoreo del número de días secos (DDF) para la cuenca de Marañón (San Regis). En gris se muestra los umbrales máximo y mínimo, línea azul muestra el comportamiento durante el 2005, en rojo para el 2010 y en verde para el 2016.

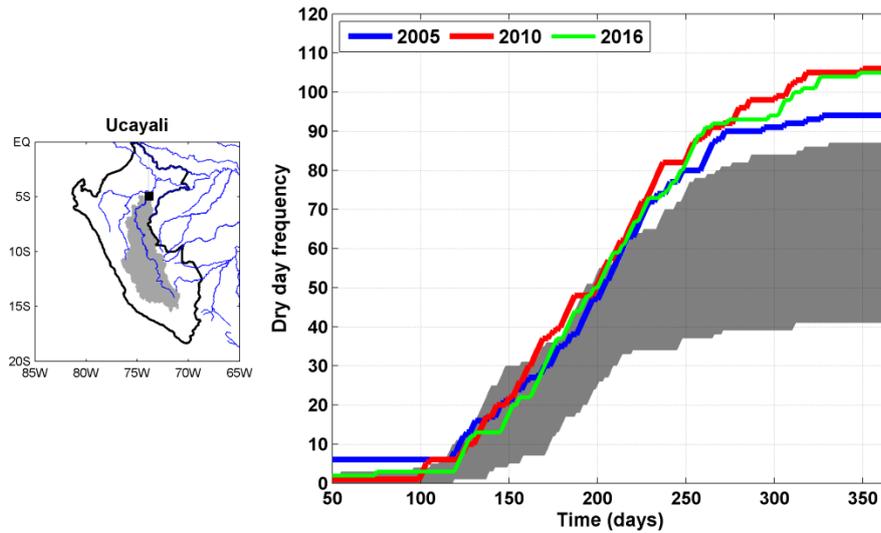


Figura 52: Evolución temporal y monitoreo del número de días secos (DDF) para la cuenca de Ucayali (Requena). En gris se muestra los umbrales máximo y mínimo, línea azul muestra el comportamiento durante el 2005, en rojo para el 2010 y en verde para el 2016.

El monitoreo de la evolución de la frecuencia de días secos (DDF) resulta práctico para inferir sobre posibles impactos en las condiciones de vegetación e incendios forestales, para ello utilizando herramientas e información en tiempo real.

V. CONCLUSIONES

En la cuenca Amazónica se han evidenciado y documentado la ocurrencia de sequías extremas durante los últimos años con severos impactos en los recursos naturales y el bosque amazónico principalmente. Este escenario ha generado en consecuencia, problemas en los ámbitos económicos, sociales y medio ambientales.

Mediante la presente investigación se pudo concluir que basados en datos provenientes de sensoramiento remoto, los años 2005 y 2010 fueron años de sequías extremas con valores de temperatura de superficie de suelo (LST) por encima de lo normal, déficit en las precipitaciones y disminución en las condiciones de vegetación (NDVI). Analizando las lluvias y la vegetación del periodo seco, se concluye que la vegetación en la Amazonía peruana no responde directamente a la cantidad de lluvia, sino a la extensión del periodo seco. Es decir, las condiciones de la vegetación dependerán mayoritariamente a la frecuencia de días sin lluvia. Este análisis permitió desarrollar un indicador (Frecuencia de Días Secos - DDF, por sus siglas en inglés) para el monitoreo de sequías y la previsión de sus impactos en la vegetación.

El desarrollo de esta investigación se organizó en cinco objetivos específicos, cuyas conclusiones son las siguientes:

Análisis de la variabilidad espacial de la temperatura de superficie de suelo, vegetación y precipitación en la cuenca andino-amazónica considerando el periodo 2001 - 2016 mediante sensoramiento remoto

Se pudo caracterizar los contrastes existentes en el comportamiento de la temperatura de superficie de suelo (LST), la vegetación (NDVI) y las precipitaciones en la región andina (por encima de los 500 m.s.n.m.) y región amazónica (por debajo de los 500 m.s.n.m.) del área de estudio.

Respecto a LST, se observó que la región amazónica (<500m) presenta temperaturas uniformes que varían de los 296 a 300 K. En los Andes (> 500m) se observan valores con una marcada estacionalidad, con valores que oscilan entre los 290 a 298 K. En la vegetación, condiciones más uniformes se concentran en regiones por debajo de los 500m de altitud (bosque amazónico), alcanzando valores superiores a 0.8 de NDVI. En la región andina, la vegetación muestra una fuerte estacionalidad con valores bajos de NDVI de 0.58 durante los meses de agosto a octubre y de 0.7 durante los meses de enero a abril principalmente. En la precipitación, el producto satelital TRMM 3B42 v7 muestra que en la región amazónica los valores de precipitación estimada varían desde los 150 a 350 mm/mes. En los Andes, los valores varían de 50 a 250mm/mes respectivamente. Estos valores son coherentes a los encontrados en la literatura científica usando datos observacionales (Espinoza et al., 2009a, 2015; Lavado et al., 2012).

Caracterización de los regímenes anuales del comportamiento de la temperatura de superficie de suelo, vegetación y precipitación para el área de estudio y a nivel de las principales sub-cuencas de la vertiente amazónica

El ciclo anual de la temperatura de superficie de suelo (LST) en la cuenca andino amazónica, tiene un comportamiento estacional con un coeficiente de variabilidad de 0.58 por ciento (CV = 0.58%). Valores de temperatura de hasta 296 K se registran durante los meses de febrero a mayo (FMAM) y temperaturas superiores a los 300 K durante los meses de septiembre a noviembre (SON) principalmente. La vegetación muestra un mayor contraste estacional con un coeficiente de variabilidad de 2.58 por ciento (CV = 2.58%). Se diferencian los meses secos y húmedos, encontrando valores de NDVI de 0.76 durante los meses de enero a abril (EFMA) y de 0.72 durante los meses de agosto a octubre (ASO)

Mediante un análisis de las variables a nivel de las principales sub-cuencas del área de estudio: Bella Vista (Napo), San Regis (Bajo Marañón), Requena (Bajo Ucayali), Borja (Alto Marañón), Chazuta (Huallaga), Puerto Inca (Alto Ucayali) y Lagarto (Alto Ucayali), se concluye que la temperatura superficial presenta un coeficiente de variabilidad por debajo de los 0.40 por ciento (CV < 0.40%) en cuencas predominantemente amazónicas (Bella Vista, San Regis y Requena). En cuencas predominantemente andinas (Borja, Huallaga, Puerto Inca y Lagarto), el comportamiento de la LST es predominantemente

estacional, con un coeficiente de variabilidad superior a los 0.40 por ciento ($CV > 0.40\%$). Respecto a la vegetación, se determinó una débil estacionalidad con un coeficiente de variabilidad inferior a los 0.70 por ciento ($CV < 0.70\%$) en cuencas predominantemente amazónicas, cuyos valores de NDVI superan los 0.8. En cuencas andinas, el comportamiento de la vegetación muestra una marcada estacionalidad con un coeficiente de variabilidad superior a 0.80 por ciento ($CV > 0.80\%$).

Desarrollo de índices de sequía basados en sensoramiento remoto para evaluar los impactos de las sequías en la cuenca amazónica peruana y a nivel de las principales sub-cuencas durante el periodo 2001 – 2016

Los años de sequía extrema 2005 y 2010 fueron años caracterizados por un incremento notable en la temperatura de superficie, una clara disminución en las condiciones de vegetación y disminución de la precipitación. Ello resulta coherente con las condiciones hidroclimáticas reportadas en Espinoza et al. (2011) respecto a la ocurrencia de sequías extremas durante esos años.

Las anomalías interanuales de las variables evidencian una asociación negativa entre LST y la precipitación. Es decir, un déficit de precipitaciones involucra condiciones térmicas superiores a la normal en la superficie de suelo ($r = -0.40$, no significativo). Respecto a la relación entre las anomalías de NDVI y LST se ha encontrado una relación significativa y negativa entre las condiciones vegetativas y la temperatura ($r = -0.79$; $p < 0.01$). Es decir, anomalías positivas de LST corresponden a anomalías negativas de NDVI. La relación entre las anomalías de precipitación y NDVI no es clara ($r = 0.12$), evidenciando que la vegetación no dependería directamente de la cantidad de lluvia.

El desarrollo de índices en base a LST (Índice de Condición de Temperatura - TCI), NDVI (Índice de Condición de Vegetación - VCI) y precipitación (Índice de Condición de Precipitación - PCI) permitió determinar patrones espaciales de las condiciones secas a nivel de sub-cuencas. El TCI y el VCI muestran que los años 2005 y 2010 ocurrieron sequías en el rango de severas en la cuenca andino-amazónica desde un punto de vista térmico e impactos en la vegetación. Respecto al PCI, este mostró un comportamiento relativamente heterogéneo, pero en la mayoría de sub-cuencas resalta las sequías de los

años 2005 y 2010. Así, más del 50 por ciento del área total de las diferentes sub-cuencas se encontraron en condiciones de sequías extremas durante los años 2005 y 2010 respecto al TCI, VCI y PCI. Los índices desarrollados resultan útiles para caracterizar y categorizar condiciones de sequía extrema en un año específico.

