

**UNIVERSIDAD NACIONAL AGRARIA
LA MOLINA
FACULTAD DE INGENIERÍA AGRÍCOLA**



**“ESTUDIO DEL CICLO HIDROLÓGICO DE LA CUENCA
AMAZÓNICA MEDIANTE EL USO DE SENSORAMIENTO
REMOTO: ANÁLISIS DE EVAPOTRANSPIRACIÓN”**

Presentado por:

HANS MIKHAIL SEGURA CAJACHAGUA

TESIS PARA OPTAR EL TÍTULO DE:

INGENIERO AGRÍCOLA

**Lima – Perú
2014**

ÍNDICE

I.	INTRODUCCIÓN.....	2
II.	REVISIÓN DE LITERATURA	8
	2.1 BALANCE DE ENERGÍA	8
	2.1.1 Ecuación de energía	8
	2.1.2 Estimación de flujos de energía mediante Torres de flujo.....	11
	2.1.3 Sistema de covarianza Eddy	12
	2.1.4 Partes de una torre de flujo	13
	2.1.5 Errores de medición	16
	2.2 BALANCE DE AGUA	16
	2.2.1 Ciclo Hidrológico	17
	2.2.2 Mediciones de los principales elementos del ciclo hidrológico	18
	2.2.3 Ecuación del balance de agua	20
	2.3 ECUACIONES EMPÍRICAS PARA EL CÁLCULO DE LA EVAPOTRANSPIRACIÓN	20
	2.4 DESCRIPCION DE LA ZONA DE ESTUDIO	23
	2.4.1 Clima de la Amazonía.....	23
	2.4.2 Hidrología Amazónica.....	25
	2.4.3 Balance hídrico en la cuenca Amazónica	27
III.	DATOS Y MÉTODOS.....	28
	3.1 DATOS OBSERVADOS.....	28
	3.1.1 Datos de torres de flujo.....	28
	3.1.2 Datos de caudales.....	30
	3.2 DATOS SATELITALES	33
	3.2.1 Datos de Información Geográfica.....	33

3.2.2	Evapotranspiración estimada por el producto MOD16	34
3.2.3	Evapotranspiración estimada por el modelo GLEAM.....	36
3.2.4	Precipitación estimada por el producto TRMM 3B43 V7.....	37
3.2.5	Contenido de agua en el suelo estimados por la misión GRACE.....	39
3.3	MÉTODOS.....	39
3.3.1	Análisis de la evapotranspiración en áreas de torres de flujo	39
3.3.2	Análisis de evapotranspiración en la cuenca y sub-cuencas amazónicas	43
IV.	RESULTADOS	45
4.1	ANÁLISIS DE TORRES DE FLUJO.....	45
4.1.1	Análisis Exploratorio	45
4.1.2	Análisis del balance de energía en la torres de flujo.....	58
4.1.3	Análisis de precipitación y evapotranspiración en las torres de flujo.....	64
4.2	REGRESIÓN ENTRE LOS DATOS DE FLUJO CALOR LATENTE Y VARIABLE METEOROLÓGICAS.....	69
4.3	COMPARACIÓN DE LOS PRODUCTOS DE EVAPOTRANSPIRACIÓN (GLEAM Y MODIS) Y DE LAS ECUACIONES EMPÍRICAS (PENMAN- MONTEITH Y PRIESTLEY-TAYLOR) CON LOS DATOS OBSERVADOS.....	74
4.4	ANÁLISIS DE LA EVAPOTRANSPIRACIÓN A TRAVÉS DE UN BALANCE HÍDRICO EN SUBCUENCAS AMAZÓNICAS.	85
V.	CONCLUSIONES.....	97
VI.	RECOMENDACIONES Y PERSPECTIVAS.....	102
VII.	REFERENCIA BIBLIOGRÁFICA.....	104
VIII.	ANEXO.....	110

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1. Ubicación de las 8 torres de flujo sobre territorio brasileño (LBA)	6
Figura 2. Ubicación de las sub-cuencas amazónicas analizadas y de las estaciones de foro	7
Figura 3. Esquematación de un balance de energía cerca de la superficie de un bosque. ...	9
Figura 4 : Esquema de los diferentes tamaños de eddys las cuales son la principal causa del transporte de energía y gases en un ecosistema Fuente: Burma y Anderson (2010). ..	11
Figura 5: Esquema de los movimientos de la parcelas de aire debido a los eddys. . Fuente: Burma y Anderson (2010).	12
Figura 6. Torre de flujo instalada sobre una superficie de cultivo. Fuente http://www.rap.ucar.edu	14
Figura 7. Anemómetro sónico sobre un campo de pasto. Fuente http://www.rap.ucar.edu	14
Figura 8. Esquema del ciclo hidrológico en un ecosistemas tropical. Fuente: Whol et al. (2012)	18
Figura 9. Promedio de diciembre a febrero y de junio a agosto de la altura geopotencial y vientos a 850 hPa, las cuales provienen de ERA-40 para un periodo de 1975-2002 ;y precipitación de CMAP para el periodo de 1979-2002. Fuente: Espinoza et al. (2011). 24	
Figura 10. Precipitación anual de la cuenca Amazónica. Fuente: Espinoza et al. (2009a) .	25
Figura 11. Ciclo anual de las descargas ($m^3 s^{-1} \times 10^5$) de los principales ríos de las sub-cuencas amazónicas medidas en las estaciones mostradas en el mapa central. Los Andes están sombreados. Los meses están de enero (1) a diciembre (12). Fuente: Espinoza et al. (2009b).	26
Figura 12. Ubicación de las 8 torres de flujo sobre territorio brasileño	29
Figura 13. Ubicación de las estaciones hidrométricas utilizadas por el estudio.....	32
Figura 14. Evapotranspiración anual global (en mm) del producto MOD-16. Fuente: http://www.ntsug.umt.edu/project/mod16	36

Figura 15. Evapotranspiración anual (mm) (2003-2007) calculado por el modelo GLEAM. Fuente: Miralles et al. (2011).	37
Figura 16. Precipitación media diaria de la cuenca Amazónica (mm d ⁻¹). Periodo de datos 1999-2012. Se utilizaron datos del TRMM 3B43 V7.	38
Figura 17. Ubicación y valores históricos diarios de radiación neta (Rn), flujo de calor latente (Le), flujo de calor sensible (H), temperatura (T) y humedad relativa (RH) para la torre de flujo Santarem Km 67 (K67).	47
Figura 18. Valores históricos diarios de radiación neta (Rn), flujo de calor latente (Le), flujo de calor sensible (H), temperatura (T) y humedad relativa (RH) para la torre de flujo Santarem Km 77 (K77).	49
Figura 19. Ubicación y valores históricos diarios de radiación neta (Rn), flujo de calor latente (Le), flujo de calor sensible (H), temperatura (T) y humedad relativa (RH) para la torre de flujo Reserva Jarú-Paraná (Rja).	51
Figura 20. Ubicación y valores históricos diarios de radiación neta (Rn), flujo de calor latente (Le), flujo de calor sensible (H), temperatura (T) y humedad relativa (RH) para la torre de flujo Fazenda Nosa Senhora (Fns).	52
Figura 21. Ubicación y valores históricos diarios de radiación neta (Rn), flujo de calor latente (Le), flujo de calor sensible (H), temperatura (T) y humedad relativa (RH) para la torre de flujo Tocantis-Bananal (Ban).	54
Figura 22. Ubicación y valores históricos diarios de radiación neta (Rn), flujo de calor latente (Le), flujo de calor sensible (H), temperatura (T) en línea verde y humedad relativa (RH) para la torre de flujo Pe de Gigante (Pdg).	55
Figura 23. Valores históricos diarios de radiación solar neta (Rns) y precipitación (PP). Los datos han sido tomados entre las 8 horas y las 18 horas de la estación Manaus Km34 (K34).	57
Figura 24. Ubicación y valores históricos diarios de radiación solar neta (Rns) y precipitación (PP). Los datos han sido tomados entre las 8 horas y las 18 horas de la estación Tocantis-Bananal (Ban).	58
Figura 25. Ciclo anual de la radiación neta (Rn), flujo de calor latente (Le) y flujo de calor sensible (H) para las torres 8 torres de flujos estudiadas. El ciclo anual de Rn, Le y H	

ha sido calculado eligiendo datos horarios mensuales mayores al percentil 50 (p50) de la radiación neta de cada estación.	59
Figura 26. Ciclo anual de la radiación neta, flujo de calor latente, flujo de calor sensible, energía que se queda en la biomasa y energía que va hacia el suelo. El ciclo anual de Rn, Le, H, Qs y G ha sido calculado eligiendo datos horarios mensuales mayores al percentil 50 (p50) de la radiación neta de la estación K83.....	63
Figura 27. Ciclo anual de la radiación neta, flujo de calor latente, flujo de calor sensible, energía que se queda en la biomasa y energía que va hacia el suelo. El ciclo anual de Rn, Le, H, Qs y G ha sido calculado eligiendo datos horarios mensuales mayores al percentil 50 (p50) de la radiación neta de la estación Ban.....	64
Figura 28. Ciclo anual de la precipitación y el ciclo anual de la evapotranspiración, ambos en mm d-1. El cálculo se realizó para las 8 torres de flujos estudiadas.	66
Figura 29. Scatter plot de datos observados diarios (8h-18h) de flujo de calor latente y de los datos observados de radiación neta, ambos en $W m^{-2}$	70
Figura 30. Scatter plot de datos observados diarios (8h-18h) de flujo de calor latente en $W m^{-2}$ y de los datos observados de temperatura en $^{\circ}C$	71
Figura 31. Scatter plot de datos observados diarios (8h-18h) de flujo de calor latente en $W m^{-2}$ y de los datos observados de temperatura en $^{\circ}C$	73
Figura 32. Scatter plot de datos observados de evapotranspiración observada cada 8 días y de los datos de evapotranspiración del producto MOD16 cada 8 días, ambos en $mm d^{-1}$	76
Figura 33. Scatter plot de datos observados de evapotranspiración observada cada 8 días y de los datos de evapotranspiración del producto GLEAM cada 8 días, ambos en $mm d^{-1}$	77
Figura 34. Scatter plot de datos observados de evapotranspiración observada cada 8 días y de los datos de evapotranspiración calculada con la ecuación Penman-Monteith cada 8 días, ambos en $mm d^{-1}$	79
Figura 35. Scatter plot de datos observados de evapotranspiración observada cada 8 días y de los datos de evapotranspiración calculada con la ecuación Priestley-Taylor cada 8 días, ambos en $mm d^{-1}$	80

Figura 36. Scatter plot de evapotranspiración calculada con la ecuación empírica Penman-Monteith cada 8 días y de los datos de evapotranspiración del producto MOD16 cada 8 días, ambos en mm d^{-1}	82
Figura 37. Scatter plot de evapotranspiración calculada con la ecuación empírica Priestley-Taylor cada 8 días y de los datos de evapotranspiración del modelo GLEAM cada 8 días, ambos en mm d^{-1}	83
Figura 38. Los valores de coeficiente de determinación (R^2), número de Nash y el error cuadrático medio (RMSE) para cada torre de flujo y para cada producto de evapotranspiración (MOD16 y GLEAM) y para cada ecuación empírica: Penman-Monteith (P-M) y Priestley-Taylor (P-T).....	84
Figura 39. Ciclo anual del caudal (azul), TRMM-precipitación (barras grises) y GRACE-cantidad de agua el suelo (rojo) para la cuenca Amazónica.....	85
Figura 40. Ubicación y ciclo anual del caudal, TRMM-lluvia, GRACE-contenido de agua en el suelo en el suelo.....	87
Figura 41. Correlaciones entra el caudal observado vs el TRMM-lluvia y GRACE-contenido de agua en el suelo en el suelo para la cuenca y sub-cuencas amazónicas (periodo de avenida).....	89
Figura 42. Correlaciones entre el caudal observado vs el TRMM-lluvia y GRACE-contenido de agua en el suelo para la cuenca y sub-cuencas amazónicas.....	90
Figura 43. Ciclo anual de la Precipitación – escorrentía y el storage de agua para la cuenca Amazónica. Precipitación (PP) – Escorrentía (Es) es el resultado de restar la PP (TRMM) menos el caudal medido el Óbidos (ORE-HYBAM).....	91
Figura 44. Ubicación y ciclo anual de la Precipitación – escorrentía y el storage de agua para las sub-cuencas amazónicas. Precipitación (PP) – Escorrentía (Es) es el resultado de restar la PP (TRMM) menos el caudal medido el Óbidos (ORE-HYBAM) para las 9 sub-cuencas amazónicas.....	92
Figura 45. Ciclo anual de la precipitación, caudal y evapotranspiración para la cuenca Amazónica.....	94
Figura 46. Ubicación y ciclo anual de la precipitación, de la escorrentía y de la evapotranspiración para las sub-cuencas amazónicas.....	95

ÍNDICE DE CUADROS

Cuadro 1: Cuadro de desventajas por cada tipo de analizador.....	16
Cuadro 2. Datos observados utilizados en el estudio y la fuente de donde se obtuvieron ..	28
Cuadro 3. Ubicación y características de las torres de flujo instaladas por el proyecto Large Biosphere-Atmosphere Experiment in Amazonia (LBA) y de las cuales se han extraído los datos.....	30
Cuadro 4. Cuencas amazónicas y sus respectivas estaciones de aforo o con las que fueron calculadas sus descargas entre paréntesis.....	33
Cuadro 5. Datos satelitales utilizados en el estudio y la fuente de donde se obtuvieron	33
Cuadro 6. Área en km ² de la cuenca Amazónica y de las 8 sub-cuencas en estudio.....	34
Cuadro 7. Características principales de la radiación, calor latente, calor sensible, temperatura y humedad relativa de las torres de flujo ubicadas en la zona ecuatorial.	50
Cuadro 8. Características principales de la radiación, calor latente, calor sensible, temperatura y humedad relativa de las torres de flujo ubicadas en el sur de la Amazonía.	56
Cuadro 9. media mensual anual, desviación estándar anual, el coeficiente variación estacional de las variables de radiación neta (Rn), flujo de calor latente (L.e), flujo de calor sensible (H), flujo de calor hacia el suelo (G) y energía que se queda en la biomasa (Qs) para todas las torres de flujo en estudio.....	62
Cuadro 10. Valores anuales de la precipitación (Pp), de la evapotranspiración (ET) en mm d ⁻¹ y del ar para las 8 torres de flujo estudiadas	67
Cuadro 11. Coeficientes de determinación entre la evapotranspiración y la radiación neta, temperatura y humedad relativa, para las 8 torres de flujo estudiadas.....	74
Cuadro 12. Cuadro de resumen de resultados de la precipitación, escorrentía y evapotranspiración de las sub-cuencas amazónicas analizadas.	93

ÍNDICE DE ANEXOS

Anexo 1. Valores históricos diarios de radiación neta (Rn), flujo de calor latente (Le), flujo de calor sensible (H) , temperatura (T) y humedad relativa (RH) para la torre de flujo Manaus Km 34 (K34).....	111
Anexo 2. Valores históricos diarios de radiación neta (Rn), flujo de calor latente (Le), flujo de calor sensible (H), temperatura (T) y humedad relativa (RH) para la torre de flujo Santarem K83 (K83).	112
Anexo 3. Meses de los periodos húmedos y de estiaje para cada una de las sub-cuencas analizadas.	113

RESUMEN

La evapotranspiración tiene un rol relevante en el cálculo del balance hídrico: sin embargo, estudios sobre la evapotranspiración en la cuenca Amazónica (CA) son escasos. En este trabajo se analizó la evapotranspiración a escala puntual y espacial. En el primer análisis se utilizaron datos de evapotranspiración de torres de flujo (TF) del proyecto LBA, la evapotranspiración calculada con las ecuaciones de Penman-Monteith y Priestley-Taylor (usando datos meteorológicos de las TF), el producto de evapotranspiración satelital MOD16 y el modelo GLEAM. Los resultados de este análisis mostraron que la evapotranspiración está influenciada por la radiación neta, el tipo de vegetación y el contenido de agua en el suelo. Debido a estas características, MOD16 y GLEAM no representan adecuadamente la evapotranspiración en bosques amazónicos ya que toman datos de Reanálisis como variables meteorológicas de entrada para sus algoritmos. Sin embargo, la ecuación de Priestley-Taylor tiene una adecuada representación de la evapotranspiración, teniendo un R^2 mayor a 0.5 en estos ecosistemas. Además, la ecuación Penman-Monteith sobrestima la evapotranspiración, mientras que Priestley-Taylor la subestima. En el análisis espacial se calculó la evapotranspiración usando un balance de agua con los datos de precipitación (TRMM), contenido de agua en el suelo (GRACE) y caudales (ORE-HYBAM) para nueve sub-cuencas amazónicas. Los resultados mostraron que la CA tiene una evapotranspiración promedio de 3.48 mm d⁻¹. Las sub-cuencas con mayor evapotranspiración son Xingú, Madeira Baja y Tapajós ($\cong 4$ mm d⁻¹) ubicadas al Sur de la CA, y las sub-cuencas con menor evapotranspiración son Marañón, Ucayali y Rio Negro (< 2 mm d⁻¹). Los valores bajos de evapotranspiración en Marañón y Ucayali podrían estar afectados por la presencia de los Andes, los cuales incrementan la escorrentía y disminuyen la evapotranspiración. Finalmente concluimos que los datos del TRMM y GRACE son útiles para estudios en el balance hídrico en las sub-cuencas amazónicas.

Palabras claves: evapotranspiración, cuenca amazónica, balance de energía y balance hídrico.

ABSTRACT

Evapotranspiration plays an important role in water balance calculations; however, studies on evapotranspiration in the Amazon basin (AB) are scarce. In this study we analyze evapotranspiration timely and spatially. In the first analysis we used data in situ of evapotranspiration from flux towers (TF) of the LBA project, evapotranspiration calculated with the Penman-Monteith and Priestley-Taylor equations (using meteorological data of TF), the satellite product of evapotranspiration MOD16 and GLEAM model. The result of this analysis showed that evapotranspiration is influenced by net radiation, vegetation type and water content in the soil. Because of these characteristics, MOD16 and GLEAM not represent adequately the evapotranspiration of the Amazon forest since they take Reanalysis data as meteorological input variables for their algorithms. However, the equation of Priestley-Taylor has adequate representation of evapotranspiration with R^2 greater than 0.5 in these ecosystems. In addition, the Penman-Monteith equation overestimates evapotranspiration, while the Priestley-Taylor underestimated. In spatial analysis evapotranspiration was calculated using a water balance equation with precipitation data (TRMM), water content in the soil (GRACE) and discharge (ORE-HYBAM) of nine sub-basins Amazon. The results showed that the AB has an average evapotranspiration of 3.48 mm d⁻¹. The sub-basins which have more evapotranspiration are Xingu, Madeira and Tapajos Baja ($\cong 4$ mm d⁻¹) located south of the AB, and the sub-basins with less evapotranspiration are Marañon, Ucayali and Rio Negro (<2 mm d⁻¹). The low values of evapotranspiration in Marañon and Ucayali could be affected by the presence of the Andes, which increase runoff and reduce evapotranspiration. Finally we conclude that the data from TRMM and GRACE are useful for studies on water balance in the Amazon sub-basin.

Key words: evapotranspiration, Amazon Basin, energy balance and water balance.

I. INTRODUCCIÓN

La cuenca Amazónica (CA) es la más grandes del mundo, tiene un área aproximada de 6 millones de km^2 y un caudal medio de $209\,000\text{ m}^3\text{ s}^{-1}$, medidos a 750 km antes del estuario en la estación hidrométrica de Óbidos (Callède et al. 2010). Además, la CA alberga una gran biodiversidad y al bosque tropical más grande del mundo (Houghton et al. 2001). Los ecosistemas amazónicos guardan una estrecha relación con el ciclo hidrológico, características que hacen aún más atractivo el estudio de la hidrología Amazónica.

El ciclo hidrológico en la CA ha sido parcialmente estudiado, dándole mayor enfoque a la precipitación y a la escorrentía o caudal. Por ejemplo, Marengo et al. (2006), Espinoza et al. (2009a) y Guimberteau et al. (2012) utilizaron diferentes fuentes de datos para estimar la precipitación media de la cuenca Amazónica, la cual está alrededor de 6 mm d^{-1} . Además, Espinoza et al. (2009a) y Figueroa y Nobre (1990) mostraron los diferentes regímenes de precipitación que existe en las diferentes regiones de la CA y Espinoza et al. (2009b) estudió el contraste estacional de descarga de caudales que existen entre las diferentes sub-cuencas amazónicas.

El componente del ciclo hidrológico que ha sido poco estudiado es la evapotranspiración, la cual puede definirse como el proceso de evaporación de las aguas sobre y por debajo de la superficie del suelo, combinado con el proceso de transpiración de la plantas (Katul et al. 2012). La CA es una de las áreas con mayor bosque tropical del planeta, por lo que la cantidad de evapotranspiración producida por la vegetación es abundante. Sin embargo, la vegetación es el factor que hace difícil una estimación más precisa de la evapotranspiración, puesto que aún hay pocos estudios sobre el mecanismo que tiene la planta para liberar vapor de agua a través de sus estomas.

Actualmente no se conoce la cantidad exacta de evapotranspiración, pero se ha estimado a través de modelos hidrológicos y datos satelitales, que el 50% de las lluvias en la Cuenca del Amazonas retornan a la atmósfera en forma de vapor de agua (evapotranspiración), lo que representa aproximadamente una evapotranspiración media de 3 mm d^{-1} (Shuttleworth 1998, Karam y Bras 2008, Fisher et al. 2009).

Con el fin de estudiar los procesos físicos asociados a la interacción entre la atmósfera y la biósfera de la Amazonía, en 1999 se inició en Brasil el programa *Large-Scale Biosphere-Atmosphere Experiment in Amazonia* (LBA). LBA tomó la iniciativa de poner torres de flujo en el Norte y Sur de la Amazonía brasileña, así como en diferentes ecosistemas de la misma. Las torres de flujo son un conjunto de equipos (analizador de gas, anemómetro sónico y pirorradiómetros) que miden flujos de energía y de gases tales como: flujo de calor latente (evapotranspiración expresada en $W m^{-2}$), flujo de calor sensible, radiación solar entrante y saliente, flujos de dióxido de carbono (CO_2), metano (NH_4), entre otros gases. Además, se puede equipar a la torre de flujo para que mida temperatura, precipitación, humedad relativa entre otras variables meteorológicas.

Esta iniciativa logró obtener datos a nivel horario de las variables descritas anteriormente con las cuales se han realizado muchas investigaciones que han tenido un gran impacto en la comunidad científica. Negrón et al. (2007) realizó un estudio de la evapotranspiración en el sur de la CA utilizando una torre de flujo y demostró que uno de los factores importantes en la evapotranspiración era el contenido de agua en el subsuelo. Mientras menos agua en el subsuelo, menor era la cantidad de vapor de agua que evapotranspiraba la vegetación. Costa et al. (2010) estudió la evapotranspiración de la parte norte y sur de la CA utilizando torres de flujo. El autor mostró que la evapotranspiración de los bosques situados en la franja ecuatorial está controlada por variables abióticas (meteorológicas) como la radiación, la temperatura y el vapor de agua. Sin embargo, hacia el sur de la CA los factores bióticos como la resistencia a la evapotranspiración de la vegetación eran los factores que controlaban la ET. Huete et al. (2006) encontró que la mayor capacidad fotosintética de las plantas en la Amazonía se da entre los meses de julio y noviembre, lo que facilitaría el intercambio de vapor de agua entre la biósfera y la atmósfera. Esto se debe a que la planta abre sus estomas para poder absorber el CO_2 del ambiente, pero al abrir sus estomas también libera vapor (Katul et al. 2012).

Los datos meteorológicos *in-situ*, como los datos de torres de flujo, precipitación, radiación, temperatura entre otros a pesar de ser muy valiosos, no tienen la suficiente densidad espacial sobre la CA. Esta poca densidad de estaciones no hace posible realizar una adecuada espacialización de los datos meteorológicos necesarios para realizar un balance hídrico y un balance de energía en las sub-cuencas amazónicas.

Tratando de idear una ecuación que permita cuantificar la evapotranspiración en los continentes, Penman (1948) propuso una ecuación empírica para calcular la evaporación

sobre cuerpos de agua. Luego, Monteith (1956) modificó la ecuación de Penman con la finalidad de introducir variables que indican la resistencia de la planta y del aire a la evapotranspiración y al intercambio de calor. Esta última modificación de la ecuación de Penman ha sido utilizada en los últimos años como la referencia para el cálculo de evapotranspiración para diferentes tipos de vegetación. Esta ecuación ha recibido el nombre de la ecuación de Penman-Monteith. Empero, Priestley y Taylor (1972) modificaron la ecuación de Penman-Monteith alegando que la radiación es la principal fuente energía para la ET. A esta se le conoce como la ecuación de Priestley-Taylor.

En los últimos años, ingenieros y científicos han utilizado datos satelitales como fuente de datos para sus trabajos e investigaciones. Los datos satelitales tienen la ventaja de tener una espacialización global lo que hace posible la investigación en lugares donde las estaciones *in-situ* son pocos o no existen. Sin embargo, los productos satelitales no miden directamente las variables meteorológicas, por ejemplo el producto TRMM 3B43 V7, utiliza varios productos para estimar la precipitación mensual a una resolución de $0.25^{\circ} \times 0.25^{\circ}$. Para poder llegar a una estimación de lluvia se usan principalmente 2 tipos de datos. El primero son datos de precipitación relacionadas a datos de ondas de microondas y el segundo son datos de infrarrojo relacionadas a la actividad de la nubes, y ambos son medidos por los satélites. La ventaja de las imágenes de infrarrojo es que tienen un amplio rango espacial y esto permite tener una mayor área de precipitación estimada. Finalmente, los valores estimados de precipitación usando estas 2 fuentes son calibradas con datos observados de lluvia de todo el mundo (Huffman et al. 2007).

Otros productos satelitales con las que se ha trabajado en la cuenca Amazónica son los del *Gravity Recovery and Climate Experiment* (GRACE) y el *Environmental Satellite* (ENVISAT). GRACE mide directamente las variaciones de gravedad de la tierra, y luego asocia estas variaciones en la gravedad al movimiento de las masas de aguas de los océanos y de los continentes. En los continentes, GRACE proporciona una aproximación del contenido de agua de toda la columna terrestre y su variación temporal (Ramillen et al. 2005). ENVISAT es un radar de altimetría utilizada para medir el nivel de agua de los océanos, sin embargo también se han utilizado en los ríos amazónicos ya que su ancho es lo suficientemente grande para que se tengan medidas del nivel de los ríos (Crétaux et al. 2011).

Getirana et al. (2013) utilizó los productos del ENVISAT para estimar la descarga o los caudales en ríos donde no existen estaciones hidrométricas. Esta operación se hizo para el

río Amazonas y sus tributarios en los que se encuentran los ríos peruanos Marañón y Ucayali. Finalmente pudo obtener caudales estimados con la altimetría espacial similares a los observados para la zona central de la CA, pero en los ríos de Ucayali y Marañón los caudales simulados no representan bien a los observados.

Frappart et al. (2013) utilizó datos de caudales y lluvia del TRMM para validar los datos de contenido de agua en el suelo de GRACE, además analizó espacialmente y temporalmente la lluvia, el caudal y el contenido de agua en el suelo en las sub-cuencas amazónicas, pero no se realizó un balance hidrológico ni se calculó valores aproximados de evapotranspiración para la cuenca Amazónica ni para las sub-cuencas peruanas del Marañón y Ucayali.

Existen también productos derivados de satélites que directamente muestran la evapotranspiración a nivel global, tal es el caso del producto MOD16 (Mu et al. 2011). Este producto utiliza datos de índices de vegetación como: *Enhanced vegetation index* (EVI) y el *Normalized Difference Vegetation Index* (NDVI); las cuales indican la capacidad fotosintética de la planta. Estos datos son derivados de las mediciones de la misión MODIS y son utilizados para calcular la fenología de la planta. Para poder calcular la evapotranspiración, se utilizaron estos índices y datos meteorológicos provenientes de la asimilación de modelos climáticos con datos observados (Reanálisis) del *Global Modeling and Assimilation Office* (GMAO) y la modificación de la ecuación de Penman-Monteith para calcular la evapotranspiración a nivel mundial.

Otro producto es el *Global Land-Surface Evaporation: The Amsterdam Method* – GLEAM (Miralles et al. 2011) el cual utiliza los datos meteorológicos grillados de precipitación del *Global Precipitation Climatology Centre* (GPCC) y del *CPC Morphing Technique* (CMORPH), datos de radiación de Reanálisis (*Surface Radiation Budget*), humedad del suelo superficial, temperatura de superficie, profundidad de vegetación de datos satelitales (*Land Parameter Retrieval Models* - LPRM), temperatura de aire (*International Satellite Cloud Climatology Project* –ISCCP) y datos de agua equivalente de nieve (*National Snow and Ice Data Center*) y la ecuación de Priestley-Taylor para calcular la evapotranspiración a nivel mundial.

A través de los trabajos anteriores se ha observado un gran interés por dar valores de evapotranspiración a través de modelos hidrológicos, datos satelitales y la utilización de ecuaciones empíricas. Sin embargo, las validaciones de estos valores de evapotranspiración

no ha sido posible en muchos casos, sobre todo en la Amazonía peruana donde hay una escasez de estaciones meteorológicas y ninguna torre de flujo que mida los flujos de energía de bosques amazónicos. Además, hay pocos trabajos que han analizado los procesos físicos asociados a la evapotranspiración con la finalidad de dar una estimación cercana de la ET, sobre todo en la Amazonía peruana.

El objetivo de este trabajo es cuantificar y analizar espacial y temporalmente la evapotranspiración en la cuenca Amazónica usando diferentes metodologías, para mejorar el entendimiento del ciclo hidrológico en esta región. Para ello se desarrollan los siguientes objetivos específicos:

- Analizar el balance de energía en las 8 torres de flujo, haciendo especial énfasis en el rol de la vegetación en el proceso de la evapotranspiración.
- Comparar la evapotranspiración observada en las torres de flujo con estimaciones de evapotranspiración del GLEAM (*Global Land Surface Evaporation: The Amsterdam Method*) y del producto MOD16 (Producto 16 de la misión MODIS).
- Comparar la evapotranspiración observada en la torre de flujo con los resultados de evapotranspiración de las ecuaciones fundamentales empíricas (Priestley-Taylor y Penman-Monteith) usando variables meteorológicas observadas como datos de entrada.
- Comparar los resultados de evapotranspiración del modelo GLEAM y del producto MOD16 con las ecuaciones empíricas de Priestley-Taylor y Penman-Monteith respectivamente. Para ambas ecuaciones se utilizaron datos meteorológicos observados en las torres de flujo como datos de entrada.
- Calcular la evapotranspiración mediante la ecuación de balance de agua utilizando datos de caudal (ORE-HYBAM), lluvia (TRMM) y contenido de agua en el suelo (GRACE) en 8 grandes sub-cuencas amazónicas, incluyendo las sub-cuencas peruanas Marañón y Ucayali.

Para lograr los objetivos mencionados se utilizaron datos de las torres de flujos, los cuales fueron descargados del *web site* de LBA (<http://lbaworking.daac.ornl.gov/lba>). En total fueron 8 torres de flujos utilizadas: Manaus km34, Santarém km67, Santarém km83, Santarém km77, Fazenda Nosa Senhora, Reserva Jarú-Paraná y Pe de Gigante (Figura 1).

El cálculo de la evapotranspiración usando la ecuación de balance de agua se realizó para 8 sub-cuencas amazónicas (Solimoes-Caquetá, Marañón, Ucayali, Madeira Alta, Madeira Baja, Madeira, Xingu y Tapajós) y para la cuenca Amazónica (Figura 2). Los datos utilizados para el balance hídrico provienen de datos medidos en campo y de sensoramiento remoto. Los caudales son que han sido medidos *insitu* por el observatorio ORE-HYBAM, y los datos de sensoramiento remoto son la precipitación del TRMM y los datos de contenido de agua de la misión GRACE.

Cabe mencionar que este estudio se desarrolló dentro del área de “Investigación Para La Prevención en Desastres En Variabilidad y Cambio Climático” y de la componente de “Estudio de Variabilidad y Cambio Climático en la cuenca Amazónica” del Instituto Geofísico del Perú (IGP) como parte del observatorio de medio ambiente de la cuenca Amazónica ORE-HYBAM (www.ore-hybam.org).

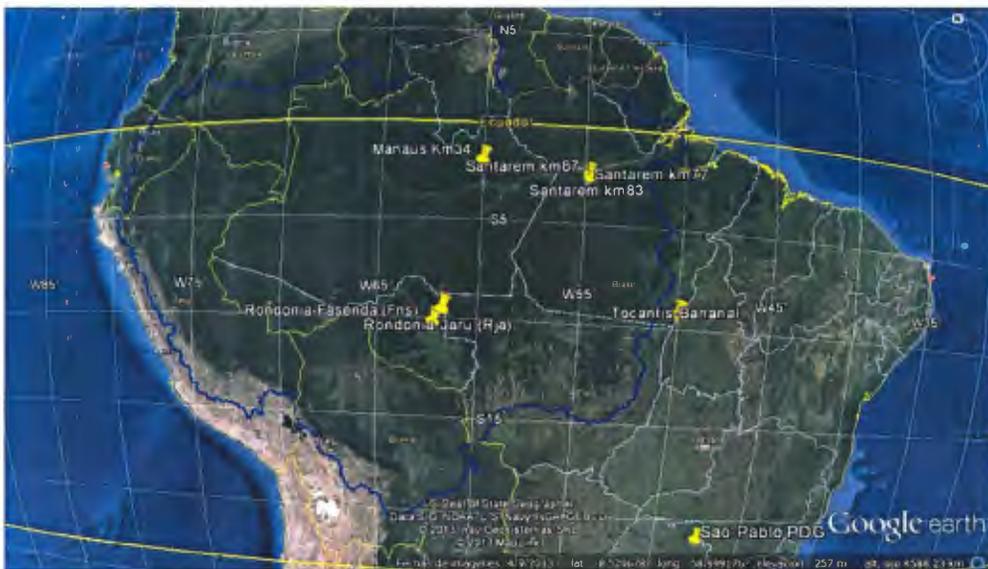


Figura 1. Ubicación de las 8 torres de flujo (marcas amarillas) sobre territorio brasileño (LBA). La línea azul nos indica el límite de la cuenca Amazónica (ORE-HYBAM)



Figura 2. Ubicación de las sub-cuencas analizadas (marcas rojas enumeradas) y de las estaciones de foro (marcas blancas). 1) Cuenca Río Negro, 2) Cuenca Solimoes-Caqueta, 3) Cuenca Marañón, 4) Cuenca Ucayali, 5) Cuenca Madeira alta, 6) Cuenca Madeira baja (residual), 7) Cuenca Tapajós, 8) Cuenca Xingu, 5) + 6) Cuenca Madeira. La línea azul es el límite de la cuenca Amazónica. Las estaciones de aforo son: Manacapuru (Man), San Regis (SR), Requena (Re), Porte Velo (Pve), Fazenda Vista Alegre (Fva), Itaituba (Ita), Altamira (Alt) y Óbidos (Obi).

II. REVISIÓN DE LITERATURA

2.1 Balance de energía

Dentro de la tropósfera terrestre existen muchos procesos y fenómenos meteorológicos que tienen como principal fuente de energía al sol. La energía proveniente del sol en forma de radiación se puede dividir en dos tipos: radiación de onda corta, cuya longitud de onda varía entre 0.3 – 4 μm y la radiación de onda larga, cuya longitud de onda varía entre 5 – 50 μm . A la radiación solar se le conoce como radiación de onda corta (*shortwave radiation*) debido a que su pico de energía se encuentra cerca de la longitud 0.5 μm , aunque también existe radiación de onda larga o infrarroja (IR) (Liou 2002).

Según la ley de Botzman, cada cuerpo emite una cantidad de energía de acuerdo a su temperatura. Debido a la energía recibida por el sol, la tierra empieza a ganar energía y como consecuencia aumenta su temperatura. La temperatura de la tierra es de 288 K en promedio, mientras que la temperatura del sol es de 6000 K. Esta diferencia de temperatura es la razón por la cual la Tierra solo puede liberar radiación de onda larga (IR) a diferencia del sol que puede liberar radiación de onda corta (Liou 2002, Barry y Chorley 2004).

Sin embargo, parte de la radiación solar entrante también es reflejada por la superficie terrestre o por la atmósfera. La fracción de radiación solar que es reflejada por la superficie se le conoce como albedo. Superficies de color blanco (nieve) son cuerpos que reflejan más radiación mientras superficies más oscuras (suelos húmedos y/o con materia orgánica) absorben más la energía solar (Liou 2002, Barry y Chorley 2004).

2.1.1 Ecuación de energía

Al existir un flujo de energía de entrada y un flujo de salida se puede realizar un balance de energía en el tope de la atmósfera. A la energía que se queda dentro de la atmósfera terrestre se le conoce como radiación neta (R_n).

$$R_n = R_s \downarrow - R_s \uparrow + IR \downarrow - IR \uparrow, \dots \dots \dots (1)$$

La Ecuación 1 muestra el balance de energía a nivel global. En donde $R_{s\downarrow}$ es radiación de onda corta entrante, $R_{s\uparrow}$ es radiación de onda corta saliente (reflejada), IR_{\downarrow} es radiación de onda larga entrante e IR_{\uparrow} es radiación de onda larga saliente.

Existe un balance energético cerca da la superficie terrestre (Figura 3) la cual está gobernado principalmente por otros procesos, como lo sugiere la siguiente ecuación:

$$R_n = H + Le + G + Q_s \dots \dots \dots (2)$$

La Ecuación 2 es un balance de energía que toma en cuenta los flujos de calor sensible (H), calor latente (Le), flujo hacia el suelo (G) y la energía almacenada en la biomasa (Qs). En general estos procesos están muy relacionados con la radiación solar diurna (Arya 2001) a excepción de G; ya que en el día el suelo almacena energía y durante la noche la libera.

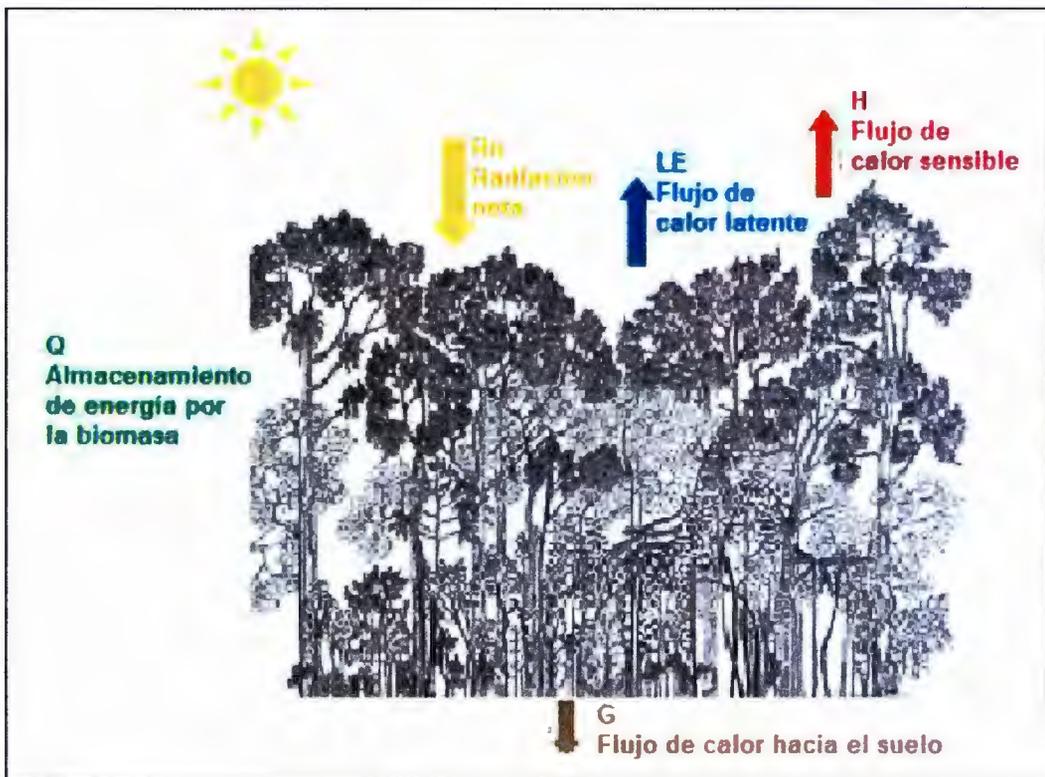


Figura 3. Esquematación de un balance de energía cerca de la superficie de un bosque.

