

PONTIFICIA UNIVERSIDAD CATÓLICA DEL PERÚ
ESCUELA DE POSGRADO



**Balance de carbono, energía y productividad ecosistémica en
la amazonía occidental empleando el método de flujos
turbulentos**

TESIS PARA OPTAR EL GRADO DE MAGÍSTER EN QUÍMICA

AUTOR

Enzo Martín Casimiro Soriano

ASESOR

Eric Gabriel Cosio Caravasi

Julio, 2019

Resumen

Se empleó el método de covarianza de flujos turbulentos para la determinación de flujos netos de carbono, respiración ecosistémica y productividad primaria bruta del bosque amazónico, en la región Madre de Dios, desde noviembre de 2016 (temporada lluviosa) hasta octubre de 2018 (temporada seca). Para ello, se utilizó un sistema compuesto por un anemómetro sónico, un analizador de gases infrarrojo, sensores de radiación, humedad y temperatura ubicados sobre una plataforma, a 46 metros, sobre el dosel del bosque. La compilación, procesamiento y análisis de datos se realizó empleando el lenguaje de programación R y los softwares comerciales *Eddy Pro* y *TOVI*.

Se registró un 78,30 % de datos válidos en un periodo efectivo de 541 días. Las temperaturas promedio del aire oscilaron entre 21,6 y 25,6 °C y la humedad relativa alrededor de 80%. La distribución de patrones de viento mostró una dirección predominante hacia el NO y velocidades entre 0,1 a 1,4 ms⁻¹. El principal indicador de presencia de turbulencias, u*, registró un valor promedio de 0,31 m.s⁻¹ durante el día y 0,14 m.s⁻¹ nocturno. Durante el día, los picos de temperatura, velocidad de viento y temperatura, así como el mínimo de %RH, se dieron entre las 12:00 y 14:00 h.

Por otra parte, los flujos de radiación de onda corta oscilaron alrededor de 300 W.m⁻² y para la onda larga en -40 W.m⁻², con valores más altos durante las temporadas secas. Para la temporada húmeda 2016-2017, se registró un flujo neto de radiación de 156,98 W.m⁻² y en la temporada seca, 137,76 W.m⁻². En la temporada 2017-2018, la radiación neta fue 151,20 W.m⁻² en el periodo lluvioso y 139,81 W.m⁻² en el periodo seco. La Radiación Fotosintéticamente Activa (PAR) registró un promedio diario entre 300 y 400 μmol.m⁻².s⁻¹. La distribución diaria indica que el bosque recibió radiación entre las 06:00 y 18:00 h, alcanzando picos máximos alrededor del mediodía. Durante las noches, el bosque se comportó como un emisor de radiación.

El análisis determinó un flujo de CO₂ promedio diario en -5 μmol.m⁻².s⁻¹ para las temporadas húmedas y -4 μmol.m⁻².s⁻¹ en las temporadas lluviosas. En los flujos de almacenamiento de CO₂, se registraron valores de 2,03 μmol.m⁻².s⁻¹ en las temporadas húmedas y 1,3 μmol.m⁻².s⁻¹ en las temporadas secas. El Intercambio Neto Ecosistémico (NEE) osciló entre -2 y -1 μmol.m⁻².s⁻¹. El comportamiento diario, influenciado por la actividad de la capa límite, indicó que el bosque se comporta como sumidero de carbono durante el día y emisor durante las noches. Entre las 6:00 h y 08:00 h, la generación de

turbulencias por ingreso de radiación solar en la capa límite atmosférica, generó un pulso de CO₂ con un máximo entre 6 y 9 $\mu\text{mol.m}^{-2}.\text{s}^{-1}$.

En el análisis de flujo y balance de energía se evaluó el calor sensible (H) y calor latente (LE). A escala mensual, H fluctuó alrededor de 20 W.m^{-2} y LE alrededor de 60 W.m^{-2} , con mayores valores durante las temporadas húmedas debido a la mayor nubosidad, disponibilidad de H₂O y menor ingreso de radiación. A nivel diario, por presencia de radiación solar, el mayor flujo de calor se registró durante el día y los picos se alcanzaron al mediodía. El balance de energía, como correspondencia entre la radiación neta y H+LE, mostró rectas con pendientes entre 0,70 y 0,80. La pérdida en el balance de energía fue causado por errores en la instrumentación, muestreo, aplicación del filtro de turbulencias y la existencia de reservas de energía verticales que no se consideraron puesto que no fueron registradas por los equipos.

El cálculo de la respiración ecosistémica nocturna (R) se determinó de la regresión hiperbólica cuadrática en la relación del NEE y PAR. Durante el periodo 2016-2017, R se situó en el intervalo de 9,49 a 11,84 $\mu\text{mol.m}^{-2}.\text{s}^{-1}$, mientras que en 2017-2018, estuvo entre 7,03 y 7,88 $\mu\text{mol.m}^{-2}.\text{s}^{-1}$. La respiración fue más intensa durante las temporadas lluviosas debido a la promoción de la respiración heterotrófica y mayor humedad del suelo.

La productividad primaria bruta (GPP) se calculó como la diferencia entre los valores de NEE y R. El cálculo mostró una fijación anual neta de 44,86 toneladas de C por hectárea en el periodo 2016-2017 y 45,92 toneladas por hectárea durante 2017-2018. El impacto de las variables micrometeorológicas y fisiológicas, incluyendo posibles errores por falta de continuidad de datos, pudieron afectar los promedios calculados en GPP.

Finalmente, se modeló el comportamiento de la R en función de la temperatura máxima diaria en cada temporada. Los resultados mostraron notable aproximación a los resultados experimentales, por lo que existe la posibilidad de ampliar este campo en la búsqueda de predecir el comportamiento del bosque en el futuro.

Abstract

The eddy covariance method was used to determine the carbon fluxes, ecosystem respiration and gross primary productivity of a western Amazon forest, in the Madre de Dios región in Peru and its relationship with micrometeorological parameters, from November 2016 (rainy season) until October 2018 (dry season). A sonic anemometer, infrared gas analyzer, radiation, humidity and a temperature sensors were used on the platform of the SAGES flux tower, at 46 m. The compilation, processing and the analysis of data were done using the R programming language, and the commercial software packages *Eddy Pro* and *TOVI*.

A 78,30% of valid data was recorded over a period of 541 days, between October 2016 and October 2018. The air temperatures ranged between 21,6 and 25,6°C while the relative humidity fluctuated around 80%. The distribution of wind patterns showed a predominant direction towards the NW and a speed interval between 0,1 to 1,4 m.s⁻¹. The main evidence of turbulences, u*, recorded a mean value around 0,31 m.s⁻¹ during day and around 0,14 m.s⁻¹ during night. Throughout the day, the peaks of temperature, wind speed, temperature and the minimum of %RH were recorded between 12:00 and 14:00 h.

Short wave radiation fluxes oscillated around 300 W.m⁻² and for long wave around -40 W.m⁻², with highest values in the dry seasons. For the 2016-2017 wet season, a net radiation flow was recorded at 156,98 W.m⁻² and 137,76 W.m⁻² in the dry season. For the 2017-2018 period, these values were 151,20 W.m⁻² in the rainy season and 139,81 W.m⁻² in the dry season. Photosynthetic Active Radiation (PAR) recorded a daily average between 300 and 400 μmol.m⁻².s⁻¹. The daily distribution indicates that the forest received radiation between 06:00 and 18:00 h, reaching maximum peaks around noon. During the night, the forest behaved like a net source of radiation.

In the flux analysis, an average daily flux of CO₂ was determined ranging around -5 μmol.m⁻².s⁻¹ for the wet season and -4 μmol.m⁻².s⁻¹ for the rainy seasons. Registered storage CO₂ flux values were 2,03 μmol.m⁻².s⁻¹ in the wet seasons and 1,3 μmol.m⁻².s⁻¹ in the dry season. The Net Ecosystemic Exchange (NEE) oscillated between -2 and -1 μmol.m⁻².s⁻¹. The daily behavior, influenced by the activity of the boundary layer, indicated that the forest was a carbon sink during days and a constant source at nights. Around 6:00 am, the turbulence due to the entry of solar radiation into the atmospheric boundary layer caused a CO₂ flush with a maximum between 6 and 9 μmol.m⁻².s⁻¹.

In the flux and energy balance analysis, sensible heat (H) and latent heat (LE) were studied. On a monthly scale, H fluctuated around 20 W.m^{-2} and LE near 60 W.m^{-2} , with higher values during the wet seasons due to greater cloudiness, availability of H_2O and lower incoming radiation. On a daily basis, due to the presence of solar radiation, the highest heat flux was registered during the day and the peaks were reached at noon. The energy balance, as a correspondence between the net radiation and $\text{H} + \text{LE}$, showed slopes between 0,70 and 0,80. The loss of energy balance was caused by errors in the instrumentation, sampling, application of the turbulence filter and the presence of vertical energy reserves that were not considered and registered by the equipment.

The calculation of nocturnal ecosystemic respiration (R) was determined from the quadratic hyperbolic regression of NEE vs. PAR. During the 2016-2017 period, R was in the range of 9,49 to $11,84 \mu\text{mol.m}^{-2}.\text{s}^{-1}$, while in 2017-2018, it was located between 7,03 and $7,88 \mu\text{mol.m}^{-2}.\text{s}^{-1}$. The magnitude of R was more intense in the rainy seasons due to promotion of heterotrophic respiration and higher humidity at soil level.

Gross primary productivity (GPP) was calculated as the difference of NEE and R. The values indicated a net annual carbon fixation of 44,86 tons per hectare in the period 2016-2017 and 45,92 tons per hectare during 2017-2018. The impact of the micrometeorological and physiological variables, including possible errors due to lack of data continuity, could have affected the averages in GPP.

Finally, the behavior of the R was modeled using the maximum daily temperature in each season. The results showed a remarkable approximation to the experimental results, so there is the possibility of expanding this field in the search to predict the behavior of the forest in the future.

Agradecimientos

Hace más de dos años emprendí esta aventura en búsqueda de conocimiento. La maestría, ciertamente, ha sido un periodo complejo de mi vida, pues en adquirir una gran cantidad de conocimientos en química y a nivel personal. Considerable parte de ese conocimiento está ligado a la presente tesis, desde el inicio hasta su culminación. Son muchas las personas quienes han influido en este proyecto y, a todas ellas, les debo lo que he conseguido hasta ahora.

En primer lugar, quiero agradecer a mi asesor, Dr. Eric Cosio de la Sección Química de la PUCP. Formar parte del grupo de investigación de la torre Ramiro Chacón SAGES, ha sido un enorme privilegio, del cual aprendí muchísimo y todo ha sido gracias a su persona. El desarrollo de mi tesis, así como mucha de la información aquí mostrada, se logró gracias a su dirección y aportes. La predisposición a la consulta, corrección, exigencia y libertad en la ejecución del trabajo han sido algunos de los valores que aprendí trabajando con tan acucioso profesional.

En segundo lugar, agradezco a Fabian Limonchi, investigador del Laboratorio de Bioanalítica de la PUCP, principal colaborador en el desarrollo de mi tesis. El registro de data, mantenimiento del sistema, reparación de equipos, manejo de software, realización de estadísticas y, básicamente, todo lo relacionado con la torre SAGES, han sido sus aportes a la investigación. Mucho del esquema de datos que se maneja en la tesis se originó en base a su trabajo. Su aporte ha sido invaluable e indispensable. Le agradezco por haber tenido la paciencia para enseñarme y regañarme en los momentos adecuados.

Es necesario mencionar el papel de FONDECYT, a través del convenio 231-2015, el cuál financió mis estudios de maestría y cuyo resultado final es la presente publicación.

El aporte académico de muchos otros profesionales también fue trascendentales en la ejecución del presente trabajo. La primera compilación y análisis de datos se debe al trabajo conjunto con el Dr. Tomas Domingues, de la Universidad de Sao Paulo. Sin su ayuda, no hubiera podido agrupar ni ordenar el inmenso volumen de datos recogidos por los instrumentos.

Las recomendaciones de la Dra. Norma Salinas Revilla, del Laboratorio de Ciencias Ecosistémicas de la PUCP, cuyo trabajo en mediciones biométricas fue uno de los pilares en la justificación de la investigación. En el desarrollo estadístico, resalto la

contribución del Dr. John Miller, de la Universidad de Colorado, y Dr. John Grace, de la Universidad de Edimburgo, quienes evaluaron y corrigieron los primeros resultados de la investigación para su posterior presentación en el AGU 2018, en la ciudad de Washington, USA.

A nivel personal, quiero brindar reconocimiento a todas las personas que me brindaron su apoyo emocional y académico durante la maestría. La motivación que me imprimieron durante los momentos de mayor duda e incertidumbre me permitieron seguir trabajando. Mi familia completa, mis padres Vetty y Agustín, mis hermanos Italo, Juan y Rafael, mi enamorada Elhianeth, mis amigos Karen, Sandy y Augusto. A Eduardo, mi amigo psicólogo. A todos ellos quienes me prestaron sus hombros y sonrisas en los momentos de necesidad. Cuando las fuerzas fallaron, cuando no sabía qué hacer, ahí estuvieron. Tengo una deuda impagable con ustedes.

Finalmente, a todas las personas que concretaron este proyecto, iniciado hace más de 10 años, con la construcción de la torre Ramiro Chacón – SAGES. Todos los investigadores, estudiantes, trabajadores y profesores que se sumaron a esta causa, trabajando de forma anónima pero laboriosa. Cada uno de sus pasos ha formado el sendero que hoy camino. Espero dejar una digna huella para las futuras generaciones.

A los chicos del Laboratorio de Bioanalítica de la PUCP, los colegas de la Maestría en Química, mis amigos en Ribeirao Preto y a todos los que me ayudaron a alcanzar este punto. La lista es muy grande y la página muy corta.

“El dilema fundamental de la humanidad, el problema que subyace a todos los demás y que destaca por encima de ellos, es precisar qué puesto corresponde al hombre en la naturaleza y cuál es su relación con el cosmos. El origen de nuestra especie, los límites que condicionan nuestro influjo sobre la naturaleza y el de ésta sobre nosotros, el objetivo que pugnamos por alcanzar, son problemas que se presentan una y otra vez, con indeclinable vigor, a todos los seres vivos de la Tierra.”

T.H. Huxley, 1863



*Dedicado a mi madre Vetty, mi padre Agustín,
y mis hermanos Italo, Juan y Rafael.
Gracias por haberme acompañado tanto tiempo.*

A la selva. A su bosque, su río y su cielo.

Por millones de años más.

INDICE GENERAL

CONTENIDO	Página
ÍNDICE DE FIGURAS	F 1
ÍNDICE DE ESQUEMAS.....	E 1
ÍNDICE DE TABLAS	T 1
LISTA DE ABREVIATURAS.....	A 1
INTRODUCCIÓN	
CAPÍTULO 1. PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA Y OBJETIVOS	1
1.1. Problema de investigación	1
1.2. Objetivos	1
1.3. Hipótesis.....	1
CAPÍTULO 2. MARCO TEÓRICO	2
2.1. La técnica de flujos turbulentos o eddy covariance.....	2
2.1.1. Flujos de gases y turbulencias.....	2
2.1.2. Principio general del método de flujos turbulentos	3
2.1.3. Aspectos que se asumen del método de flujos turbulentos	5
2.2. Ecuaciones turbulentas	5
2.3. Diseño e implementación de la técnica eddy covariance.....	9
2.3.1. Torre de flujo	10
2.3.2. Anemómetro sónico.....	10
2.3.3. Analizador de gas IR	11
2.3.4. Sensores meteorológicos.....	12
2.3.5. Almacenamiento de datos	13
2.4. Procesamiento de datos y cálculo de flujos	14
2.4.1. Pre-condicionamiento de datos	14
2.4.2. Correcciones de datos brutos	18
2.4.3. Cálculo de flujos.....	20
2.5. Control de calidad de datos brutos	20
CAPITULO 3. MATERIALES Y MÉTODOS.....	22
3.1. Área de estudio y periodo de muestreo.....	22
3.2. Suministro de energía	23

3.3. Instrumentación para data meteorológica	24
3.4. Instrumentación para data de flujos turbulentos.....	25
3.5. Transformación de formato de datos	26
3.6. Procesamiento de datos meteorológicos	26
3.7. Procesamiento de datos de flujo	26
3.8. Aplicación de filtro y determinación de data representativa.....	27
3.9. Organización y comparación de variables	28
3.9.1. Esquema temporal	28
3.9.2. Esquema de flujo	28
3.10. Cálculo de respiración y producción primaria bruta del bosque amazónico .	29
3.11. Modelamiento y cálculo de R - GPP	30
CAPÍTULO 4. RESULTADOS	31
4.1. Disponibilidad de datos.....	31
4.2. Análisis meteorológico	31
4.2.1. Albedo	31
4.2.2. Temperatura del aire y humedad relativa.....	32
4.2.3. Dirección y velocidad de viento.....	35
4.2.4. Radiación	38
4.2.4.1. Radiación de onda corta (SW).....	38
4.2.4.2. Radiación de onda larga (LW)	40
4.2.4.3. Radiación global.....	41
4.2.5. Radiación fotosintéticamente activa (PAR).....	44
4.3. Análisis de flujo.....	46
4.3.1. Análisis de huella <i>fingerprint</i> de CO ₂	46
4.3.2. Análisis de huella <i>footprint</i> de CO ₂	46
4.3.3. Flujo, almacenamiento e intercambio neto ecosistémico de CO ₂	47
4.3.4. Intercambio neto ecosistémico mensual	50
4.3.5. Dependencia de NEE y u*	51
4.3.6. Concentración de CO ₂ en el tiempo.....	53
4.3.7. Flujo de H ₂ O	54
4.4. Análisis de flujo de energía.....	55
4.4.1. Flujo de calor sensible (H) y calor latente (LE)	55
4.4.2. Relación entre radiación neta (Rn) y calor sensible (H)	58

4.4.3. Relación entre radiación neta (Rn) y calor latente (LE)	60
4.4.4. Balance de energía.....	61
4.5. Respiración ecosistémica nocturna.....	63
4.5.1. NEE como función de PAR	63
4.5.2. Determinación de R y GPP en el bosque amazónico.....	65
4.6. Modelamiento de R, NEE y GPP	67
CAPÍTULO 5. DISCUSIÓN DE RESULTADOS	70
5.1. Continuidad de datos	70
5.2. Meteorología	71
5.2.1. Disponibilidad de agua	71
5.2.2. Temperatura	72
5.2.3. Humedad relativa	73
5.2.4. Dirección y velocidad del viento.....	75
5.2.5. Velocidad de fricción.....	76
5.2.6. Capa límite atmosférica e integración de factores meteorológicos	77
5.3. Radiación	81
5.3.1. Radiación de onda corta.....	81
5.3.2. Radiación de onda larga.....	82
5.3.3. Radiación neta	83
5.4. Radiación fotosintética activa (PAR)	84
5.5. Análisis de huella	85
5.5.1. Análisis de huella <i>fingerprint</i> de CO ₂	85
5.5.2. Análisis de huella <i>footprint</i> de CO ₂	86
5.6. Análisis de flujo de carbono	88
5.6.1. Flujo de CO ₂	88
5.6.2. Flujo de almacenamiento	90
5.6.3. Intercambio neto ecosistémico	91
5.6.4. NEE acumulado.....	94
5.6.5. Relación entre NEE y u*	95
5.6.6. Concentración de CO ₂	96
5.6.7. Flujo de H ₂ O	97
5.7. Análisis de flujo de energía.....	98
5.7.1. Flujo de H y LE mensual	98

5.7.2. Flujo de H y LE diario	99
5.8. Balance de energía.....	101
5.8.1. Balance de Rn y H.....	101
5.8.2. Balance de Rn y LE.....	102
5.8.3. Balance neto de energía Rn vs (H+LE)	102
5.9. Respiración ecosistémica nocturna.....	105
5.10. GPP y respiración total	108
5.11. Modelamiento R, NEE y GPP	111
5.12. Flujos de carbono y cambio climático	113
CAPÍTULO 6. RECOMENDACIONES.....	115
CAPÍTULO 7. CONCLUSIONES	116
CAPÍTULO 8. REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS	118
Anexo 1. Rosas de viento para las distintas temporadas de estudio	A
Anexo 2. Flujo de radiación de onda corta (SW)	C
Anexo 3. Flujo de radiación de onda larga (LW)	D
Anexo 4. Esquema <i>fingerprint</i> del flujo de CO ₂ estacional	E
Anexo 5. Representación de las áreas de monitoreo de CO ₂ <i>footprint</i>	F
Anexo 6. Región de representatividad de huella	H
Anexo 7. Flujos de CO ₂	I
Anexo 8. Flujos de almacenamiento de CO ₂	J
Anexo 9. Flujos de H	K
Anexo 10. Flujos de LE	L
Anexo 11. NEE vs PAR bruto	M

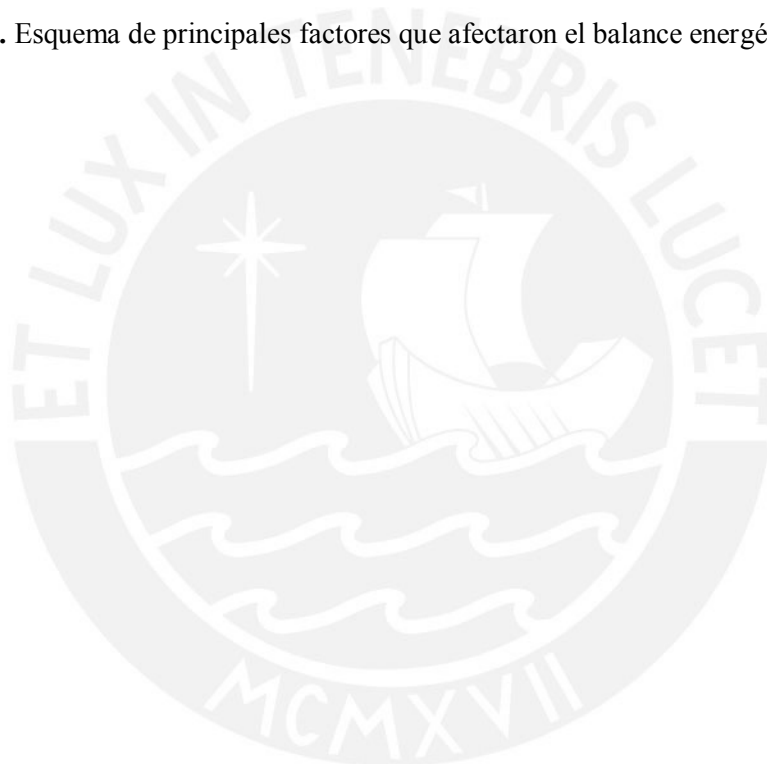
INDICE DE FIGURAS

Figura	Página
Figura 2.1. Representación del comportamiento de los flujos turbulentos y aire en un ecosistema.	3
Figura 2.2. Movimiento de turbulencias en dos momentos distintos, a distintas velocidades w y transporte de la cualidad c en un área determinada.	4
Figura 2.3. Comportamiento general del viento, en dirección x y flujo de gases en las tres direcciones espaciales, representados como \overline{uc} , \overline{vc} y \overline{wc} .	6
Figura 2.4. Representación gráfica de la descomposición de Reynolds.	7
Figura 2.5. Esquema de un anemómetro sónico y ecuaciones de funcionamiento.	11
Figura 2.6. Modificación de las direcciones de flujo de gases por inclinación de la superficie.	13
Figura 2.7. Correlación circular para determinar el tiempo de demora en segundos de la concentración de CO_2 y H_2O en relación con la componente vertical de viento.	19
Figura 3.1. Ubicación de la Torre de flujo Ramiro Chacón SAGES.	23
Figura 3.2. Elementos del suministro de energía: paneles solares, controlador y baterías de plomo.	24
Figura 3.3. Algunos sensores empleados en la torre de flujo para la medición de data micrometeorológica.	24
Figura 3.4. Anemómetro sónico CSAT3, conducto de ingreso y analizador infrarrojo de H_2O y CO_2 , LI-7200 y Data Logger CR3000 encargado del almacenamiento de datos.	25
Figura 4.1. Albedo calculado mensual.	32
Figura 4.2. Comportamiento mensual de la humedad relativa (%RH) y la temperatura del aire en la torre SAGES. Datos obtenidos en baja frecuencia.	33
Figura 4.3. Variación horaria de %RH (línea continua) y temperatura, (línea discontinua) durante los periodos de estudio.	34
Figura 4.4. Comportamiento mensual de VPD en el bosque amazónico.	34
Figura 4.5. Comportamiento diario de las velocidades de viento, WS.	37
Figura 4.6. Comportamiento diario de la velocidad de fricción U^* .	38
Figura 4.7. Comportamiento diario de la radiación de onda corta neta.	39
Figura 4.8. Variación diaria de la radiación de onda larga.	40
Figura 4.9. Variación mensual en la radiación global.	42
Figura 4.10. Variación diaria de la radiación global neta.	43
Figura 4.11. Comportamiento mensual de PAR (diurno).	44
Figura 4.12. Variación diaria de PAR para el bosque amazónico.	45
Figura 4.13. Flujos diarios de CO_2 en el bosque amazónico.	47
Figura 4.14. Almacenamiento de CO_2 (STRG) e intercambio neto ecosistémico (NEE) diario.	48
Figura 4.15. Variación mensual promedio de NEE de CO_2 en el ecosistema amazónico.	50
Figura 4.16. Intercambio neto ecosistémico (NEE) acumulado desde 18 de octubre de 2016 a 18 de octubre de 2018.	51
Figura 4.17. Variación promedio de NEE en función de intervalos de u^*	52
Figura 4.18. Concentración horaria de CO_2 atmosférico por temporada.	53

Figura 4.19. Variación horaria del flujo de agua en el bosque amazónico por temporada.	54
Figura 4.20. Variación promedio mensual de calor sensible (H)	56
Figura 4.21. Variación promedio mensual de calor latente (LE).	56
Figura 4.22. Flujos promedio diarios de H y LE, por cada temporada.	58
Figura 4.23. Variación del calor sensible (H) respecto de la radiación neta (Rn).	59
Figura 4.24. Variación del calor latente (LE) respecto de la radiación recibida (Rn).	60
Figura 4.25. Balance energético, (H+LE)/Rn, como función de la radiación recibida durante cada temporada.	62
Figura 4.26. NEE de CO ₂ como función de la radiación fotosintética activa (PAR).	64
Figura 4.27. Variación mensual de la respiración ecosistémica (R) y la producción primaria bruta (GPP) del bosque amazónico.	66
Figura 4.28. Variación estacional de los parámetros NEE, R y GPP del bosque amazónico en escala anual.	67
Figura 4.29. Respiración ecosistémica en función de la temperatura máxima, en °C, para cada estación de estudio.	68
Figura 4.30. Variación estacional de la respiración y GPP en el bosque amazónico.	68
Figura 5.1. Variables micrometeorológicas presentes en la capa límite, registrados por la torre SAGES.	79
Figura 5.2. Variación diurna de la capa límite, donde AM indica el amanecer y AN el anochecer.	80
Figura 5.3. Vista transversal de las huellas (<i>footprint</i>), para la temporada 2017-2018.	87
Figura 5.4. Comportamiento promedio del flujo de CO ₂ durante un día completo.	89
Figura 5.5. Relación de la fenología, nutrientes en suelo y materia orgánica con el intercambio neto ecosistémico (NEE).	93
Figura 5.6. Comportamiento estacional promedio de las curvas NEE vs PAR para el bosque amazónico estudiado.	106
Figura 5.7. Representación de la modificación en el comportamiento estacional en la fotosíntesis y respiración ecosistémicas como resultado de la variación de parámetros meteorológicos y biológicos.	111
Figura 5.8. Balance de carbono anual (en toneladas de carbono por hectárea) para cada temporada de estudio.	112

INDICE DE ESQUEMAS

Esquema	Página
Esquema 2.1. Consideración de variables de medida y tipo de estación de flujos turbulentos. Estación de medida de flujos turbulentos: Medición del flujo de un gas y data meteorológica, radiación y data base.	9
Esquema 2.2. Componentes del sistema de flujos turbulentos.	10
Esquema 2.3. Procedimiento para el procesamiento de los datos de flujo.	14
Esquema 2.4. Procedimiento de control de calidad para datos recolectados en la técnica de covarianza de flujos turbulentos.	21
Esquema 5.1. Esquema de principales factores que afectaron el balance energético diario.	103
Esquema 5.2. Esquema de principales factores que afectaron el balance energético estacional.	104



INDICE DE TABLAS

Tabla	Página
Tabla 2.1. Comparación entre los dos sistemas de análisis IRGA más empleados en flujos turbulentos: camino abierto y camino cerrado.	12
Tabla 2.2. Tipos de procedimientos de detrending.	17
Tabla 2.3. Ecuaciones de flujos turbulentos para diversos parámetros ecológicos	18
Tabla 2.4. Principales correcciones a las series de datos de flujo.	20
Tabla 3.1. Esquema temporal de análisis de variables estudiadas.	28
Tabla 3.2. Correlación de variables de flujo y meteorológicas.	29
Tabla 4.1. Número de datos procesados en baja frecuencia por temporada.	31
Tabla 4.2. Albedo en cada una de las estaciones estudiadas.	32
Tabla 4.3. Comportamiento de la temperatura del aire y humedad relativa estacionales del bosque amazónico.	33
Tabla 4.4. Dirección, rango de velocidad de viento y rango de frecuencia temporal (en porcentaje) de vientos por periodo estacional estudiado.	36
Tabla 4.5. Promedios temporales, diarios y nocturnos, de velocidad de viento (ws) y velocidad de fricción (u^*) en la torre SAGES.	36
Tabla 4.6. Variación de radiación de onda corta diurno promedio para cada estación. Calculado a partir de datos de baja frecuencia.	39
Tabla 4.7. Variación de radiación de onda larga promedio para cada estación.	40
Tabla 4.8. Variación estacional de la radiación promedio global por cada estación.	43
Tabla 4.9. Variación promedio de radiación PAR estacional.	44
Tabla 4.10. Promedio de flujo, almacenamiento y NEE de CO ₂ por temporada.	49
Tabla 4.11. Variación del flujo de H ₂ O en el bosque amazónico cada temporada.	55
Tabla 4.12. Variación estacional promedio de H y LE.	57
Tabla 4.13. Relaciones H/Rn y conversión de energía determinados mediante regresión lineal por mínimos cuadrados.	59
Tabla 4.14. Relaciones LE/Rn y conversión de energía determinados mediante regresión lineal por mínimos cuadrados.	61
Tabla 4.15. Relación (H+LE)/Rn y conversión de energía porcentual, determinados por mínimos cuadrados, para cada temporada de estudio.	62
Tabla 4.16. Ecuaciones de regresión hiperbólica que relaciona el intercambio neto, NEE, y radiación PAR.	65
Tabla 4.17. Respiración, intercambio neto y producción primaria bruta promedios del bosque amazónico, calculados gráficamente.	66
Tabla 4.18. Respiración y producciones primarias brutas calculadas como parte del modelamiento.	68
Tabla 5.1. Continuidad de datos de flujo en algunos estudios realizados en la región amazónica.	70
Tabla 5.2. Respiración ecosistémica en distintas regiones de la Amazonía.	107
Tabla 5.3. Comparación de distintos resultados en NEE y GPP obtenidos en distintas regiones de la selva amazónica.	109
Tabla 5.4. Factores que podrían incidir en la modificación de la productividad del bosque amazónico como respuesta al cambio climático.	114

LISTA DE ABREVIATURAS

CLA:	Capa límite atmosférica
GPP:	Productividad primaria bruta
H:	Calor sensible
HF:	Alta frecuencia, en el orden de 10 Hz
ICTZ:	Zona de Convergencia Intertropical
IRGA:	Analizador infrarrojo de gases
LE:	Calor latente
LF:	Baja frecuencia, en el orden de 1 Hz
NEE:	Intercambio neto ecosistémico
NO:	Dirección cardinal noroeste
PAR:	Radiación fotosintéticamente activa
PPN:	Productividad primaria neta
R:	Respiración ecosistémica
Rn:	Radiación neta
SE:	Dirección cardinal sureste
SO:	Dirección cardinal suroeste
STRG:	Almacenamiento de materia o energía
U*:	Velocidad de fricción
VOC:	Compuestos orgánicos volátiles
VPD:	Déficit de presión de vapor
WS:	Velocidad de viento.

INTRODUCCIÓN

El calentamiento global, problema asociado al cambio climático, tiene raíz en la presencia de gases de efecto invernadero en la atmósfera, los cuales provocan un desequilibrio en el balance radiativo terrestre. El principal gas de efecto invernadero es el dióxido de carbono (Lashof & Ahuja, 1990) y la evaluación del flujo atmosférico del mismo, es necesario para comprender el comportamiento de los diversos ecosistemas terrestres frente al cambio climático.

Con el objetivo de evaluar el problema de flujos de gases de invernadero entre la atmósfera y el ecosistema, se han desarrollado métodos que permitan estimar la emisión/absorción de carbono, los cuáles se apoyan en principios físicos y estadísticos, en escalas temporales crecientes. La forma tradicional de medir el intercambio neto de carbono (NEE) incluye el estudio temporal y cuantitativo en biomasa y en el suelo (Baldocchi, 2003).

Uno de los métodos frecuentes para el estudio de intercambio neto de CO₂ (NEE) emplea mediciones biométricas a nivel del bosque, incluyendo tamaño de tronco, uso de *leaf cuvettes* o cubetas de hojas, cámaras de suelos y plantas (Marthews *et al.*, 2014). La ventaja de la técnica biométrica es su capacidad de medir variaciones diurnas de flujo de carbón y definir funciones de respuesta ambientales. Sin embargo, la incertidumbre, debido al carácter manual de las mediciones, es el mayor inconveniente; adicionalmente, para poseer un rango de representatividad consistente, requiere de áreas de trabajo grandes, estudio de multi-especies y homogeneidad en distribución vegetal a nivel de ecosistema (Reverter, 2008).

El método de flujos turbulentos o eddy covariance es un procedimiento que permite evaluar los flujos de emisión y velocidad de consumo de gases (H₂O, CO₂, CH₄, NO₂ y otros), además mide flujos integrados de momento, calor sensible y calor latente en diversos sistemas y otros procesos en áreas de tamaños variables. Los flujos de son caracterizados en diversos tipos de ecosistemas, empleando estaciones móviles o estáticas tal que ha sido empleado de forma exitosa en estudios de micrometeorología, agricultura, ecología e industria (Burba, 2013) y con potencial extensión al estudio de ecosistemas frente al cambio climático.

Una aplicación importante del método de flujos turbulentos radica en la determinación del flujo de carbono entre el ecosistema y la atmósfera. Esencialmente, el

método de covarianza determina la velocidad de intercambio de CO₂ sobre la interface dosel-atmósfera a través de la medida de las fluctuaciones verticales en la velocidad de viento y la concentración del gas (Baldocchi, 2003).

Hasta el año 2013, existían más de 400 sitios de medición de flujos por eddy covariance operando en todo el mundo, algunos con varias décadas de funcionamiento (Baldocchi, 2013) las cuáles han permitido integrar los resultados de flujo de carbono en varias regiones, a través de las redes internacionales FLUXNET, EUROFLUX, AMERIFLUX y ASIAFLUX.



CAPÍTULO 1.

PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA Y OBJETIVOS

1.1. Problema de investigación

Los métodos usuales para la determinación de flujo de carbono en la Amazonía se basan en observaciones in-situ, sesgados al monitoreo de parcelas y dependientes de variables climáticas y de suelo; sin embargo, no consideran las variables físicas y químicas troposféricas.

El monitoreo de gases por método de covarianza de flujos turbulentos es técnica que permite estimar la dinámica del ciclo de carbono en base a las relaciones de flujo fuente/sumidero de ecosistemas y variables meteorológicas a nivel atmosférico.

1.2. Objetivos

El objetivo general de la presente tesis es estimar el balance de carbono entre la atmósfera y la biomasa terrestre, así como evaluar el impacto de las variables climáticas y estacionales en el flujo de carbono en un bosque del oeste amazónico empleando el método de covarianza de flujos turbulentos.

A nivel específico, los objetivos son: monitoreo de fluctuaciones diurnas y estacionales en las concentraciones de CO₂ sobre el dosel del bosque amazónico, la determinación de flujos netos de CO₂, H₂O y energía entre el bosque y la atmósfera empleando la técnica de covarianza de flujos turbulentos. Adicionalmente, se busca determinar la influencia de las variables meteorológicas (temperatura, radiación solar y humedad) en el flujo de carbono durante el periodo de estudio.

1.3. Hipótesis

Es posible determinar los flujos netos y de almacenamiento de CO₂, flujo de H₂O, balance de energía y el balance general de carbono en el bosque amazónico de la región de Tambopata empleando el método de covarianza de flujos turbulentos y aplicando filtros apropiados. Asimismo, es posible integrar los datos de flujos con la data meteorológica en esquemas temporales diarios, mensuales, estacionales y anuales. Adicionalmente, empleando los datos meteorológicos es posible plantear modelos para predecir el intercambio de carbono y productividad del bosque frente al cambio climático.

CAPÍTULO 2.

MARCO TEÓRICO

El desarrollo de tecnologías de medidas espectroscópicas y meteorológicas de alta frecuencia permitió el desarrollo del método de flujos turbulentos o eddy covariance. Esta técnica permite medir directamente el intercambio neto de CO₂, calor, agua, CH₄ y otros gases, sobre la interface del dosel-atmósfera empleando la teoría micrometeorológica para interpretar la medida de turbulencias, considerando la relación entre la velocidad vertical del viento y las fluctuaciones de concentración escalar del gas (Baldocchi, 2000; Burba, 2013). El área muestreada empleando esta técnica posee dimensiones longitudinales de cientos de metros y algunos kilómetros, además de medir en un amplio espectro de tiempo (Burba, 2013).

Las mayores ventajas del método de turbulencia es su precisión, facilidad para realizar mediciones directas, rapidez y las mediciones pueden realizarse en tiempo real. Sin embargo, la complejidad del sistema y el procesamiento de un gran volumen de data recolectada pueden resultar en la mayor desventaja tras su aplicación.

La precisión se incrementa en condiciones climáticas estables, límite de vegetación homogénea y superficie relativamente plana, aunque también son aplicables en entornos más complejos realizando las correcciones correspondientes. La principal fuente de errores sistemáticos se obtiene durante la noche y periodos de vientos suaves o intermitentes, lo que ocasiona subestimación de la respiración ecosistémica. Sin embargo, el promedio de largos periodos de medida -por ejemplo, estudios realizados durante varios años- reduce errores de muestreo, sistemáticos y aleatorios, pues el fundamento del método, basado en algoritmos empíricos, es derivado de poblaciones estadísticas grandes (Baldocchi, 2003).

El fundamento teórico, antecedentes, aplicación y resultados del método se exponen con mayor profundidad en las siguientes páginas.

2.1. La técnica de flujos turbulentos o eddy covariance

2.1.1. Flujo de gases y turbulencias

En términos científicos, el flujo se define como la cantidad de materia que se transporta a través de una superficie cerrada de referencia por unidad de tiempo. Si la materia se aleja de la superficie, entonces la superficie actúa como fuente, por ejemplo,

cuando el H₂O se evapora de la superficie de un lago hacia la atmósfera. Por el contrario, si el flujo neto de materia se acerca a la superficie, esta se llama reservorio; por ejemplo, cuando el CO₂ atmosférico es fijado en el ecosistema por acción de la fotosíntesis (Burba, 2013).

El flujo de materia en la atmósfera se produce a través de movimientos de masas de aire caóticas tridimensionales, denominadas turbulencias o eddys, con velocidades distintas en las tres direcciones espaciales (**u**, **v**, **w**). Cerca del suelo, las corrientes turbulentas poseen un menor tamaño y rotan con mayor velocidad, por lo que el transporte se realiza por movimientos del aire en alta frecuencia. Por otra parte, los flujos turbulentos alejados del suelo, son más grandes y son responsables del transporte de materia a través de movimientos de aire de baja frecuencia. El comportamiento de las turbulencias, como parte del aire y en relación a la altura se muestra en la **Figura 2.1**.



Figura 2.1. Representación del comportamiento de los flujos turbulentos y aire en un ecosistema. Modificado de: *Eddy Covariance Method, LI-COR Biosciences. Burba, 2013.*

2.1.2. Principio general del método de flujos turbulentos

Considerando que el flujo de aire consiste en un conjunto de vórtices, es necesario analizar dichas turbulencias en un punto singular de medida, incluyendo los aspectos base del método: la velocidad vertical, representado por “**w**” y la cualidad medible, como concentración, humedad, temperatura u otros, representado con “**c**”:

- En el momento inicial (tiempo 1), la turbulencia **número 1**, mueve una masa de aire con cualidad **c₁** hacia abajo con una velocidad vertical **w₁** sobre un área **A**.

- En el siguiente momento (tiempo 2), en el mismo punto y a través del mismo área A , la turbulencia **número 2**, mueve una masa de aire con cualidad c_2 hacia arriba con una velocidad vertical w_2 .
- Conociendo la diferencia de cualidades en los dos momentos (tiempo 1 y tiempo 2) y las correspondientes velocidades verticales de viento, es posible calcular el flujo de la cualidad (concentración, calor o humedad, por ejemplo) en dicho punto y en el área A conocida.

De acuerdo a lo anterior, el método de flujos turbulentos trabaja midiendo el transporte vertical de gas respecto de la superficie. Siempre que exista alguna variación de la cualidad estudiada en un punto, existirá flujo vertical. El proceso descrito se muestra en el **Figura 2.2**.

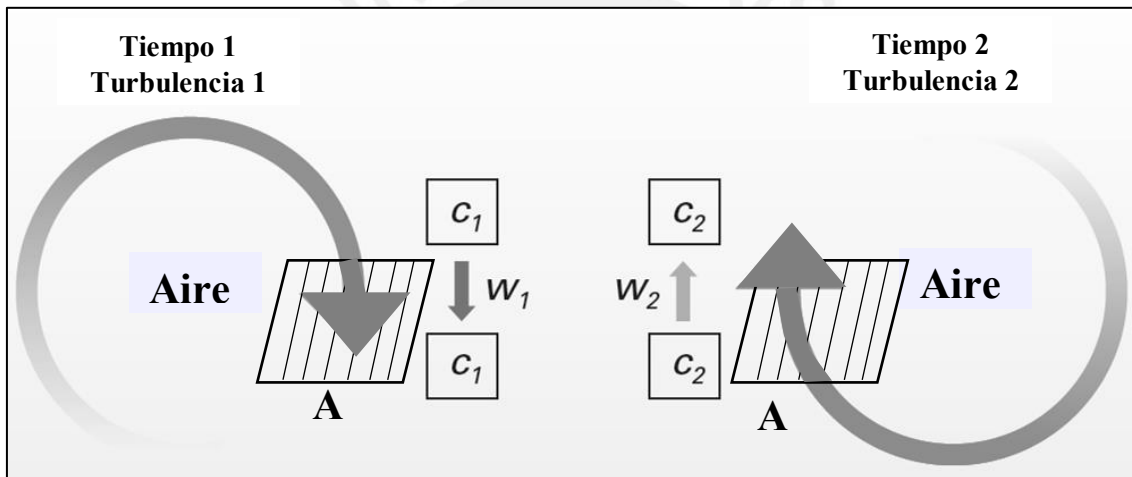


Figura 2.2. Movimiento de turbulencias en dos momentos distintos, a distintas velocidades w y transporte de la cualidad c en un área determinada. Modificado de: *Eddy Covariance Method, LICOR Biosciences. Burba, 2013.*

Algunos aspectos biogeoquímicos y medioambientales pueden afectar el flujo de gases, alterando la concentración de materia que se muestrea y que permitiría encontrar el impacto de esas variables sobre el ecosistema. Por ejemplo, el flujo de CO_2 se ve afectado por la fotosíntesis durante el día y la respiración celular durante la noche. En el primer caso, existe un flujo negativo de CO_2 , pues las plantas emplean el gas para generar carbohidratos; mientras que, en el segundo, el flujo es positivo, pues las plantas (y microbiota del suelo) metabolizan los carbohidratos fijados.