Análisis de la relación entre la precipitación y las condiciones de vegetación andino-amazónica durante años de sequías extremas

La relación entre la cantidad de lluvia precipitada estimada mediante sensoramiento remoto y las condiciones de vegetación del periodo seco (ASO), no es significativa ($r = 0.34$; no significativo). Inclusive para periodos de junio-septiembre (JJAS) y agosto-octubre (ASO) para la precipitación, debido a que la cantidad de lluvia no es determinante en el desarrollo de la vegetación de la cuenca andino-amazónica. Por ello, desarrollar un indicador de sequía basado en la cantidad de lluvia durante un periodo dado, no es lo adecuado para monitorear posibles impactos en las condiciones de vegetación ya que existen procesos mucho más complejos que limitan el mayor o menor desarrollo de la vegetación, tales como la disponibilidad y retención de agua en el sub suelo, la evapotranspiración, etc.

Desarrollo de un indicador para el monitoreo en tiempo real de las sequías en la cuenca andino-amazónica y sus posibles impactos en la vegetación

El número de días secos o la frecuencia de días secos (Dry Day Frequency – DDF) calculado para el periodo de enero a septiembre, se relaciona significativamente con las condiciones de vegetación (NDVI) del periodo seco (ASO), calculados a partir de los datos HOP ($r = -0.86$, $p < 0.01$), 3B42 ($r = -0.75$, $p < 0.01$) y 3B42-RT ($r = -0.68$, $p < 0.01$) respectivamente. Las correlaciones negativamente más significativas corresponden a los días con lluvias menores a 1mm ($DDF < 1\text{mm}$), considerando así el umbral para caracterizar sequías con impactos en la vegetación. Las condiciones secas durante los años 2005 y 2010 mostraron una considerable disminución en la vegetación y un DDF superior a los 40 días.

Respecto la correlación espacial entre las condiciones de NDVI del periodo seco y los valores de DDF calculados con HOP, 3B42 y 3B42-RT, se encontró que las correlaciones negativamente más altas y significativas ($p < 0.05$) se concentran en cuencas ubicadas al sur

de 6°S (Borja, Chazuta, Requena y Lagarto). Esto debido a que el comportamiento de la vegetación en estas regiones tiene un comportamiento aún más estacional que en latitudes al norte de los 6°S. Es decir, un marcado contraste entre el periodo seco y húmedo en la vegetación se encuentran en latitudes inferiores a los 6°S.

Finalmente, este trabajo muestra que es posible calcular valores de DDF en tiempo real (diariamente) en la cuenca andino-amazónica usando el producto satelital 3B42-RT. Esto ha permitido el monitoreo de la variable DDF en la Amazonía peruana tanto en términos de su evolución temporal y evolución espacial. Esta variable es por lo tanto un buen indicador para la previsión y alerta en tiempo real ante la ocurrencia de sequías extremas en la Amazonía, y poder ser utilizada para monitorear posibles incendios forestales en la región andino-amazónica, además de proporcionar una herramienta útil para la toma de decisión ante los impactos socio-económicos (producción de castañas en Madre de Dios como ejemplo).

VI. RECOMENDACIONES

En este estudio se ha analizado la dinámica de temperatura de superficie de suelo, lluvia y vegetación, además del desarrollo de un indicador de sequías a escala de cuenca y sub-cuencas en la región andino-amazónica. A continuación, se presenta los alcances de la investigación y perspectivas futuras.

El periodo de análisis de la presente investigación corresponde al periodo 2001-2016, debido a que la información para los productos enfocados al estudio de las cubiertas terrestres (MODLAND) del sensor Modis, NDVI y temperatura de superficie de suelo (LST), está disponibles a partir de febrero del 2000 a la actualidad. La información de las estimaciones de precipitación de los productos TRMM 3B42 y 3B42-RT se encuentran disponibles a partir de los años 1998 y 2000 respectivamente. Sin embargo, a pesar de que nuestros resultados son consistentes, sería recomendable considerar un periodo de análisis mayor, disponiendo de información con un registro histórico y más largo para un mejor análisis a fin de proporcionar una mayor consistencia y una mayor robustez en los resultados.

Los datos HOP cuentan con un registro más largo, proporcionando información a partir de 1980 al 2009. Sin embargo, se tuvo que considerar la información correspondiente al periodo común que inicia a partir del 2001. Sería necesario actualizar la información observada considerando estaciones pluviométricas in-situ del área de estudio para un análisis más consistente.

Es importante señalar que el área de estudio y las sub-cuencas analizadas en esta investigación son relativamente extensas, por lo que sería interesante realizar un análisis a escala local. Para ello será necesario considerar información a una menor resolución espacial ya que los datos TRMM utilizados cuentan con una resolución de 0.25° (~25km), los datos HOP cuentan con una resolución de 1° (~100km) y los datos de NDVI (0.05°) y LST (1km) remuestreados a 0.25° .

Una alternativa como información de precipitación para el cálculo de DDFs a escala local sería probablemente los datos GPM-IMERG (Global Precipitation Measurement), que cuentan con una resolución espacial de 0.1° (~10km). Aunque el periodo de registro de información es corto (disponibles a partir de marzo del 2015 a la actualidad).

Otra alternativa para el cálculo de DDFs es utilizar la base de datos de precipitación grillada PISCO (Peruvian Interpolated data of the SENAMHI's Climatological and hydrological Observations). Información de precipitación diaria y de alta calidad, con una resolución espacial de 0.05° (~5km) y disponible para el periodo 1981- 2016. En general los DDFs podrían estar disponibles en una plataforma web para el monitoreo en tiempo real (<http://intranet.igp.gob.pe/eventos-extremos-amazonia-peruana/>), como aporte y de utilidad para la previsión y la toma de decisiones ante condiciones de sequías extremas en la Amazonía peruana.

Un aspecto importante que no ha sido analizado es entender a profundidad el rol que desempeña la del bosque amazónico en los procesos de reciclaje de la humedad y la relación lluvia-vegetación. Si bien corresponden a procesos complejos, no han sido estudiados a profundidad a pesar de su importancia en el balance hídrico. Actualmente, no se conoce completamente la influencia de la vegetación en los procesos atmosféricos, el reciclaje y transporte de humedad. Entender mejor estos procesos es de prioridad teniendo en cuenta que gran parte de los recursos hídricos que dispone el Perú tienen como fuente de humedad el bosque amazónico.

Por otro lado, las sequías extremas e incendios forestales se han intensificado durante los últimos años, lo que sin duda es perjudicial para la integridad de los ecosistemas amazónicos. De hecho, existe un riesgo potencial en el remplazo del bosque tropical por un ecosistema de sabana que provocaría incluso un potencial colapso del ecosistema amazónico, afectando el balance y la disponibilidad de los recursos hídricos del Perú.

VII. REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ACTO. 2005. A proposal for defining the geographical boundaries of Amazonia. In Synthesis of the results from an Expert Consultation Workshop organized by the European Commission in collaboration with the Amazon Cooperation Treaty Organization—JRC Ispra, 7–8 June 2005, Eva HD, Huber O (eds) Office for Official Publications of the European Communities: Luxembourg.

Alencar, AA; Brando, PM; Asner, GP; Putz, FE. 2015. Landscape fragmentation, severe drought, and the new Amazon forest fire regime. *Ecological applications*, 25(6), 1493-1505.

Anderson, L; Y. Malhi, L; Aragao, R. Ladle, E. Arai, N. Barbier, and O. Phillips. 2010. Remote sensing detection of droughts in Amazonian forest canopies, *New Phytol.*, 187(3), 733–750, doi:10.1111/j.1469-8137.2010.03355.x.

Aragão, L. E. O., Malhi, Y., Barbier, N., Lima, A., Shimabukuro, Y., Anderson, L., & Saatchi, S. (2008). Interactions between rainfall, deforestation and fires during recent years in the Brazilian Amazonia. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London B: Biological Sciences*, 363(1498), 1779-1785.

Arias, P. A., Fu, R., Vera, C., & Rojas, M. 2015. A correlated shortening of the North and South American monsoon seasons in the past few decades. *Climate dynamics*, 45(11-12), 3183.

Asner, G.P. & Alencar, A. 2010. Drought impacts on the Amazon forest: the remote sensing perspective. *New Phytol.*, 187, 569–578.

Bagley, J. E., Desai, A. R., Harding, K. J., Snyder, P. K. & Foley, J. A. 2014. Drought and deforestation: has land cover change influenced recent precipitation extremes in the Amazon? *J. Clim.* 27, 345–361.

Barlow, J., & Peres, C. A. 2004. Ecological responses to El Niño–induced surface fires in central Brazilian Amazonia: management implications for flammable tropical forests.

Philosophical Transactions of the Royal Society of London B: Biological Sciences, 359(1443), 367-380.

Bartholomé, E., y A. S. Belward. 2005. "GLC2000: A new Approach to Global Land Cover Mapping from Earth Observation Data". *International Journal of Remote Sensing*. Vol. 26, núm. 9, pp. 1959-1977.