El calor sensible es la cantidad de energía necesaria para cambiar la temperatura de un cuerpo. Por ejemplo, para elevar la temperatura de un gramo de agua en un grado centígrado es necesaria una energía de 4.187 J. A este último valor se le conoce como calor específico (C_p) y depende de cada material.

En los ecosistemas existe un flujo de calor sensible (H) de la superficie hacia la atmósfera y viceversa. Este flujo es producido por las diferencias de temperatura que existen entre la atmósfera y la superficie terrestre, lo que crea una gradiente de temperatura. Por lo general, en el día existe una salida de flujo de calor sensible hacia la atmósfera. Esto se debe a que durante el día la radiación es más fuerte, y la superficie terrestre se calienta más rápido que el aire, creando una gradiente positiva de temperatura entre la superficie y la atmósfera: lo que genera una salida de H. Por las noches el proceso es contrario ya que la tierra se enfría de forma más rápida creando una gradiente negativa a comparación del día; por lo tanto hay una entrada de H hacia la superficie terrestre (Arya 2001).

El calor latente es la cantidad de energía que necesita un cuerpo para cambiar de fase y no así de temperatura. Por ejemplo, para convertir un gramo de agua de estado líquido a gaseoso es necesario un energía de 2.27 J. A este valor se le conoce como calor latente de vaporización del agua y al igual que el calor específico depende del material.

En la superficie terrestre el flujo de calor latente es debido a la evaporación de cuerpos libres de agua (lagos, lagunas, ríos), de suelos húmedos, por la transpiración de la planta o por la condensación. A la combinación de la evaporación y la transpiración de las plantas se le conoce como evapotranspiración (Katul et al. 2012). Este proceso se debe a que el aire por encima de la superficie está más seco que la sección próxima a la superficie, creando de esta manera una gradiente de vapor de agua que hace que el flujo de calor latente vaya de la zona más húmeda (superficie terrestre) a las más seca (aire sobre la superficie terrestre). Estas condiciones se dan en las horas diurnas debido a la gran cantidad de energía que produce un aumento de la gradiente entre el suelo y el aire. En las noches en cambio, es el proceso de condensación el dominante (formación de neblinas) (Arya 2001).

El flujo de calor hacia el suelo (G) está dominado por la energía recibida en la superficie terrestre y la capacidad y conductividad térmica del suelo. Por lo general, el suelo guarda calor en el día, de esta manera hay un almacenamiento de energía y a la vez hay un flujo de calor hacia capas más profundas del suelo. En la noche el proceso se invierte, es decir el suelo libera la energía almacenada hacia la atmósfera, y por una gradiente de calor existe un flujo de energía proveniente de capas profundas de suelo (Arya 2001). En bosques amazónicos la energía que llega al suelo es mínima comparada con suelos descubiertos o con cultivos pequeños, debido a la gran cobertura vegetal presente en esta región.

La energía almacenada (Q_s) en la biomasa es la energía que toma el ecosistema para vivir. Por ejemplo, a diferencia de zonas boscosas, en zonas de cultivos la energía tomada por las plantas es mínima y es por ese motivo que es despreciable al realizar un balance de energía. Por otro lado, en ecosistemas como bosques amazónicos, la energía tomada por las plantas es considerable, afectando el balance de energía (Arya 2001).

2.1.2 Estimación de flujos de energía mediante Torres de flujo

La torre de flujo es un conjunto de sensores que permiten estimar los diferentes flujos de energía tales como calor sensible (H) y calor latente (Le) – (Figura 4). Además se puede medir flujos de gases tales como el dióxido de carbono (CO_2), vapor de agua (H_2O), metano (NH_4) entre otros gases trazas. También se pueden equipar para medir variables meteorológicas como: temperatura del aire, radiación neta, radiación de onda larga y de onda corta, humedad relativa, velocidad y dirección del viento y precipitación (Burba y Anderson 2010).

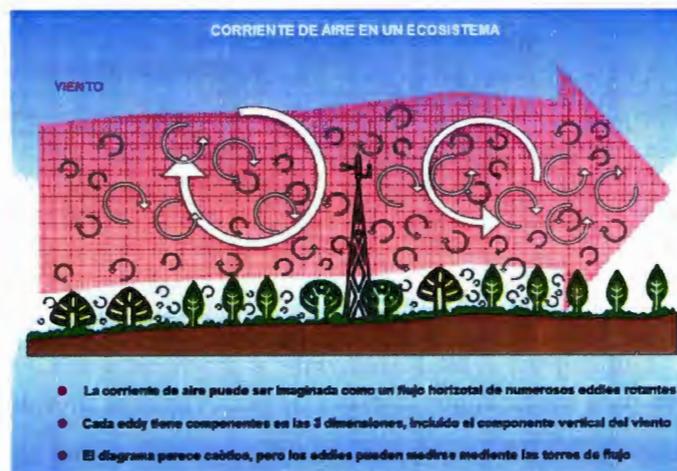


Figura 4 : Esquema de los diferentes tamaños de *eddys* las cuales son la principal causa del transporte de energía y gases en un ecosistema. Fuente: Burma y Anderson (2010).

2.1.3 Sistema de covarianza Eddy

El sistema de covarianza de Eddy es el principal factor por la cual es posible la medición de flujos de energía y el monitoreo de emisiones de gases de una determinada área (Figura 4). El principio de la covarianza de Eddy es la medición en tiempo real de la velocidad y dirección del viento en 3D (u, v, w). Estas mediciones están combinadas con ciertas características de los gases traza (Figura 5). El resultado final son vectores con una dirección hacia arriba (saliendo del sistema) o hacia abajo (entrando al sistema) y la magnitud de cada vector es la cantidad de energía o gas que sale o entra al sistema (Burba y Anderson 2010).

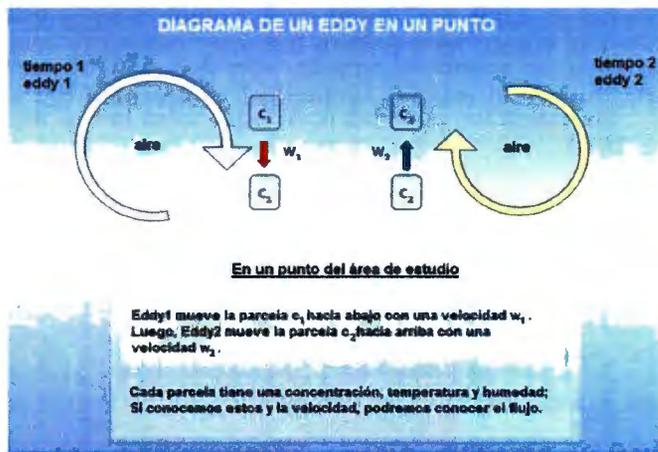


Figura 5: Esquema de los movimientos de las parcelas de aire debido a los eddys. . Fuente: Burba y Anderson (2010).

La base teórica para medir flujos a través de la covarianza de Eddy se puede encontrar en (Burba y Anderson 2010). Lo primero es tener en cuenta que en un fluido turbulento, el flujo vertical puede estar representado como:

$$F = \overline{\rho_a w s} \dots \dots \dots (3)$$

Donde F es el flujo, ρ_a es la densidad del aire, w es la velocidad de viento vertical y s es la relación de mezcla de una sustancia “c” (densidad de la sustancia “c”/densidad del aire). Luego la Ecuación 3 es descompuesta en medias y desviaciones usando la descomposición de Reynolds.

$$F = \overline{(\rho_a + \rho'_a)(\bar{w} + w')(\bar{s} + s')} \dots \dots \dots (4)$$

Donde $\bar{\rho}_a$, \bar{w} , \bar{s} es la densidad del aire, velocidad del viento vertical y la relación de mezcla respectivamente y ρ' , w' , s' son las fluctuaciones en un tiempo dado de densidad del aire, velocidad de viento vertical y relación de mezcla respectivamente. Luego se multiplican los factores de la Ecuación 4 y se tiene:

$$F = (\overline{\rho_a w s} + \overline{\rho_a w s'} + \overline{\rho_a w s} + \overline{\rho_a w' s'} + \overline{\rho'_a w s} + \overline{\rho'_a w s'} + \overline{\rho'_a w' s} + \overline{\rho'_a w' s'}) \dots (5)$$

La desviación promedio de la media es cero

Luego se hacen dos asunciones. Una es que la velocidad vertical media se asume despreciable. La otra es que las fluctuaciones de la densidad del aire son despreciables para tiempos cortos. Entonces se tiene:

$$F = (\overline{\rho_a w s} + \overline{\rho_a w' s'} + \overline{\rho'_a w s'} + \overline{\rho'_a w' s} + \overline{\rho'_a w' s'})$$

$$F \approx \overline{\rho_a w' s'} \dots \dots \dots (6)$$

La Ecuación 6 es la utilizada en la covarianza de Eddy. Para calcular cada tipo de flujo de energía se cambia la Ecuación 6, por ejemplo:

- Flujo de calor sensible

$$H = \rho_a C_p \overline{w' T'} \dots \dots \dots (7)$$

C_p = Calor específico; T' =fluctuación de la temperatura

- Flujo de calor latente

$$Le = \lambda \frac{M_w/M_a}{P} \overline{w' e'} \dots \dots \dots (8)$$

Λ =calor latente de vaporización del agua; M_w =Masa de vapor de agua; M_a =Masa de aire; P =presión atmosférica; e' =fluctuación de la presión de vapor actual.

2.1.4 Partes de una torre de flujo

Para poder aplicar el sistema de covarianza de Eddy se necesitan dos equipos que son básicos para medir los flujos de energía y/o gases, estos son el anemómetro sónico y el analizador de gas. Además, se le puede agregar equipos meteorológicos que miden variable convencionales como la temperatura (T), humedad relativa (RH), velocidad del viento

(u,v,w), radiación neta (R_n), radiación solar (R_s), radiación de onda larga (IR), entre otros (Burba y Anderson 2010).

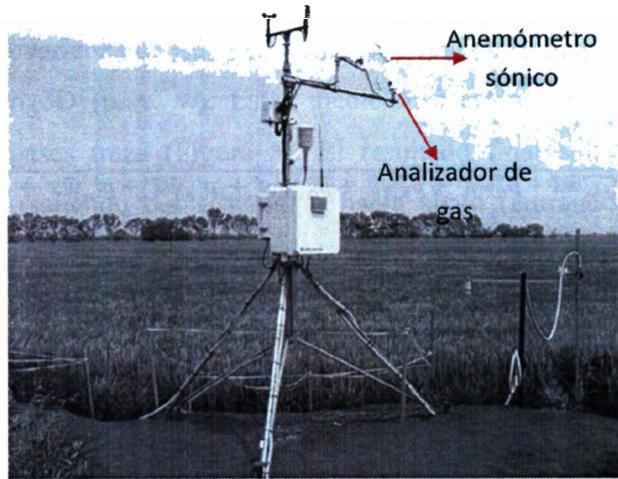


Figura 6. Torre de flujo instalada sobre una superficie de cultivo. Fuente <http://www.rap.ucar.edu>

- Anemómetro sónico

El anemómetro sónico mide la velocidad del sonido en el aire. Usa una ráfaga de ultrasonido que es transmitida vía un transductor y es otro transductor que recoge la reflexión del sonido. Conociendo la distancia que existe entre los transductores, el retraso que existe entre el ultrasonido emitido y recibido es la velocidad del sonido en el fluido (aire). La velocidad del sonido (captada por el transductor) en el aire es la velocidad de sonido (340 m s^{-1}) más o menos la velocidad del aire (variable que se quiere cuantificar). Como la velocidad del sonido es conocida, la velocidad de aire es una variable medible (Figura 7). También se puede hallar la temperatura s nica con el anemómetro sónico (Burba y Anderson 2010).

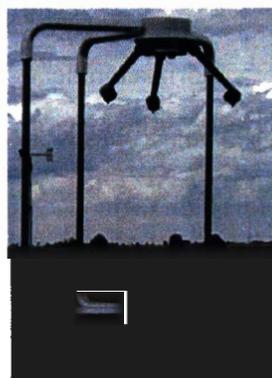


Figura 7. Anemómetro sónico sobre un campo de pasto. Fuente <http://www.rap.ucar.edu>

- Analizador de gas

Modernos instrumentos de respuesta rápida para medir las densidades del CO₂ y del vapor de agua (H₂O) utilizan la absorción de radiación en la región infrarroja del espectro electromagnético de estos gases. Además, los gases analizadores pueden medir otros gases traza como el metano (NH₄) con suficiente resolución temporal para aplicar el sistema de covarianza de Eddy (Burba y Anderson 2010).

- Tipos de analizadores de gas

Existen 3 tipos de analizadores de gases y su uso depende de la disponibilidad de energía y la frecuencia de los eventos de precipitación (Cuadro 1). El *Closed path gas analyzer* es un tipo de analizador de gas con menor error en las mediciones de flujos de energía debido a que el análisis del gas elegido lo realiza dentro del mismo instrumento. Por lo tanto, requiere que la muestra de aire sea mecánicamente extraída a través de una bomba de aire de alto flujo. Esto es una ventaja, debido a que se puede realizar mediciones con pocos errores durante eventos de precipitación. Sin embargo, existen 2 desventajas principales con este tipo de analizador: la primera es que necesita una gran fuente de energía constante ya que utiliza una bomba y la segunda es que existe una atenuación de los gases al ingresar al instrumento lo que resulta en una pérdida de flujos. (Burba y Anderson 2010).

El *enclosed analyzer* debe ser tratado como una aproximación del *closed path gas analyzer*, pero está diseñado para que funcione con pequeños tubos de entrada para que disminuya la atenuación debido al tubo y el consumo de energía sin incurrir a la pérdida de datos de flujo por la lluvia (Burba y Anderson 2010). El *Open path gas analyzer* mide gases *in-situ*, es decir la medición de las características de los gases lo realiza fuera del instrumento; por lo tanto, este analizador no utiliza bombas externas de aire lo que disminuye el consumo de energía. La desventaja de este analizador es la separación entre el anemómetro sónico y el gas analizador así como los eventos de lluvia pueden incurrir en errores de medición. Por consiguiente, el cálculo de flujos de energía con el open path gas analyzer necesita de una gran densidad de correcciones (Burba y Anderson 2010).

Cuadro 1: Cuadro de desventajas por cada tipo de analizador. Fuente: Burba y Anderson (2010).

Desventajas	Tipos de analizador		
	Open Path	Enclosed	Closed Path
Pérdida de flujos debido a	Separación espacial de los sensores	frecuencias muy pequeñas de amortiguación	frecuencia de amortiguamiento
Limpieza	De fácil limpieza. Puede ser manual o automático	Fácil. Limpieza manual	Moderadamente fácil. Limpieza manual
Pérdida de datos durante la precipitación	Se debe al anemómetro y al gas analizador. Las pérdida de datos es alta	limitado por el anemómetro	limitado por el anemómetro
Consumo de energía	8-15 W	27 W	50 W (10W + 40W debido a la bomba)
Tiempo de calibración	semanas a meses, manual	semana a meses, manual o automatizado	24-48 horas, puede ser automatizada

2.1.5 Errores de medición

Los errores más comunes que se producen al medir los flujos de energía o gases se deben a las asunciones físicas que se hacen, problemas instrumentales o a las características del terreno. Aunque existen posibles errores en la medición, estos se pueden corregir. Uno de los principales errores de medición es la respuesta a la frecuencia de los flujos. Este error se puede deber a un error en la respuesta del instrumento, la separación de los sensores (anemómetro y analizador de gases), compensación de flujos en el área a medir (compensación entre flujos que salen y entran al sistema), atenuación debido al tubo de analizador de gas, los tipos de filtro, un desajustes en el tiempo de respuesta de los sensores y debido al muestreo digital (Burba y Anderson 2010).

2.2 Balance de agua

El balance de agua es una de las formas para cuantificar la precipitación, el caudal, la evapotranspiración y el agua en el suelo de una cuenca hidrológica. En otras palabras es poner cantidades a cada a los componentes del ciclo hidrológico, la cual se describirá en la siguiente sección.

2.2.1 Ciclo Hidrológico

El ciclo hidrológico es la descripción del movimiento que realiza el agua a través de la hidrósfera, atmósfera y biósfera terrestre. Cada etapa del ciclo hidrológico está acompañada por un cambio de fase: de líquido a gaseoso, de gaseoso a líquido o sólido y viceversa. Al ser un ciclo no se puede decir donde comienza o donde termina pero se puede describir el recorrido que realiza el agua (Chow 1994).

Por definición, el ciclo hidrológico es un proceso cíclico, pero se puede comenzar describiendo la evaporación de los océanos, lagos y ríos que es producida por la radiación solar. Este proceso consiste en la transformación del estado líquido de agua en estado gaseoso, el cual es transportado hacia la atmósfera (Chow 1994).

El vapor de agua ha ganado energía durante la evaporación incrementando su temperatura, la cual también incrementa la temperatura de una pequeña parcela de aire a su alrededor. Como resultado la parcela de aire disminuye su densidad y empieza a ganar altitud. Esto se debe a que el aire fuera de la parcela es más frío y por lo tanto más denso. A este proceso de subida de aire caliente y el descenso de aire frío se le denomina convección.

La parcela de aire al ir subiendo empieza a expandirse debido a que la presión es menor a mayor altitud y también pierde temperatura. Al unirse con ciertas partículas empiezan a condensarse y a formarse nubes. Al formarse nubes y al estar en su punto máximo de saturación (es decir que el aire ya no puede aceptar otra molécula más de vapor de agua), existen numerosos procesos que pueden "gatillar" la precipitación.

La precipitación se puede dar tanto en los océanos como sobre los continentes, tanto en estado líquido (lluvia) o sólido (granizo o nieve). La precipitación en forma de nieve o granizo se dan a grandes alturas y/o a grandes latitudes. Por ejemplo, tenemos grandes cordilleras como los Andes, El Himalaya y los Alpes cuyos picos pueden llegar a grandes altitudes: así como los polos Norte y Sur que se encuentran a altas latitudes.

La nieve precipitada se puede sublimar (pasar de sólido a vapor de agua) o puede fusionarse (pasar de sólido a líquido). El agua derretida puede escurrir o infiltrarse pero en ambos casos siempre llegan a una fuente de agua, que puede ser un río, lago o laguna o el océano. La lluvia (precipitación líquida) que cae sobre los continentes puede ser interceptada o consumida por la vegetación la cual es devuelta a la atmósfera por el proceso de la transpiración.

Otro porcentaje de agua que se almacena en el suelo puede infiltrarse, percolarse, o evaporarse. La percolación ayuda a recargar el acuífero o al agua subterránea que puede ayudar a la recarga de un río o ir directamente al mar. Si el suelo llega a su punto máximo de almacenamiento de agua y continúa recibiendo agua, entonces el agua en superávit empieza a escurrir, es decir de ir de un punto de más altura a un punto más bajo, lo que al final forman cursos de agua que se le llama riachuelos y estos desembocan en ríos más grandes. Por último estos desembocan en el mar, en donde se evapora nuevamente (Figura 8).

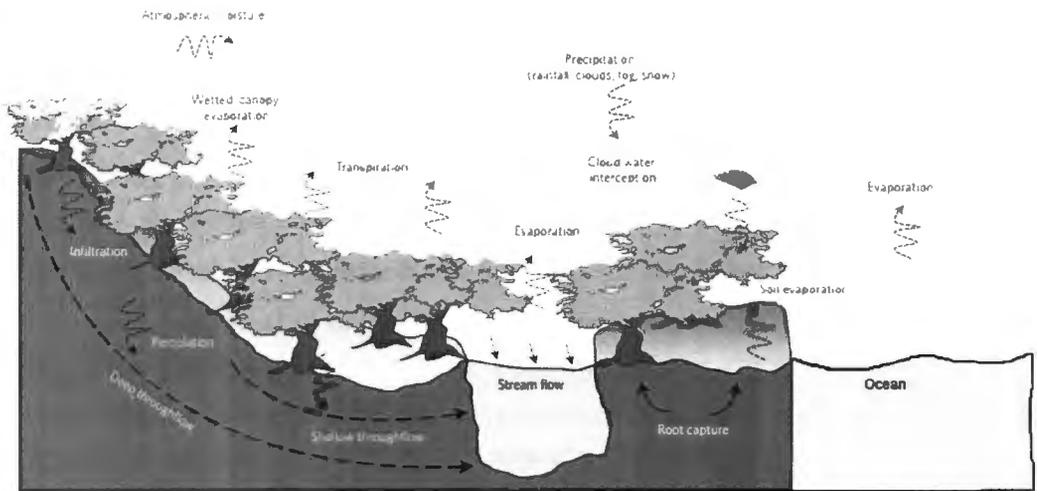


Figura 8. Esquema del ciclo hidrológico en un ecosistema tropical. Fuente: Whol et al. (2012)

2.2.2 Mediciones de los principales elementos del ciclo hidrológico

- Precipitación: Las mediciones actuales de precipitación se pueden hacer a través de instrumentos como los pluviómetros y/o pluviógrafos. La ventaja de utilizar datos *in-situ* de precipitación es que los datos pueden tener un record histórico desde 1970 (New et al. 2001); además, el error de la precipitación recolectado con instrumentos es menor del 10% (Wang y Dickinson 2012). Actualmente existen trabajos en las cuales se han utilizado productos de satélites como los de TRMM, el problema es que no se puede realizar una climatología con estos productos debido a que su algoritmos siempre está cambiando (Wang y Dickinson 2012).

- Caudales: El caudal de un río se puede expresar de la siguiente manera.

$$Q = V * A \dots\dots(9)$$

Donde Q es el caudal, V es la velocidad media del flujo de agua y A es el área por donde pasa el caudal. Para calcular el área se pueden hacer batimetrías que nos den un perfil del río y si conoces la altura del agua del río, podemos saber el área por donde pasa el caudal. La velocidad se puede hallar de varias formas. El instrumento más utilizado es el correntómetro, el cual nos da directamente la velocidad. La forma de cómo se toman las velocidades depende del ancho y la altura del río. En ríos de poco ancho y poca altura se pueden utilizar 2 mediciones a lo largo del perfil, pero en ríos de gran ancho y profundidad es necesario hacer varias mediciones a lo ancho y profundo del río.

Sin embargo, en ríos amazónicos la utilización de correntómetros es algo deficiente, por lo que existen otras técnicas con las cuales se pueden hacer mediciones de caudales. Como por ejemplo el *Acoustic Doppler Current Profile (ADCP)*, el cual nos puede dar el perfil del río y además la velocidad del caudal de forma automática. Luego lo que se debe realizar es el una curva de caudal vs altura de agua, y de esta forma relacionar la altura con el caudal medido. Esta curva de gasto o caudal vs altura se debe realizar cada cierto tiempo debido a que la morfología del río y sobre todo los amazónicos varían constantemente.

Finalmente, podemos realizar una gráfica entre la altura o nivel del río (eje x) y el caudal (eje y) en la cual podemos observar una relación entre estas 2 variables. Al realizar la gráfica podemos observar una relación entre el caudal y la altura o nivel del río que nos ayudará a conocer los caudales sabiendo solo el nivel del río. Este método es muy utilizado pero se debe realizar esta gráfica por lo menos una vez cada año.

- Storage de agua: El storage de agua o volumen de agua que se queda en el suelo es difícil de medir con instrumentos convencionales debido a que las profundidades que alcanzan estos instrumentos es poca y no pueden medir toda la columna de agua que se encuentra en el suelo. Últimamente se han utilizado datos de productos satelitales como los de la misión GRACE para calcular el volumen de agua en las sub-cuencas amazónicas (Frappart et al. 2013).

- Evapotranspiración: La evapotranspiración es uno de los componentes del ciclo hidrológico más difíciles de medir, debido a la transpiración de las plantas (Katul et al.

2012). Existen varios métodos por la cual se puede estimar la evapotranspiración de un ecosistema o de un cultivo. Por ejemplo tenemos tanques evaporímetros, lisímetros, scintilómetros y torres de flujo. Incluso se pueden utilizar ecuaciones empíricas como la de Penman-Monteith y Priestley-Taylor.

2.2.3 Ecuación del balance de agua

El balance de agua es una representación de los flujos de entrada, salida y almacenamiento de agua dentro de un sistema. En hidrología, la cuenca hidrográfica es la unidad hidrológica (sistema) en donde se aplica la ecuación de balance de agua.

$$ET_t = P_t - Q_t - (S_t - S_{t-1}) \dots \dots \dots (10)$$

Donde ET_t es evapotranspiración en el tiempo t , P_t es precipitación en el tiempo t , Q_t es caudal en el tiempo t , S_t es el almacenamiento de agua en el tiempo t y S_{t-1} es el volumen almacenado de agua en el tiempo $t-1$.

2.3 Ecuaciones empíricas para el cálculo de la evapotranspiración

Dalton ideó una ecuación empírica de evapotranspiración llamada la ecuación aerodinámica de evaporación (Ecuación 11).

$$Ea = (e_s - e_d)fu \dots \dots \dots (11)$$

Donde Ea es evaporación por el método aerodinámico, e_s es la presión de vapor de agua en la superficie, e_d es la presión de vapor de agua en la atmósfera y fu es una función de la velocidad horizontal del viento. Además de la ecuación aerodinámica también se ha utilizado frecuentemente la ecuación de balance de energía (Ecuación 12).

$$E = \frac{A}{1 + \beta} \dots \dots \dots (12)$$

Donde E es la evaporación de una superficie de agua. A es energía viable en la superficie y β es el ratio de Bowen. La energía viable en la superficie del suelo ha sido considerado como la radiación neta menos el flujo de energía que va hacia el suelo ($R_n - G$). La energía tomada por las plantas o que se queda en la biomasa se considera despreciable (cultivos y pastos). Generalmente al flujo de energía que va hacia el suelo se le considera un 10% de la radiación neta.

Por otro lado, el ratio de Bowen es el coeficiente del calor sensible (H) entre el calor latente (Le). Valores mayores a uno (1) del coeficiente de Bowen indican que el calor sensible es el predominante en el sistema, mientras que valores menores a uno (1) indican que el calor latente es el que predomina en el sistema. Penman (1948) combinó las Ecuaciones 11 y 12 para hallar el ratio de evaporación de una superficie libre de agua (Ecuación 13).

$$E = \frac{A\Delta + E_a\gamma}{\Delta + \gamma} \dots \dots \dots (13)$$

E_a es la evaporación calculada por el método aerodinámico (Ecuación 11), Δ es la pendiente de la curva de saturación y γ es la constante psicométrica.

La curva de saturación es una relación entre la presión de saturación o presión máxima de vapor de agua en la atmósfera con la temperatura. Es decir que para cada temperatura en el ambiente existe una presión de saturación y cada vez que aumente la temperatura también aumentará la presión de saturación: aunque la relación no es lineal sino exponencial. La presión de saturación está relacionada con la cantidad máxima de vapor de agua en la atmósfera. Debido a que las variaciones de temperatura a nivel diario son depreciables, se toma solo una parte de la curva y se linealiza, debido a que es más fácil calcular la pendiente de una línea recta que de una curva (Allen 1998). La constante psicométrica relaciona la presión actual del vapor de agua con la temperatura del aire (Allen 1998).

$$\Delta = \frac{4098(0.6108 * e^{\frac{17.27+T}{t+273.3}})}{(T + 273.3)^2} \dots \dots \dots (14)$$

Donde T es la temperatura de ambiente en °C.

$$\gamma = \frac{C_p * P}{\epsilon * \lambda} \dots \dots \dots (15)$$

Donde C_p es el calor específico del aire, P es la presión atmosférica, ϵ es la proporción del peso molecular del aire seco y el aire húmedo (0.622) y λ es el calor latente de vaporización del agua.

Monteith (1956) modificó la ecuación de Penman e introdujeron los parámetros de resistencia aerodinámica (r_{ar}) y resistencia interna o estomatal (r_s). La resistencia aerodinámica es la resistencia del aire al intercambio de calor y vapor de agua de la

superficie evaporante con la atmósfera y la resistencia estomatal o de superficie es la resistencia de las hojas al intercambio de vapor de agua y de calor (Monteith 1956).

$$\lambda E = \frac{\Delta * A + \rho * Cp * \frac{(e_{sat} - e)}{r_{ar}}}{\Delta + \gamma * (1 + \frac{r_s}{r_{ar}})} \dots \dots \dots (16)$$

Donde λE es flujo de calor latente, A es energía viable en la superficie terrestre, ρ es la densidad del aire, Cp es la capacidad específica del aire, e es presión de vapor actual, e_{sat} presión de vapor a saturación, r_{ar} es resistencia aerodinámica y r_s es resistencia interna o estomatal.

Priestley y Taylor (1972) simplificaron la ecuación de Penman-Monteith (Ecuación 16) para obtener la evapotranspiración potencial en suelos húmedos con vegetación. Indicaron que la evapotranspiración en ecosistemas terrestres está principalmente dominada por la radiación, y no por la temperatura y la humedad, debido a que estas últimas están influenciadas por la radiación. Debido a esto ellos propusieron la siguiente ecuación:

$$ET_o = \frac{\Delta * (R_n - G)}{\lambda * (\Delta + \gamma)} * \alpha \dots \dots \dots (17)$$

Donde ET_o es evapotranspiración potencial, R_n es radiación neta, G es flujo de calor hacia el suelo y α es el coeficiente de Priestley y Taylor el cual indica qué fracción del agua en el suelo puede evaporarse. Las ecuaciones de Penman-Monteith (Ecuación 16) y de Priestley-Taylor (Ecuación 17) son las más utilizadas actualmente. Esto se debe a que a partir de variables meteorológicas como la temperatura, radiación neta, humedad relativa, velocidad de viento entre otros y la utilización de las ecuaciones empíricas descritas anteriormente se puede calcular la evapotranspiración. Tal es el caso del modelo MGB-IPH (Collischonn et al. 2010) y los productos del MOD16 (Mu et al. 2011) que utilizan la ecuación de Penman-Monteith. El modelo hidrológico IIEC- HMS que utiliza la ecuación Priestley-Taylor (Scharffenberg et al. 2010) y de la misma manera el modelo GLEAM (Miralles et al. 2011).

2.4 Descripción de la zona de estudio

La cuenca Amazónica (CA) está ubicada en América del sur, entre las latitudes 5°N y 20°S y está rodeado por los andes al este y por el océano Atlántico por el oeste. Tiene un área aproximada de 6 000 000 km² y un caudal promedio de 209 000 m³ s⁻¹ (Callède et al. 2010). Son 5 países que son parte de la CA: Brasil posee el sesenta y tres por ciento; Perú, el dieciséis por ciento; Bolivia, el doce por ciento; Colombia, el seis por ciento; Ecuador, el dos por ciento y Venezuela y Guyana el uno por ciento. El hecho que la CA se encuentre en 2 hemisferios, conlleva a que los regímenes de precipitación sean opuestos entre la zona norte y sur de la CA (Satyamurty et al. 1998, Vera et al. 2006, Garreaud et al. 2009, Espinoza et al. 2009a).

2.4.1 Clima de la Amazonía

Una de las grandes regiones con más precipitación a nivel mundial es el la zona de convergencia intertropical (ITCZ). Es una banda de bajas presiones y de mucha convergencia de vientos de bajo nivel que se sitúa sobre los océanos tropicales (Garreaud et al. 2009) debido a que es la zona donde la radiación solar incide más. Sobre el océano Pacífico la ITCZ se ubica alrededor de 5°N y sobre el océano Atlántico tropical se ubica sobre la línea ecuatorial, pero a través del año ambas bandas de la ITCZ se mueven hacia el sur en verano austral y hacia el norte en verano boreal (Garreaud et al. 2009). Otros factores que influyen el clima de la cuenca Amazónica son los anticiclones ubicados al sur de Pacífico y del Atlántico, siendo este último el que tiene mayor influencia en el transporte de humedad hacia Sudamérica y sobre todo hacia la cuenca del Amazonas (Satyamurty et al. 2013).

Sin embargo, el factor más importante en el control de las precipitaciones en la CA es la monzón Sudamericana. Al igual que la asiática, la existencia de la monzón Sudamericana se debe a diferencias de temperatura entre el océano y el continente, anticiclones en la parte superior de la atmósfera así como a factores de la superficie terrestre (Vera et al., 2006). Como resultado se tiene una gran cantidad de humedad proveniente del océano Atlántico Tropical que es alimentada por el vapor de agua proveniente de la evapotranspiración de los bosques amazónicos y que conlleva a un fuerte concentración de vapor de agua en la tropósfera de la cuenca Amazónica (Vera et al. 2006, Garreaud et al. 2009, Satyamurty et al. 2013). Posteriormente debido a factores como instrucción de

vientos provenientes del sur, bajas presiones en los continentes se desencadena la precipitación (Vera et al. 2006).

En promedio se puede distinguir una zona de baja presión llamada la zona de convergencia del Atlántico Sur (SACZ) en el verano austral que trae mucha precipitación a la zona sur de CA. (Carvalho et al. 2004, Vera et al. 2006). Durante el invierno boreal (junio-agosto) es la parte norte de la cuenca Amazónica la que recibe mayor humedad proveniente del océano Atlántico y por lo tanto mayor precipitación, mientras que la parte sur se encuentra en periodo seco o de menos precipitación (Garreaud et al. 2009, Espinoza et al. 2009a) – (Figura 9).

Existe otro tipo de mecanismo que lleva la humedad de la Amazonía hacia el sur de Brasil y el norte de Argentina, a este mecanismo se le conoce como *Low Level Jet* (LLJ), que son vientos fuertes cargados de mucha humedad (Marengo et al. 2004); episodios de LLJ están asociados a menos precipitaciones en el oeste de la cuenca Amazónica debido a baja humedad en la Amazonía (Marengo et al. 2004).

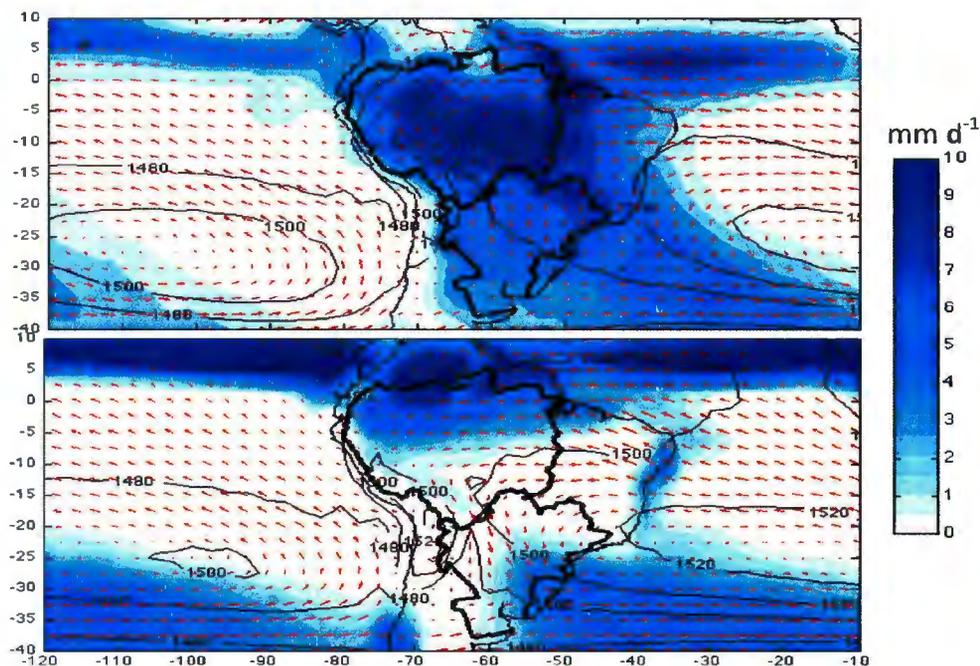


Figura 9: Promedio de diciembre a febrero (A) y de junio a agosto (B) de la altura geopotencial (contornos) y vientos (flechas rojas) a 850 hPa, las cuales provienen de ERA-40 para un periodo de 1975-2002; y precipitación (en relleno) de CMAP para el periodo de 1979-2002. La Cuenca del Amazonas y de la Plata se resaltan en negro. Fuente: Espinoza et al. (2011).

2.4.2 Hidrología Amazónica

La hidrología Amazónica ha sido estudiada ampliamente en los últimos años. Uno de los componentes del ciclo hidrológico donde se ha puesto mayor atención es en la precipitación. Como ya se ha mencionado existe una diferencia de precipitaciones entre el norte y sur de la CA. (Satyamurty et al. 1998, Vera et al. 2006, Garreaud et al. 2009, Espinoza et al. 2009a). Espinoza et al. (2009a) realizó una carta de precipitación anual para la cuenca Amazónica, resaltando que los mayores valores de precipitación anual se dan hacia noroeste de la CA y los menores valores se dan hacia el sur. (Figura 10). Además, se realizó un análisis estadístico multivariado – *cluster*, para poder diferenciar los ciclos anuales de las 756 estaciones que se utilizaron en este estudio. El autor agrupó las estaciones en 9 grupos, cada uno diferenciado por su ciclo anual de lluvia (Figura 10).

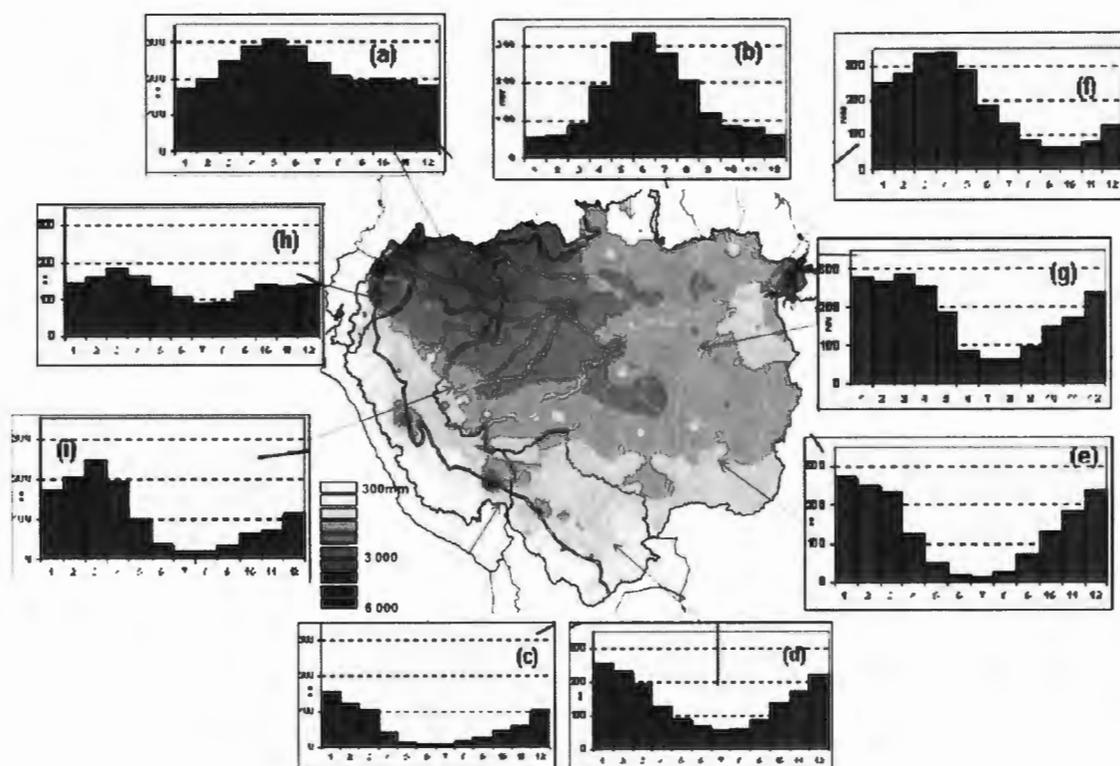


Figura 10: Precipitación anual de la cuenca Amazónica (Parte central), de a-h son los 9 regímenes anuales de precipitación en las diferentes partes de la CA. Para tener este resultado se realizó el método estadísticos de análisis de cluster, para lo cual se utilizó la clasificación jerárquica ascendente y el método de K-means. Fuente: Espinoza et al. (2009a)

Espinoza et al. (2009a), encontró que las estaciones ubicadas hacia el noroeste de la CA no tienen una estacionalidad marcada, es decir que no hay un gran contrastes entre la lluvia del periodo húmedo y seco; sin embargo hacia el sur, la estacionalidad se hace más

marcada, es decir hay un mayor contraste entre los meses de lluvia y los meses de menos lluvia.