El principio general del método de flujos turbulentos es determinar la covariación entre la cualidad de interés y la velocidad vertical de viento a través de un área determinada. El empleo de flujos turbulentos para el estudio de intercambios netos

ecosistema/atmósfera presenta la ventaja de proveer datos integrados y confiables de forma continua a través de largos periodos de tiempo.

2.1.3. Supuestos básicos del método de flujos turbulentos

En el método de flujos turbulentos es necesario que exista variación de la concentración en el transporte vertical de gases sobre un área, para concluir la existencia de flujo. Para ello se requiere de asumir algunas condiciones fisicoquímicas que simplifican el procesamiento e interpretación de los resultados, las cuales están justificadas estadísticamente. Los principales supuestos son (Burba, 2013):

- a) Las fluctuaciones en la temperatura del aire y la superficie son mínimas, de tal forma que los efectos de contracción o expansión de aire que afecten la densidad del aire o el contenido de gas sean insignificantes (Aubinet *et al.*, 2012).
- b) Las medidas en cada punto pueden representar un área contra el viento. Adicionalmente, las medidas de flujo están hechas dentro de la capa límite de interés.
- c) Los flujos son principalmente turbulentos, la mayor parte de la transferencia vertical se realiza por turbulencias sobre el dosel del bosque.
- d) La superficie no agrega moléculas de agua al flujo principal, de forma que no se afecten la densidad del aire o el contenido de CO₂ por dilución.
- e) La superficie es horizontal, uniforme y las fluctuaciones en la variación de la velocidad vertical de viento (w') son insignificantes.
- f) Los instrumentos pueden detectar pequeñas fluctuaciones en altas frecuencias. No existen perturbaciones en el flujo por instalación de estructura o los instrumentos de medida.
- g) No existe alguna adición externa considerable de flujo de aire o CO₂ al sistema, tal que las fluctuaciones de la densidad del aire son insignificantes.
- h) No existe convergencia de flujos en uno o divergencia de un flujo mayor en múltiples pequeños que ocurran sobre la superficie estudiada.

2.2. Ecuaciones turbulentas

Las corrientes de aire pueden ser interpretadas como corrientes horizontales de múltiples turbulencias rotantes de diferentes tamaños (vórtices o eddies). Cada una de estas turbulencias posee componentes de velocidad en las tres dimensiones (u , v , w). El componente vertical (w) que puede ser medida por una torre de flujo es determinante para

estudiar el comportamiento ecosistema/atmósfera. Estas masas de aire transportan verticalmente gases de concentración c , la cuales pueden ser monitoreados en fracciones de tiempo específicos. Conceptualmente, éste es el fundamento del transporte atmosférico por turbulencias.

Así, los flujos de gas pueden representarse como el producto de la concentración del gas y la velocidad del viento en una determinada dirección. Un esquema general del flujo turbulento de gases en el viento para las tres direcciones espaciales en un terreno plano, se muestra en la **Figura 2.3**.

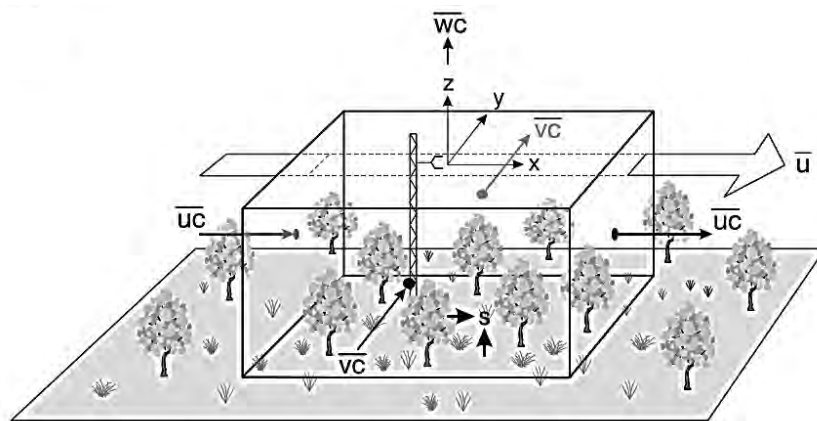


Figura 2.3. Comportamiento general del viento, en dirección x y flujo de gases en las tres direcciones espaciales, representados como $\overline{u_c}$, $\overline{v_c}$ y $\overline{w_c}$. Fuente: Finnigan *et al.*, 2003.

El método permite muestrear fracciones turbulentas de aire y determinar el intercambio vertical neto entre el ecosistema y la atmósfera (Baldocchi *et al.*, 2013) empleando torres de flujo. El transporte de materia incluye una mezcla de flujos turbulentos de diferentes tamaños y en un amplio rango de frecuencias, que abarcan desde décimas de segundo hasta horas completas.

Considerando lo anterior, la técnica de flujos turbulentos parte de la ecuación cinemática de una cantidad escalar que se conserva a través de una superficie. Para el caso de estudio de flujos de materia (CO_2 , H_2O u otros gases), se tiene:

$$F = \overline{\rho_d w s} \quad (2.1.)$$

El flujo de gas equivale al producto promedio de la densidad del aire (ρ_d), velocidad vertical de viento (w) y la fracción molar seca (s) del gas de interés. La fracción molar seca del gas de interés también es llamado relación de mezcla. Debido a que se estudian magnitudes turbulentas, es necesario desarrollar estadísticamente la ecuación anterior.

Considerando que las magnitudes presentadas son fluctuantes, se aplica la descomposición de Reynolds (**Figura 2.4.**), en la que todas las variables se representan como una magnitud promedio de un periodo de tiempo, por ejemplo cada 30 minutos, más un término fluctuante, interpretado como la desviación instantánea de la magnitud promedio, por ejemplo cada 0,05 o 0,1 segundos:

$$\zeta = \bar{\zeta} + \zeta' \quad (2.2.)$$



Figura 2.4. Representación gráfica de la descomposición de Reynolds. Fuente: Foken, 2008)

Aplicando la descomposición de Reynolds, ecuación 2.2., a cada variable de la ecuación 2.1., se tiene:

$$F = (\bar{\rho}_d + \rho_d')(\bar{w} + w')(\bar{s} + s') \quad (2.3.)$$

Abriendo paréntesis y multiplicando:

$$F = (\bar{\rho}_d \bar{w} \bar{s} + \bar{\rho}_d \bar{w} s' + \bar{\rho}_d w' \bar{s} + \bar{\rho}_d w' s' + \rho_d' \bar{w} \bar{s} + \rho_d' \bar{w} s' + \rho_d' w' \bar{s} + \rho_d' w' s') \quad (2.5.)$$

Considerando los promedios de fluctuaciones, el segundo, tercer y quinto sumandos de la ecuación 2.5. se anulan porque los promedios de las desviaciones correspondientes a otro promedio, son cero; es decir, representan la compensación de las fluctuaciones en un sentido y en otro. De esa forma, la ecuación se reduce a:

$$F = \bar{\rho}_d \bar{w} \bar{s} + \bar{\rho}_d \overline{w' s'} + \bar{w} \overline{\rho_d' s'} + \bar{s} \overline{\rho_d' w'} + \overline{\rho_d' w' s'} \quad (2.6.)$$

Para la ecuación 2.6., se aplica el supuesto que no existen fluctuaciones en la densidad del aire, por lo que el factor $\bar{\rho}_d'$ se puede considerar insignificante. Se obtiene la ecuación de flujos turbulentos:

$$F = \bar{\rho}_d \bar{w} \bar{s} + \bar{\rho}_d \overline{w' s'} \quad (2.7.)$$

La ecuación anterior muestra que el flujo o transporte escalar promedio se compone de un transporte medio ($\bar{\rho}_d \bar{w} \bar{s}$) y de otro turbulento que será predominante para la

dirección vertical ($\overline{\rho_d w' s'}$) y que matemáticamente equivale a una covarianza (Reverter, 2009).

El primer componente de la ecuación 2.7. representa el producto de las medias de velocidad de viento, densidad de viento y relación de mezcla de los gases, en todas las direcciones. El segundo componente representa el conjunto de fluctuaciones en la velocidad de viento y concentración de gases en el aire.

Finalmente, se sabe que, mayoritariamente, el método de flujos turbulentos se aplica en superficies horizontales planas y espacios amplios, por lo que la media de flujo vertical \bar{w} es insignificante para terrenos horizontales homogéneos en los que no existen divergencia o convergencia de turbulencias que alteren el intercambio vertical de gases. Esto último no necesariamente ocurre, por lo que es necesario evaluar la ubicación del punto de aplicación del método antes de asumir la insignificancia del componente horizontal del aire.

Finalmente, la ecuación final del método de flujos turbulentos, para el intercambio vertical de gases atmósfera/ecosistema se reduce a:

$$F \approx \overline{\rho_d w' s'} \quad (2.8.)$$

El flujo de gases (CO₂, CH₄, H₂O, NO₂, etc.) se determina como el producto de la media de densidad de aire seco ($\overline{\rho_d}$) y la media de covarianzas correspondientes a la desviación en la velocidad vertical instantánea y la fracción molar seca del gas de interés ($\overline{w' s'}$).

Extendiendo la misma ecuación para el cálculo de flujo de cualquier escalar de interés, χ_e se puede reformular la ecuación 2.8. para el cálculo de flujo de otros parámetros ecosistémicos:

$$F_e^{EC} = \overline{\rho_d w' \chi'_e} \quad (2.9.)$$

Finalmente, se puede calcular la densidad del aire seco en función de otras variables medibles directamente por los sensores, en base a la ecuación general de los gases ideales:

$$\overline{\rho_d} = \frac{\overline{P_d} \cdot m_d}{R \cdot \theta} \quad (2.10)$$

Donde, m_d es la masa molecular aproximada del aire seco (29 g.mol⁻¹), P_d es la media temporal de la presión atmosférica en pascales, la constante de los gases ideales R

(8,314 Pa.L.K⁻¹.mol⁻¹) y θ , la media de temperatura ambiental, determinada como temperatura sónica.

De donde se obtiene la otra ecuación general de covarianza de flujos turbulentos:

$$F_e^{EC} = \frac{\bar{P}_d \cdot m_d}{R \cdot \bar{\theta}} \cdot \overline{w' \chi'_e} \quad (2.11.)$$

Considerando las definiciones estadísticas de los componentes de covarianza de la ecuación 2.11, para un número N de mediciones, realizadas a una frecuencia conocida y en un tiempo determinado, se tiene:

$$\overline{w' \chi'_e} = \frac{1}{N-1} \sum_{i=1}^N (w_i - \bar{w}) \cdot (\chi_i - \bar{\chi}) \quad (2.12.)$$

2.3. Diseño e implementación de la técnica de covarianza de flujos turbulentos

Las mediciones de flujos turbulentos están basadas en la determinación de la correlación entre los cambios en la velocidad vertical de viento y la desviación escalar cuantitativa de la relación de mezcla (o concentración) de un gas u otras variables meteorológicas del aire (Aubinet, 2012).

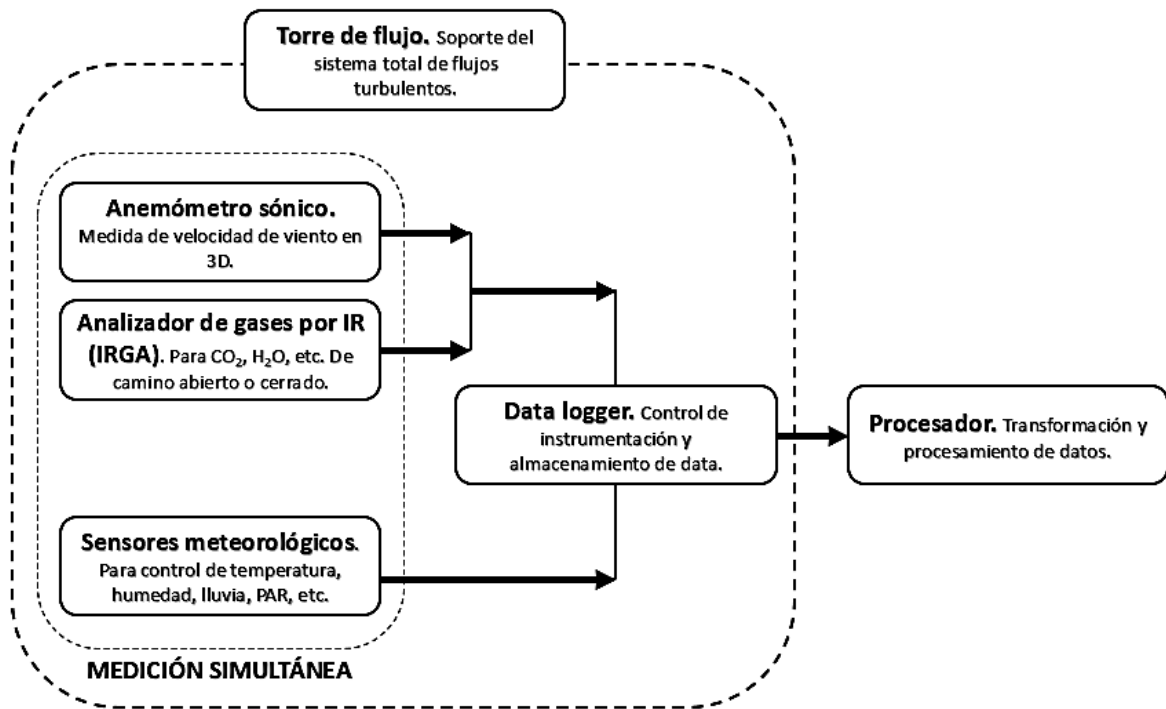
La complejidad de una torre de flujos depende del número de variables que se miden y de la capacidad de relacionar datos simultáneamente. Los tipos de torre de flujo, considerando las variables a medir, se presentan en el **Esquema 2.1**.

<ul style="list-style-type: none"> - Velocidad de viento u, v, w. Temperatura (anemómetro sónico 3D). - Concentración de 1 gas (analizador rápido de gas). - Concentración de H₂O (analizador rápido de H₂O). - Media de T_{air}, RH, U, P, W_{dir}, precipitación, etc. (sensores meteorológicos lentos) 	Estación de flujo mínima	Estación de flujo típica	Estación de flujo avanzada
<ul style="list-style-type: none"> - Perfil de concentración de gases (analizador lento de gases). 			
<ul style="list-style-type: none"> - R_n, R_{s_{in}}, R_{s_{out}}, PAR_{in}, PAR_{out} (sensores lentos de radiación). 			
<ul style="list-style-type: none"> - Flujo de calor de suelo, T, mezcla (Sensores lentos de suelo). 			

Esquema 2.1. Consideración de variables de medida y tipo de estación de flujos turbulentos. Estación de medida de flujos turbulentos: Medición del flujo de un gas y data meteorológica, radiación y data base. Modificado de: Burba, 2013.

2.3.1. Torre de flujo

La torre empleada para la medida de flujos turbulentos se compone, generalmente, de cuatro elementos: un anemómetro sónico, un analizador de gases, diversos sensores micro-meteorológicos de alta frecuencia y un sistema de control/almacenamiento de datos (*data logger*). Los tres primeros componentes trabajan simultáneamente, midiendo y registrando la data en intervalos de tiempo programados, de forma que puedan correlacionarse las variables correspondientes. El registrador de datos, por su parte, trabaja almacenando la información recibida de los sensores y, dependiendo de su programación, promediando los resultados en intervalos de tiempo más grandes. Cada una de las partes se explicará al detalle posteriormente. El esquema general de los componentes para el funcionamiento de una torre de flujo, se muestra en el **Esquema 2.2**.



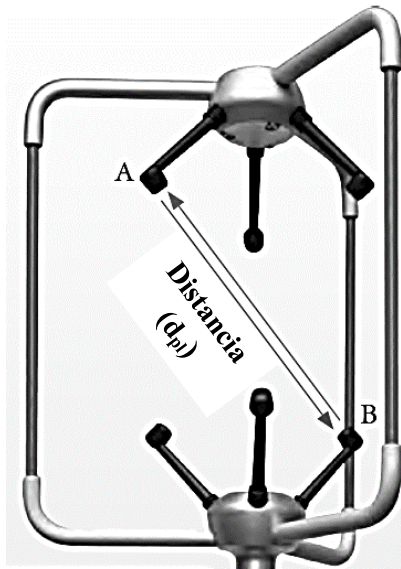
Esquema 2.2. Componentes del sistema de flujos turbulentos.

Un último componente del sistema de flujos turbulentos es el procesador. Un computador, por ejemplo, que permita la transformación de la data y su procesamiento. Este no se encuentra montado sobre la torre de flujo, puesto que su labor se ejecuta en un ambiente externo (Aubinet *et al.*, 2012).

2.3.2. Anemómetro sónico (SAT)

El principio básico del SAT tridimensional es medir la diferencia de tiempo de tránsito para un pulso de ultrasonido entre un par de transductores (A y B,

respectivamente) colocados a una distancia conocida (d_{pl}). El tiempo de tránsito entre ambos transductores ($t_{A,B}$ y $t_{B,A}$) depende de la velocidad conocida del sonido (v_{sound}) y la velocidad del aire (v_{viento}) a lo largo del camino entre A y B; tal que, la diferencia entre los tiempos de tránsito de los pulsos de sonido en direcciones opuestas (de A hacia B y viceversa) para el mismo camino, permite calcular la velocidad del aire en una dirección determinada (Figura 2.5.).



Considerando las ecuaciones:

$$t_{A,B} = \frac{\text{Distancia } (d_{pl})}{v_{\text{sound}} + v_{\text{viento}}} \quad (2.13)$$

$$t_{B,A} = \frac{\text{Distancia } (d_{pl})}{v_{\text{sound}} - v_{\text{viento}}} \quad (2.14)$$

De donde se obtiene:

$$v_{\text{viento}} = \frac{\text{Distancia } (d_{pl})}{2} \left(\frac{1}{t_{A,B}} - \frac{1}{t_{B,A}} \right) \quad (2.15)$$

Figura 2.5. Esquema de un anemómetro sónico y ecuaciones de funcionamiento.

En la parte baja de la atmósfera, especialmente sobre el dosel arbóreo, la velocidad del sonido se ve afectada por la temperatura del aire, precipitaciones y humedad, por ello es necesario realizar correcciones por diferencia de temperatura. Los anemómetros sónicos diseñados para el trabajo con flujos turbulentos presentan una frecuencia de trabajo entre 10-20 Hz, por lo que presentan una elevada resolución para pequeñas fluctuaciones en la velocidad vertical del aire (Burba, 2013).

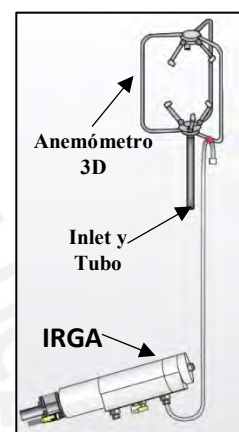
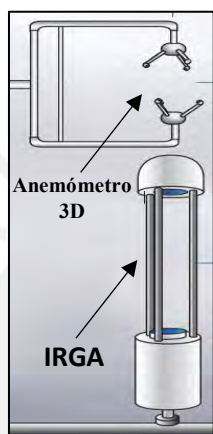
2.3.3. Analizadores de gas por IR (IRGA)

Debido a la alta frecuencia y resolución que se requiere para el método de flujos turbulentos, se emplean sensores ópticos de banda ancha (*broadband*) o banda estrecha (*narrowband*) para la detección de gases. Los sensores de banda ancha, típicamente NDIR (Infrarrojo No Dispersivo), son analizadores que miden la absorción de la luz sobre una amplia región del espectro electromagnético. Por su parte, los dispositivos de banda estrecha utilizan técnicas de espectroscopia láser para medir la absorción en una sola línea o una banda estrecha del espectro electromagnético (Burba, 2013).

Por ejemplo, para el caso del CO₂, la banda de absorción se encuentra centrada a 4,26 μm y para el H₂O una banda centrada a 2,59 μm. De acuerdo al tipo de toma de muestra, los analizadores pueden corresponder a dos tipos de diseño: camino abierto o de camino cerrado, ambos de uso muy extendido. Las diferencias en el funcionamiento de las dos configuraciones se muestran en la **Tabla 2.1**.

Tabla 2.1. Comparación entre los dos sistemas de análisis IRGA más empleados en flujos turbulentos: camino cerrado y camino abierto. Fuente: Burba, 2013; Aubinet, 2012.

Analizador de camino abierto (mediciones in-situ)	Analizador de camino cerrado (aire llega vía conducto)
<p>El instrumento es usualmente compacto y no requiere de compartimento o caja de control climática. La muestra de aire se mueve a través de la celda abierta del analizador de gases por acción del viento. La celda de muestra está usualmente cerca del anemómetro sónico (10-20 cm), sin distorsionar el camino del viento.</p> <p>Ventajas: Respuesta rápida, excelente frecuencia de respuesta. No existe gota de presión. No requiere de bomba. Bajo consumo de energía. Baja sensibilidad a la contaminación de celda. Estabilidad a lo largo del tiempo. Calibraciones infrecuentes.</p> <p>Desventajas: Pérdida de data durante precipitaciones o periodos de heladas No existe atenuación por temperatura y precisa de grandes correcciones de densidad.</p>	<p>El instrumento es más amplio, necesita una cámara protectora contra el clima o caja de control climática. La muestra de aire es transportada a través de un conducto hacia el analizador de gases por acción de una bomba. La celda de muestra está localizada cerca de la base de la torre o algunos metros debajo del anemómetro sónico para evitar distorsionar el frente de viento. La toma de aire está localizada muy cerca del anemómetro sónico. Requiere filtros de partículas en el ingreso de aire.</p> <p>Ventajas: Mínima pérdida de data durante precipitación. Fuerte atenuación por temperatura. Pequeñas correcciones por densidad. Puede ser climáticamente controlable.</p> <p>Desventajas: Significativa pérdida de frecuencia, especialmente para H₂O (absorción y desorción en paredes de tubo). Requerimiento de bomba poderosa. Generalmente alto consumo de energía.</p>



2.3.4. Sensores meteorológicos

a) **Radiómetro.** La función es medir la cantidad de energía radiante que dispone el ecosistema para realizar sus procesos naturales. Un radiómetro consta de una termopila compuesta por cierto número de termopares conectados en serie. Las dos caras del radiómetro están conectadas con los extremos de la termopila. La diferencia de temperatura entre los dos extremos induce una diferencia de potencial que es la que se mide, proporcionalmente a la radiación neta.

- b) Sensores cuánticos.** Mide la radiación en longitudes de onda susceptibles a ser absorbidas por las plantas para llevar a cabo la fotosíntesis (PAR, Photosynthetically active radiation). Se emplean en parejas ya que un sensor se coloca en dirección vertical para medir dicha radiación incidente, proveniente del sol, y otro sensor hacia abajo para medir la radiación reflejada por la vegetación. Se compone de un fotodiodo de silicio que mide la radiación en toda la región visible del espectro.
- c) Termohigrómetro.** Permite medir la temperatura y humedad del aire. En el caso de la humedad relativa se usa una capacitancia (HUMICAP o capacitive polymer H chip) y en la medida de la temperatura un termistor (Resistance Temperature detector, PRT)
- d) Pluviómetro.** Cuantifica la lluvia que cae en su interior. De una capacidad determinada, ésta se llena y descarga el agua, generando una cuenta acumulativa de la misma. El llenado y descarga de agua es secuencial.

2.3.5. Almacenamiento de datos

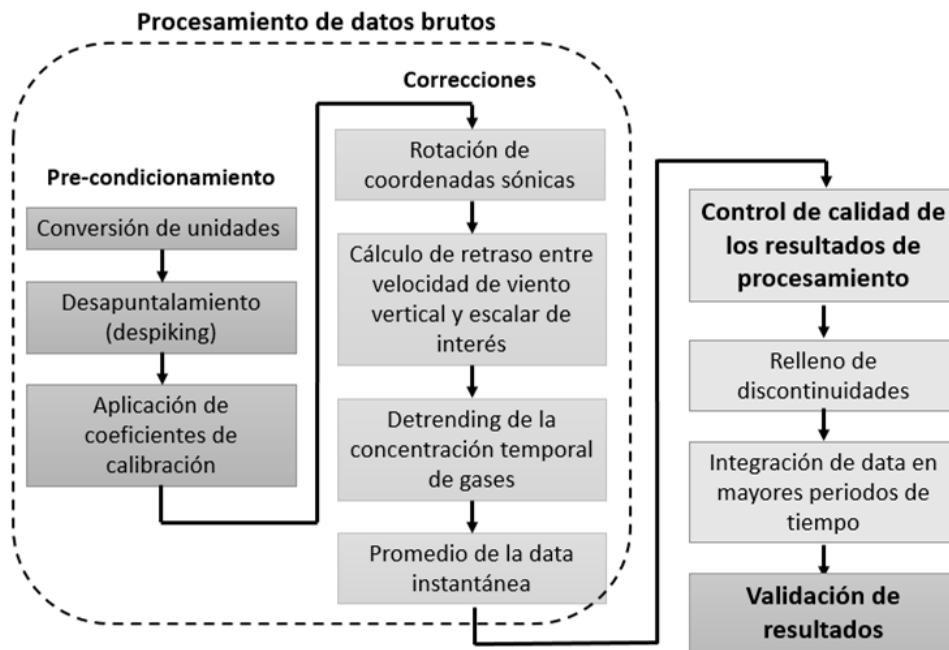
Adicional a la instrumentación empleada para la medición de variables, es imprescindible un dispositivo para el almacenamiento simultáneo de resultados y control de la instrumentación (datalogger). Considerando que existe una elevada frecuencia de muestreo, entre 10 Hz a 20 Hz, la gran carga de datos requiere de un sistema eficiente de almacenamiento y sincronización de data.

Existen dos mecanismos para administrar los datos recibidos por los sensores: el primero, es realizar un almacenamiento de datos en baja frecuencia, promediando las magnitudes y promedios de las covarianzas recibidas por los sensores en periodos de tiempo exactos (cada 30 minutos, por ejemplo), aunque existe el riesgo de perder detalles y puntos importantes durante el proceso estadístico. La segunda opción es almacenar directamente los datos brutos correlativos en alta frecuencia. La principal desventaja del segundo mecanismo es la enorme carga de datos que se registra y el volumen de memoria que requiere para tal proceso. A pesar de ello, actualmente, existen sistemas Datalogger de gran capacidad de almacenamiento que permiten realizar ambos procesos.

La data bruta, proveniente del almacenamiento en alta frecuencia, se promedia en intervalos de tiempo controlados, dejando promedios de magnitudes y covarianzas en una escala suficiente para ser empleados en los análisis micrometeorológicos de flujos de gases en la atmósfera.

2.4. Procesamiento de datos y cálculo de flujos

El procedimiento general para el procesamiento de la data bruta recibida experimentalmente inicia con el pre-condicionamiento de la información para realizar el cálculo de flujos, luego se aplican correcciones diversas a los promedios, se evalúan los parámetros de control de calidad de los datos en base a criterios estadísticos y se completan las discontinuidades (*gap filling*) en la serie temporal de datos. Finalmente, se analizan y validan los datos procesados. Los componentes principales de cada uno de estos procesos se muestran en el **Esquema 2.3**.



Esquema 2.3. Procedimiento para el procesamiento de los datos de flujo. Fuente: Modificado de Burba, 2013.

Actualmente existen paquetes de software que permiten realizar el procesamiento iterativo de los datos brutos, de forma más rápida e incluyendo el cálculo de flujos hasta el control de calidad. Es necesario evaluar los datos brutos y observar aquellos que sean incoherentes con el resto de la información o que se encuentren fuera algún límite establecido. El análisis y eliminación de las anomalías puede realizarse antes o después del procesamiento de flujos.

2.4.1. Correcciones de datos brutos

Los resultados obtenidos del cálculo de flujo suelen ser inexactos debido a los múltiples aspectos que se asumen, problemas instrumentales, fenómenos físicos, características de la superficie, entre otros que afectan decisivamente la calidad de los

datos brutos. Estos aspectos se encuentran fuertemente dependientes del diseño instrumental, condiciones ambientales, instalación del sistema y el tamaño de la data de flujo no corregida.

2.4.1.1. Rotación de coordenadas

La mayor parte de la teoría de la técnica de flujos turbulentos, asumen que la superficie es horizontal y el eje base del anemómetro es normal a la superficie. Con ello, la dirección del viento es esencialmente horizontal ($\bar{u} \neq 0, \bar{v} = 0, \bar{w} = 0$). Sin embargo, gracias a la complejidad de los ecosistemas, cuando el viento se mueve a través de la atmósfera también es afectado por la inclinación de la superficie, esto genera fluctuaciones en la componente horizontal del aire que modifican el flujo vertical del aire, como se muestra en la **Figura 2.6**. Estas fluctuaciones necesitan ser corregidas, pues afectan decisivamente el cálculo de flujo de gases en la atmósfera.

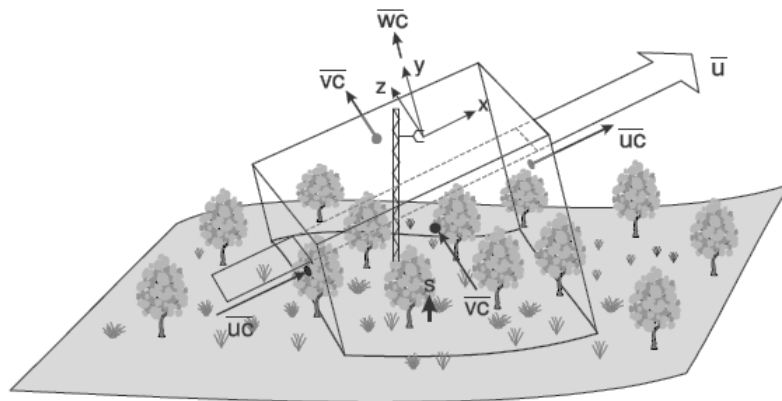


Figura 2.6. Modificación de las direcciones de flujo de gases por inclinación de la superficie. Fuente: Finnigan, 2003.

El sistema original de coordenadas es establecido por la orientación del anemómetro sónico. La rotación de los ejes propone eliminar los componentes fluctuantes en \bar{v} y \bar{w} , modificando los ángulos respecto de los ejes de coordenadas: Rotación de la dirección predominante de viento x , sobre el eje vertical, en un ángulo η para que $\bar{v} = 0$ y \bar{u} máximo (ecuación 2.16). Luego se rota un ángulo θ en torno a la nueva dirección v' para que la componente vertical $\bar{w} = 0$ (ecuación 2.17).

$$\eta = \tan^{-1} \left(\frac{\bar{v}}{\bar{u}} \right) \quad (2.16.)$$

$$\theta = \tan^{-1} \left(\frac{\bar{w}}{\bar{u}^2 + \bar{v}^2} \right)^{1/2} \quad (2.17.)$$

Cuando se ejecuta el cálculo del intercambio de gases ecosistema/atmósfera, empleando las medias y covarianzas de flujo, es necesario considerar los nuevos ejes coordenados por rotación (u' , v' y w') como combinaciones lineales de las velocidades de viento individuales (u_u , v_u y w_u) y las funciones trigonométricas correspondientes a los ángulos η y θ (ecuaciones 2.18, 2.19. y 2.20.).

$$u' = u_u \cos(\theta) \cos(\eta) + v_u \cos(\theta) \sin(\eta) + w_u \sin(\theta) \quad (2.18.)$$

$$v' = v_u \cos(\eta) - u_u \sin(\eta) \quad (2.19.)$$

$$w' = w_u \cos(\theta) - u_u \sin(\theta) \cos(\eta) + v_u \sin(\theta) \sin(\eta) \quad (2.20.)$$

Debido a que los flujos son productos escalares de la concentración y la dirección de viento, los promedios y las covarianzas de la velocidad de viento se pueden multiplicar directamente con las concentraciones correspondientes.

2.4.1.2. Tiempo de demora (time delay)

Para el cálculo de flujo de gases se requiere que la velocidad vertical de viento w y la relación de mezcla de los gases, s , sean medidas y registradas simultáneamente, además de sincronizarse y medirse en la misma frecuencia. Sin embargo, la diferencia en los tiempos de medida del anemómetro y el analizador IRGA presenta una demora que debe ajustarse para eliminar los problemas de imprecisión o subestimación de flujo.

En los sensores de camino abierto, el tiempo de demora es pequeño, en el orden de 0,1 a 0,3 segundos, y se debe a la distancia que separa el anemómetro y el analizador, en relación con la dirección y velocidad de viento, procesamiento y almacenamiento. Para los sensores de camino cerrado el tiempo de demora es mayor, en el orden de varios segundos, y se debe al tiempo que toma a la muestra de aire viajar a través del tubo de ingreso al analizador infrarrojo. La demora puede ser dinámica y cambiante, depende de la densidad de los gases, características de la mezcla y presencia de polvo.

Se puede compensar el tiempo de demora para los sistemas de camino cerrado mediante dos procedimientos usuales:

- a) **Teóricamente**, considerando la demora como un valor constante, calculado a partir de la velocidad de flujo, diámetro y longitud de tubo, etc. El valor se fija inicialmente y debe validarse con regularidad.

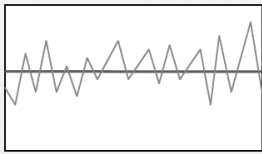
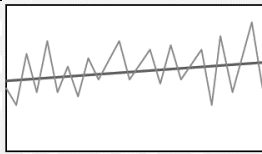
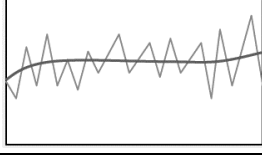
b) **Empíricamente**, estimando la correlación cruzada (parámetro que relaciona la variabilidad de los datos brutos del escalar respecto de la velocidad de viento vertical, w) más alta entre los promedios de las distintas series de datos de escalares medidos y comparando con los promedios de la velocidad de viento.

2.4.1.3. Detrending

Los valores anómalos alrededor de la media son sustraídos de la serie de datos antes de calcular el flujo. Para ello se necesita establecer un valor de media, como tendencia fija, alrededor del cual se establezcan los valores medidos y, consecuentemente, anular la posible presencia de datos provenientes de errores sistemáticos. Existen tres formas posibles en las que se eliminan los datos anómalos de tendencia, cada uno aplicable en situaciones específicas y se comparan en la **Tabla 2.2**.

El exceso de detrending, para un gran número de datos anómalos corre el riesgo de eliminar datos valiosos de baja frecuencia que pueden ser importantes indicadores del comportamiento del ecosistema.

Tabla 2.2. Tipos de procedimientos de Detrending. Fuente: Burba, 2013.

Tipo de Detrending		Características
Promedio en bloque. Se establece un valor de media fijo e invariable.		<ul style="list-style-type: none"> • En casos más simples. • Método usual. • Puede generar flujos artificiales.
Detrending lineal. Se establece un valor de media como función lineal del tiempo.		<ul style="list-style-type: none"> • Para casos de sensores a la deriva. • Para cambios diurnos rápidos. • Posibilidad de perder algunos datos de flujo.
Detrending no lineal. Se establece un valor de media como función no lineal del tiempo.		<ul style="list-style-type: none"> • En situaciones complejas. • Similar a filtro de paso alto. • Posibilidad de perder muchos datos de flujo.

2.4.1.4. Periodo de promedio de datos

El intervalo de tiempo que se utiliza para determinar el promedio de los datos debe elegirse cuidadosamente, pues este definirá los valores de flujo netos. Si el tiempo de promedio es muy largo, por ejemplo 2 a 6 horas, es probable que se incluya contribuciones lentas y no turbulentas de flujo, de forma que los flujos diurnos puedan ser enmascarados o eliminados por la media. Por otro lado, si el tiempo de promedio es muy corto, cumple

un efecto similar al filtro de paso alto, perdiendo contribuciones de bajas frecuencias y se puede subestimar los flujos medidos.

Existen tres métodos para la elección del periodo de promedio de datos: (a) *obligatorio*, donde el periodo de medida va de 30 minutos a 1 hora. Es el periodo de promedio usual y trabaja en condiciones estándar; (b) *empírico*, promedia series de datos en distintos periodos de tiempo y escoge aquellos que abarquen periodos más prolongados y (c) *método de ojivas*, que analiza un coespectro acumulativo construido en un amplio rango de frecuencias. Brinda promedios de datos óptimos en distintos periodos de tiempo, sin embargo, requiere de procesamiento complejo.

2.4.2. Cálculo de flujos

Como se determinó en la sección 2.2., la covarianza de flujos turbulentos se calcula como producto de las medias de densidad de aire seco, la velocidad de viento y el escalara estudiado. La misma ecuación permite particularizar otros términos que componen el cálculo de flujos finales. Considerando las ecuaciones, se puede determinar los flujos de escalares: flujo de momento, H, F_{H_2O} y LE. Las ecuaciones principales de flujos turbulentos, aplicadas en las tres direcciones de viento (u, v, w) para otros parámetros ecológicos se exponen en la **Tabla 2.3**.

Tabla 2.3. Ecuaciones de flujos turbulentos para diversos parámetros ecológicos. (**Parte 1**)

Flujo estudiado y definición	Ecuación
<p>Flujo de momento (τ) $\text{Kg m}^{-2} \text{s}^{-1}$</p> <p>Representa un transporte de inercia en la dirección vertical (w) y horizontal (u).</p>	$\tau = \bar{\rho}_a \cdot \overline{w'u'} = \frac{\bar{P}_a \cdot m_d}{R \cdot \bar{\theta}} \cdot \overline{w'u'}$ <p style="text-align: right;">(2.21.)</p> <p>Donde ρ_a es la densidad del aire seco y u', w' son las varianzas de las componentes espaciales de la velocidad del viento. Esta ecuación es producto del matriz tensor simétrico de Reynolds.</p>
<p>Velocidad de fricción (u^*) m s^{-1}</p> <p>Se utiliza para evaluar la intensidad de turbulencia. Valores pequeños indican falta de turbulencia, la cual es frecuente durante la noche. Valores bajos tienden a subestimar el flujo y no son recomendables para la determinación del intercambio neto del ecosistema (NEE).</p>	$u^{*2} = \left(\overline{u'w'^2} + \overline{v'w'^2} \right)^{1/2} \quad (2.22.)$ $u^* = \sqrt{-\overline{u'w'}} \quad (2.23.)$ <p>Usando algunos elementos del tensor de Reynolds se obtuvieron las ecuaciones anteriores. Donde u', v' y w' representan las variaciones correspondientes a las velocidades del viento en las direcciones x, y, z, respectivamente.</p>

Tabla 2.3. Ecuaciones de flujos turbulentos para diversos parámetros ecológicos. **(Parte 2)**

Flujo estudiado y definición	Ecuación
<p>Flujo vertical de calor sensible (H)</p> <p>Representa un transporte de calor en el aire debido a un gradiente de temperatura. Se calcula como fluctuación simultánea de la componente vertical del viento, w, y la temperatura sónica, θ_s.</p>	$H = \overline{\rho_d} C_p \overline{w' \theta_s'} = \frac{\overline{P_d} m_d}{R \cdot \overline{\theta}} \cdot C_p \cdot \overline{w' \theta_s'}$ <p style="text-align: right;">(2.24.)</p> <p>Donde, la media de densidad de aire seco ($\overline{\rho_d}$), la media de covarianzas en la velocidad vertical de viento y la temperatura ($\overline{w' \theta_s'}$). Es necesario considerar el factor de conversión de calor específico del aire seco, C_p.</p>
<p>Flujo vertical de H₂O (F_v^{EC})</p> <p>Flujo de H₂O como parte de la evapotranspiración del ecosistema.</p>	$F_v^{EC} = \frac{M_w/M_a}{\overline{P}} \overline{\rho_d} \overline{w' e'}$ <p style="text-align: right;">(2.25.)</p> <p>Donde, la relación de masas de agua y aire (M_w/M_a), media de la densidad de aire, seco ($\overline{\rho_d}$), la media de covarianzas correspondientes a la desviación en la velocidad vertical instantánea y la fracción molar seca ($\overline{w' e'}$) y la media de presión atmosférica (\overline{P}).</p>
<p>Flujo vertical de calor latente* (LE) W m⁻²</p> <p>Representa un transporte de calor debido a la evaporación o condensación del vapor de agua como parte de la evapotranspiración ecosistémica. Flujo de H₂O en unidades de energía.</p>	$LE \equiv \lambda F_v^{EC} = \lambda \frac{M_w/M_a}{\overline{P}} \overline{\rho_d} \overline{w' e'}$ <p style="text-align: right;">(2.26.)</p> <p>El flujo de calor latente (LE) se determina como el producto del flujo tradicional de agua (E) y el factor de calor latente de vaporización de agua (λ). El flujo de calor latente describe la energía utilizada en los procesos de evaporación, evapotranspiración y transpiración ecosistémica.</p>
<p>Parámetro de estabilidad de Monin-Obukhov (ζ)</p> <p>Describe la tendencia con la que la atmósfera tiende a impedir el movimiento vertical del aire. Esencialmente, es una medida de la estabilidad de los estratos atmosféricos. Para el caso del método de covarianza de flujos turbulentos, describe la estabilidad de la capa límite atmosférico, dentro de la cual se da el intercambio vertical de gases ecosistema-atmósfera.</p>	$\zeta = \frac{h_m - d}{L}$ <p style="text-align: right;">(2.27)</p> <p>Donde h_m es la altura de medición, d es la distancia de desplazamiento de plano cero (constante) y L es la distancia Obukhov, la cual relaciona procesos dinámicos, térmicos y boyantes (altura a la cual la turbulencia se debe principalmente a procesos boyantes).</p> $L = - \frac{u^{*3}}{\kappa \cdot \left(\frac{g}{\theta_s}\right) \cdot \overline{w' \theta_s'}}$ <p style="text-align: right;">(2.28.)</p> <p>κ es la constante de Von Karmán's (0.40 ± 0.1), g es la aceleración de la gravedad, u^* es la velocidad de fricción del aire y $\overline{w' \theta_s'}$ es la media de covarianza de flujo térmico.</p>
<p>Radio de Bowen (B_0)</p> <p>Relaciona los flujos de calor sensible y calor latente. Describe el tipo de transferencia de calor de una superficie (que contiene humedad) a la atmósfera. El valor que se obtiene es un indicador del tipo de ecosistema que se estudia.</p>	$B_0 = \frac{H}{LE} = \frac{H}{\lambda F_v^{EC}}$ <p style="text-align: right;">(2.29.)</p> <p>Donde, H es el flujo vertical de calor sensible y LE es el flujo vertical de calor latente, calculado como producto de la capacidad calorífica del agua y el flujo vertical de agua en forma de vapor.</p>

2.4.3. Correcciones de datos de flujo

Las principales correcciones y los factores a los que afectan se muestran en la **tabla 2.4**. En esta tabla se describe el efecto de las correcciones y el efecto de compensación de los mismos.