Beguiría, S; Vicente-Serrano, SM; Martínez, A. 2010. A multiscalar global drought dataset: the SPEIbase – a new gridded product for the analysis of drought variability and impacts. *Bulletin of the American Meteorological Society* 91 (10), 1351–1356.

Betts, R.A.; Cox, P.M.; Collins, M.; Harris, P.P.; Huntingford, C.; Jones, C.D. 2004. The role of ecosystem-atmosphere interactions in simulated Amazonian precipitation decrease and forest dieback under global climate warming. *Theoretical and Applied Climatology*, 78: 157-175.

Beran, MA; Rodier, JA. 1985. Hydrological aspects of droughts. *Studies and reports in hydrology*, N39. Unesco, WMO.

Boisier, J. P., P. Ciais, A. Ducharne, and Guimberteau M. 2015, Projected strengthening of Amazonian dry season by constrained climate model simulations, *Nat. Clim. Change*, 5(7), 656–660.

Brando, P.M., Nepstad, D.C., Davidson, E.A., Trumbore, S.E., Ray, D., & Camargo, P. 2008. Drought effects on litterfall, wood production and belowground carbon cycling in an Amazon forest: results of a throughfall reduction experiment. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London B: Biological Sciences*, 363(1498), 1839-1848.

Brando, P. M., S. J. Goetz, A. Baccini, D. C. Nepstad, P. S. A. Beck, and M. C. Christman 2010. Seasonal and interannual variability of climate and vegetation indices across the Amazon, *Proc. Natl. Acad. Sci. U. S. A.*, 107(33), 14,685–14,690, doi:10.1073/pnas.0908741107.

Brando PM, Balch JK, Nepstad DC, Morton DC, Putz FE, Coe MT, Silverio D, Macedo MN, Davidson EA, Nobrega CC, Alencar A, Soares-Filho BS. 2014. Abrupt increases in Amazonian tree mortality due to drought fire interactions. *Proc. Natl. Acad. Sci. U.S.A.* 111: 6347–6352, doi: 10.1073/pnas.1305499111.

- Brienen, R. J. W., Phillips, O. L., Feldpausch, T. R., Gloor, E., Baker, T. R., Lloyd, J., ... & Martinez, R. V. 2015. Long-term decline of the Amazon carbon sink. *Nature*, 519(7543), 344-348.
- Buarque, D.C., de Paiva, R.C.D., Clarke, R.T., Mendes, C.A.B., 2011. A comparison of Amazon rainfall characteristics derived from TRMM, CMORPH and the Brazilian national rain gauge network. *J. Geophys. Res.* 116, D19105. <http://dx.doi.org/10.1029/2011JD016060>.
- Cadena, M. 2006. Estudio de diversos índices de sequía para la región Caribe Colombiana, Tesis para optar el título de Magister en Ciencias – Meteorología, Facultad de Ciencias, Departamento de Geociencias, Universidad Nacional de Colombia. Bogotá. pp. 115.
- Calléde, J; Cochonneau, G; Ronchail, J; Alves, FV; Guyot, JL; Guimarães, VS; Oliveira, E. 2010. Les apports en eau de l'Amazone `a l'Océan Atlantique. *Revue des sciences del'eau/Journal of Water Science* 23(3): 247–273.
- Centro amazónico de antropología y aplicación práctica CAAAP 2016. La Amazonía se hace humo. <http://www.caaap.org.pe/website/2016/08/31/la-amazonia-se-hace-humo/>.
- Chen, J., Jönsson, P., Tamura, M., Gu, Z., Matsushita, B., Eklundh, L. 2004. A simple method for reconstructing a high-quality NDVI time-series data set based on the Savitzky–Golay filter. *Remote Sensing of Environment* 91 (3–4), 332–344.
- Chen, F., & Li, X. 2016. Evaluation of IMERG and TRMM 3B43 monthly precipitation products over mainland China. *Remote Sensing*, 8(6), 472.
- Chiu, L., Z. Liu, H. Rui, and W. Teng, 2006a: TRMM data and access tools. *Earth Science Satellite Remote Sensing, II*, J. Qu et al., Eds., Springer and Tsinghua University Press, 202–219.
- Chuvienco, E. 1995. Teledetección ambiental: La observación de la Tierra desde el Espacio. Ariel Ciencia. Barcelona España. 586 pp.
- Cihlar, J., 2000. Land cover mapping of large areas from satellites: Status and research priorities. *International Journal of Remote Sensing*. 21(6): 1093-1114.

- Coe, M.T., Costa, M.H., Howard, E.A., 2008. Simulating the surface waters of the Amazon River basin: impacts of new river geomorphic and flow parameterizations. *Hydrol. Process.* 22 (14), 2542–2553. <http://dx.doi.org/10.1002/hyp.6850>.
- Coe, M. T., Marthews, T. R., Costa, M. H., Galbraith, D. R., Greenglass, N. L., Imbuzeiro, H. M., ... & Powell, T. L. 2013. Deforestation and climate feedbacks threaten the ecological integrity of south–southeastern Amazonia. *Phil. Trans. R. Soc. B*, 368(1619), 20120155.
- Collischonn, B., Collischonn, W., Tucci, C.E.M., 2008. Daily hydrological modeling in the Amazon basin using TRMM rainfall estimates. *J. Hydrol.* 360 (1–4), 207–216. <http://dx.doi.org/10.1016/j.jhydrol.2008.07.032>.
- Condom, T., Rau, P., Espinoza, J.C., 2011. Correction of the TRMM 3B43 monthly precipitation data over the mountainous areas of Peru during the period 1998– 2007. *Hydrol. Process.* <http://dx.doi.org/10.1002/hyp.7949>.
- Costa, M. H., Yanagi, S. N., Souza, P. J., Ribeiro, A., & Rocha, E. J. 2007. Climate change in Amazonia caused by soybean cropland expansion, as compared to caused by pastureland expansion. *Geophysical Research Letters*, 34(7).
- Cox, P., R. Betts, C. Jones, S. Spall, and I. Totterdell 2000. Acceleration of global warming due to carbon-cycle feedbacks in a coupled climate model, *Nature*, 408, 184–187, doi:10.1038/35041539.
- Cox, P., R. Betts, M. Collins, P. Harris, C. Huntingford, and C. Jones 2004. Amazonian forest dieback under climate-carbon cycle projections for the 21st century, *Theor. Appl. Climatol.*, 78(1–3), 137–156, doi:10.1007/s00704-004-0049-4.
- Da Silva R, Werth D, Avissar R 2008. Regional impacts of future land-cover changes on the Amazon Basin wet-season climate. *J Climate* 21:1153–1170
- Dantas, M., & Phillipson, J. 1989. Litterfall and litter nutrient content in primary and secondary Amazonian ‘terra firme’ rain forest. *Journal of Tropical Ecology*, 5(1), 27-36.
- Davidson EA, de Araújo AC, Artaxo P, Balch JK, Brown IF, Bustamante MMC, Coe MT, DeFries RS, Keller M, Longo M, Munger JW, Schroeder W, Soares-Filho BS, Souza

- CM Jr, Wofsy SC. 2012. The Amazon basin in transition. *Nature* 481: 321–328, doi: 10.1038/nature10717.
- Du, L; Tian, Q; Yu, T; Meng, Q; Jancso, T; Udvardy, P; Huang, Y. 2013. A comprehensive drought monitoring method integrating MODIS and TRMM data. *Applied Earth Observation and Geoinformation* 23: 245-253.
- Dubreuil V, Debortoli N, Funatsu B, Nédélec V, Durieux L. 2012. Impact of land-cover change in the southern Amazonia climate: A case study for the region of Alta Floresta, Mato Grosso, Brazil. *Environ Monit Assess* 184(2):877–891.
- El Comercio 2016. Incendios forestales afectan a 10 regiones en solo una semana Noticia: <http://elcomercio.pe/peru/incendios-forestales-afectan-10-regiones-semana-149552>
- Espinoza, JC; Ronchail, J; Guyot, JL; Cocheneau, G; Filizola, N; Lavado, W; de Oliveira, E; Pombosa, R; Vauchel, P. 2009a. Spatio-Temporal rainfall variability in the Amazon Basin Countries (Brazil, Peru, Bolivia, Colombia and Ecuador). *International Journal of Climatology*, 29: 1574–1594.
- Espinoza, JC; Guyot, JL; Ronchail, J; Cochonneau, G; Filizola, N; Fraizy, P; Labat, D; de Oliveira, E; Ordonez, J; Vauchel, P. 2009b. Contrasting regional discharge evolutions in the Amazon basin (1974-2004). *Journal of Hydrology*, 375: 297-311.
- Espinoza, JC; Ronchail, J; Guyot, JL; Junquas, C; Vauchel, P; Lavado, W; Drapeau, G; Pombosa, R. 2011. Climate variability and extreme drought in the upper Solimoes River (Western Amazon Basin): Understanding the exceptional 2010 drought. *Geophysical Research Letters*. 13p.
- Espinoza, JC; Ronchail, J; Guyot, JL; Junquas, C; Drapeau, G; Martinez, J; Santini, W; Vauchel, P; Lavado, W; Ordoñez, J; Espinoza, R. 2012. From drought to flooding: understanding the abrupt 2010 – 11 hydrological annual cycle in the Amazon River and tributaries. *Environmental Research Letters* 7 (2012) 7p.
- Espinoza, JC; Ronchail, J; Frappart, F; Lavado, W; Santini, W; Guyot, JL. 2013. The major floods in the Amazon River and tributaries (Western Amazon basin) during the 1970 – 2012 period: A focus in the 2012 flood. *J. Hydrometeor*, 14, 1000 – 1008.