Otro de los componentes del ciclo hidrológico del cual se han hecho varias investigaciones en los últimos años es en el estudio de las descargas de los ríos. Al tener diferentes regímenes de precipitación las diferentes regiones de la cuenca amazónica, las descargas de los ríos principales de las sub-cuencas amazónicas también muestran diferentes ciclos anuales (Espinoza et al. 2009b). El autor encontró que las sub-cuencas de sur tienen sus picos entre los meses de marzo a abril; la sub-cuenca de Tamshiyacu (Amazonía peruana), que recibe agua del norte y del sur de la CA, tienen su pico entre los meses de abril y mayo; las sub-cuencas del norte de la CA tienen sus picos entre los meses de junio a julio; y por último la CA tiene su pico entre los meses de mayo y junio (Figura 11).

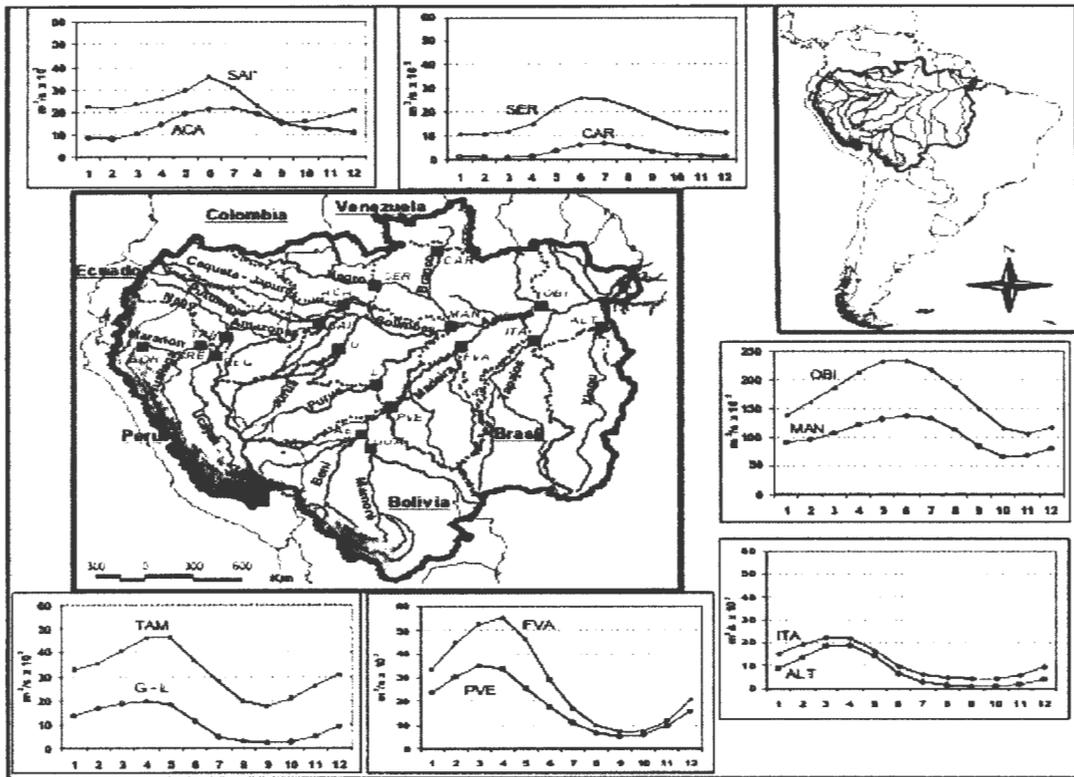


Figura 11: Ciclo anual de las descargas ($\text{m}^3 \text{s}^{-1} \times 10^5$) de los principales ríos de las sub-cuencas amazónicas medidas en las estaciones mostradas en el mapa central. TAM mide la descarga del río Amazonas (sub-C. Tamshiyacu); las estaciones G-L mide la descarga de los ríos Jurúa y Purús (sub-C. Solimões) respectivamente; FVA (río abajo) y PVE (río arriba) miden la descarga del río Madera (sub C. Madeira). ITA mide la descarga del río Itaituba (sub-C. Tapajós); ALT mide la descarga del río Altamira (sub-C. Ningu), MAN mide la descarga del río Solimões (sub-C. Solimoes); OBI mide la descarga del río Amazonas (CA); SER mide la descarga del río Negro (sub-C Río Negro); Car mide la descarga del río Branco (sub-C-Río Negro); ACA mide la descarga del río Japura (sub-C. Solimões) SAI* miden las descargas del río Putumayo más el río Amazonas (sub-C. Solimões.). Los Andes están sombreados. Los meses están de enero (1) a diciembre (12). Fuente: Espinoza et al. (2009b).

El ciclo hidrológico de la CA en las últimas décadas ha presentado intensificaciones, es decir que ha habido años muy húmedos que han generado inundaciones (Espinoza et al. 2011, Espinoza et al. 2013, Marengo et al. 2013) como muy secos que terminaron en sequías (Zeng et al. 2008, Espinoza et al. 2011, Frappart et al. 2012, Marengo et al. 2013). Zeng et al. (2008) encontró que el calentamiento anómalo del atlántico tropical norte fue una de las causantes de la sequía que ocurrió el año 2005. Espinoza et al. (2011) indicó que la anomalía moderada positiva de la temperatura de la región Niño 3.4 durante el verano austral, más un fuerte calentamiento del Atlántico Tropical Norte dieron como resultado la gran sequía del 2010 que afectó a toda la CA y sobre todo al oeste y noroeste de esta. Espinoza et al. (2012) y Espinoza et al. (2013) mostraron que las mayores inundaciones (2011 y 2012) al oeste de la CA fueron causadas por anomalías negativas en la región del Niño 3.4, que a través de teleconexión de ondas causaron un baja en el cuenca Amazónica que provocaron una mayor incursión de humedad proveniente del Atlántico Tropical Norte.

2.4.3 Balance hídrico en la cuenca Amazónica

En los últimos años se han realizado trabajos para entender el ciclo hidrológico de la cuenca Amazónica. Azarderakhsh et al. (2011) utilizó productos satelitales para la precipitación (TRMM, GPCP, CMORPH, PERSIANN), evapotranspiración de la Universidad de Montana calculada por Mu y Zhang; y la evapotranspiración de la Universidad de Princeton. Lo nuevo del estudio de Azarderakhsh es que utiliza datos de contenido de agua en el suelo calculados por la misión GRACE. El autor realizó un balance hídrico que tuvo como resultado la generación de caudales que fueron comparados con caudales observados. Azarderakhsh indica que existe un desfase del tiempo entre la precipitación y el caudal en todas las sub-cuencas de estudio. Indica que una de las causas de esta desfase es la presencia de terrazas de inundación en la Amazonía. Finalmente Azarderakhsh muestra que la sub-cuenca de Madeira Alta existe una buena relación del ciclo anual entre los caudales observados y los caudales calculados. En nuestro estudio nosotros calcularemos la evapotranspiración teniendo como base la precipitación del TRMM, contenido de agua en el suelo de GRACE (calculado por el laboratorio LEGOS) y caudales observados por el ORE-HYBAM.

III. DATOS Y MÉTODOS

3.1 Datos observados

En nuestro estudio hemos utilizado tanto datos observados como datos satelitales. Los datos observados son necesarios ya que los errores son mínimos en estos por lo que los hacen más confiables al momento de realizar una investigación.

Cuadro 2. Datos observados utilizados en el estudio y la fuente de donde se obtuvieron

Datos observados	
Radiación neta	Proyecto LBA (Torre de flujo)
Flujo de Calor Sensible	
Flujo de Calor Latente	
Flujo de calor hacia el Suelo	
Precipitación	
Caudales	ORE-HYBAM

3.1.1 Datos de torres de flujo

Large Scale-Biosphere-Atmosphere Experiment in Amazonia (LBA) es una iniciativa internacional de investigación liderada por Brasil que se inició en 1999. El programa LBA fue diseñado para crear nuevos conocimientos necesarios para el entendimiento del clima, ecología, biogeoquímica e hidrología en la cuenca Amazónica. También se estudió el impacto generado por el cambio de uso de suelo en el sistema amazónico; además de la influencia de la Amazonía en el sistema terrestre.

Este programa instaló torres de flujos en diferentes partes de la Amazonía brasileña y se basó en ellas para lograr sus objetivos. Es por eso que se instaló torres de flujo en el norte (zona ecuatorial) y sur de la cuenca Amazónica. Esto con la finalidad de estudiar la diferencia de los flujos de energía y de gases a diferentes latitudes. Para estudiar el impacto del cambio de uso de suelo LBA instaló torres de flujo sobre cultivos, bosques secundarios y bosques primarios tanto en el norte como en el sur de la Amazonía. Para nuestro estudio utilizamos datos de 8 torres de flujo (Figura 12). A continuación se describen las características principales de las torres de flujo utilizadas en este estudio.

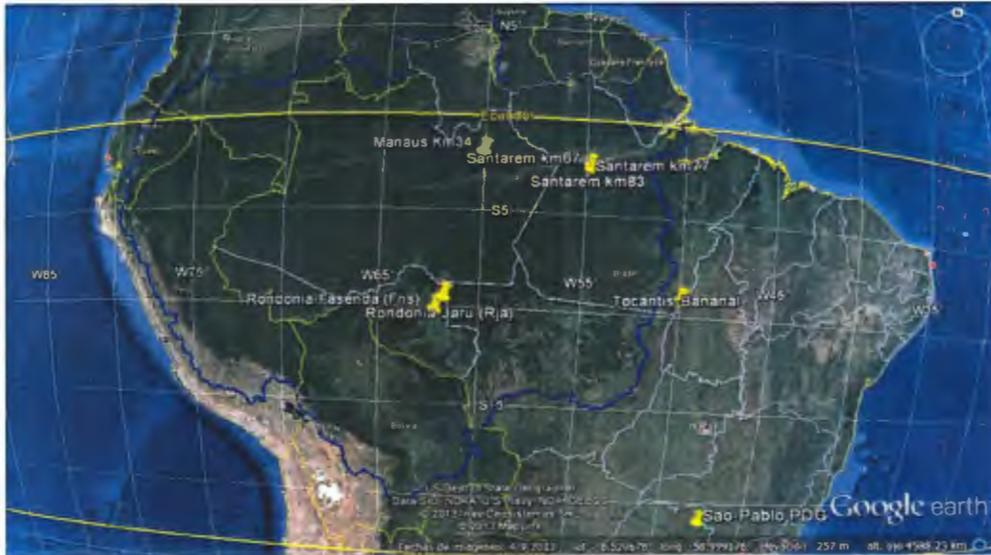


Figura 12. Ubicación de las 8 torres de flujo (marcas amarillas) sobre territorio brasileño (LBA). La línea azul nos indica el límite de la cuenca Amazónica (ORE-IIYBAM)

La torre de flujo Manaus Km34 (K34) se encuentra en el estado brasileño de Amazonas, a 60 km de la ciudad de Manaus y dentro de la reserva Cueiras. El tipo de vegetación es bosque tropical húmedo, definido de esta manera porque se encuentra dentro de la zona ecuatorial en donde la lluvia es quasi constante todo el año. Las estaciones Santarém Km67, Santarém Km83 y Santarém Km77 (K67, K83 y K77) se ubican en el estado de Pará, en el bosque nacional de Tapajós. Santarém km67 y Santarém km83 tienen una vegetación de bosque tropical húmedo y Santarém Km77 mide flujos en cultivo regados solo con lluvias. Las últimas tres torres de flujo también se encuentran dentro de la zona ecuatorial.

La estación Reserva Jarú-Paraná está ubicada en el estado de Rondônia, en la reserva biológica de Jarú. La vegetación es de tipo bosque tropical semi-húmedo, debido a que se encuentra fuera de la zona ecuatorial en donde la lluvia no es constante todo el año. La estación Fazenda Nosa Senhora se encuentra en el estado de Rondonia, pero mide flujos de energía y gases sobre una vegetación de bosque secundario (arbustos y pastos). Se le llama bosque secundario debido a que anteriormente hubo un ecosistema de bosque semi-húmedo pero se deforestó el bosque y se implementaron cultivos. Luego se dejaron de cultivar y la vegetación empezó a recuperarse transformándose en bosque secundario.

Otras 2 estaciones se encuentran en regiones vecinas de la cuenca Amazónica. La estación Tocantis-Bananal (Ban) se encuentra en el estado de Tocantis. El tipo de vegetación es bosque de inundación. Esta torre de flujo se inunda todos los periodos húmedos del año, diciembre-abril. La inundación es provocada por la gran avenida que existe aguas arriba de la estación. Esta torre de flujo se eligió por su cercanía al sureste de la cuenca Amazónica por lo que el clima es relativamente similar.

La estación Pe de Gigante (Pdg) se encuentra en el estado de Río de Janeiro, la vegetación es de tipo cerrado o sabana. La torre de flujo Pdg se eligió para observar los efectos de la estacionalidad de la lluvia y de la energía en lugares de latitudes medias. Al estar ubicado a 21°S la estacionalidad de la lluvias es marcada, con un periodo húmedo de diciembre-enero (verano austral), este incremento de lluvia también está marcado por el incremento de la radiación. Las características geográficas, periodo de datos y tipo de vegetación de las 8 torres de flujo se encuentran en el Cuadro 3.

Cuadro 3. Ubicación y características de las torres de flujo instaladas por el proyecto Large Biosphere-Atmosphere Experiment in Amazonia (LBA) y de las cuales se han extraído los datos.

Estación	Longitud (E)	Latitud (N)	Altura (msnm)	Altura de la torre (m)	Periodo de datos	Vegetación
Bananal_Islanda (Ban)	-50.16	-9.82	120	40	24-Oct-03 a 8-Dic-06	Bosque de inundación combinado con Sabana
Manaus Km34 (K34)	-60.21	-2.61	130	50	14-Jun-99 a 30-Sep-06	Bosque Tropical
Santarém km67 (K67)	-54.96	-2.86	130	63	2-Ene-02 a 23-Ene-06	Bosque Tropical
Santarém km77 (km77)	-54.54	-3.01	130	18	1-Ene-00 a 30-Dic-05	Pasto-agricultura
Santarém km83 (K83)	-54.97	-3.02	130	64	29-Jun-00 a 12-Mar-04	Bosque Tropical en zona de conservación
Reserva Jarú (Raj)	-61.93	-10.08	191	60	23-Mar-99 a 14-Nov-02	Bosque seco Tropical
Fazenda Nossa Senhora (Fns)	-62.36	-10.76	306	8.5	4-Feb-99 a 4-Nov-02	Bosque secundario
Reserva Pe-de-Gigante (Pdg)	-47.65	-21.62	690	21	1-Ene-04 a 31-Dic-06	Sabana

3.1.2 Datos de caudales

Los datos de caudales fueron proporcionados por el observatorio ORE-HYBAM a través de la página web (<http://www.ore-hybam.org>). Se obtuvieron datos de 8 estaciones hidrométricas (Figura 13): San Regis (SR), Requena (Re), Porto Velo (Pve), Fazenda Vista Alegre (Fva), Manacapuru (Man), Itaituba (Ita), Altamira (Alt). San Regis mide los

caudales del río Marañón, Requena del Ucayali, Porto Velo del Madeira en su parte alta, Fazenda Vista Alegre del Madeira cerca de su desembocadura, Itaituba del río Tapajós y Altamira del río Xingú (Figura 13).

En algunas sub-cuencas de estudio se tuvieron que sumar y restar los caudales de 2 o más estaciones debido a que no existen datos medidos *in-situ* de caudales. Por ejemplo, para la cuenca del Amazonas se sumaron los caudales de las estaciones Óbidos, de la estación Itaituba y de la estación Altamira. En el caso de la cuenca Solimoes-Caquetá se restó los caudales de la estación Manacapurú menos los caudales de las estaciones Requena y San Regis. Para la cuenca residual de Madeira se restó el caudal de Fazenda Vista Alegre menos el caudal de la estación Porto Velo. Para la cuenca de Río Negro se restaron los caudales de la estación de Óbidos menos los datos de Manacapurú y Fazenda Vista alegre. El periodo de datos con las que se trabajó en este estudio fue de 1999 al 2012. El Cuadro 4 muestra las características de los caudales aforados y calculados a la salida de cada sub-cuenca.

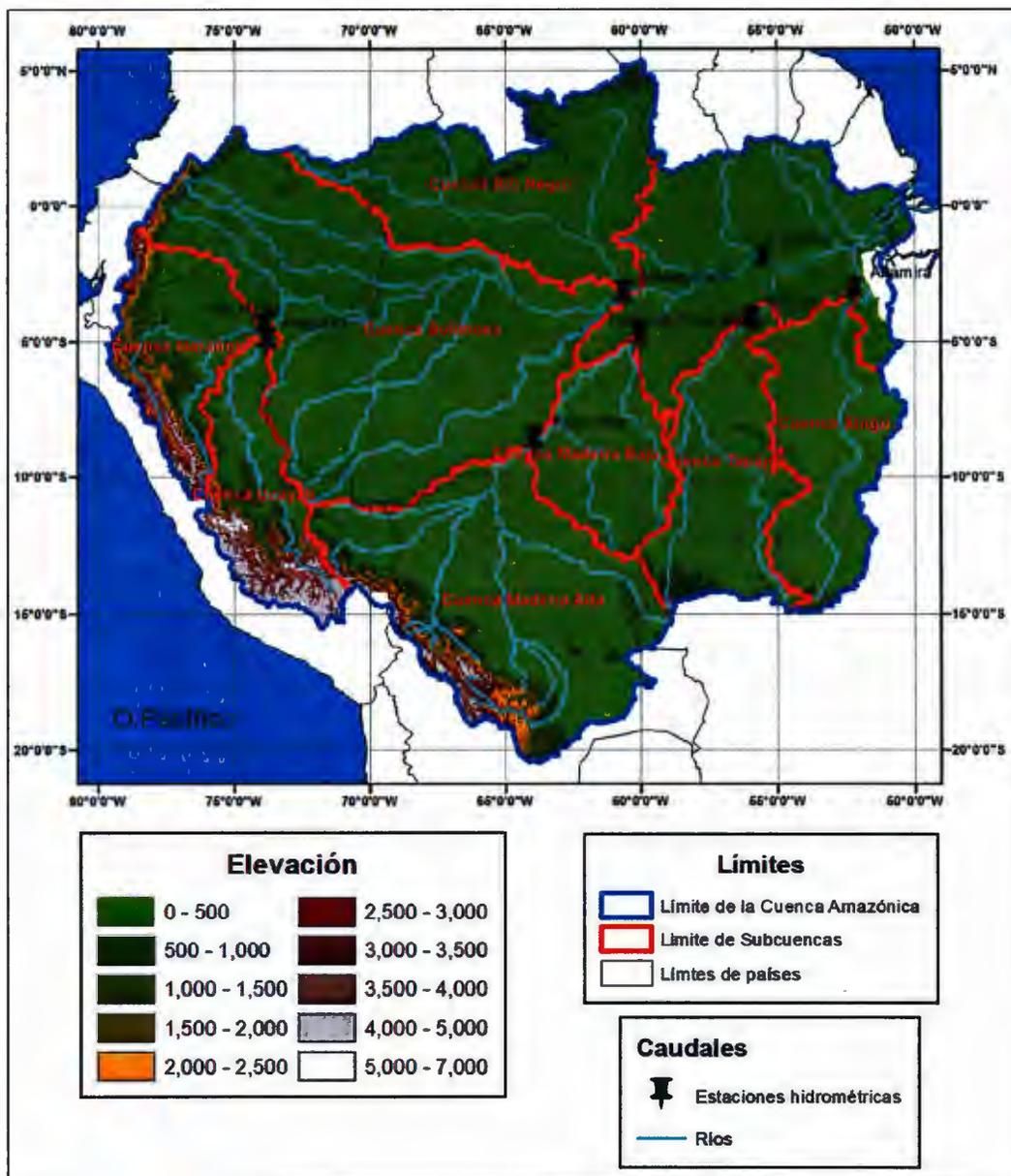


Figura 13. Ubicación de las estaciones hidrométricas utilizadas por el estudio. Las estaciones pertenecen al observatorio ORE-HYBAM. En línea celeste el límite de la cuenca Amazónica y en rojo el límite de las subcuencas. La elevación es de 0 a los 7000 m.s.n.m. y solo es para la región dentro de la cuenca Amazónica.

Cuadro 4. Cuencas amazónicas y sus respectivas estaciones de aforo o con las que fueron calculadas sus descargas entre paréntesis. Los campos son el caudal medio (Q medio), desviación estándar (Q std), caudal máximo (Q max), caudal mínimo (Q min) y los años de caudal máximo (Año max) y años de caudal mínimo (Año min).

Cuenca(Estaciones)	Q medio (m ³ /s)	Q std (m ³ /s)	Q max (m ³ /s)	Año Qmax	Q min (m ³ /s)	Año Qmin
Amazonas (Óbidos+Altamira+Itaituba)	200000	61742	318000	2006	69000	2010
Rio Negro (Óbidos-Manacapuru – Fasenda Vista Alegre)	48000	26054	111000	2008	-1350	2009
Solimoes_Caqueta(Manacapuru-San Regis-Requena)	74000	26399	129000	2009	24000	2010
Marañón (San Regis)	17000	5027	31000	2012	7000	2010
Ucayali (Requena)	12000	5485	22000	1999	2600	2010
Madeira (Fasenda Vista Alegre)	27000	17421	60000	2006	3700	2005
Madeira_baja (Fasenda Vista Alegre - Porto Velo)	9100	6898	26000	2006	160	2007
Madeira_alta (Porto Velo)	18000	11447	41000	2008	2200	2005
Tapajos (Itaituba)	12000	7403	28000	2004	2300	2003
Xingu (Altamira)	8000	7304	28000	2004	778	1999

3.2 Datos satelitales

Los datos satelitales, a diferencia de los datos observados, contienen errores debido a que no miden directamente las variables a analizar. Sin embargo, en lugares donde no se tienen datos observados los datos satelitales son muy utilizados. A continuación se muestra la Cuadro de los datos satelitales utilizados.

Cuadro 5. Datos satelitales utilizados en el estudio y la fuente de donde se obtuvieron

Datos Satelitales	
Datos geográficos de sub-cuencas	ORE-HYBAM
Datos de evapotranspiración	MOD16 y GLEAM
Precipitación	TRMM
Contenido de agua en el suelo	GRACE (Lab. LEGOS-Francia)

3.2.1 Datos de Información Geográfica

Los datos de información geográfica consisten en 9 *shapefiles* las cuales fueron descargadas de la página *web* del observatorio ORE-HYBAM (<http://www.ore-hybam.org>). En total se descargó información de 8 sub-cuencas amazónicas y una que incluye toda la cuenca Amazónica (Figura 13). Las sub-cuencas elegidas fueron: Río Negro de la estación de Manacapuru (Man) hasta la estación Óbidos (Obi); Solimoes-

Caquetá, de la estación Tamshiyacu hasta la estación Manacapuru (Man); Marañón, hasta la estación San Regis (SR); Ucayali, hasta la estación Requena (Re); Madeira Alta, hasta la estación Porto Velo (Pve); Madeira Baja, de la estación Porto Velo hasta la estación Fasenda Vista Alegre (Fva); Madeira, hasta la estación Fasenda Vista Alegre (Fva); Tapajós, hasta la estación Itaituba (Ita); Xingú hasta la estación Altamira (Alt) ; y la cuenca del Amazonas, hasta la estación Óbidos. Analizar el balance hídrico a nivel de sub-cuencas permitió observar las diferencias regionales en el balance de agua, sobre todo observar estas diferencias en la evapotranspiración. El Cuadro 6 muestra el área de la cuenca y de las sub-cuencas amazónicas.

Cuadro 6. Área en km² de la cuenca Amazónica (amarillo) y de las 8 sub-cuencas en estudio.

Cuenca	Área (km²)
Amazonas	6110000
Rio Negro	717000
Solimões-Caquetá	1502000
Marañón	372000
Ucayali	348000
Madeira	1332000
Madeira alta	988000
Madeira baja	345000
Tapajós	484000
Xingú	497000

3.2.2 Evapotranspiración estimada por el producto MOD16

El producto MOD16 es un subproducto de la misión MODIS, el cual ha sido calibrado por Mu et al. (2011). El cálculo de la evapotranspiración total se da a través de un logaritmo que puede ser resumido de la siguiente manera:

- Evaporación por la humedad de la superficie del follaje
- Transpiración de la planta
- Evaporación del suelo

En los tres casos, el autor utiliza datos meteorológicos para calcular la evapotranspiración; además, utiliza el Enhanced Vegetation Index (EVI) para el cálculo de la evapotranspiración por la humedad de la superficie del follaje y para el cálculo de la transpiración de la planta utiliza el *Leaf Area Index* (LAI). Mu et al. (2011) utilizó 2 grupos de datos meteorológicos para el cálculo de la evapotranspiración: datos observados de las torres de flujo y datos meteorológicos de Reanálisis.

El objetivo de Mu et al. (2011) fue el de calibrar el algoritmo del MOD16 utilizando datos de evapotranspiración de torres de flujo del proyecto FLUXNET. Dos de estas torres de flujo están en la Cuenca del Amazonas y también se han usado en el presente estudio (Santarém Km67 y Santarém Km83). Mu et al. (2011) calculó un coeficiente de correlación de 0.76 para Santarém Km 67 entre los datos observados y datos calculados con variables meteorológicas de la torre de flujo así como un coeficiente de 0.34 entre la ET observada de las torres de flujo y la ET calculada con el algoritmo de MOD16 usando datos meteorológicos de Reanálisis. Para Santarém Km 83, la correlación fue 0.76 entre la ET observada de las torres de flujo con el algoritmo de MOD16 con datos meteorológicos observados y una correlación de 0.34 entre la ET observada y la ET con el algoritmo de MOD16 con datos de Reanálisis.

Para nuestro estudio se utilizaron datos a una escala de tiempo de cada 8 días que fueron descargados de la página web de la Universidad de Montana (<http://www.ntsug.umt.edu/project/mod16>). Una característica importante del producto MOD16 es que utiliza datos meteorológicos de Reanálisis (GMAO) para introducirlos en su algoritmo para calcular evapotranspiración. La resolución espacial es de $0.01^{\circ} \approx 1$ km. Al tener la resolución muy fina se escogieron las grillas que tengan la misma longitud y latitud de las estaciones. El período de tiempo en el que se puede encontrar los datos de MOD16 es del año 2000 al año 2012.

Existen trabajos como los de Ruhoff et al. (2013) en los que se ha utilizado datos del producto MOD16 para evaluarlos puntualmente con datos de la torre de flujo Pdg de IBA y con los resultados de evapotranspiración del modelo hidrológico MGB-IPH. Además los datos del MOD16 se utilizaron para evaluar la ET a nivel de la cuenca Paraná y se compararon con datos de ET del modelo MGB-IPH las cuales han sido validadas con caudales observados. Ruhoff et al. (2013) encontró que el modelo MGB-IPH tiene una mejor *performance* que MOD16 para la torre de flujo Pdg. Además, encuentra que uno de los motivos por los que el producto de ET del MOD16 falla es que los valores de parametrización del MOD16 para la torre de flujo Pdg pertenecen a un bosque y no a una sabana. Después de cambiar estas parametrizaciones, el producto MOD16 mejora ligeramente.

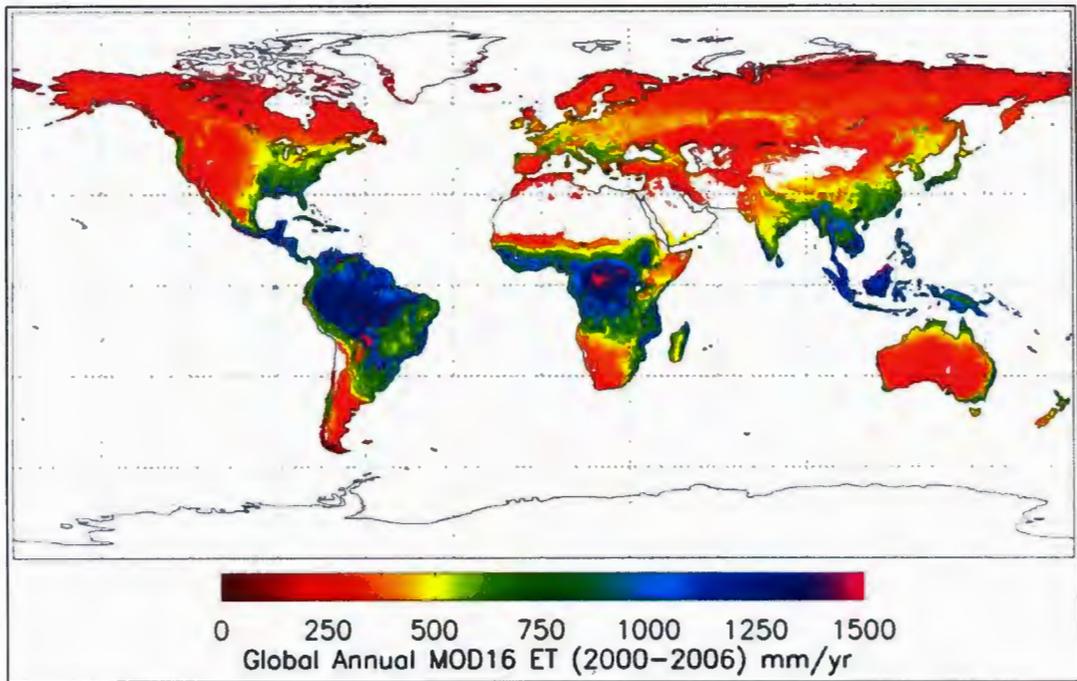


Figura 14. Evapotranspiración anual global (en mm) del producto MOD-16. Fuente: <http://www.ntsug.umt.edu/project/mod16>

3.2.3 Evapotranspiración estimada por el modelo GLEAM

El modelo *Global Land Surface Evaporation: The Amsterdam Methodology* (GLEAM) calcula la evapotranspiración global basada en la ecuación empírica de Priestley-Taylor. Miralles et al. (2011) realizó el algoritmo de GLEAM, el cual está dividido en 3 módulos : un módulo de evapotranspiración debido interceptación de agua por el follaje (I), un módulo para calcular el contenido de agua en el suelo y estrés hídrico de la vegetación (S) y un módulo que calcula la evapotranspiración potencial (Ep).

$$E = S * Ep + I - \beta * I \dots \dots \dots (18)$$

En la Ecuación 18 la evapotranspiración es la suma de la evapotranspiración potencial (Ep), que es convertida en evaporación actual multiplicándola por la índice de estrés hídrico (S), más la suma de la evapotranspiración debido a la interceptación del agua por el follaje. Sin embargo, se le resta una fracción (β) de I debido a que este valor también está en el cálculo de Ep cuando el follaje está húmedo.

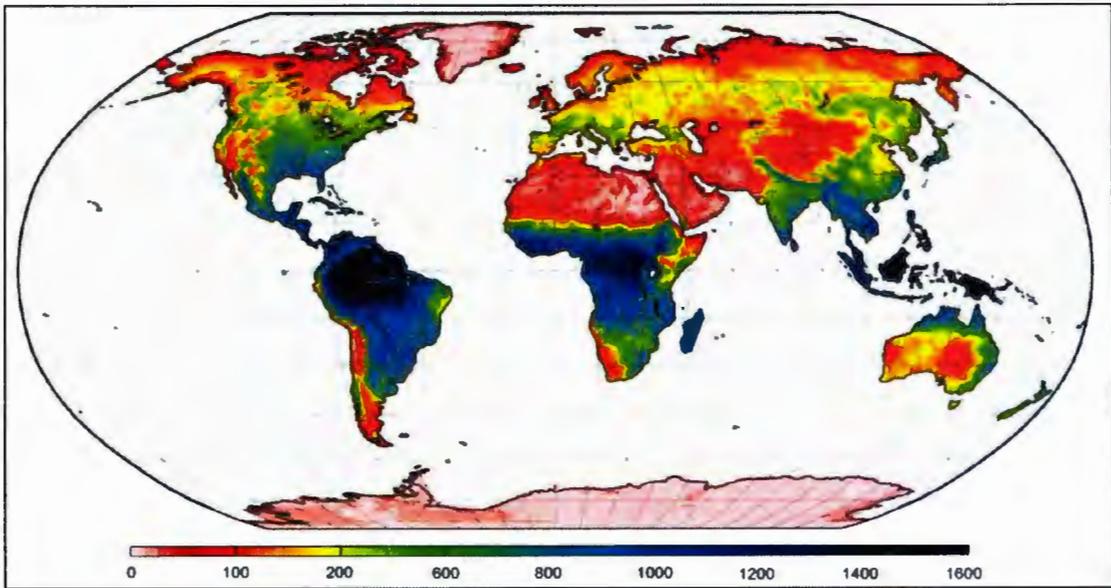


Figura 15. Evapotranspiración anual (mm) (2003-2007) calculado por el modelo GLEAM. Fuente: Miralles et al. (2011).

Los datos del modelo GLEAM no han sido utilizados en un estudio sobre la evapotranspiración en la cuenca Amazónica. sin embargo se han utilizado para comparar diferentes productos de ET en el continente africano (Trambauer et al. 2013). Debido a que el continente de África no tiene una adecuada densidad de torres de flujos, se utilizaron productos satelitales de ET para estimar la evapotranspiración y mostrar que modelos muestran una alta tasa de ET y cuales una baja ET.

3.2.4 Precipitación estimada por el producto TRMM 3B43 V7

El producto TRMM 3B43 V7, utiliza varios productos para estimar la precipitación mensual a una resolución de $0.25^{\circ} \times 0.25^{\circ}$. Para poder llegar a una estimación de lluvia se usan principalmente 2 tipos de datos. El primero son datos de precipitación relacionadas a datos de ondas de microondas medidas por satélites de bajas órbitas como el *Microwave Imager* (TMI) que está montado en el TRMM. *Special Sensor Microwave Imager* que en el *Defense Meteorological Satellite Program* (DSMP), entre otros. Las ondas de microondas permiten saber si existen gotas de agua o cristales dentro de las nubes, de esta manera se puede estimar la precipitación y la posición de las nubes. Sin embargo, el problema con las ondas de microondas es que su área de cobertura es pequeña.

El segundo tipo, son datos del infrarrojo perteneciente a la ventana atmosférica de longitud de onda similar a $10.7 \mu\text{m}$. Es decir los sensores captan la energía infrarroja emitida por los cuerpos, en especial las nubes. Esta energía está asociada a la temperatura del cuerpo y por lo tanto se puede saber la temperatura del tope de las nubes y su posible posición altitudinal. La ventaja de las imágenes de infrarrojo es que tienen un amplio rango espacial, lo que permite tener una mayor área de precipitación estimada. Entre los satélites de las cuales que se utilizan sus productos de imágenes están GEO-IR, CPC, y el propio TRMM tiene su sensor de medición de infrarrojo.

Los datos utilizados tienen una resolución espacial de $0.25^\circ \times 0.25^\circ$ y la extensión espacial es de latitud 30°N a 30°S y longitud 120°W a 0°W . El periodo de tiempo utilizado es de 1998 hasta el 2012 y la escala de tiempo es mensual. La datos se descargaron de la *web site* (<http://mirador.gsfc.nasa.gov>).

Los datos del TRMM a pesar de tener errores en sus estimaciones sobre todo en los Andes (Condom et al. 2011), se han utilizado frecuentemente en los estudios sobre la cuenca Amazónica. Frappart et al. (2013) utilizó los datos del TRMM 3B43 v7 para analizar la variabilidad interanual de la precipitaciones en la cuenca Amazónica y su relación con los datos de contenido de agua en el suelo de la misión GRACE. Espinoza et al. (2013) utilizó TRMM 3B42 v7 para analizar la inundación del 2012 que ocurrió en la selva norte del Perú (Río Marañón).

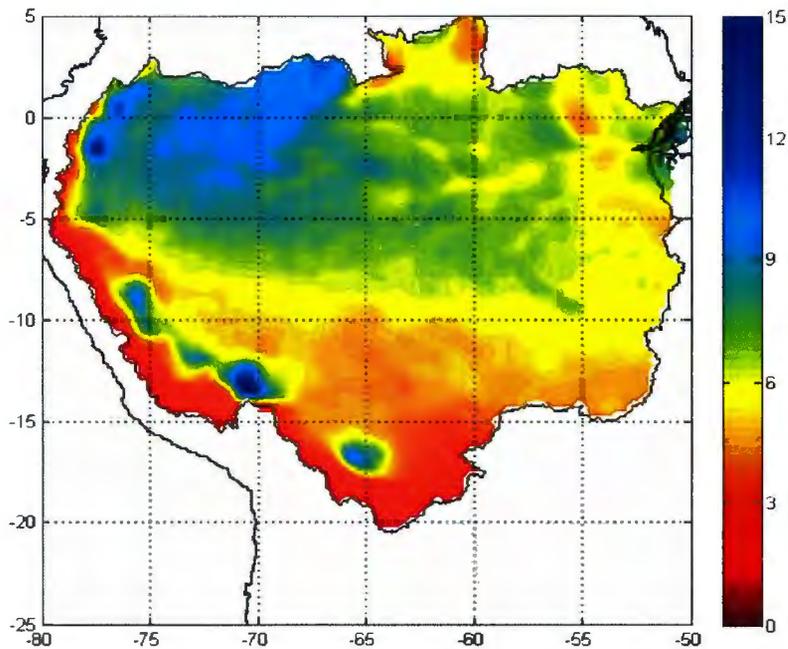


Figura 16. Precipitación media diaria de la cuenca Amazónica (mm d^{-1}). Periodo de datos 1999-2012. Se utilizaron datos del TRMM 3B43 V7.

3.2.5 Contenido de agua en el suelo estimado por la misión GRACE

“The Gravity Recovery and Climate Experiment” es la primera misión en medir las variaciones de gravedad de nuestra planeta. Lanzado en el 2002, GRACE puede medir variaciones mínimas en la gravedad. Estas variaciones son medidas a través de 2 satélites que están separados aproximadamente 220 km y está en la misma órbita. Los 2 satélites aumentan su velocidad y distancia dependiendo del campo de fuerza que estén atravesando y de esta manera miden los cambios de gravedad sobre un área (<http://www.jpl.nasa.gov/news/news.php>).

Las variaciones de la gravedad pueden ser causadas por el movimiento de masas de aire, de tierra o de agua. Estas mediciones de las variaciones de la gravedad en la tierra pueden ser utilizadas para medir las variaciones de agua continental tal como lo mostró Tapley et al. (2004). Esto ha servido en los estudios de balance hídricos a nivel mundial y sobre todo los que se han hecho en la Cuenca del Amazonas (Ramillien et al. 2006, Frappart et al. 2013). Para poder utilizarlos como datos de contenido de agua en el suelo se necesita filtrar los datos medidos por los satélites y luego, a través de un modelo de topográfico e hidrológico se puede obtener los datos de contenido de agua en el suelo.

En nuestro estudio hemos utilizados los datos de 8 sub-cuencas amazónicas (Figura 13). La escala de tiempo es mensual y el periodo de datos es del 2003 al 2012. Los datos fueron entregados por el laboratorio LEGOS –Francia.

3.3 Métodos

Hemos dividido los métodos utilizados en dos. La primera parte se describirán los métodos utilizados para el análisis de las torres de flujo, dependencia de la ET con alguna variable meteorológica y la comparación de la diferentes fuentes de ET con datos observados de la torres de flujo. En la segunda parte se describirán los métodos a seguir para la obtención de la evapotranspiración realizando un balance de agua.

3.3.1 Análisis de la evapotranspiración en áreas de torres de flujo

De las torres de flujo se utilizó el dato de flujo de calor latente ($W\ m^{-2}$) a nivel diario y cada 8 días. Para convertir el flujo de calor latente (Le) $W\ m^{-2}$ a evapotranspiración (ET) $mm\ d^{-1}$ se debe realizar la siguiente operación.

$$Et \left(\frac{mm}{día} \right) = \frac{Le * 3600 * 1000 * 24}{\lambda * \rho} \dots (19)$$

En donde: $\lambda=2500827-2360*T$

Le es el flujo de calor latente medido en la torre de flujo ($W m^{-2} h^{-1}$). λ es el calor latente de vaporización que depende de la temperatura ($J kg^{-1}$). ρ es la densidad del agua ($1025 kg m^{-3}$). Los valores de 3600, 1000 y 24 son valores para obtener la evapotranspiración en $mm d^{-1}$.