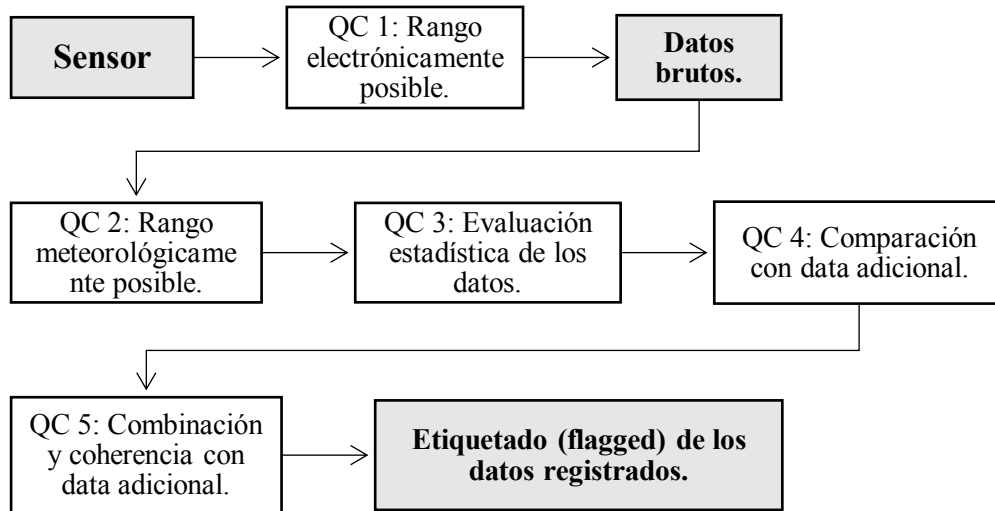
Tabla 2.4. Principales correcciones a las series de datos de flujo. Fuente: Revereter, 2008.

Corrección	Correspondencia
De frecuencia de respuesta	<p>Para compensar la pérdida de flujo de diferentes frecuencias de transporte turbulento. Este tipo de corrección consiste en un número de correcciones individuales combinado dentro de una función de transferencia final. Ellos son aplicados para todos los flujos, usualmente en un rango de 5 a 25 % del total, y puede ser minimizada durante la instalación experimental.</p> <p>Al igual que el ajuste de tiempo de demora, los gases más viscosos como H₂O o NH₃, en analizadores de camino cerrado, la atenuación de la frecuencia de respuesta es elevada y la corrección es más amplia.</p>
De flujo de calor sónico y oxígeno	<p>Compensa las fluctuaciones de humedad y el flujo de momento, afectando las mediciones de temperatura sónica y usualmente no abarca más del 10 % del flujo de calor sensible. La corrección de oxígeno se refiere a la eliminación de la señal del oxígeno que contamina los resultados del higrómetro de kriptón y usualmente no supera el 10% del flujo total.</p>
De Webb-Pearman-Leuning (WPL)	<p>Los términos de densidad Webb-Pearman-Leuning afectan los flujos de gases y H₂O. La magnitud y sentido de las variables aditivas varía grandemente en invierno y en mucho menor grado porcentual en verano. Los analizadores de camino abierto presentan un gran impacto en los términos de WPL debido a un término típicamente grande de expansión-contracción térmica. Los analizadores de camino cerrado presentan un menor impacto de los términos WPL debido a la atenuación térmica en los tubos de ingreso de gases.</p>
De orden espectroscópico	<p>Los efectos espectroscópicos de las tecnologías basadas en láser pueden afectar concentraciones rápidas y flujos. El impacto es generalmente específico de la tecnología y deben ser tratados con precaución. Las correcciones existen para modelos específicos de instrumentos. También es necesario realizar las correcciones de superposición de bandas que afectan los flujos de gases medidos por NDIR y dependen del tipo de instrumento utilizado. El impacto sobre el flujo es cercano al 5% y se corrige mediante software o es descrito por los fabricantes de los instrumentos.</p>
Términos de flujo y almacenamiento de gases	<p>En general, los valores de términos de almacenamiento y flujo de gases deciden el tamaño de las mediciones de covarianza de flujos turbulentos en condiciones de vientos suaves, condiciones estables con doseles elevados. En superficies planas con doseles arbóreos bajos y buenas mezclas turbulentas, los procesos de flujo son insignificantes o pequeños; sin embargo, en el largo plazo pueden afectar decisivamente los datos brutos.</p>

2.5. Control de calidad de datos brutos

Cuando se ha almacenado la data de un periodo de tiempo completo, es necesario pre-condicionar la información antes de procesarla. Entre estas, se encuentra la transformación de formato de almacenamiento bruto a uno que sea más factible de

manipular. Otras condicionantes son evaluar el tipo de cálculos de flujo que se realizará, unidades de medida, tipo de muestreo y análisis programado, corroborar la calibración de los sensores, conversión de densidad de aire a fracciones molares y promedio adecuado de la data. El procedimiento general para el control de calidad (QC) de datos en el método de covarianza de flujos turbulentos se grafica en el **Esquema 2.4**.



Esquema 2.4. Procedimiento de control de calidad para datos recolectados en la técnica de covarianza de flujos turbulentos. Fuente: Aubinet, 2012.

Posteriormente, es necesario aplicar pruebas de control de calidad de la serie de datos temporales, de forma que se pueda determinar el origen de éstos. Las causas frecuentes de errores se deben a problemas físicos en el muestreo o errores instrumentales, por ello se han establecido dos sistemas de etiquetado de errores para clasificarlos, dependiendo del criterio de evaluación utilizado: *hard-flags* y *soft-flags*. Los *hard-flags* se asocian a problemas instrumentales o de grabado de datos; mientras que los *soft-flags* se asocian a comportamientos inusuales físicamente plausibles que deben ser evaluados para su inclusión en los cálculos de flujo (Reverter, 2008; Foken and Wichura, 1996; Vickers and Mahrt, 1997). La evaluación iterativa de las anomalías se realiza empleando software especializado y permite determinar el tipo de *flag* correspondiente a una señal.

CAPÍTULO 3.

MATERIALES Y MÉTODOS

3.1. Área de estudio y periodo de muestreo

Todas las mediciones se llevaron a cabo sobre la base de la plataforma principal de la torre de flujo Ramiro Chacón-SAGES, ubicada en el sector del río La Torre en la Reserva Nacional Tambopata (12°49'58.350"S, 069°16'36.700"W), Madre de Dios, a 30 km (por aire) en dirección sudoeste de la ciudad de Puerto Maldonado (**Figura 3.1.**) La altura promedio del dosel arbóreo es de 35 m y no existe evidencia notable de perturbación antropogénica (Weber 2016). La estación seca presenta una duración aproximada de 6 meses, desde el 12 de abril al 17 de octubre, y la estación húmeda comprende el 18 de octubre al 11 de abril, con un clima caliente y húmedo. La temperatura promedio anual es de 25,4°C y la precipitación es de 2377 mm, reportada en la base meteorológica Weatherbase (2015).

El bosque se encuentra a una altitud promedio de 300 m.s.n.m. y posee geografía poco accidentada. Las principales zonas de vida del bosque tropical, de acuerdo al área que cubren, son: Bosque húmedo subtropical (57,90%), bosque muy húmedo subtropical (41,12%) y bosque pluvial subtropical (0,98%), de acuerdo al Mapa Ecológico del Perú (INRENA, 2013). A un nivel más específico, los principales tipos de bosque en el área de estudio son: terrazas (63,28%) y aluvial inundable (26,12%). Estos se caracterizan por presentar inundaciones temporales (entre los meses de diciembre y marzo) que modifican la geografía del bosque, incidiendo en la disponibilidad de agua y humedad ambiental que pudieron significar variables importantes en los flujos de carbono, respiración vegetal e intercambio neto.

Las medidas se realizaron a dos alturas distintas: 42 m desde diciembre de 2016 a octubre de 2017; y 48 m, desde octubre de 2017 a la actualidad. El periodo de estudio comprendió las estaciones: húmeda 2016-2017, seca 2017, húmeda 2017-2018 y seca 2017-2018.

El sector del río La Torre está ubicado cerca de 210 m sobre el nivel del mar y se caracteriza por un clima tropical con una media anual de 25,2°C y una precipitación anual de 2417 mm. La precipitación estacional bordea el rango de los 200 mm al mes durante la estación húmeda y menos de 100 mm al mes en la estación seca (Malhi *et al.*, 2004).

La dirección de viento es esencialmente variable, aunque predomina en dirección noroeste (NW). En general, no existen variaciones en altitud mayores a los 10 metros en un radio de 0,5 Km alrededor de la torre (Quesada *et al.*, 2010).



Figura 3.1. Ubicación de la Torre de flujo Ramiro Chacón SAGES.

Debido al efecto de bloqueo de la Cordillera de Los Andes, corrientes de viento frío ingresan, ocasionalmente, al bosque amazónico causando caídas de la temperatura, cercanas a los 5°C (Malhi *et al.*, 2014; Garreaud y Wallace 1998), las cuales son denominadas “friaje”. Este fenómeno está caracterizado por un diferente régimen climático y fisiología vegetal comparada con otras regiones de la Amazonía, afectando principalmente aspectos como la fertilidad del suelo y la productividad vegetal (Malhi *et al.*, 2002; Quesada *et al.*, 2010).

3.2. Suministro de energía

Los instrumentos instalados en la torre de flujo trabajan con una potencia de 12V y 5A. La energía para el funcionamiento de los mismos está provista por seis paneles solares de 67 cm x 148 cm (**Figura 3.2.**), con una potencia de 12 V nominales y modulados a 150 W de trabajo cada uno. La energía se suministró a una velocidad de 560 A.h en baterías de gel montadas debajo de los paneles para el trabajo nocturno y en días nublados.



Figura 3.2. Elementos del suministro de energía: paneles solares (izquierda), controlador y baterías de gel (derecha).

3.3. Instrumentación para data meteorológica

Para la medida de los parámetros meteorológicos, se montaron en la torre los siguientes sensores, suministrados por Campbell Scientific (Utah, USA): para la medida de la temperatura ambiental y humedad relativa, HMP155; velocidad de viento y dirección, Vector Instruments A100P y W200P; radiómetro térmico y solar, NR01; detector de radiación directa y radiación difusa, BF3 (Delta-T Devices, Burwell, UK); pluviómetro de báscula, TB4; barómetro de presión, , sensor de humedad de superficie, SKLW 1900 (Skye instruments, Llandrindod, UK) y detector de radiación fotosintéticamente activa (PAR) en upwelling y downwelling, LI-190 (LI-COR, Lincoln, Nebraska, USA). Algunos sensores empleados se muestran en la **figura 3.3**.

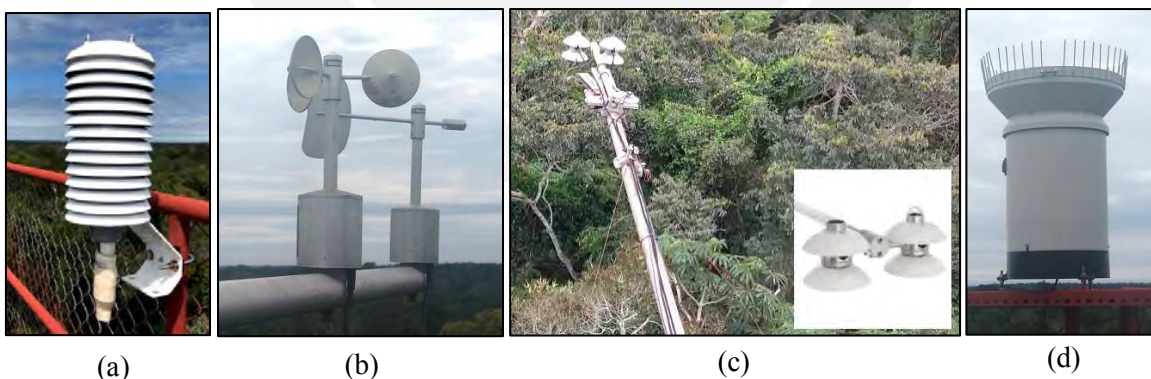


Figura 3.3. Algunos sensores empleados en la torre de flujo para la medición de data micrometeorológica: (a) sensor de temperatura ambiental y humedad relativa, HMP155, (b) sensor de velocidad y dirección de viento, Vector Instruments A100P y W200P, (c) radiómetro térmico y solar, NR01 y (d) pluviómetro de báscula, TB4.

La información micrometeorológica se recolectó a 10 Hz (alta frecuencia) y 1 Hz (baja frecuencia), controlados por un Data Logger CR3000 (Campbell Scientific, Utah, USA) y se almacenaron en una tarjeta USB removible de 16 GB. La descarga de los datos se realizó directamente de la tarjeta USB a una computadora portátil. Los datos se

descargaron, en promedio, una vez al mes y se guardaron, junto con un respaldo, como datos brutos en formato “.dat”.

3.4. Instrumentación para data de flujos turbulentos

Para la medida de los parámetros de flujo, se empleó un anemómetro sónico 3D, modelo CSAT3 (Campbell Scientific, Utah, USA). Se empleó un analizador infrarrojo de gases para determinar la concentración de H₂O y CO₂, modelo LI-7200 (LI-COR, Nebraska, USA) de camino cerrado con un tubo de teflón de longitud 110 cm hacia la celda, desde diciembre de 2015 a setiembre de 2017; y de 60 cm, con calentamiento, desde noviembre de 2017 a la actualidad. Ambos conductos presentan diámetro interno de 9,5 mm y una velocidad nominal de bombeo de aire igual a 10 L/min, con un filtro de sólidos y capucha en el ingreso. El sistema interno presenta una temperatura y presión constante, además de soportar las condiciones atmosféricas a la que se expone la torre. Los sensores de flujo y el Data Logger se muestran en la **figura 3.4**.

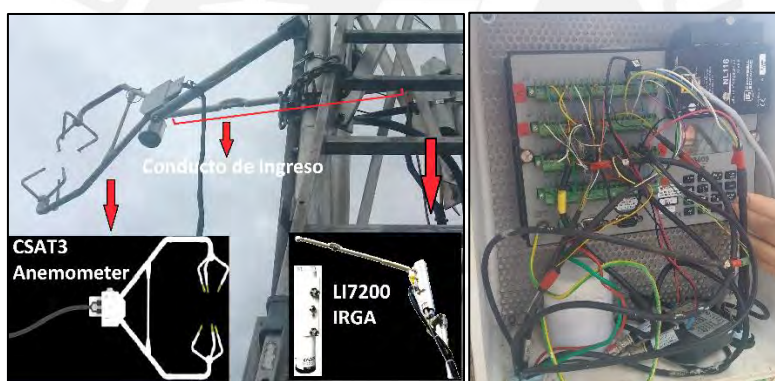


Figura 3.4. Anemómetro sónico CSAT3, conducto de ingreso y analizador infrarrojo de H₂O y CO₂, LI-7200 (izquierda) y Data Logger CR3000 encargado del almacenamiento de datos (derecha).

La calibración del sensor se realizó periódicamente, usando mezclas estándar de CO₂ de concentraciones conocidas. Las calibraciones de vapor de agua se realizaron considerando las fluctuaciones diarias de la relación $T_v - T_k$, donde T_v es la temperatura sónica (proveniente del anemómetro sónico) y T_k es la temperatura ambiente. Esta fluctuación en humedad es adicional a la determinada por el higrómetro presente en la torre.

Al igual que para la medida de datos meteorológicos, la información se recolectó a una frecuencia de 10 Hz en el Data Logger CR3000 y se almacenaron en la tarjeta de memoria portátil. Los datos se almacenaron con formato “.dat”.

3.5. Transformación de formato de datos

Se transformó el formato de la data bruta recolectada por los sensores de la torre (.dat) en el formato ASCII en tabla (.TOA5). El procedimiento se realizó empleando el programa *Loggernet*, versión 4.1.0.16 (Campbell Scientific, 2010), y la función “*CardConvert*”, tanto para los datos meteorológicos como los de flujo. La data transformada perteneció al dominio de alta frecuencia (HF) y baja frecuencia (LF), tanto para los registros meteorológicos, como los de flujo de gases.

3.6. Procesamiento de datos meteorológicos

El procesamiento meteorológico se realizó para los datos recolectados en baja frecuencia (LF), empleando el software de lenguaje de programación *R* y los paquetes estadísticos adecuados: *openair* y *chron*. Con el mismo software, se realizó el acoplamiento temporal de todas las series de datos recogidas durante el periodo de estudio, se calcularon las variables de radiación neta de onda larga y onda corta, albedo, periodo del día y se realizaron las correcciones para los datos de precipitación, velocidad de viento, presión atmosférica y PAR. El programa permitió eliminar los datos más anómalos dentro de toda la serie temporal, originados por errores electrónicos u eléctricos, perturbación de los sensores por fenómenos aleatorios.

Los datos procesados se almacenaron en una base de datos, todos fueron organizados en intervalos de 30 minutos, considerando el promedio de los mismos como valor representativo en dicho periodo de medición. Al almacenarse de esta forma, la manipulación y contraste de variables se facilitó.

3.7. Procesamiento de datos de flujo

Después de la transformación al formato “.toa5”, se compilaron todos los datos temporales de alta frecuencia (HF) empleando el software *EddyPro*, versión 6.2.1. (LICOR Biosciences, 2017) en intervalos de 30 minutos con medias estadísticas representativas. Con el software se pudieron eliminar los valores anómalos o de origen aleatorio, también se realizó la asignación de una bandera de calidad (*quality flag*) a cada intervalo de datos brutos con el objetivo de analizar su confiabilidad.

La compensación por demora en del tiempo (*time delay*) durante la conducción de gas a través del tubo hacia el analizador y *detrending* también se realizaron por *EddyPro*.

Las correcciones de flujo por rotación de coordenadas fueron aplicadas a posteriori en las varianzas y covarianzas.

Por otra parte, *EddyPro* también calculó otros parámetros de flujo no medidos directamente, como: calor sensible (H), calor latente (LE), velocidad de fricción de viento (u^*), almacenamiento de CO₂ (CO₂ STRG) y almacenamiento de H₂O (H₂O STRG), huella de CO₂ *footprint* y huella *fingerprint* de los datos, asignando un parámetro de calidad a cada uno (*quality flag*). Toda la serie temporal se almacenó en una base de datos con formato *.dat*.

El procesamiento de los datos producto del *EddyPro*, se realizó empleando el software *TOVI*, versión 2.2.2. (LI-COR Biosciences, 2017), el cual permitió organizar los resultados temporalmente (a diario, estacional y mensual), ejecutar control de calidad de la serie de datos, graficar los datos de flujo de CO₂, H₂O y energía; calcular las huellas de flujo *footprint* y *fingerprint*, así como entrecruzar las variables estudiadas, tomando como referencia intervalos de 30 minutos. En todos los casos, se calcularon los parámetros estadísticos más importantes para el análisis de datos (promedio, mediana, desviación estándar y percentiles).

Para correlacionar las variables meteorológicas y de flujo, también se emplearon los paquetes estadísticos *openair* y *chron* en el software de programación *R*. Con estos paquetes, se unieron todas las series de datos, desde diciembre de 2015 hasta mayo de 2018, sincronizando cada promedio de meteorología y flujo de gases (a baja frecuencia de muestreo) en intervalos de 30 minutos.

3.8. Aplicación de filtro y determinación de data representativa

En la determinación de la velocidad de fricción u^* mínima significativa para el flujo de CO₂ entre la atmósfera y el ecosistema, se graficó la variación de NEE y el u^* promedio en intervalos de 0,1 m.s⁻¹ para toda la data compilada. El valor hallado fue de 0,25 m.s⁻¹ (**figura 4.17.**). Este se aplicó como filtro para el descarte de datos de flujo de CO₂, H y LE, así como en los posteriores cálculos de NEE, R, GPP y el balance de energía.

En el caso de la data meteorológica, se aplicaron los filtros de dirección de viento predominante a partir de la determinación de la huella *footprint*. Así, toda la data procesada y organizada en esquemas temporales fue seleccionada considerando los mayores porcentajes de contribución del viento al *footprint* alrededor de la torre. Se

filtraron los datos con menor aporte a la huella digital, menor velocidad de viento y dirección poco predominante en la rosa de vientos.

3.9. Organización y comparación de variables

Para el estudio del flujo de CO₂ en el bosque, se adoptaron dos esquemas de organización para la relación de variables: temporal y de flujo. Los dos esquemas se ejecutaron a través de filtros aplicados a las bases de datos producto del procesamiento de *R* y *TOVI*.

3.9.1. Esquema temporal

De acuerdo a los tipos de análisis utilizados por Hutyra *et al.*, (2007) y Araujo *et al.*, (2002), los modelos de trabajo más adecuados se muestran en la **tabla 3.1**. Las principales variables micrometeorológicas y de flujo se organizaron en fragmentos horarios, diarios (24 horas), mensuales y estacionales (estación seca y húmeda).

Tabla 3.1. Esquema temporal de análisis de variables estudiadas (primera parte).

Tipo	Variable de análisis	Periodo de estudio
Meteorológico	Precipitación (mm).	Mensual
	Albedo (%).	Mensual
	Temperatura del aire (°C).	Horario y mensual
	Humedad relativa (%).	Horario y mensual
	Dirección y velocidad de viento (WS)	Horario y estacional
	Velocidad de fricción, u^* ($m.s^{-1}$).	Horario
	Radiación de onda corta, SW, y onda larga, LW ($W.m^{-2}$).	Horario y estacional
	Radiación global ($W.m^{-2}$).	Mensual y estacional
	Radiación fotosintética activa, PAR ($\mu mol.m^{-2}.s^{-1}$).	Horario y mensual
Flujo	Flujos y almacenamiento de CO ₂ y H ₂ O ($\mu mol.m^{-2}.s^{-1}$).	Horario y estacional
	Intercambio neto ecosistémico, NEE ($\mu mol.m^{-2}.s^{-1}$).	mensual y estacional
	Calor latente, LE ($W.m^{-2}$).	Horario y estacional
	Calor sensible, H ($W.m^{-2}$).	Horario y estacional

3.9.2. Esquema de flujo

La evaluación de la influencia de los parámetros meteorológicos en el flujo de gases y energía, consistió en la comparación de los promedios de las variables correspondientes bajo un mismo esquema temporal. El desarrollo del esquema de flujo se

describe en la **tabla 3.2**. El modelo de estudio planteado, también considera lo desarrollado por Araujo *et al.*, (2002), Von Randow *et al.*, (2004) y Huttyra *et al.*, (2007).

Tabla 3.2. Correlación de variables de flujo y meteorológicas

Tipo de análisis	Variable 1 (x)	Variable 2 (y)	Temporalidad
Balance de energía	Radiación (W.m ⁻²)	global Calor sensible, H (W.m ⁻²)	Estacional
	Radiación (W.m ⁻²)	global Calor latente, LE (W.m ⁻²)	Estacional
Variación del intercambio ecosistémico	Velocidad de fricción, u* (m.s ⁻¹)	Intercambio neto ecosistémico, NEE (μmol.m ⁻² .s ⁻¹).	Estacional
	Radiación fotosintética activa, PAR (μmol.m ⁻² .s ⁻¹).	Intercambio neto ecosistémico, NEE (μmol.m ⁻² .s ⁻¹).	Estacional

3.10. Cálculo de Respiración (R) y Producción Primaria Bruta (GPP) del bosque amazónico

Para la determinación de la respiración ecosistémica (R), se empleó la relación matemática no lineal en la **ecuación 3.1.**, en base a la correlación NEE versus PAR del esquema de flujo expuesto en la **tabla 3.2**. Para el mismo, se consideraron los valores calculados de NEE correspondientes a $u^* > 0,25 \text{ m.s}^{-1}$, en los periodos de día y noche (Araujo *et al.*, 2002), con finalidad de no subestimar su magnitud.

$$NEE = a_1 + \frac{a_2 \times PAR}{a_3 + PAR} \quad (3.1.)$$

Del gráfico que correspondería a la ecuación 3.1. (NEE vs PAR), el intercepto a_1 (PAR → 0) permitió estimar el valor promedio de la respiración ecosistémica (R) en el periodo de medida. No se aplicaron filtros de balance nocturnos (Araujo *et al.*, 2002).

El cálculo de la producción primaria bruta (GPP) se realizó considerando los valores de NEE y la respiración, R, obtenidos estacionalmente. La relación matemática aplicada se expresa en la **ecuación 3.2**. Al igual que en la respiración ecosistémica, no se filtraron los datos en base a periodos diurnos y nocturnos.

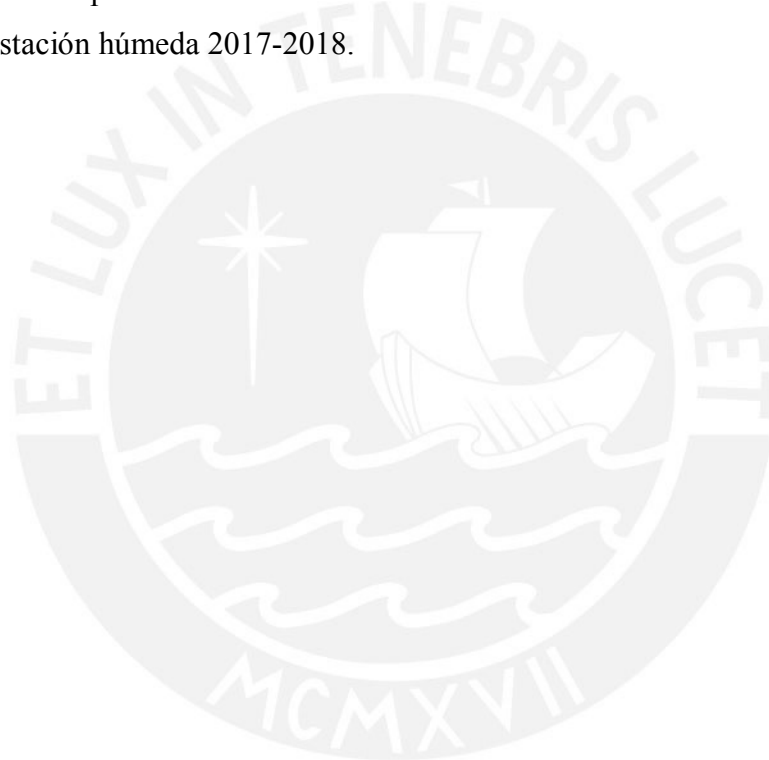
$$NEE = R - GPP \quad (3.2.)$$

3.11. Modelamiento y cálculo de R y GPP

Usando el método de Hutyrá *et al.*, (2007), se determinó la ecuación de modelamiento (por regresión lineal de mínimos cuadrados), empleando la magnitud de la respiración ecosistémica (R) obtenida en la gráfica NEE vs PAR y la temperatura máxima estacional ($T_{máx}$), en °C. La **ecuación 3.3.** muestra la expresión que correlaciona las variables citadas.

$$R = b + m \times T_{máx} \quad (3.3.)$$

Con el dato anterior, se calculó la magnitud del GPP usando la **ecuación 3.2.** Los periodos empleados para el modelamiento fueron: estación húmeda 2016-2017, estación seca 2017 y estación húmeda 2017-2018.



CAPÍTULO 4. RESULTADOS

4.1. Disponibilidad de los datos

En general, la instrumentación en la torre trabajó correctamente, siendo los principales errores basados en problemas con el almacenamiento físico de datos, mal funcionamiento de alguno de los sensores, problemas con el funcionamiento del programa que coordina las mediciones, fallas electrónicas y de suministro de energía para los sensores y el Data Logger. El número de datos considerados, en baja frecuencia, y los principales intervalos donde ocurren huecos en las series de medida estacionales se muestran en la **tabla 4.1.**

La distribución de vacíos en la data continua es variada, aleatoria y los intervalos en el tiempo son muy cortos, por lo que no se muestran en la tabla. Del total de data analizada, se observó que las mediciones de flujo fueron las que presentaron mayor continuidad en el tiempo, mientras que las mediciones meteorológicas presentaron problemas.

Tabla 4.1. Número de datos procesados en baja frecuencia por temporada.
Número de datos medidos

Periodo estacional	Data meteorológica	Data de flujo
Húmedo 2016-2017	5476 (64,81 %)	7728 (91,46 %)
Seco 2017	8600 (94,79 %)	7319 (80,67 %)
Húmedo 2017-2018	4692 (55,53 %)	4217 (49,91 %)
Seco 2018	8645 (95,56 %)	7842,70 %)

4.2. Análisis meteorológico

4.2.1. Albedo

El albedo se relaciona con la cantidad de radiación de onda corta que el bosque recibe y refleja por unidad de área en un periodo de tiempo determinado. Empleando la información mensual, se graficaron los valores de albedo en la **figura 4.1.**, mientras que los promedios estacionales para la data registrada en baja frecuencia, se muestran en la **tabla 4.2.**

Descriptivamente, se observa que los valores fluctúan estrechamente entre 0,10 y 0,12. De ello se deduce que, menos del 12% de la radiación que incide sobre el bosque es reflejada. Adicionalmente, se observó un cambio significativo en los valores registrados luego del incremento en la altura de la plataforma de la torre en noviembre de 2017, existiendo una gran variabilidad durante todo el periodo de medición.

Tabla 4.2. Albedo en cada una de las estaciones estudiadas. (d.e. = desviación estándar)

Periodo estacional	Albedo \pm d.e.
Húmedo 2016-2017	0,112 \pm 0,058
Seco 2017	0,108 \pm 0,056
Húmedo 2017-2018	0,117 \pm 0,053
Seco 2018	0,116 \pm 0,052

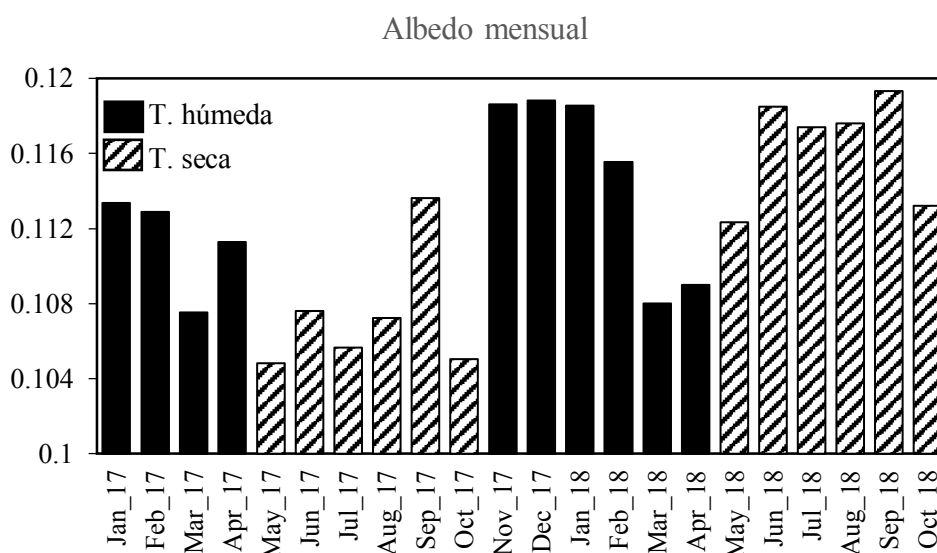


Figura 4.1. Albedo calculado mensual.

4.2.2. Temperatura del aire y humedad relativa

La variación mensual de la temperatura del aire (T_{air}) y la humedad relativa porcentual (% RH), se muestran en la **figura 4.2**. La data estacional promedio se indica en la **tabla 4.3**. Del gráfico se observa que la temperatura promedio fluctúa entre los 21 y 27°C, en los que sus valores más elevados se hallan a finales de la temporada seca e inicios de la temporada húmeda (de julio a diciembre). Los mayores porcentajes de humedad relativa, sobre el 85%, se encuentran en la estación húmeda (octubre a mayo) debido a la continua precipitación y evaporación de agua. Del gráfico también se observa

que, conforme se fue incrementando la temperatura del aire, la humedad relativa fue cayendo.

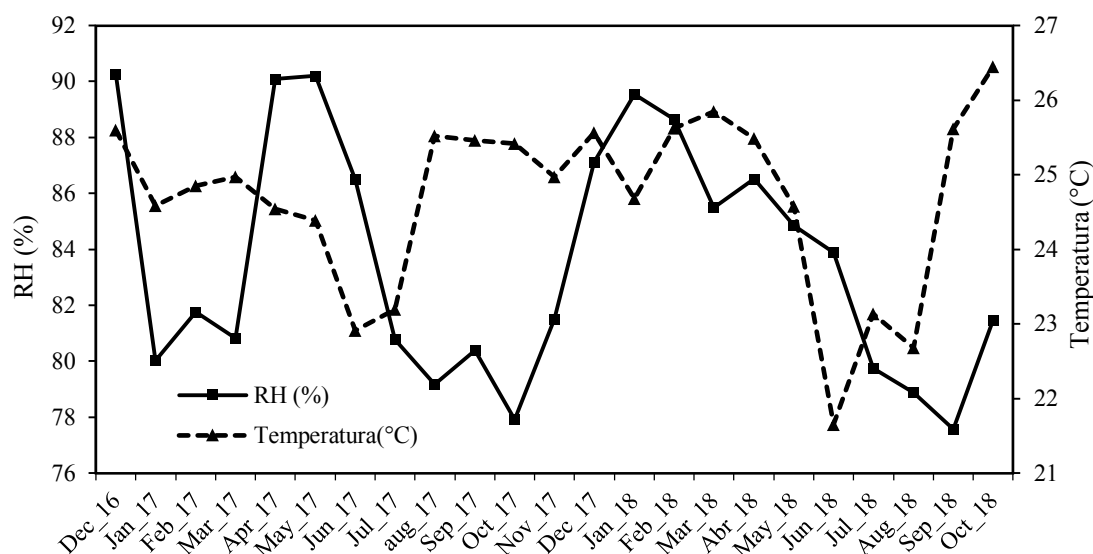


Figura 4.2. Comportamiento mensual de la humedad relativa (%RH) y la temperatura del aire en la torre SAGES. Datos obtenidos en baja frecuencia.

Tabla 4.3. Comportamiento de la temperatura del aire y humedad relativa estacionales del bosque amazónico.

Periodo estacional	Humedad relativa (%)	Temperatura del aire (°C)
Húmedo 2016-2017	84,59 ± 5,14	24,91 ± 0,43
Seco 2017	82,49 ± 4,79	24,48 ± 1,19
Húmedo 2017-2018	86,47 ± 2,84	25,36 ± 0,44
Seco 2018	81,06 ± 2,87	24,02 ± 1,84

Por otra parte, el comportamiento promedio diario (24 horas) de ambos parámetros se estudió promediando la data disponible estacionalmente (**figura 4.3.**). Al igual que en la distribución mensual, existe una relación inversa entre la temperatura y la humedad.

El déficit de presión de vapor (VPD), es un parámetro relacionado con la evapotranspiración y representa el principal indicador de flujo de H₂O entre la atmósfera y la atmósfera. Valores elevados de VPD indican que el bosque presenta un elevado nivel de evapotranspiración, por lo que su principal manifestación se da en las temporadas húmedas. El flujo de VPD mensual promedio en todas las temporadas de estudio se muestra en la **figura 4.4.**

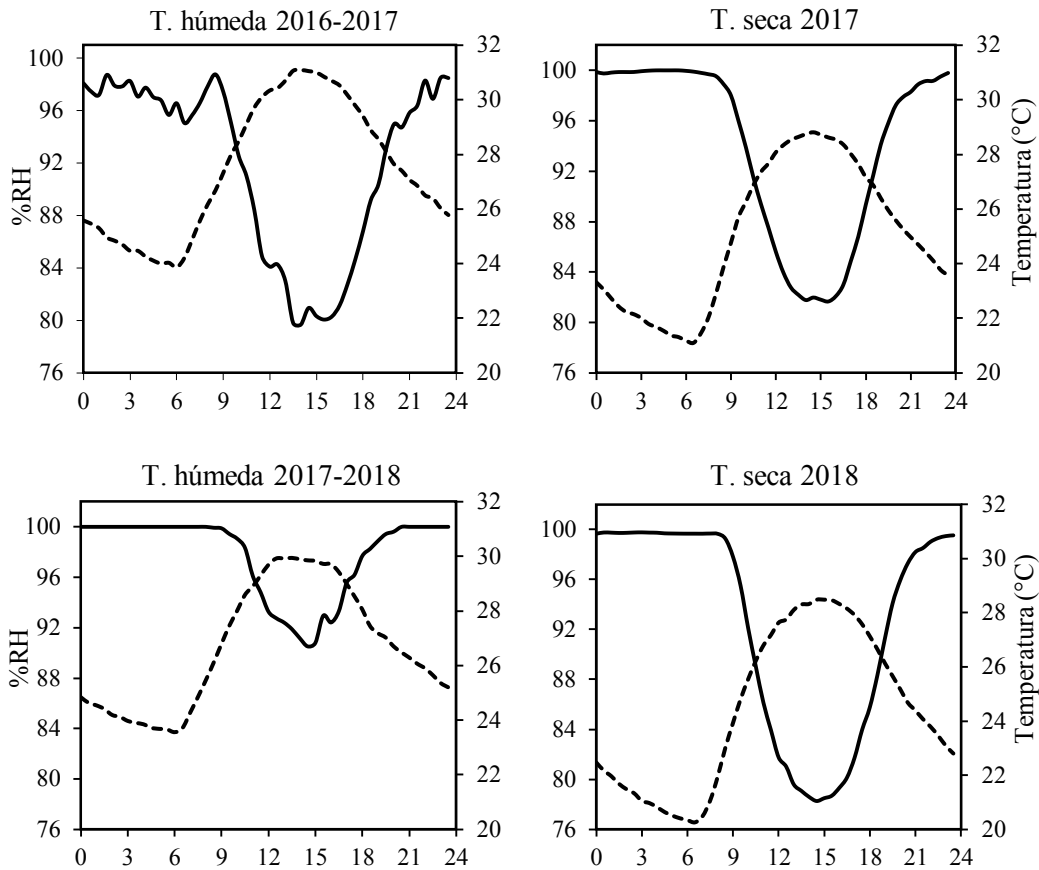


Figura 4.3. Variación horaria de %RH (línea continua) y temperatura, (línea discontinua) durante los periodos de estudio. Se muestran los valores máximos promedio de cada parámetro.

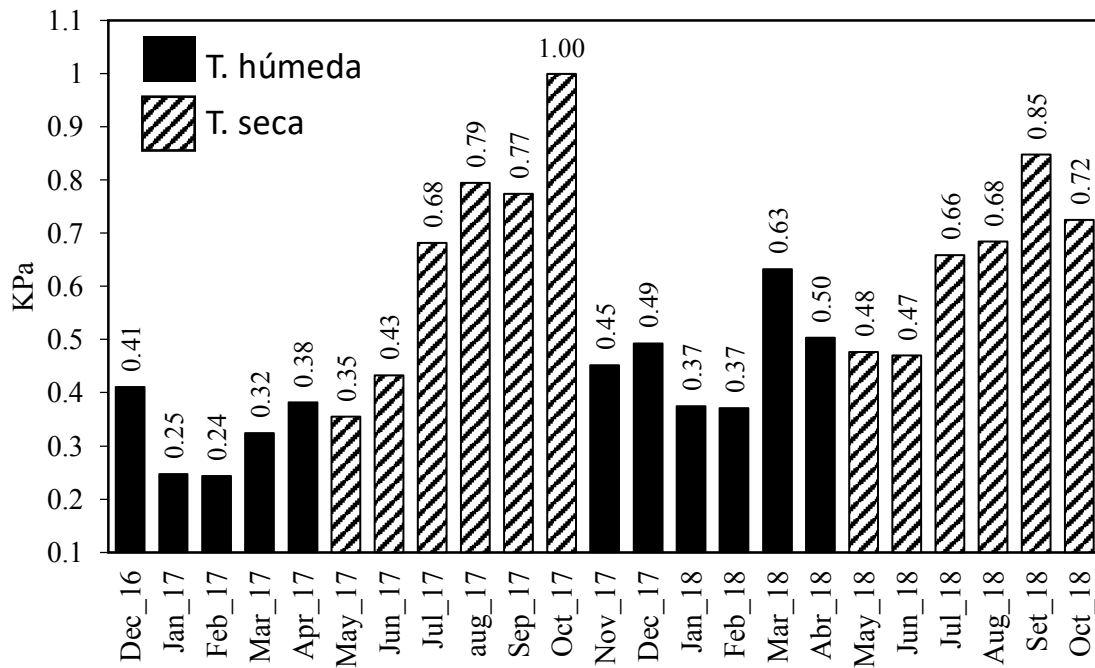


Figura 4.4. Comportamiento mensual de VPD en el bosque amazónico.

Las magnitudes de temperatura más elevadas (superiores a 27 °C) y humedad relativa más bajas (entre 75 y 90 %), se encuentran en el intervalo de las 12:00 a 16:00 horas, aquellas donde el bosque amazónico recibió mayor radiación solar. Las temperaturas más bajas se registraron entre las 02:00 h y 07:00 h variando entre 23-25 °C para la temporada húmeda y 21-22 °C para la temporada seca.

Desde las 20:00 h hasta las 08:00 h del día siguiente no se observó variación considerable en ninguno de los dos parámetros, caracterizándose por una humedad relativa cercana al 100% y una temperatura promedio entre 20 y 26 °C.

Alrededor del medio día, las estaciones húmedas sufren un incremento de temperatura promedio hasta situarse entre 30 y 32 °C; a diferencia de las temporadas secas, cuyos puntos máximos promedio fueron menores a 31 °C. La humedad relativa fluctuó en el rango de 75 a 100% en todas las estaciones. La variación simultánea de ambas magnitudes radica en el trabajo que realiza la energía solar para evaporar el H₂O proveniente de la precipitación y la evapotranspiración del bosque.

4.2.3. Dirección y velocidad de viento

Para el cálculo de la huella de carbono en el ecosistema, fue necesario determinar la velocidad y dirección de viento. El análisis combinado de ambos parámetros permitió graficar las rosas de viento estacionales (**Anexo 1**), en los cuales se observó un comportamiento diferenciado entre cada estación del año. El rango de velocidades de viento y las direcciones predominantes se muestran en la **tabla 4.4**.

Para las estaciones húmedas (meses de noviembre hasta abril), los vientos predominantes se encuentran en dirección noroeste, mientras que las estaciones secas (mayo a octubre) presentan una distribución más amplia, destacando las direcciones sureste, suroeste y noroeste.

Durante los periodos lluviosos, las velocidades de viento son menores y menos frecuentes en las direcciones predominantes en comparación a los periodos secos, además de estar homogéneamente distribuidos en las direcciones cardinales. Esta información se asemeja con la obtenida por Weber (2014) en la misma zona de estudio.

Tabla 4.4. Dirección, rango de velocidad de viento y rango de frecuencia temporal (en porcentaje) de vientos por periodo estacional estudiado.

Periodo estacional	Dirección de viento predominante (°N)	Velocidad de viento promedio (m.s ⁻¹)	Frecuencia temporal promedio (%)
Húmedo 2016-2017	315°N y 337,5°N (NO)	0,1 – 0,7	12,8 – 15,9
Seco 2017	112,5°N (SE) ; 247,5 °N (SO)	0,1 – 1,4	8,5 – 10,6
Húmedo 2017-2018	315°N ; 337,5°N (NO)	0,1 – 0,8	10,5 – 13,1
Seco 2018	112,5°N (SE) ; 247,5 °N (SO)	0,1 – 1,0	8,0 – 10,0

Las velocidades promedio de viento y fricción temporales, diarios y nocturnos, se muestran en la **tabla 4.5**. En el caso de la velocidad de fricción (u^*) se observa un comportamiento menos disperso, con mayor actividad durante las horas del día y un valor máximo entre las 12:00 h y 14:00 h, con promedio cercano a 0,4 m.s⁻¹.

Tabla 4.5. Promedios temporales, diarios y nocturnos, de velocidad de viento (w_s) y velocidad de fricción (u^*) en la torre SAGES.