Espinoza JC; Segura H; Ronchail J; Drapeau G; Gutierrez-Cori O. 2016. Evolution of wet- and dry-day frequency in the western Amazon basin: Relationship with the atmospheric circulation and impacts on the vegetation. *Water Resources Research*. doi: 10.1002/2016WR019305.

Federal Emergency Management Agency. 1995. *National Mitigation Strategy: Partnerships for Building Safer Communities*. FEMA Mitigation Directorate. 40p.

Fishtahler, L. 1998. Concept for an HDF-EOS image data construct, *Geoscience and Remote Sensing Symposium Proceedings, 1998. IGARSS 98. 1998 IEEE International*, vol. 1, pp.307-308.

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), 97-110.

Fu, R., Yin, L., Li, W., Arias, P. A., Dickinson, R. E., Huang, L., & Myneni, R. B. 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.

Garreaud, R.; Vuille, M; Clement, A. 2003. The climate of the Altiplano: observed current conditions and mechanism of past changes. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 194 (3054), 1–18.

Garreaud, R; Vuille, M; Compagnucci, R; Marengo, J. 2008. Present-day South American climate. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, (04830), 1 -16.

Getirana, A.C.V., Boone, A., Yamazaki, D., Decharme, B., Papa, F., Mognard, N., 2012. The hydrological modeling and analysis platform (HyMAP). Evaluation in the Amazon basin. *J. Hydrometeorol.* 13, 1641–1665.

Getirana, A.C.V., Dutra, E., Guimberteau, M., Kam, J., Li, H., Decharme, B., Zhang, Z., Ducharne, A., Boone, A., Balsamo, G., Rodell, M., Toure, A.M., Xue, Y., Drapeau, G., Arsenault, K., Kumar, S.V., Leung, L.R., Peters-Lidard, C., Ronchail, J., Sheffield, J., 2014. Water balance in the Amazon basin from a land surface model ensemble. *J. Hydrometeorol.* 15, 2586–2614. <http://dx.doi.org/10.1175/JHM-D-14-0068.1>.

- Gomis-Cebolla, J., Jiménez-Muñoz, J. C., & Sobrino, J. A. 2016. Extreme thermal episodes analyzed with MODIS products during the boreal winter (2000-2016). *Revista de Teledetección*, (46), 19-30.
- Guimberteau, M., Drapeau, G., Ronchail, J., Sultan, B., Polcher, J., Martinez, J.M., Prigent, C., Guyot, J.L., Cochonneau, G., Espinoza, J.C., Filizola, N., Fraizy, P., Lavado, W., De Oliveira, E., Pombosa, R., Noriega, L., Vauchel, P., 2012. Discharge simulation in the sub-basins of the Amazon using ORCHIDEE forced by new datasets. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 16, 911–935.
- Guimberteau, M., J. Ronchail, J. C. Espinoza, M. Lengaigne, B. Sultan, J. Polcher, G. Drapeau, J. L. Guyot, A. Ducharne, and P. Cialis. 2013. Future changes in precipitation and impacts on extreme stream-flow over Amazonian sub-basins, *Environ. Res. Lett.*, 8, 014035, doi: 10.1088/1748-9326/8/1/014035.
- Hirota, M., Holmgren, M., van Nes, E. H. & Scheffer, M. 2011. Global resilience of tropical forest and savanna to critical transitions. *Science* 334, 232–235.
- Holben, B. 1986. Characteristics of maximum-value composite images from temporal AVHRR data. *International Journal of Remote Sensing*, 7: 1417-1434.
- Huete, A., Didan, K., Miura, T., Rodriguez, E. P., Gao, X., & Ferreira, L. G. 2002. Overview of the radiometric and biophysical performance of the MODIS vegetation indices. *Remote Sensing of Environment*, 83, 195–213.
- Huete, A. R., K. Didan, Y. E. Shimabukuro, P. Ratana, S. R. Saleska, L. R. Hutya, W. Yang, R. R. Nemani, and R. Myneni 2006. Amazon rainforests green-up with sunlight in dry season, *Geophys. Res. Lett.*, 33, L06405, doi:10.1029/2005GL025583
- Huffman, G. J., Bolvin, D. T., Nelkin, E. J., Wolff, D. B., Adler, R. F., Gu, G., ... & Stocker, E. F. 2007. The TRMM multisatellite precipitation analysis (TMPA): Quasi-global, multiyear, combined-sensor precipitation estimates at fine scales. *Journal of hydrometeorology*, 8(1), 38-55.
- Huffman, G. J., Adler, R. F., Bolvin, D. T., & Nelkin, E. J. 2010. The TRMM multi-satellite precipitation analysis (TMPA). In *Satellite rainfall applications for surface hydrology* (pp. 3-22). Springer Netherlands.

Hurtado, G. 1986. Índices de Sequía y su aplicación operativa en Colombia, Bogotá. *Atmósfera*, No. 5. pp. 7-17.

Ichoku C., Y. J. Kaufman, L. Giglio, Z. Li, R. H. Fraser, J.-Z. Jin And W. M. Park, 2003. Comparative analysis of daytime fire detection algorithms using AVHRR data for the 1995 fire season in Canada: perspective for MODIS. *International Journal of Remote Sensing* 24 (8): 1669–1690p.

Intergovernmental Panel on Climate Change, 2013. *The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, eds Stocker TF, et al. (Cambridge Univ Press, Cambridge, UK).

Jiménez-Muñoz, J. C., Sobrino, J. A., Mattar, C., & 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., & Malhi, Y. 2015. A database for the monitoring of thermal anomalies over the Amazon forest and adjacent intertropical oceans. *Scientific data*, 2.

Justice C., L. Giglio, S. Korontzi, J. Owens, J.T. Morissette, D. Roy, J. Descloitres, S. Alleaume, F. Petitcolin, Y. Kaufman, 2002. The MODIS Fire Products, *Remote Sensing of Environment* 83: 244-262.

Kaufman, J. Y., D. D. Herring, K.J. Ranson y G. J. Collatz. 1998. “Earth Observing System AM-1 Mission to Earth”. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*. Vol. 36, núm. 4, pp. 1045-1055.

Keyantash, J; Dracup, JA. 2002. The quantification of drought: an evaluation of drought indices, *Bulletin of the American Meteorological Society*, Vol. 83, pp. 1167–1180.

Kulik, MS. 1962. Agroclimatic indices of drought. En: DAVIDAYA, F.F. y KULIK, M.S. (Eds.): *Compendium of abridged reports to the Second Session of CagM (WMO)*. Hydrometeorological Publishing. Moscú. (pp. 75-81).

Kummerow, C. y W. Barnes, 1997. The Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM) Sensor Package. *Journal of atmospheric and oceanic technology*, Vol 15, pages 809- 817.

- Kundzewicz, ZW; Rosbjerg, D; Simonovic, SP; Takeuchi, K. 1993. Extreme hydrological events in perspective, *Extreme hydrological events: Precipitation, Floods and Drought*.
- Laurance, W. F., Ferreira, L. V., Rankin-de Merona, J. M., & Laurance, S. G. 1998. Rain forest fragmentation and the dynamics of Amazonian tree communities. *Ecology*, 79(6), 2032-2040.
- Lavado, W; Labat, D; Guyot, JL; Ardoin-Bardin, S. 2011. Assessment of climate change impacts on the hydrology of the Peruvian Amazon–Andes basin *Hydrol. Process.* 25 3721–34.
- Lavado, W; Labat, D., Ronchail, J., Espinoza, J. C., & Guyot, J. L. 2012. Trends in rainfall and temperature in the Peruvian Amazon–Andes basin over the last 40 years (1965–2007). *Hydrological Processes*, 27(20), 2944-2957.
- Lee, J.E., Lintner, B. R., Boyce, C. K., & Lawrence, P. J. 2011. Land use change exacerbates tropical South American drought by sea surface temperature variability. *Geophysical Research Letters*, 38(19).
- Lejeune, Q., Davin, E. L., Guillod, B. P. & Seneviratne, S. I. 2015. Influence of Amazonian deforestation on the future evolution of regional surface fluxes, circulation, surface temperature and precipitation. *Clim. Dyn.* 44, 2769–2786.
- Lewis, SL; Brando, PM; Phillips, OL; van der Heijden, GMF; Nepstad, D. 2011. The 2010 Amazon drought. *Science*, 331: 554. doi:10.1126/science.1200807.
- Li, W., Fu, R., & Dickinson, R. E. 2006. Rainfall and its seasonality over the Amazon in the 21st century as assessed by the coupled models for the IPCC AR4. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 111(D2).
- Linsley JR; R.K; Kohler, MA; Paulhus, JCH. 1975. *Hydrology for engine-ers* (segunda edición). McGraw Hill. New York.
- Liu, WT; Juarez, RIN. 2001. ENSO drought onset prediction in northeast Brazil using NDVI. *International Journal of Remote Sensing* 22 (17), 3483–3501.
- Loarie SR, Duffy PB, Hamilton H, Asner GP, Field CB, Ackerly DD. 2009. The velocity of climate change. *Nature* 462: 1052–1057.