Los valores de radiación neta, temperatura, humedad relativa y velocidad del viento fueron utilizados para calcular los valores de evapotranspiración a través de ecuaciones empíricas de Penman-Monteith (Ecuación 16) y Priestley-Taylor (Ecuación 17). Los valores de observados de evapotranspiración de las torres de flujo y de las ecuaciones empíricas de Penman-Monteith (P-M) y Priestley-Taylor (P-T) fueron trabajados a escalas de tiempo diario y de cada 8 días.

Uno de los métodos estadísticos con el que se trabajó es la de la regresión lineal. La regresión lineal nos ayudará a encontrar alguna relación o dependencia entre 2 variables. A una variable se le denomina independiente (x) y a la otra dependiente (y). Esta técnica estadística dibuja una línea a través de los datos observados que tiene como función:

$$\hat{y} = bx + a \dots \dots (20)$$

Para poder establecer esta función se emplea la técnica de la minimización de la suma de los errores cuadráticos. Es decir que para un valor x_1 hay un valor y_1 (dato observado) y hay un valor ajustado \hat{y}_1 , entonces el error es:

$$e_1 = \hat{y}_1 - y_1 \dots \dots (21)$$

El error es calculado por cada valor de "x". luego cada error es elevado al cuadrado y finalmente, estos se suman. Una de las formas para hallar esta función es a través de las ecuaciones:

$$b = \frac{\sum_{i=1}^n [(x_i - \bar{x})(y_i - \bar{y})]}{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2} \dots \dots (22)$$

$$a = \bar{y} - b\bar{x} \dots \dots (23)$$

La Ecuación 22 nos calcula la pendiente de la regresión lineal (b) y la Ecuación 23 nos calcula el intercepto (a). En las ecuaciones 22 y 23 se utilizan las medias de los valores de x (\bar{x}) y de y (\bar{y}).

En nuestro estudio utilizamos la regresión lineal para conocer que variables meteorológicas tienen una mayor importancia en el proceso de evapotranspiración. Las variables que se utilizaron en la regresión lineal con el calor latente fueron la radiación neta, radiación neta solar, temperatura y humedad relativa. Para este experimento solo se calculó el coeficiente de determinación (R^2). La escala de tiempo utilizada fue horaria, y se escogieron datos de las 8 horas hasta las 18 horas (horas de sol).

El coeficiente de determinación es:

$$R^2 = \frac{SCR}{SCT} \dots \dots (24)$$

En donde SCR es la suma de los cuadrados de la regresión lineal y se calcula con la siguiente ecuación:

$$SCR = \sum_{i=1}^n (\hat{y}_i - \bar{y})^2 \dots \dots (25)$$

Donde \bar{y} es la media de los datos observados y n es el total de número de datos. La variable SCT es suma de cuadrados totales.

$$SCT = \sum_{i=1}^n (y_i - \bar{y}) \dots \dots (26)$$

Donde y_i son los datos observados.

La regresión lineal también fue utilizada para poder comparar los diferentes productos de evapotranspiración (MOD16, GLEAM, Penman-Monteith y Priestley –Taylor) con datos observados en las torres de flujo. Para este experimento se calcularon el coeficiente de determinación, la raíz cuadrada del error cuadrático medio (RMSE) y el coeficiente de Nash-Sutcliffe (NSE). La escala de tiempo a la que se trabajaron los datos fue de cada 8 días debido que los datos de MOD16 están a esa frecuencia de tiempo.

El número de Nash-Sutcliffe (NSE) es un estadístico normalizado que determina la magnitud relativa de la varianza residual comparado con el varianza de la data observada. NSE indica que tan bien la línea de la creada por la data observada vs la data simulada se ajusten a la línea 1:1. La fórmula está dada por la siguiente ecuación:

$$NSE = 1 - \left[\frac{\sum_{i=1}^n (Y_i^{obs} - Y_i^{sim})^2}{\sum_{i=1}^n (Y_i^{obs} - Y^{mean})^2} \right] \dots \dots \dots (27)$$

Donde Y_i^{obs} es el *i*-ésimo valor de los datos observados a ser evaluados, Y_i^{sim} es el *i*-ésimo valor de los datos simulados a ser evaluados, Y^{mean} es la media de todos los datos observados a ser evaluados y *n* es el total de datos a ser evaluados.

Los valores de NSE varían de $-\infty$ a 1]. Siendo los valores entre cero (0) y uno (1) los que indican una buena simulación, mientras valores menores a cero (<0) indican que el valor medio observado es mejor predictor que los valores simulados, lo que indica una baja mala simulación.

RMSE es un índice que también ayuda a cuantificar la performance del modelo con respecto a lo observado. Este índice es muy usado debido a que indica el error en las unidades en las que se encuentran las variables. Un valor de RMSE igual a cero (0) indica un perfecto ajuste, mientras valores mayores indican baja performance. Para calcular el RMSE se debe aplicar la siguiente ecuación.

$$RMSE = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (Y_i^{obs} - Y_i^{sim})^2}{n}} \dots \dots \dots (28)$$

Se calcularon la media y la desviación estándar de los datos observados de evapotranspiración y precipitación. Luego se procedió a calcular el coeficiente de variación estacional para observar y comparar la variabilidad estacional de la precipitación (PP) y evapotranspiración (ET) de las torres de flujo. El coeficiente de estacionalidad (SVC) es utilizado como una aproximación de la estacionalidad de la variable. Valores altos de SVC indican un alto contraste entre los periodos húmedos y secos (alta estacionalidad), mientras

valores bajos de SVC indican que no hay un contraste marcado entre los periodos húmedos y secos (baja estacionalidad).

Espinoza et al. (2009a) utilizó estos índices para mostrar que en la cuenca Amazónica existen regiones con precipitaciones con alta estacionalidad (sur, este y sureste de la CA) y regiones con precipitaciones con baja estacionalidad (noroeste de la CA). Para el cálculo del coeficiente de estacionalidad se realiza promedios mensuales y se obtiene un año típico. Luego se calcula la media y la desviación estándar y por último se aplica la siguiente ecuación.

$$SVC = \frac{\bar{X}_{at}}{\theta_{at}} \dots \dots \dots (29)$$

Donde \bar{X}_{at} es la media del año típico y θ_{at} es la desviación estándar del año típico. Además, se calculó la fracción de agua reciclada (AR) que es la evapotranspiración entre la precipitación de un año típico (Ecuación 30). Esta es una medida para estimar la fracción o el porcentaje de precipitación que se convierte en vapor de agua a través de la evapotranspiración. En lugares donde AR es menor que uno (1) indica que la precipitación es la fuente principal de agua para el ecosistema. Mientras que en lugares donde la AR es mayor a uno (1) nos indica que la precipitación no es una de las fuentes principales para la evapotranspiración.

$$AR = \frac{ET}{PP} \dots \dots \dots (30)$$

3.3.2 Análisis de evapotranspiración en la cuenca y sub-cuencas amazónicas

El análisis de evapotranspiración a nivel de cuenca y sub-cuencas tendrá la finalidad de estimar la evapotranspiración en cada una de ellas a través de un balance de agua (Ecuación 10). Los datos utilizados en esta parte del estudio fueron precipitación (TRMM 3B43 v7), caudales (ORE-HYBAM) y contenido de agua del suelo (GRACE).

Para los datos de lluvia (TRMM 3B43 v7), caudales (ORE-HYBAM) y contenido de agua en el suelo (GRACE) se calcularon sus ciclos anuales. Para este experimento los caudales (Q) se convirtieron a esorrentía (ES). Para obtener esorrentía de los datos de caudales se debe realizar el siguiente procedimiento.

$$ES \left(\frac{mm}{mes} \right) = \frac{Q \left(\frac{m^3}{s} \right) * 36 * 24 * D}{A(km^2) * 10} \dots \dots (31)$$

Donde D es los días del mes correspondiente, A es el área de la sub-cuenca en km² y Q es el caudal a la salida de la sub-cuenca (m³ s⁻¹). Los cálculos de los ciclos anuales se realizaron para identificar los meses de avenida y estiaje en cada sub-cuenca.

Luego por cada sub-cuenca se escogieron los meses de avenida y de estiaje por cada año y se hizo un promedio para la precipitación, caudal y contenido de agua en el suelo, es decir se obtuvieron datos interanuales de lluvia, caudal y contenido de agua en el suelo. Seguido, se procedió a realizar una correlación del tipo Pearson (raíz cuadrada del coeficiente de determinación) entre los datos interanuales de lluvia y contenido de agua en el suelo con los datos interanuales de caudal para los meses de avenida y de estiaje. Se compararon con los datos de caudal debido a que este es el único valor observado.

Al conocer las cuencas con las mejores correlaciones entre la lluvia y contenido de agua en el suelo con los datos de caudal, se procedió a realizar un balance de agua a nivel de un año típico con la Ecuación 10. El objetivo de este balance fue el calcular el ciclo anual de la evapotranspiración y poder compararla entre las diferentes sub-cuencas. Además, se calcularon la media, la desviación estándar, el coeficiente de variación estacional y el porcentaje de agua reciclada (AR) para cada uno de las sub-cuencas.

IV. RESULTADOS

4.1 Análisis de torres de flujo

Debido a las diferentes características espacio-temporales de la precipitación, temperatura y otras variables climatológicas en la cuenca Amazónica es necesario analizar el comportamiento diario y estacional de las características climáticas y flujos de energía en cada una de las torres de flujo. Este análisis se realizó en 3 partes, la cual incluye un análisis exploratorio de datos, un análisis del balance de energía y un análisis de la relación entre la precipitación y la evapotranspiración local.

4.1.1 Análisis Exploratorio

Se realizó un análisis exploratorio de datos para cada una de las torres de flujo estudiadas. Se *plotearon* los datos de algunas variables a nivel diario, como la radiación neta, flujo de calor latente, flujo calor sensible, temperatura y humedad relativa. El análisis exploratorio nos permitió conocer el comportamiento diario y mensual de las variables a estudiar, como la radiación en los bosques amazónicos y su impacto en la evapotranspiración. A un nivel mensual, este análisis exploratorio nos ayudó a conocer el papel de la precipitación local sobre la evapotranspiración.

a) Torres de flujo en la zona ecuatorial

Los datos de radiación neta en la torre de flujo K67 (Santarém Km 67) no muestran una clara estacionalidad, pero si hay un aumento en la radiación neta (R_n) entre los meses de junio a octubre (Figura 17). Además, entre los meses de diciembre a abril existe un incremento de la variabilidad diaria, lo que no se ve entre los meses de junio a octubre. Esta diferencia en la variabilidad diaria y el incremento de la radiación en los meses de junio a octubre se debe a la presencia de nubes.

Entre los meses de diciembre a abril es la temporada de lluvia en la zona de K67. Los meses de lluvia en la zona ecuatorial, donde está K67, están asociados a la Zona de Convergencia de Intertropical (ITCZ siglas en inglés). Entonces en estos meses se puede apreciar un incremento en la nubosidad en toda la zona ecuatorial.

La presencia de nubes tiene un efecto sobre la radiación, la cual es la disminución de la radiación de onda corta entrante, provocando una disminución en la radiación neta (R_n). Sin embargo, a una escala diaria la nubosidad varía de 0% a 100%. Como resultado de esta variabilidad en la nubosidad, la radiación neta (R_n) puede variar entre valores altos y valores bajos de un día a otro.

Lo contrario ocurre entre los meses de junio a octubre donde la presencia de nubes es escasa y por lo tanto la variabilidad interdiaria de la radiación disminuye, por lo que hay un ingreso constante de R_n a esta frecuencia de tiempo. Lo mismo ocurre en las estaciones K34 y K83 (Ver figuras en Anexo 1 y 2 respectivamente).

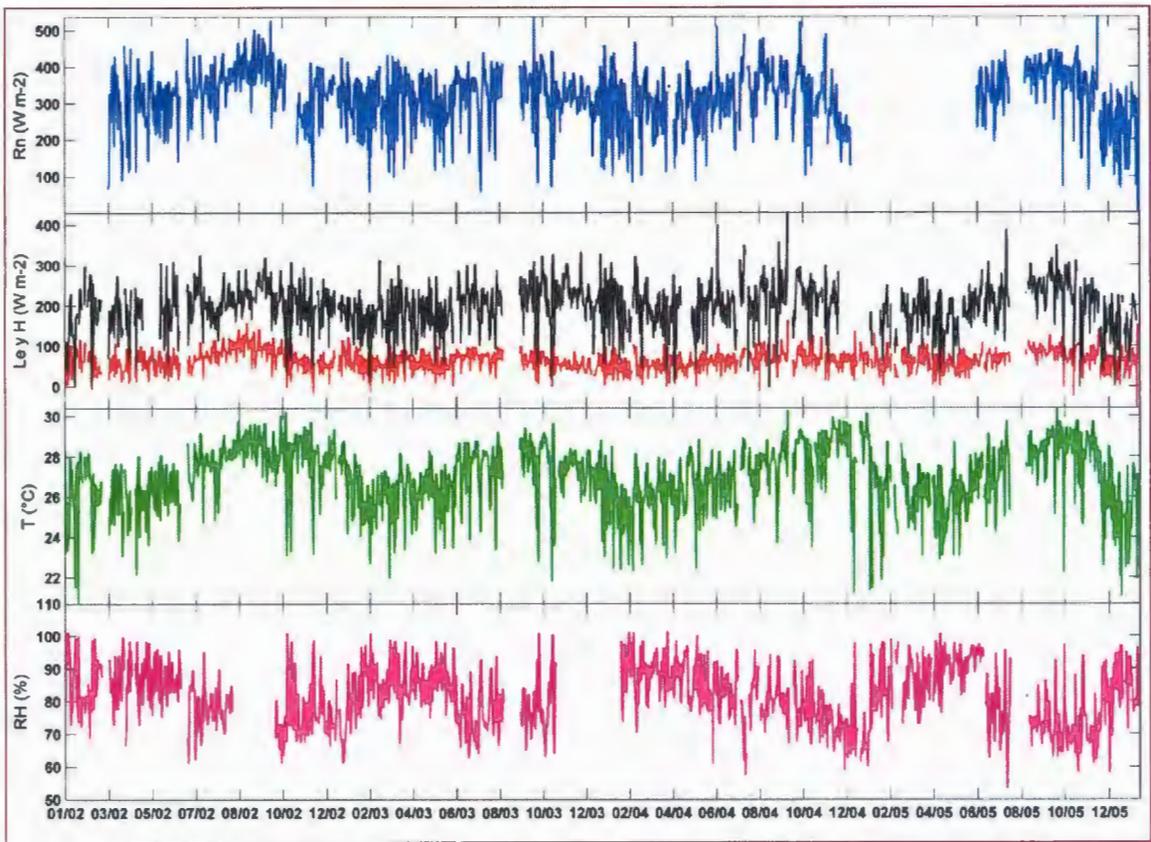


Figura 17. Ubicación y valores históricos diarios de radiación neta (Rn) en línea azul, flujo de calor latente (Le) en línea negra, flujo de calor sensible (H) en línea roja, temperatura (T) en línea verde y humedad relativa (RH) en línea magenta para la torre de flujo Santarém Km 67 (K67).

En las torres de flujo K67, se observa que el flujo de calor latente (Le) supera al calor sensible (H), además ambos presentan poca estacionalidad. Esto indica que en los bosques amazónicos ecuatoriales hay una fuerte cantidad de energía que va hacia la

evapotranspiración (calor latente - Le), incluso en épocas en que disminuye la lluvia. Esto mismo ocurre en las estaciones K34 y K83 (Ver figuras en Anexo 1 y 2 respectivamente).

El hecho de que el ecosistema mantenga constante el calor latente indica que los bosques tiene una fuente perenne de agua. Durante los meses de lluvia es muy probable que ésta sea una de sus fuentes para generar calor latente, mientras que en los meses de menor o ausencia de lluvias es el agua contenida en el suelo una de las principales fuentes de agua para la evapotranspiración (calor latente).

Por otro lado, la torre de flujo K77 (Figura 18) que se encuentra ubicada en una zona de cultivo o pasto, no muestra el mismo ciclo del flujo de calor latente que la torres K83. En cambio muestra un ciclo estacional marcado, es decir que hay valores altos y muy bajos de evapotranspiración o calor latente (Le). Además se puede observar que el calor latente (Le) aumenta en los meses de febrero a mayo; mientras que el calor sensible aumenta en los meses de junio a febrero. Entonces, se observa un desfase entre el calor latente y el calor sensible en esta torre de flujo.

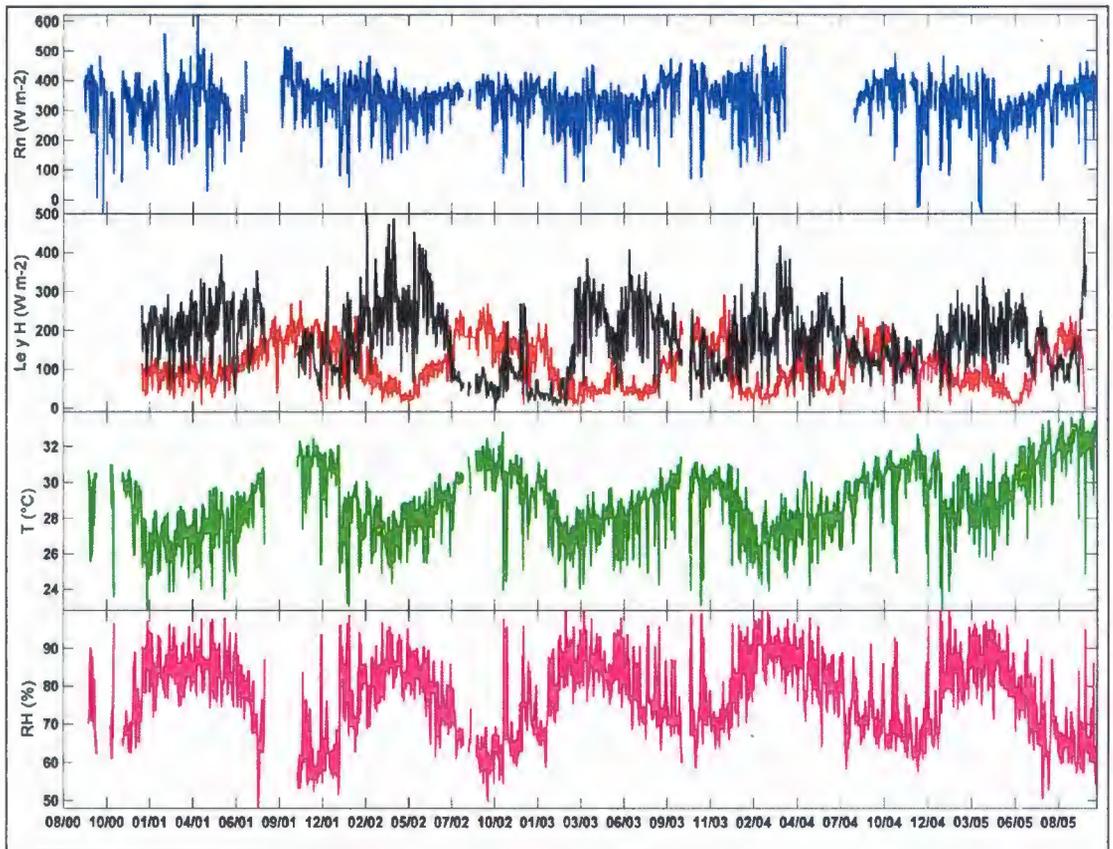


Figura 18. Valores históricos diarios de radiación neta (Rn) en línea azul, flujo de calor latente (Le) en línea negra, flujo de calor sensible (H) en línea roja, temperatura (T) en línea verde y humedad relativa (RH) en línea magenta para la torre de flujo Santarém Km 77 (K77).

El desfase puede ser explicado por la cubierta vegetal. En la temporada de lluvia, los pastos o cultivos pueden acceder al agua de una manera fácil y por lo tanto pueden generar calor latente (Le); sin embargo en los meses de poca o no lluvia, los cultivos o pastos no pueden obtener agua fácilmente ya que sus raíces son muy cortas para poder llegar a absorber agua del suelo. Esto resulta en una disminución del Le y la energía disponible esta va al calor sensible.

En el Cuadro 7 se muestran las principales características de las torres de flujo mencionadas anteriormente.

Cuadro 7. Características principales de la radiación, calor latente, calor sensible, temperatura y humedad relativa de las torres de flujo ubicadas en la zona ecuatorial.

Torres de Flujo	Estacionalidad de Rn	Estacionalidad de Le	Estacionalidad de H	Le>H	Temperatura y Humedad relativa mismo ciclo que Le
K34	No	No	No	No	No
K67	No	No	No	No	No
K83	No	No	No	No	No
K77	No	Si	Si	Si	No

b) Torres de flujo de la zona sur de la Cuenca Amazónica

La radiación neta (Rn) en la torre de flujo Rja (Figura 19) presenta una variabilidad diaria muy marcada entre los meses de setiembre a marzo, pero entre los meses de abril y junio esta variabilidad disminuye. Por otra parte, se puede observar que los valores más altos de Rn se observan en los meses de setiembre a marzo.

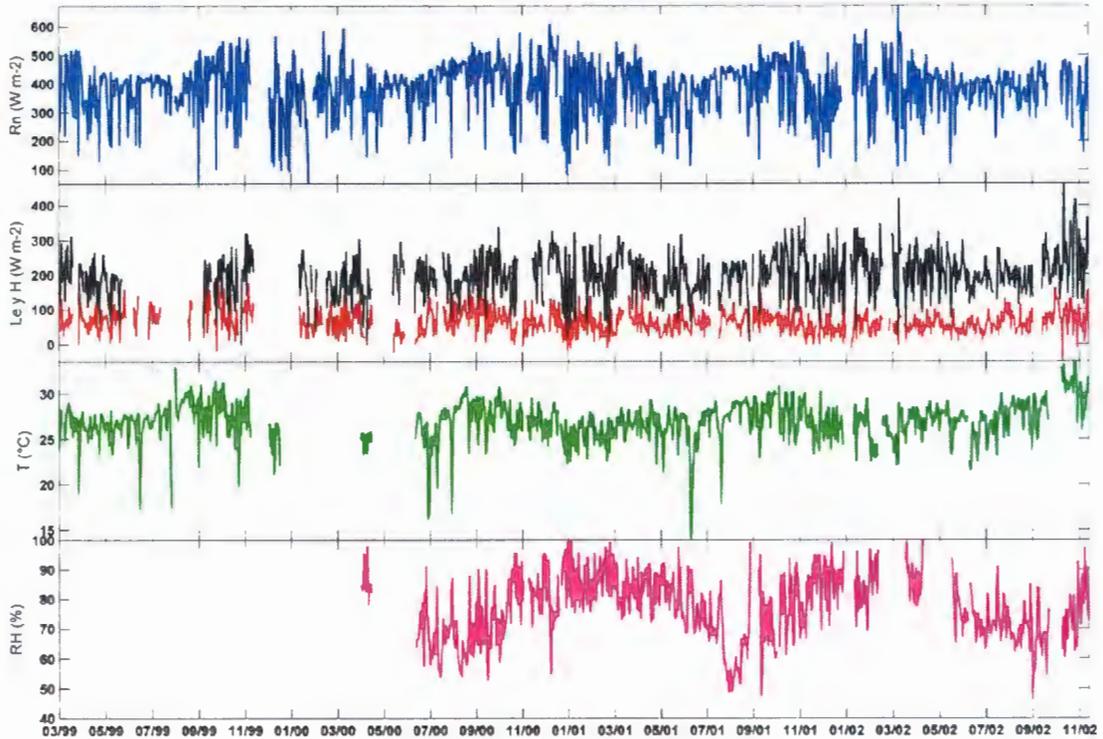


Figura 19. Ubicación y valores históricos diarios de radiación neta (Rn) en línea azul, flujo de calor latente (Le) en línea negra, flujo de calor sensible (H) en línea roja, temperatura (T) en línea verde y humedad relativa (RH) en línea magenta para la torre de flujo Reserva Jarú-Paraná (Rja).

Existe otra estación que se encuentra cerca de la torre Rja, esta es la torre Fns. La radiación en esta estación tiene una mayor variabilidad diaria sobre todo en los meses de octubre a marzo; además, existe una mayor estacionalidad que la torre Rja (Figura 20).

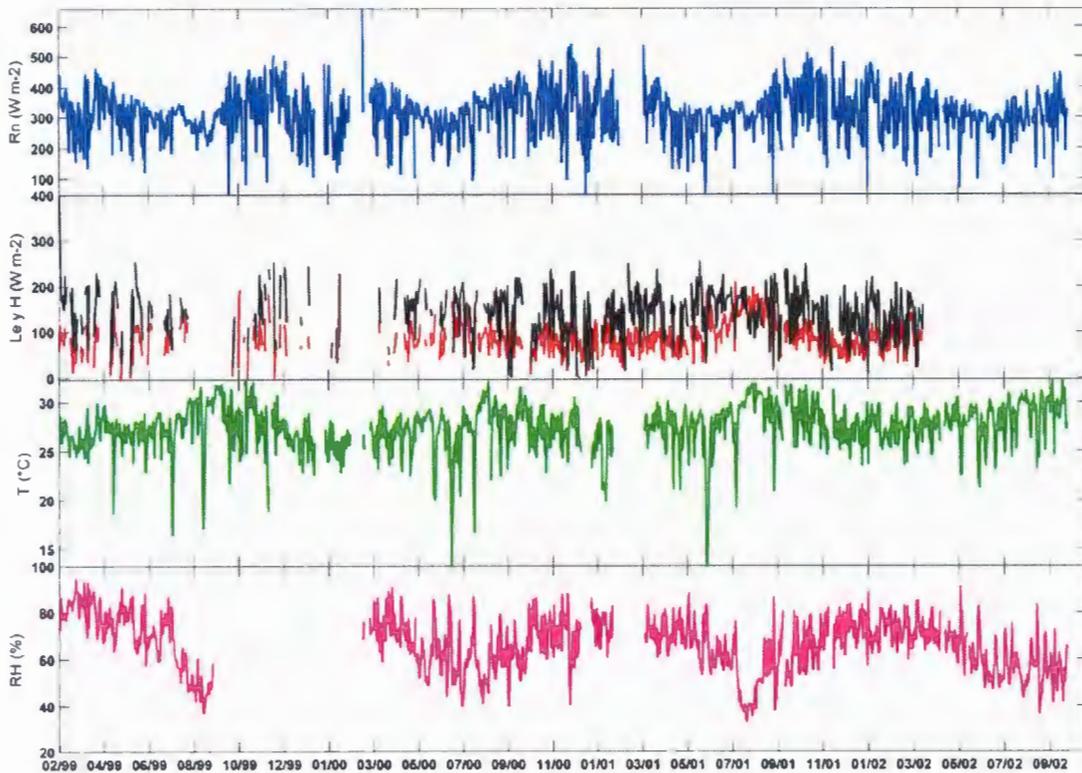


Figura 20. Ubicación y valores históricos diarios de radiación neta (R_n) en línea azul, flujo de calor latente (Le) en línea negra, flujo de calor sensible (H) en línea roja, temperatura (T) en línea verde y humedad relativa (RH) en línea magenta para la torre de flujo Fazenda Nosa Senhora (Fns).

Esta diferencia entre la torres Rja y Fns se puede explicar por la diferencia de cobertura vegetal que existe en cada una de ellas. Dado que ambas estaciones se encuentran geográficamente cerca, la vegetación tiene un rol importante en la radiación neta. Como Rja tiene una cobertura de bosque amazónico la energía captada por el sistema es mayor, mientras que en un bosque secundario, Fns, la energía que se queda es menor.

En la torre de flujo Fns no hay una clara diferencia entre el flujo de calor sensible (H) y el latente (Le), pero en Rja la diferencia sí es clara. Por lo tanto existe una variación en el

flujo de calor latente y sensible entre la torre Fns y Rja. Esta diferencia también se debe al tipo de cobertura vegetal ya que bosques amazónicos son capaces de mantener la evapotranspiración incluso en los meses de poca lluvia.

La torre de flujo Ban (Figura 21) se encuentra ubicada en una planicie de inundación, la cual es anegada durante los periodos húmedos (enero a abril). Esto nos indica que en esos meses hay una gran disponibilidad de agua, que aumenta por la lluvia que cae en la zona, lo que favorece la generación de calor latente. También en esos meses existe un aumento en la radiación neta, lo que indica una mayor entrada de energía al sistema.

En los meses siguientes la variabilidad de la radiación disminuye, indicando cielos despejados y ausencia de lluvias. Como el agua del subsuelo depende más de la lluvia ocurrida aguas arriba y en los meses de invierno austral la lluvia es escasa en toda la zona de estudio; el resultado es que el flujo de calor latente empieza a disminuir y el flujo de calor sensible empieza a aumentar.

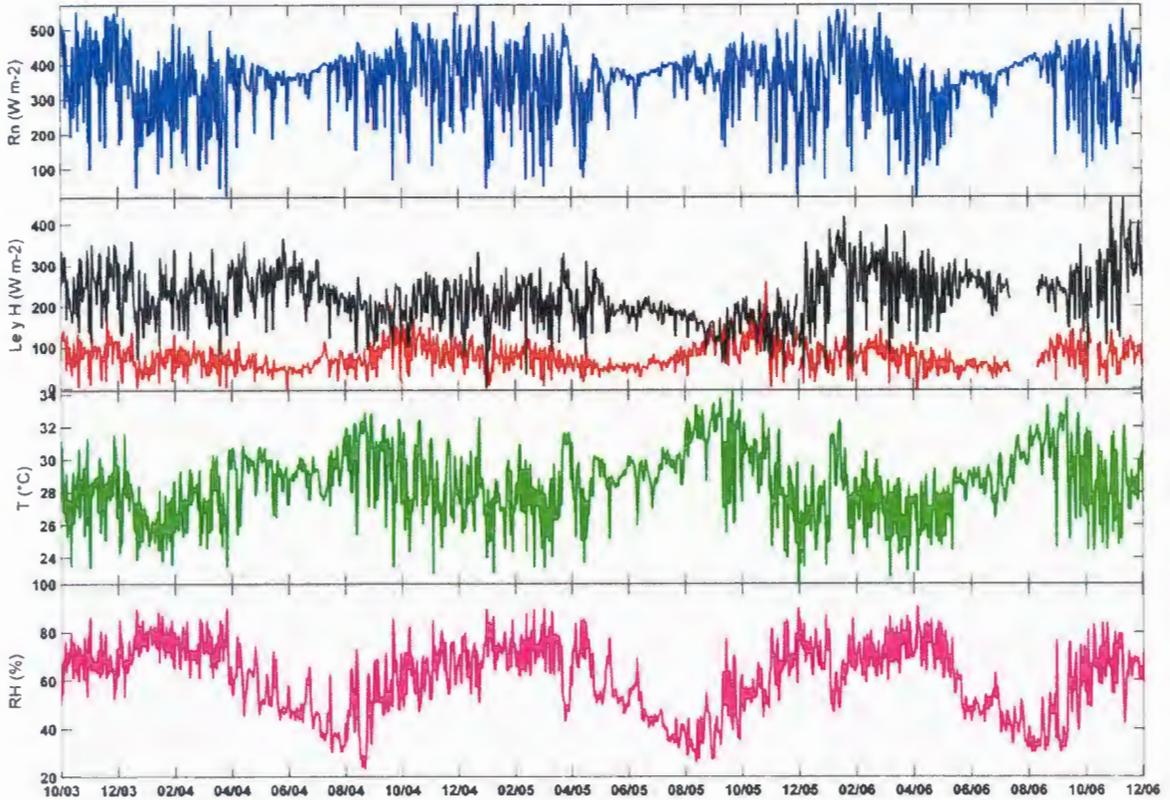


Figura 21. Ubicación y valores históricos diarios de radiación neta (R_n) en línea azul, flujo de calor latente (Le) en línea negra, flujo de calor sensible (H) en línea roja, temperatura (T) en línea verde y humedad relativa (RH) en línea magenta para la torre de flujo Tocantis-Bananal (Ban).

En la torre de flujo Pdg (Figura 22) se puede observar que el ciclo de radiación neta tiene una marcada estacionalidad. Esto se debe a que la estación Pdg se encuentra a $21^{\circ}S$, en donde la radiación solar es considerablemente mayor durante el verano austral (diciembre-marzo) que durante el invierno austral (junio-agosto).

El flujo de calor latente muestra el mismo ciclo que la radiación neta, pero el flujo de calor sensible no. Mientras los valores de flujo de calor latente son altos (noviembre a marzo) los valores de flujo de calor sensible son bajos y cuando los valores de calor sensible son altos (junio a octubre) los valores de flujo de calor latente son menores.

El ciclo de la temperatura muestra una estacionalidad que es casi similar al ciclo del calor sensible. Además, se puede observar en los meses de mayo a julio se dan los valores más bajos, pero este cambio es de manera abrupta y rápida (días). El periodo de alta humedad relativa va de noviembre a abril y los meses de menores valores son de junio a octubre. El incremento de la humedad relativa se da en los mismos meses de un aumento de la radiación neta.

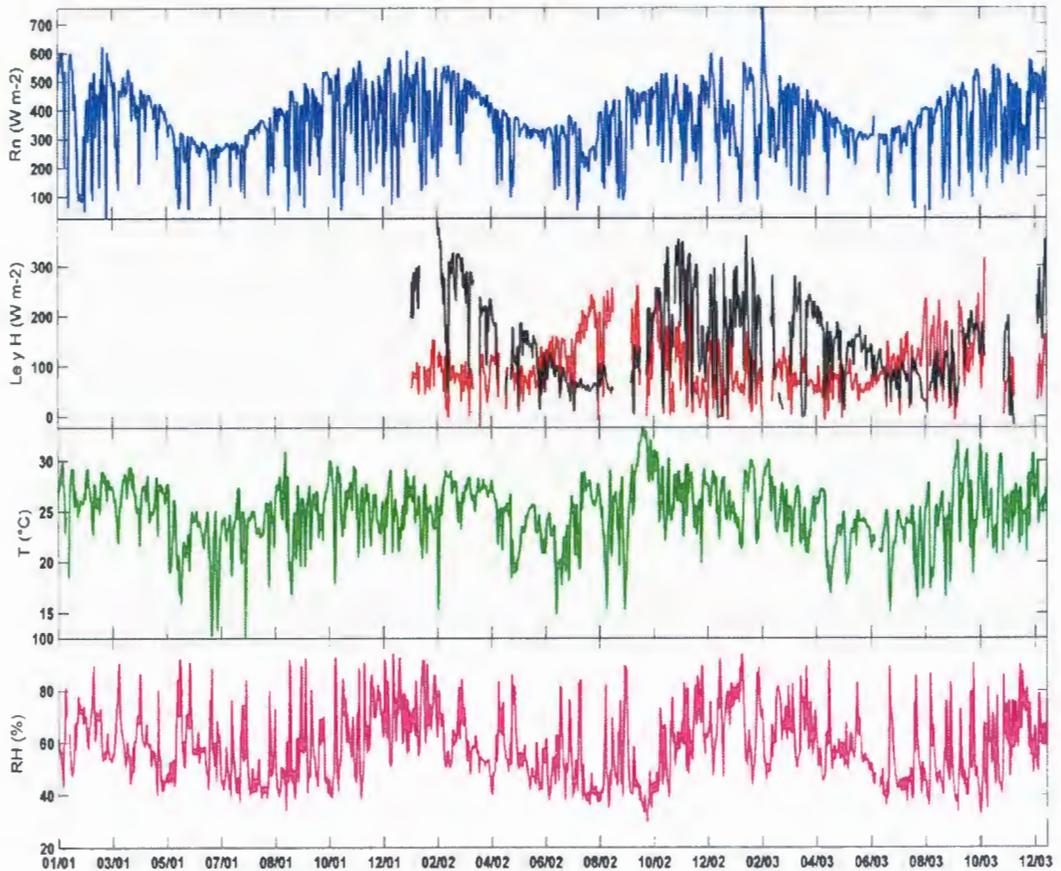


Figura 22. Ubicación y valores históricos diarios de radiación neta (Rn) en línea azul, flujo de calor latente (Le) en línea negra, flujo de calor sensible (H) en línea roja, temperatura (T) en línea verde y humedad relativa (RH) en línea magenta para la torre de flujo Pe de Gigante (Pdg).

En el Cuadro 8 se muestran las principales características de las torres de flujo mencionadas anteriormente.

Cuadro 8. Características principales de la radiación, calor latente, calor sensible, temperatura y humedad relativa de las torres de flujo ubicadas en el sur de la Amazonia.

Torres de Flujo	Estacionalidad de Rn	Estacionalidad de Le	Estacionalidad de H	Le>H	Temperatura y Humedad relativa mismo ciclo que Le
Rja	No	No	No	Si	No
Fns	Si	No	No	No	No
Ban	No	Si	Si	Si	No
Pdg	Si	Si	Si	No	Si

c) Relación de la precipitación como indicador de nubosidad en la variación de la radiación solar

Como se ha descrito en la sección anterior, la nubosidad es un factor importante en la variabilidad de la radiación de onda corta y por lo tanto en la radiación neta. Pero debido a que este es un factor difícil de medir y no tenemos datos de nubosidad, en este estudio utilizaremos la precipitación como un indicador de nubosidad, para eso solo hemos seleccionado los días que tienen precipitación en las horas del día. Además no todas las estaciones tuvieron datos de radiación de onda corta por lo que escogimos solo 2 estaciones, K34 (Figura 23) y Ban (Figura 24).

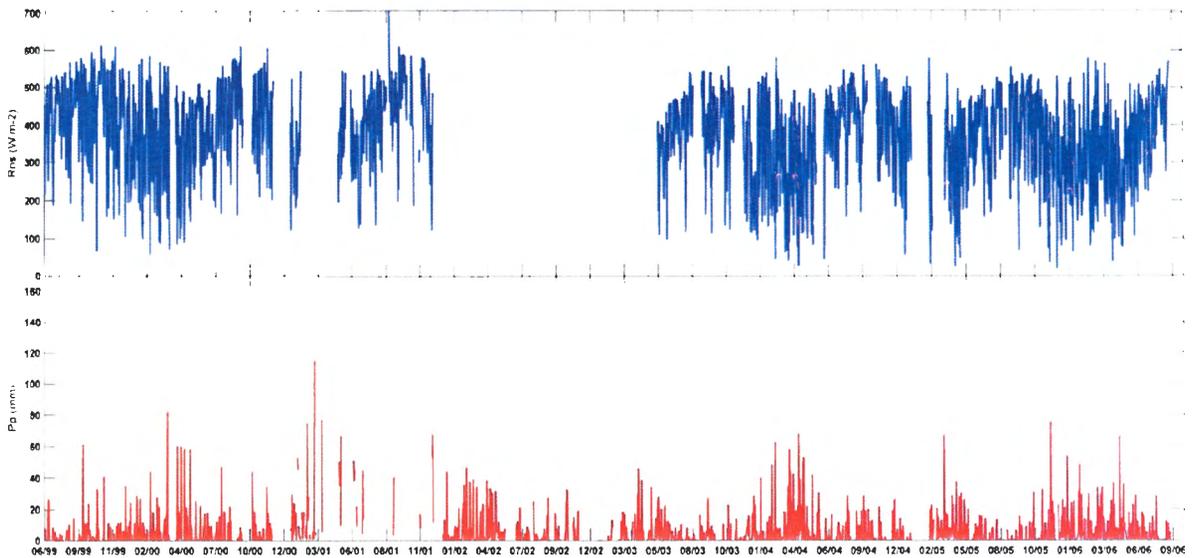


Figura 23. Valores históricos diarios de radiación solar neta (Rns) en línea azul y precipitación (PP) en rojo. Los datos han sido tomados entre las 8 horas y las 18 horas de la estación Manaus Km34 (K34).

La torre de flujo K34, en la Figura 23, muestra que en los meses de altas precipitaciones hay una disminución de los valores de radiación solar neta lo que resulta en un aumento de la variabilidad de la radiación solar. Al haber una disminución en la radiación solar neta la energía disponible para la generación de flujo de calor latente también disminuye.

En la estación Ban (Figura 24), ubicada a 10° Sur, se puede observar claramente el efecto de la cobertura de nubes sobre la radiación solar neta. Durante los meses secos (junio a agosto) se puede observar que la Rsn es menos variable y tiene un aumento, mientras que en los meses de mayor precipitación, la variabilidad diaria de Rsn aumenta.