Periodo estacional	Día		Noche	
	WS (m.s ⁻¹)	U* (m.s ⁻¹)	WS (m.s ⁻¹)	U* (m.s ⁻¹)
Húmedo 2016-2017	1,45 ± 0,27	0,33 ± 0,08	1,12 ± 0,11	0,16 ± 0,02
Seco 2017	1,30 ± 0,21	0,29 ± 0,09	1,04 ± 0,06	0,13 ± 0,01
Húmedo 2017-2018	1,48 ± 0,22	0,30 ± 0,08	1,12 ± 0,08	0,13 ± 0,01
Seco 2018	1,32 ± 0,20	0,32 ± 0,10	1,24 ± 0,04	0,12 ± 0,01

En la distribución diaria de velocidades de viento (WS) y velocidades de fricción (u^*), la mayor actividad se encontró entre las 12:00 y 14:00 horas. Para el caso de WS, los picos más altos sobrepasan 1,7 m.s⁻¹, y los valores nocturnos más bajos bordean 1,1 m.s⁻¹. Las estaciones húmedas (noviembre a abril) muestran mayor actividad respecto de las estaciones secas (mayo a octubre), como se observa en la **figura 4.5**.

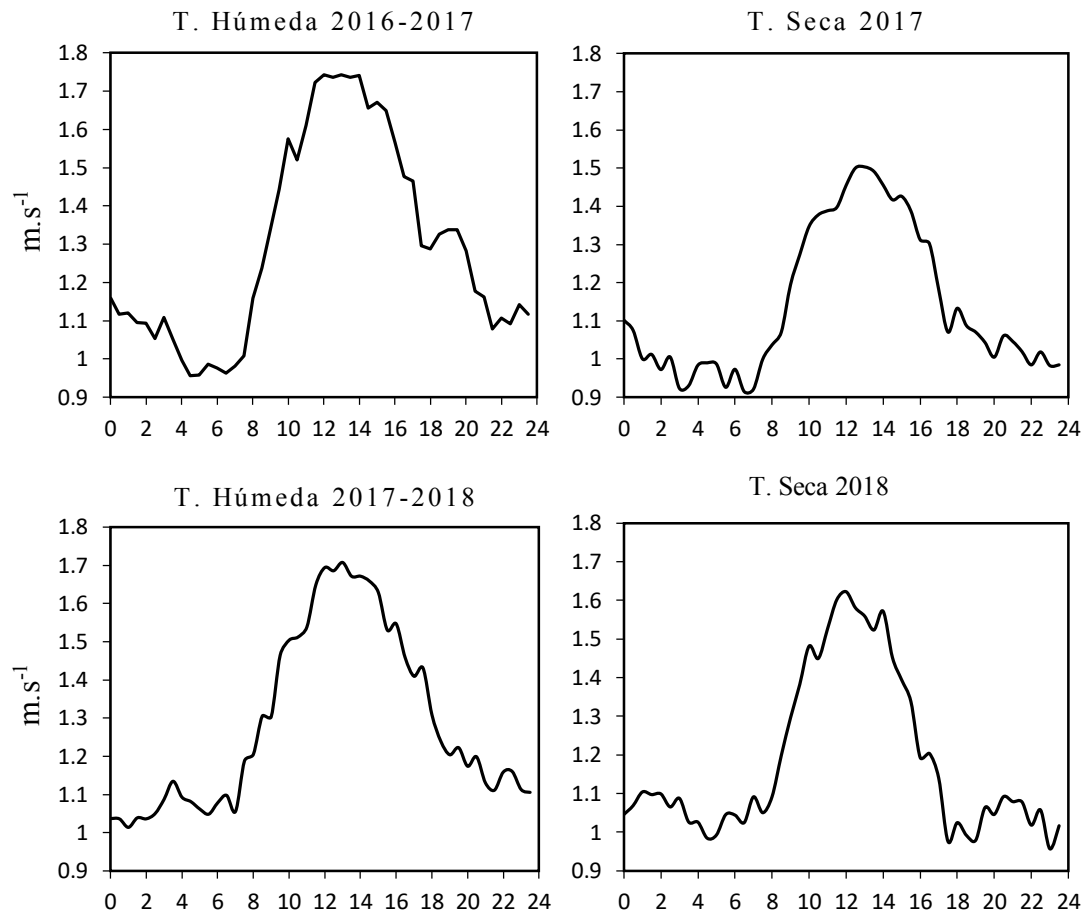


Figura 4.5. Comportamiento diario de las velocidades de viento, WS, por cada temporada.

Se observó que, durante el día, las velocidades de viento para las temporadas secas son menores a las velocidades determinadas para las temporadas húmedas, con una diferencia aproximada de $\pm 0,15 \text{ m.s}^{-1}$. En la noche, la distribución de velocidades no sigue un patrón específico. De los parámetros evaluados se observa que el bosque amazónico presenta mayor turbulencia durante las horas del día, consecuentemente existe un mayor flujo de gases y energía entre el bosque amazónico y la atmósfera.

Las velocidades de fricción (U^*) o turbulencias, se relacionan directamente con el intercambio de CO_2 entre la atmósfera y el ecosistema y se grafican en la **figura 4.6**. Durante el periodo de estudio, al igual que en la velocidad de viento, se observó mayor actividad durante las 08:00 h y 18:00 horas del día, con los valores pico alrededor de $0,4 \text{ m.s}^{-1}$, mientras que las turbulencias nocturnas no sobrepasan los $0,2 \text{ m.s}^{-1}$.

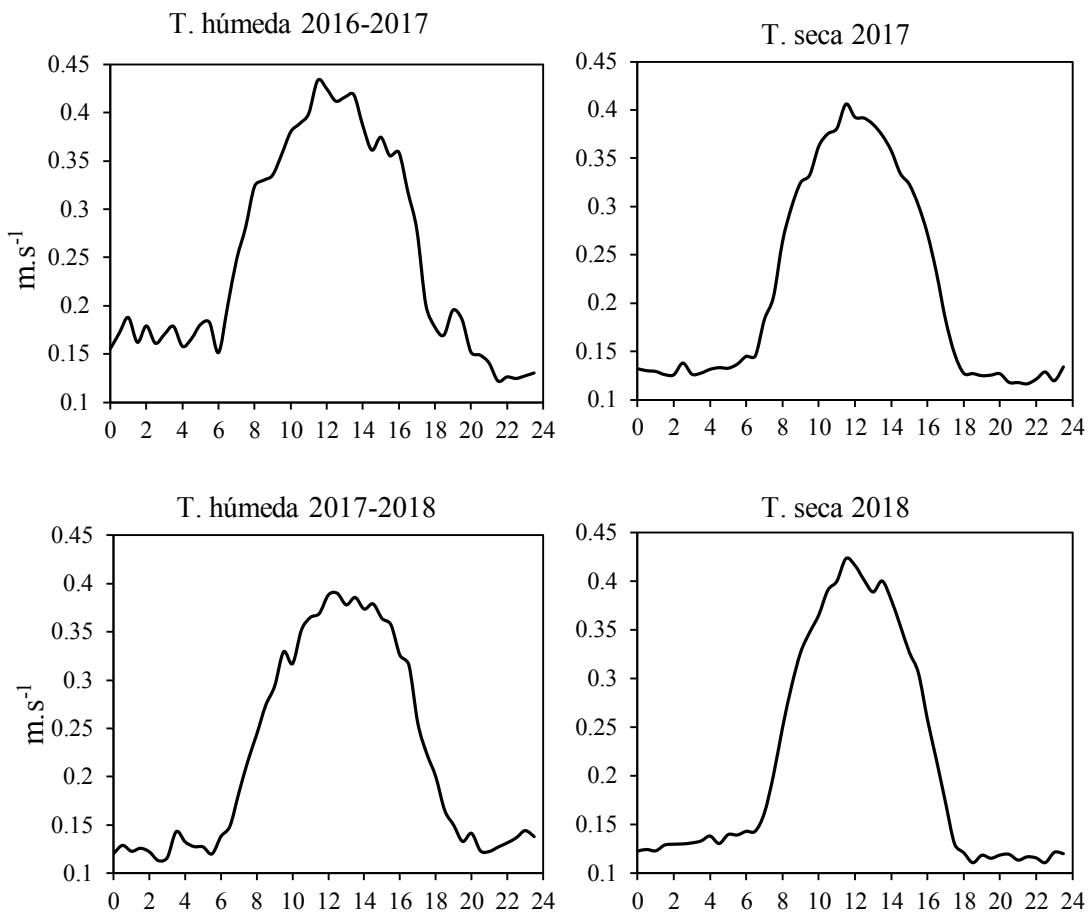


Figura 4.6. Comportamiento diario de la velocidad de fricción U^* , para cada temporada.

4.2.4. Radiación

4.2.4.1. Radiación de onda corta (SW)

En el bosque amazónico, la radiación de onda corta participa del calentamiento de la superficie forestal y en la evaporación del agua (proveniente de lluvias y de procesos metabólicos). Su comportamiento estacional total se grafica en la **figura 4.7**. En el mismo se observa que, durante la noche (desde 18:00 h hasta 05:00 h), la radiación de onda corta recibida se devuelve a la atmósfera. Los flujos brutos se pueden observar en el **Anexo 2**.

El punto más alto de radiación de onda corta, bordeando los 600 W.m^{-2} , que se recibe y se emite ocurre a las 12:00 horas, en el que el sol apunta perpendicularmente a la superficie del bosque. Los promedios estacionales de longitud de onda corta netos registrados a baja frecuencia, en el intervalo de 06:00 hasta 18:00 h, se muestran en la **tabla 4.6**.

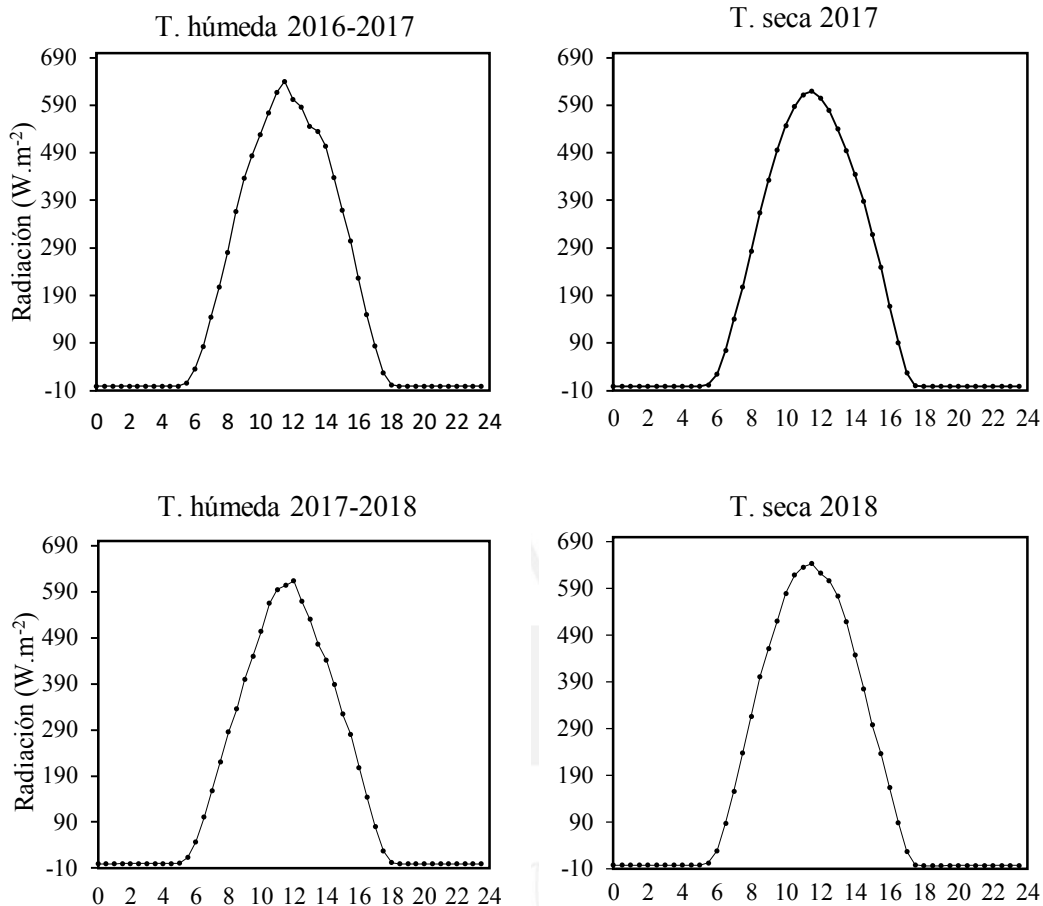


Figura 4.7. Comportamiento diario de la radiación de onda corta neta en el bosque amazónico.

Tabla 4.6. Variación de radiación de onda corta diurno promedio para cada estación. Calculado a partir de datos de baja frecuencia.

Periodo estacional	SW promedio ($\text{W.m}^{-2}.\text{día}^{-1}$)
Húmedo 2016-2017	$337,98 \pm 218,30$
Seco 2017	$332,07 \pm 218,96$
Húmedo 2017-2018	$309,80 \pm 199,41$
Seco 2018	$360,59 \pm 221,64$

En general, se observa que la mayor ganancia en energía de onda corta se realizó en la temporada seca de 2018. En todos los casos, se observa que más del 50% de la radiación total se recibe entre las 10:00 h y las 14:00 h. Adicionalmente, durante el periodo de mayor actividad, se llega a sobrepasar los 600 W.m^{-2} .

4.2.4.2. Radiación de onda larga (LW)

La variación horaria de la radiación de onda larga emitida por el bosque amazónico durante todas las temporadas de estudio, se muestra en la **figura 4.8**. La emisión de onda larga hacia la atmósfera corresponde con la potencia de radiación total recibida. La variación estacional promedio diurna de la radiación de onda larga se muestra en la **tabla 4.7**. Los flujos brutos se pueden observar en el **Anexo 3**.

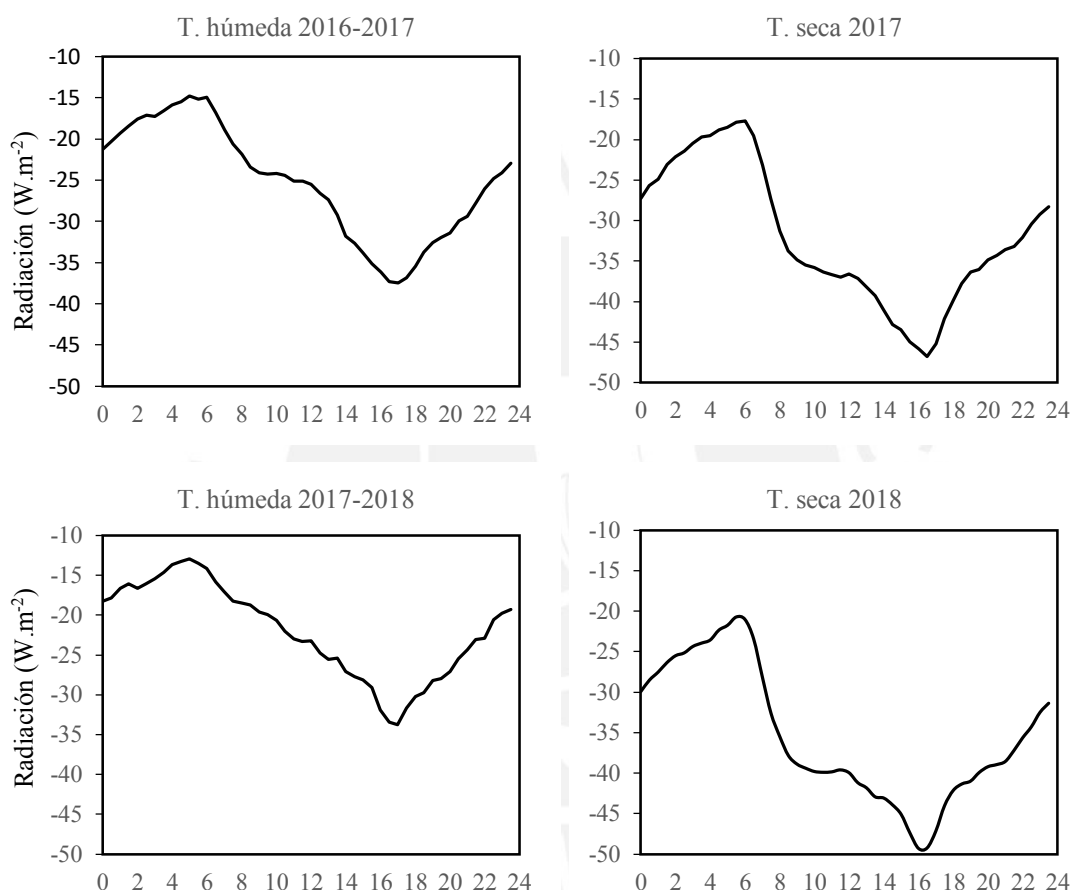


Figura 4.8. Variación diaria de la radiación de onda larga en cada temporada de estudio.

Tabla 4.7. Variación de radiación de onda larga promedio para cada estación.

Periodo estacional	LW total promedio ($\text{W.m}^{-2}.\text{día}^{-1}$)
Húmedo 2016-2017	$-25,27 \pm 6,90$
Seco 2017	$-32,03 \pm 8,58$
Húmedo 2017-2018	$-22,00 \pm 5,89$
Seco 2018	$-35,47 \pm 8,29$

El comportamiento diario muestra que, durante las noches (18:00 h hasta 06:00 h), existe emisión continua de calor hasta llegar a un punto mínimo al final de dicho intervalo (alrededor de las 06:00 h a 07:00h), luego del cual el bosque comienza a emitir calor con mayor intensidad. Existe un periodo de emisión continua entre las 08:00h y 12:00 h. Finalmente, el intervalo donde ocurre la mayor emisión de radiación sucede entre las 12:30 y 17:30 horas.

Los niveles más bajos de emisión fueron -15 W.m^{-2} , aproximadamente, entre 4:00 a 06:00 horas y los niveles más elevados entre las 16:00 a 18:00 horas, en el rango -35 W.m^{-2} a -40 W.m^{-2} para la temporada húmeda y entre -45 W.m^{-2} a -50 W.m^{-2} para la temporada seca.

Durante las temporadas húmedas existe menor radiación de onda corta emitida total, con promedio menor a 30 W.m^{-2} , como resultado de la pérdida de energía empleada en el calentamiento y evaporación de agua proveniente de las lluvias características de la estación. En las estaciones secas, la mayor emisión de radiación de onda corta (infrarroja) se debe a que el volumen de agua disperso en el ambiente es menor, por lo que el trabajo evapotranspirativo se reduce.

4.2.4.3. Radiación global

La radiación global se entiende como la diferencia entre la totalidad de las radiación incidente y reflejada, incluyendo las de tipo de onda larga y onda corta. La variación mensual de la radiación global se muestra en la **figura 4.9.**, con fluctuación promedio entre 100 y 180 W.m^{-2} .

Durante las temporadas húmedas, se observa una tendencia decreciente en la radiación global, alcanzando un valor mínimo en los meses de abril y mayo. Por otra parte, en la temporada seca la radiación crece paulatinamente, con un punto máximo en los meses de setiembre y octubre. Esta tendencia periódica se mantiene en las dos estaciones de medida. La desviación estándar en el rango de 50 W.m^{-2} evidencia la gran distribución de datos alrededor de cada punto.

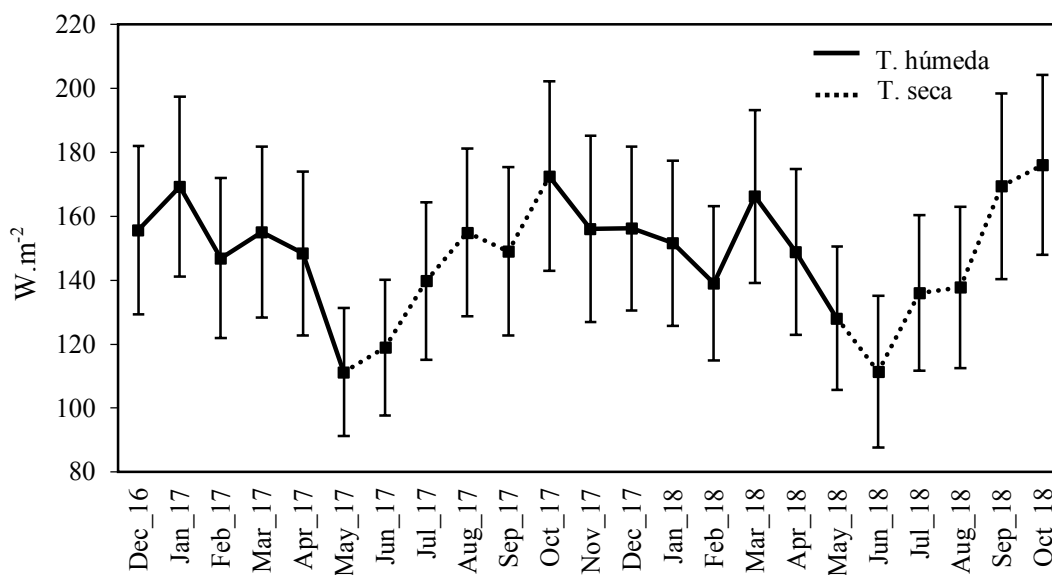


Figura 4.9. Variación mensual en la radiación global durante el periodo de estudio.

Por otra parte, el comportamiento horario de la radiación global durante cada estación se muestra en la **figura 4.10**. En la figura se observa una mayor actividad en el intervalo de 06:00 a 18:00 horas, con un punto máximo de radiación recibida por el ecosistema al mediodía sobre los 550 W.m⁻². Durante las noches se emite radiación con una potencia entre 40 y 50 W.m⁻², generalmente de onda larga proveniente del suelo. La radiación de mayor longitud de onda contribuye sustancialmente al balance radiativo y mantenimiento de la temperatura del bosque durante las noches.

De la data, se determinó el promedio estacional de radiación global neta durante un día completo en la **tabla 4.8**. En las estaciones húmedas existe mayor radiación neta (alrededor de 150 W.m⁻²) que las estaciones secas (alrededor de 138 W.m⁻²).

La diferencia entre los promedios de las estaciones radica en la presencia de precipitaciones durante la estación lluviosa, la cual demanda energía para su posterior evaporación, especialmente como radiación de onda larga. Además, durante las noches, la magnitud de radiación global emitida en las estaciones secas es menor que en las húmedas. La nubosidad, friajes y vientos a gran velocidad también son factores complementarios que alteraron los resultados.

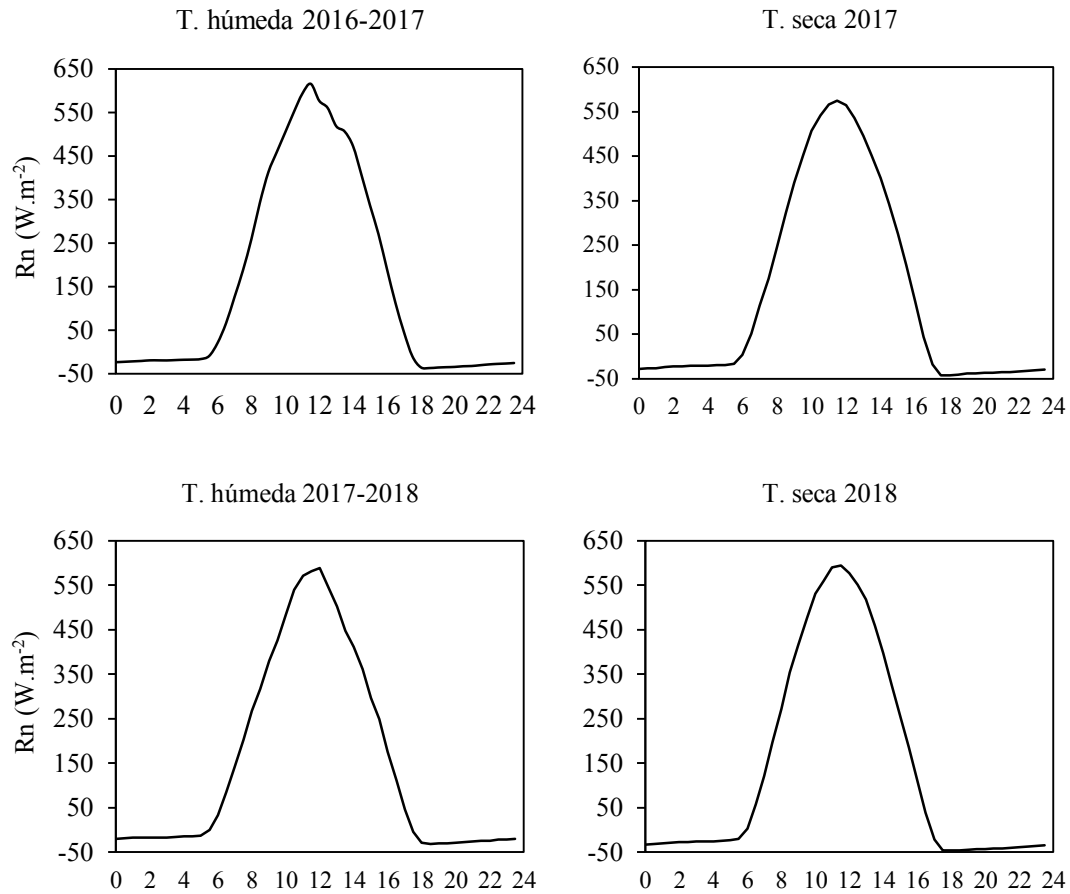


Figura 4.10. Variación diaria de la radiación global neta en los periodos de estudio. Los datos fueron tomados de mediciones en baja frecuencia.

Tabla 4.8. Variación estacional de la radiación promedio global durante cada estación. Los datos fueron tomados a bajas frecuencias.

Periodo estacional	Radiación global promedio ($\text{W}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{día}^{-1}$)
Húmedo 2016-2017	$156,98 \pm 232,40$
Seco 2017	$137,76 \pm 226,61$
Húmedo 2017-2018	$151,20 \pm 219,50$
Seco 2018	$139,81 \pm 232,40$

4.2.5. Radiación fotosintéticamente activa (PAR)

Los promedios mensuales de la radiación fotosintéticamente activa, PAR, se muestran en la **figura 4.11.** y los promedios estacionales, en la **tabla 4.9.** Para el cálculo, solo se consideraron solo las horas de sol, de 06:00 h hasta 18:00 h.

Se observa una tendencia periódica en la distribución mensual de PAR. En promedio, se reciben cerca de $270 \mu\text{mol.m}^{-2}.\text{s}^{-1}$ cada mes, con el promedio más elevado en la temporada húmeda. Las temporadas secas, por su parte, se caracterizan por iniciar con menos de $220 \mu\text{mol.m}^{-2}.\text{s}^{-1}$ en los meses de abril y mayo, para luego crecer hasta alcanzar un máximo cercano alrededor de $290 \mu\text{mol.m}^{-2}.\text{s}^{-1}$ en los meses de octubre y noviembre.

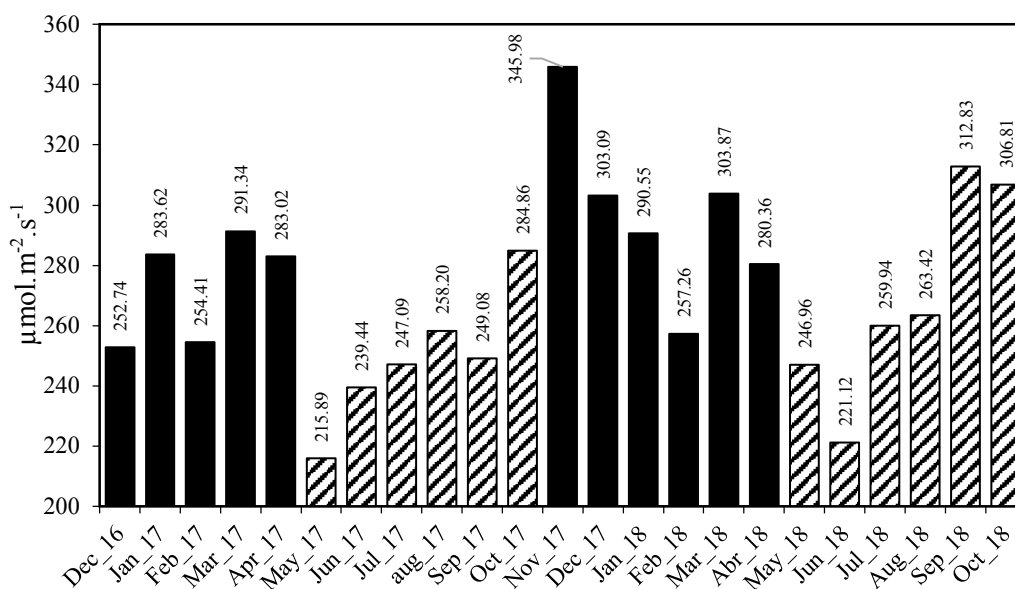


Figura 4.11. Comportamiento mensual de PAR (diurno) durante las temporadas de estudio. Los promedios se tomaron usando data de baja frecuencia.

Tabla 4.9. Variación promedio de radiación PAR estacional. Los datos fueron tomados en baja frecuencia.

Temporada	PAR promedio (μmol.m ⁻² .s ⁻¹)
Húmedo 2016-2017	273,02 ± 18,07
Seco 2017	249,09 ± 22,64
Húmedo 2017-2018	296,85 ± 29,60
Seco 2018	268,51 ± 35,33

Las mayores magnitudes promedio de radiación recibida en el día por el bosque amazónico se registraron en las temporadas húmedas. Esto se relaciona con la mayor disponibilidad de agua en la estación lluviosa, la cual promueve la fotosíntesis y el consumo de CO₂ durante el día, ambos factores determinantes en el cálculo de PAR.

La radiación promedio diaria, recibida por el bosque amazónico se muestra en la **figura 4.12**. Solo se registró actividad de los sensores entre las 06:00 y 18:00 horas, con un punto máximo a las 12:00 h superior a 800 W.m⁻².s⁻¹.

Se observó una ligera ventaja en carga de radiación PAR para la temporada húmeda respecto a la temporada seca. Esta diferencia influyó sobre la productividad del bosque y la cantidad de CO₂ que se llegó a fijar durante este periodo (Araujo *et al.*, 2002; Von Randow *et al.*, 2004; Vihermaa *et al.*, 2016).

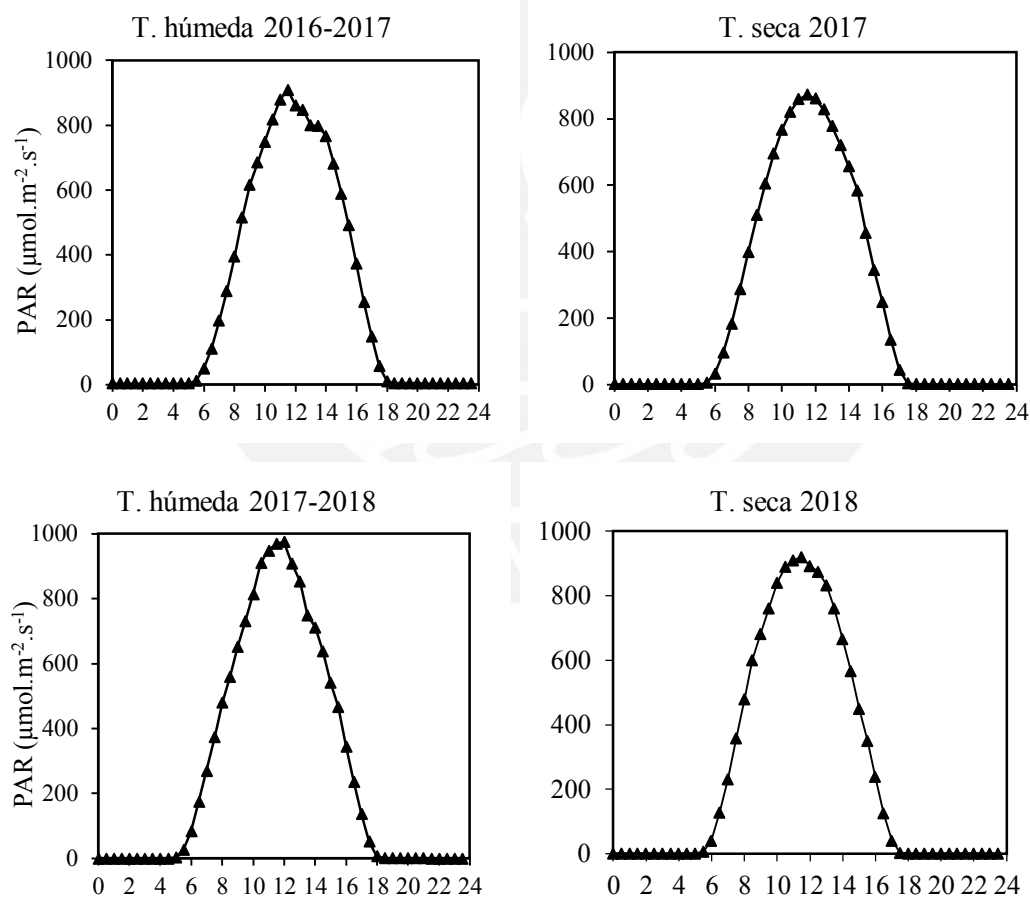


Figura 4.12. Variación diaria de PAR para el bosque amazónico. Los datos fueron medidos en baja frecuencia.

4.3. Análisis de flujo

4.3.1. Análisis de huella *fingerprint* de CO₂

El flujo (F) de gases entre la atmósfera y el bosque amazónico radica en la diferencia vertical de concentraciones entre ambos medios. Adicionalmente, parte del CO₂ que ingresa, se almacena en el mismo ecosistema (STRG). El conjunto, flujo y almacenamiento de CO₂, permitieron determinar el Intercambio Ecosistémico Neto (NEE) durante los periodos de estudio.

Para representar el flujo de carbono entre la atmósfera y el ecosistema se emplearon los esquemas de impresión de huella *fingerprint*, en el que una escala de colores permite esquematizar el flujo temporal de CO₂. En el **Anexo 4** se muestran los flujos de CO₂ determinados mediante TOVI.

Se observó que existe emisión considerable de CO₂ desde el bosque, entre las 06:00 y 08:00 h (mañana) y la posterior captura entre las 08:00 y 18:00 h. Los mayores volúmenes de emisión a la atmósfera se encuentran en las mañanas de la temporada seca. En la captación de CO₂, no se apreció mucha diferencia entre temporadas.

Los principales problemas relacionados con el *fingerprint* son los periodos de tiempo vacíos, en los que se aplicó el proceso de *gap filling*, los datos anómalos que no fueron separados mediante el procesamiento con *eddypro* y la exclusión de datos por filtros de velocidad de fricción (u^*).

4.3.2. Análisis de huella *footprint* en el flujo de CO₂

Como parte del análisis de flujo, se determinó el área estimada de monitoreo de CO₂ (*footprint*), la cual representa en dos dimensiones la dirección de viento y la concentración de gas que fue registrada por el anemómetro y el IRGA.

Este análisis brinda una noción de la representatividad del muestreo respecto de la ubicación de la torre en un periodo de tiempo. El *footprint* permite explorar el comportamiento espacial de un conjunto de datos. Cada círculo representa la probabilidad de que el flujo provenga de una región particular durante un período de tiempo establecido (30 minutos), utilizando un modelo de distribución bidimensional. Mientras más intenso sea el color azul, mayor es el flujo de CO₂ medido en dicha área. El análisis *footprint* estacional, bajo condiciones estables e inestables, se muestra en el **Anexo 5**.

Se observó que, durante las temporadas húmedas, el flujo de CO₂ proviene de todas las direcciones, ligeramente predominante en el noroeste. El 80% del CO₂ muestreado en

estas temporadas representa un área de 50 m hasta 350 m de radio alrededor de la torre de flujo. La extensión de las huellas se muestra en **Anexo 6**.

En las temporadas secas, el flujo de CO₂ provino de un área mayor, predominante en direcciones sureste, suroeste y noroeste. El 80% del CO₂ monitoreado representa el área desde 50 m hasta 450 m alrededor de la torre. En este caso, existe una mayor dispersión en la distribución espacial de flujo del gas.

4.3.3. Flujo, almacenamiento e Intercambio Neto Ecosistémico (NEE) de CO₂

Los flujos diarios de CO₂ por temporada se muestran en la **figura 4.13**. No existe flujo significativo de CO₂ durante la noche en ninguna de las temporadas de estudio. Adicionalmente, entre las 06:00 y 08:00 horas, el ecosistema libera una cantidad de CO₂ considerable (flush). El periodo de captura y almacenamiento de CO₂ se realiza entre las 08:00 h y 18:00 h, parte del cual libera durante la noche.

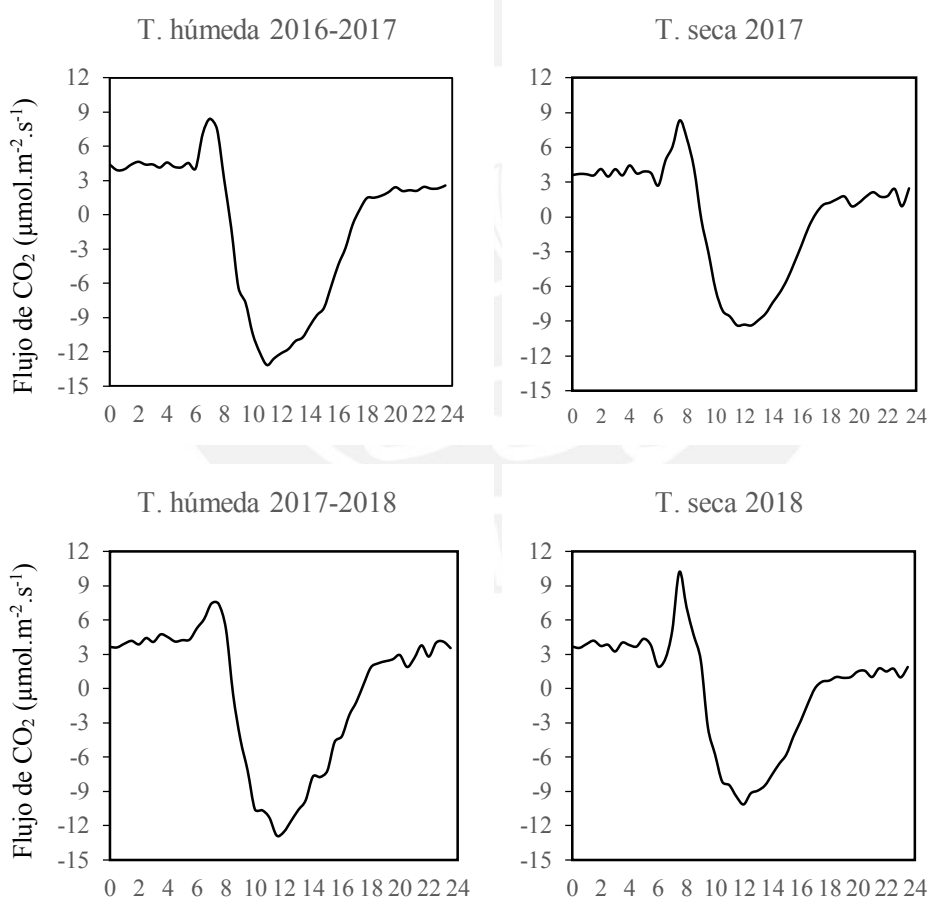


Figura 4.13. Flujos diarios de CO₂ en el bosque amazónico por cada temporada.

El almacenamiento de CO₂ (CO₂ STRG) representa el volumen de gas que permanece en el ecosistema, en un periodo de tiempo determinado, como producto de los flujos turbulentos. Por otra parte, el Intercambio Ecosistémico Neto (NEE) indica la

cantidad total de CO₂ que se intercambió entre la atmósfera. Ambas variables fueron calculadas por el software *eddypro* y su distribución horaria se muestra en la **figura 4.14**. Los flujos y flujos de almacenamiento de CO₂ se muestran en el **Anexo 7** y **Anexo 8**.

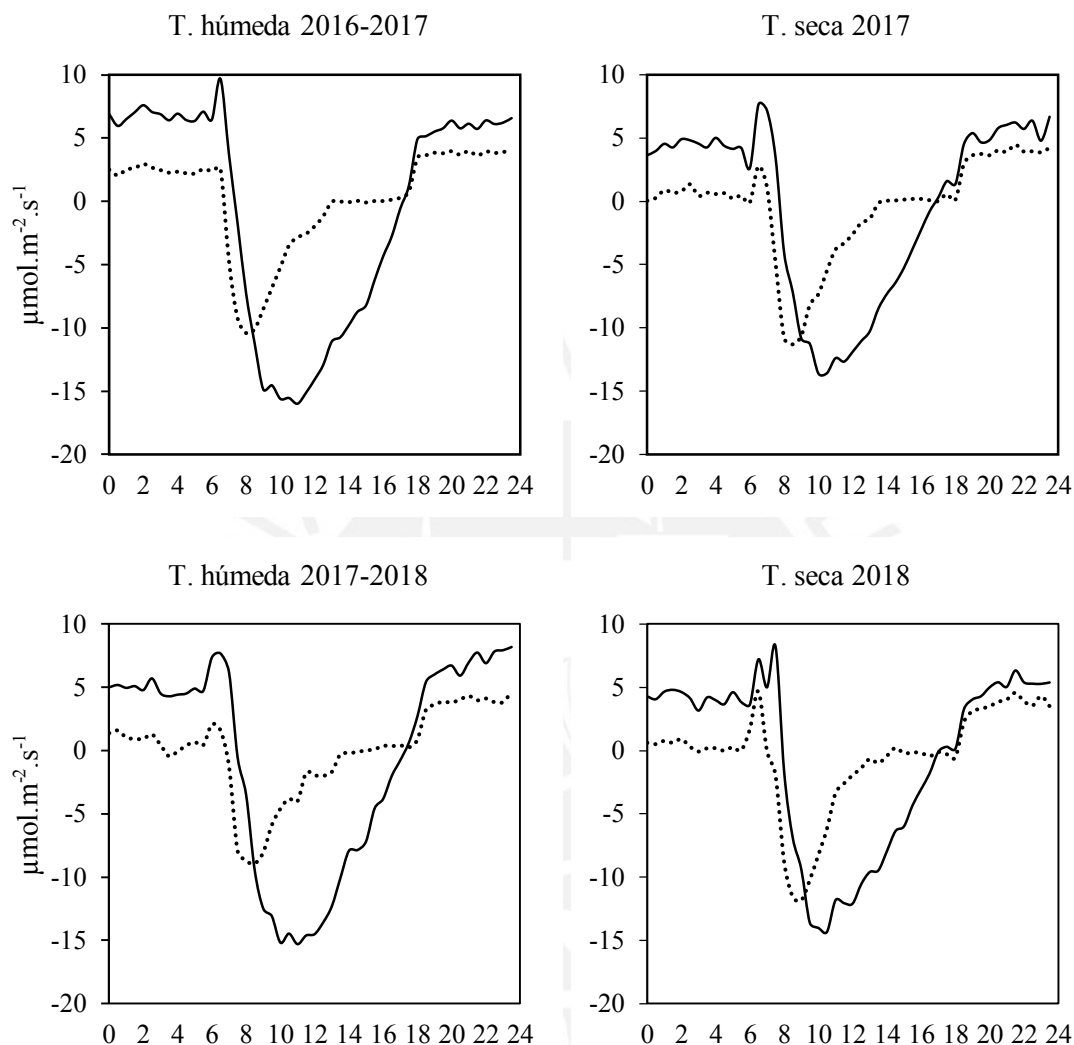


Figura 4.14. Almacenamiento de CO₂ (STRG) e intercambio neto ecosistémico (NEE) diario para cada temporada de estudio. Los datos mostrados se calcularon en base a datos recogidos en baja frecuencia.