- Maeda, E. E., Heiskanen, J., Aragão, L. E., & Rinne, J. 2014. Can MODIS EVI monitor ecosystem productivity in the Amazon rainforest?. *Geophysical Research Letters*, 41(20), 7176-7183.
- Malhi, Y., Aragão, L., Galbraith, D., Huntingford, C., Fisher, R., Zelazowski, P., Sitch, S., Mcsweeney, C., Meir, P., 2009. Exploring the likelihood and mechanism of a climate-change-induced dieback of the Amazon rainforest. *Proc. Natl. Acad. Sci. U. S. A.* 106, 20610–20615.
- Marengo, J. A., Tomasella, J., & Uvo, C. R. 1998. Trends in streamflow and rainfall in tropical South America: Amazonia, eastern Brazil, and northwestern Peru. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 103(D2), 1775-1783.
- Marengo, J. A., Liebmann, B., Kousky, V. E., Filizola, N. P., & Wainer, I. C. 2001. Onset and end of the rainy season in the Brazilian Amazon Basin. *Journal of Climate*, 14(5), 833-852.
- Marengo, J. A., C. A. Nobre, J. Tomasella, M. D. Oyama, G. S. De Oliveira, R. De Oliveira, H. Camargo, L. M. Alves, and I. F. Brown 2008, The drought of Amazonia in 2005, *J. Clim.*, 21(3), 495–516, doi:10.1175/2007JCLI1600.1.
- Marengo, J; Tomasella, J; Alves, L; Soares, W; Rodriguez, D. 2011. The drought of 2010 in the context of historical droughts in the Amazon region. *Geophysical Research Letters* Vol. 38 L12703.
- Marengo, J. A., Tomasella, J., Soares, W. R., Alves, L. M., & Nobre, C. A. 2012. Extreme climatic events in the Amazon basin. *Theoretical and Applied Climatology*, 107(1), 73-85.
- Marengo, J. A; Borma, L; Rodriguez, D; Pinho, P; Soares, W; Alves, L. 2013. Recent extremes of drought and flooding in Amazonia: Vulnerabilities and human adaptation. *American Journal of Climate Change*, 2013, 2, 87 – 96.
- Marengo, J. A. and Espinoza, J. C., 2015. Extreme seasonal droughts and floods in Amazonia: causes, trends and impacts. *International Journal of Climatology*. DOI: 10.1002/joc.4420.
- Mas, J. 2011. *Aplicaciones del sensor MODIS para el monitoreo del territorio*, 1st ed, books.google.com. Instituto Nacional de Ecología, México, D.F.

Mayorga, M. Hurtado, G. 2006. La sequía en Colombia. Instituto de hidrología, meteorología y estudios ambientales - IDEAM, Subdirección de Meteorología. Nota técnica del IDEAM.

McClain, ME. 2001. The Relevance of Biogeochemistry to Amazon Development and Conservation. In *The Biogeochemistry of the Amazon Basin*, McClain ME, Victoria RL, Richey JE (eds). Oxford University Press: London.

Meir P, Brando PM, Nepstad D, Vasconcelos S, Costa ACL, Davidson E, Almeida S, Fisher R, Sotta ED, Zarin DJ et al. 2009. The effects of drought on Amazonian rain forests. In: Keller M, Bustamante M, Gash J, Silva Dias P, eds. *Amazonia and global change*. Washington, DC, USA: American Geophysical Union, 429–449.

McKee, TB; Doesken, NJ; Kleist, J. 1993. The relationship of drought frequency and duration to time scales. In: *Proceedings of Eighth Conference on Applied Climatology*, Anaheim, CA. American Meteorological Society, Boston, MA, pp. 179–184.

McKee, TB; Doesken, NJ; Kleist, J. 1995. Drought monitoring with multiple time scales. In: *Proceedings of the Ninth Conference on Applied Climatology*. American Meteorological Society, Boston, MA, pp. 233–236.

Meir P, Metcalfe DB, Costa ACL, Fisher RA. 2008. The fate of assimilated carbon during drought: impacts on respiration in Amazon rainforests. *Philosophical Transactions of the Royal Society B—Biological Sciences* 363: 1849–1855.

Milewski, A., Elkadiri, R., & Durham, M. 2015. Assessment and comparison of TMPA satellite precipitation products in varying climatic and topographic regimes in Morocco. *Remote Sensing*, 7(5), 5697-5717.

Moran M.S., Clarke T.R., Inoue Y., Vidal A., 1994. Estimating crop water deficit using the relation between surface air temperature and spectral vegetation index. *Remote Sens. Environ.*, 49, 246-263.

Morisette, J., Privette, J., & Justice, C., 2002. A framework for the validation of MODIS Land products, *Remote Sensing of Environment*, 83:77-96.

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.,... & Hashimoto, H. 2007. Large seasonal swings in leaf area of Amazon rainforests. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 104(12), 4820-4823.

NASA MODIS Web, 2008. The Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer website that houses all central information on the MODIS project: Disponible en línea en: <http://modis.gsfc.nasa.gov/>.

National Climatic Data Center, 2003. Coop summary of the day-CDMP-Pre, Data documentation for data set 3206 (DSI-3206). 18p.

Nepstad DC, Tohver IM, Ray D, Moutinho P, Cardinot G. 2007. Mortality of large trees and lianas following experimental drought in an Amazon forest. *Ecology* 88(9): 2259–2269.

Nepstad DC. 2008. *The Amazon's Vicious Cycles* (World Wide Fund Nat, Gland, Switzerland).

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., & Borma, L. D. S. 2009. 'Tipping points' for the Amazon forest. *Current Opinion in Environmental Sustainability*, 1(1), 28-36.

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, 113(39), 10759–10768. <http://doi.org/10.1073/pnas.1605516113>.

Oyama, M. D., & Nobre, C. A. 2003. A new climate-vegetation equilibrium state for tropical South America. *Geophysical research letters*, 30(23).

Paiva, R.C.D., Costa Buarque, D., Clarke, R.T., Collischonn, W., Allasia, D.G., 2011a. Reduced precipitation over large water bodies in the Brazilian Amazon shown from TRMM data. *Geophys. Res. Lett.* 38, L04406. <http://dx.doi.org/10.1029/2010GL045277>.

- Paiva, R.C.D., Buarque, D.C., Collischonn, W., Bonnet, M.P., Frappart, F., Calmant, S., Mendes, C.A.B., 2013. Largescale hydrologic and hydrodynamic modeling of the Amazon River basin. *Water Resour. Res.* 49, 1226–1243. <http://dx.doi.org/10.1002/wrcr.20067>.
- Palmer, WC. 1965. Meteorological drought. Research Paper N. 45, U.S. Department of Commerce Weather Bureau, Washington DC. 58p.
- Penalba, O. C. and Rivera, J. A 2016. Precipitation response to El Niño/La Niña events in Southern South America – emphasis in regional drought occurrences, *Adv. Geosci.*, 42, 1-14, <https://doi.org/10.5194/adgeo-42-1-2016>.
- Phillips OL, et al. 2009. Drought sensitivity of the Amazon rainforest. *Science* 323(5919):1344–1347.
- Poorter, L., Bongers, F., Aide, T. M., Zambrano, A. M. A., Balvanera, P., Becknell, J. M., & Craven, D. 2016. Biomass resilience of Neotropical secondary forests. *Nature*, 530(7589), 211-214.
- Quiroz, K., Collischonn, W., Lavado, C., 2011. Modelización hidrológica usando estimaciones de lluvia por satélite en la cuenca del río Huallaga, Perú. *Revista Peruana Geo-Atmosférica RPGA* 3, 51–62.
- Ray, D., Nepstad, D., & Moutinho, P. 2005. Micrometeorological and canopy controls of fire susceptibility in a forested Amazon landscape. *Ecological Applications*, 15(5), 1664-1678.
- Rhee, J; Im, J; Carbone, GJ. 2010. Monitoring agricultural drought for arid and humid regions using multi-sensor remote sensing data. *Remote Sensing of Environment* 114, 2875–2887.
- Richard, R; Heim, Jr. 2002. A review of twentieth-century drought indices used in the United States, *Bulletin of the American Meteorological Society*, Vol. 83, No. 8, pp. 1149–1166.
- Rouse, JW; Hass, RH; Schell, JA; Deering, DW. 1974. Monitoring vegetation systems in the Great Plains with ERTS. In: *The 3rd Earth Resources Technology Satellite-1 Symposium*, Greenbelt, MD, p. 309–17.