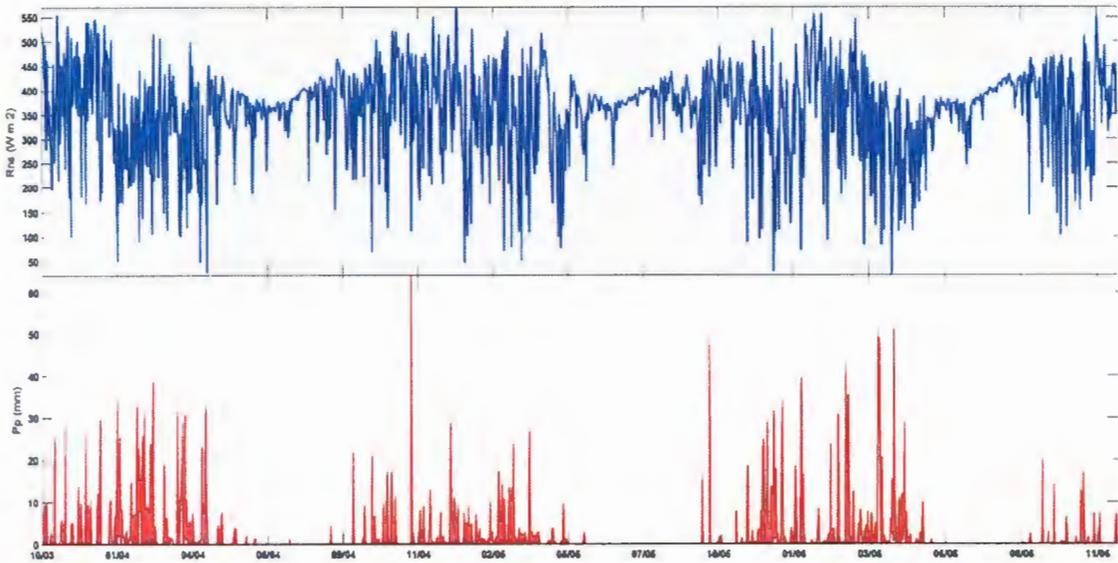


Figura 24. Ubicación y valores históricos diarios de radiación solar neta (Rns) en línea azul y precipitación (PP) en rojo. Los datos han sido tomados entre las 8 horas y las 18 horas de la estación Tocantis-Bananal (Ban).

A través de estos 3 análisis se he demostrado la influencia de la nubosidad en la radiación solar y en la radiación neta. En épocas de mayor nubosidad existe una mayor variabilidad interdiaria de radiación neta (Rn). Esta variación también influye en la evapotranspiración, ya que al haber menos radiación neta hay una menor cantidad de energía para el proceso de la evapotranspiración.

4.1.2 Análisis del balance de energía en la torres de flujo

En la figura 25 se ha calculado los ciclos anuales de la radiación neta (Rn), flujo de calor latente (Le) y flujo de calor sensible (H) tomando las horas que tienen valores de radiación neta superiores ha al percentil 50 de cada estación. Hicimos este filtro ya que solo hemos analizado los valores del día y no los de la noche que es cuando la radiación solar entrante es nula.

En este primer análisis calculamos la energía que se queda en la biomasa (Q_s) más la energía que se va al suelo (G) como una sola energía. Para lograr esto aplicamos la Ecuación 2 (balance de energía), en la cual despejamos $G+Q_s$.

$$G + Q_c = R_n - L_e - H \dots \dots (32)$$

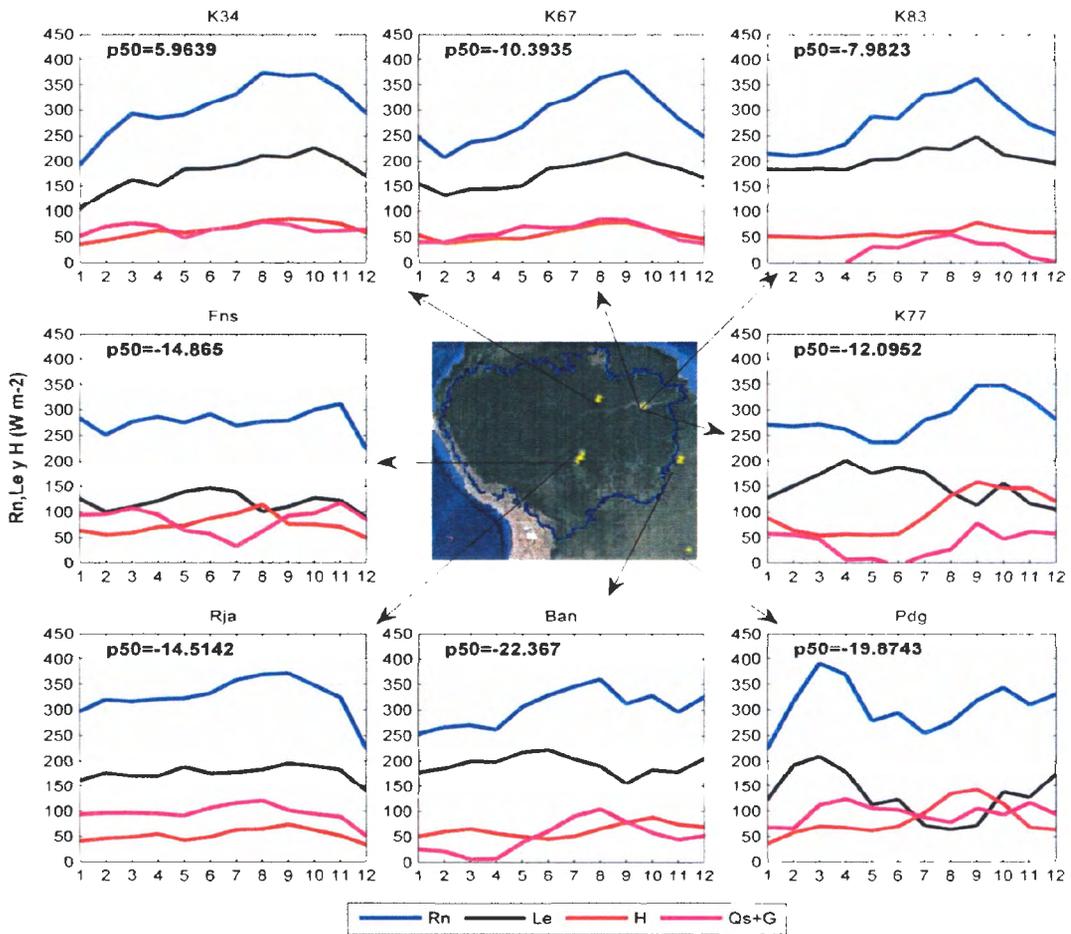


Figura 25. Ciclo anual de la radiación neta (R_n -línea azul), flujo de calor latente (L_e -línea negra) y flujo de calor sensible (H -línea roja) para las torres 8 torres de flujos estudiadas: Manaus Km34 (K34), Santarém km 67 (K67), Santarém km 83(K83), Santarém Km77 (K77), Fazenda Nosa Senhora (Fns), Reserva Jarú-Paraná (Rja), Tocantis Bananal (Ban) y Pe de Gigante (Pdg). El ciclo anual de R_n , L_e y H ha sido calculado eligiendo datos horarios mensuales mayores al percentil 50 (p50) de la radiación neta de cada estación.

Para poder cuantificar la estacionalidad, se utilizó el coeficiente de variación estacional (SVC). Este valor es calculado al dividir la desviación estándar entre la media de un año típico. Valores altos de SVC indican que hay mucha variación en un año, mientras que valores bajos indican que valores similares en todo el año.

La estacionalidad de la radiación neta es mínima en casi todas las torres de flujo (SVC de 0.11 a 0.19 - Cuadro 9). En las torres K34, K67, K83 y K77 se puede observar que la radiación en los primeros meses del año es menor a comparación de los meses del segundo semestre (Cuadro 9). Por otro lado, en las estaciones Fns, Rja y Ban los valores mensuales de radiación neta no muestran una diferencia marcada entre los diferentes meses del año. En la estación Pdg, la radiación tiene poca estacionalidad, pero se observa que la Rn es mayor en el primer semestre del año.

Estos resultados indican que a nivel mensual existe una diferencia de la radiación neta entre los meses de agosto a octubre y de diciembre a marzo. Esta diferencia se debe principalmente a la presencia de nubes como se ha descrito en la sección anterior.

En el análisis exploratorio de datos se ha demostrado que la nubosidad tiene un impacto sobre la radiación neta. Promediando los valores diarios de Rn a un nivel mensual se observa que en los meses de mayor lluvia y por ende de mayor nubosidad, hay un menor ingreso de Rn a la superficie.

Por otra parte, las estaciones del sur (Rja, Fns y Ban) reciben mayor radiación en los meses de verano austral que las estaciones ubicadas en la ZE, producto de una posible menor nubosidad; sin embargo, al igual que las estaciones en la ZE muestran un aumento de la Rn en el segundo semestre del año, aunque esta es ligera. El ciclo de Rn de la estación Pdg se debe a su ubicación latitudinal (21°S), donde la mayor cantidad de radiación solar es recibida en el verano austral.

El ciclo del flujo de calor latente (Le) en los bosques ubicados en la ZE tiene un ciclo similar a la radiación neta, es decir poca estacionalidad y un aumento en el segundo semestre del año, empero en la estación K77 hay un aumento de Le en el primer semestre del año. Las estaciones en Fns, Rja y Ban no muestran una estacionalidad marcada de Le y se observa que es constante durante todo el año, a excepción de Ban que muestra una disminución en el mes de setiembre. Solo la estación Pdg tiene una estacionalidad alta en el Le y además sus máximos valores se dan en los primeros meses del año.

El flujo de calor latente tiene un ciclo similar a la radiación neta en los bosques amazónicos de la ZE (K34, K67 y K83), esto se debe a que estos ecosistemas tienen suficiente agua para mantener y aumentar la evapotranspiración: ya que sus raíces son profundas, lo que les permiten obtener agua del suelo profundo. Lo mismo sucede con las

torres ubicadas hacia el sur (Fns), debido a que estas muestran un Le constante durante todo el año. Por otro lado, en la estación K77 (pasto o cultivo) indica que hay una diferencia en la evapotranspiración entre un bosque y un pasto. Por último, la estación Pdg indica que a nivel mensual Le está dominado por la Rn .

El flujo de calor sensible (H) muestra una estacionalidad media en las torres K34, K67 y K83 y además se observa que (H) es menor que el calor latente (Le). En la torre K77 se observa que el calor sensible es más estacional e incluso en el segundo semestre del año es mayor al Le . En el sur las torres Rja y Ban tienen un H con una estacionalidad similar a los de los bosques en la ZE y además H es menor que Le en casi todo el año. La torre Fns no tiene una diferencia tan marcada entre Le y H . El flujo de calor latente en Pdg muestra un ciclo similar al de la torre K77, en donde H alcanza sus máximos valores en el segundo semestre del año.

En las torres de flujo donde se encuentra bosques amazónicos (K34, K67, K83, Rja y Ban) se puede observar que hay una clara diferencia entre el flujo de calor latente (Le) y el flujo de calor sensible (H), en donde el primero es mayor al segundo durante todo el año. Aquí podemos observar el papel de la vegetación en la ET, ya que en zonas de cultivo el calor sensible es mayor en algunos meses. Además, en bosques secundarios la diferencia entre Le y H es menor que en bosques amazónicos. Podemos observar que en el ciclo de H y Le es similar a un cultivo en la ZE (K77) que a un bosque en la zona tropical sur - Pdg (21°S).

La energía almacenada en la biomasa (Qs) más la energía que va hacia el suelo (G) muestran una leve estacionalidad en las torres K34, K67 y Rja. En las 2 primeras se observa que la $Qs+G$ es similar a H , mientras que en Rja, $Qs+G$ es mayor. Las estaciones K83, K77 y Ban muestran una estacionalidad alta: además se observa que en K83 y K77, $Qs+G$ es menor que el calor sensible. En Pdg el valor de $Qs+G$ es similar a H y tiene una estacionalidad baja.

Los valores de $Qs+G$ en las estaciones ubicadas en bosques amazónicos tienen un valor similar o superior al calor sensible, tal como se muestra en K34, K67, Rja y Ban. Por otro lado la estación K77 muestra valores pequeños de $Qs+G$. Esta diferencia de $Qs+G$ en los bosques amazónicos y el campo de cultivo es un indicador de la importancia de la vegetación en el balance de energía en la superficie.

En el Cuadro 9 se muestran las principales características en el balance de energía de las torres de flujo estudiadas.

Cuadro 9. La Cuadro muestra la media mensual anual, desviación estándar anual, el coeficiente variación estacional de las variables de radiación neta (Rn), flujo de calor latente (Le), flujo de calor sensible (H), flujo de calor hacia el suelo (G) y energía que se queda en la biomasa (Qs) para todas las torres de flujo en estudio. También se muestra los valores promedios para los meses diciembre a febrero (DEF), marzo a mayo (MAM), junio a agosto (JJA) y de setiembre a octubre (SON).

Torre de Flujo	Variable	Media	Desviación	Svc	DEF	MAM	JJA	SON
Manaus K34	Rn (W/m ²)	308.1	53.4	0.17	244.8	288.8	339.3	359.3
	Le(W/m ²)	178.1	35.3	0.2	137.0	165.5	196.8	213.1
	H(W/m ²)	64.1	15.7	0.24	45.6	57.9	72.2	80.9
	Qs+G(W/m ²)	65.8	9.6	0.15	62.2	65.5	70.3	65.3
Santarém K67	Rn (W/m ²)	286.1	53.9	0.19	233.7	248.8	332.5	329.3
	Le(W/m ²)	172.2	27.6	0.16	150.1	145.8	192.8	199.9
	H(W/m ²)	55.4	13.2	0.24	45.4	44.6	66.2	65.5
	Qs+G(W/m ²)	58.5	17.1	0.29	38.1	58.5	73.5	63.8
Santarém K83	Rn (W/m ²)	275.5	51.7	0.19	225.8	245.1	316.0	315.3
	Le(W/m ²)	203.8	20.6	0.10	186.7	189.5	217.4	221.3
	H(W/m ²)	56.7	8.1	0.14	52.8	51.1	56.2	66.8
	G(W/m ²)	2.7	1.1	0.38	1.9	2.1	3.8	3.2
	Qs(W/m ²)	28.0	18.3	0.66	6.6	27.4	48.7	29.1
Santarém K77	Rn (W/m ²)	284.3	37.0	0.13	272.9	256.2	269.9	338.0
	Le(W/m ²)	151.1	31.6	0.21	127.1	182.4	166.7	128.1
	H(W/m ²)	96.4	40.8	0.42	89.9	54.5	92.1	149.2
	Qs+G(W/m ²)	36.8	26.5	0.72	55.8	19.3	11.1	60.8
Fasenda Nosa Senhora	Rn (W/m ²)	276.3	22.7	0.08	252.0	278.7	278.6	295.9
	Le(W/m ²)	118.8	17.5	0.15	104.8	122.7	128.2	119.4
	H(W/m ²)	74.3	18.1	0.24	56.1	67.6	99.5	74.1
	Qs+G(W/m ²)	83.2	24.2	0.29	91.1	88.5	50.8	102.4
Reserva Jarú Paraná	Rn (W/m ²)	324.5	39.3	0.12	279.2	319.2	352.4	347.0
	Le(W/m ²)	175.7	14.9	0.08	158.8	176.1	178.6	189.3
	H(W/m ²)	52.8	11.7	0.22	40.2	48.9	59.3	62.7
	Qs+G(W/m ²)	96.0	17.5	0.18	80.1	94.3	114.5	95.0
Tocantins Bananal	Rn (W/m ²)	303.9	34.9	0.11	281.5	278.8	344.0	311.4
	Le(W/m ²)	192.5	18.5	0.10	188.9	204.6	204.9	171.6
	H(W/m ²)	62.8	12.9	0.21	60.0	57.3	53.9	79.8
	G(W/m ²)	1.3	1.2	0.92	1.9	-0.2	2.0	1.6
	Qs(W/m ²)	56.4	24.3	0.43	51.8	30.6	81.0	62.5
Pé de Gigante	Rn (W/m ²)	307.6	47.2	0.15	288.8	344.9	273.7	322.9
	Le(W/m ²)	131.4	48.7	0.37	162.0	166.4	85.8	111.7
	H(W/m ²)	81.1	32.7	0.40	51.8	65.7	99.5	107.3
	Qs+G(W/m ²)	95.0	18.4	0.19	75.0	112.8	88.4	103.9

- Análisis de la energía atrapada en la biomasa en las torres K83 y Ban.

Hasta este momento no hemos podido separar la energía de Q_s y de G debido a que no se encontraron dato de G en todas las estaciones. Solo encontramos datos de G en las estaciones K83 y Ban. Para obtener valores de Q_s se aplicó la ecuación de balance de energía (Ecuación 2) a un nivel horario que luego se pasaron a un nivel mensual. Este análisis nos sirvió para poder aproximar la energía almacenada en Q_s a partir de datos de G .

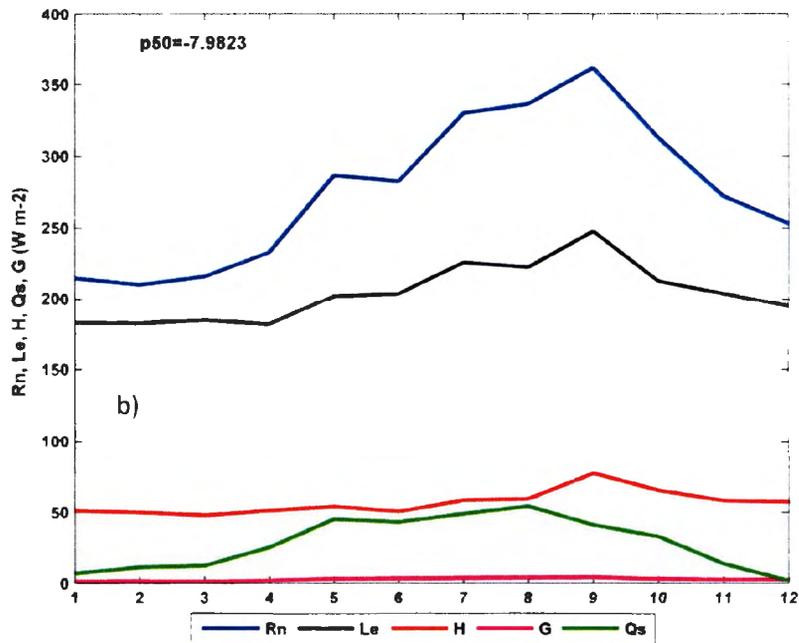


Figura 26. Ciclo anual de la radiación neta (línea azul), flujo de calor latente (línea negra), flujo de calor sensible (línea roja), energía que se queda en la biomasa (línea verde) y energía que va hacia el suelo (línea en magenta). El ciclo anual de R_n , L_e , H , Q_s y G ha sido calculado eligiendo datos horarios mensuales mayores al percentil 50 (p_{50}) de la radiación neta de la estación K83. El eje X es los meses expresados en números y los valores de R_n , L_e , Q_s y G están en el eje Y.

En la figura 26 se puede observar los ciclos anuales de la R_n , H , L_e , Q_s y G para la torre de flujo Santarém Km83. En esta figura, a diferencia de la Figura 25 se ha disgregado la energía contenida en la biomasa (Q_s) y la energía que va hacia el suelo (G). Se observa que en la zona de las torres K83 existe una estacionalidad en el ciclo anual de Q_s , en la cual los meses de mayor captación de energía por parte de la biomasa (Q_s) se da en los meses de mayo a agosto. Además, Q_s es mucho mayor que G en todo el año. Esto nos estaría indicando que en los bosques amazónicos, la energía almacenada en la biomasa es mucho mayor que la energía que va hacia el suelo.

La razón por la cual la energía que va hacia el suelo es menor posiblemente se deba a que la vegetación de los bosques amazónicos no permite una radiación muy intensa hacia el

suelo ya que su vegetación es muy densa en toda su extensión y altura. Esto hace que se desvíen parte de la radiación de onda corta y otra parte sea absorbida (Q_s) por la vegetación.

En la figura 27 se observa el ciclo anual de la R_n , H , Le , Q_s y G para la torres de flujo Ban. En general los valores de G son mínimos comparados por la radiación neta. Como ya se ha mencionado, los valores de Q_s son mayores a los de G y esto se debe a que la estación está dentro de un bosque amazónico y por lo tanto la energía que se queda en la biomasa es mucho mayor que la que llega al suelo. Además en esta estación se puede observar que Q_s es similar en valor al flujo de calor sensible.

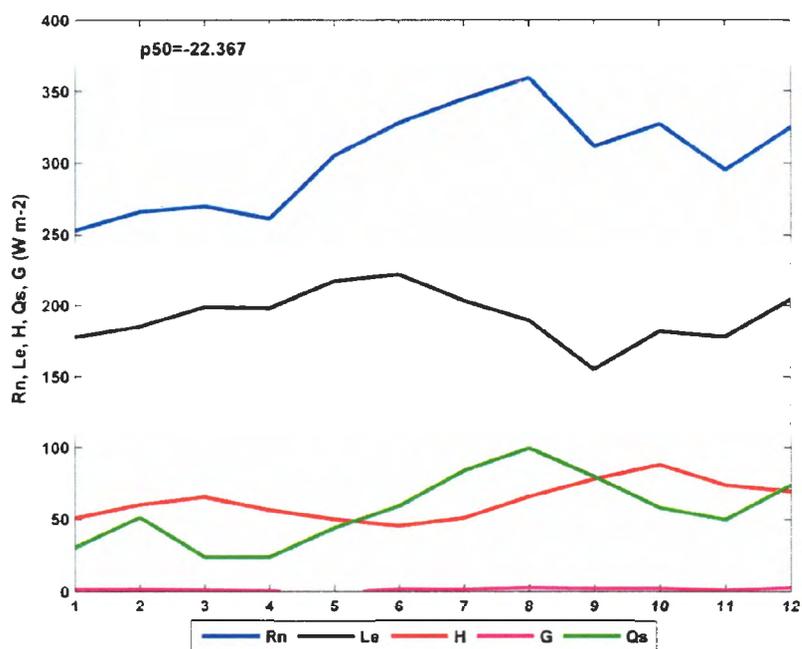


Figura 27. Ciclo anual de la radiación neta (línea azul), flujo de calor latente (línea negra), flujo de calor sensible (línea roja), energía que se queda en la biomasa (línea verde) y energía que va hacia el suelo (línea en magenta). El ciclo anual de R_n , Le , H , Q_s y G ha sido calculado eligiendo datos horarios mensuales mayores al percentil 50 (p_{50}) de la radiación neta de la estación Ban. El eje X es los meses expresados en números y los valores de R_n , H , Le , Q_s y G están en el eje Y.

4.1.3 Análisis de precipitación y evapotranspiración en las torres de flujo

En la Figura 28 se muestra el ciclo anual de la precipitación y de la evapotranspiración expresada en mm d^{-1} . Se puede observar que existe estacionalidad en las lluvias en todas las torres de flujo en estudio. Las torres K34, K67 y K83 tienen coeficientes de variación estacional de precipitación de 0.51, 0.57 y 0.55 (Cuadro 10) respectivamente, las cuales son las más bajas a comparación de las demás torres de flujo. Las torres de flujo ubicadas

hacia el sur muestran un aumento en la estacionalidad de las lluvias. Por ejemplo Ban muestra un SVC de 0.76 (Cuadro 10) y Rja muestra un estacionalidad de 0.71 (Cuadro 10).

Por otro lado la evapotranspiración no muestra una estacionalidad tan alta como la precipitación en las torres de flujo ubicadas en bosques amazónicos. En las torres de flujo K34, K67, K83 y Rja el SVC es menor que 0.15 (Cuadro 10), lo cual quiere decir que la ET es casi constante durante todo el año. En la torre K77 (zona de cultivo ubicada en la zona ecuatorial) muestra una estacionalidad de 0.28, sin embargo en Fns (bosque secundario) el SVC es de 0.09 similar a un bosque primario. En la torre Pdg, el SVC es de 0.38, mostrando una alta estacionalidad.

La estacionalidad de K77 (zona de pasto o cultivo) se puede deber que los cultivos no tienen raíces profundas capaces de alcanzar agua en el suelo por lo que en los meses de menos precipitación disminuye la ET. Por otro lado, la estacionalidad de Pdg se debe mayormente a la estacionalidad de la radiación neta que disminuye durante el invierno austral (JJA); además, de la poca disponibilidad de agua debido a la disminución de la lluvia en esos meses.

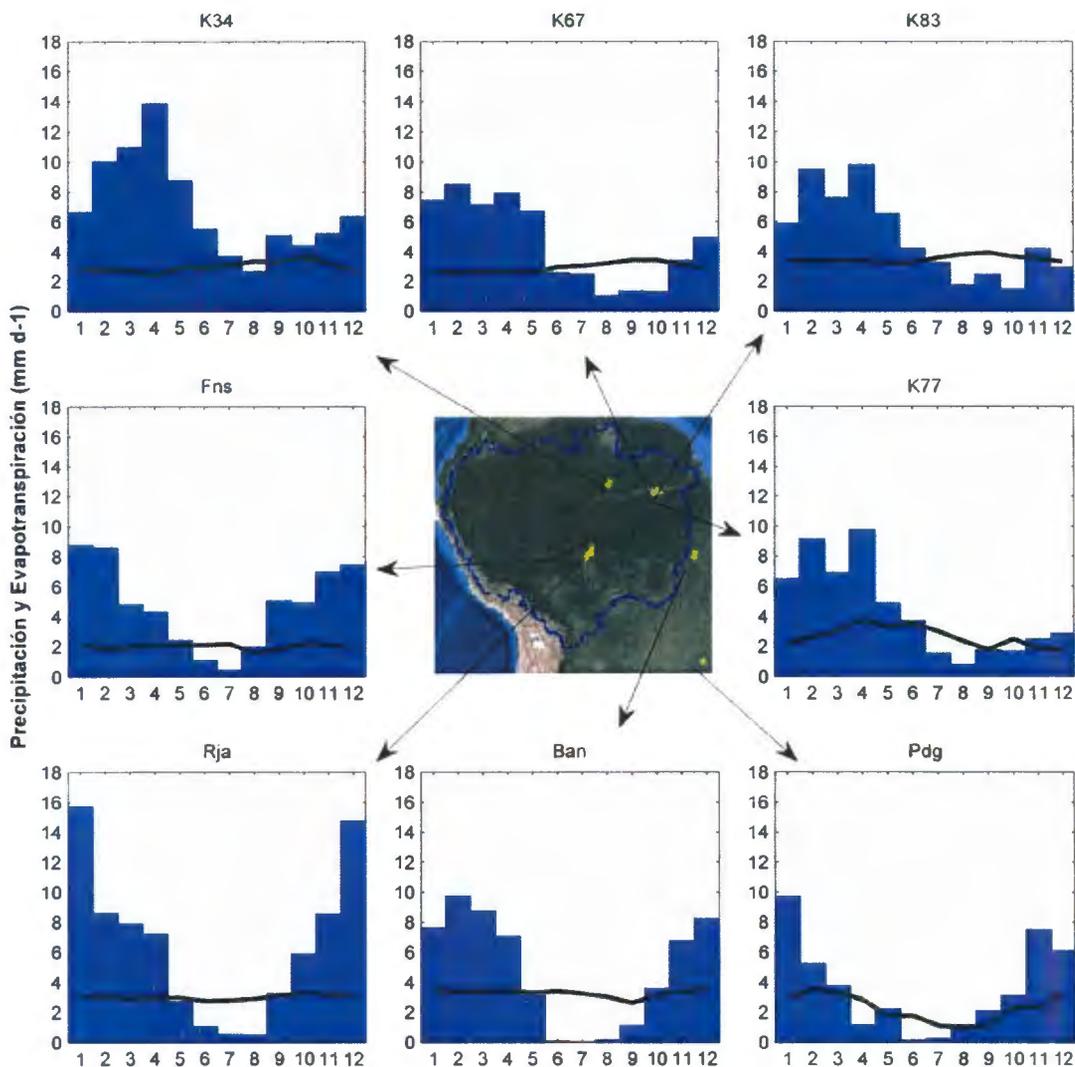


Figura 28. Ciclo anual de la precipitación (barra azul) y el ciclo anual de la evapotranspiración (línea negra), ambos en mm d^{-1} . El cálculo se realizó para las 8 torres de flujos estudiadas: Manaus Km34 (K34), Santarém km 67 (K67), Santarém km 83(K83), Santarém Km77 (K77), Fazenda Nosa Senhora (Fns), Reserva Jarú-Paraná (Rja), Tocantins Bananal (Ban) y Pe de Gigante (Pdg).

La torre de flujo con mayor precipitación es K34 con un promedio anual de 6.9 y la evapotranspiración tiene una media anual de 3 mm d^{-1} . La fracción de agua de lluvia que es convertida en vapor de agua (AR) mediante la evapotranspiración es de 0.43 , lo que significa que un 43% de la precipitación es convertida en vapor de agua. Este ratio es mayor durante los meses de junio a noviembre donde alcanza el valor de 0.8 .

En la torre K67 y K83 los valores de precipitación media anual son de 4.6 y 5 mm d^{-1} respectivamente. El valor de evapotranspiración anual para K67 es de 2.9 y para K83 es de 3.5 mm d^{-1} . Anualmente el valor de AR es de 0.64 para K67 y 0.7 para K83, indicando que

más de la mitad de la precipitación es convertida en vapor de agua. Si observamos entre los meses de junio a noviembre, este ratio aumenta en ambas torres de flujo. K67 llega a tener un ratio de 1.66 y K83, un valor de 1.37. Esto valores nos están indicando que la evapotranspiración para K67 y K83 es de 66% y 37% más que la precipitación en esos meses

Cuadro 10. Valores anuales de la precipitación (PP), de la evapotranspiración (ET) en mm d^{-1} y del ratio de evapotranspiración/precipitación (ET/PP). También se calcularon valores trimestrales de PP, ET y ET/PP para los meses de diciembre-febrero (DEF), marzo a mayo (MAM), junio a agosto (JJA) y de setiembre a noviembre (SON).

Torres de flujo	Variable	Media Anual	SVC	DEF	MAM	JJA	SON
Manaus Km34	PP (mm d^{-1})	6.9	0.51	7.7	11.2	4.0	4.9
	ET (mm d^{-1})	3.0	0.12	2.8	2.7	3.1	3.4
	AR	0.4		0.4	0.2	0.8	0.7
Santarém Km67	PP (mm d^{-1})	4.6	0.57	7.0	7.3	2.0	2.0
	ET (mm d^{-1})	2.9	0.1	2.7	2.6	3.1	3.3
	AR	0.6		0.4	0.4	1.5	1.7
Santarém Km83	PP (mm d^{-1})	5.0	0.55	6.1	8.0	3.1	2.7
	ET (mm d^{-1})	3.5	0.07	3.4	3.3	3.5	3.7
	AR	0.7		0.6	0.4	1.2	1.4
Santarém K77	PP (mm d^{-1})	4.3	0.65	6.2	7.2	2.0	2.0
	ET (mm d^{-1})	2.6	0.28	2.2	3.3	3.0	2.0
	AR	0.6		0.4	0.5	1.5	1.0
Fasenda Nosa Senhora	PP (mm d^{-1})	4.7	0.5	8.3	3.8	1.2	5.7
	ET (mm d^{-1})	2.0	0.09	2.0	2.0	2.0	2.0
	AR	0.4		0.2	0.5	1.7	0.4
Reserva Jarú Paraná	PP (mm d^{-1})	6.4	0.71	13.0	6.0	0.7	5.9
	ET (mm d^{-1})	3.0	0.06	3.1	3.0	2.8	3.2
	AR	0.5		0.2	0.5	4.0	0.5
Tocantins Bananal	PP (mm d^{-1})	4.7	0.76	8.6	6.3	0.1	3.8
	ET (mm d^{-1})	3.3	0.08	3.5	3.4	3.2	3.0
	AR	0.7		0.4	0.5	47.9	0.8
Pe de Gigante	PP (mm d^{-1})	3.5	0.7	7.0	2.4	0.5	4.2
	ET (mm d^{-1})	2.3	0.38	3.2	2.6	1.3	1.9
	AR	0.6		0.5	1.1	2.6	0.5

La torre de K77 muestra una precipitación media de 4.3 mm d^{-1} y la evapotranspiración anual es de 2.6 mm d^{-1} , pero a diferencia de K34, K67 y K83, los meses de mayor ET en K77 son de marzo a mayo. El valor de AR anual es de 0.61. En los meses de junio a noviembre se ve un aumento de este ratio, llegando a 1.49 en los meses de junio a agosto, indicando que la evapotranspiración es casi 50% más que la precipitación local.

La torre Fns tiene un valor de precipitación de 4.7 mm d^{-1} y la evapotranspiración tiene una media anual de 2 mm d^{-1} y es casi constante durante todo el año. El valor de AR anual es de 0.47. su valor mínimo se da en el mes de diciembre a febrero (0.24) y su valor máximo se da en los meses de junio a agosto (1.67). En los meses de junio a agosto la evapotranspiración es 67% mayor que la precipitación.

En la estación Rja el promedio anual de lluvia es de 6.4 mm d^{-1} y la evapotranspiración anual es de 3 mm d^{-1} . La ET es casi constante durante todo el año aunque se ve un aumento es setiembre a noviembre con un valor de 3.2 mm d^{-1} . La AR anual es de 0.47, lo que indica que el 47% del agua precipitada es convertida en vapor de agua. Sin embargo se puede observar que en los meses de junio a agosto esta relación aumenta hasta 3.99, indicando que la ET es 4 veces mayor que la lluvia.

En la estación Ban la precipitación anual es de 4.7 mm d^{-1} y la evapotranspiración anual es de 3.3 mm d^{-1} , pero a diferencia de la precipitación es casi contante durante todo el año, alcanzando su valor mínimo en setiembre. La AR es de 0.7 anual, es decir que anualmente la evapotranspiración convierte 70% de la lluvia en vapor de agua. Sin embargo vemos que en los meses de junio a agosto está relación llega a 47. Esto nos estaría indicando que a pesar que casi no llueve en la zona, la evapotranspiración se mantiene.

En la estación Pdg la precipitación es de 3.6 mm d^{-1} y la evapotranspiración anual tiene una media de 2.6 mm d^{-1} . El valor de AR anual es de 0.64, es decir que 64% del agua de lluvia es convertida en vapor de agua. También se puede observar que en los meses de junio a agosto esta relación aumenta a 2.57. Indicando que a pesar de la disminución de lluvia, la evapotranspiración se mantiene, pero la cantidad de ET en estos meses es menor que en los meses de diciembre a enero.

Al realizar el análisis de la fracción de precipitación convertida en vapor de agua observamos que en muchas estaciones este valor sobrepasa el valor de 0.5 en incluso sobrepasa el uno. Estos valores nos indican que en la evapotranspiración no solo depende de la lluvia local, sino del agua en el subsuelo. Esto se hace evidente en meses en donde la precipitación mensual es nula pero la evapotranspiración es permanente.

Aquí es donde la vegetación juega un papel importante en la cantidad de evapotranspiración. Vegetación del tipo bosque amazónico, cuyas raíces son profundas tendrán más posibilidad de captar agua en los meses de sequía. Sin embargo en zonas de

cultivo donde las raíces son poco profundas la posibilidad de captar agua de la profundidad es casi nula por lo que solo depende del regadío y de la lluvia local.

4.2 Regresión entre los datos de flujo calor latente y variable meteorológicas

Se realizó regresiones entre el flujo de calor latente y las variables meteorológicas con la finalidad de conocer que variables meteorológicas son más relevantes para el proceso de la evapotranspiración. Para nuestro estudio hemos utilizado las variables meteorológicas que se utilizan en las ecuaciones empíricas de Penman-Monteith y Priestley-Taylor. Estas variables son la radiación neta (R_n), el déficit de presión de vapor (VPD) y la temperatura (T).

a) Regresión entre la radiación neta (R_n) y el flujo de calor latente (L_e).

En la figura 29 se puede apreciar la regresión que se realizó entre el calor latente y la radiación en cada torre de flujo. La relación entre la R_n y L_e varía para cada torre de flujo. Las torres ubicadas en bosques amazónicos de la zona ecuatorial muestran fuerte relación con la radiación neta. Las torres K34 y K67 tienen un coeficiente de determinación de 0.77 y 0.72 respectivamente, sin embargo la torre de flujo K83 muestra una baja relación ($R^2=0.36$). Esta baja relación puede deberse a que este bosque fue intervenido de manera selectiva causando que la radiación no afecte directamente a la evapotranspiración.

En los bosques del sur (bosque amazónico-Rja y bosque secundario-Fns) se puede apreciar que la relación entre la R_n y L_e es aceptable. En Rja el coeficiente de determinación es de 0.72 y en Fns es de 0.59. Sin embargo en K77 (zona ecuatorial), Ban y Pdg (en el sur de la Amazonía) no muestran una buena relación entre R_n y L_e a nivel diario.

El bajo coeficiente de determinación en la zona de cultivo (K77) y las fuertes variaciones de calor latente en todo el año (R_n no muestra esta estacionalidad) nos indican que la radiación no es un factor importante en la generación de la evapotranspiración.

La fuerte o débil relación que existe entre la radiación neta (R_n) y el calor latente (L_e) se explica por el tipo de vegetación. La vegetación del tipo pasto o cultivo

tiene raíces más cortas lo que les impide el acceso a agua en el subsuelo y por ende generan menor ET a pesar que hay un incremento de la radiación. Por otro lado, en bosques amazónicos la Rn tiene una relación directa con la evapotranspiración debido las raíces son más profundas ya que les permite obtener agua del suelo y no sufrir de estrés hídrico.

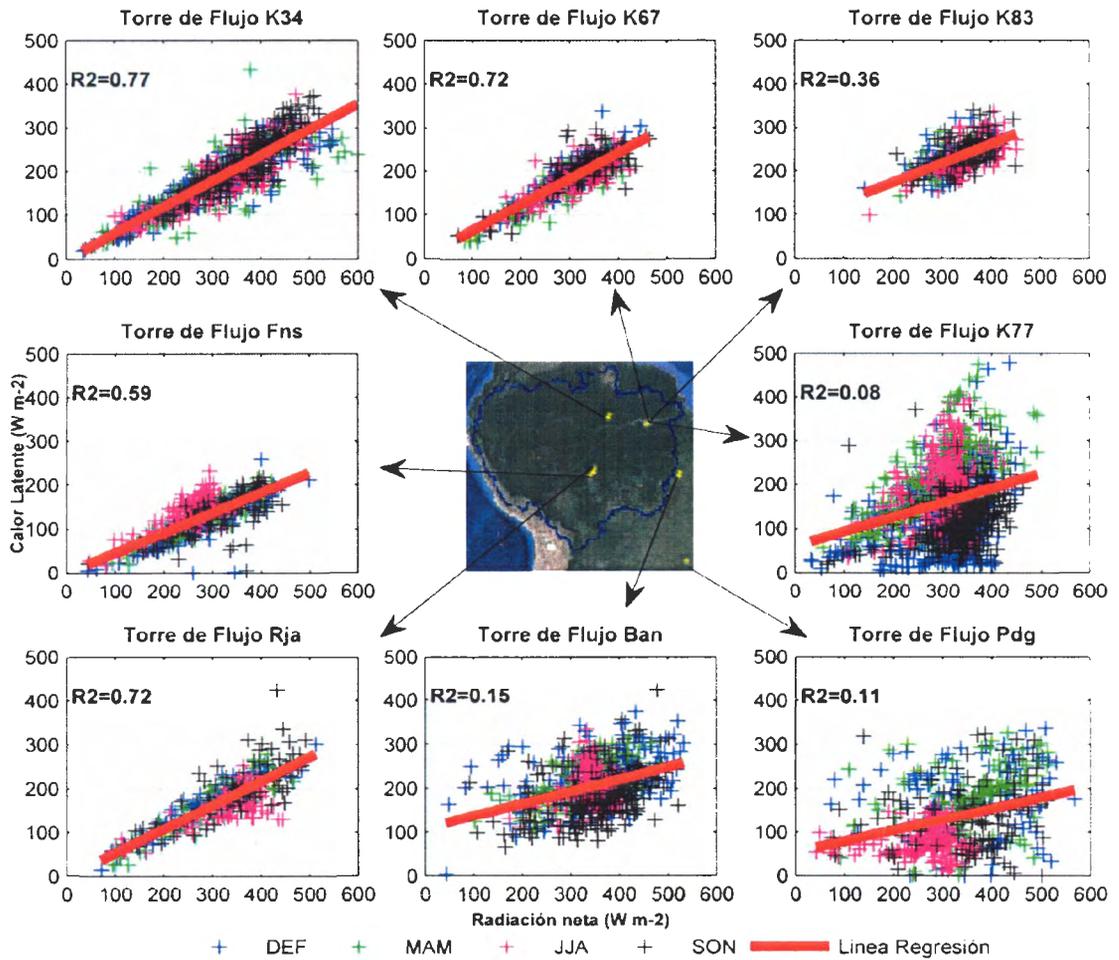


Figura 29. Scatter plot de datos observados diarios (8h-18h) de flujo de calor latente (eje Y) y de los datos observados de radiación neta (eje X), ambos en $W m^{-2}$. Los valores de R^2 en la parte superior izquierda de cada subplot. En cada subplot se muestra la línea de regresión lineal (roja). Cruces azules (diciembre-febrero), cruces verdes (marzo-mayo), cruces magenta (julio-agosto) y cruces negras (setiembre-noviembre).

b) Regresión entre la temperatura (T) y el flujo de calor latente (Le)

En muchas ecuaciones empíricas se estima que la T es una componente principal de la ET. En la Figura 30 mostramos las regresiones entre el calor latente y la temperatura en cada una de las torres de flujo en estudio.