Se observó que el intercambio de CO₂, en el proceso de captura del bosque se realiza durante el día, con un pico máximo entre las 10:00 y 12:00 horas de $-14,77 (\pm 1,05) \mu\text{mol.m}^{-2}.\text{s}^{-1}$, disminuyendo su efectividad hasta llegar a las primeras horas de la noche (18:00 a 20:00 h).

El volumen de CO₂ almacenado se mantiene casi constante entre las 14 y 18 horas, lo que indica leves variaciones en el intercambio ecosistémico después del

mediodía. Ello es un indicativo que el bosque posee una capacidad máxima fotosintética, que se manifiesta en las últimas horas del día antes de realizar la respiración durante la noche. El intercambio nocturno evidencia que el bosque actúa como un emisor casi uniforme de CO₂, entre 5 y 7 $\mu\text{mol.m}^{-2}.\text{s}^{-1}$. Esta emisión corresponde con la respiración del bosque cuando no existe radiación fotosintética.

En la **tabla 4.10.** muestra los niveles promedio de flujo, almacenamiento y NEE de CO₂ diurnos (6:00 h a las 18:00 h) y nocturnos (18:00 hasta 06:00 del día siguiente) para cada temporada de estudio.

Tabla 4.10. Promedio de flujo, almacenamiento y NEE de CO₂ por temporada. Los datos se agrupan en periodos diurnos y nocturnos en el bosque amazónico.

Periodo estacional	Día (en unidades $\mu\text{mol.m}^{-2}.\text{s}^{-1}$)			Noche (en unidades $\mu\text{mol.m}^{-2}.\text{s}^{-1}$)		
	Flujo	STRG	NEE	Flujo	STRG	NEE
Húmedo 2016-2017	-5,47 ± 9,28	-2,50 ± 7,53	-7,81 ± 11,7	2,98 ± 5,89	2,04 ± 7,82	5,13 ± 9,02
Seco 2017	-3,24 ± 7,90	-2,74 ± 7,25	-5,61 ± 9,98	1,81 ± 5,87	1,77 ± 8,05	3,79 ± 9,35
Húmedo 2017-2018	-5,71 ± 9,50	-2,92 ± 7,83	-8,66 ± 11,5	3,16 ± 7,43	2,03 ± 7,43	5,51 ± 8,43
Seco 2018	-4,53 ± 7,68	-3,25 ± 7,69	-7,45 ± 9,88	1,45 ± 6,11	1,32 ± 8,36	2,84 ± 9,94

Considerando la información recogida en las figuras y la tabla anteriores, se observan dos aspectos significativos:

- Diurno: Durante el día, el bosque se comporta como un sumidero de carbono de eficiencia variable debido a la fotosíntesis. En general, existe un flujo e intercambio neto de CO₂ superior en las temporadas húmedas. El CO₂ almacenado en las temporadas secas es mayor que en las húmedas.
- Nocturno. Durante la noche, el bosque actúa como un emisor relativamente uniforme debido a la respiración. El flujo de CO₂ e intercambio neto es superior en las temporadas húmedas. Adicionalmente, el volumen de CO₂ almacenado es mayor en las temporadas húmedas.

4.3.4. Intercambio neto ecosistémico (NEE) mensual

La variación promedio mensual del intercambio ecosistémico brinda indicios del comportamiento del bosque amazónico en intervalos de tiempo más estrechos y se muestra en la **figura 4.15**. Existe diferencias notables entre todos los periodos de muestreo; sin embargo, a lo largo del tiempo, el bosque se comportó como un sumidero de carbono. La variación en la concentración de CO se debe a las precipitaciones, radiación solar y humedad relativa, entre otros factores (Weber *et al.*, 2014, Vihermaa *et al.*, 2016).

Para el cálculo del intercambio neto se filtraron todos los flujos de carbono correspondientes a velocidades de fricción menores (u^*) a $0,25 \text{ m.s}^{-1}$, incluyendo los flujos turbulentos anómalos y las direcciones de viento predominantes. El procedimiento de filtrado permitió establecer los límites efectivos de NEE y con ella, mejorar la exactitud en el cálculo del intercambio neto acumulado del gas.

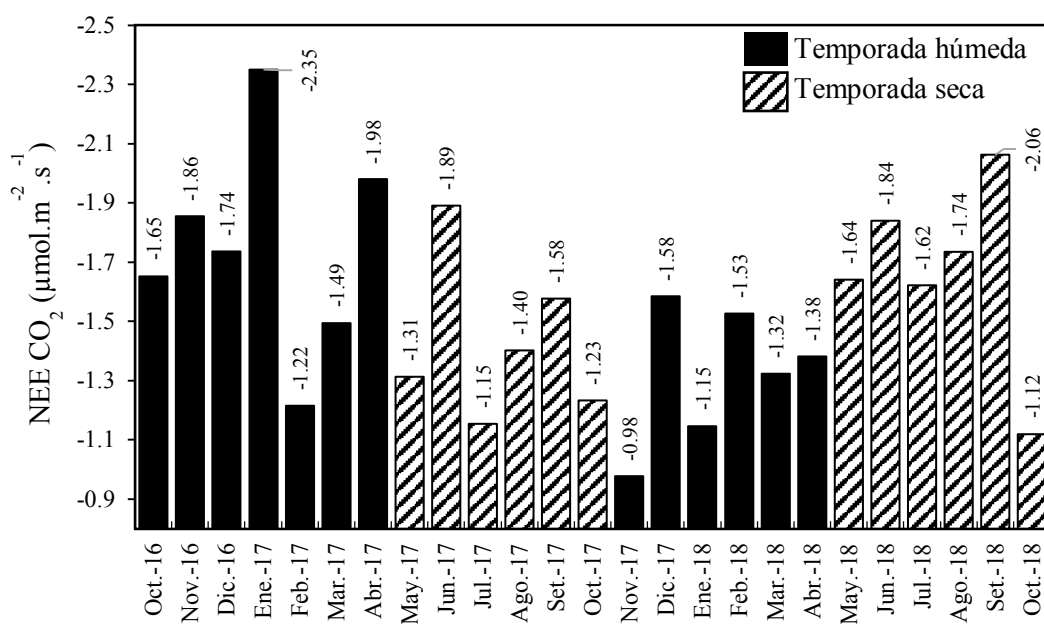


Figura 4.15. Variación mensual promedio de NEE de CO₂ en el ecosistema amazónico. Para mejor visualización, el eje y se encuentra invertido.

La gran variabilidad en la distribución se puede atribuir a la falta de datos en periodos de tiempo continuos. Esta diferencia es mucho mayor en la temporada húmeda 2016-2017 y húmeda 2017-2018, en las que gran parte del CO₂ recolectado por el bosque, fue eliminado mediante respiración nocturna.

La masa total de CO₂ (en toneladas por hectárea) que se transfirió de la atmósfera al bosque se esquematiza en la **figura 4.16**. En la misma, se observa que, durante las cuatro temporadas, el bosque se ha comportado como un sumidero de carbono. El mes que posee una mayor ganancia de carbono fue enero de 2017, abril de 2017 y setiembre de 2018. El menor valor de absorción de CO₂ se dio en el mes de noviembre de 2017 debido a la ausencia de datos por la modificación de altura de la torre.

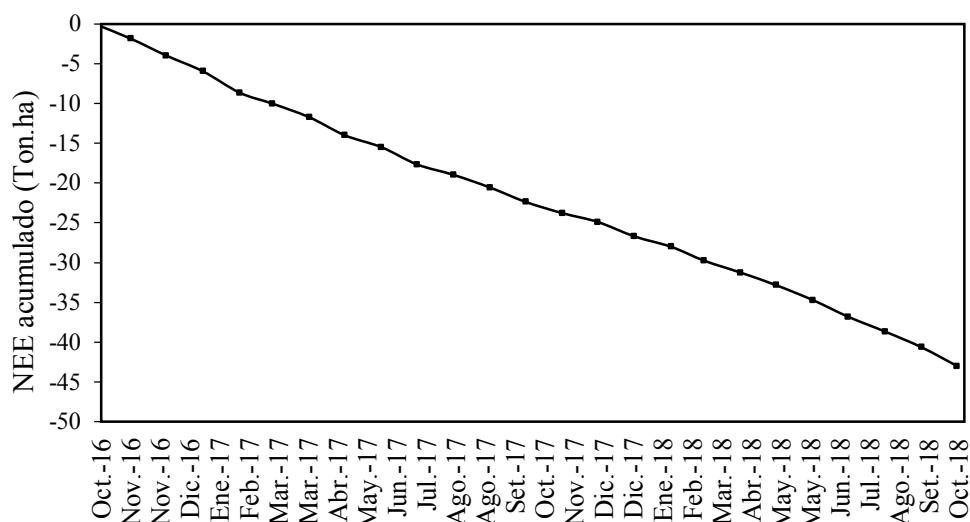


Figura 4.16. Intercambio neto ecosistémico (NEE) acumulado desde 18 de octubre de 2016 a 18 de octubre de 2018. Los puntos se calcularon en base a los promedios mensuales de NEE calculados de los flujos registrados en baja frecuencia.

De la figura anterior se observa que existió una absorción uniforme de carbono en el ecosistema. Desde octubre de 2016 hasta octubre de 2018, el bosque amazónico almacenó 42,99 toneladas de carbono por hectárea. El cual representa una media anual coherente con lo expuesto por Araújo *et al.*, (2002), Von Randow *et al.*, (2004) y Hutyrá *et al.*, (2007).

4.3.5. Dependencia del intercambio neto ecosistémico (NEE) y la velocidad de fricción (u^*)

El estudio de la turbulencia, expresada como u^* , en función del intercambio neto ecosistémico (NEE), se muestra en la **figura 4.17**. En el gráfico se agruparon y promediaron intervalos de u^* con un rango de 0,05 m.s⁻¹, y se relacionaron con los promedios de NEE correspondientes, de forma que se estudió la variación conjunta para el ecosistema estudiado. Debido a que la agrupación no discrimina valores nocturnos de

diurnos, brindó un panorama general de las turbulencias y su papel en el intercambio general de gases.

Indistintamente de las estaciones, el comportamiento del ecosistema es similar: cuando u^* es menor a $0,25 \text{ m.s}^{-1}$, la principal tendencia que se observó en el bosque fue de emitir CO_2 hacia la atmósfera, procedimiento que ocurre durante las noches, primeras horas de la mañana y días nublados.

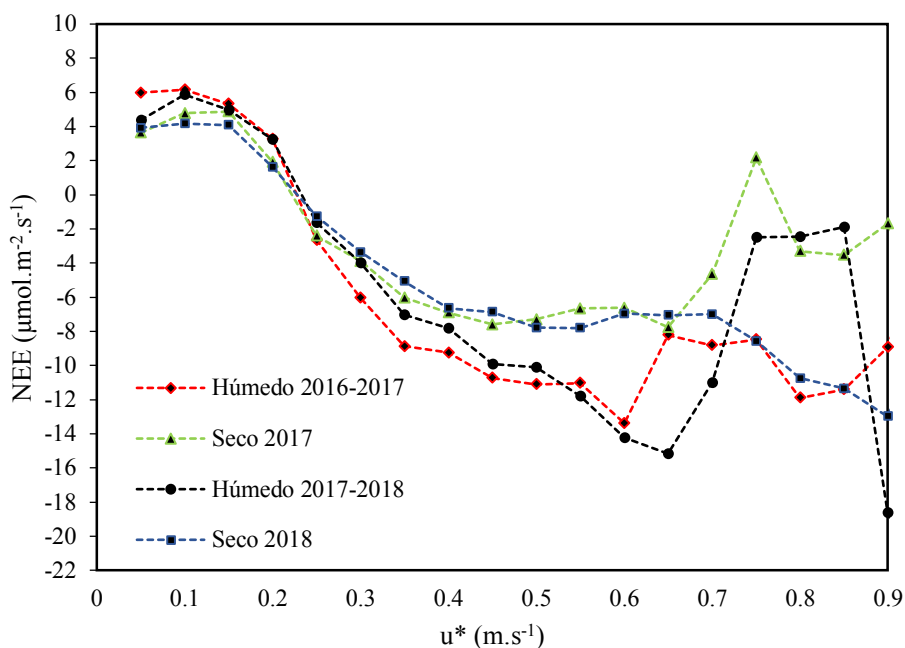


Figura 4.17. Variación promedio de NEE en función de intervalos de u^* para cada temporada de estudio. Los datos se registraron en alta frecuencia.

Cuando la velocidad u^* se encontró entre $0,25$ y $0,75 \text{ m.s}^{-1}$, el intercambio se hizo más intenso, las turbulencias más notables y el bosque amazónico se comportó como un sumidero de CO_2 . Finalmente, velocidades superiores a $0,75 \text{ m.s}^{-1}$ presentan gran variación, por lo que no es posible predecir el comportamiento del bosque en estos casos. Considerando que el intercambio ecosistémico se realiza significativamente con valores de u^* superiores a $0,25 \text{ m.s}^{-1}$, se consideró esta velocidad como parámetro de filtro para el cálculo de la respiración ecosistémica y el balance de energía.

4.3.6. Concentración de CO_2 en el tiempo

En la **figura 4.18.** se indican las concentraciones promedio horarias de CO_2 durante las temporadas de estudio. En la figura se observa un patrón similar al de flujo, con un incremento progresivo del gas hasta alcanzar un pico de 06:00 a 09:00 horas, para

luego disminuir abruptamente hasta las 12:00 h y mantenerse casi constante hasta las 18:00 h. Finalmente, ocurre el incremento en la concentración durante la noche como respuesta a la respiración vegetal.

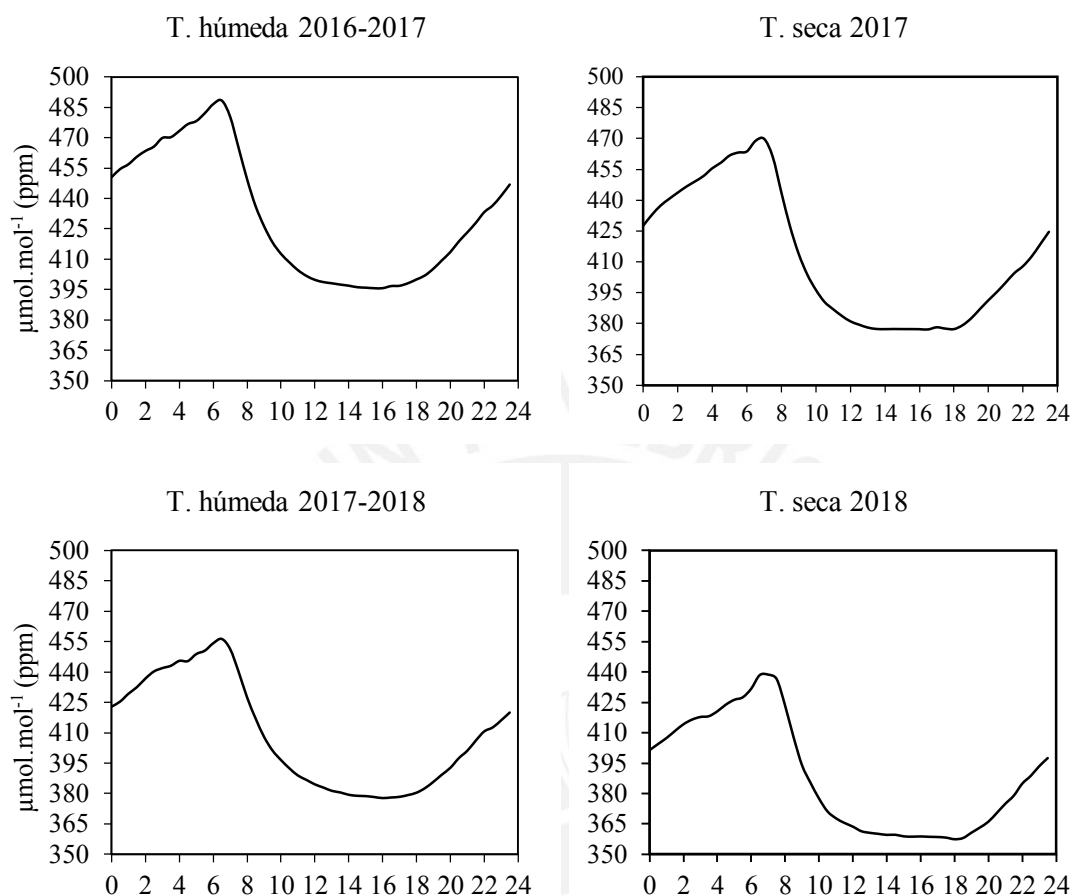


Figura 4.18. Concentración horaria de CO₂ atmosférico por cada temporada de estudio. Los datos se recogieron en baja frecuencia.

En las temporadas húmedas el pico promedio más alto de CO₂ durante las mañanas en las temporadas húmedas es $469,81 \pm 26,19$ ppm y en las temporadas secas es $454,26 \pm 22,01$ ppm. Para el intervalo de tiempo fotosintético, el promedio de los puntos más bajos durante las temporadas húmedas es de $386,71 \pm 12,67$ ppm y en las temporadas secas es de $367,30 \pm 13,94$ ppm.

En ambos casos se observa que, durante las temporadas húmedas, debido a la disponibilidad de agua, existe una mayor concentración de CO₂ en el aire respecto a su contraparte en la temporada seca. Es necesario resaltar que la presencia del gas es casi constante en el periodo del día con irradiación solar se mantiene casi constante. Esto difiere con lo descrito por el flujo y puede relacionarse con la presencia de vientos (y turbulencia) en este intervalo de tiempo.

4.3.7. Flujo de H₂O

Las principales fuentes de H₂O para la fotosíntesis en el bosque amazónico provienen de los ríos, lluvias, atmósfera y aguas subterráneas (Andreae *et al.*, 2014). Adicionalmente, el monitoreo de H₂O atmosférico permite determinar las condiciones meteorológicas relacionadas con la humedad y VPD.

En la **figura 4.19.** se muestran las variaciones de concentración promedio horarias para cada temporada de estudio. El flujo de H₂O ocurre durante el día, de 06:00 a 18:00 horas, entre 0 y 7 $\mu\text{mol.m}^{-2}.\text{s}^{-1}$, con un punto máximo entre las 11:30 y 13:00 horas, correspondiente con el aumento en la radiación solar y temperatura ambiental.

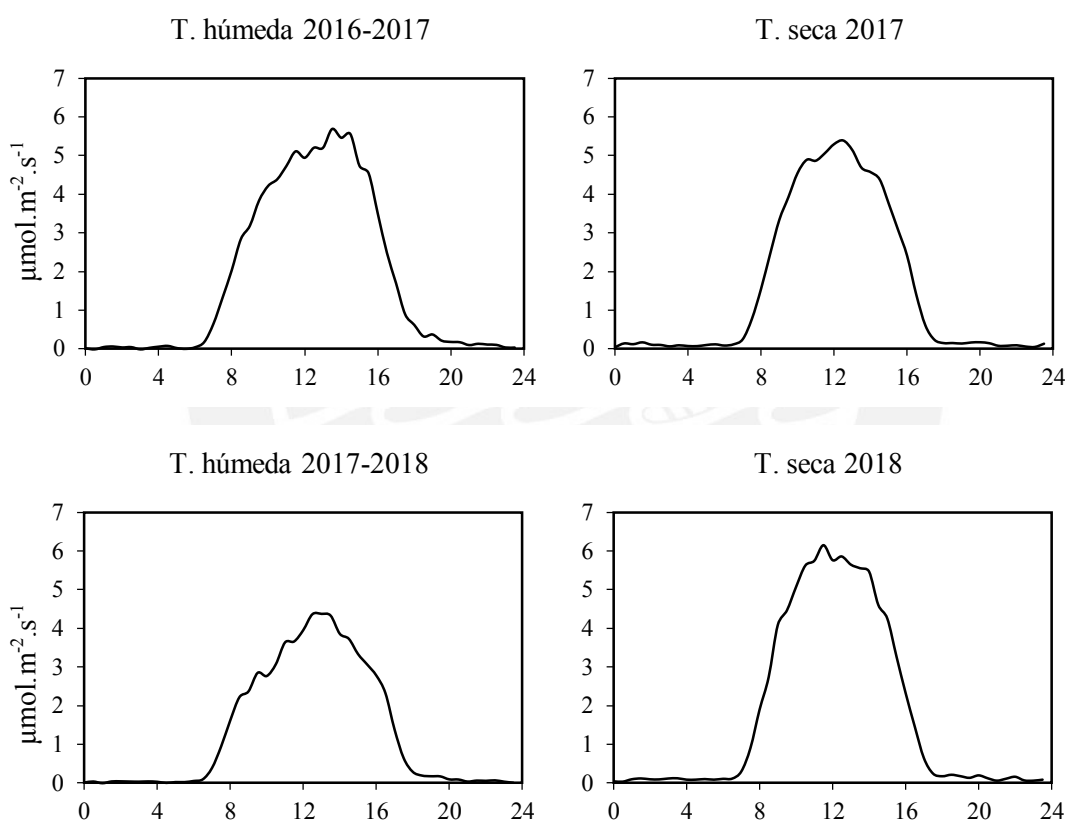


Figura 4.19. Variación horaria del flujo de agua en el bosque amazónico por cada temporada. Datos medidos en baja frecuencia.

Durante las noches no ocurren fluctuaciones apreciables, principalmente por la baja concentración de vapor liberado y la poca presencia de turbulencias durante este periodo del día.

Los flujos promedio diurnos de flujo de agua en cada temporada se muestran en la **tabla 4.11.** Considerando los resultados obtenidos, no existe un patrón definido en el flujo

de H₂O hacia la atmósfera. El mayor flujo de agua se realizó en las temporadas húmeda 2016-2017 y seca 2018. La variabilidad en las series de datos se origina en los periodos vacíos en intervalos de tiempo continuos.

Tabla 4.11. Variación del flujo de H₂O en el bosque amazónico durante cada temporada. Los resultados se calcularon e base a datos recogidos en alta frecuencia.

Periodo estacional	Flujo de H ₂ O promedio (mmol.m ² .s ⁻¹)
Húmedo 2016-2017	3,32 ± 1,89
Seco 2017	2,91 ± 1,98
Húmedo 2017-2018	2,48 ± 1,43
Seco 2018	3,30 ± 2,26

4.4. Análisis de flujo de energía

4.4.1. Flujo de calor sensible (H) y calor latente (LE)

Parte de la radiación neta recibida se empleó en el proceso de evapotranspiración del bosque amazónico. La energía involucrada se destinó en: flujo de calor desde el suelo (G), cambios en la biomasa y contenido de calor del aire (S), flujo de calor sensible atmosférico (H) y flujo de calor latente (LE) e intercambio de energía debido al ingreso de precipitación (ΔE_p) (Hutyra *et al.*, 2007). Para los periodos de estudio diarios, la integración de G, S y ΔE_p son insignificantes, por lo que no se consideran en el balance energético.

Los flujos mensuales promedio de calor H y LE se muestran en la **figura 4.20.** y **figura 4.21.**, respectivamente, los promedios correspondientes a cada temporada de estudio se indican en la **tabla 4.12.** Los resultados indican que, durante las temporadas húmedas, existe un menor flujo de calor hacia la atmósfera debido a que parte del mismo se invierte en la evaporación de agua. El mayor flujo de calor durante las temporadas secas corresponde con el mayor ingreso de radiación durante estos intervalos. Los flujos brutos medidos se muestran en el **Anexo 9** y **Anexo 10.**

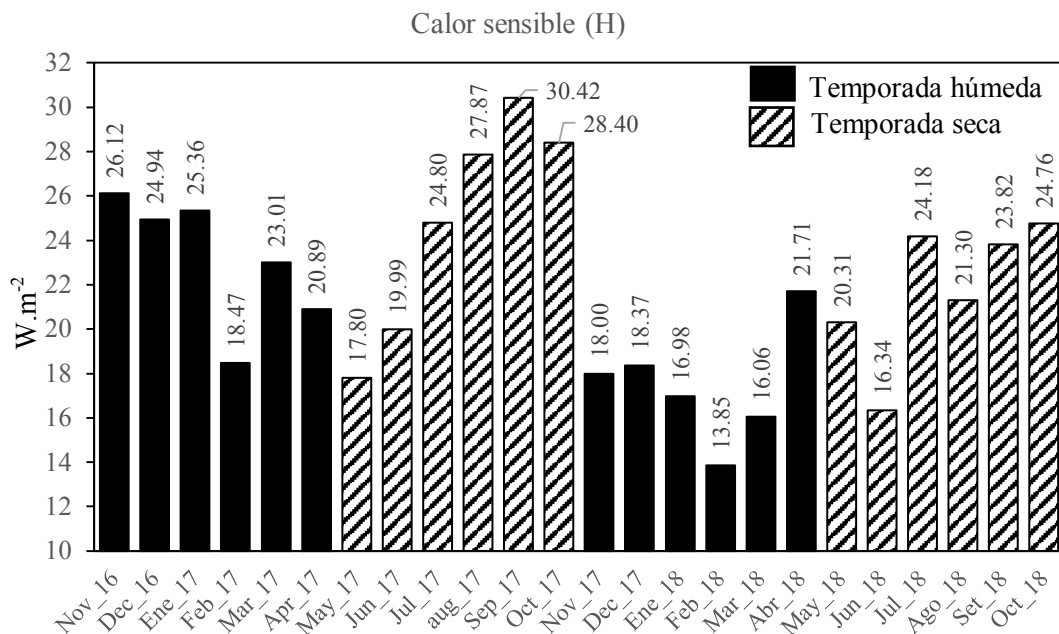


Figura 4.20. Variación promedio mensual de calor sensible (H) durante las temporadas de estudio. Los puntos fueron calculados en base a datos recogidos en baja frecuencia.

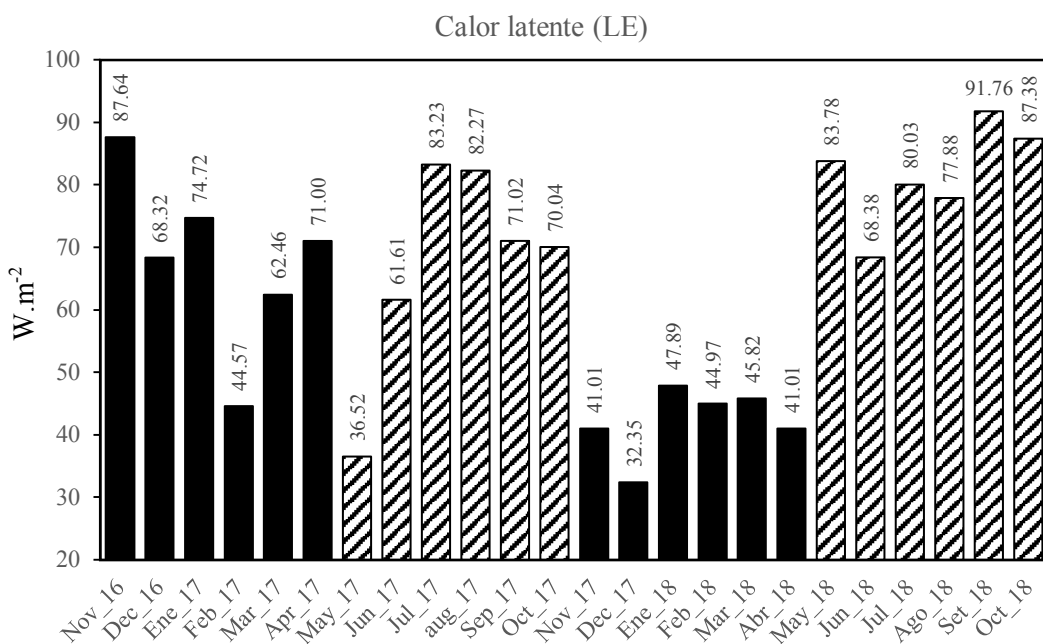


Figura 4.21. Variación promedio mensual de calor latente (LE) durante las temporadas de estudio. Los puntos fueron calculados en base a datos recogidos en baja frecuencia.

Tabla 4.12. Variación estacional promedio de H y LE. Los valores se midieron en alta frecuencia.

Periodo estacional	H promedio ($W.m^{-2}$)	LE promedio ($W.m^{-2}$)
Húmedo 2016-2017	$23,13 \pm 2,96$	$68,12 \pm 14,28$
Seco 2017	$24,88 \pm 5,02$	$67,45 \pm 17,20$
Húmedo 2017-2018	$17,49 \pm 2,62$	$42,17 \pm 5,53$
Seco 2018	$21,78 \pm 3,19$	$81,53 \pm 8,15$

Se observa un comportamiento diferenciado entre cada temporada de estudio. En el caso del calor sensible, en las temporadas húmedas se registró un menor flujo de calor que las consecutivas temporadas secas. Por su parte, el calor latente no muestra tendencia en la variación del calor emitido a la atmósfera, aunque existe una evidente reducción en la temporada húmeda 2017-2018.

La variabilidad en los meses estudiados se debe a la falta de datos en intervalos de tiempo continuos, los cuales permitiesen aproximar mejor el comportamiento. Otro factor importante que pudo haber influido a la recolección de datos es el cambio de altura de torre entre octubre y noviembre de 2017.

Los flujos diarios promedio de calor H y LE en los periodos de estudio se grafican en la **figura 4.22**. En general, se observa que el calor sensible (H) posee un ligero flujo negativo durante la noche y emisión durante el día, con los valores máximos entre 10:00 h y 14:00 h alrededor de $100 W.m^{-2}$ en la estación húmeda y cerca de $120 W.m^{-2}$ en la estación seca.

En el caso del calor latente (LE), se observa flujo positivo hacia la atmósfera únicamente durante el día, con los valores máximos al mediodía y magnitudes variables entre cada temporada sobre $200 W.m^{-2}$. La dispersión en esta serie de datos se debe, principalmente a efecto de la precipitación y el friaje. El balance neto de ambas formas de calor y la radiación neta recibida indica la eficiencia del bosque en el uso de la energía.

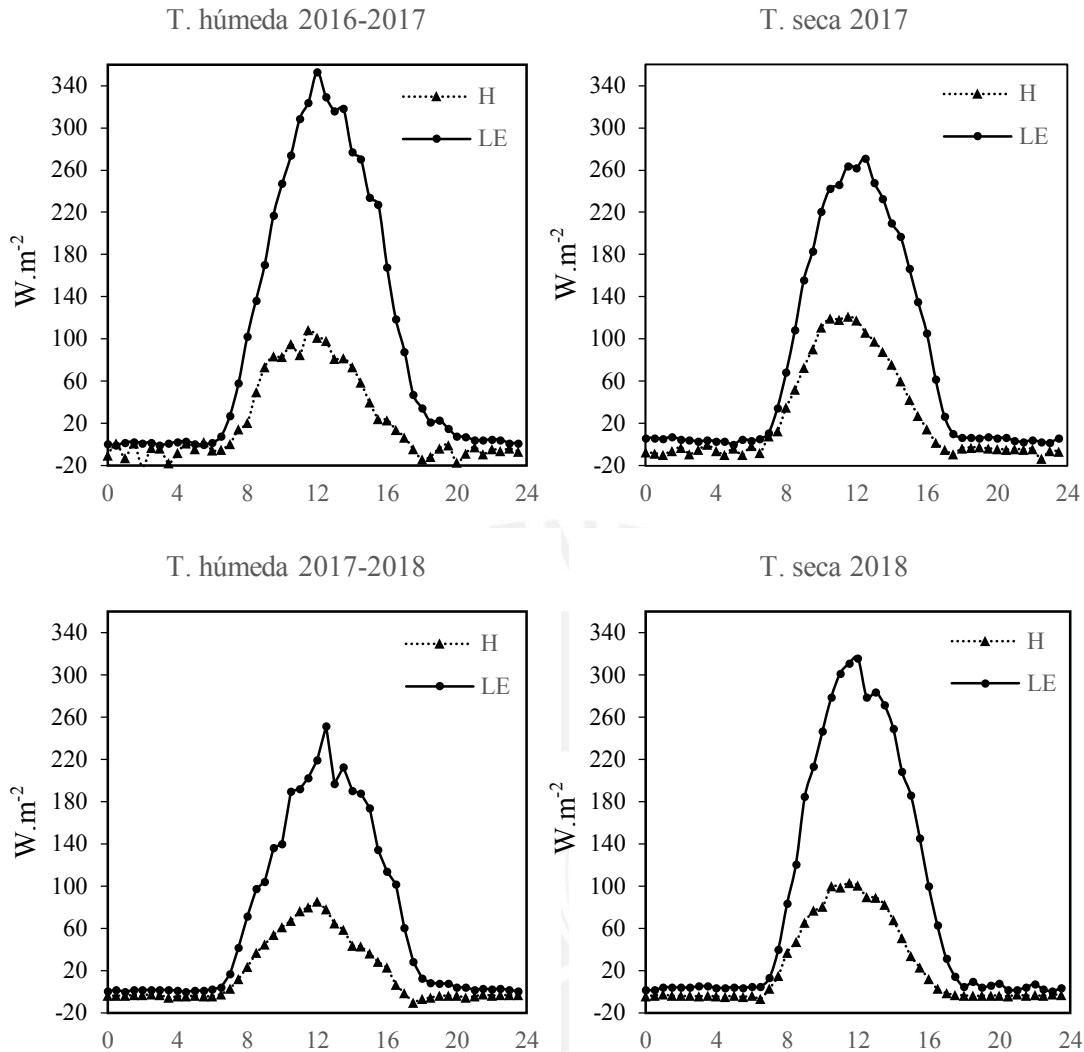


Figura 4.22. Flujos promedio diarios de H y LE, por cada temporada Los datos se recogieron a alta frecuencia.

4.4.2. Relación entre radiación neta (Rn) y calor sensible (H)

Para el calor sensible (H), se determinó el flujo de este tipo de calor en cada temporada y su relación con la radiación neta global (Rn), como se muestra en la **figura 4.23**. Las relaciones matemáticas obtenidas se describen en la **tabla 4.13**.

Para la elaboración de las gráficas se eliminaron los datos anómalos, se emplearon solamente los flujos de calor en las direcciones de viento predominantes, se descartaron los flujos menos turbulentos ($u^* < 0,25 \text{ m.s}^{-1}$) y los valores de radiación neta que no presentaron tendencia notable ($Rn < 50 \text{ W.m}^{-2}$).

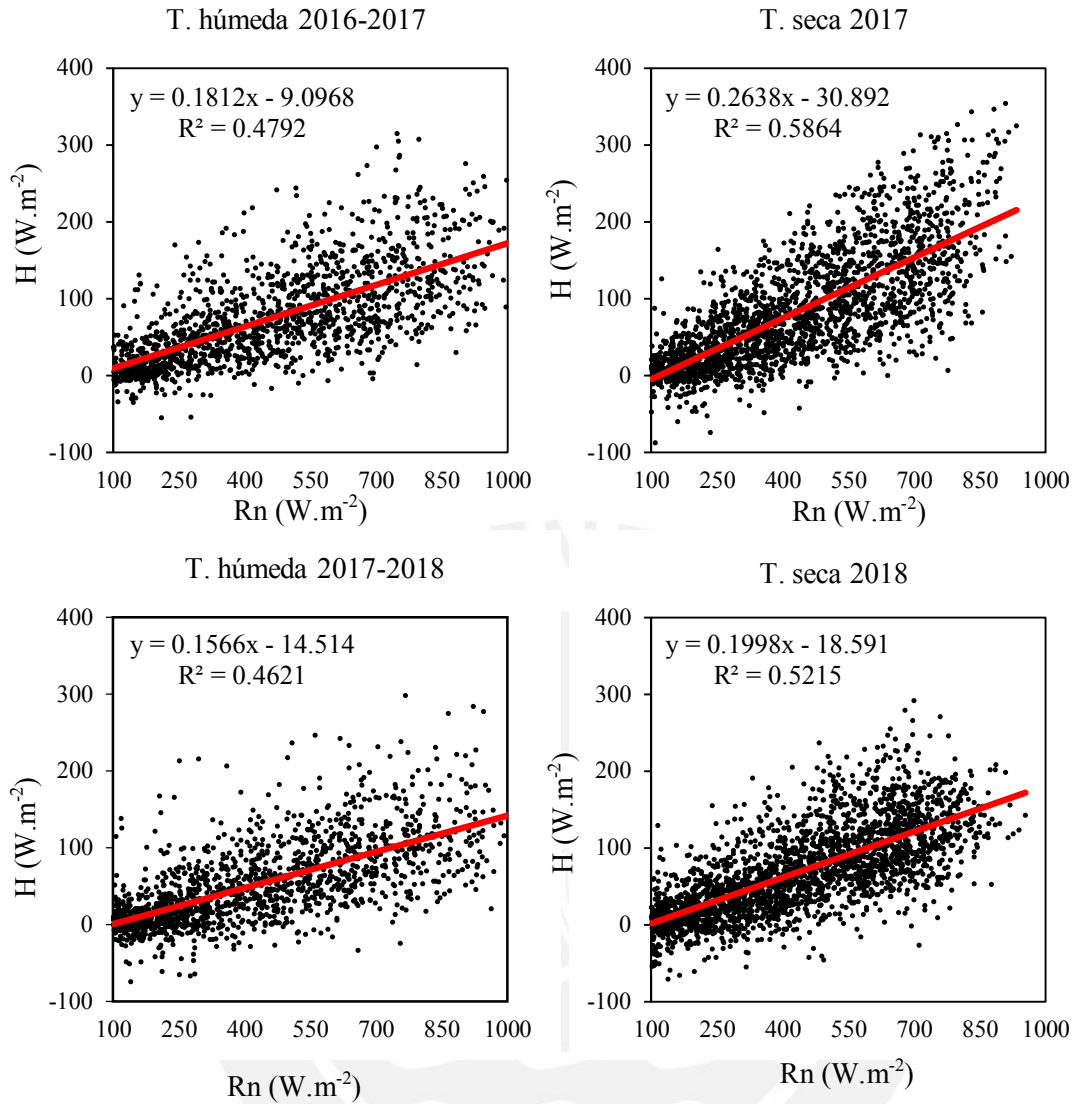


Figura 4.23. Variación del calor sensible (H) respecto de la radiación neta (Rn), durante las temporadas de estudio. Los datos fueron registrados a baja frecuencia.

Tabla 4.13. Relaciones H/Rn y conversión de energía determinados mediante regresión lineal por mínimos cuadrados.

Periodo estacional	Regresión lineal	R ²	Conversión de energía (%)
Húmedo 2016-2017	$H = 0,181Rn - 9,0968$	0,4792	18,12
Seco 2017	$H = 0,264Rn - 30,892$	0,5864	26,38
Húmedo 2017-2018	$H = 0,157Rn - 14,514$	0,4621	15,66
Seco 2018	$H = 0,199Rn - 18,591$	0,5215	19,98

De los resultados se observa que alrededor del 20% de la energía que ingresa como radiación se libera como calor sensible, empleado para elevar la temperatura del agua

dispersa en el aire. En todos los casos se observa buena correlación de datos, demostrando que el comportamiento de esta variable a lo largo del tiempo es estable. Se observa que las temporadas secas poseen un mayor porcentaje de conversión en este tipo de energía. Esto se relaciona con el menor volumen de precipitación durante estos periodos, por lo que la inversión energética para el calentamiento se reduce.

4.4.3. Relación entre radiación neta (Rn) y calor latente (LE)

Para el caso del calor latente (LE), empleado en el cambio de fase del agua, el balance energético respecto del total de radiación neta recibida se muestra en la **figura 4.24**. Las ecuaciones de las curvas obtenidas como resultado de la regresión y los porcentajes de conversión se muestran en la **tabla 4.14**.

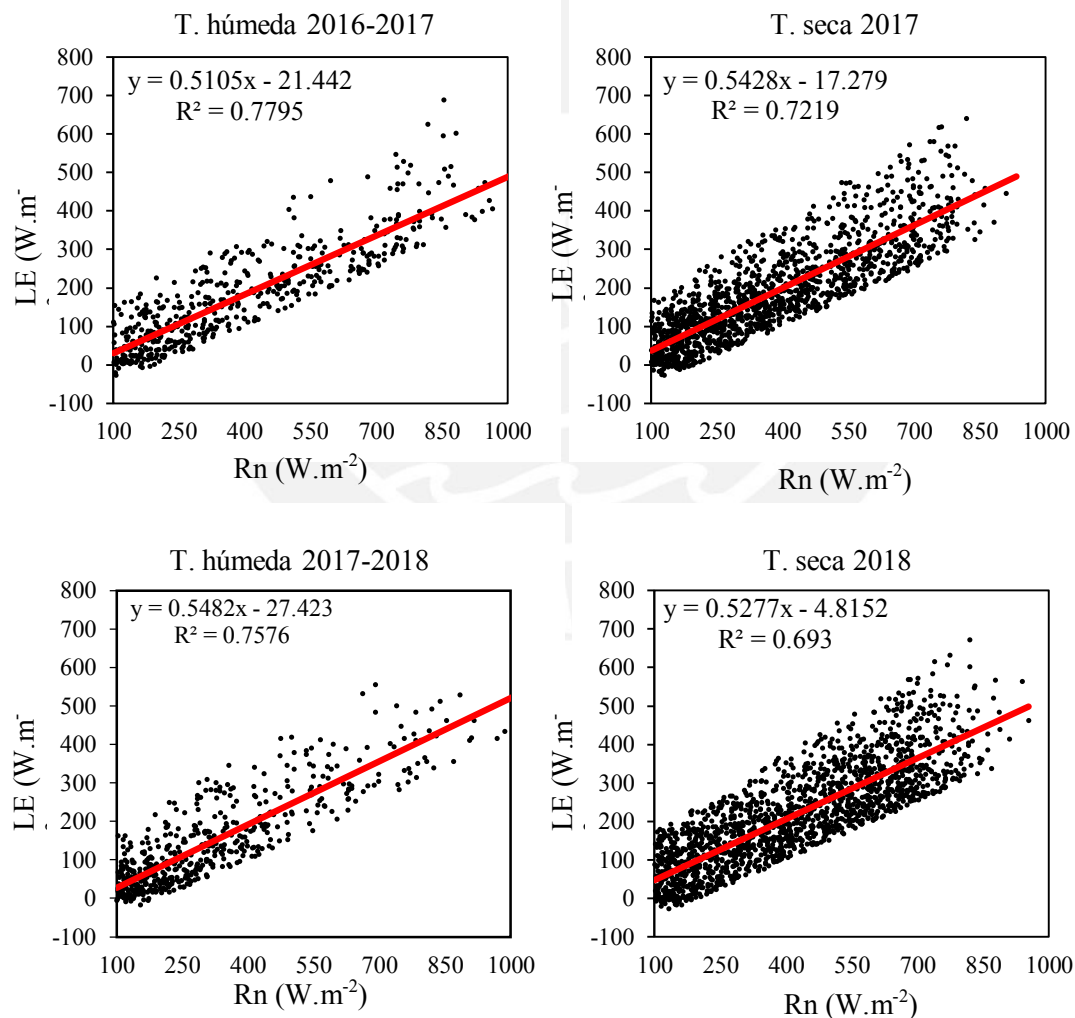


Figura 4.24. Variación del calor latente (LE) respecto de la radiación neta recibida (Rn) durante las temporadas de estudio. Los datos se midieron en baja frecuencia. Se aplicó un filtro de eliminación de puntos de $\pm 100 \text{ W.m}^{-2}$ respecto a la línea de tendencia.

Tabla 4.14. Relaciones LE/Rn y conversión de energía determinados mediante regresión lineal por mínimos cuadrados.

Periodo estacional	Regresión lineal	R ²	Conversión de energía (%)
Húmedo 2016-2017	LE = 0,511Rn – 21,442	0,7795	51,05
Seco 2017	LE = 0,543Rn – 17,279	0,7219	54,28
Húmedo 2017-2018	LE = 0,548Rn – 27,423	0,7576	54,82
Seco 2018	LE = 0,528Rn – 4,8152	0,6930	52,77

Al igual que para el calor sensible, se eliminaron los datos anómalos, se emplearon solamente los flujos de calor en las direcciones de viento predominantes, se descartaron los flujos menos turbulentos ($u^* < 0,25 \text{ m.s}^{-1}$) y los valores de radiación neta que no presentaron tendencia notable ($Rn < 50 \text{ W.m}^{-2}$).