- Rowland, L., da Costa, A. C. L., Galbraith, D. R., Oliveira, R. S., Binks, O. J., Oliveira, A. A. R., ... & Ferreira, L. V. 2015. Death from drought in tropical forests is triggered by hydraulics not carbon starvation. *Nature*, 528(7580), 119-122.
- Roy SB & Avissar R. 2002. Impact of land use/land cover change on regional hydrometeorology in Amazonia. *J Geophys Res* 107(D20):1–12.
- Rudorff, B.F.T., Y. E. Shimabukuro y J. C. Ceballos. 2007. “O Sensor MODIS e sus Aplicações Ambientais No Brasil”. São José dos Campos S.P. Brasil. Editorial Parentese, pp. 428.
- Rusell, CS; Arey, DG; Kates, RW. 1970. Drought and water supply. Johns Hopkins University Press. Baltimore (EE.UU.). 232p.
- Sadeh, M. 2002. “A failure of International Space Cooperation: the International Earth Observing System”. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*. Vol. 20, núm. 2, pp. 45-53.
- Salazar, L. F., Nobre, C. A., & Oyama, M. D. 2007. Climate change consequences on the biome distribution in tropical South America. *Geophysical Research Letters*, 34(9).
- Salazar, L. F., & Nobre, C. A. 2010. Climate change and thresholds of biome shifts in Amazonia. *Geophysical Research Letters*, 37(17).
- 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.
- Sampaio, G., Nobre, C., Costa, M. H., Satyamurty, P., Soares-Filho, B. S., & Cardoso, M. 2007. Regional climate change over eastern Amazonia caused by pasture and soybean cropland expansion. *Geophysical Research Letters*, 34(17).
- Samanta, A., S. Ganguly, and R. B. Myneni. 2010a. MODIS enhanced vegetation index data do not show greening of Amazon forests during the 2005 drought, *New Phytol.*, 189(1), 12–15.
- Samanta, A., S. Ganguly, H. Hashimoto, S. Devadiga, E. Vermote, Y. Knyazikhin, R. R. Nemani, and R. B. Myneni 2010b. Amazon forests did not green-up during the 2005 drought, *Geophys. Res. Lett.*, 37, L05401, doi:10.1029/2009GL042154.

- Sandholt, I., Rasmussen, K. y Andersen, J. 2002. A simple interpretation of the surfacetemperature/vegetation index space for as-sessment of surface moisture status. *Remote Sensing of Environment*, 79 (2-3): 213-224.
- Scheffer, M., Carpenter, S., Foley, J. A., Folke, C., & Walker, B. 2001. Catastrophic shifts in ecosystems. *Nature*, 413(6856), 591-596.
- Scheffer, M., Holmgren, M., Brovkin, V., & Claussen, M. 2005. Synergy between small- and large-scale feedbacks of vegetation on the water cycle. *Global change biology*, 11(7), 1003-1012.
- Scheel, M.L.M., Rohrer, M., Huggel, Ch., Santos Villar, D., Silvestre, E., Huffman, G.J., 2011. Evaluation of TRMM Multi-satellite Precipitation Analysis (TMPA) performance in the Central Andes region and its dependency on spatial and temporal resolution. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 15, 2649–2663. <http://dx.doi.org/10.5194/hess-15-2649>.
- Singh, R. P., Roy, S., & Kogan, F. 2003. Vegetation and temperature condition indices from NOAA AVHRR data for drought monitoring over India. *International Journal of Remote Sensing*, 24(22), 4393-4402.
- Solano, R., Didan, K., Jacobson, A., & Huete, A. 2010. MODIS Vegetation Indices (MOD13) C5 user's guide. Available at: <http://tbrs.arizona.edu/project/MODIS/UsersGuide.pdf>.
- Spracklen, D., Arnold, S. & Taylor, C. 2012. Observations of increased tropical rainfall preceded by air passage over forests. *Nature* 489, 282–285.
- Staver, A. C., Archibald, S., & Levin, S. A. 2011. The global extent and determinants of savanna and forest as alternative biome states. *Science*, 334(6053), 230-232.
- Subrahmanyam, VP. 1967. Incidence and spread of continental drought. (WMO/IHD Report 2). Organización Meteorológica Mundial. Ginebra.
- Sudene, 1999. O fenômeno das secas. [En línea]. Página web, Recife: Superintendencia do Desenvolvimento do Nordeste. <http://www.sudene.gov.br/nordeste/Seca.html> [Consulta, 14 de enero de 2016].

- Tucker, C.J. 1979. Red and photographic infrared linear combinations for monitoring vegetation. *Remote Sensing of Environment*, 8:127-150.
- Unganai, LS; Kogan, FN. 1998. Drought monitoring and corn yield estimation in Southern Africa from AVHRR data. *Remote Sensing of Environment* 63, 219–232.
- Valiente, OM. 2001. Sequias, definiciones, tipologías y métodos de cuantificación.
- Van Leeuwen, T. T., Frank, A. J., Jin, Y., Smyth, P., Goulden, M. L., van der Werf, G. R., & Randerson, J. T. 2011. Optimal use of land surface temperature data to detect changes in tropical forest cover. *Journal of Geophysical Research: Biogeosciences*, 116(G2).
- Van nes, E. H., Hirota, M., Holmgren, M. & Scheffer, M. 2014. Tipping points in tropical tree cover: linking theory to data. *Glob. Change Biol.* 20, 1016–1021.
- Verstraeten, W.W., Veroustraete, F., and Feyen, J. 2001. Monitoring water limited carbon mass fluxes over Europe using NOAA AVHRR imagery and an adapted PEM Model C-FIX.
- Verbesselt, J.; Umlauf, N.; Hirota, M.; Holmgren, M.; Van Nes, E.H.; Herold, M.; Zeileis, A.; Scheffer, M. 2016. Remotely sensed resilience of tropical forests. *Nat. Clim. Chang.* 1, 1–5.
- Victoria, R.L., Martinelli, L. A., Moraes, J. M., Ballester, M. V., Krusche, A. V., Pellegrino, G., ... & Richey, J. E. 1998. Surface air temperature variations in the Amazon region and its borders during this century. *Journal of Climate*, 11(5), 1105-1110.
- Wagner, W; Lemoine, G; Borgeaud, M; Rott, H. 1999. A study of vegetation cover effects on ERS scatterometer data. *IEEE Trans Geosci Remote Sens* 37(2):938–948.
- Wan, Z; Dozier, J. 1996. A generalized split-window algorithm for retrieving landsurface temperature from space. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing* 34 (4), 892–905.
- Wan, Z. & Z.L. Li, 2008, Radiance-based validation of the MODIS land-surface temperature product, *International Journal of Remote Sensing*, 29: 5373-5395.