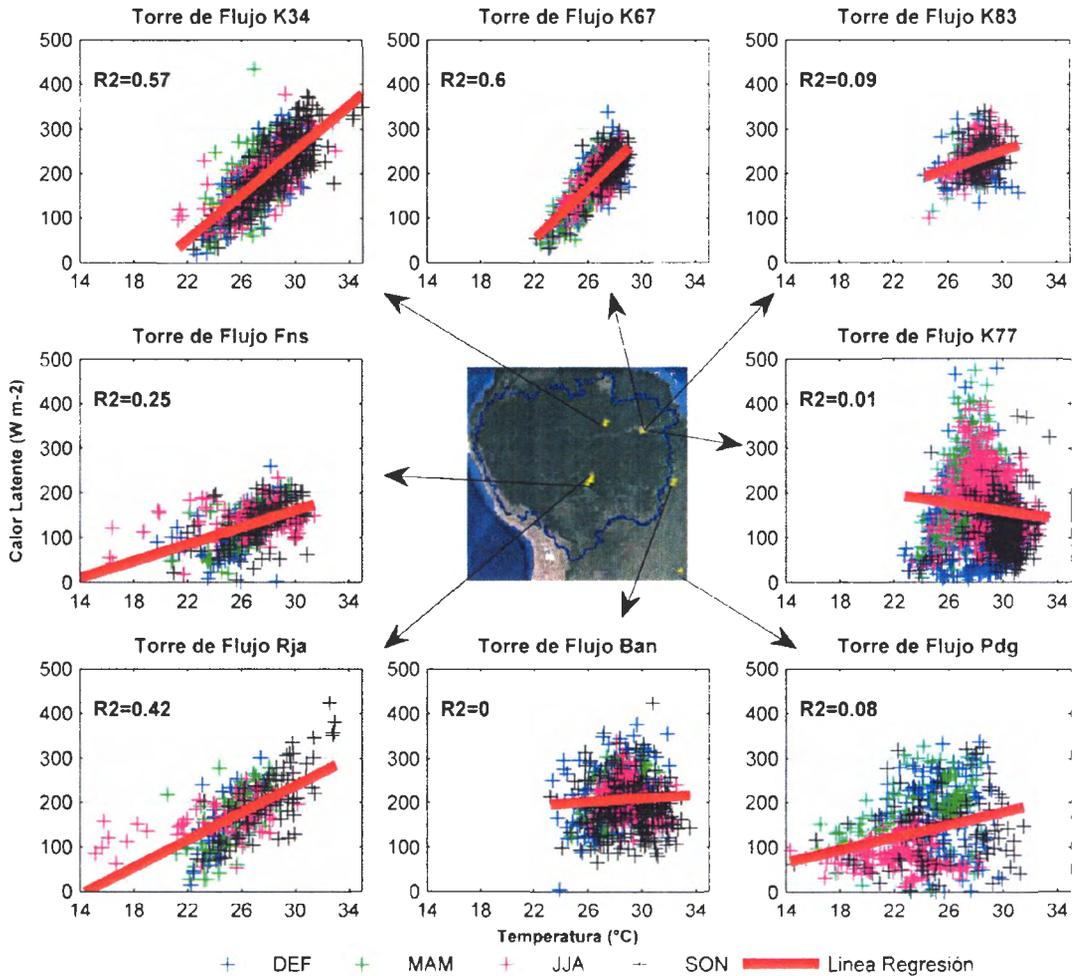


Figura 30. Scatter plot de datos observados diarios (8h-18h) de flujo de calor latente (eje Y) en W m⁻² y de los datos observados de temperatura (eje X) en °C. Los valores de R² en la parte superior izquierda de cada subplot. En cada subplot se muestra la línea de regresión lineal (roja). Cruces azules (diciembre-febrero), cruces verdes (marzo-mayo), cruces magenta (julio-agosto) y cruces negras (setiembre-noviembre).

En general, los coeficientes de determinación (R²) calculados para la regresión entre T y Le son menores que los calculados entre la Rn y Le. Sin embargo en los bosques amazónicos se puede observar que la relación sigue siendo aceptable (K34, K67 y Rja). Por otro lado en zonas de cultivos (K77) o ecosistemas en el sur de la Amazonía (Ban y PdG) no existe ninguna relación entre estas dos variables.

Estos resultados nos indicaron que la temperatura no es factor tan importante como la radiación neta. Además, la temperatura no solo aumenta por la radiación solar, fuente importante de energía para la evapotranspiración, sino que la radiación infrarroja también influye en un aumento de la temperatura. Sin embargo, la radiación infrarroja no influye en la evapotranspiración.

c) Regresión entre el déficit de presión de vapor (VPD) y el flujo de calor latente (Le)

Otra de las variables utilizadas frecuentemente es el déficit de presión de vapor, que es la diferencia entre la presión de saturación de vapor de agua y la presión de vapor actual. En la Figura 31 se muestra las regresiones que se realizaron entre el flujo de calor latente y el déficit de presión de vapor.

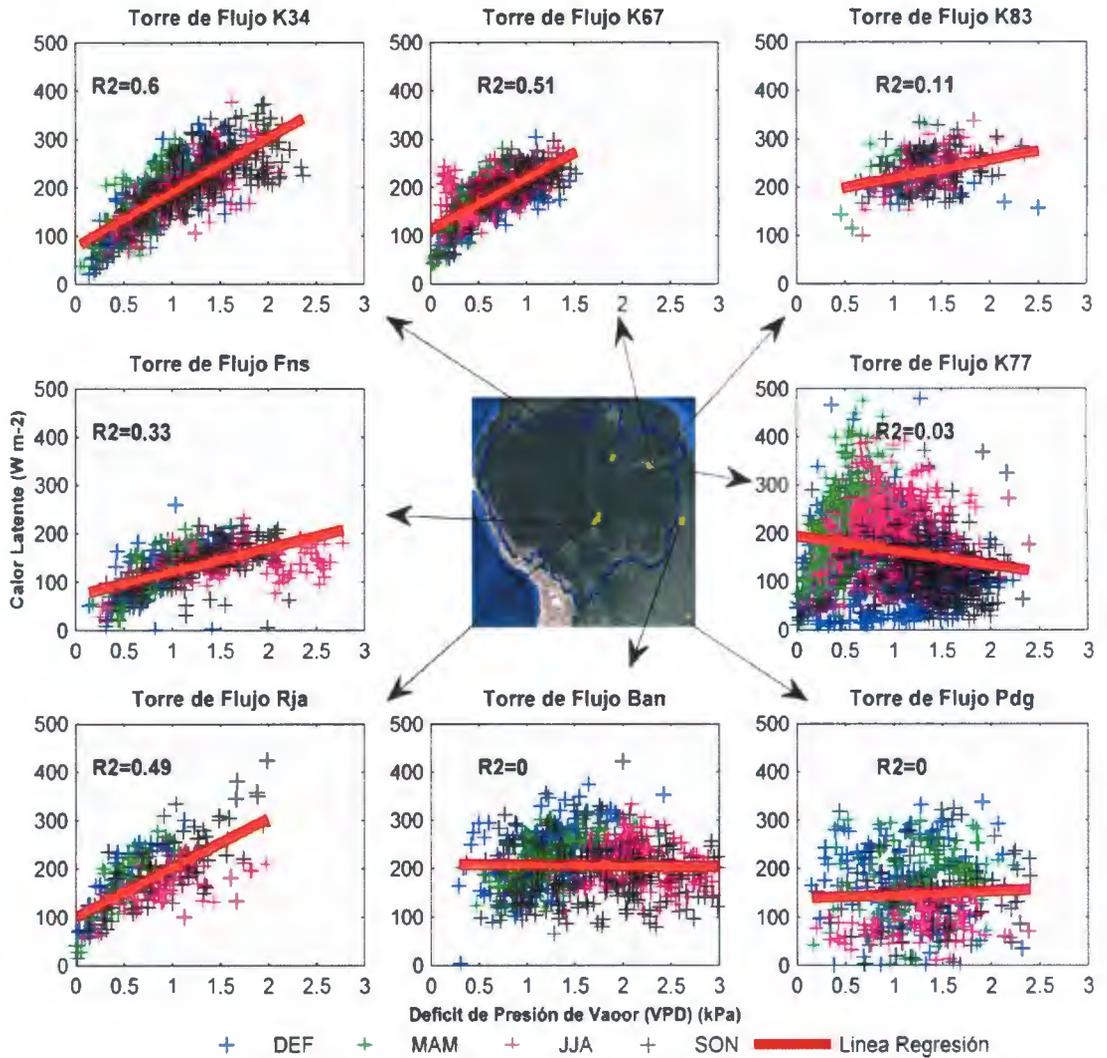


Figura 31. Scatter plot de datos observados diarios (8h-18h) de flujo de calor latente (eje Y) en $W m^{-2}$ y de los datos observados de temperatura (eje X) en $^{\circ}C$. Los valores de R^2 en la parte superior izquierda de cada subplot. En cada subplot se muestra la línea de regresión lineal (roja). Cruces azules (diciembre-febrero), cruces verdes (marzo-mayo), cruces magenta (julio-agosto) y cruces negras (setiembre-noviembre).

Se puede observar que en la mayoría de las torres de flujo no existe una relación clara entre el VPD y el flujo de calor latente. Solo las estaciones K34 y K67 muestran una relación aceptable, aunque esta relación no muestra una linealidad. Cabe mencionar que el VPD depende de la temperatura para calcular la presión de saturación de vapor, por lo que podemos inferir que el VPD es un resultado de la temperatura.

Cuadro 11. Coeficientes de determinación entre la evapotranspiración y la radiación neta, temperatura y humedad relativa.

Torres de flujo	Radiación Neta	Temperatura	Humedad Relativa
K34	0.77	0.57	0.6
K67	0.72	0.6	0.51
K83	0.36	0.09	0.11
K77	0.08	0.01	0.03
Fns	0.59	0.25	0.33
Rja	0.72	0.42	0.49
Ban	0.15	0	0
Pdg	0.11	0.08	0

De este análisis se ha mostrado que la variable meteorológica de importancia para el proceso de la evapotranspiración es la radiación neta (Cuadro 11) para los bosques amazónicos. La relación entre la radiación neta y la evapotranspiración es casi lineal con R^2 entre 0.36 y 0.72 en los bosques amazónicos. Por otro lado, la temperatura y el déficit de presión de vapor no muestran una relación tan lineal como la radiación neta (R_n).

4.3 Comparación de los productos de evapotranspiración (GLEAM y MODIS) y de las ecuaciones empíricas (Penman-Monteith y Priestley-Taylor) con los datos observados

Conociendo más sobre la dinámica de los flujos de energía en las torres de flujo, se procedió a analizar productos satelitales y modelos de evapotranspiración como el MOD-16 (producto satelital) y el GLEAM (modelo de evapotranspiración).

Las fórmulas empíricas de evapotranspiración también fueron evaluadas. En nuestro estudio se utilizaron la fórmula de Penman-Monteith (P-M) y la fórmula de Priestley-Taylor (P-T). Se escogieron estas 2 fórmulas por ser las más utilizadas actualmente y debido a que MOD-16 y GLEAM utilizan la fórmula de P-M y P-T respectivamente.

Los datos utilizados fueron promediados cada 8 días. Como estadísticos para conocer los resultados de evapotranspiración que más se acercan a los datos observados se utilizaron el coeficiente de determinación, de NASH y del *root mean square* (RMSE).

a) Comparación entre productos satelitales de ET y datos observados de ET

En este estudio se comparó 2 productos satelitales de evapotranspiración GLEAM y MOD16. En la figura 32 se muestra la regresiones lineales entre la evapotranspiración (ET) del producto MOD16 y la ET de los datos observados y en la Figura 33, entre la ET del modelo GLEAM y la ET de los datos observados.

Los productos MODIS y GLEAM no muestran una buena *performance* en ninguna de las torre de flujo. Los coeficientes de R^2 son menores a 0.2 en todas las torres de flujo que se encuentran en zona de bosques tropicales, tanto para MOD16 como para GLEAM. En la estación Pdg se observa un mayor coeficiente de determinación, sobre todo con el producto GLEAM ($R^2=0.44$).

Dado que la estación Pdg está a 21°S , la estacionalidad de la radiación neta es alta, como ya se ha descrito en el capítulo del análisis del balance de energía (4.1.4), y los datos de radiación provenientes de Reanálisis pueden captar esta estacionalidad lo que hace que el R^2 entre la ET observada y calculada por GLEAM sea alto en esta estación.

MOD16 y GLEAM tienen cada una de ellas diferentes formas de calcular la evapotranspiración. Debido a esto no pudo inferir si son las ecuaciones las causantes del error o si son los datos de entrada (Reanálisis) que utilizan MOD16 y GLEAM. Es por eso que se realizaron las comparaciones entre la ET observada y la ET calculada con las ecuaciones empíricas.

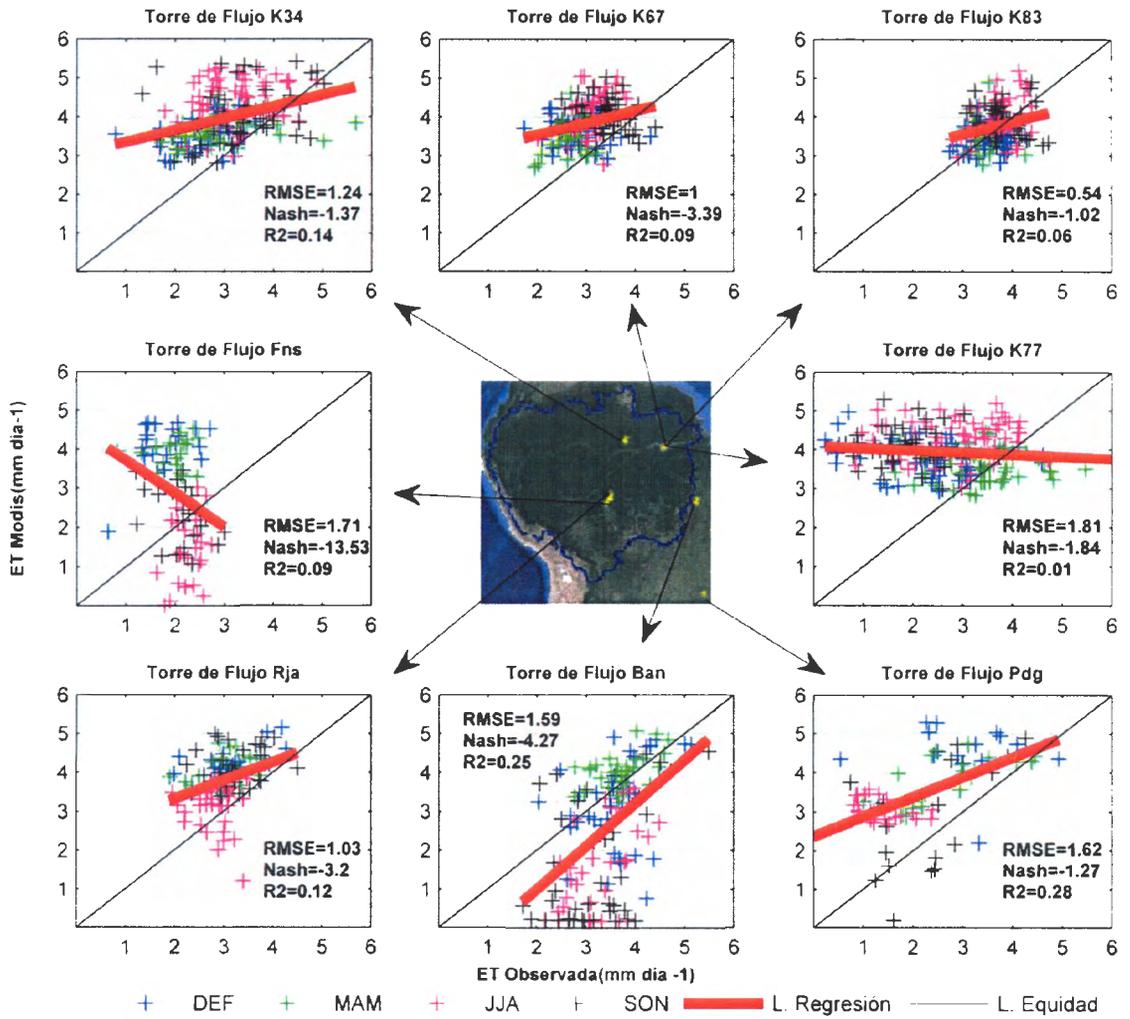


Figura 32. Scatter plot de datos observados de evapotranspiración observada cada 8 días (eje X) y de los datos de evapotranspiración del producto MOD16 cada 8 días (eje Y), ambos en mm d⁻¹. Los valores de R², Nash y RMSE en la parte superior izquierda de cada subplot. En cada subplot se muestra la línea de regresión lineal (roja) y la línea de equidad (línea negra). Cruces azules (DEF), cruces verdes (MAM), cruces magenta (JJA) y cruces amarillas (SON).

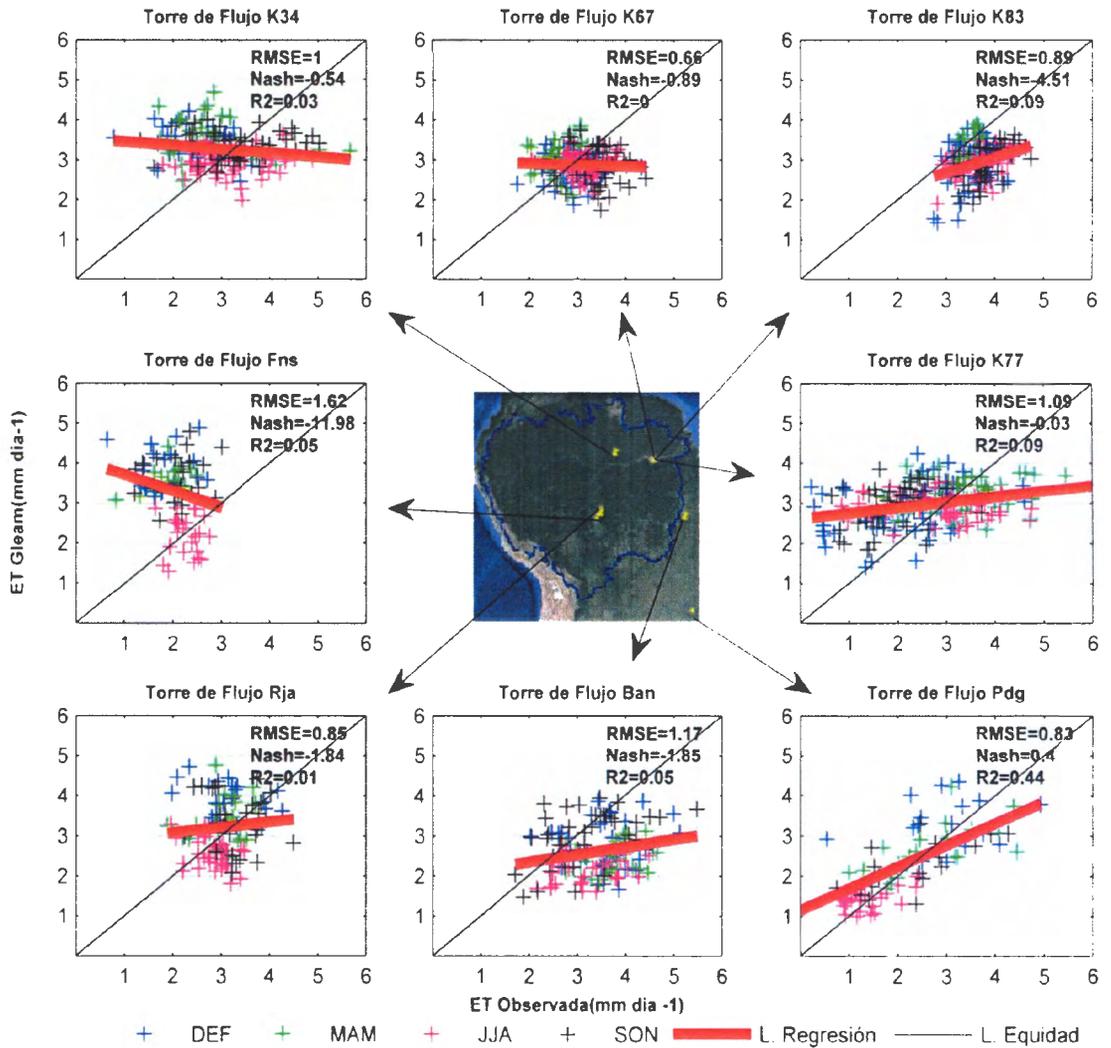


Figura 33. Scatter plot de datos observados de evapotranspiración observada cada 8 días (eje X) y de los datos de evapotranspiración del producto GLEAM cada 8 días (eje Y), ambos en mm d⁻¹. Los valores de R², Nash y RMSE en la parte superior izquierda de cada subplot. En cada subplot se muestra la línea de regresión lineal (roja) y la línea de equidad (línea negra). Cruces azules (DEF), cruces verdes (MAM), cruces magenta (JJA) y cruces amarillas (SON).

- b) Comparación entre los datos de ET calculada con las ecuaciones Penman-Monteith y Priestley-Taylor con los datos observados de la torres de flujo.

Como los productos satelitales no reproducen bien la evapotranspiración en la zona de bosques amazónicos, calculamos los datos de ET con las ecuaciones de Penman-Monteith (Ecuación 16), utilizada por MOD16, y Priestley-Taylor (Ecuación 17), utilizada por GLEAM. Las Figuras 34 y 35 muestran las regresiones entre los datos observados y los datos de ET calculados con P-M y P-T respectivamente.

Las ecuaciones empíricas P-M y P-T muestran una mejor performance que los productos MODIS y GLEAM. La ecuación P-T es la que muestra valores de R^2 mayores a 0.5 en las estaciones K34 y K67 (ubicadas en la zona ecuatorial). Sin embargo, en ambos casos el coeficiente de Nash es bajo (menos a 0) pero el RMSE es aceptable. Un coeficiente de Nash bajo indica que es mejor utilizar la media de los datos como un predictor de la evapotranspiración y un valor RMSE aceptable significa que la media de la ET calculada no tienen una gran variación con los datos observados.

Las torres de flujo K83 y Rja muestran una mejor performance con la ecuación P-T que con P-M. Los valores de R^2 son 0.47 (K83) y 0.45 (Rja). Pero P-M nos da valores de R^2 menores a 0.1 para ambos casos. Al igual que los estaciones K34 y K67, los valores de Nash son bajos pero Rja tiene un valor de RMSE aceptable, pero no así K83.

Las torres de flujo Ban y Pdg muestran valores de R^2 menores a 0.35, aunque el valor de Nash de Pdg es 0.33 la cual es aceptable. En general la ecuación P-M sobrestima la evapotranspiración en muchas de las estaciones, mas P-T la subestima. Sin embargo, la ecuación de P-T muestra tener una mejor estimación de la ET en los bosques amazónicos.

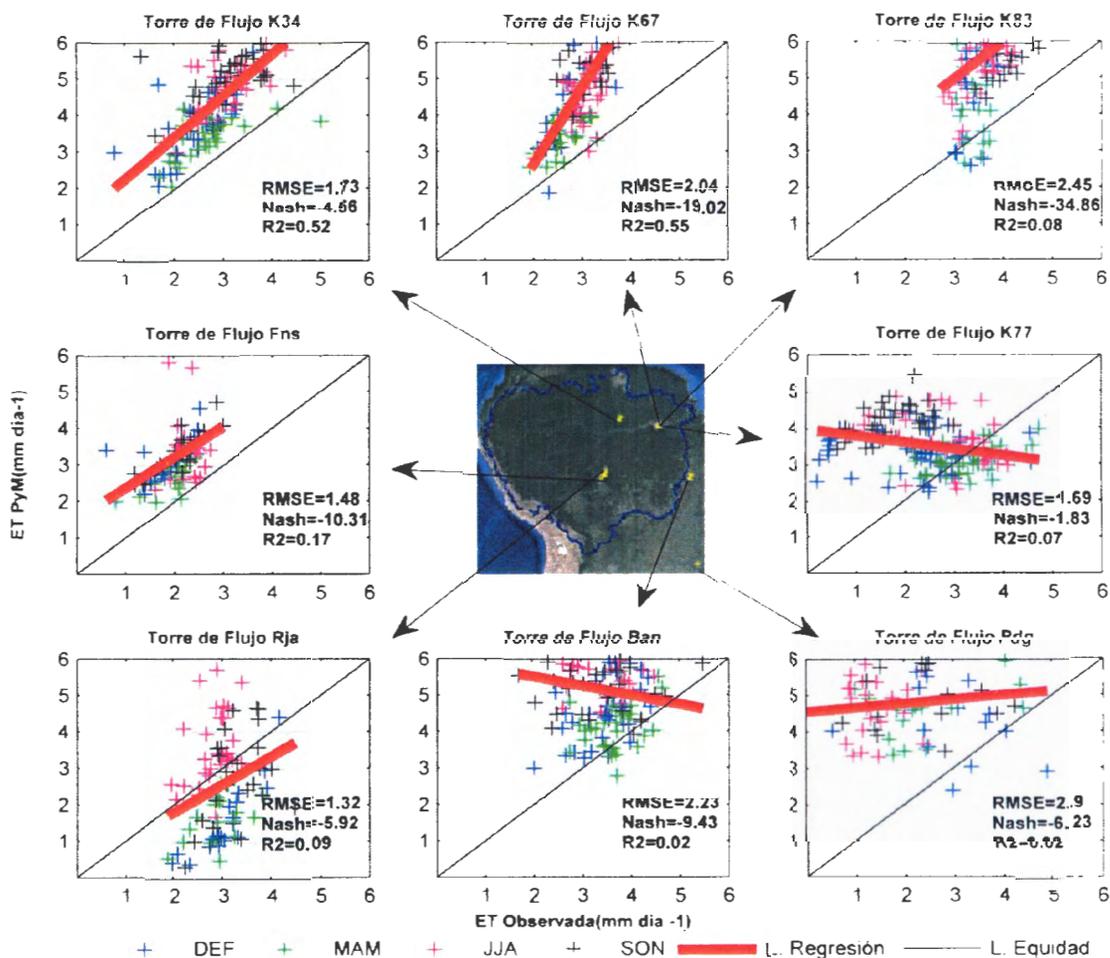


Figura 34. Scatter plot de datos observados de evapotranspiración observada cada 8 días (eje X) y de los datos de evapotranspiración calculada con la ecuación Penman-Monteith cada 8 días (eje Y), ambos en mm d^{-1} . Los valores de R^2 , Nash y RMSE en la parte superior izquierda de cada subplot. En cada subplot se muestra la línea de regresión lineal (roja) y la línea de equidad (línea negra). Cruces azules (DEF), cruces verdes (MAM), cruces magenta (JJA) y cruces amarillas (SON).

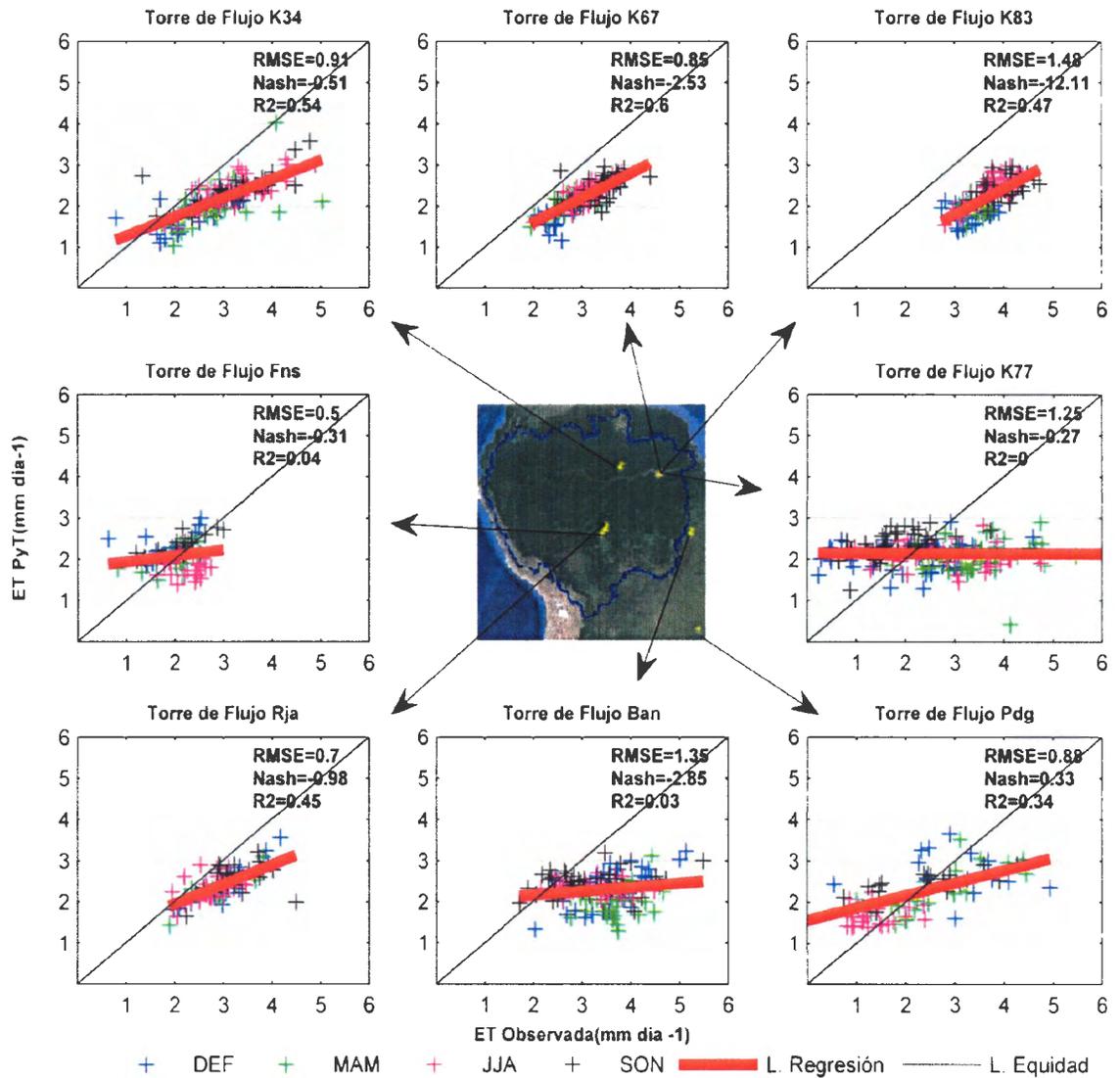


Figura 35. Scatter plot de datos observados de evapotranspiración observada cada 8 días (eje X) y de los datos de evapotranspiración calculada con la ecuación Priestley-Taylor cada 8 días (eje Y), ambos en mm d^{-1} . Los valores de R^2 , Nash y RMSE en la parte superior izquierda de cada subplot. En cada subplot se muestra la línea de regresión lineal (roja) y la línea de equidad (línea negra). Cruces azules (DEF), cruces verdes (MAM), cruces magenta (JJA) y cruces amarillas (SON).

- c) Comparación entre la ET de las ecuaciones empíricas de P-M y P-T con los datos satelitales de evapotranspiración de GLEAM y MOD16.

La regresión entre la ET de datos observados con las ecuaciones empíricas mostraron que hay una mejor relación entre estas que comparando la ET observada con la ET del producto MOD16 y GLEAM. Entonces se realizaron comparaciones entre la ET calculada con las ecuaciones empíricas y la ET de los productos MOD16 y GLEAM.

Al comparar los resultados de ET de la ecuación empírica P-M con los datos de MOD16 no se pudo encontrar alguna relación, aun cuando MOD16 utiliza la ecuación P-M como base para sus cálculos (Figura 36). El mismo resultado se observa al comparar el modelo GLEAM con la ecuación P-T (Figura. 37). Aunque en esta comparación si se muestra que la torre Pdg tiene valores aceptables de R^2 (0.44), Nash (0.3) y RMSE (0.83). La estación Pdg está en una zona donde la estacionalidad de la radiación es alta, y esto está siendo reflejado por los datos de Reanálisis, que son utilizados por GLEAM para el cálculo de la ET.

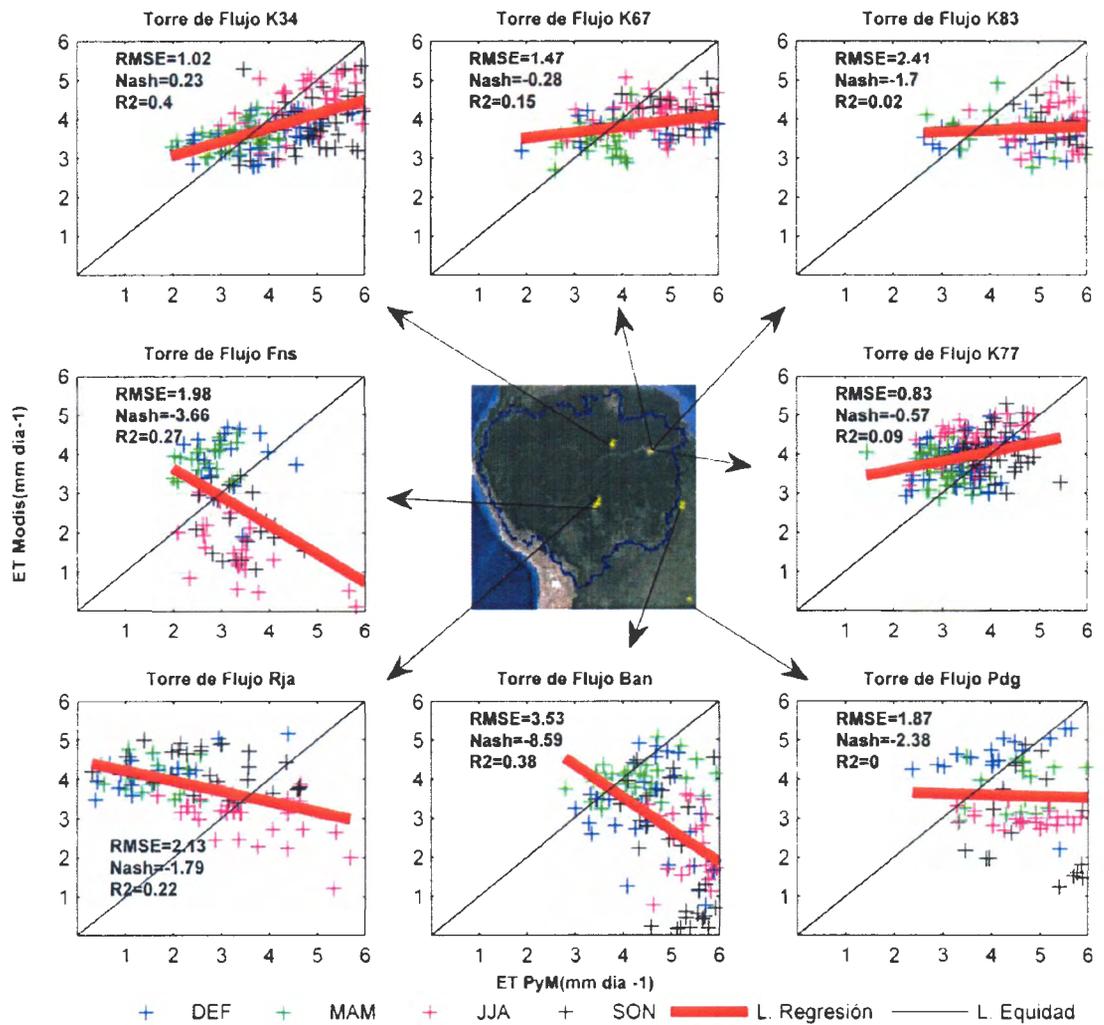


Figura 36. Scatter plot de evapotranspiración calculada con la ecuación empírica Penman-Monteith cada 8 días (eje X) y de los datos de evapotranspiración del producto MOD16 cada 8 días (eje Y), ambos en mm d⁻¹. Los valores de R², Nash y RMSE en la parte superior izquierda de cada subplot. En cada subplot se muestra la línea de regresión lineal (roja) y la línea de equidad (línea negra). Cruces azules (DEF), cruces verdes (MAM), cruces magenta (JJA) y cruces amarillas (SON).

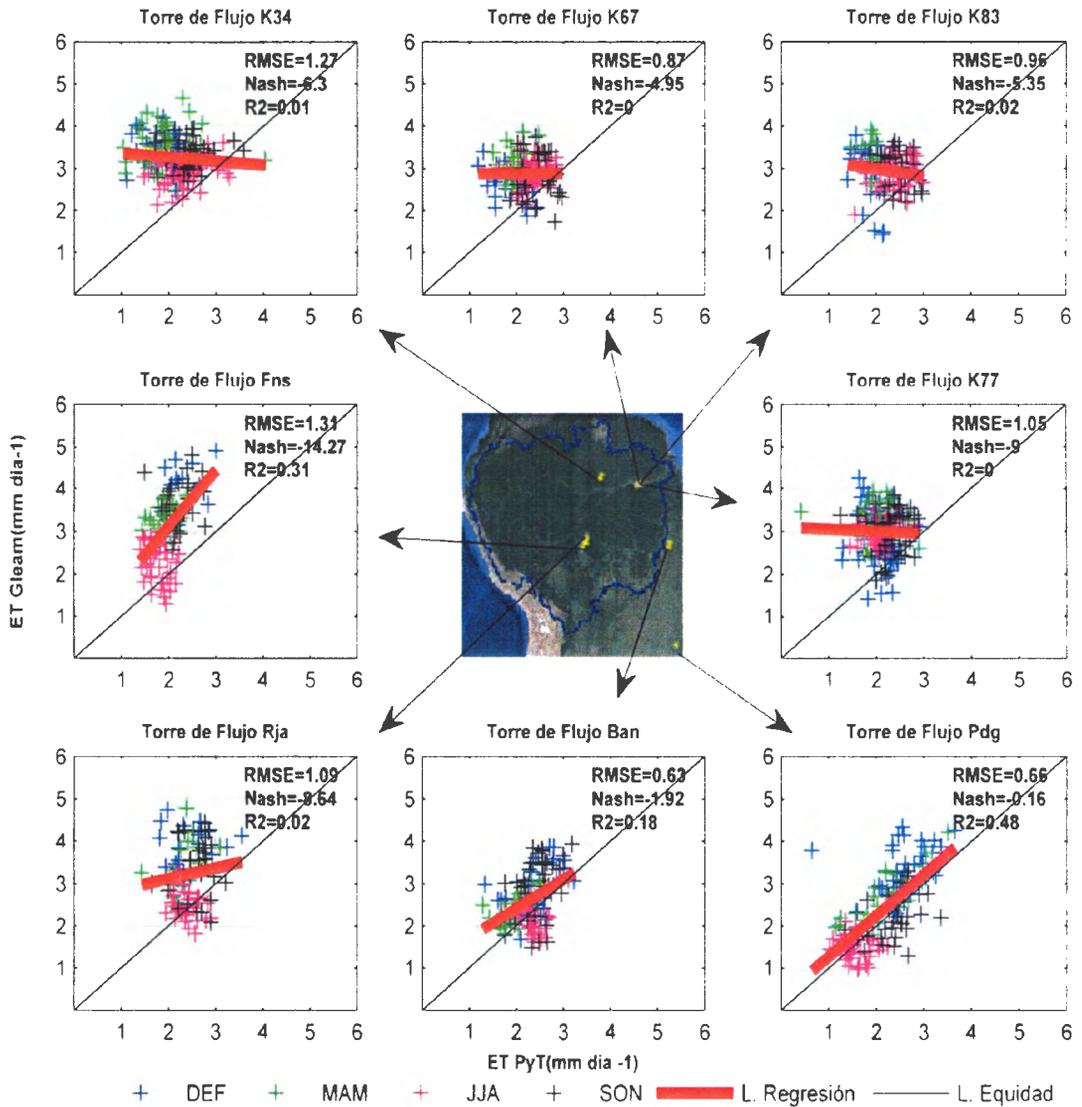


Figura 37. Scatter plot de evapotranspiración calculada con la ecuación empírica Priestley-Taylor cada 8 días (eje X) y de los datos de evapotranspiración del modelo GLEAM cada 8 días (eje Y), ambos en mm d⁻¹. Los valores de R², Nash y RMSE en la parte superior izquierda de cada subplot. En cada subplot se muestra la línea de regresión lineal (roja) y la línea de equidad (línea negra). Cruces azules (DEF), cruces verdes (MAM), cruces magenta (JJA) y cruces amarillas (SON).