Los principales factores que afectan la determinación del calor sensible se relacionan con la presencia de precipitaciones, temperatura alta, friaje y sucesos aleatorios. La falta de datos en periodos continuos puede perjudicar el promedio de los parámetros de estudio.

Del gráfico se observa que el porcentaje promedio de conversión de energía en calor latente es superior al 50% del total de radiación recibida. Esto indica que la mayor parte de la energía recibida del sol se emplea para el cambio de fase del agua, como evaporación desde la superficie hacia la atmósfera. No existe una tendencia significativa que diferencie cada temporada, lo que evidencia que la precipitación no afecta decisivamente su magnitud o que, en su defecto, la concentración de vapor de agua a la altura de la torre no presenta fluctuaciones de concentración apreciables en cada temporada.

4.4.4. Balance neto de energía

El balance de energía comprende la correspondencia entre la magnitud de radiación neta recibida (Rn) y la emitida en forma de flujo de calor latente (LE) y calor sensible (H) por el ecosistema. La **figura 4.25.** muestra la relación entre la radiación global neta (Rn) y la energía de evapotranspirativa ($H+\lambda LE$). Las ecuaciones de regresión lineal obtenidas por mínimos cuadrados, se muestran en la **tabla 4.15.**

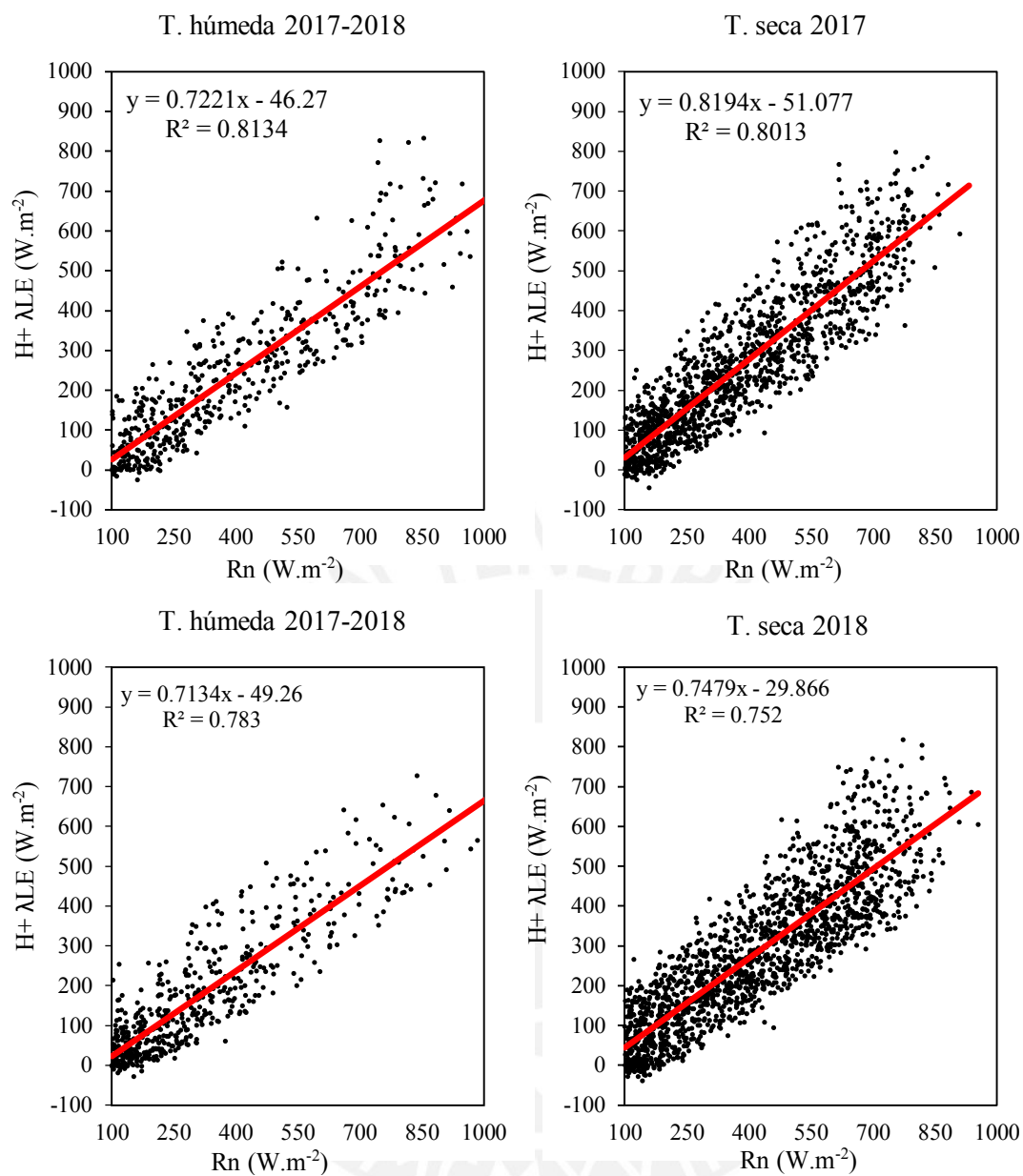


Figura 4.25. Balance energético, $(H+\lambda E)/R_n$, como función de la radiación recibida durante por cada temporada. Los datos fueron registrados a baja frecuencia.

Tabla 4.15. Relación $(H+\lambda E)/R_n$ y conversión de energía porcentual, determinados por mínimos cuadrados, para cada temporada de estudio.

Periodo estacional	Regresión lineal	R^2	Conversión de energía (%)
Húmedo 2016-2017	$(H+\lambda E) = 0,722R_n - 46,27$	0,8134	72,21
Seco 2017	$(H+\lambda E) = 0,819R_n - 51.08$	0,8013	81,94
Húmedo 2017-2018	$(H+\lambda E) = 0,713R_n - 49,26$	0,7830	71,34
Seco 2018	$(H+\lambda E) = 0,748R_n - 29,87$	0,7520	74,79

Del análisis anterior se observa que más del 70% de la energía total recibida como radiación solar se emplea en la evapotranspiración del bosque. Las estaciones húmedas presentan menor porcentaje de conversión de energía debido a que la mayor parte de la misma se invierte en el calentamiento y evaporación del agua proveniente de las precipitaciones.

El mayor porcentaje de conversión de energía se dio en la temporada seca 2017 y seca 2018. El menor número de datos pudo haber influido en los promedios correspondientes a las estaciones húmedas. La falta de datos obedece, principalmente, al mal funcionamiento de los sensores en intervalos de tiempo continuos. Las variabilidades de los resultados también están sujetas a las cambiantes condiciones ambientales del ecosistema (Araujo *et al.*, 2002).

4.5. Respiración ecosistémica nocturna

La respiración ecosistémica es un proceso biológico, largamente dependiente de la turbulencia y estrechamente relacionado con la velocidad de fricción (u^*), de acuerdo con la ecuación: $u^* = \sqrt{-\overline{w'u'}}$. El cálculo de la respiración ecosistémica, considerando los flujos diurnos y nocturnos, es un paso necesario para el cálculo de la productividad primaria bruta (GPP). Por ello, es necesario aplicar filtros sobre u^* , de forma que no se subestime la productividad real del bosque, principalmente durante las noches (Hutyra *et al.*, 2007).

4.5.1. El intercambio neto ecosistémico como función de la radiación PAR

El valor de la respiración ecosistémica nocturna puede ser determinado como el valor de NEE cuando la radiación fotosintética recibida por el bosque tiende a cero ($PAR \rightarrow 0$). Con tal propósito, se graficó la variación del intercambio ecosistémico en función de la radiación PAR en la **figura 4.26**. Para la construcción de la función se determinaron los promedios en intervalos de $50 \mu\text{mol.m}^{-2}.\text{s}^{-1}$ de PAR. Se filtraron las velocidades, diurnas y nocturnas, con $u^* < 0,25 \text{ m.s}^{-1}$ y $u^* > 0,75 \text{ m.s}^{-1}$ debido a que sus contribuciones al flujo son mínimas. Solo se consideraron las direcciones de viento predominantes y se eliminaron los valores de $PAR < 40 \mu\text{mol.m}^{-2}.\text{s}^{-1}$, debido a que no cumplen un papel determinante en el intercambio neto, de acuerdo al criterio de Araújo *et al.*, (2004).

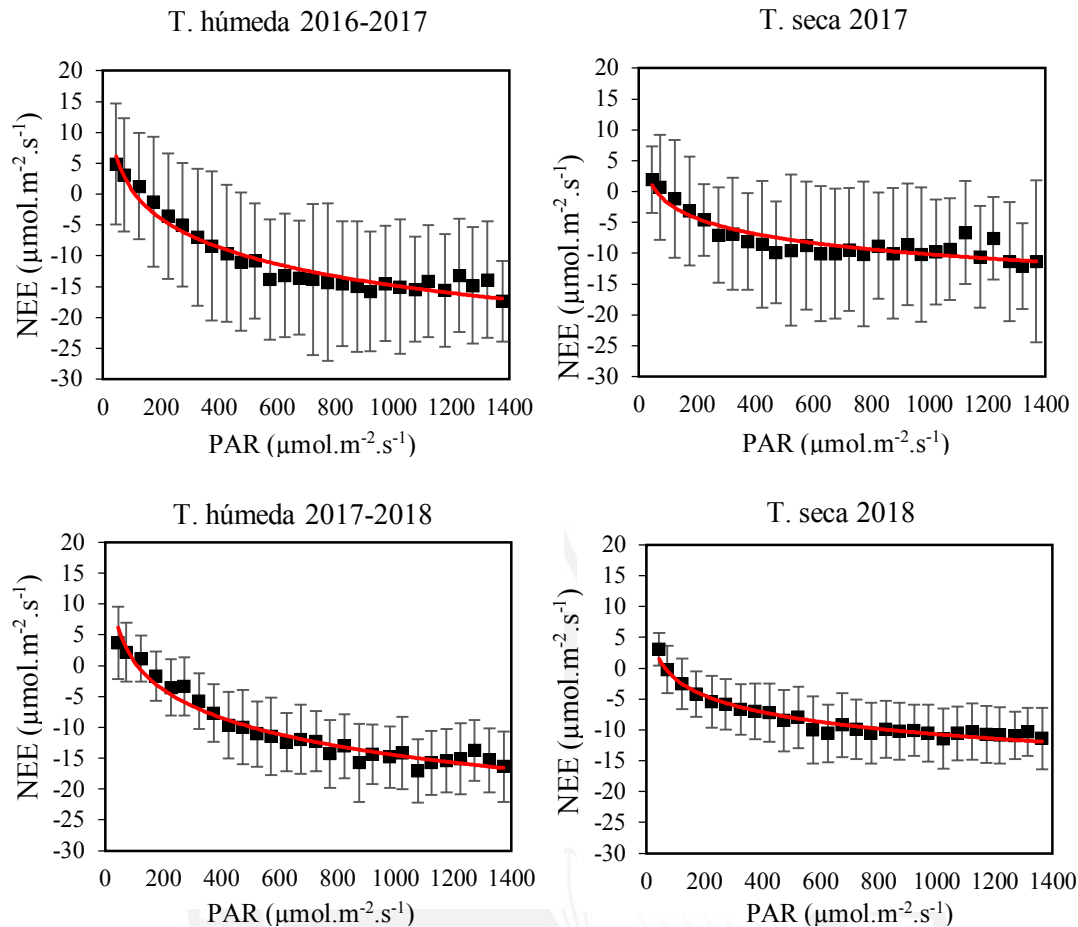


Figura 4.26. NEE de CO₂ como función de la radiación fotosintética activa (PAR). Se graficaron las líneas de regresión de mínimos cuadrados.

Las curvas que se obtuvieron como resultado del análisis descrito, siguen una función hiperbólica, con un decaimiento rápido entre los 40 y 300 $\mu\text{mol.m}^{-2}.\text{s}^{-1}$ de PAR, para luego mantenerse relativamente estables. El intercambio neto es positivo cuando $\text{PAR} < 200 \mu\text{mol.m}^{-2}.\text{s}^{-1}$ en las temporadas húmedas y cuando $\text{PAR} < 100 \mu\text{mol.m}^{-2}.\text{s}^{-1}$ en las temporadas secas. En ambos casos, prepondera la respiración vegetal.

Si valor de $\text{PAR} > 200 \mu\text{mol.m}^{-2}.\text{s}^{-1}$, existe suficiente radiación para que las plantas puedan realizar fotosíntesis. Cuando $\text{PAR} > 600 \mu\text{mol.m}^{-2}.\text{s}^{-1}$, el bosque disminuye la velocidad de intercambio de CO₂, por lo que el parte de la radiación incidente no se emplea en el proceso metabólico. La gran dispersión de datos se origina cuando los valores de PAR son elevados. Estos mismo influye en el cálculo de los valores de respiración ecosistémica e intercambio neto. La temporada húmeda 2016-2017 y temporada seca 2017 presentan mayor fluctuación debido a la menor disponibilidad de data continua. La distribución total de puntos se describe en el **Anexo 11**.

Las ecuaciones correspondientes a la regresión por mínimos cuadrados de los gráficos anteriores, se muestra en la **tabla 4.16**. Se observa que existen diferencias notables entre cada temporada. La velocidad con la que ocurre el intercambio neto de CO₂ para las temporadas húmedas (relacionado con la pendiente de la curva hiperbólica) es mayor a las temporadas secas. La disponibilidad de agua, proveniente de las precipitaciones, es el factor determinante para la realización de la fotosíntesis.

Tabla 4.16. Ecuaciones de regresión hiperbólica que relaciona el intercambio neto, NEE, y radiación PAR. Los resultados se calcularon en base a data de alta frecuencia.

Periodo estacional	Función hiperbólica	R ²
Húmedo 2016-2017	$NEE = 11,84 + \frac{(-31,68) * PAR}{205,61 + PAR}$	0,936
Seco 2017	$NEE = 9,49 + \frac{(-22,00) * PAR}{102,77 + PAR}$	0,959
Húmedo 2017-2018	$NEE = 7,88 + \frac{(-30,86) * PAR}{366,64 + PAR}$	0,974
Seco 2018	$NEE = 7,03 + \frac{(-20,52) * PAR}{154,12 + PAR}$	0,974

Los coeficientes de regresión hiperbólica son elevados, demostrando que existe una relación muy estrecha entre ambos parámetros. Se observa que la disponibilidad de agua posee una influencia significativa en el comportamiento del bosque y que, conforme ha ido pasando el tiempo, el valor de la productividad ha ido decayendo.

4.5.2. Determinación de la espiración ecosistémica (R) y la Producción Primaria Bruta (GPP) del bosque amazónico

La respiración ecosistémica se estima a partir de la gráfica que relaciona NEE y PAR. Cuando PAR tiende a cero, se considera que el bosque no recibe radiación solar y la fotosíntesis se detiene, por lo que se considera que la respiración es el único proceso metabólico. Por otra parte, el cálculo de la productividad primaria bruta, GPP, se obtiene como diferencia entre la respiración ecosistémica y el intercambio neto, NEE, del CO₂.

Los valores estimados de la respiración ecosistémica y producción primaria bruta mensuales se muestran en la **figura 4.27**. Para el cálculo se emplearon los valores de flujo registrados en alta frecuencia y se aplicaron los mismos filtros de dirección de viento, velocidad de fricción u^* mayor a $0,25 \text{ m.s}^{-1}$ y eliminación de datos anómalos.

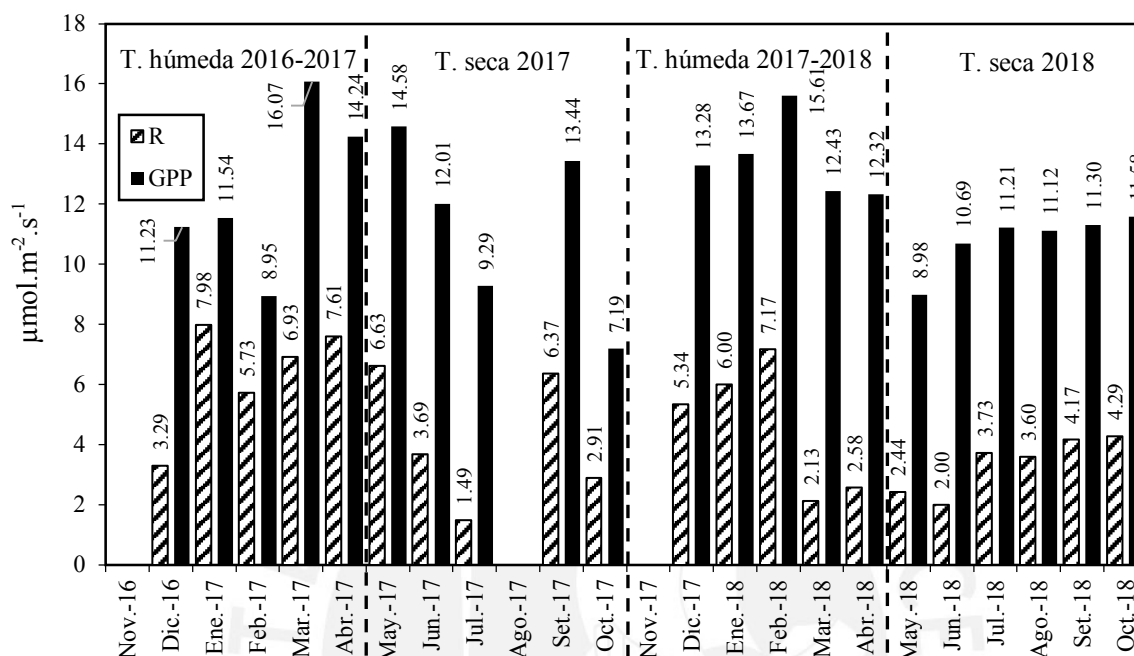


Figura 4.27. Variación mensual de la respiración ecosistémica (R) y la producción primaria bruta (GPP) del bosque amazónico. Debido a la falta de datos meteorología no se realizó gap filling en las brechas.

Los promedios referidos a estos parámetros, incluyendo el intercambio neto, en cada estación se muestran en la **tabla 4.17**. La ausencia de puntos en algunos meses de estudio se debe a la falta de datos o la gran variabilidad de los mismos, de los cuales no se pudo establecer un comportamiento adecuado.

Tabla 4.17. Respiración, intercambio neto y producción primaria bruta promedios del bosque amazónico, calculados gráficamente. Los datos se recogieron en alta frecuencia. No se realizó gap filling.

Periodo estacional	NEE ($\mu\text{mol.m}^{-2}.\text{s}^{-1}$)	R ($\mu\text{mol.m}^{-2}.\text{s}^{-1}$)	GPP ($\mu\text{mol.m}^{-2}.\text{s}^{-1}$)
Húmedo 2016-2017	$-6,10 \pm 2,63$	$6,31 \pm 1,89$	$12,41 \pm 2,78$
Seco 2017	$-7,09 \pm 1,63$	$4,22 \pm 2,23$	$11,30 \pm 3,03$
Húmedo 2017-2018	$-8,81 \pm 1,15$	$4,65 \pm 2,18$	$13,46 \pm 1,33$
Seco 2018	$-7,44 \pm 0,71$	$3,37 \pm 0,94$	$10,81 \pm 0,94$

En los resultados se observa que, durante los meses de temporada húmeda, la producción primaria neta y la respiración presentan un mayor valor promedio que en las temporadas secas. La temporada húmeda 2016-2017 es la que presentó los valores más elevados y mayor fluctuación (dispersión) en las magnitudes de R y GPP a comparación de los meses siguientes. El efecto de la mayor productividad durante los meses de mayor disponibilidad de agua y radiación fotosintética se describió en el estudio de NEE (secciones 6.3.3. y 6.3.4.). La **figura 4.28.** muestra el comportamiento de NEE, GPP y R en la escala anual.

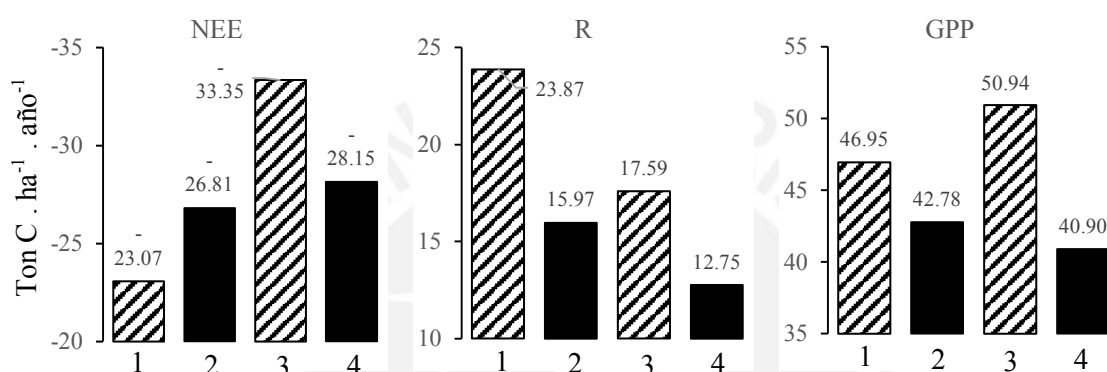


Figura 4.28. Variación estacional de los parámetros NEE, R y GPP del bosque amazónico en escala anual. Los datos fueron calculados en base a los promedios mensuales correspondientes a los periodos, de izquierda a derecha: (1) temporada lluviosa 2016-2017, (2) temporada seca 2017, (3) temporada lluviosa 2017-2018, (4) temporada seca 2018.

4.6. Modelamiento de R, NEE y GPP

De acuerdo al procedimiento descrito por Hutyra *et al.*, 2007, es posible determinar los valores de R, NEE y GPP, como una función lineal combinada de algunos parámetros meteorológicos, entre los que se cuentan la precipitación, la temperatura máxima y radiación promedio en una escala de tiempo determinado.

El modelamiento de los parámetros mencionados requiere de los valores de R estimados de las gráficas NEE vs PAR estacionales. En todos los casos, se emplearon los promedios diarios más altos de temperatura del aire de cada temporada como variables independientes. La gráfica resultante y la ecuación de modelamiento se muestran en la **figura 4.29.** En la misma gráfica se observa que la temperatura ambiental y la respiración vegetal varían directamente.

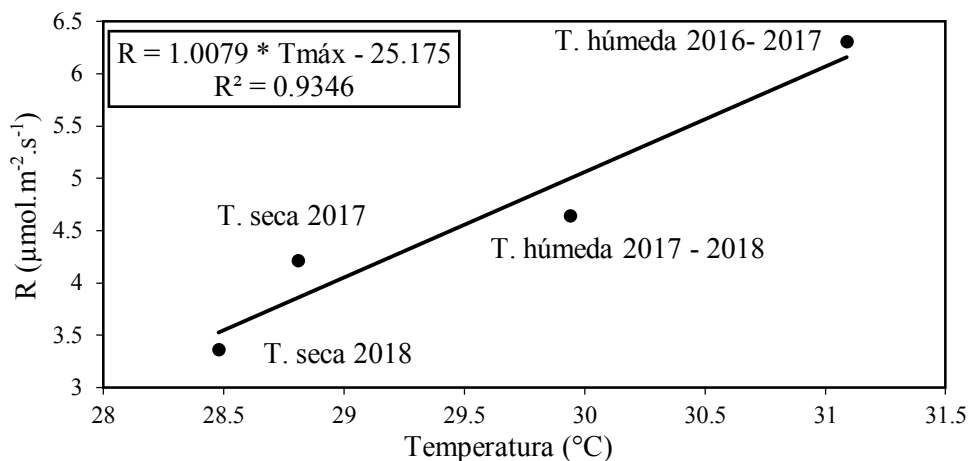


Figura 4.29. Respiración ecosistémica en función de la temperatura máxima, en °C. Se emplearon los promedios mensuales de la data registrada en alta frecuencia.

Empleando la ecuación de la recta obtenida anteriormente, se calcularon los valores modelados de respiración (R_m) y producción primaria bruta (GPP_m). Para ello se consideraron los valores de NEE experimentales promedio obtenidos de la data mensual. Los resultados del modelamiento se describen en la **tabla 4.18.** y se graficaron, en una escala anual, en la **figura 4.30.**

Tabla 4.18. Respiración y producciones primarias brutas calculadas como parte del modelamiento. El cálculo se realizó empleando la data mensual.

Periodo estacional	R modelo ($\mu\text{mol.m}^{-2}.\text{s}^{-1}$)	GPP modelo ($\mu\text{mol.m}^{-2}.\text{s}^{-1}$)
Húmedo 2016-2017	$5,96 \pm 0,47$	$12,06 \pm 2,88$
Seco 2017	$3,90 \pm 2,09$	$10,99 \pm 1,24$
Húmedo 2017-2018	$5,65 \pm 1,19$	$14,46 \pm 2,06$
Seco 2018	$3,65 \pm 2,44$	$11,10 \pm 1,97$

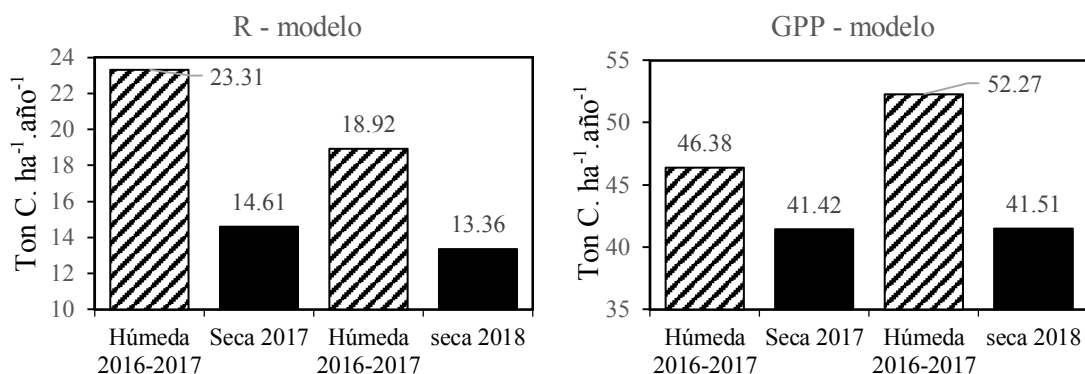


Figura 4.30. Variación estacional de la respiración y GPP en el bosque amazónico.

Se observa que existe correspondencia entre los valores obtenidos por modelamiento y experimentalmente. La respiración predomina en las estaciones húmedas, probablemente por la disminución de ingreso de radiación fotosintética. En las temporadas secas predomina el intercambio neto como resultado de la mayor radiación y el menor volumen de agua disponible.

El estudio de la productividad neta en un rango de tiempo de 24 h permitiría describir de forma precisa el comportamiento del bosque y los factores ambientales que influyen en la emisión de gases a la atmósfera en un intervalo más estrecho.



CAPÍTULO 5

DISCUSIÓN DE RESULTADOS

5.1. Continuidad de datos

Debido a las condiciones del método de flujos turbulentos, no es posible repetir mediciones, por lo que se requirió de una gran cantidad de datos, tomados en cortos periodos de tiempo, para validar los resultados y las conclusiones posteriores (Baldocchi 2014). Existe una cantidad considerable de trabajos realizados en diferentes partes de la Amazonía empleando la técnica de flujos turbulentos, en las cuales existe un número elevado de datos medidos (**tabla 5.1.**) aunque con notables huecos, o *gaps*, distribuidos en el tiempo. La determinación del volumen de CO₂ fijado, respiración ecosistémica e intercambio neto es óptima si la distribución de estos *gaps* es aleatoria y se distribuye en periodos cortos alrededor de toda la serie de datos.

Tabla 5.1. Continuidad de datos de flujo en algunos estudios realizados en la región amazónica. El número de datos corresponde a los promedios de data registrados cada 30 minutos.

Investigación	Datos medidos válidos	Fuentes de error
El presente estudio (2018) en el bosque amazónico occidental.	27 106 (541 días) – 78,30 %	Fallas en instrumentación y <i>data logger</i> , descarte por poca turbulencia.
Andreae <i>et al.</i> , (2015) en el bosque amazónico central.	29 424 en total (613 días) – No menciona el %	Interrupciones en el funcionamiento del instrumento.
Hutyra <i>et al.</i> , (2007) en la Bosque Nacional de Tapajós, Brasil.	70 080 (4 años) – No menciona el %	Fallas en el instrumento
Da Rocha <i>et al.</i> , (2004) en el bosque amazónico este.	15 055 (369 días) – 85,00 %	Falla del anemómetro.
Goulden & Miller <i>et al.</i> , (2004) en el bosque amazónico, al sur de Pará, Brasil.	12 700 (365 días) – 72,00 %	Falla del anemómetro y el <i>data logger</i> . Daños por la lluvia.
Miller <i>et al.</i> , (2004) en la FLONA Tapajós, Brasil.	17 520 (365 días) – 93,00 %	Fallas en suministro de energía y mantenimiento.
Araújo <i>et al.</i> , (2002) en el bosque amazónico central.	21 072 (439 días) – 90,43 % 17 088 (356 días) – 85,96 %	Fallas de los instrumentos. Golpes de truenos y problemas mecánicos.
Carswell <i>et al.</i> , (2002) en el bosque amazónico este.	8 928 (186 días) – No menciona el %	Descarte de datos por baja turbulencia.
Malhi <i>et al.</i> , (1998) en la Reserva Biológica do Cuieiras, Brasil	20 208 (421 días) – No menciona el %	Descarte de datos por baja turbulencia.

Las principales causas en la falta de datos fueron factores aleatorios e imprevistos, relativos a la instrumentación, conducción eléctrica o aspectos electrónicos de alguno de los sensores o del compilador, debido a su continua exposición a las condiciones ambientales y trabajo automatizado por periodos de tiempo prolongados (Vilhermaa *et al.*, 2016; Weber & Cosio 2016; Malhi *et al.*, 2014; Goulden *et al.*, 2004; Miller *et al.*, 2004; Von Randow 2004; Araújo *et al.*, 2002). Asimismo, se observó que todos los estudios abarcaron al menos dos estaciones del año: seco y lluvioso, como pilar fundamental de observación en la evolución del intercambio de carbono.

Por otra parte, muchos de los huecos durante las noches provienen del descarte de los datos de flujo, debido a su falta de representatividad, puesto que el sistema de medición no registró data apreciable a causa de la falta de turbulencia en ausencia de radiación solar. Para el presente trabajo, se descartaron los flujos con velocidades de fricción nocturnos menores a $0,25 \text{ m.s}^{-1}$ ($u^* > 0,25$).

Este valor puede cambiar dependiendo de las condiciones de la región amazónica y el año de medición, llegando a ser menor a $0,15 \text{ m.s}^{-1}$ (Araújo *et al.*, 2002), $0,17 \text{ m.s}^{-1}$ (Vilhermaa *et al.*, 2016), $0,20 \text{ m.s}^{-1}$ (Von Randow *et al.*, 2004), $0,22 \text{ m.s}^{-1}$ (Hutyra *et al.*, 2007), etc. Sin embargo, todos estos incluyendo el del presente estudio se completaron a través de interpolación. Para la presente investigación, el procedimiento de autocompletado fue realizado por el software *TOVI*.

5.2. Meteorología

Los diferentes factores ambientales que afectan el crecimiento de las plantas, inciden directamente en la absorción y eliminación de CO_2 por parte del bosque. Los principales factores son: disponibilidad de agua (precipitación), temperatura, velocidad de viento, dirección de viento y radiación. El mayor impacto de estas variables se realiza durante la etapa de maduración y reproducción vegetal, ya que los flujos más altos de CO_2 y productividad neta se dan durante esta época (Schlesinger & Bernhardt 2015; Andreae *et al.*, 2015; Baldocchi 2014).

5.2.1. Disponibilidad de agua

En el presente estudio, se observaron periodos amplios en los que no se registró datos relativos a la precipitación debido a fallas en el pluviómetro. Vilhermaa (2016)

reportó un volumen de 1630 ± 408 mm y Weber (2016) reportó 2417 mm. En otras regiones del bosque amazónico, también se encontraron resultados similares y superiores a 2000 mm de agua promedio anuales: 2307 mm en la torre ATTO, en la rivera amazónica central (Andreae *et al.*, 2015), 2431 mm en la región amazónica central (Araújo *et al.*, 2002), 2500 mm en la selva amazónica este (Carswell *et al.*, 2002), 2200 mm en el Parque Nacional Tapajós, perteneciente a la región amazónica este (Da Rocha, 2004) entre otros.

De acuerdo a los estudios realizados en la Amazonía central y noreste, la mayor tendencia en la precipitación ocurre en la tarde, entre 13:00 h y las 15:00 h, debido a la actividad convectiva estimulada por el calentamiento de la superficie (Hutyra *et al.*, 2007; Krujit *et al.*, 2004). Este mismo patrón de lluvias se presentó en el bosque estudiado.

La lluvia presente en zona de estudio, región oriental de la cordillera de Los Andes, sigue el patrón de migración norte-sur de la Zona de Convergencia Intertropical (ITCZ) de la Amazonía Central. Durante las temporadas lluviosas, la ITCZ alcanza su punto más sureño y actúa como un potente generador de nubes convectivas moviéndose hacia el norte. En conjunto con las corrientes de aire provenientes de Los Andes y las costas del Océano Atlántico, las nubes convectivas llegan al bosque amazónico, precipitando en los meses de febrero y marzo. Las precipitaciones en las temporadas más secas se desarrollaron a partir de convecciones locales provenientes de ríos y lagos (Andreae *et al.*, 2015).

5.2.2. Temperatura

Se observó una marcada estacionalidad en la temperatura promedio, siendo febrero y abril los meses de mayor intensidad, oscilando entre 24,8 y 25,6 °C, coincidentes con el final de la estación lluviosa y la estación seca. Los meses más frescos se encuentran entre junio y agosto, con una temperatura promedio entre 21,6 y 23,2°C, a mitad de la estación seca.

Estos resultados se asemejan a los promedios anuales reportados por Vilherma *et al.*, (2016) de 25,4°C y Weber *et al.*, (2016) de 24,47 °C, medidos en la Torre SAGES durante los periodos octubre de 2011 - septiembre de 2012 y julio de 2015 - abril del 2016, respectivamente. En otras regiones amazónicas, existe marcada estacionalidad entre cada temporada, con la época lluviosa entre 24 - 27°C y la seca alrededor de 30°C (Araújo *et al.*, 2002; Malhi *et al.*, 2014; Hutyra *et al.*, 2007).

La principal causa de la poca variación entre las cada estación es la presencia de agua en el suelo, el río Tambopata, corrientes de agua y la humedad a nivel del bosque. El agua suspendida (en forma de humedad) actuó como aislante térmico y termostato al retener la energía proveniente de la radiación solar, a través de la evaporación (Vilhermaa *et al.*, 2016; Andreae 2015) en el área de medida efectiva de la torre (*footprint*). Se debe considerar que el termómetro e higrómetro se establecieron a más de 30 metros de altura (límite del dosel arbóreo), por lo que las mediciones indicaron la temperatura atmosférica promedio. A nivel del suelo, las gradientes verticales de temperaturas fueron más bajas (Andreae *et al.*, 2015), especialmente durante las temporadas lluviosas.

Los valores más altos en la fluctuación diaria de temperatura se encontraron entre las 12:00 y 16:00 horas, horas de mayor radiación solar. Las temperaturas más bajas se registraron durante la noche y primeras horas de la mañana, con un punto mínimo alrededor de las 06:00 h oscilando en 24 °C para la temporada lluviosa y 20 °C para la temporada seca. La diferencia entre las estaciones, radicó en la presencia de vapor de agua, proveniente de la precipitación durante la época de lluvias (Da Rocha 2004; Goulden 2004; Malhi *et al.*, 1998).

La temperatura desempeña un papel importante como iniciador del movimiento caótico del aire y base del intercambio de materia-energía entre el ecosistema y la atmósfera (Aubinet 2012). Adicionalmente, su magnitud define la realización de procesos metabólicos que afectan los flujos de materia, como la fotosíntesis, respiración (autotrófica y heterotrófica) y evapotranspiración (Andreae *et al.*, 2015). El incremento del H y LE son resultado del aumento de la temperatura (Alberto *et al.*, 2014; Da Rocha 2014). Además influyen notablemente en la conductancia estomática, participan del crecimiento vegetal, provocan inestabilidad atmosférica y afectan la humedad del suelo (Wohlfahrt & Galvano 2017; Alberto *et al.*, 2014; Miller *et al.*, 2007; Carswell *et al.*, 2002; Hutyra *et al.*, 2007; Von Randow *et al.*, 2004).

5.2.3. Humedad relativa

Los principales efectos de la humedad se ejercen a nivel del suelo y la atmósfera, ambos estrechamente relacionados con los procesos metabólicos vegetales. La humedad en el suelo es un factor determinante en la realización de la fotosíntesis y el transporte de nutrientes a las raíces (Andreae *et al.*, 2015). Adicionalmente, favorece la propagación de

agentes descomponedores en el lecho de descomposición, permitiendo la respiración heterotrófica. Los patrones de humedad diarios presentan relación inversa con la temperatura.

Del estudio realizado, se observó una relación inversa entre la temperatura del aire y la humedad, así como una marcada estacionalidad. En los meses de mayor humedad, la temperatura promedio cayó, coincidentemente con el aumento de precipitaciones. Para el periodo 2016-2017, la mayor humedad se presentó entre abril y mayo, alrededor de 90,20 %; mientras que el mínimo se encontró en enero, con 80,02 %. Durante la temporada 2017-2018, la humedad relativa promedio más alta se encontró entre enero y febrero, alrededor del 88 % y la humedad más baja se registró en septiembre, con un promedio de 77,57 %. Los incrementos en la humedad relativa se dieron especialmente en los periodos de transición de la temporada húmeda a la temporada seca.

Los valores registrados coinciden con los reportados por otros autores con un rango de 72-92% (Hutyra *et al.*, 2014; Araújo *et al.*, 2002; Da Rocha *et al.*, 2004) en diversas regiones de la Amazonía. Efectos como el fenómeno de La Niña, El Niño o friajes afectaron los regímenes de precipitación y modificaron los patrones de humedad en sus respectivos años. La humedad y el déficit de presión de vapor (VPD) fueron los dos parámetros esenciales que definieron el balance energético del bosque debido a su contribución en los flujos de H y LE, ya que estos últimos están basados en la medición de flujo de vapor de agua (Hutyra *et al.*, 2014). El VPD es especialmente importante, pues es uno de los factores que reguló la apertura estomática, afectando la fotosíntesis y la PPN del bosque (Araújo *et al.*, 2002).

La variabilidad en las curvas se debe a la intermitencia en las lluvias, que modificaron los promedios en ciertos intervalos de tiempo. Se observó que los valores de humedad son cercanas al 100% entre las 20:00 h y 09:00 h del día siguiente, indiferentemente de la temporada. Por otra parte, la menor humedad se registró entre las 12:00 h y 16:00 h, como resultado de la mayor radiación solar y favorecimiento de la evaporación del agua.

Durante la noche se realizó la mayor liberación de agua hacia la atmósfera, principalmente como resultado de la respiración vegetal (Andreae *et al.*, 2015; Hutyra *et al.*, 2014; Baldocchi 2014). Mientras que la temporada 2016-2017 se caracterizó por un

mayor volumen de precipitación y mayor saturación de agua en el ambiente, debido al ingreso de friaje, por lo que la humedad registrada fue superior a la temporada 2017-2018.

La humedad y el VPD funcionan como indicadores de la evapotranspiración vegetal debido a su relación con los flujos de H y LE (Aubinet 2012; Baldocchi 2014; Burba 2014; Malhi *et al.*, 2014). Adicionalmente, el contenido de agua en la atmósfera funciona como indicador de la disponibilidad de agua en la rizósfera, siendo un factor imprescindible en la fotosíntesis y respiración vegetal, impactando en los flujos de carbono y la PPN (Andreae *et al.*, 2015; Malhi *et al.*, 2014).

5.2.4. Dirección y velocidad del viento

El viento, base del método de flujos turbulentos, se encarga del transporte de CO₂ bosque/atmósfera. En la región amazónica, las corrientes de viento se originan como resultado de: (i) el movimiento norte-sur de la ICTZ, que gobierna los patrones de precipitación en la selva amazónica (Andreae *et al.*, 2015); (ii) presencia de cuerpos de agua, como ríos o lagos cercanos (Andreae *et al.*, 2015); y (iii) irregularidades en la superficie, como accidentes geográficos, fallas geológicas, etc (Belcher *et al.*, 2011).

Considerando los promedios obtenidos cada media hora, se observó una diferencia estacional en la dirección de viento. En la temporada lluviosa, la principal dirección de viento es noroeste (NO) con menores contribuciones en dirección suroeste (SO), y una velocidad promedio en el rango 0,1 a 0,8 m.s⁻¹. En la temporada seca existió una distribución más amplia de la dirección y velocidades, predominando en el sureste (SE), oeste (O) y noroeste (NO). Las velocidades promedio en la temporada seca se encontraron en el rango 0,1 a 1,4 m.s⁻¹. La mayor homogeneidad en el régimen de vientos se presentó en la temporada húmeda.

Las diferencias radicarón en el movimiento de la ICTZ durante el periodo lluvioso y las contribuciones provenientes de la Cordillera de los Andes (oeste), las brisas de aire caliente del bosque hacia el río Tambopata, al NO de la torre, y de la laguna ubicada al noreste de la torre. Durante la estación seca, el principal motor de movimiento de vientos fue la convección local, por diferencia de temperaturas entre los cuerpos de agua cercanos, el río Tambopata y la laguna (Andreae *et al.*, 2015; Vilherma *et al.*, 2016). De esto se puede destacar la importancia geográfica de la zona de monitoreo, pues los flujos

de carbono circundantes a la torre SAGES fueron influenciados por la cadena montañosa de Los Andes, que arrastra aire frío durante el día y caliente durante las noches.

Es necesario indicar que los patrones de viento fueron cambiantes en las distintas regiones de la selva tropical amazónica. Andreae *et al.*, (2015), mostró un régimen predominante en dirección E y NE, en la región central de Brasil; Araújo *et al.*, (2002), registró predominancia en dirección N-NE en la región norte de la Amazonía brasileña; Carswell *et al.*, (2002) demostró predominancia en dirección N-NE en el bosque amazónico este, entre otros. Estos puntos se ven fuertemente influenciados por el ICTZ y las corrientes provenientes del Océano Atlántico (Araújo *et al.*, 2002).

A nivel horario, existió una tendencia notable en la distribución de viento. Durante las 18:00 horas hasta las 06:00 h del día siguiente, la velocidad de viento promedio se encontró entre $1,0 \pm 0,1 \text{ m.s}^{-1}$ y, durante el día alcanzó su punto máximo entre las 10:00 y 15:00 h, hora de mayor recepción de la radiación solar, con una velocidad de $1,6 \pm 0,2 \text{ m.s}^{-1}$. La presencia de discontinuidades y alta variabilidad en los resultados proviene de la presencia de lluvias y efecto de las mismas sobre la estabilidad atmosférica.

Las principales diferencias en la distribución horaria de velocidades de viento para cada temporada se originaron en la presencia de mayores precipitaciones en los meses lluviosos y menor ingreso de radiación solar a los bosques, ambos íntimamente relacionados con la fotosíntesis, respiración y evapotranspiración del bosque (Andreae *et al.*, 2015).