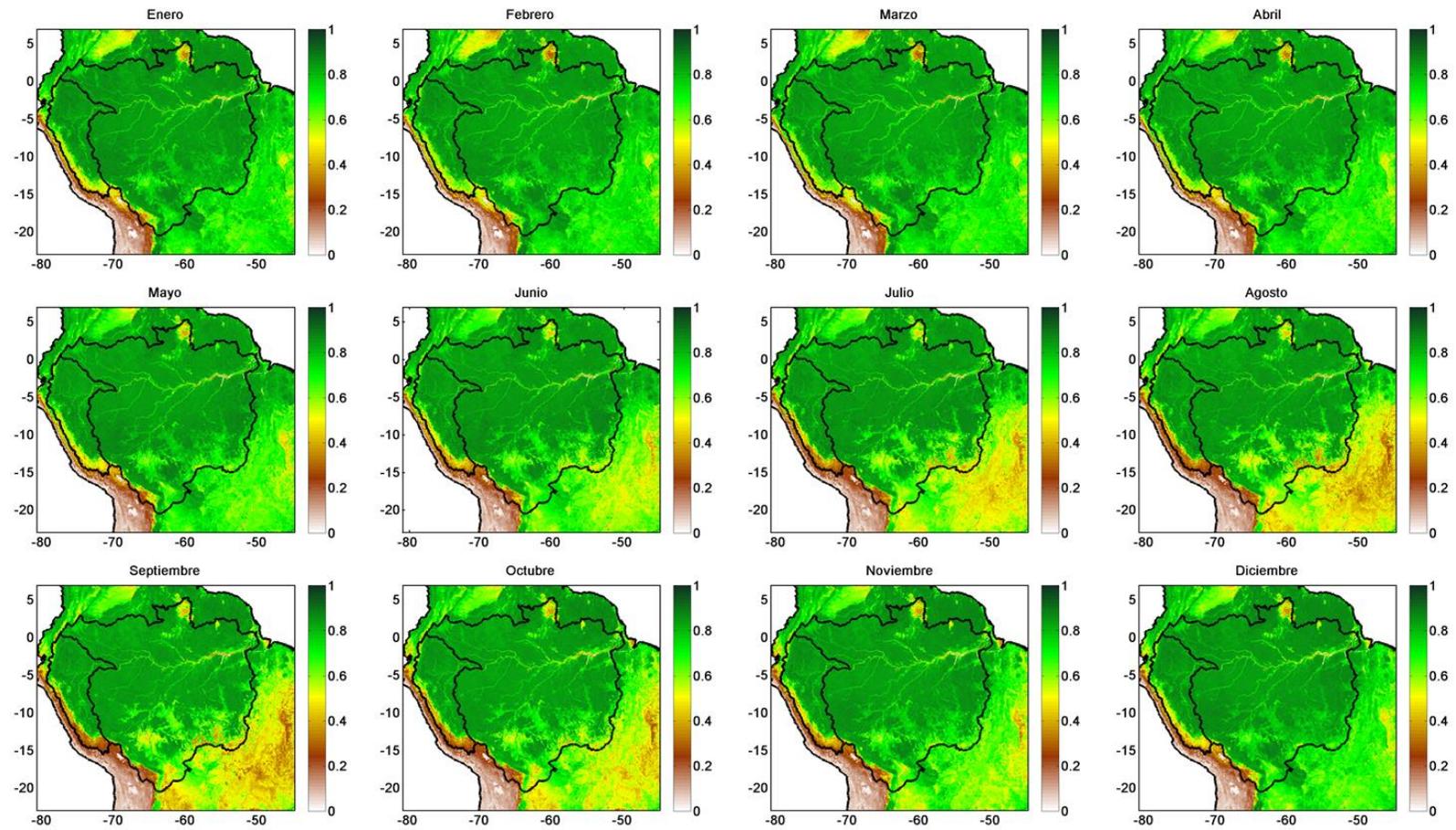
- Wan, Z., Wang, P. and Li, X., 2004. Using MO-DIS Land Surface Temperature and Normalized Difference Vegetation Index products for monitoring drought in the southern Great Plains, USA. *International Journal of Remote Sensing*, 25(1): 61-72.
- Wan, Z., Hook, S., & Hulley, G. 2015. MOD11A2 MODIS/Terra Land Surface Temperature/Emissivity 8-Day L3 Global 1 km SIN Grid V006. NASA EOSDIS Land Processes DAAC, USGS Earth Resources Observation and Science (EROS) Center. <https://lpdaac.usgs.gov> (accessed 16 June 2016): Sioux Falls, SD, doi, 10.
- Wan, Z., Y. Zhang, Q. Zhang, and Z.-L. Li, 2004, "Quality assessment and validation of the MODIS land surface temperature", *International Journal of Remote Sensing*, 25: 261-274.
- Wang, J; Price, KP; Rich, PM. 2001. Spatial patterns of NDVI in response to precipitation and temperature in the central Great Plains. *International Journal of Remote Sensing* 22 (18), 3827–3844.
- Wilhite, DA; Glantz, MH. 1985. Understanding the drought phenomenon: the role of definitions. *Water International*, vol. 10: 111-120.
- Williams JW, Jackson ST, Kutzbach JE. 2007. Projected distributions of novel and disappearing climates by 2100 AD. *Proceedings of the National Academy of Sciences, USA* 104: 5738–5742
- Xiong J. 2008. MCST Calibration Information, URL: <http://www.mcst.ssai.biz/mcst-web/calib/calibration.html> (Última fecha de acceso: 28 de septiembre de 2008).
- Xu, L; Samanta, A; Costa, M; Ganguly, S; Nemani, R; Maynei, R. 2011. Widespread decline in greenness of Amazonian Vegetation Due to the 2010 drought. *Geophysical Research Letters* 38 L07402.
- Xu, C., Hantson, S., Holmgren, M., Nes, E. H., Staal, A., & Scheffer, M. (2016). Remotely sensed canopy height reveals three pantropical ecosystem states. *Ecology*, 97(9), 2518-2521.
- Zemp, D. C., Schleussner, C. F., Barbosa, H. M. J., Van der Ent, R. J., Donges, J. F., Heinke, J., & Rammig, A. (2014). On the importance of cascading moisture recycling in South America. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 14(23), 13337-13359.

Zemp, D. C., Schleussner, C.F., Barbosa, H. M., Hirota, M., Montade, V., Sampaio, G., Staal, A., Wang-Erlandsson, L., and Rammig, A. 2017. Self-amplified Amazon forest loss due to vegetation-atmosphere feedbacks, *Nature Communications*, 8, 14 681.

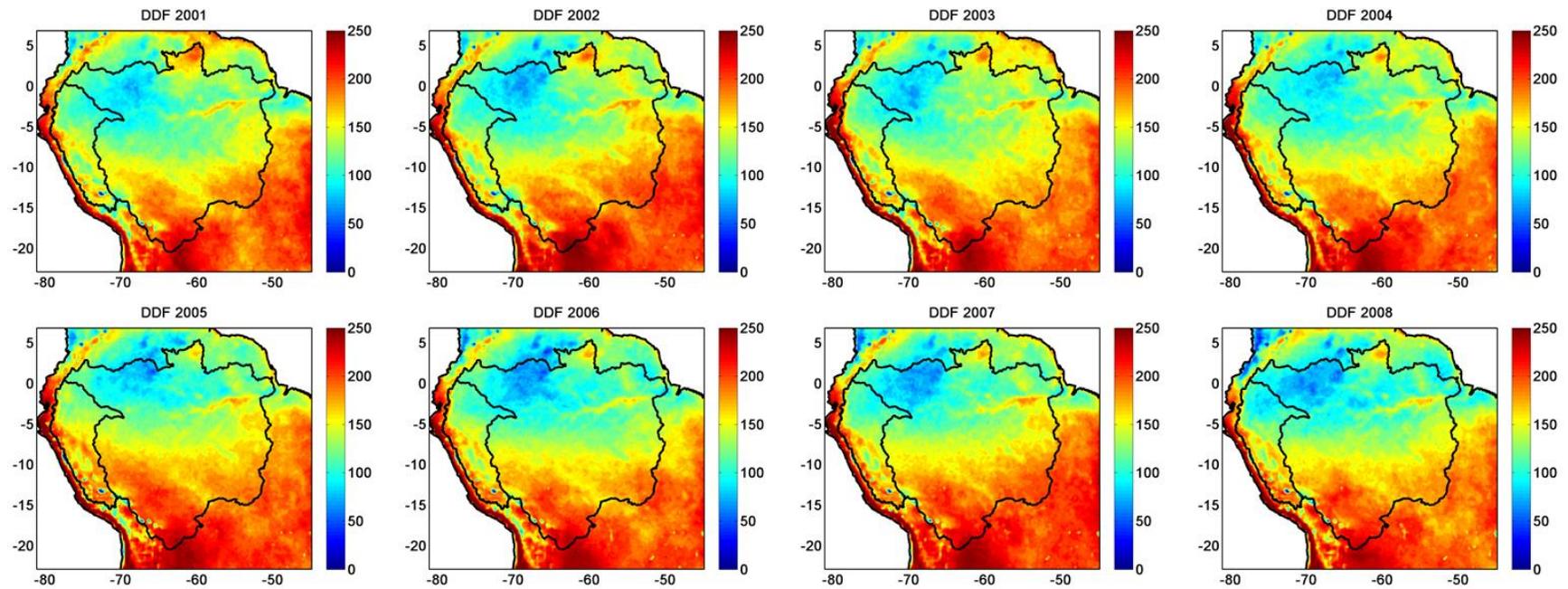
Zeng, N; Yoon, JH.; Marengo, J; Subramaniam, A; Nobre, C; Mariotti, A; Neelin, D. 2008. Causes and impacts of the 2005 Amazon drought. *Environmental Research Letters* 3 (2008) 9p.

Zubieta, R., Getirana, A., Espinoza, J. C., & Lavado, W. 2015. Impacts of satellite-based precipitation datasets on rainfall–runoff modeling of the Western Amazon basin of Peru and Ecuador. *Journal of Hydrology*, 528, 599-612.