Como se puede observar en la Figura 38, las ecuaciones empíricas son las que tienen los R² más altos. De ellas, la ecuación de Priestley-Taylor tiene los valores R² más aceptables para los bosques amazónicos. Esto nos está indicando que la ecuación de Priestley-Taylor es el mejor método para calcular la ET en los ecosistemas de bosques. Esto se debe a que la radiación neta (Rn) es una de los principales factores para la evapotranspiración en bosques que no experimentan un fuerte estrés hídrico. De la misma manera la Rn es la principal variable en la ecuación de P-T.

Otro importante resultado es que la poca representación de la evapotranspiración (ET) de MOD16 (producto satelital) y GLEAM (modelo de evapotranspiración). Al comparar los datos de MOD16 y GLEAM con los datos de sus respectivas ecuaciones empíricas bases, Penman-Monteith y Priestley-Taylor respectivamente, no se observó una relación aceptable. Esto indica que no son las ecuaciones las que generan los mayores errores en el cálculo de la ET, sino que son los datos input, que en este caso son de Reanálisis.

Ni las ecuaciones empíricas ni MOD16 y GLEAM no muestran una adecuada representación de la evapotranspiración para las zonas Ban, Fns y K77. Aunque Ban mide flujos de energía en un bosque amazónico, este sufre estrés hídrico de junio a setiembre. Por otro lado, las coberturas vegetales de K77 (pasto y cultivo) y Fns (bosque secundario) podrían ser los principales factores para una mala representación de la evapotranspiración.

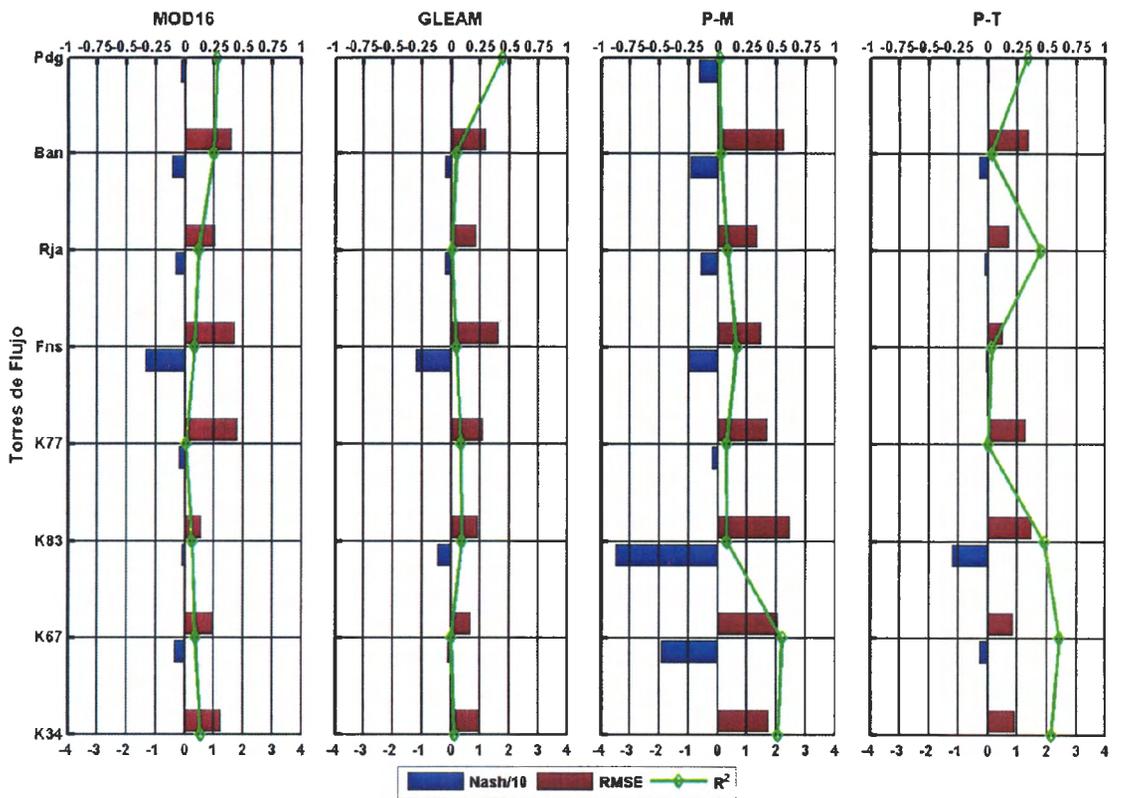


Figura 38. Los valores de coeficiente de determinación (R^2 – línea verde), número de Nash (barra azul) y el error cuadrático medio (RMSE – barra roja) para cada torre de flujo (eje y) y para cada producto de evapotranspiración (MOD16 y GLEAM) y para cada ecuación empírica; Penman-Monteith (P-M) y Priestley-Taylor (P-T). El eje X superior corresponde a los valores de R^2 , mientras que el eje X inferior corresponde a los valores de Nash y RMSE. El número de Nash está multiplicado por 10^{-1} .

4.4 Análisis de la evapotranspiración a través de un balance hídrico en sub-cuencas amazónicas.

Para esta parte del estudio se trabajó con datos de la misión GRACE (interpolado a 1° por 1° por el laboratorio-LEGOS Francia), producto de lluvia del TRMM 3B43 v7, y los caudales medidos en las salidas de la principales cuencas amazónicas por el observatorio ORE-HYBAM (Figura 2 y Figura 13). El periodo de datos del TRMM es de 1998-2012, el periodo de GRACE de 2003 al 2012 y los caudales de 1999 a 2012. Para el balance de agua se trabajó con datos del 2003 al 2012 para todas las variables.

Espinoza et al. (2009) y Espinoza et al. (2011) mostraron los contrastes regionales que existen en la precipitación y el caudal en la cuenca Amazónica. Es por eso que en cada sub-cuenca se calculó el ciclo anual de la precipitación (TRMM), contenido de agua en el suelo (GRACE) y caudal (ORE-HYBAM). El ciclo anual de la cuenca Amazónica y de las sub-cuencas se muestra en la Figura 39 y Figura 40 respectivamente.

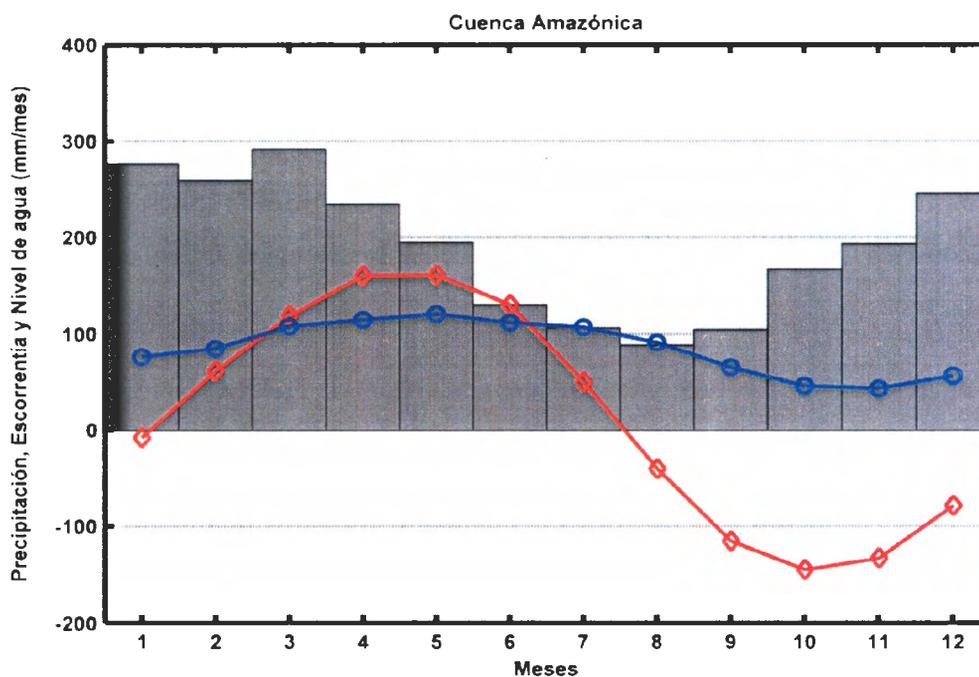


Figura 39. Ciclo anual del caudal (azul), TRMM-precipitación (barras grises) y GRACE-cantidad de agua el suelo (rojo) para la cuenca Amazónica.

La Figura 39 muestra que hay valores negativos y positivos para el contenido de agua en el suelo. Estos valores están referenciados con un geode promedio que ha sido establecido

de la media de las mediciones hechas por la misión GRACE. Entonces, los valores negativos indican que hay una cierta cantidad de agua por debajo del nivel de referencia del geode (cero). Por lo contrario, valores positivos indican que hay agua por encima del nivel de referencia del geode (cero). En nuestro estudio, estos valores han sido promediados para cada una de las sub-cuencas en estudio.

La cuenca Amazónica tiene una precipitación media calculada por el TRMM 3B43 de 6.3 mm d^{-1} ; además, muestra una pequeña estacionalidad ($\text{SVC}=0.38$). Este valor de precipitación concuerda con trabajos de Marengo et al. (2006), Espinoza et al. (2009a) y Guimberteau et al. (2012), en donde ellos indican que la precipitación es de 6 mm d^{-1} . La escorrentía es 2.8 mm d^{-1} y tiene un SVC de 0.36. En la CA aproximadamente un 44% de la lluvia es convertida en escorrentía (Cuadro 12). El valor de escorrentía es similar al de Callède et al. (2010), quien obtuvo un valor de 2.99 mm d^{-1} .

Los datos de contenido de agua en el suelo de la CA muestran que su valor máximo se da entre abril y mayo: uno o dos meses después del pico de lluvia (marzo), pero antes del pico de caudal (mayo o junio). Los valores más bajos de contenido de agua en el suelo se dan entre los meses de setiembre a noviembre, mientras que la precipitación encuentra sus valores más bajos de julio a setiembre (2 meses antes que el contenido de agua en el suelo). Estos resultados concuerdan con Azarderakhsh et al. (2011) quien encontró que hay un retardo entre el contenido de agua en el suelo y los caudales en las diferentes sub-cuencas amazónicas.

El ciclo anual de la precipitación, estimada por el TRMM 3B43, en las sub-cuencas amazónicas muestra diferencias entre ellas (Figura 40). Las sub-cuencas con mayor precipitación son Río Negro (7.62 mm d^{-1}) y Solimoes-Caquetá (7.41 mm d^{-1}), ambas ubicadas al norte y al noroeste de la CA. Las sub-cuencas con menor precipitación son Ucayali (4.79 mm d^{-1}) y Madeira Alta (4.62 mm.d^{-1}), ambas se encuentran al suroeste de la CA. Esta diferencia de precipitación entre las sub-cuencas del norte y del sur de la cuenca Amazónica también fueron encontradas por Espinoza et al. (2009) y Azarderakhsh et al. (2011).

Además se puede notar que la estacionalidad de la precipitación es más fuerte hacia el sur de la CA, donde se tiene valores de SVC mayores a 0.65 (Cuadro 12). Sin embargo hacia

el norte la estacionalidad disminuye. Por ejemplo, la cuenca de Marañón tiene un SVC de 0.23, el más bajo de las sub-cuencas estudiadas (Cuadro 12).

Los resultados de los coeficientes de variación estacional indican que las sub-cuencas del noroeste son menos estacionales. Espinoza et al. (2009) mostró que en la región noroeste de la cuenca Amazónica existe menos estacionalidad en la precipitación. De esta manera se corrobora los resultados obtenidos con trabajos que utilizaron observaciones pluviométricas.

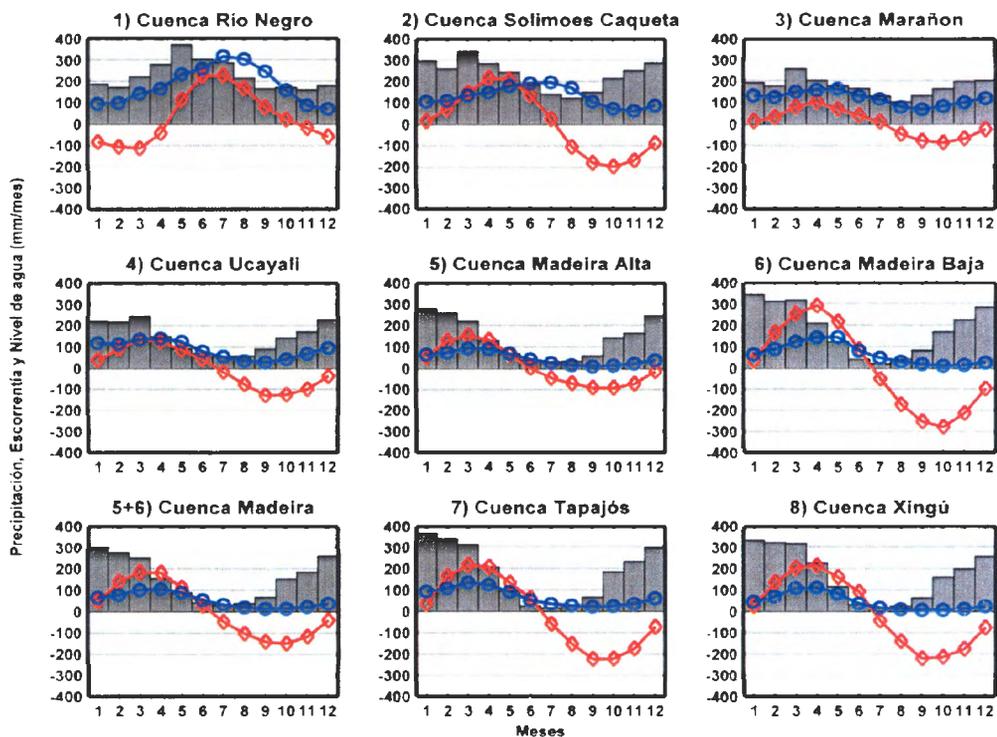


Figura 40. Ubicación y ciclo anual del caudal (azul), TRMM-lluvia (barra grises), GRACE-contenido de agua en el suelo en el suelo (rojo). 1) Cuenca Rio Negro (Est. Óbidos - Est. Manacapuru), 2) Cuenca Solimoes-Caqueta (Est. Manacapuru – Est. San Regis – Est. Requena), 3) Cuenca Marañón (Est. San Regis), 4) Cuenca Ucayali (Est. Requena). 5) Cuenca Madeira Alta (Est. Porto Velo), 6) Cuenca Madeira Baja (Est. Fazenda Vista Alegre – Est. Porto Velo). 5+6)Cuenca Madeira (Est. Fazenda Vista Alegre). 7) Cuenca Tapajós (Est. Itaituba) y 8) Cuenca Xingú (Est. Altamira).

La escorrentía, medida con datos del ORE-HYBAM, también muestra diferencia entre las sub-cuencas (Figura 40). Las sub-cuencas con mayores valores de escorrentía son Rio Negro (5.92 mm d^{-1}) y Solimoes-Caquetá (4.26 mm d^{-1}), mientras que Madeira (1.69 mm d^{-1}) y Mamoré (1.53 mm d^{-1}) son las de menor escorrentía. Las sub-cuencas que se encuentran al sur (Madeira Alta, Madeira Baja, Madeira, Tapajos y Xingu) muestran una estacionalidad marcada ($\text{SVC} > 0.6$), indicando que durante los meses de estiaje sus caudales bajan considerablemente a comparación de los meses de avenida. Las sub-cuencas ubicadas al norte muestran menos estacionalidad ($\text{SVC} < 0.5$), esto indica que no hay una fuerte diferencia entre la temporada de lluvia y la temporada seca (Cuadro 12). Los valores encontrados de escorrentía para las sub-cuencas amazónicas y la diferencia de estacionalidad entre las sub-cuencas del norte y sur también ha sido mostrados por Espinoza et al. (2009b), el cual encontró valores similares al de este estudio.

Para evaluar la asociación entre las variables estudiadas se crearon dos series interanuales de precipitación, caudal y contenido de agua en el suelo. Una serie interanual le correspondía a los meses húmedos y otra serie, a los meses secos. Además por cada variable se escogieron meses diferentes debido a los desfases que presentan entre sí las variables.

Luego se utilizó la serie estandarizada de caudal como patrón, dado que es la única variable medida en campo, para validar las series interanuales estandarizadas de lluvia y de contenido de agua en el suelo. Para la validación se utilizó la correlación del tipo Pearson. Los meses escogidos para este paso se muestran en el Anexo 3.

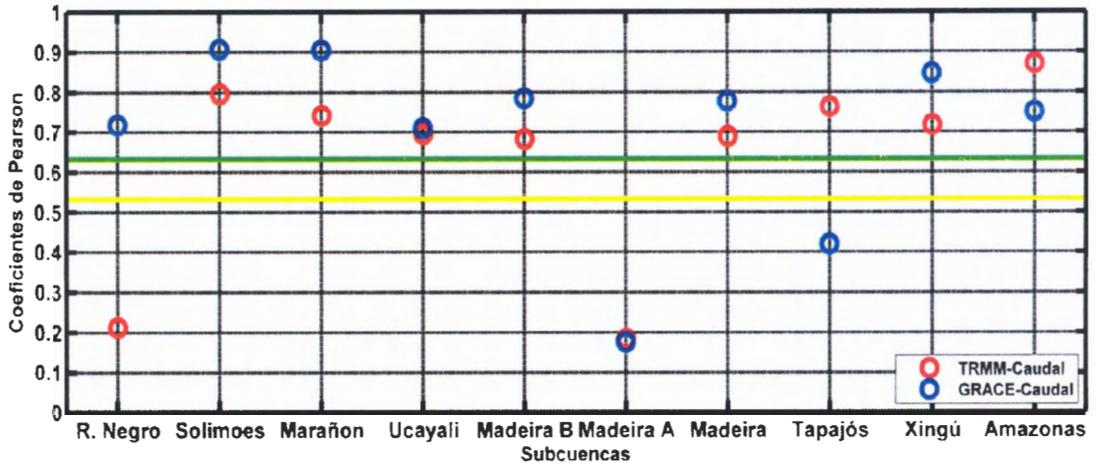


Figura 41. Correlaciones entra el caudal observado vs el TRMM-lluvia (o) y GRACE-contenido de agua en el suelo en el suelo (o) para la cuenca y sub-cuencas amazónicas (periodo de avenida). Línea verde (amarilla) es la correlación para una significancia de 0.95 para el TRMM 3B43 (GRACE).

Los resultados muestran una buena relación entre las series interanual estandarizada de precipitación y contenido de agua en el suelo con la serie estandarizada interanual de caudal para los meses húmedos (Figura. 41). En la mayoría de las sub-cuencas se tiene valores de correlación de 0.7 con una significancia mayor a 0.95. Para los datos de precipitación el valor mínimo aceptable de coeficiente de correlación de Pearson (r) es 0.64 y para los datos de contenido de agua en el suelo es de 0.54. Además se puede observar que el contenido de agua en el suelo tiene los valores más altos de correlación.

En los meses de estiaje se ha observado una buena correlación entre los caudales y el contenido de agua en el suelo (Figura 43), en donde se tienen valores de r mayores e iguales a 0.8. Sin embargo se puede observar que la correlación entre la serie interanual de lluvia y caudal disminuyó a comparación de los meses de avenida. Esto nos estaría indicando que las lluvias no tiene un efecto directo sobre los caudales debido a que pueden estar afectados por la evapotranspiración. Otra posible causa sería que el TRMM esté reproduciendo de manera incorrecta la lluvia.

Las sub-cuencas Marañon y Ucayali son las que tienen una mayor correlación ($r > 0.9$) entre los caudales y el contenido de agua en el suelo (Figura. 42). Solimoes-Caqueta y Ucayali son las sub-cuencas que tienen mejor correlación entre la lluvia y los caudales, a comparación de las demás sub-cuencas. En la CA la correlación entre del TRMM y caudal es mayor a la correlación del contenido de agua en el suelo con los caudales, tanto en los meses de sequía como en los meses húmedos

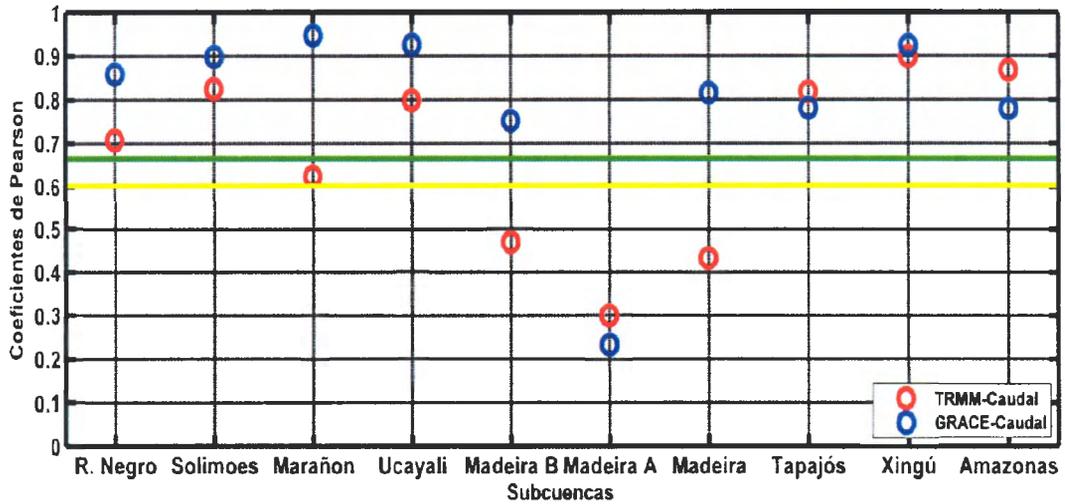


Figura 42. Correlaciones entre el caudal observado vs el TRMM-lluvia (o) y GRACE-contenido de agua en el suelo (o) para la cuenca y sub-cuencas amazónicas (periodo de estiaje). Línea verde (amarilla) es la correlación para una significancia de 0.95 para el TRMM 3B43 (GRACE).

Las posibles causas de los errores que puede tener el balance hídrico son la subestimación y/o sobrestimación de la lluvia o el contenido de agua en el suelo en la cuenca Amazónica. El balance hídrico se realizó con los ciclos anuales de las variables de precipitación, caudal y contenido de agua en el suelo a un paso de tiempo mensual y anual. Para poder hallar la ET se utilizó la ecuación del balance de agua (Ecuación 10) de la siguiente forma:

$$ET = Pp - Q - \Delta S \dots \dots (33)$$

En donde ET es la evapotranspiración, PP es la precipitación del TRMM 3B43, Q es el caudal medido por el ORE-HYBAM y ΔS es el *storage* de agua en el suelo de la misión GRACE.

Para hallar la diferencia de contenido de agua (*storage* de agua) en el suelo se restó el valor del mes estudiado (ejemplo: febrero) menos el dato del mes anterior (ejemplo: enero). Otro componente de la Ecuación 33 es la diferencia entre la precipitación y el caudal del mes estudiado. Se realizó un ploteo para observar si la diferencia de agua en el suelo tenía un comportamiento similar a la diferencia entre la precipitación y la escorrentía (Figura 43 y Figura 44).

En la cuenca Amazónica se puede observar que la cantidad de agua precipitada es mayor al caudal en la mayoría de los meses a excepción de agosto (Figura 43). Storage de agua en el suelo (diferencia de contenido de agua en el suelo entre 2 meses ΔS) negativas significan

que la cuenca ha seguido perdiendo agua. Dado que la diferencia de precipitación y caudal es casi cero (junio-agosto) la única variable que puede afectar el balance es la evapotranspiración, que según los datos de torres de flujo es mayor durante el final del periodo de estiaje e inicios de la temporada de lluvia (setiembre-noviembre), sobre todo en el norte de la CA (Figura 43).

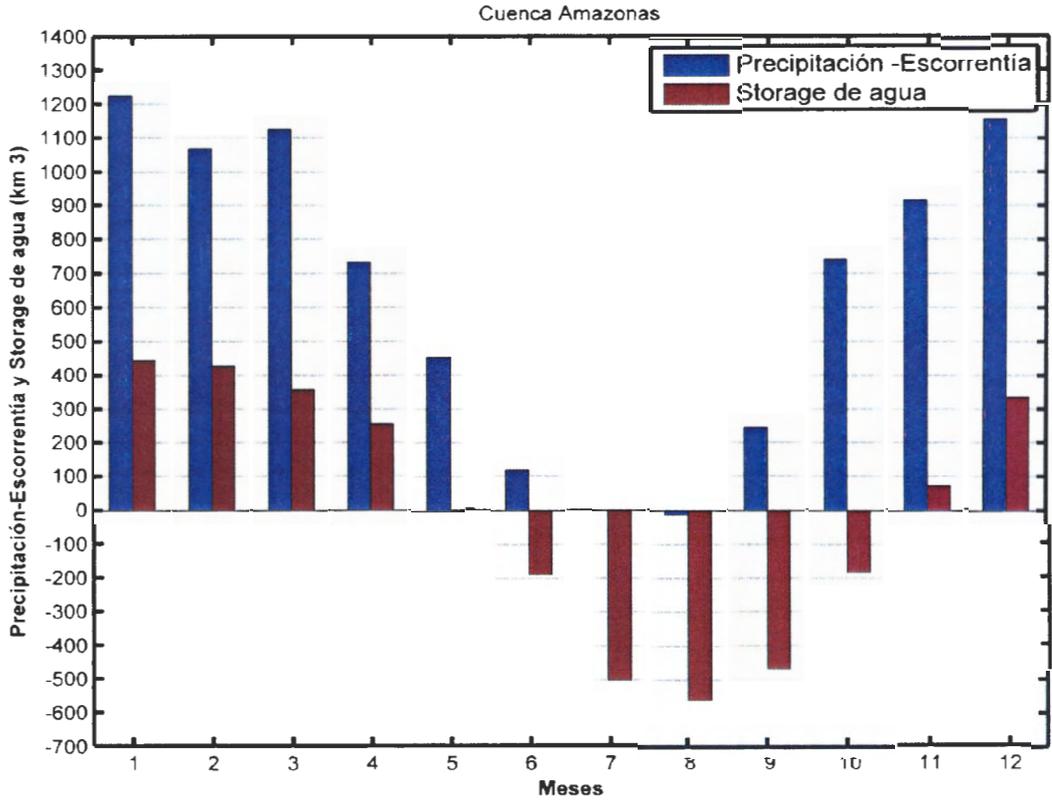


Figura 43. Ciclo anual de la Precipitación – escorrentía (azul) y el storage de agua (rojo) para la cuenca Amazónica. Precipitación (PP) – Escorrentía (Es) es el resultado de restar la PP (TRMM) menos el caudal medido el Óbidos (ORE-HYBAM). El storage de agua es el resultado de restar el contenido de agua en el suelo del mes actual menos el mes anterior.

Analizando ya a una escala regional o de sub-cuenca se puede observar que la diferencia de cantidad de agua de un año típico es similar a la diferencia entre la precipitación menos el caudal. Es decir que en las sub-cuenclas en donde la diferencia de contenido de agua en el suelo es alta o baja, también la diferencia de precipitación y caudal lo es. Esto indica una coherencia entre las variables a pesar de que provienen de fuentes diferentes (Figura 44).

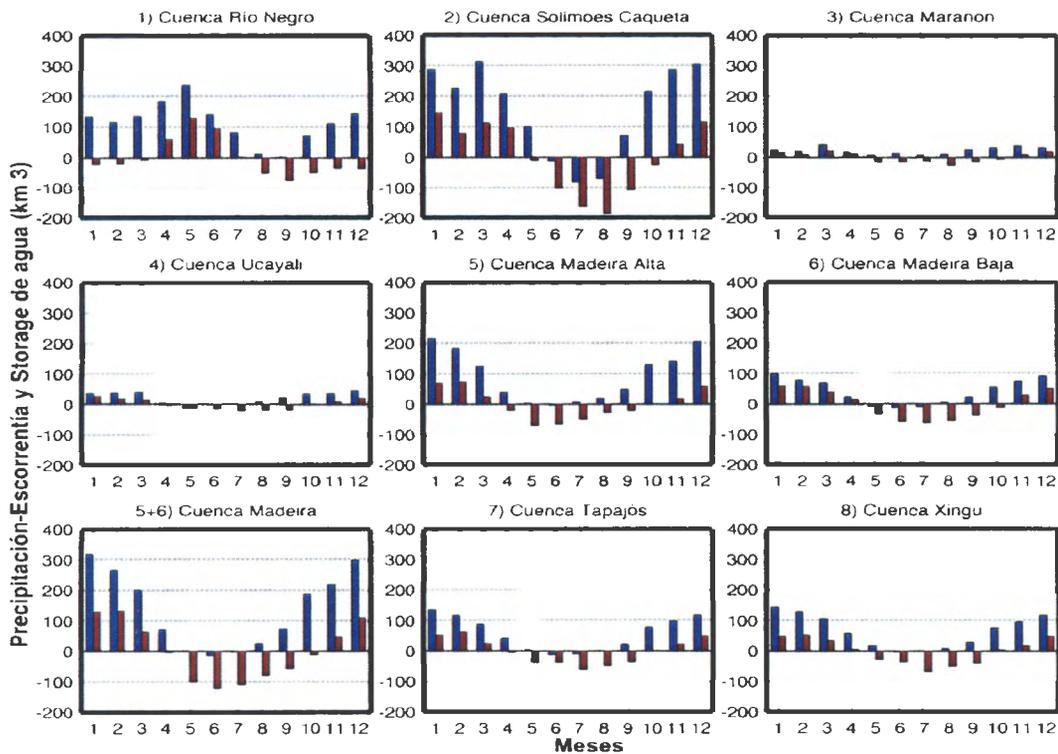


Figura 44. Ubicación y ciclo anual de la Precipitación – escorrentía (azul) y el storage de agua (rojo) para las sub-cuencas amazónicas. Precipitación (PP) – Escorrentía (Es) es el resultado de restar la PP (TRMM) menos el caudal medido el Óbidos (ORE-HYBAM). El storage de agua es el resultado de restar el contenido de agua en el suelo del mes actual menos el mes anterior. 1) Cuenca Río Negro, 2) Cuenca Solimoes-Caqueta, 3) Cuenca Marañón, 4) Cuenca Ucayali, 5) Cuenca Madeira Alta, 6) Cuenca Madeira Baja, 5+6) Cuenca Madeira, 7) Cuenca Tapajós y 8) Cuenca Xingu.

Se puede observar que las sub-cuencas Madeira y Solimoes-Caqueta tienen altos valores de diferencia de contenido de agua en el suelo. Esta diferencia también es visible entre la precipitación y el caudal. Por otro lado las sub-cuencas de Marañón y Ucayali las diferencias de contenido de agua en el suelo y precipitación menos caudal son bajas comparadas con otras sub-cuencas (Figura 44). Esto indica que las 3 variables (precipitación, caudal y contenido de agua en el suelo) tienen una buena asociación durante el ciclo anual a pesar de provenir de fuentes diferentes (TRMM, GRACE y ORE-HYBAM) (Figura 44).

Los resultados muestran que la evapotranspiración media en toda la cuenca Amazónica es de 3.48 mm d⁻¹. Este resultado es ligeramente menor a lo hallado por Fisher et al. (2009), quien calcula un valor de 3.8 mm d⁻¹. Por otro lado Karam y Bras (2008) estimaron un valor de 2.2 mm d⁻¹ utilizando un análisis de balance de flujo de vapor de Reanálisis, pero ellos documentan un rango de ET entre 3.3 y 4.5 mm d⁻¹ para la cuenca Amazónica.

El valor de ET calculado para la Amazonía significa que un 55% de la lluvia es devuelta a la atmósfera a través de la evapotranspiración (Cuadro 12). También se puede observar que en los meses de setiembre a noviembre (inicio de temporada de lluvia) se observan los valores más altos de evapotranspiración (Figura. 45). Similar a los resultados obtenidos en la torres de flujo ubicadas en el bosque amazónico.

Cuadro 12. Cuadro de resumen de resultados. Los campos son: Pp media (precipitación media), ET media (evapotranspiración media) y Es media (escorrentía media). Svc_PP, Svc_Es y Svc_ET son los coeficientes de variación estacional para la precipitación, escorrentía y evapotranspiración respectivamente. Es/PP es la porción de lluvia que se convierte en escorrentía y ET/PP es la cantidad de lluvia que devuelta a la atmósfera a través de la evapotranspiración.

Cuenca y Sub-cuencas	Estaciones de aforo	PP media	Svc_PP	Es media	Svc_Es	ET media	Svc_ET	Es/PP	ET/PP
Amazonas	(Óbidos+Itaituba +Altamira)	6.3	0.38	2.8	0.32	3.5	0.29	0.44	0.55
Madeira	(Fasenda Vista Alegre)	5.1	0.66	1.7	0.67	3.4	0.29	0.33	0.66
Madeira baja	(Porto Velo)	6	0.65	2.2	0.75	3.8	0.43	0.36	0.63
Madeira Alta	(Fasenda Vista Alegre – Porto Velo)	4.6	0.67	1.5	0.66	3.1	0.39	0.33	0.67
Marañón	(San Regis)	5.8	0.23	3.9	0.27	1.9	0.52	0.67	0.33
Rio Negro	(Óbidos – Manacapurú-Fasenda Vista Alegre)	7.4	0.3	3.9	0.47	3.5	0.35	0.53	0.47
Solimoes Caquetá	(Manacapurú-San Regis – Requena)	7.6	0.3	4.3	0.35	3.4	0.36	0.56	0.44
Tapajós	(Itaituba)	6	0.73	2.2	0.63	3.8	0.3	0.36	0.63
Ucayali	(Requena)	4.8	0.49	2.8	0.47	2	0.55	0.59	0.41
Xingú	(Altamira)	5.7	0.71	1.4	0.91	4.3	0.25	0.25	0.75

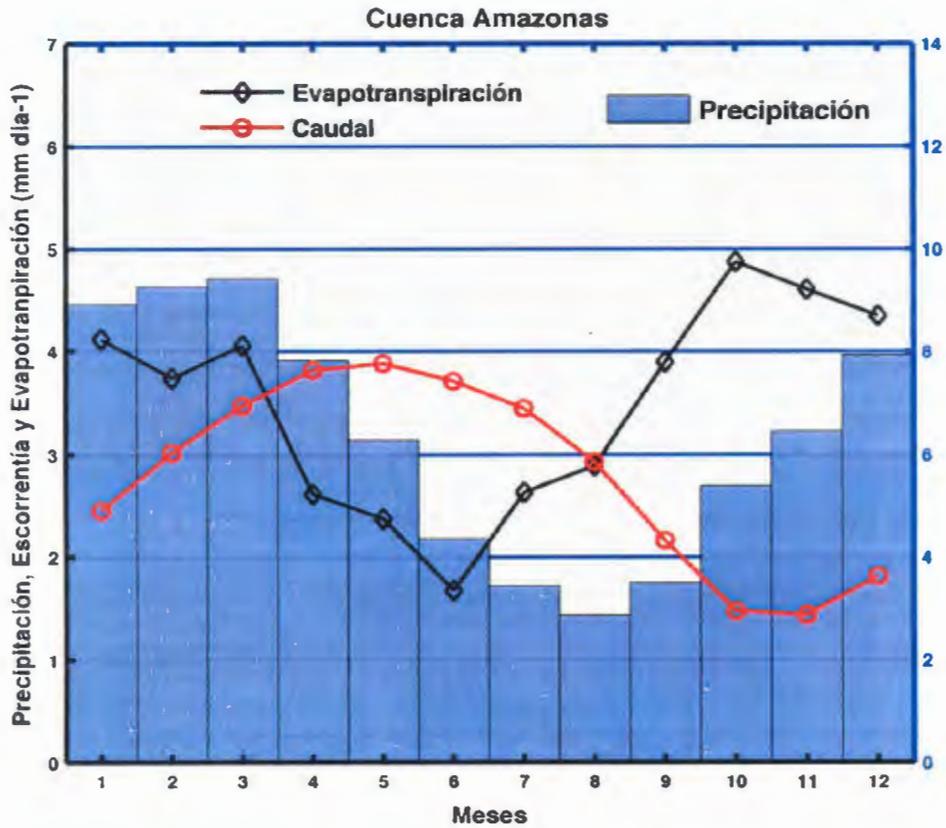


Figura 45. Ciclo anual de la precipitación (barras), caudal (línea roja) y evapotranspiración (línea negra) para la cuenca Amazónica. Eje Y derecho (azul) es la precipitación y el eje Y izquierdo (negro) es para la escorrentía y la evapotranspiración. Ambos ejes en mm d^{-1} .

Aunque la estacionalidad de la evapotranspiración en la cuenca Amazónica es baja ($\text{SVC}=0.29$), se puede observar que regionalmente existe un contraste en el ciclo de la evapotranspiración (Cuadro 12 y Figura 46). Las sub-cuencas con mayor ET son Xingu y Madeira Baja y Tapajós con 4.3 , 3.8 y 3.8 mm d^{-1} respectivamente. Las sub-cuencas con menor ET son Río Negro, Marañón y Ucayali con 1.5 , 1.9 y 2 mm d^{-1} . Estos valores bajos de ET para Marañón y Ucayali pueden deberse a 2 razones: la mala representación de la lluvia por el TRMM o una baja evapotranspiración en los Andes ya que casi el 50% del área de las cuencas de Marañón y Ucayali se encuentran en la zona andina.

Para la sub-cuenca Ucayali Lavado et al. (2011) encontró que la evapotranspiración media es de 3.38 mm d^{-1} , este valor fue calculado utilizando la ecuación de Penman-Monteith. Recientemente Zubieta et al. (2014) mostró que la evapotranspiración para la zona de Ucayali es de 2.25 mm d^{-1} y para la sub-cuenca del Marañón es de 1.5 mm d^{-1} . Estos son resultados que han sido calculados a través del modelo hidrológico MGB-IPH utilizando

datos de precipitación del ORE-HYBAM. Comparando los resultados anteriores con los nuestros podremos decir que se asemejan más a los calculados por Zubieta et al. (2014).