5.2.5. Velocidad de fricción

La velocidad de fricción es la velocidad promedio de los movimientos turbulentos que son registrados por el anemómetro sónico. En el caso del bosque amazónico, estas corrientes turbulentas de aire se originan por efecto de la fuerza de corte del viento, con una velocidad característica, sobre los cuerpos vegetales y el suelo, a una temperatura determinada.

La tendencia horaria no mostró diferencias apreciables en las velocidades de los vórtices de aire entre cada estación, se puede entender esto como el resultado de la poca duración y alta frecuencia de este fenómeno. Adicionalmente, en las temporadas lluviosas se observó mayor variación en los perfiles correspondientes a cada curva, esto se debió a

la existencia de lluvias durante determinadas horas del día, elevada nubosidad o grandes corrientes de aire que impidieron la generación de corrientes turbulentas.

En general, para todas las estaciones, las turbulencias nocturnas fueron mínimas (de 18:00 h hasta las 06:00 h del día siguiente), con una velocidad de fricción, u^* , $0,15 \pm 0,05 \text{ m.s}^{-1}$. Durante las horas con presencia de radiación solar, los movimientos caóticos crecieron rápidamente, llegando hasta velocidades de $0,40 \pm 0,05 \text{ m.s}^{-1}$ en sus picos más altos alrededor del mediodía. Estas relaciones demuestran la fuerte dependencia entre el movimiento caótico de viento con la radiación solar, principal motor de las gradientes térmicas verticales.

Los resultados obtenidos por otros autores en la región amazónica, indican valores de u^* menores a $0,15 \text{ m.s}^{-1}$ cerca de la región central (Araújo *et al.*, 2002); promedio de $0,29 \pm 0,05 \text{ m.s}^{-1}$ en el este (Da Rocha *et al.*, 2004); $0,30 \pm 0,1 \text{ m.s}^{-1}$ en la región noreste (Goulden *et al.*, 2004) y $0,42 \pm 0,004 \text{ m.s}^{-1}$ en la selva central (Hutyra *et al.*, 2007). En todos los anteriores se demostró una fuerte correlación entre la presencia de radiación solar y la generación de turbulencias, además de su interacción con los otros componentes climáticos para definir las condiciones de estabilidad atmosférica debajo de la capa límite (Miller *et al.*, 2004; Von Randow *et al.*, 2004). Además, la menor velocidad de fricción registrada en el presente estudio, a comparación de lo obtenido en otras áreas, destaca la importancia de las corrientes oceánicas y la presencia de la ICTZ, especialmente durante noche.

5.2.6. Capa límite atmosférica (CLA) e integración de factores meteorológicos

La capa límite atmosférica, también llamada capa convectiva o capa de mezcla, es el estrato de aire que llega a ser afectado por los fenómenos térmicos y mecánicos de la superficie terrestre, de forma que en ella se producen movimientos caóticos (flujos turbulentos) encargados de la difusión y transporte de masa y energía (Aubinet 2012). Adicionalmente, la mayor parte de los procesos oxidativos atmosféricos toman lugar en este estrato (Weber *et al.*, 2006; Andreae *et al.*, 2015).

Considerando los resultados obtenidos en otras áreas de la región amazónica (centro, norte y este), con condiciones climatológicas similares a Tambopata, la altura de la CLA en la zona de estudio, se encontraba entre 42 m y 80 m, durante el día. Mientras que, durante la noche, debido a las condiciones de estabilidad, se redujo a una altura entre

10 m y 20 m, debajo de la plataforma de medición de la torre (Andreae *et al.*, 2015; Da Rocha *et al.*, 2004; Malhi; Hutyra *et al.*, 2007; Von Randow *et al.*, 2004).

Las distintas variables climáticas que se conjugaron en la CLA fueron: precipitación promedio de 2336 mm, albedo promedio de 0,113, temperatura promedio de aire 25,14°C en la temporada húmeda y 24,25°C en la temporada seca, más variable. La presencia de agua, evaporada por el ingreso de radiación, también fue un factor importante en la variabilidad de la CLA.

Otro factor importante fue la humedad relativa, con 85,53% en la temporada lluviosa y 81,78% en la temporada seca. Las mayores frecuencias de viento se registraron en dirección NO. Presencia de viento en dirección SE, solo para la temporada seca. Las velocidades promedio máximas de viento en la temporada lluviosa fueron de 0,75 m.s⁻¹, mientras que en las temporadas secas fue 1,2 m.s⁻¹, registrados por el anemómetro. Se observó que la mayor homogeneidad en distribución de viento de la CLA se registró durante la temporada lluviosa, asumiendo también mayores condiciones de inestabilidad y presencia de flujos.

La presencia de turbulencias depende de la radiación solar. Se observó una velocidad u^* de fricción promedio diario de 0,32 m.s⁻¹ en la temporada lluviosa y 0,31 m.s⁻¹ en la seca. Durante las noches, el promedio de velocidades de fricción fue de 0,14 m.s⁻¹, sin diferencias significativas entre cada estación. Las turbulencias más intensas que fueron registradas se dieron durante el día, con una ligera ventaja en la estación lluviosa respecto de la seca. Ello demuestra la importancia de las precipitaciones y la evaporación en la inestabilidad atmosférica.

La homogeneidad en la distribución del patrón de vientos durante las noches se debe a que, una vez suprimido el efecto convectivo ocasionado por la radiación solar, factores como: diferencias locales de temperatura, brizas de ríos o cuerpos de agua, provenientes de distintas direcciones, se convierten en los principales motores de movimiento de aire (Malhi *et al.*, 1996).

La mayor velocidad de viento se generó entre 60 y 80 m; en contraste, la mayor proporción de fluctuaciones turbulentas se desarrolló aproximadamente entre 20 y 40 m. Las fluctuaciones con menor frecuencia, o flujos no turbulentos, procedieron en eventos

de estabilidad atmosférica y desacoplamiento de la capa límite, principalmente durante las noches (Andreae *et al.*, 2015).

Otro aspecto importante que tuvo notable influencia en el comportamiento de la CLA, fue la radiación. Se observó una radiación global promedio de $154,09 \text{ W.m}^{-2}.\text{día}^{-1}$ en la estación lluviosa y $138,79 \text{ W.m}^{-2}.\text{día}^{-1}$ en la estación seca. El origen de estas diferencias se debe a la presencia de agua en el medio y preservación de calor en el bosque tras su partición en H y LE.

Las variables atmosféricas (**figura 5.1.**), actuando simultáneamente en la CLA, pueden interactuar, por compensación o sinergia, (Von Randow *et al.*, 2004; Miller *et al.*, 2004) en distintos periodos de tiempo. La respuesta del bosque en el ecosistema se comprobó cómo flujo de carbono.

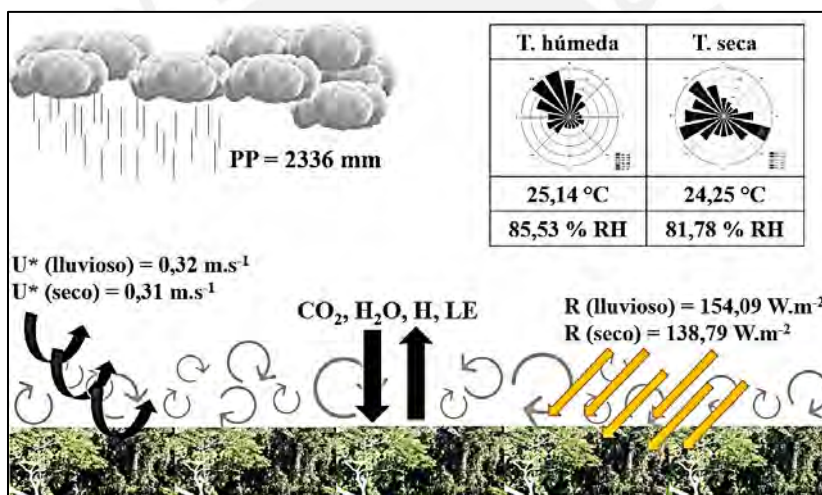


Figura 5.1. Variables micrometeorológicas presentes en la capa límite, registradas por la torre SAGES. Se muestra la diferencia entre temporadas y turbulencias.

5.2.6.1. Comportamiento y procesos en la capa límite

El estudio a través de la torre, permite investigar la estabilidad de la CLA, su formación, disolución y el comportamiento de las estructuras turbulentas intermitentes de distinta complejidad. Debido a su notable actividad, el estudio de la CLA comprende el transporte de materia y energía en el bosque.

La CLA posee un comportamiento diferenciado cada día. Considerando el incremento de temperatura y la mayor presencia de vientos registrados por la torre SAGES durante las horas de sol, la atmósfera de la selva amazónica oriental fue inestable desde las 06:00 h hasta las 18:00 h (Andreae *et al* 2015; Vilherma *et al* 2016; Da Rocha

et al., 2014), periodo donde se generó el mayor número de corrientes convectivas y turbulencias.

Durante las noches (**figura 5.2.**), la capa límite sufrió un “desacoplamiento”, caracterizado por episodios de limitada turbulencia con algunos periodos de débiles o pequeñas fluctuaciones no mensurables (Andreae *et al.*, 2015). De acuerdo a la data registrada, estos periodos de intermitencia se acentuaron entre las 02:00 h y 03:00 h.

Durante este suceso, el tamaño de la CLA se redujo a una altura menor a 20 metros. La estabilidad atmosférica anuló las turbulencias a nivel de la subcapa superficial y la subcapa exterior. Durante este proceso, el flujo de materia y energía se redujo, por lo que las mediciones de turbulencias convectivas que transportaron CO₂ y energía, fueron escasas (Aubinet 2012; Andreae *et al.*, 2015) y el registro de datos válidos fue mínimo.

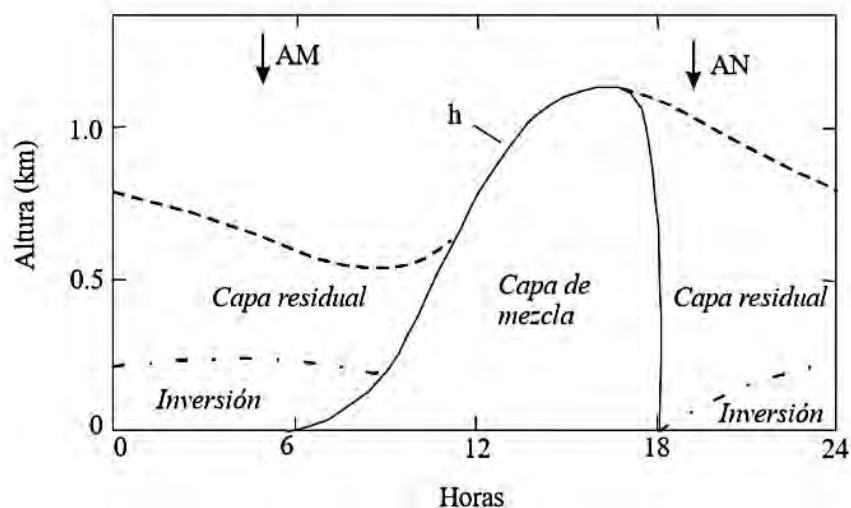


Figura 5.2. Variación diurna de la capa límite, donde AM indica el amanecer y AN el anochecer. La capa residual es el vestigio de la capa límite durante las horas de la noche. El final de la capa límite se representa con una inversión, sobre la cual se halla la capa residual. Tomado de Núñez Crespi (2001).

Debido a las condiciones de estabilidad, el CO₂ producto de la respiración autotrófica y heterotrófica, quedó “almacenado” temporalmente a una altura determinada del bosque, menor al de la plataforma de medición de la torre. Al comenzar el día y con el ingreso de las primeras horas de sol, las turbulencias se restauraron y con ellas el intercambio de materia y energía (Goulden *et al.*, 2004; Miller *et al.* 2004). La ausencia de turbulencias fue el factor principal de la eliminación de los datos nocturnos.

La CLA nocturna se caracterizó por una marcada verticalidad en la concentración de gases y temperatura, sin embargo esas mediciones no se procesaron. Además de poseer limitadas turbulencias y otros fenómenos relativos a la escasa radiación, temperatura y humedad. La presencia de nubes o niebla pudieron perturbar las condiciones estables de la capa límite sobre el bosque durante los periodos de medida (Malhi *et al.*, 2014; Aubinet 2012; Andreae *et al.*, 2015).

Los flujos de materia (CO₂ y H₂O) y energía (H y LE), así como los procesos de respiración y fotosíntesis, se vieron influenciados por las condiciones climáticas que sufre la CLA. Los diferentes procesos que sufrió, en conjunto, generaron condiciones para que el bosque actúe como emisor o sumidero de carbono en horarios distintos (Hutyra *et al.*, 2007).

5.3. Radiación

De forma indirecta, la radiación participa del calentamiento superficial y la evapotranspiración. El incremento en la temperatura del ambiente afecta las condiciones meteorológicas, generando inestabilidad atmosférica, afectando el rendimiento de las proteínas fotosintéticas, la modificando la apertura de los estomas y la concentración de CO₂ dentro de las hojas (Schlesinger & Bernhardt., 2015).

5.3.1. Radiación de onda corta

La radiación de onda corta participó del calentamiento de la superficie terrestre, el dosel arbóreo y la evaporación. Se incrementó desde las 06:00 h hasta alcanzar un pico a las 12:00 h, para luego caer a un mínimo a las 18:00 h. El pico máximo de radiación se aproximó a 590 W.m⁻², mientras que el promedio general diurno osciló en 300 W.m⁻². Durante este intervalo, el bosque se comportó como un receptor de radiación.

Durante las noches, el papel del bosque se comportó como emisor de radiación desde la superficie del bosque y el dosel arbóreo hacia la atmósfera, con una magnitud alrededor de 10 W.m⁻². Esta pequeña fracción sirvió para mantener estable la temperatura del bosque (Andreae *et al.*, 2015).

En el caso del estudio por temporadas se encontraron diferencias en los periodos 2016-2017 y 2017-2018. En el primero, no se observaron cambios notables en la radiación promedio registrada, alrededor de 335 W.m⁻², lo cual indicaría la presencia de frecuentes

precipitaciones durante la temporada lluviosa, que pudieron afectar la productividad del bosque amazónico.

Por otra parte, en la temporada 2017-2018, se observó una diferencia de +50,79 $W.m^{-2}$, en favor de la temporadas seca. Esta diferencia indica que, durante la temporada seca 2017-2018, las precipitaciones se redujeron notablemente y que gran parte de la radiación de onda corta fue recibida por el bosque. Este factor fue determinante en la emisión de gases y el balance de la energía en el bosque, debido a su papel en la generación de inestabilidad de origen convectivo en la capa límite.

5.3.2. Radiación de onda larga

En el caso de la región de estudio, los patrones radiativos poseen un comportamiento regular, en el que se presentaron leves intermitencias a causa de lluvias o nubosidad, frecuentes durante la temporada lluviosa (abril – octubre).

A nivel diario, se observó un comportamiento cíclico durante todas las estaciones. El bosque recibió el mayor volumen de radiación total durante el día, 06:00 h y 18:00 h, con un máximo alrededor del mediodía. Parte de la energía recibida por el bosque fue reenviada hacia la atmósfera como radiación de onda larga. El bosque actuó como reserva de energía durante el periodo de estudio.

La distribución total de radiación en todas las temporadas siguió un patrón similar. Entre las 06:00 h y las 18:00 h el bosque recibió radiación continuamente hasta alcanzar una absorción máxima entre las 16:00 h y 18:00 h. En las temporadas húmedas, este valor se encontró en el rango promedio de -35 a -40 $W.m^{-2}$. En las temporadas húmedas, el punto máximo de recepción de radiación se encontró entre -40 y -50 $W.m^{-2}$. La recepción de radiación fue mucho más rápida en las temporadas secas que las lluviosas, principalmente por la ausencia de nubosidad o precipitación durante el día.

A partir de las 18:00 h hasta las 06:00 h del día siguiente, durante la noche, el bosque comenzó a emitir continuamente radiación hacia la atmósfera, alcanzando un máximo entre -20 y -10 $W.m^{-2}$, para todas las temporadas. Este incremento en la emisión es notablemente, más intenso en la temporada lluviosa.

En ambos periodos, los resultados son coherentes con lo expuesto por Araújo *et al.* (2002), en la región central amazónica, con los máximos de radiación de longitud de

onda larga neta recibida alrededor de -37 W.m^{-2} , para la temporada seca. Mientras que temporada húmeda tuvo un máximo alrededor de -23 W.m^{-2} . En el caso de Hutyra *et al* (2014) y Von Randow *et al* (2004), los patrones de radiación son similares, ambos en la región noreste del bosque amazónico. Este punto permite determinar que la mayor parte de la Amazonía recibe radiación de forma regular.

5.3.3. Radiación neta

El impacto de la radiación sobre el bosque es un factor importante en el cálculo de productividad del bosque y está asociado íntimamente con la respiración ecosistémica (como función de la temperatura).

En la temporada húmeda 2016-2017, se observó una tendencia decreciente en la radiación neta, alcanzando el punto mínimo en $111,30 \text{ W.m}^{-2}$ en mayo, al final de la estación. En la temporada seca 2016-2017, al contrario, la radiación neta promedio se incrementó paulatinamente, llegando a alcanzar su punto máximo en octubre, al final de estación, con $172,54 \text{ W.m}^{-2}$. Esta tendencia en la radiación neta se repitió en el periodo 2017-2018, con el mínimo en junio de 2018 en $111,41 \text{ W.m}^{-2}$ y máximo en mes de octubre de $176,03 \text{ W.m}^{-2}$. La diferencia entre las dos temporadas radica en la presencia de nubosidad durante las temporadas húmedas, el mayor volumen de agua dispersa en el ambiente y humedad del suelo, como consecuencia de las precipitaciones (Andreae *et al.*, 2015; Araújo *et al.*, 2002; Carswell *et al.*, 2002).

Como parte del mismo análisis, se determinaron los promedios horarios de radiación neta en todas las temporadas de estudio. En general, se observó que el bosque comienza a recibir continuamente radiación entre las 06:00 h y las 18:00 h, con el máximo alrededor del mediodía, sobrepasando los 550 W.m^{-2} . Durante las noches, el bosque se comportó como un emisor neto de radiación con $-17 \pm 2 \text{ W.m}^{-2}$ durante las temporadas lluviosas y $-23 \pm 2 \text{ W.m}^{-2}$, durante la estación seca. La mayor radiación emitida durante las noches de las temporadas secas se relaciona con la menor presencia de humedad en el suelo y en el dosel arbóreo.

En la temporada húmeda 2016-2017, se registró un flujo neto de radiación en $156,98 \pm 232,40 \text{ W.m}^{-2}$ y en la temporada seca correspondiente se tuvo $137,76 \pm 226,61 \text{ W.m}^{-2}$. Un resultado análogo se obtuvo en la temporada 2017-2018, con $151,20 \pm 219,50 \text{ W.m}^{-2}$ en el periodo lluvioso y $139,81 \pm 232,40 \text{ W.m}^{-2}$ en el periodo seco.

El albedo es un indicador en el ingreso de radiación en la atmósfera y la presencia de nubosidad. El albedo durante todas las temporadas fluctuó entre 0,1 y 0,12, indicando que la nubosidad fue constante. Sin embargo, en las temporadas húmedas presentó un valor relativamente más elevado en comparación a la temporada seca, donde los valores más bajos se presentaron al final de cada temporada: abril-mayo y octubre. Estos resultados son coherentes con lo reportado por otros estudios en distintas regiones de la selva amazónica (Araújo *et al.*, 2002; Malhi *et al.*, 2004).

La radiación difusa fue más alta durante periodos nublados y penetró de forma más eficiente en el dosel arbóreo y las hojas, generando capacidades fotosintéticas más altas. Por ello, el grado de nubosidad, en ausencia de la medición de radiación difusa también participó de forma relevante en el balance de carbono (Araújo *et al.*, 2002).

Otro aspecto resaltante es la mayor variabilidad en la radiación neta y su menor valor para la estación lluviosa, los cuales llegaron a influenciar en H, LE, humedad y flujo de CO₂ (Miller *et al.*, 2004). La radiación neta nocturna también fue reducida debido al incremento en la energía de onda corta absorbida por el suelo. En el caso de las noches de la temporada seca, la nubosidad fue mínima, generando condiciones atmosféricas más estables y reduciendo las turbulencias.

5.4. Radiación Fotosintética Activa (PAR)

La radiación fotosintética activa representa el conjunto de radiación de determinada longitud de onda que emplean las plantas del bosque amazónico para ejecutar la fotosíntesis. Su utilidad práctica dentro de la presente investigación fue determinar el grado de absorción radiativa de las plantas, como primer acercamiento en la evaluación de la productividad ecosistémica.

En una escala mensual, se observó que las temporadas lluviosas tuvieron mayor promedio en PAR que las temporadas secas (una diferencia de +23,93 $\mu\text{mol}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{s}^{-1}$ en la temporada 2016-2017 y +28,34 $\mu\text{mol}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{s}^{-1}$ en la temporada 2017-2018), con los valores mínimos distribuidos al inicio de cada temporada seca, entre mayo y junio. Esto último evidencia la elevada nubosidad al inicio de la temporada (Andreae *et al.*, 2004; Araújo *et al.*, 2002) o la reducida área foliar debido al reciente crecimiento de las hojas al final de la temporada seca, la cual reduce la potencial cantidad de radiación recibida. Este punto

es reforzado considerando que los valores más altos en PAR se registraron al final de las temporadas correspondientes, como resultado del crecimiento de las plantas.

Un patrón de radiación similar fue registrado por Krujit *et al.*, 2004, en la selva amazónica central. La poca diferencia entre las estaciones se debe a la continua presencia de nubes durante todas las temporadas (especialmente en la 2016-2017), diferenciándose únicamente por el volumen de precipitación en la temporada lluviosa y, por ende, la mayor VPD durante las últimas horas del día. En conjunto, los principales factores relativos a la fluctuación mensual del PAR radican en la disponibilidad de agua, presencia de radiación difusa (producto de la dispersión por efecto de las nubes) y fenológicos.

A escala diaria, se observó un comportamiento similar en las formas de la curva, con presencia de PAR únicamente durante las horas de sol (06:00 h hasta 18:00 h), alcanzando un máximo promedio entre 800 y 1000 $\mu\text{mol}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{s}^{-1}$, el cual es un punto de supresión fotosintética por la saturación de fotones sobre las hojas (Carswell *et al.*, 2002). Los promedios de radiación diurna fluctuaron entre 300 y 400 $\mu\text{mol}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{s}^{-1}$. Los puntos de máxima PAR incidente coincidieron con el de mayor apertura estomática, por lo que el volumen de CO_2 fijado y metabolizado fue mayor cerca del mediodía (Von Randow *et al.*, 2004).

5.5. Análisis de huella

5.5.1. Análisis de huella *fingerprint* de CO_2

Los periodos de ingreso de carbono diurno y salida nocturna fueron claramente distinguibles en todas las estaciones. La mayor fijación de CO_2 se realizó entre las 09:00 h y 17:00 h, más intensas durante las temporadas húmedas. Un periodo de casi neutralidad, producto de la estabilidad atmosférica, se desarrolló entre las 17:00 h y las 06:00 h del día siguiente. Mientras que un pico pronunciado de emisiones se registró entre las 06:00 h y 09:00 h, con el ingreso de la radiación solar al bosque, generación de turbulencias y desplazamiento de la CLA (Aubinet 2012). Esta emisión de CO_2 durante las mañanas, fue especialmente intensa en la temporada seca (Andreae *et al.*, 2015). Un comportamiento similar se ha reportado por otros autores en distintas regiones amazónicas (Araújo *et al.*, 2002; Malhi *et al.*, 2004; Vilhermaa *et al.*, 2016).

En más detalle, se observaron diferencias en la duración del fenómeno de absorción y emisión de CO_2 por las plantas del bosque. Esta diferencia fue más notoria

en el periodo 2016-2017, en el que se notó que el ingreso de CO₂ fue más prolongado en la estación lluviosa (8 horas), que en la estación seca (6 horas). Adicionalmente, la emisión de CO₂ en las mañanas de la estación lluviosa es significativamente reducida.

La diferencia entre ambos comportamientos se debe a la reducción de los periodos de iluminación solar durante el verano debido al posicionamiento latitudinal del bosque amazónico (Araújo *et al.*, 2002). Este fenómeno es más notorio mientras más lejos se encuentre de la región ecuatorial, como en el caso del bosque de Tambopata. Otro factor importante radica en la poca disponibilidad de agua en el suelo durante las tardes de la temporadas seca (15 a 18 horas), la cual coincidió con valores elevados de VPD, provocando el cierre estomático de las hojas y cancelando la fotosíntesis durante horas de la tarde, a pesar de la suficiente disponibilidad de radiación (Malhi *et al.*, 2004).

5.5.2. Análisis de huella *footprint* de CO₂

El análisis de *footprint* comprende el área alrededor de la torre, dentro de la cual ocurren los flujos de materia y energía, siendo registrados por los sensores de la torre de flujo (Burba *et al.*, 2015). La contribución de los distintos flujos en el área del *footprint*, se representan mediante porcentajes, los cuales varían con la altura del dosel arbóreo, estabilidad térmica del aire y cambian con la modificación de la altura de medida (Aubinet., 2012). Su extensión también está ligada a la existencia de elementos de rugosidad y la altura de los sensores (Fei *et al.*, 2016; Arriga *et al.*, 2017).

El *footprint* calculado por el software TOVI describió las contribuciones de los flujos de CO₂ alrededor de la torre para cada temporada de estudio. Las condiciones atmosféricas incluyeron los periodos de estabilidad e inestabilidad atmosférica, con una altura de dosel arbóreo de 35 m y las dos alturas distintas de medición.

La distancia promedio de contribución acumulada del 80% de los flujos, para cada temporada, fueron: temporada lluviosa 2016-2017 (720 metros), temporada seca 2017 (1050 metros), temporada lluviosa 2017-2018 (680 metros) y temporada seca 2018 (850 metros). Los gráficos correspondientes al periodo 2017-2018, se muestran en la **figura 5.3**. De acuerdo a los resultados, se observó una notable diferencia entre los distintos periodos, con un mayor porcentaje de cobertura en las temporadas secas.

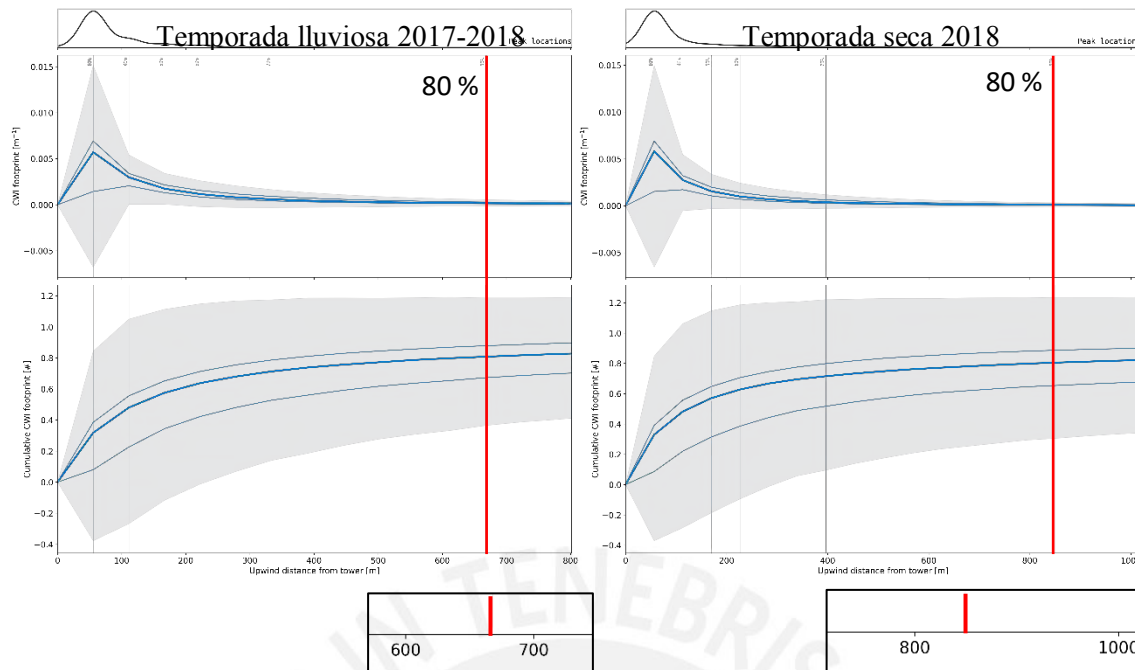


Figura 5.3. Vista transversal de las huellas (*footprint*), para la temporada 2017-2018. Los gráficos superiores indican la distancia neta de contribución de los flujos de CO₂ a la huella. Los gráficos inferiores muestran la contribución acumulada de flujos. Las líneas azules más intensas indican los valores promedio, las menos intensas muestran el valor de la media y mediana. Las áreas celestes amplias evidencian la fluctuación diaria de las contribuciones de flujo a la huella.

La determinación de las huellas incluyeron los patrones de viento, por lo que durante las estaciones húmedas, la contribución de CO₂ a las mediciones se distribuyó casi homogéneamente alrededor de la torre, con una ligera predominancia en la dirección NO. En las temporadas secas, las contribuciones predominantes vinieron del SE, SO y N. La modificación de los patrones de lluvia, humedad y radiación fueron determinantes en la alteración de la estabilidad de la CLA, orientando el flujo de CO₂ y el calor hacia las direcciones descritas.

La mayor longitud en la distancia de contribución de flujos al *footprint*, registradas durante las temporadas secas, yace en tres puntos esenciales (Burba *et al.*, 2013; Aubinet., 2012):

- a) Decrecimiento en la rugosidad de la CLA, por modificación del perfil del dosel arbóreo (más de 20 m) y en menor grado, de los niveles intermedios (10 m a 20 m). Probablemente, por pérdida de hojas, ramas, senescencia y otros fenómenos de la cobertura vegetal por transición de la temporada lluviosa a temporada seca.
- b) En la temporada seca 2017 se incrementó la altura de la torre, este factor incrementó el alcance de la huella, debido a que los elementos de rugosidad de la CLA tuvieron

menor impacto en el movimiento de aire que llegó al IRGA y anemómetro. La variación vertical de la turbulencia (Arriga *et al.*, 2017) alrededor de la torre, así como las perturbaciones inherentes introducidas por la torre (Aubinet., 2012; Wilson *et al.*, 2002) también pudieron afectar la determinación de la huella.

- c) El principal factor se encuentra en el cambio de estabilidad atmosférica tras el paso de las épocas lluviosas ($u^{* [2016-2017]} = 0,33 \text{ m.s}^{-1}$ y $u^{* [2017-2018]} = 0,30 \text{ m.s}^{-1}$), a la temporada seca ($u^{* [2017]} = 0,29 \text{ m.s}^{-1}$ y $u^{* [2018]} = 0,32 \text{ m.s}^{-1}$). La mayor estabilidad durante fracciones de la temporada seca permitió que los vientos que transportaban materia y energía fueran menos perturbados, más homogéneos y tuvieron un mayor alcance (Gockede *et al.*, 2004; Nicolini *et al.*, 2017).

De acuerdo a Araújo *et al* (2002), los flujos diurnos son representativos alrededor de los 2-3 Km² alrededor de la torre, con menores contribuciones hasta los 70-80 Km². Se debe considerar que el análisis *footprint* no indica la dirección predominante de la fuente o sumidero de carbono, únicamente de la dirección de viento predominante. Es necesario considerar que las huellas obtenidas pueden variar en dependencia de la locación de la torre por efecto de cuerpos de agua y zonas de distinta cobertura vegetal.

5.6. Análisis de flujo de carbono

5.6.1. Flujo de CO₂

En el caso del bosque estudiado, la elevada velocidad de renovación de materia orgánica, alta concentración de nutrientes en el suelo, crecimiento rápido de plantas, abundante presencia de agentes descomponedores y agua a nivel del suelo y subterráneo, facilitaron el desarrollo del ciclo del C (Schlesinger *et al.*, 2015; Gower *et al.*, 2003).

El perfil general de las curvas de flujo diario de CO₂ se muestran en la **figura 5.4**. En primer término, se observó un gran ingreso de CO₂ durante las horas con presencia de radiación solar (entre 08:00 h y las 18:00 h), con un máximo alrededor del mediodía, por lo que el bosque se comportó como un sumidero de carbono.

El mayor flujo diario de CO₂ sucedió durante las temporadas húmedas: $-5,47 \pm 9,28 \mu\text{mol.m}^{-2}.\text{s}^{-1}$ (2016-2017) y $-5,71 \pm 9,50 \mu\text{mol.m}^{-2}.\text{s}^{-1}$ (2017-2018) como resultado de la mayor concentración de agua en el suelo a disposición de las plantas para la realización de la fotosíntesis (Vilhermaa *et al.*, 2016; Schlesinger *et al.*, 2014; Baldocchi *et al.*, 2013). Durante las temporadas secas, el sensor registró un flujo de: $-3,24 \pm 7,90$

$\mu\text{mol.m}^{-2}.\text{s}^{-1}$ (2017) y $-4,53 \pm 7,68 \mu\text{mol.m}^{-2}.\text{s}^{-1}$ (2018). Este resultado indica que, si bien la radiación solar es uno de los principales factores que determina la fotosíntesis, queda limitado por la presencia de agua.

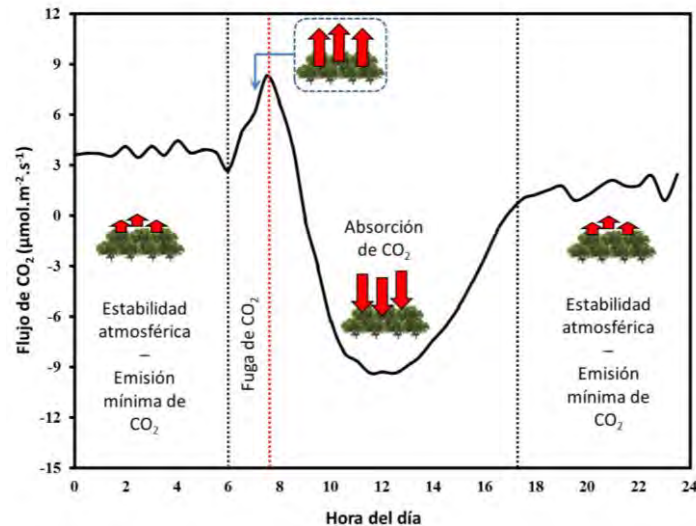


Figura 5.4. Comportamiento promedio del flujo de CO₂ durante un día completo. Las flechas rojas esquematizan la magnitud del volumen de CO₂ que es transportado en relación al ecosistema.

Durante las noches (18:00 h a las 05:00 h del día siguiente), la concentración promedio de CO₂ que se registró por el IRGA fue casi constante, oscilando entre los 1,5 y 4 $\mu\text{mol.m}^{-2}.\text{s}^{-1}$ para todas las estaciones, producto de la limitada presencia de turbulencias durante la noche, la baja temperatura por ausencia de radiación solar y la disminución de la altura de la CLA, por debajo del punto de medición, las cuales provocaron estabilidad atmosférica (Andreae *et al.*, 2015; Baldocchi *et al.*, 2013; Araújo *et al.*, 2002).

En condiciones de estabilidad, el bosque acumuló una considerable concentración de CO₂ por debajo de la capa límite de mezcla, entre de los 10 y 20 metros de altura, generados por la respiración autotrófica y heterotrófica (Burba *et al.*, 2013; Baldocchi *et al.*, 2003; Araújo *et al.*, 2002). A esta altura, la presencia de turbulencias de transporte de CO₂, fue reducida y únicamente se produjo por perturbaciones locales (Hutyra *et al.*, 2007; Helliker *et al.*, 2004), de ámbito topográfico (Andreae *et al.*, 2015) y mínimas diferencias de temperatura, especialmente presentes durante las temporadas secas (Da Rocha *et al.*, 2004).

Debido a la ausencia de turbulencias representativas, los flujos nocturnos registrados con u^* menor a $0,25 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$, se descartaron durante el procesamiento estadístico posterior, incluyendo el cálculo del intercambio neto ecosistémico. Al no contar con data del perfil vertical del bosque, el proceso de *gap filling* posterior se desarrolló en base a métodos matemáticos de aproximación propios del software *Eddypro*.

Finalmente, durante las primeras horas del día (06:00 h a 08:00h, aproximadamente), el sensor IRGA registra una “fuga de CO_2 ”. En este intervalo de tiempo, la capa límite se expandió debido al movimiento convectivo del aire como resultado del calentamiento del dosel arbóreo tras el ingreso de la radiación solar (Andreae *et al.*, 2015; Von Randow *et al.*, 2004; Araújo *et al.*, 2002). Este fenómeno causó fuerte inestabilidad atmosférica, por lo que el intercambio ecosistema-atmósfera se inició nuevamente.

Durante el periodo de fuga de CO_2 , el bosque se comportó como un emisor neto de carbono, ya que parte del gas acumulado en el bosque durante la noche fue liberado repentinamente. El máximo punto de emisión se encontró, a las 07:00 horas, variando alrededor de $7 \mu\text{mol}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{s}^{-1}$ en las temporadas húmedas y $10 \mu\text{mol}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{s}^{-1}$ durante las temporadas secas. Esta diferencia yace en el ingreso de radiación solar, menor nubosidad en las mañanas y en las noches de la temporada seca. La movilidad de la CLA y la presencia de flujos turbulentos dependieron de la temperatura.

5.6.2. Flujo de almacenamiento

El flujo de almacenamiento representa la concentración de CO_2 que se encuentra almacenado entre el suelo y la altura de medición de los instrumentos, de forma que no puede ser medido. El fenómeno de almacenamiento se origina como producto de la ausencia de turbulencias durante la noche y por condiciones de estabilidad atmosférica.

Debido a su estrecha relación con los flujos de carbono, el perfil de almacenamiento de CO_2 siguió un patrón similar al de flujo. El mayor flujo hacia el bosque se desarrolló entre las 08:00 h y 18:00 h, con presencia de radiación solar, alcanzado su máximo entre las 10:00 h y 12:00 h. El flujo de almacenamiento promedio diurno se encontró entre $2,50$ y $3,25 \mu\text{mol}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{s}^{-1}$, sin mayores diferencias entre cada año.

Las temporadas húmedas alcanzaron un máximo almacenamiento sobre los 15 $\mu\text{mol.m}^{-2}.\text{s}^{-1}$, mientras que las temporadas húmedas entre -10 y -15 $\mu\text{mol.m}^{-2}.\text{s}^{-1}$. El mayor almacenamiento de CO_2 durante las temporadas húmedas se debió a la menor presencia de turbulencias y periodos de continua estabilidad atmosférica (Araújo *et al.*, 2002).

Durante las noches se calculó una emisión continua de CO_2 de 5 $\mu\text{mol.m}^{-2}.\text{s}^{-1}$, con ligera predominancia en las temporadas húmedas producto de la mayor estabilidad atmosférica durante las noches. Finalmente, al igual que en el flujo de CO_2 , se determinó una fuga de carbono entre las 06:00 y 07:00 h, también por causa del desplazamiento de la CLA producto del ingreso de radiación.

Es necesario resaltar la notable variabilidad en los perfiles de flujo de almacenamiento durante todas las temporadas. Estos se originaron como resultado de la eliminación de la mayor parte de datos de flujo con turbulencias caracterizadas por velocidades $u^* < 0,25 \text{ m.s}^{-1}$. El flujo de almacenamiento promedio durante las noches correspondientes a las temporadas húmedas presentó mayor magnitud (2,04 $\mu\text{mol.m}^{-2}.\text{s}^{-1}$ en 2016-2017 y 2,03 $\mu\text{mol.m}^{-2}.\text{s}^{-1}$ en 2017-2018) que en las temporadas secas (1,77 $\mu\text{mol.m}^{-2}.\text{s}^{-1}$ en 2017 y 1,32 $\mu\text{mol.m}^{-2}.\text{s}^{-1}$ en 2018).

5.6.3. Intercambio Neto Ecosistémico (NEE)

El NEE representa el volumen total de carbono, en forma de CO_2 , que es transportado entre la atmósfera y el bosque amazónico. Es un parámetro importante que correlaciona el comportamiento general del bosque como resultado de la variabilidad micrometeorológica, de forma que se correlacionan los parámetros climáticos con el comportamiento del bosque.


La fluctuación diaria en el NEE siguió un patrón consecuente con lo determinado para el flujo y almacenamiento de CO_2 . El mayor volumen de intercambio se realizó entre las 06:00 h y 15:00 h, con una ganancia neta de carbono por parte del bosque. Los picos de intercambio se registraron entre las 08:00 h y 09:00 h, después del ascenso de la capa límite hacia la atmósfera. Durante el día, el NEE promedio durante las temporadas secas, -5,61 $\mu\text{mol.m}^{-2}.\text{s}^{-1}$ en 2017 y -7,45 $\mu\text{mol.m}^{-2}.\text{s}^{-1}$ en 2018, fue menor que en las temporadas húmedas, -7,81 $\mu\text{mol.m}^{-2}.\text{s}^{-1}$ en 2016-2017 y -8,66 $\mu\text{mol.m}^{-2}.\text{s}^{-1}$ en 2017-2018. Cuyo origen se remonta en la disponibilidad de agua, radiación e inestabilidad atmosférica.

Es resaltante el comportamiento del bosque para el intercambio entre las 14:00 h y 18:00 h, ya que el transporte de CO₂ es casi constante y se aproxima a la neutralidad. El bajo intercambio durante este periodo se debe a la drástica disminución de turbulencias al caer la tarde y primeras horas de la noche. Es probable que, durante este periodo de tiempo, la CLA comenzó su descenso y que se encontró a la altura de la plataforma de medición, de modo que las fluctuaciones verticales de concentración de CO₂ se compensaron o, por defecto, se hayan creado condiciones de estabilidad que impidieron el flujo de CO₂. En este periodo de tiempo, el intercambio neto de carbono se anuló por ausencia de turbulencias.

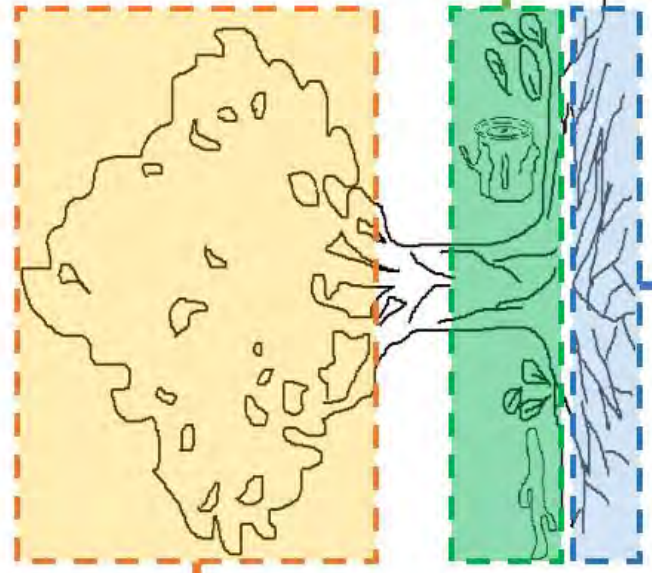
Durante las noches, a partir de las 18:00 h, el intercambio se restauró, con la correspondiente emisión de CO₂ sin mayores variaciones. El intercambio neto fluctuó entre 0 y 5 $\mu\text{mol}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{s}^{-1}$ para todas las temporadas, teniendo un pico de fuga a las 07:00 h. De los resultados se observó que, especialmente durante las temporadas secas, el intercambio neto se redujo. El principal factor en la reducción del NEE en la época lluviosa fue el decrecimiento en el flujo de CO₂ por ausencia de turbulencias nocturnas.