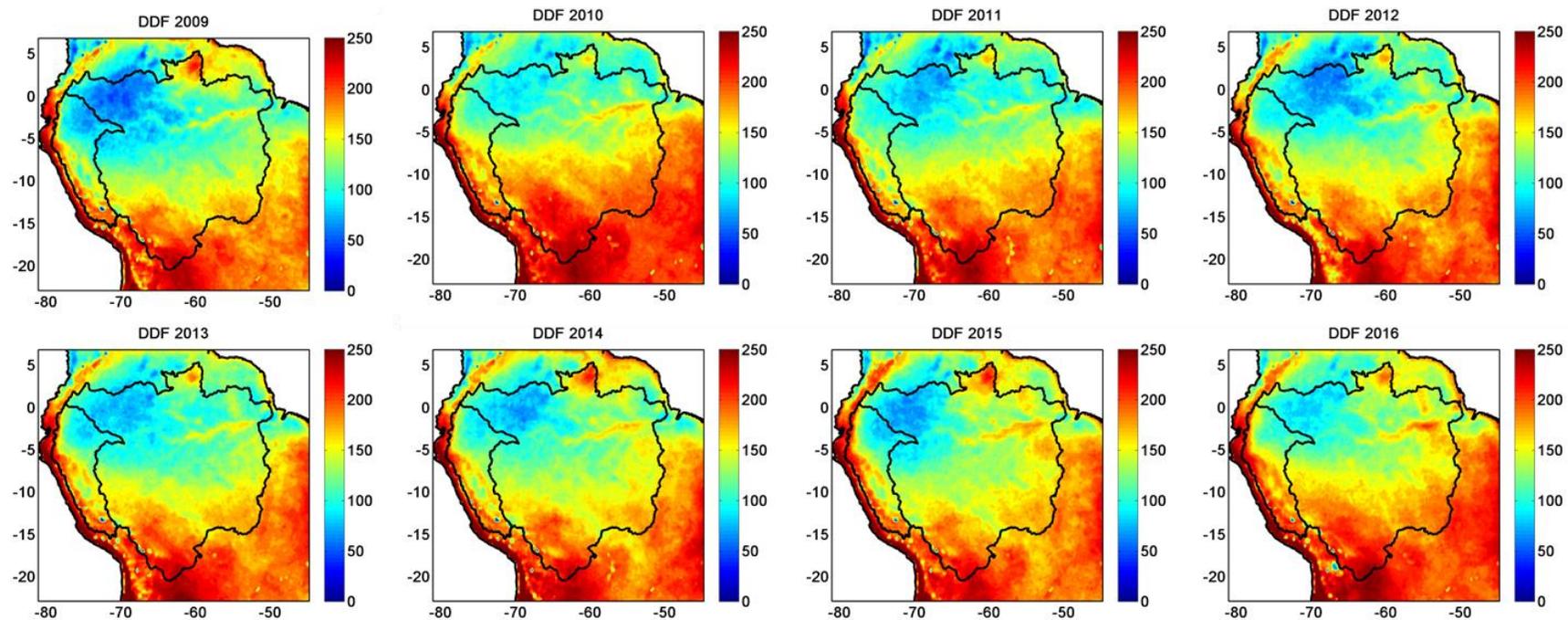
VIII. ANEXOS



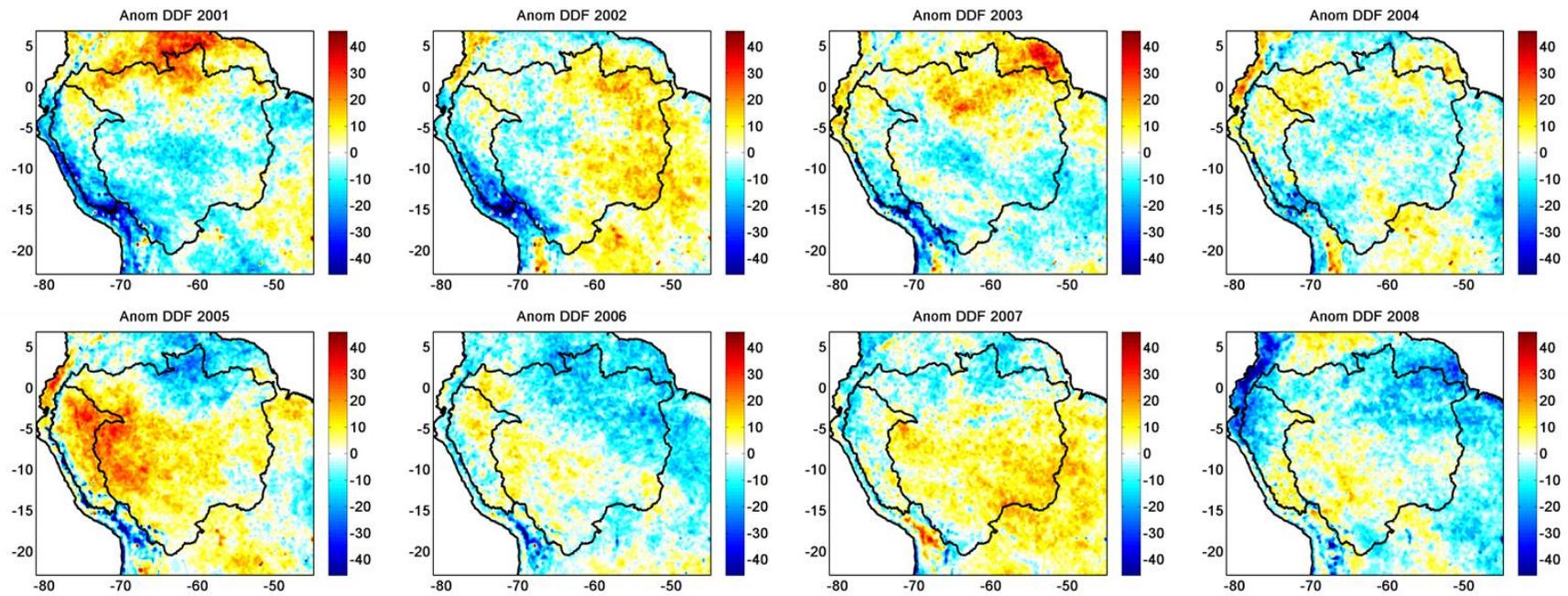
Anexo 1: Distribución espacial del ciclo anual del índice de vegetación de diferencia normalizada (NDVI) de enero a diciembre para toda la cuenca amazónica.



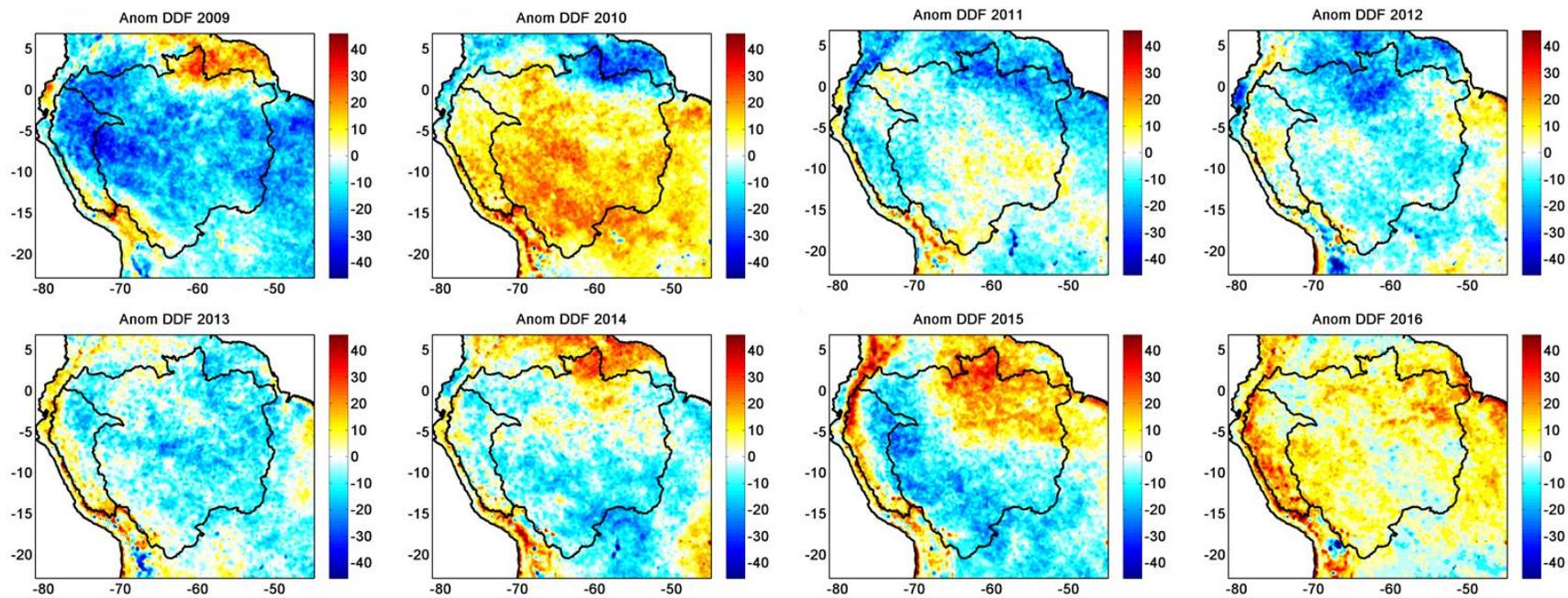
Anexo 2: Distribución espacial de la Frecuencia de Días Secos (DDFs) para toda la cuenca amazónica, calculados a partir de datos 3B42-RT para los años 2001 a 2008.



Anexo 3: Distribución espacial de la Frecuencia de Días Secos (DDFs) para toda la cuenca amazónica, calculados a partir de datos 3B42-RT para los años 2009 a 2016.



Anexo 4: Distribución espacial de anomalías (en días) de la Frecuencia de Días Secos (DDFs) para toda la cuenca amazónica, calculados a partir de datos 3B42-RT para los años 2001 a 2008.



Anexo 5: Distribución espacial de anomalías (en días) de la Frecuencia de Días Secos (DDFs) para toda la cuenca amazónica, calculados a partir de datos 3B42-RT para los años 2009 a 2016.