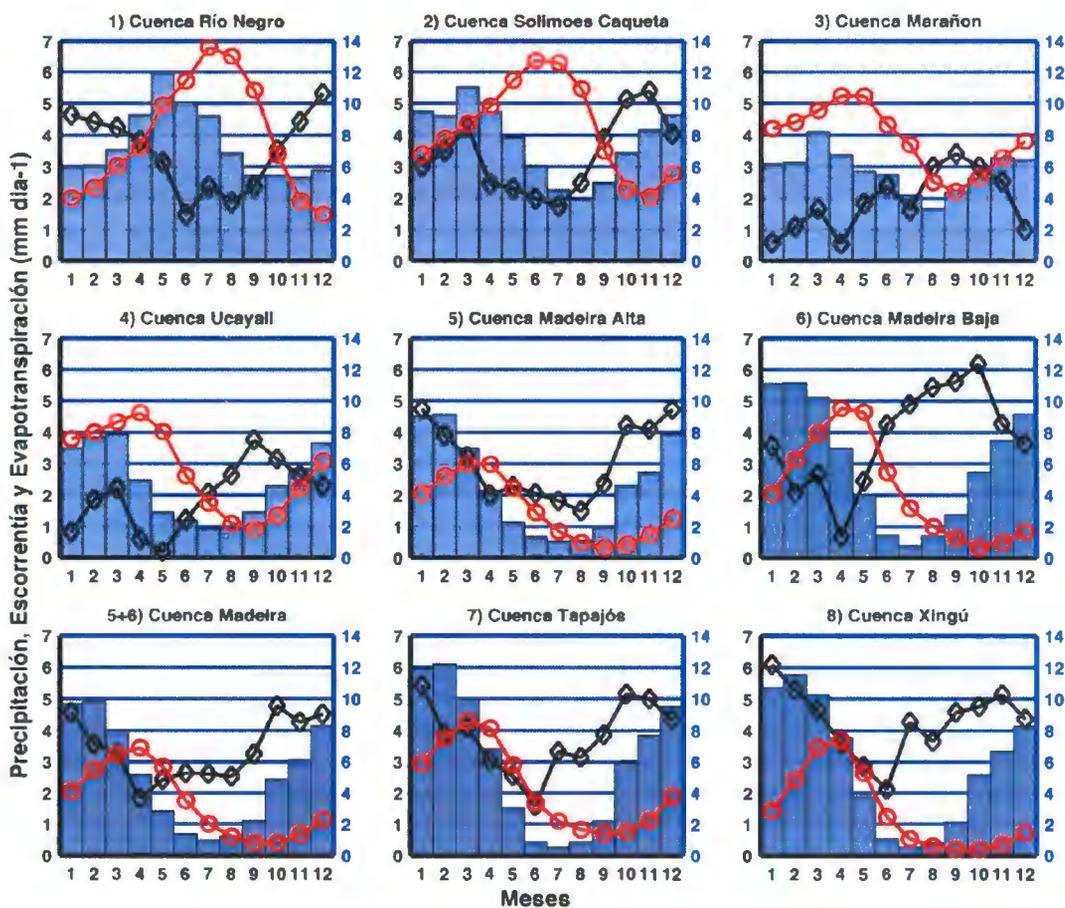


Figura 46. Ubicación y ciclo anual de la precipitación (morado claro), de la escorrentía (línea roja) y de la evapotranspiración (línea negra) para las sub-cuenclas amazónicas. El eje Y derecho da los valores de precipitación (mm d⁻¹) y el eje Y izquierdo da los valores de escorrentía y evapotranspiración (mm d⁻¹).

En las sub-cuenclas de Madeira, Madeira Baja y Madeira Alta, la mayor parte de la precipitación se convierte en vapor de agua a través de la evapotranspiración (0.65 de la precipitación en promedio). En las sub-cuenclas de Ucayali y Marañon ocurre lo contrario.

la mayor parte de la precipitación va hacia la escorrentía, 0.63 de la precipitación en promedio.

Los valores de coeficiente de escurrimiento en Madeira Alta ($ES/PP = 0.33$) es similar al encontrado por el proyecto PHICAB que se realizó en el año 1992 (Roche et al. 1992). En ese proyecto se calculó una ES/PP iguala 0.34. Además la evapotranspiración calculada por este proyecto para la misma sub-cuenca fue de 3.2 mm d^{-1} . Este valor es similar al calculado en este estudio (3.08 mm d^{-1}), lo que indicaría que el balance hecho para la sub-cuenca de Madeira Alta está correcto.

En el proyecto PHICAB también se calculó el coeficiente de escurrimiento en la parte andina de la cuenca madeira. El valor estimado fue de 0.47, es decir 47% de la precipitación se convierte en escorrentía. Además, este valor nos está indicando que existe menor coeficiente de escurrimiento en la parte baja de Madeira Alta, dado que el ES/PP para esta zona es de 0.3.

La disminución del coeficiente de escurrimiento en esta zona se debe a la presencia de las llanuras de inundación (Roche et al. 1992), que es en donde hay un gran almacenamiento de agua que hace posible la disminución de la escorrentía y el incremento de la evapotranspiración.

En la parte andina de Madeira alta se ha estimado que la evapotranspiración es de 2.2 mm d^{-1} (Rocha et al. 1992). Este valor podría ser referencial para la evapotranspiración en la parte andina de las sub-cuencas Ucayali y Marañón, corroborando valores de ET menores 3 mm d^{-1} .

V. CONCLUSIONES

En la cuenca Amazónica reside el bosque tropical más grande del mundo. Esta característica hace que el ecosistema amazónico tenga una fuerte cantidad de evapotranspiración a comparación de otros ecosistemas terrestres. Sin embargo, aún no se ha podido entender por completo los procesos físicos asociados a la evapotranspiración y por lo tanto, la estimación de esta variable es aún muy imprecisa.

A través de este trabajo se ha concluido que en los bosques amazónicos existen tres variables principales para la ocurrencia de altas tasas de evapotranspiración (ET). Estas son: la radiación que llega a la superficie, el tipo de vegetación y el contenido de agua en el suelo. Además se concluyó que el uso de ecuaciones empíricas para el cálculo de la ET con datos meteorológicos observados produce mejores resultados que los obtenidos mediante de productos derivados de satélites y modelos globales. Por otro lado, el análisis de balance de agua en las principales sub-cuencas amazónicas usando datos hidrológicos derivados de satélite (precipitaciones-TRMM y contenido de agua en el suelo-GRACE) ha sido satisfactorio para la estimación de la ET media en las sub-cuencas.

Para poder llegar a esta conclusión se desarrollaron cinco objetivos específicos, cuyas principales conclusiones se resumen a continuación:

Objetivo Específico 1: Análisis del balance de energía en las 8 torres de flujo, haciendo especial énfasis en el rol de la vegetación en el proceso de la evapotranspiración.

En este estudio se ha demostrado que las observaciones hechas de los flujos de energía con torres de flujo son importantes para la caracterización espacial del balance de energía en la Amazonía. Las torres de flujo han permitido observar que la evapotranspiración en bosques amazónicos es de 3.1 mm d^{-1} , en promedio y está influenciada por la interrelación entre el tipo de vegetación, el agua en el suelo y la radiación.

Las torres de flujo que están ubicadas en regiones de bosques amazónicos registran una ET mayor que la lluvia local en los meses de estiaje (junio - noviembre), debido a que los árboles de estos ecosistemas tienen raíces muy profundas que interactúan con el agua en el suelo. Por otro lado, la ET es alta en los meses con mayor radiación neta (R_n) observada (junio a noviembre) en la superficie de bosques amazónicos. Adicionalmente, la ET tienen una mejor relación con la R_n ($R^2 > 0.72$) que con la temperatura local o el déficit de presión de vapor (presión de vapor de saturación menos la presión de vapor actual).

Durante la época lluviosa los valores medidos de R_n son bajos debido a que la radiación es atenuada por las nubes. Mientras que la R_n medida en superficie es mayor y constante durante el periodo de estiaje que es cuando el cielo está despejado. Los bosques amazónicos al tener raíces más profundas, que pueden llegar hacia profundidades húmedas, pueden transformar parte de la radiación que absorben en calor latente (3.1 mm d^{-1} de transpiración, relativamente constante a lo largo del año). Por otro lado, en zonas de cultivo o de vegetación de raíces poca profundas al no poder tener acceso a la humedad del suelo profundo generan menos transpiración en los meses de estiaje (2 mm d^{-1}) que en los meses de lluvia (3.3 mm d^{-1}).

Objetivo Específico 2: Comparación de la evapotranspiración observada con los productos de MOD16 y GLEAM.

Productos satelitales y modelos de evapotranspiración (ET) han sido utilizados para estimar la ET en lugares en donde no se cuentan con datos *in-situ*. MOD16 es un producto satelital de evapotranspiración que combina índices de vegetación, la ecuación de Penman-Monteith y datos meteorológicos de Reanálisis. GLEAM es un modelo que combina varios módulos, como intercepción de agua por las hojas y escorrentía; además, utiliza la ecuación de Priestley-Taylor y datos meteorológicos de Reanálisis.

En este estudio utilizamos los datos de ET de MOD16 y GLEAM y los comparamos con los datos observados de las torres de flujo. Los resultados mostraron que la relación entre los datos de observados de la torres de flujo ubicadas en bosques amazónicos y la ET del producto MOD16 y GLEAM es baja, con valores de R^2 que no sobrepasan de 0.15. Esto indica una mala representación de la ET del producto MOD16 y el modelo GLEAM, demostrándose así la poca fiabilidad de los datos MOD16 y GLEAM para representar la evapotranspiración en los sistemas de bosques amazónicos.

Entonces surgió una pregunta como resultado de este análisis: ¿El producto MOD16 y GLEAM fallan al reproducir la evapotranspiración debido a al uso de ecuaciones empíricas o a los datos meteorológicos de Reanálisis usados como entrada a las ecuaciones empíricas? Esta pregunta se responderá a través de los objetivos específicos tres y cuatro.

Objetivo Específico 3: Comparación de la evapotranspiración observada con los resultados de las ecuaciones empíricas de Penman-Monteith y Priestley-Taylor.

Las ecuaciones de Penman-Monteith (P-M) y Priestley-Taylor (P-T) son las más utilizadas por científicos e ingenieros para el cálculo de la evapotranspiración. Así, MOD16 utiliza Penman-Monteith y GLEAM utiliza Priestley-Taylor. En este estudio se utilizaron los datos meteorológicos de las torres de flujo como datos de entrada para las ecuaciones empíricas de Penman-Monteith y Priestley-Taylor.

La relación entre la ET calculada con la ecuación de Priestley-Taylor y la ET observada en las torres de flujo K34, K67, K83 y Rja es aceptable, ya que los valores de R^2 son mayores o iguales a 0.45. Pese a esta buena relación aún existen errores entre 30% a 40%. Por otro lado, la ecuación de Penman-Monteith muestra una sobrestimación en el cálculo de la ET, mientras que la ecuación de Priestley-Taylor muestra una subestimación. Con estos resultados concluimos que para estimar valores de evapotranspiración es mejor utilizar la ecuación de Priestley-Taylor con datos meteorológicos observados que utilizar los datos de ET del producto MOD16 y GLEAM.

De este análisis se generó otra interrogante, ¿qué tan diferentes son los datos de ET del producto MOD16 y GLEAM de la ET calculada con las ecuaciones empíricas? Esta se resolverá en la siguiente sección.

Objetivo Específico 4: Comparación de la evapotranspiración del producto MOD16 y del modelo GLEAM con la evapotranspiración de las ecuaciones empíricas de Penman-Monteith (P-M) y Priestley-Taylor (P-T).

Los R^2 entre P-M y el producto MOD16 son menores a 0.4, y los valores de R^2 entre P-T y GLEAM son menores a 0.1 para los ecosistemas de bosques amazónicos. Estos resultados nos indican que no hay una relación entre la ET del producto MOD16 y del modelo GLEAM con sus respectivas ecuaciones empíricas, Penman-Monteith y Priestley-Taylor. De este análisis se pudo corroborar que no son las ecuaciones empíricas las fuentes de mayor error para los productos MOD16 y GLEAM sino los datos meteorológicos de Reanálisis ya que estos son usados como entrada para sus respectivos algoritmos.

Objetivo. Específico 5: Análisis de la Evapotranspiración por el método del balance hídrico.

El método del balance de agua ha sido utilizado por ingenieros e investigadores para conocer la evapotranspiración en cuencas donde no se tiene datos de flujos radiativos, pero sí de precipitación, caudal y contenido de agua en el suelo. En este estudio nos hemos basado en datos del TRMM 3B43 v7 para la lluvia, datos de la misión GRACE para el contenido de agua en el suelo y datos observados de caudales del ORE-HYBAM. Con estos datos se pudo estimar la evapotranspiración mensual a nivel de sub-cuencas.

El cálculo de la evapotranspiración (ET) por el método del balance de agua muestra resultados similares a la literatura tanto a nivel de toda la cuenca Amazónica como sub-cuencas ubicadas al sur (Madeira, Madeira Alta y Madeira Baja). La ET estimada con este método para la cuenca Amazónica es de 3.5 mm d^{-1} ; mientras que para Madeira, Madeira Alta y Baja los valores son de 3.4, 3.1 y 3.8 mm d^{-1} respectivamente.

Por otro lado, los valores de evapotranspiración (ET) estimados para las sub-cuencas peruanas del Marañón y Ucayali fueron 1.9 mm d^{-1} y 2 mm d^{-1} , respectivamente. Estos valores son los más bajos entre todas las sub-cuencas amazónicas. Una razón que puede explicar estos valores bajos es la presencia de los Andes (casi 50 por ciento del área de estas sub-cuencas es andina), los cuales aumentan la escorrentía debido a su pendiente y por lo tanto disminuyen la evapotranspiración. Por otro lado, en cuencas con mayor

llanura amazónica. es decir con pendiente muy bajas como el Madera, Madera Alta y Baja se tiene valores de ET mayores a 3 mm d^{-1} . Esto se debe a que al tener pendientes bajas producen mayores áreas de inundación (llanuras de inundación) y por lo tanto mayor posibilidad de evapotranspiración.

El análisis de balance hídrico en las sub-cuencas amazónicas nos está indicando que el uso de datos de precipitación provenientes del TRMM 3B43 y contenido de agua en el suelo (datos de la Misión GRACE) proporcionan resultados aceptables, siendo estos mejores que los provenientes de productos de evapotranspiración como MOD16 y el modelo GLEAM.

VI. RECOMENDACIONES Y PERSPECTIVAS

En este estudio se ha enfocado en el análisis de la evapotranspiración a nivel local y a un nivel regional en la región Amazónica. En las siguientes líneas presentaremos algunos temas referentes a la instrumentación y a la investigación que ayudarían a entender un poco más los procesos físicos asociados a la evapotranspiración en esta región.

Las torres de flujo son una herramienta importante para la conocer la dinámica de los flujos de energía entre la biósfera y la atmósfera. Estas torres de flujo son necesarias sobre todo en la Amazonía peruana donde se conoce muy poco sobre la dinámica de los flujos radiativos. El análisis de flujos radiativos nos ayudaría a conocer valores exactos de evapotranspiración, los cuales son importantes debido a que actualmente no existen datos *insitu* de evapotranspiración.

Otro sistema que ayudaría a estimar la evapotranspiración son los *sap-flows*, las cuales miden directamente el transporte de agua a través de los xilemas de las plantas, con la cual se puede calcular la tasa de evapotranspiración de un árbol individual. Así, se podría observar cuál es la influencia de la vegetación sobre la evapotranspiración. Esto ayudaría a caracterizar mejor el balance de energía y el de agua

Con el análisis de energía también se puede analizar el papel que cumple la vegetación en el balance energético. Actualmente no se conoce muy bien la influencia de la vegetación en el clima amazónico y los datos de flujos energéticos serían muy necesarios poder establecer cuál sería el cambio de clima en un escenario de cambio de uso de suelo de bosque a pasto (deforestación antrópica). Además, dentro del marco de cambio climático, es de suma importancia el estudio de una posible sabanización por disminución de lluvias e incremento de la temperatura en la cuenca Amazónica lo que resultaría en un incremento de incendios forestales.

El agua interceptada por los árboles en la Amazonía no ha sido estudiada a profundidad a pesar de su importancia en el balance hídrico de la cuenca Amazónica. Cuantificar la cantidad de agua que es interceptada por las hojas de los árboles para ser devuelta a la atmósfera puede ser de suma importancia para el reciclaje de la lluvia.

Otro tema interesante es analizar la evapotranspiración a un nivel histórico mensual y relacionar sus cambios a eventos hidroclimáticos extremos (inundaciones y estiajes severos). Para esto es necesario calibrar y validar los datos del TRMM 3B43 v7, sobre todo en los andes amazónico. Esto no ayudaría a conocer los valores de ET en años extremos de sequías como el 2005 y 2010 y de inundación como el 2009, 2011 y 2012.

VII. REFERENCIA BIBLIOGRÁFICA

- Allen, GRM; Periera, LS; Raes, D; Smith, M. 1998. Crop evapotranspiration: Guidelines for computing crop water requirements. FAO Irrigation and Drainage Paper 56. Food and Agricultural Organization of the United Nations.
- Arya, S.P. 2001. Introduction to Micrometeorology. Academic Press. New York.
- Azarderakhsh, M; Rossow, W. B; Papa, F; Norouzi, H and Khanbilvardi, R. 2011. Diagnosing water variations within the Amazon basin using satellite data. *Journal of Geophysical Research*, 116(D24), D24107. doi:10.1029/2011JD015997
- Barry, RG; Chorley, RJ. 2004. Atmosphere, weather and climate. Routledge. London. p 536
- Burba, G; Anderson, D. 2010. A brief practical guide to eddy covariance flux measurements. Li-COR Inc., Lincoln
- Callede, J; Cochonneau, G; Ronchail, J; Alves, V; Guyot, J; Guimaraes, V; and De Oliveira, E.: Les apports en eau de l'Amazone a l'Ocean Atlantique. *Rev. Sci. l'Eau*. 23. 247–273. 2010.
- Carvalho, L; Jones, C; Liebmann, B; 2004. The South Atlantic Convergence Zone: intensity, form, persistence, and relationships with intraseasonal to interannual activity and extreme rainfall. *J. Climate* 17, 88–108.
- Chow, VT; Maidment, D; Mays, L. 1994. Hidrologia Aplicada. Colombia, McGrawHill, 584p
- Collischonn, W; Allasia, D; Da Silva, B.C and Tucci, C.E. M. 2007. The MGB-IPH model for large-scale rainfall—runoff modelling, *Hydrological Sciences Journal*. 52:5, 878-895, DOI: 10.1623/hysj.52.5.878

- Condom, T.; P. Rau and J.C. Espinoza, 2011: Correction of TRMM 3B43 monthly precipitation data over the mountainous areas of Peru during the period 1998–2007. *Hydrol. Processes*, 2, 1924–1933, doi:10.1002/hyp.7949
- Costa, M. H.; Biajoli, M. C.; Sanches L.; Malhado, A. C. M.; Hutyrá, L. R.; da Rocha, H. R.; Aguiar, R. G. and A. C. de Araujo, 2010: Atmospheric versus vegetation controls of Amazonian tropical rain forest evapotranspiration: Are the wet and sea-sonally dry rain forests any different? *J. Geophys. Res.*, 115, G04021, doi:10.1029/2009JG001179.
- Espinoza, J. C., Guyot, J. L., Ronchail, J., Cochonneau, G., Filizola, N., Fraizy, P., Vauchel, P. (2009b). Contrasting regional discharge evolutions in the Amazon basin (1974–2004). *Journal of Hydrology*, 375(3-4), 297–311. doi:10.1016/j.jhydrol.2009.03.004
- Espinoza, J. C.; Ronchail, J.; Frappart, F.; Lavado, W.; Santini, W.; & Guyot, J. L. (2013). The Major Floods in the Amazonas River and Tributaries (Western Amazon Basin) during the 1970–2012 Period: A Focus on the 2012 Flood*. *Journal of Hydrometeorology*, 14(3), 1000–1008. doi:10.1175/JHM-D-12-0100.1
- Espinoza, J. C.; Ronchail, J.; Guyot, L.; Junquas, C.; Vauchel, P.; Lavado, W.; Drapeau and R. Pombosa (2011). Climate variability and extreme drought in the upper Solimões River (western Amazon Basin): Understanding the exceptional 2010 drought. *Geophys. Res. Lett.*, 38, L13406. doi:10.1029/2011GL047862.
- Espinoza, J.C.; Ronchail, J.; Guyot, J.L.; Junquas, C.; Drapeau, G.; Martinez, J.M.; Santini, W.; Vauchel, P.; Lavado, W.; Ordoñez, J.; Espinoza, R. 2012. From drought to flooding: understanding the abrupt 2010–2011 hydrological annual cycle in the Amazonas River and tributaries. *Environmental Research Letters*. Doi:10.1088/1748-9326/7/2/024008.
- Espinoza, J.C.; Ronchail, J.; Guyot, J.; Filizola, N.; Lavado, W.; Pombosa, R.; Romero, H. 2009a. Spatio - Temporal rainfall variability in the Amazon basin countries (Brazil, Peru, Bolivia, and Ecuador). *International Journal of Climatology* 29, 1574–1594.

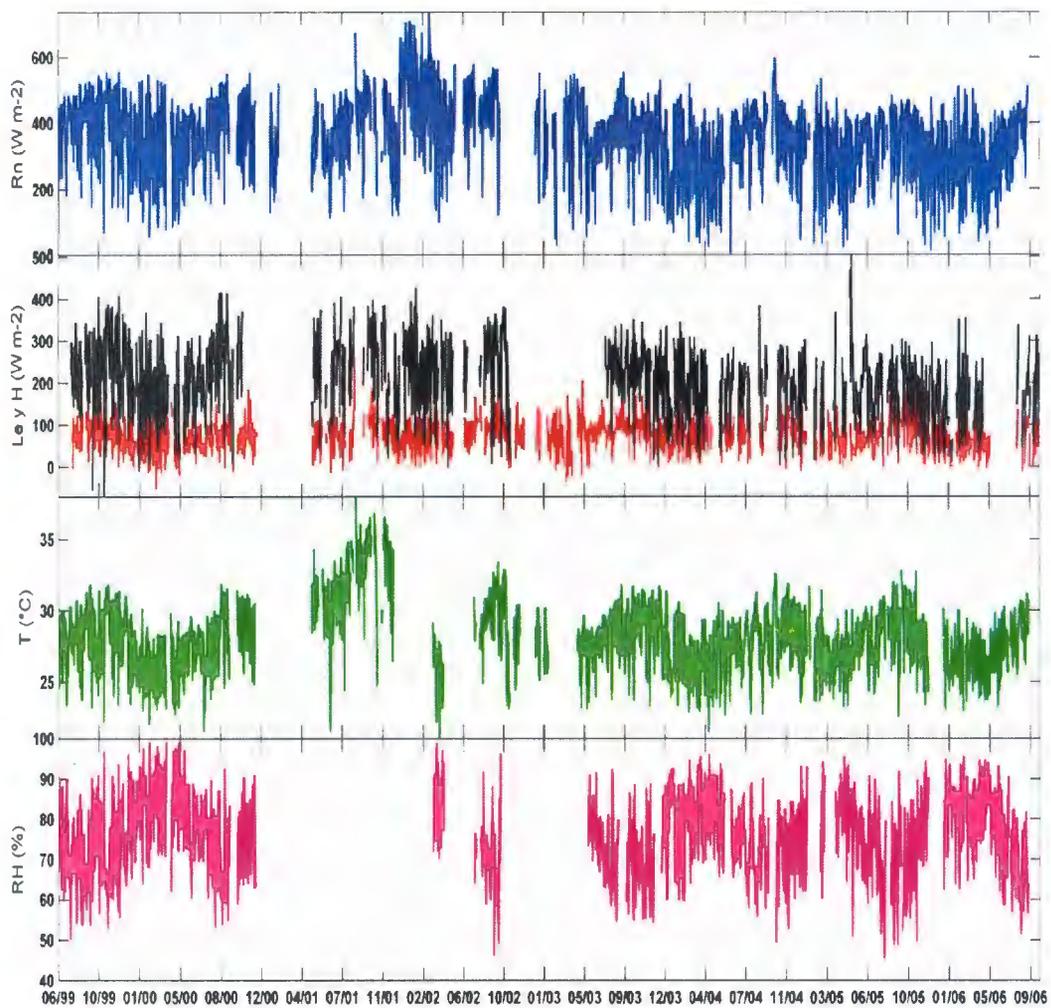
- Fan, Y and Miguez-Macho, G. (2010). Potential groundwater contribution to Amazon evapotranspiration. *Hydrology and Earth System Sciences Discussions*, 7(4), 5131–5170. doi:10.5194/hessd-7-5131-2010
- Fisher, J. B. (2009), The land-atmosphere water flux in the tropics, *Global Change Biol.*, 15, 2694–2714
- Frappart, F; Ramillien, G and Ronchail, J. (2013). Changes in terrestrial water storage versus rainfall and discharges in the Amazon basin. *International Journal of Climatology*, n/a–n/a. doi:10.1002/joc.3647
- Garreaud, R. D; Vuille, M; Compagnucci, R; & Marengo, J. (2009). Present-day South American climate. *Palaeogeography, Paleoclimatology, Paleocology*, 281(3-4), 180–195. doi:10.1016/j.palaeo.2007.10.032
- Getirana, a. C. V and Peters-Lidard, C. (2013). Estimating water discharge from large radar altimetry datasets. *Hydrology and Earth System Sciences*, 17(3), 923–933. doi:10.5194/hess-17-923-2013
- Guimberteau, M; Drapeau, G; Ronchail, J; Sultan, B; Polcher, J; Martinez, J.-M, Vauchel, P. (2012). Discharge simulation in the sub-basins of the Amazon using ORCHIDEE forced by new datasets. *Hydrology and Earth System Sciences*, 16(3), 911–935. doi:10.5194/hess-16-911-2012
- Houghton, R.A; Lawrence, K.T; Hackler, J.L; Brown, S; 2001. The spatial distribution of forest biomass in the Brazilian Amazon: a comparison of estimates. *Global Change Biol.* 7 (7), 731–746.
- Huete, A. R; Didan, K; Shimabukuro, Y. E; Ratana, P; Saleska, S. R; Hutrya, L. R; Myneni, R. (2006). Amazon rainforests green-up with sunlight in dry season. *Geophysical Research Letters*, 33(6), L06405. doi:10.1029/2005GL025583
- Karam, H. N and Bras, R. L. (2008). Climatological basin-scale Amazonian evapotranspiration estimated through a water budget analysis. *Journal of Hydrometeorology*, 9, 1048–1060.
- Karam, H. N., & Bras, R. L. (2008). Climatological Basin-Scale Amazonian Evapotranspiration Estimated through a Water Budget Analysis. *Journal of Hydrometeorology*, 9(5), 1048–1060. doi:10.1175/2008JHM888.1

- Katul, G; Oren, R; Manzoni, S; Higgins, C and Parlange, M (2012). Evapotranspiration: a process driving mass transport and energy exchange in the soil–plant– atmosphere–climate system. *Rev Geophys* 2012;50:RG3002.
- Lavado Casimiro, W. S; Labat, D; Guyot, J. L and Ardoin-Bardin, S. 2011. Assessment of climate change impacts on the hydrology of the Peruvian Amazon-Andes basin. *Hydrological Processes*, 25(24), 3721–3734. doi:10.1002/hyp.8097
- Liou, K.N. 1980. *An introduction to Atmospheric Radiation*. Academic Press. New York
- Marengo, J. A. 2006. On the hydrological cycle of the Amazon basin: A historical review and current state-of-the-art, *Rev. Bras. Meteorol.*, 21, 1–19.
- Marengo, J. A; Alves, L. M; Soares, W. R; Rodriguez, D. A; Camargo, H; Riveros, M. P; and Pabló, A. D. (2013). Two Contrasting Severe Seasonal Extremes in Tropical South America in 2012: Flood in Amazonia and Drought in Northeast Brazil. *Journal of Climate*, 26(22), 9137–9154. doi:10.1175/JCLI-D-12-00642.1
- Marengo, J. A; Soares, W. R; Saulo, C and Nicolino, M. 2004. Climatology of the low-level jet east of the Andes as derived from the NCEP–NCAR reanalyses: Characteristics and temporal variability. *J. Climate*, 17, 2261–2280.
- Miralles, D. G; Holmes, T. R. H; De Jeu, R. a. M; Gash, J. H; Meesters, a. G. C. a and Dolman, a. J. (2011). Global land-surface evaporation estimated from satellite-based observations. *Hydrology and Earth System Sciences*, 15(2), 453–469. doi:10.5194/hess-15-453-2011
- Monteith, J. L. 1965: Evaporation and environment. *The State and Movement of Water in Living Organisms*, G. E. Fogg, Ed., *Symposia of the Society for Experimental Biology*, Vol. 19, Academic Press, 205–234.
- Mu, Q; Zhao, M and Running, S. W. (2011). Improvements to a MODIS global terrestrial evapotranspiration algorithm. *Remote Sensing of Environment*, 115(8), 1781–1800. doi:10.1016/j.rse.2011.02.019 y. n/a–n/a. doi:10.1002/joc.3647

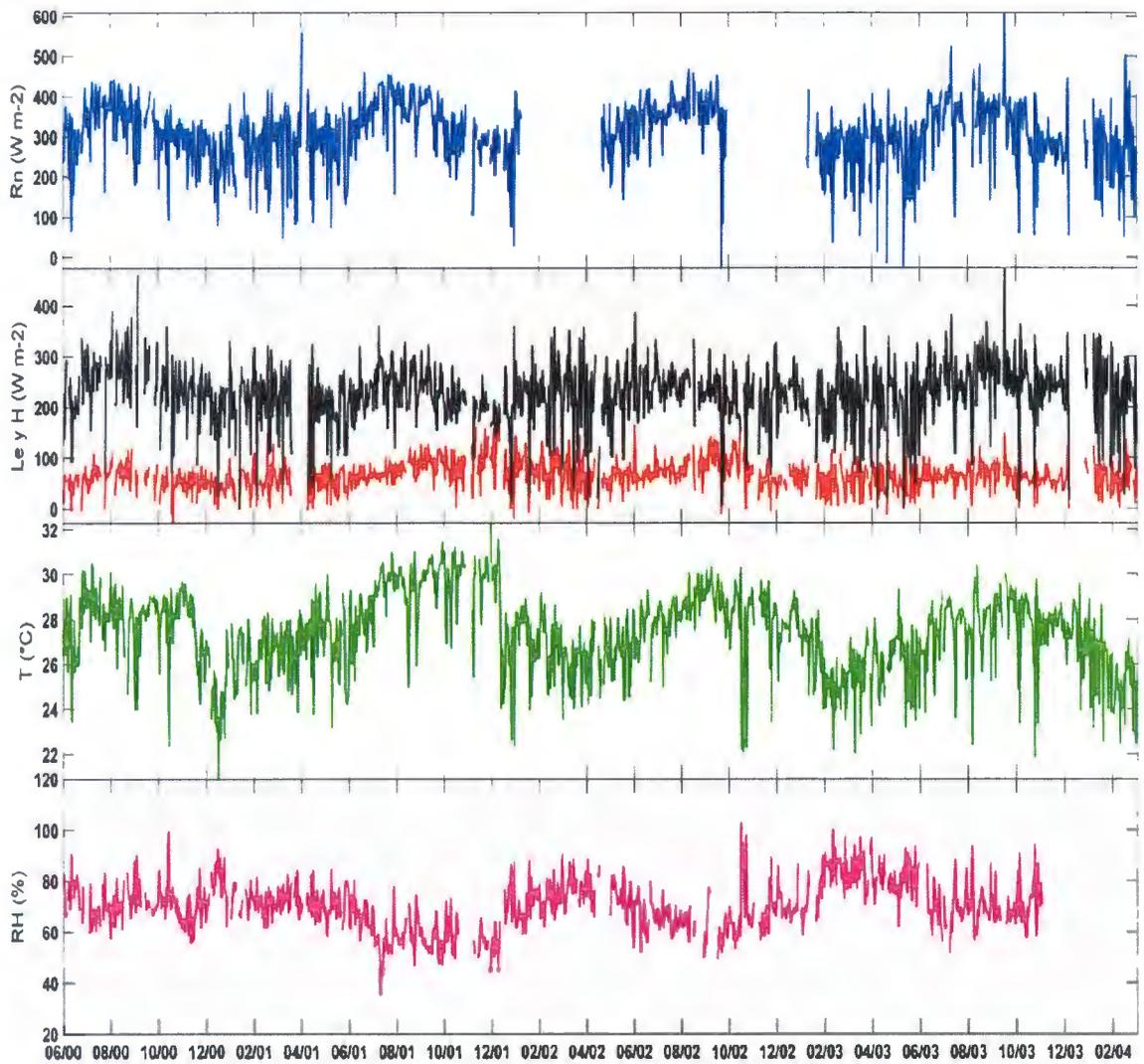
- Negron-Juárez, R. I. N; Hodnett, M. G; Fu, R; Goulden, M. L and von Randow, C. 2007. Control of Dry Season Evapotranspiration over the Amazonian Forest as Inferred from Observations at a Southern Amazon Forest Site. *Journal of Climate*, 20(12), 2827–2839. doi:10.1175/JCLI4184.1
- New, M; Todd, M; Hulme, M and Jones, P. 2001. Precipitation measurements and trends in the twentieth century. *Int. J. Climatol.*, 21(15), 1889–1922. doi:10.1002/joc.680.
- Penman, H. L. 1948. Natural evaporation from open water, bare soil, and grass. *Proc. Roy. Soc. London*, A193, 120–146.
- Priestley, C. H. B; and Taylor, R. J. 1972. On the assessment of surface heat flux and evaporation using large-scale parameters. *Mon. Wea. Rev.*, 100, 81–92.
- Ramillien, G; Frappart, F; Güntner, A; Ngo-Duc, T; Cazenave, A and Laval, K. (2006). Time variations of the regional evapotranspiration rate from Gravity Recovery and Climate Experiment (GRACE) satellite gravimetry. *Water Resources Research*, 42(10), n/a–n/a. doi:10.1029/2005WR004331
- Ramillien, G; Frappart, F; Güntner, A; Ngo-Duc, T; Cazenave, A Laval, K. 2006. Time variations of the regional evapotranspiration rate from Gravity Recovery and Climate Experiment (GRACE) satellite gravimetry. *Water Resources Research*, 42(10), n/a–n/a. doi:10.1029/2005WR004331
- Roche M., Fernandez-Jáuregui c., Aliaga A., Peña J., Salas E., Montañó J.L. (1992). Balance hídrico superficial de Bolivia. *Publ. PHICAB*, La Paz, 29p.
- Ruhoff, a. L; Paz, a. R; Aragao, L. E. O. C; Mu, Q; Malhi, Y; Collischonn, W; Running, S. W. (2013). Assessment of the MODIS global evapotranspiration algorithm using eddy covariance measurements and hydrological modelling in the Rio Grande basin. *Hydrological Sciences Journal*, 58(8), 1658–1676. doi:10.1080/02626667.2013.837578
- Satyamurty, P; Nobre, C; Silva Dias, P.L.1998. South America. In: Karoly, D.J., Vincent, D. (Eds.), *Meteorology of the Southern Hemisphere* (Monograph Series No. 27). *Am. Meteor. Soc.*, Boston, USA, pp. 119–140

- Satyamurty, P; Wanzeler da Costa, C. P and Manzi, A. O. 2013: Moisture sources for the Amazon Basin: A study of contrasting years. *Theor. Appl. Climatol.* 111, 195–209, doi:10.1007/s00704-012-0637-7.
- Scharffenberg, W; Ph. D; Ely, P; Daly, S; Fleming, M and Pak, J. (2010). **HYDROLOGIC MODELING SYSTEM (HEC-HMS): PHYSICALLY-BASED SIMULATION COMPONENTS.**
- Shuttleworth, W. J. 1988. Evaporation from Amazonian rainforest. *Proc. Roy. Soc. London*, B233, 321–346.
- Tapley, B. D; Bettadpur, S; Ries, J. C; Thompson, P. F and Watkins, M. M. 2004. GRACE measurements of mass variability in the Earth system. *Science (New York, N.Y.)*, 305(5683), 503–5. doi:10.1126/science.1099192.
- Trambauer, P; Dutra, E; Maskey, S; Werner, M; Pappenberger, F; van Beek, L. P. H and Uhlenbrook, S. 2013. Comparison of different evaporation estimates over the African continent. *Hydrology and Earth System Sciences Discussions (Vol. 10, pp. 8421–8465)*. doi:10.5194/hessd-10-8421-2013
- Vera, C; Higgins, W; Amador, J; Ambrizzi, T; Garreaud, R; Gochis, D; Gutzler, D; Lettenmaier, D; Marengo, J; Mechoso, C; Nogues-Paegle, J; Silva Dias, P. L and Zhang, C.: Toward a unified view of the American Monsoon systems. *J. Climate*, 19, 4977–5000, 2006.
- Wilks, D. 2011. *Statistical Methods in the Atmospheric Sciences*. 3rd ed., United States of America, ELSEVIER.676 p.
- Wohl, E; Barros, A; Brunzell, N; Chappell, N. A; Coe, M; Giambelluca, T; Ogden, F. 2012. The hydrology of the humid tropics. *Nature Climate Change*, 2(9), 655–662. doi:10.1038/nclimate1556
- Zeng, N; Yoon, J.-H; Marengo, J. A; Subramaniam, A; Nobre, C. A; Mariotti, A and Neelin, J. D. 2008. Causes and impacts of the 2005 Amazon drought. *Environmental Research Letters*, 3(1), 014002. doi:10.1088/1748-9326/3/1/014002
- Zubitea, R; Getirana, A.C.V, Espinoza, J.C and Lavado, W. 2014. Impacts of Satellite-based Precipitation Datasets on the Rainfall-Runoff Modeling of the Western Amazon Basin (Peru and Ecuador). *En prensa.*

VIII. ANEXO



Anexo 1. Valores históricos diarios de radiación neta (Rn) en línea azul, flujo de calor latente (Le) en línea negra, flujo de calor sensible (H) en línea roja, temperatura (T) en línea verde y humedad relativa (RH) en línea magenta para la torre de flujo Manaus Km 34 (K34).



Anexo 2. Valores históricos diarios de radiación neta (R_n) en línea azul, flujo de calor latente (Le) en línea negra, flujo de calor sensible (H) en línea roja, temperatura (T) en línea verde y humedad relativa (RH) en línea magenta para la torre de flujo Santarém K83 (K83).

Sub-cuenca	Variable	Mes avenida		Mes estiaje	
Amazonas	Precipitación-TRMM	Diciembre	Marzo	Junio	Setiembre
	Caudal-OREHYBAM (Est. Óbidos)	Abril	Julio	Setiembre	Noviembre
	Ws-GRACE	Abril	Julio	Setiembre	Noviembre
Madeira	Precipitación-TRMM	Diciembre	Marzo	Junio	Agosto
	Caudal-OREHYBAM (Est. Fasenda Vista Alegre)	Febrero	Mayo	Julio	Setiembre
	Ws-GRACE	Febrero	Mayo	Julio	Setiembre
Madeira Baja	Precipitación-TRMM	Diciembre	Marzo	Junio	Agosto
	Caudal-OREHYBAM (Est. Fasenda Vista Alegre - Est. Porto Velo)	Marzo	Mayo	Agosto	Octubre
	Ws-GRACE	Marzo	Mayo	Agosto	Octubre
Madeira Alta	Precipitación-TRMM	Diciembre	Marzo	Junio	Agosto
	Caudal-OREHYBAM (Est. Porto Velo)	Febrero	Abril	Julio	Setiembre
	Ws-GRACE	Febrero	Abril	Julio	Setiembre
Marañón	Precipitación-TRMM	Enero	Abril	Julio	Setiembre
	Caudal-OREHYBAM (Est. San Regis)	Febrero	Mayo	Agosto	Octubre
	Ws-GRACE	Febrero	Mayo	Agosto	Octubre
Rio negro	Precipitación-TRMM	Abril	Julio	Setiembre	Noviembre
	Caudal-OREHYBAM (Est. Óbidos – Est. Manacapurú)	Junio	Setiembre	Octubre	Diciembre
	Ws-GRACE	Mayo	Agosto	Enero	Marzo
Solimoes-Caquetá	Precipitación-TRMM	Enero	Abril	Junio	Setiembre
	Caudal-OREHYBAM (Est. Manacapurú – Est. Requena – Est. San Regis)	Mayo	Agosto	Setiembre	Noviembre
	Ws-GRACE	Marzo	Junio	Agosto	Noviembre
Tapajos	Precipitación-TRMM	Diciembre	Marzo	Junio	Agosto
	Caudal-OREHYBAM	Febrero	Abril	Julio	Setiembre
	Ws-GRACE	Febrero	Abril	Julio	Setiembre
Ucayali	Precipitación-TRMM	Diciembre	Marzo	Junio	Agosto
	Caudal-OREHYBAM	Febrero	Mayo	Agosto	Octubre
	Ws-GRACE	Febrero	Mayo	Agosto	Octubre
Xingu	Precipitación-TRMM	Diciembre	Marzo	Junio	Agosto
	Caudal-OREHYBAM	Febrero	Mayo	Julio	Octubre
	Ws-GRACE	Febrero	Mayo	Julio	Octubre

Anexo 3. Meses de los periodos húmedos y de estiaje para cada una de las sub-cuenclas analizadas.