Los resultados netos de NEE mensuales muestran que el bosque se comportó como un ligero sumidero de carbono. No fue posible establecer una tendencia precisa en el intercambio neto de carbono para todas las temporadas, sin embargo se observó mayor intensidad en los meses: enero de 2017 ($-2,35 \mu\text{mol}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{s}^{-1}$), abril de 2017 ($-1,98 \mu\text{mol}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{s}^{-1}$), junio de 2017 ($-1,89 \mu\text{mol}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{s}^{-1}$), junio de 2018 ($-1,84 \mu\text{mol}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{s}^{-1}$) y septiembre de 2018 ($-2,06 \mu\text{mol}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{s}^{-1}$). La mayoría de estos se produjeron durante las temporadas secas o en transición de temporadas húmeda a temporada seca. Mientras tanto, los menores valores de NEE se calcularon para los meses de noviembre de 2017 ($-0,98 \mu\text{mol}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{s}^{-1}$) y octubre de 2018 ($-1,12 \mu\text{mol}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{s}^{-1}$), principalmente al final de las temporadas secas.

Los mayores flujos de carbono y NEE para el bosque amazónico ocurrieron al final de la temporada seca, cuando la luz solar incidente fue más amplia y la radiación difusa se incrementó por la nubosidad. La conjunción del ingreso de radiación difusa y el VPD afectaron la fotosíntesis. La relación entre el NEE y la fenología, presencia de nutrientes y la materia orgánica del suelo se muestran en la **figura 5.5**.



Relación con la fenología. Un desgaste gradual en las hojas sucedió durante casi toda la estación lluviosa (noviembre – marzo) con bajo nivel de reemplazamiento, seguido de una temprana estación seca (marzo – abril) con la emergencia de hojas jóvenes no expandidas, las cuales pudieron haber crecido al máximo en la mitad de la temporada seca (junio – agosto). La mayor cantidad de hojas, a nivel local, pudo alcanzar su mayor área y eficiencia fotosintética hacia la mitad y final de la temporada seca (agosto – octubre). Finalmente, durante la transición de temporada seca a húmeda, a causa el menor ingreso de radiación y caídas de temperatura, la renovación de hojas decreció, provocando un menor rendimiento fotosintético y uso de luz alrededor de los meses de octubre y noviembre (Doughty *et al.*, 2008).




Relación con los nutrientes del suelo. La región Madre de Dios se compone principalmente de terrazas. Los suelos que de este tipo son clasificados como alisol, suelo jóvenes provenientes de la formación de la Cordillera de los Andes. Este suelo presenta menor erosión, buen drenaje y capacidad de suministrar una alta cantidad de nutrientes y minerales, especialmente, fósforo (Andrae *et al.*, 2015) en comparación a las regiones más hacia el este.



Relación con la materia orgánica. La velocidad de descomposición y acumulación de materia orgánica en el suelo está ligada a la eficiencia de los agentes de descomposición, los cuales son afectados por las fluctuaciones de temperatura y humedad. Considerando los resultados obtenidos, la mayor tasa de descomposición y, por ende, el mayor volumen de respiración a nivel del suelo se dieron durante el final de las temporadas húmedas y el inicio de las temporadas secas. Si se toma en cuenta el patrón de renovación de hojas, es probable que la mayor acumulación de materia orgánica en el suelo se haya gestado durante la primera mitad de las temporadas secas.

Figura 5.5. Relación de la fenología, nutrientes en suelo y materia orgánica con el intercambio neto ecosistémico (NEE).

5.6.4. NEE acumulado

En general, el bosque amazónico tiende a comportarse casi neutralmente o como un ligero sumidero de carbono (Baldocchi *et al.*, 2014). Desde octubre de 2016 hasta octubre de 2018, considerando los promedios de flujo registrados en la torre, el NEE fue de -42,99 toneladas de carbono por hectárea de bosque. Con una ganancia mensual promedio de 0,90 Mg de carbono por hectárea o una ganancia anual promedio de 21,50 Mg de carbono por hectárea. Durante todo el periodo de estudio, en promedio, el bosque se comportó como un sumidero continuo de carbono, incluso en las temporadas secas.

No se encontró notable variabilidad interanual en el comportamiento del bosque. El mayor NEE ocurrió en la temporada 2016-2017, con -22,38 ton.ha⁻¹.año⁻¹ a diferencia de la temporada 2017-2018, con -20,61 ton.ha⁻¹.año⁻¹. El balance general entre respiración y fotosíntesis a lo largo de los años definió el comportamiento del bosque como un sumidero.

La diferencia entre ambos años radicó en periodos continuos de gran actividad fotosintética, respiratoria o una combinación de ambas. Las fuentes de dicha actividad pudieron ser climáticas, fisiológicas y ecológicas (Baldocchi *et al.*, 2014). En el caso del NEE, la fotosíntesis representa el principal componente responsable de la variabilidad interanual, por lo que la presencia de factores que afectaron su rendimiento pudo influir directamente sobre la productividad de los años estudiados.

Los factores climáticos que explicaron la diferencia interanual en el intercambio ecosistémico fueron la presencia de humedad en aire y suelo, luz, precipitación y temperatura. De acuerdo a lo registrado por los sensores meteorológicos, entre las temporadas 2016-2017 y 2017-2018 no existieron diferencias grandes de temperatura promedio ($\pm 1^{\circ}\text{C}$), el cual representa el motor principal de la fotosíntesis en los bosque tropicales (Baldocchi *et al.*, 2014; Andreae *et al.*, 2015; Wohlfahrt *et al.*, 2017).

La radiación tampoco definió este comportamiento, pues el periodo húmedo 2016-2017 recibió $273,02 \pm 18,07 \mu\text{mol.m}^{-2}.\text{s}^{-1}$ de PAR, inferior a su contraparte en 2017-2018 de $296,85 \pm 29,60 \mu\text{mol.m}^{-2}.\text{s}^{-1}$. El cual es un indicador que, en efecto, la radiación es un factor secundario en la fijación de carbono en la región del bosque amazónico estudiado. La presencia friajes, corrientes de aire frío provenientes desde el sur, en adición a los vientos originados por diferencias de temperatura por la proximidad a la Cordillera de

Los Andes, fueron más usuales durante el periodo 2017-2018, por lo que también afectaron el NEE.

Los promedios de precipitación en 2016-2017 ($456,20 \text{ mm.mes}^{-1}$) y 2017-2018 ($322,62 \text{ mm.mes}^{-1}$) fueron notablemente diferentes. Mientras que la diferencia en el déficit de presión de vapor VPD, directo regulador de la apertura estomática (Carswell *et al.*, 2002), presentó tasas más altas durante 2016-2017 con $318,14 \pm 170,10 \text{ Pa}$ que en el periodo 2017-2018, con $220,91 \pm 138,40 \text{ Pa}$.

Una disminución en el volumen de precipitación en el año 2017-2018, con el consecuente decrecimiento de la VPD y humedad en suelo, pudieron afectar negativamente en la fotosíntesis. El primero limitando la cantidad de agua disponible para el metabolismo y el segundo conduciendo el cierre estomático, suprimiendo el ingreso de CO_2 desde el aire. Estos puntos refuerzan la idea que la disponibilidad de agua para fotosíntesis es el factor limitante en el intercambio neto ecosistémico del bosque amazónico, por lo menos a escala local y en un corto periodo de años.

Durante el estudio no se identificaron factores exógenos relevantes que pudieran cambiar el rendimiento del bosque, como incendios, gran cambio de uso de tierras, insectos o enfermedades que afectaron a las plantas.

5.6.5. Relación entre NEE y la velocidad de fricción u^*

Se agruparon las velocidades de fricción en intervalos de $0,05 \text{ m.s}^{-1}$, relacionándose con los valores de NEE calculados previamente. Se encontró una clara tendencia en los resultados. En primera instancia, cuando $u^* < 0,25 \text{ m.s}^{-1}$, el bosque se comportaba como emisor de CO_2 , sin embargo debido su baja magnitud, estos datos se descartaron y fueron aplicados como filtro de turbulencias.

Entre $0,25$ y $0,75 \text{ m.s}^{-1}$ el bosque se comportó como sumidero uniforme de CO_2 . No se observaron diferencias notables entre las temporadas de estudio. A partir de los $0,75 \text{ m.s}^{-1}$, el bosque comenzó a comportarse de forma irregular, emitiendo CO_2 a velocidades mayores, especialmente para las temporadas húmedas.

La diferencia en NEE con relación a las temporadas se justifica en la presencia de corrientes diurnas de aire más frecuentes e intensas durante la estación lluviosa. El transporte de CO_2 llevado a cabo por grandes corrientes de aire se realizó de forma más

frecuente en la estación lluviosa. Este transporte, de origen convectivo, se intensificó con los cambios de estación y llegó a comportarse de forma mucho más irregular con el incremento de u^* .

En las estaciones secas, de limitada estabilidad atmosférica, no se registraron mayores variaciones con el incremento de u^* . Este patrón se mantuvo durante las noches, en las que el mínimo movimiento convectivo no afectó las mediciones de flujo del IRGA. Se observó que, mientras mayor fuera la velocidad u^* , la cantidad de CO_2 transportado también crecería.

La velocidad mínima de fricción necesaria para el intercambio de materia es diferente en cada ecosistema, por ejemplo Araújo *et al* (2002) empleó $u^* > 0,20 \text{ m.s}^{-1}$ en la Amazonía central, Hutyra *et al* (2007) usó $u^* > 0,22 \text{ m.s}^{-1}$ en la Amazonía noreste, Krujit *et al* (2004) y Von Randow (2004) con $u^* > 0,20 \text{ m.s}^{-1}$ en la región central, entre otros. Como se observó, la mayor parte de los datos descartados por bajas turbulencias en diversas zonas de la Amazonía se originaron en flujos con $u^* \sim 0,20 \text{ m.s}^{-1}$.

5.6.6. Concentración de CO_2

Se observó que entre las 07:00 y 11:00 h la concentración de CO_2 disminuyó drásticamente, producto de la absorción de este gas por las plantas para la fotosíntesis. Entre las 11:00 y 18:00 h, la concentración de CO_2 fue casi constante, probablemente como resultado de la compensación de flujos verticales durante el día. Mientras que, a partir de la noche, 18:00 h en adelante, la concentración de CO_2 se incrementó progresivamente producto de la respiración. El pico máximo de concentración se halló alrededor de las 07:00 h luego del desplazamiento de la capa límite.

Las temporadas húmedas presentaron una concentración mayor de CO_2 durante todo el día en comparación con las temporadas secas correspondientes. Por ejemplo, durante la temporada húmeda 2016-2017 la concentración máxima se encontró a ~ 485 ppm (07:00 horas) y la concentración estable fue de ~ 400 ppm (11 a 18:00 horas), mientras que su contraparte seca presentó el pico más alto a ~ 470 ppm (07:00 h) y la estabilidad a ~ 380 ppm (11 a 18:00 h). Un comportamiento similar se observó en el año 2017-2018, con el pico máximo en ~ 455 ppm y la estabilidad en ~ 380 ppm en la temporada lluviosa. En la temporada seca 2018 se observó máximo a ~ 440 ppm y estabilidad en ~ 365 ppm.

La mayor concentración de CO₂ durante las temporadas lluviosas, con una ventaja de 20 ppm aproximadamente, es resultado de una serie de factores; sin embargo, los más probables son (i) la fotosíntesis se redujo durante las temporadas lluviosas por causa de un bajo ingreso de radiación debido a la elevada nubosidad, (ii) el incremento en la humedad a nivel del suelo favoreció la respiración heterotrófica, acción de microorganismos y hongos que descompusieron la materia orgánica y (iii) las corrientes de viento horizontales o la falta de corrientes de aire durante la temporada húmeda permitieron la acumulación de CO₂ (Miller *et al.*, 2004). La diferencia entre los años 2016-2017 y 2017-2018 fue ocasionada por mayor presencia de lluvias y menor ingreso de radiación en el año 2018, así como mayores condiciones de estabilidad atmosférica en el periodo 2017-2018.

5.6.7. Flujo de H₂O

El flujo de agua atmósfera-ecosistema responde a patrones distintos al de CO₂, especialmente por su naturaleza y distinto papel en la fotosíntesis. El agua a nivel del aire cumple un papel importante como base de la VPD y regulador de la apertura estomática (Malhi *et al.*, 2004; Von Randow *et al.*, 2004).

El principal flujo de emisión vertical de H₂O se dio entre las 07:00 h y 18:00 h como resultado de la evaporación. Los picos máximos se alcanzaron entre las 12:00 y 14:00 h, en el intervalo de 4 a 6 mmol.m⁻².s⁻¹. No se observó diferencias entre temporadas, indicando que la evaporación siguió patrones regulares a pesar de la ausencia de radiación. El principal factor regulador de este proceso fue la temperatura del aire.

Por otra parte, no se registró flujo vertical nocturno. Esto se debe a la baja altitud de la CLA durante las noches, que impidió el registro de agua, al igual que el CO₂. Considerando las menores temperaturas del bosque durante la noche, tampoco se favoreció la evaporación durante estas horas.

Las mayores fluctuaciones en las concentraciones de H₂O se observaron en las temporadas húmedas, especialmente entre las 11:00 y 16:00 h debido a eventos aleatorios de precipitación que afectaron los registros del equipo. Los mayores volúmenes de lluvia acaecieron en horas de la tarde, lo cual corresponde con datos reportados por Araújo (2002) en el bosque amazónico central con más del 50% de precipitación ocurridas entre las 11:00 h y 17:00 h.

5.7. Análisis de flujo de energía

La distribución de la radiación recibida depende de las condiciones atmosféricas y es afectada directamente por la presencia de nubosidad, turbulencias y agua en el ambiente (Araújo *et al.*, 2002). Los contribuyentes principales a este flujo son H y LE, relacionados con la evaporación de la superficie y están involucrados en el balance de carbono atmosférico (Chi *et al.*, 2016).

5.7.1. Flujo de calor sensible (H) y calor latente (LE) mensual

El comportamiento mensual de ambos parámetros es similar y se observó una marcada estacionalidad. En el periodo 2016-2017, durante la temporada lluviosa, H fue $23,13 \text{ W.m}^{-2}$, ligeramente inferior a la temporada seca con $24,88 \text{ W.m}^{-2}$. Esta tendencia se mantuvo en el periodo 2017-2018, con un valor de H de $17,49 \text{ W.m}^{-2}$ en humedad y $21,78 \text{ W.m}^{-2}$ en la temporada seca. Estos resultados son coherentes con lo encontrado por Da Rocha *et al* (2004), en el que se obtuvo 21 W.m^{-2} en la temporada seca y 16 W.m^{-2} en el bosque amazónico noreste.

El perfil de flujo de H indica que, conforme la temporada seca fue pasando, los flujos de calor en H crecieron (de mayo a octubre). Ello se debió al mayor ingreso de radiación con el paso del tiempo y la disminución en la frecuencia de precipitaciones durante los meses de esta temporada. El suceso contrario ocurrió en la temporada lluviosa (de noviembre a abril) que, al ir terminando, decreció el valor de H como resultado de la mayor nubosidad y precipitación.

Para LE, el patrón de flujo fue similar, con una notable diferencia en favor de la estación seca. Los promedios para el periodo 2016-2017 son $68,12 \text{ W.m}^{-2}$ en la estación húmeda y $67,45 \text{ W.m}^{-2}$ en la estación seca. Mientras que, en el periodo 2017-2018 se obtuvo $42,17 \text{ W.m}^{-2}$ en la temporada húmeda y $81,53 \text{ W.m}^{-2}$ en la temporada seca. Estos resultados difieren en lo obtenido por Da Rocha *et al* (2004), con 115 W.m^{-2} en la época lluviosa y 92 W.m^{-2} en la época seca.

Las magnitudes de H y LE, se redujeron debido al menor ingreso de radiación por presencia de nubosidad y la mayor frecuencia lluvias durante la temporada húmeda (Araújo *et al.*, 2002). Este patrón de fluctuaciones se corresponde con los flujos de radiación neta (Da Rocha *et al.*, 2004), los cuales también se definieron como resultado de la presencia de luz del sol durante el día.

La disponibilidad de H₂O en el suelo superficial y suelo profundo también formaron parte de los factores que afectaron los flujos de calor. Durante las temporadas lluviosas, la mayor frecuencia de precipitaciones incrementó el volumen de agua disponible a nivel del ecosistema, por lo que la mayor parte de la radiación se destinó a la evaporación (Malhi *et al.*, 1998). Sin embargo, parte del agua se almacenó a niveles profundos del suelo amazónico, accesibles solo por las raíces de árboles más antiguos; parte de este H₂O también fue evaporado producto de la energía calorífica que llegó a almacenarse en el suelo, especialmente durante la temporada seca (Da Rocha *et al.*, 2004).

Otros factores climáticos que marcaron la diferencia estacional registrada, fueron: la mayor temperatura del aire en la estación seca, como motor principal de transferencia de energía calorífica, la humedad del aire que disminuyó el flujo de calor por transferencia durante la temporada lluviosa, la velocidad de viento y su circulación convectiva que permitieron el registro de flujo por generación de turbulencias principalmente en la temporada seca (Helliker *et al.*, 2004; Da Rocha *et al.*, 2004).

5.7.2. Flujo de calor sensible (H) y calor latente (LE) diario

El flujo de calor H y LE siguieron con el patrón de flujo de radiación. A nivel diario, el comportamiento de los flujos de calor también fue afectado por los mismos factores meteorológicos, aunque la variabilidad se redujo. La distribución del calor dependió de la presencia de radiación solar durante el día. En horas de la noche (18:00 h hasta 05:00 h del día siguiente) la emisión fue mínima (0 a -5 W.m⁻²), especialmente durante las temporadas secas.

La partición de radiación mostró que la mayor parte de la energía solar se derivó hacia LE como consecuencia del uso prioritario de energía en la evaporación de H₂O a nivel de las superficies del bosque. H se relacionó estrechamente con el VPD, el cual reguló la apertura estomática (Von Randow *et al.*, 2004) y permitió la transpiración en el interior de las hojas.

Durante horas con presencia radiación solar, los flujos de calor crecieron rápidamente, por ingreso de inestabilidad atmosférica, alcanzando su punto máximo antes del mediodía. En la temporada húmeda 2016-2017 el pico promedio de LE se encontró a 352,9 W.m⁻² y de H en 101,66 W.m⁻². En la temporada seca, menos variable, se encontró el pico en LE a 271,24 W.m⁻² y H en 117,96 W.m⁻². En este año se observó que el flujo

de calor LE fue más elevado durante la temporada lluviosa que la temporada seca, y contrariamente a lo dispuesto por Da Rocha *et al.*, (2004) en la región amazónica norte.

Durante la temporada húmeda 2017-2018, se registró un máximo LE de 251,8 W.m⁻² a las 12:00 h y H de 85,2 W.m⁻² a las 12:30 h. En la temporada seca se registró un máximo LE de 310,91 W.m⁻² y H de 103,17 W.m⁻². Se observó mayor variabilidad en los perfiles de curva de la temporada lluviosa debido a la frecuencia aleatoria de lluvias.

El motivo por el que la temporada seca haya experimentado mayor magnitud de LE, fue el mayor ingreso de radiación, menor nubosidad, menor volumen de agua en el aire y presencia de turbulencias diurnas. Es decir, la tasa de evapotranspiración fue mayor condensación en este periodo de tiempo.

En todas las temporadas de estudio se observó que no existieron fluctuaciones notables en el valor de H, que evidenció la tasa promedio constante de transpiración. Existen dos causas probables de este efecto: (i) el bosque posee un límite transpirativo, mediado por el VPD, que limita la evaporación de H₂O de las hojas por cierre estomático, independientemente de la temporada (Von Randow *et al.*, 2004; Hutrya *et al.*, 2007), (ii) existe un efecto de la alta temperatura alrededor del medio día que afecta la bioquímica de la fotosíntesis, que impide la eliminación de H₂O y (iii) un intrínseco ritmo circadiano que medie la apertura estomática (Da Rocha *et al.*, 2004).

Durante las noches, el descenso en H y LE, se explica por el cierre estomático y el nulo ingreso de radiación solar. La drástica disminución de la energía cinética del aire y la generación de condiciones de estabilidad atmosférica redujeron el flujo de calor, de forma que no pudo ser detectado por el sensor en la plataforma de la torre.

En el transcurso del día, el máximo de H se consiguió antes del máximo de LE. De acuerdo a Da Rocha *et al* (2004), esta diferencia de tiempo, entre 0,5 y 1 hora, se debió a la estrecha relación de H con la fisiología vegetal y las limitaciones de la hoja, el cual consigue llegar a la saturación máxima de radiación (por ende, se alcanza el límite de evapotranspiración) antes del máximo de radiación incidente cerca de las 12:00 h.

5.8. Balance de energía

El balance de energía es un parámetro de control de los flujos turbulentos, en el que se determina la correspondencia entre la energía recibida por el sol, como radiación neta, y la que se distribuye en el ecosistema, como calor, en sus distintas formas.

5.8.1. Balance de Rn y H

La partición de energía radiante en H y LE depende de la frecuencia de precipitación, intensidad de radiación luminosa y fisiología vegetal, como se explicó previamente (Araújo *et al.*, 2002).

El balance de energía entre H y la radiación neta recibida muestra que existió una notable variación entre temporadas. Durante el periodo 2016-2017, la pendiente de la recta en la temporada húmeda fue 0,181 y en la temporada seca 0,264. En el periodo 2017-2018, la temporada húmeda tuvo una pendiente de 0,157 y la temporada seca con 0,199. En ambos casos se observó que durante la temporada seca la partición de energía favoreció el flujo de H. En promedio, cerca del 20% de la energía radiativa se empleó en el calentamiento de agua y biomasa, lo cual coincide con lo descrito por Wilson *et al* (2002) en distintos ecosistemas alrededor del mundo.

La mayor frecuencia de lluvias en la temporada lluviosa incrementó el volumen de agua disponible a nivel de las superficies, enfriando el suelo, hojas, ramas y troncos de las plantas del bosque, por lo que la mayor cantidad de energía radiativa se destinó a la evaporación. La presencia de nubosidad permitió la generación de radiación difusa, menos efectiva en el proceso de evaporación.

La diferencia en el ingreso de radiación se puede corroborar en las gráficas, en las que se tienen valores de $r^2 = 0,46 \pm 0,01$ en las temporadas húmedas y $r^2 = 0,55 \pm 0,03$ en las temporadas secas. La mejor correlación se dio en las temporadas secas debido a la mayor homogeneidad en la distribución de energía y menor frecuencia de eventos de estabilidad, como la presencia de lluvias o vientos fuertes propios de la temporada húmeda.

Es necesario describir la interacción de este flujo de calor con las plantas. El déficit de presión de vapor VPD, se encuentra estrechamente relacionado con los flujos de H. Durante el día, las plantas reciben radiación que se destina a la fotosíntesis y parcialmente

a la eliminación de H₂O, CO₂ y O₂ del interior de las plantas. Con el calentamiento, es probable que las hojas de las plantas eliminaran el CO₂ contenido en su interior por el calentamiento (Da Rocha *et al.*, 2004). A nivel de ecosistema, el VPD y el flujo de H se incrementaron.

5.8.2. Balance de Rn y LE

En principio, no se observaron diferencias estacionales en la relación LE/Rn. La pendiente de la recta fue $0,53 \pm 0,02$, indicando que cerca de la mitad de la radiación neta recibida se empleó en evapotranspiración indistintamente de la temporada. Estos resultados muestran correspondencia con lo reportado por Araújo *et al* (2002) en la selva amazónica central con un rango de pendientes de 0,53 a 0,63 para LE. Como parte de la misma investigación se describió que los eventos de precipitación favorecen el flujo de LE durante los primeros días, pero luego decrecieron rápidamente con el incremento en H. Los coeficientes de regresión r^2 también son muy cercanos ($0,73 \pm 0,04$) y presentaron un significativo nivel de correspondencia.

Analizando las rectas se observó que, durante las temporadas lluviosas, la frecuencia de datos registrados fue mucho menor que en las temporadas secas. Esta diferencia yace en el menor número de datos registrados por problemas con la instrumentación y las condiciones meteorológicas. Adicionalmente, se observó que el mayor número de puntos se acumuló a niveles bajos de radiación durante las temporadas húmedas como resultado del menor ingreso de luz solar. Esta distribución de datos pudo afectar de forma sistemática el cálculo de la pendiente y el correspondiente balance energético.

En general, la mayor heterogeneidad de datos también se ubicó durante la temporada lluviosa. Los eventos aleatorios de alta de inestabilidad, nubosidad, bajas temperaturas y estabilidad nocturna también fueron los principales causantes de esta característica.

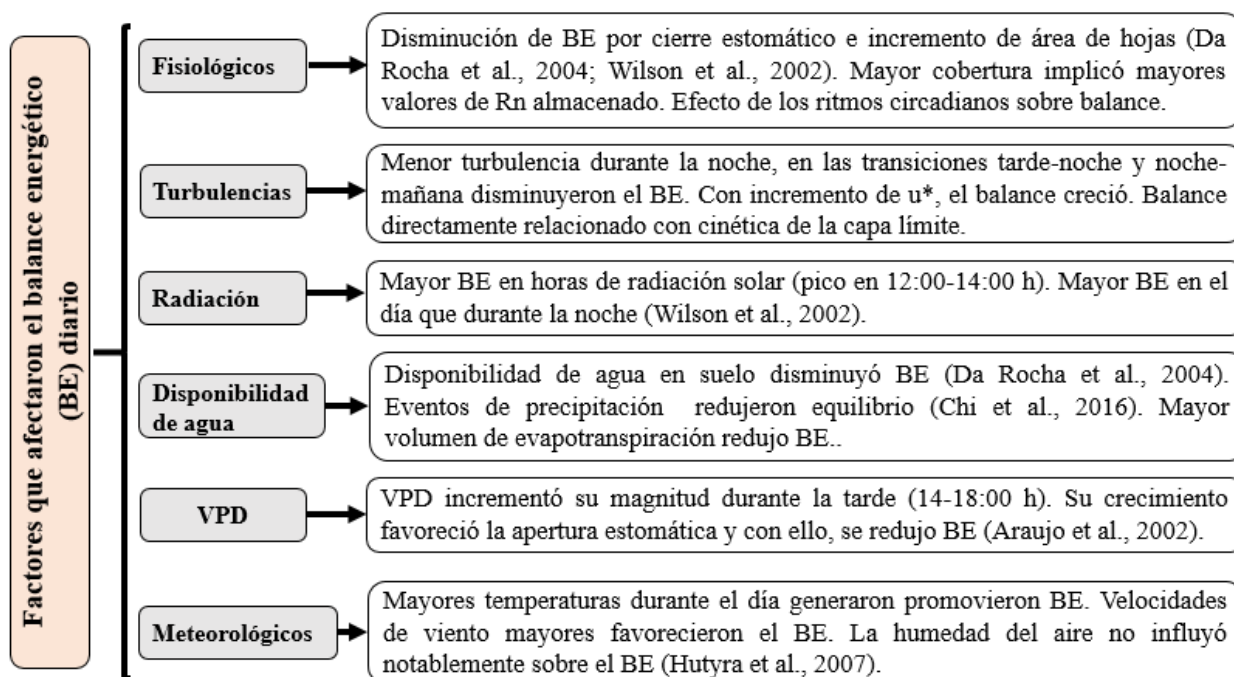
5.8.3. Balance neto de energía Rn vs (H+LE)

De las rectas H+LE vs Rn se observó una marcada temporalidad en los valores de las pendientes. Las temporadas húmedas presentaron una pendiente de $0,71 \pm 0,005$ y las temporadas secas $0,77 \pm 0,04$. Estos resultados fueron coincidentes con los balances

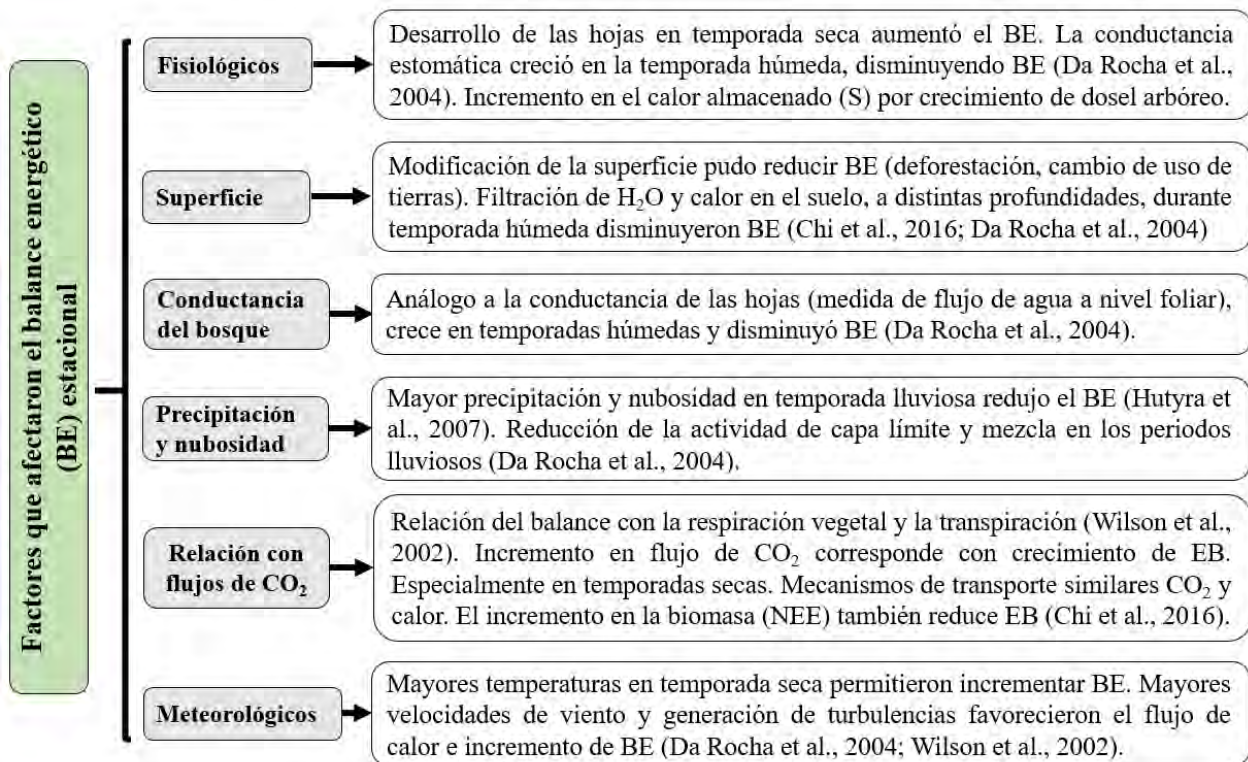
reportados por Wilson *et al* (2002) en diversos ecosistemas, con un rango de pendientes entre 0,60 y 0,90. El número y distribución de datos fueron diferentes, ya que durante las épocas lluviosas las mediciones fueron menos frecuentes y más dispersas.

En el caso del bosque amazónico, Araújo *et al* (2002) reportó un balance de 0,80 en la región amazónica central. Hutyra *et al* (2007) reportó un balance de 0,85 en la región amazónica noreste y Da Rocha (2004) determinó una pendiente de 0,82 en otra región del bosque amazónico norte. En la zona de estudio de la presente investigación, los valores en el balance energético fluctuaron entre 71 y 81%, significativamente menores que en el resto de ecosistemas regionales.

Los principales factores que pudieron afectar los balances energéticos, en escala diaria y en escala estacional, se muestran en el **esquema 5.1.** y el **esquema 5.2.**, respectivamente.



Esquema 5.1. Esquema de principales factores que afectaron el balance energético diario.



Esquema 5.2. Esquema de principales factores que afectaron el balance energético estacional.

Los errores asociados a la determinación del balance de energía también presentan distintos orígenes (Wilson *et al.*, 2004; Hutyra *et al.*, 2007; Von Randow *et al.*, 2004). Los principales factores causantes del desbalance de energía fueron:

- Errores de muestreo. Principalmente aleatorios. No se consideraron los flujos turbulentos con frecuencias mayores 10 Hz. Asimismo, parte del área de monitoreo de flujos de calor no correspondió con el registro de huella (*footprint*), subestimando su magnitud. La heterogeneidad del bosque, como la presencia de ríos aledaños pudieron afectar los flujos de calor registrados.
- Errores por instrumento. Asociados a errores por falta de calibración o descalibración debido a su continua exposición al ambiente, limitaciones en la medida de las frecuencias de turbulencias y errores introducidos en el cálculo de promedios o en el procesamiento de los datos.
- Reservas de energía. No fue posible determinar con seguridad todos los sumideros de energía presentes en el ecosistema. El calor pudo almacenarse verticalmente a nivel del bosque y la superficie. Sumideros de calor asociados a la biomasa, reservas de agua

en suelo y en distintas profundidades. La fotosíntesis empleó el 1-2% de la energía luminosa.

- d) Filtro de paso alto y bajo. En menor grado, las mediciones de flujos turbulentos actúan como filtros de paso alto para frecuencias de orden más elevado. Esto pudo impedir el registro de datos de u^* y flujos. Otros efectos relacionados son, la atenuación y demora (*time lag*) en el registro de datos por interacción del calor y H_2O con el tubo del sensor IRGA de camino cerrado.
- e) Advección. El bajo balance de energía durante las noches fue resultado de la advección vertical, limitadas turbulencias (u^*), reducción de la velocidad de viento y establecimiento de flujos de drenaje de calor y H_2O a nivel del suelo. Estos pudieron ser resultado de la heterogeneidad horizontal del bosque.
- f) Relación con los flujos de CO_2 . El mecanismo de transporte de flujo de materia y calor es similar, por lo que los factores que afectaron el movimiento de CO_2 a nivel de atmósfera pudieron reducir el balance energético. Una baja velocidad de fricción (u^*) limitó el flujo de CO_2 y redujo el balance energético. Los sumideros de carbono y calor suelen ser los mismos.

5.9. Respiración ecosistémica nocturna

Las raíces, tallos y ramas son los principales contribuyentes a la respiración durante todo el día. En horas de radiación solar, los volúmenes de respiración en los tejidos foliares (hojas) fueron más altos que durante la noche, como resultado del proceso adicional de fotorrespiración (Schlesinger & Bernhardt, 2015). Factores como la temperatura, humedad (Aubinet *et al.*, 2012), la relación CO_2/O_2 al interior de la hoja y el contenido de N_2 al interior de las hojas definieron el volumen de carbono oxidado. Para la determinación de la respiración del bosque amazónico se correlacionaron las variables PAR y el intercambio neto de carbono (NEE). Extrapolando el $PAR \rightarrow 0$ se pudo definir el flujo respiratorio nocturno y, consecuentemente, diferenciar el notable comportamiento estacional del ecosistema.

En la **figura 5.6.** se observa la diferencia en el comportamiento de las curvas en las temporadas húmedas y secas. En primera instancia, se observó que durante la temporada lluviosa, la velocidad de intercambio neto de carbono por PAR es mayor que en la temporada seca. Este es un indicador de la notable relación entre la fotosíntesis y el

agua (Araújo *et al.*, 2002; Hutyra *et al.*, 2007). Adicionalmente, se observó que la masa de carbono fijado en la temporada lluviosa es superior a la de la temporada seca. Esta tendencia se mantuvo incluso a valores de PAR elevados.

Cuando la disponibilidad de agua fue menor, durante la temporada seca, se observó un límite de saturación de PAR, luego del cual la variación de NEE es mínima. A partir de $700 \mu\text{mol}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{s}^{-1}$ en PAR y $-10 \mu\text{mol}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{s}^{-1}$ de NEE, la fluctuación en el flujo de carbono fue mínima. Estos límites fueron definidos fisiológicamente, debido a que en condiciones de mayor intensidad de radiación la eficiencia de captación de las hojas determinó la capacidad máxima de recepción de radiación por las hojas.

Factores como el incremento en el déficit de presión de vapor y evaporación en la temporada seca generaron el cierre de las estomas y redujeron el volumen de CO_2 absorbido (Schlesinger *et al.*, 2015; Hutyra *et al.*, 2007; Da Rocha *et al.*, 2004). En el cálculo de la respiración también se observó diferencia entre las temporadas secas y lluviosas. Durante las épocas lluviosas se registraron mayores magnitudes de respiración ecosistémica como resultado de la combinación de factores micrometeorológicos y biológicos.

En la temporada húmeda 2016-2017, se registró $11,84 \mu\text{mol}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{s}^{-1}$ de flujo respiratorio nocturno, en el mismo año se determinó $9,49 \mu\text{mol}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{s}^{-1}$ para la temporada seca. En el periodo 2017-2018, se observaron flujos de $7,88 \mu\text{mol}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{s}^{-1}$ y $7,03 \mu\text{mol}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{s}^{-1}$ en las temporadas húmeda y seca, respectivamente.

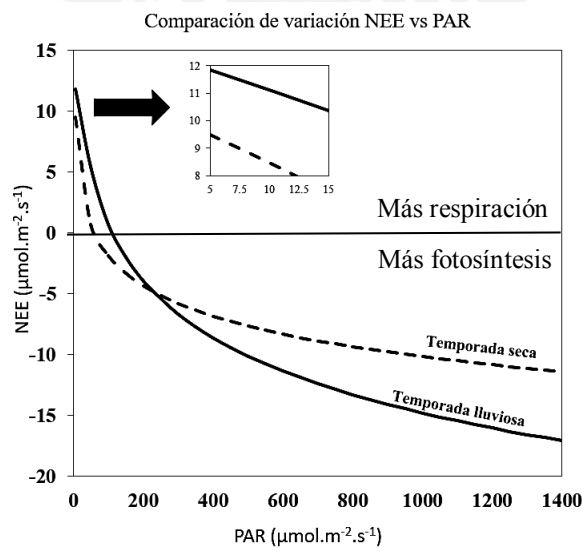


Figura 5.6. Comportamiento estacional promedio de las curvas NEE vs PAR para el bosque amazónico estudiado.

Los valores obtenidos corresponden con lo determinado por otros autores (**tabla 5.2.**) en distintas zonas de la Amazonía, en donde se observó gran correspondencia. Adicionalmente se observó que, con el refinamiento en las técnicas de descarte y *gap filling*, así como la consideración de otros factores, en el balance de carbono, la magnitud de la respiración ecosistémica ha ido subiendo.

La fluctuación estacional en las magnitudes de la respiración nocturna obedeció a diversos factores: 1) incremento con la temperatura durante la temporada seca, 2) reducción por la deshidratación de suelos en la temporada seca y aumento por la promoción de respiración heterotrófica y rizoidal en la temporada húmeda, 3) aumento con los ingresos de carbono en la rizósfera de plantas (Baldocchi *et al.*, 2014) durante la temporada húmeda y 4) la presencia de turbulencias durante las noches, especialmente en la temporada seca (Hutyra *et al.*, 2007; Aubinet *et al.*, 2012).

Tabla 5.2. Respiración ecosistémica en distintas regiones de la Amazonía.

Autor	Zona y periodo de estudio	Rango en R ($\mu\text{mol}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{s}^{-1}$)
Grace <i>et al</i>	Reserva Jarú, Brasil – 09/1992 – 06/1993	6,5
Malhi <i>et al</i>	Reserva Cuieiras, Brasil – 09/1995 a 08/1996	6,9
Carswell <i>et al</i>	Floresta Caxihuana, Brasil – 04/1999 a 10/1999	7,1 - 8,2
Von Randow <i>et al</i>	Bosque Rebio Jarú, Brasil – 01/1999 a 01/2003	6-9 (~8,5)
Goulden <i>et al</i>	FLONA Tapajós, Brasil – 07/2000 a 07/2001	8,4 – 9,1
Hutyra <i>et al</i>	FLONA Tapajós, Brasil – 01/2002 a 01/2006	8,6
Vilherma <i>et al</i>	Reserva Nacional de Tambopata – 10/2011 a 09/2012	8,84
Zeri <i>et al</i>	Reserva Jarú, Brasil – 2012 a 2013	7,83
Presente estudio	Reserva Nacional de Tambopata – 10/2016 a 10/2017	9,49 - 11,84
	Reserva Nacional de Tambopata – 10/2017 a 10/2018	7,03 - 7,88

De los puntos mencionados, el factor diferenciador entre las estaciones de la zona fue la mayor disponibilidad de agua resultado de la precipitación y en el suelo durante la temporada húmeda. La acumulación de agua a nivel del suelo puede impedir el flujo de CO₂, sin embargo, este recrea condiciones para la respiración heterotrófica (Carswell *et al.*, 2004).

Si bien la respiración está directamente correlacionada con la temperatura y la precipitación (Hutyra *et al.*, 2007), en el periodo de investigación no se observó diferencias notables en ambos parámetros meteorológicos. Las principales diferencias se encontraron a nivel interanual.

No se realizaron estudios en una escala diaria; sin embargo, de acuerdo a Carswell *et al* (2002), durante la temporada seca no se encuentran diferencias apreciables en la respiración durante el día. En contraste, durante las temporadas húmedas, la respiración pudo ser relativamente más intensa en la mañana que en la tarde (Hutyra *et al.*, 2007).

5.10. Producción primaria neta (GPP) y respiración total

La producción primaria bruta (GPP) representa el volumen total de carbono que fue fijado por el bosque, calculado como la diferencia entre el intercambio neto ecosistémico (NEE) y la respiración total ecosistémica (R). En términos prácticos, el carbono fijado como GPP se emplea en el crecimiento de las plantas y es transformado en biomasa, incorporándose a la cadena trófica.

La respiración mostró sus valores más altos en la segunda mitad de la temporada húmeda (enero a marzo), presentando sus menores magnitudes en el inicio (octubre a noviembre) y final (abril a mayo) de temporada. Durante la temporada seca no se observaron variaciones considerables en ambos parámetros. Esto coincide con el favorecimiento de R sobre la fotosíntesis en la temporada húmeda, principalmente por disminución del ingreso de radiación, mayor humedad y favorecimiento de la respiración a nivel del suelo.

El flujo neto de CO₂ (NEE) tampoco mostró una variabilidad considerable en relación a las estaciones. Los valores promedio de NEE fluctuaron entre -6,10 y -8,81 $\mu\text{mol.m}^{-2}.\text{s}^{-1}$. Si bien las desviaciones no son grandes a pequeña escala, los volúmenes de flujo de CO₂ anuales y en periodos más prolongados pudieron causar notables diferencias en la determinación de la biomasa y productividad del bosque. Adicionalmente, las fallas en la instrumentación de la torre y su desplazamiento a mayor altura a inicios de la temporada húmeda (noviembre de 2016) pudieron afectar las mediciones y los promedios de flujo de CO₂.

En el caso de GPP, el comportamiento estacional fue mucho más marcado durante el periodo 2017-2018. En la temporada húmeda se observó un mayor productividad, indicando que a pesar de la emisión de carbono, la velocidad de fijación de CO₂ fue superior. La productividad del bosque indicó una notable tendencia a crecer con la radiación y la precipitación, al igual que lo descrito por Hutyra *et al* (2007) y Baldocchi *et al* (2015). Esto último podría definir la elevada dependencia del bosque amazónico con respecto al agua, incluso sobre la radiación.

La comparación entre los valores de productividad de bosque y NEE en diversas áreas del bosque amazónico se muestran en la **tabla 5.3**. En dicho esquema, se observa una notable variabilidad en relación al comportamiento a nivel anual.

Tabla 5.3. Comparación de distintos resultados en NEE y GPP obtenidos en distintas regiones de la selva amazónica.

Autor	Zona de estudio	NEE (tC.ha⁻².año⁻¹)	GPP (tC.m⁻².año⁻¹)
Malhi <i>et al</i>	Reserva Cuieiras, Brasil – 09/1995 a 08/1996	-5,91	30,4
Carswell <i>et al</i>	Floresta Caxihuana, Brasil – 04/1999 a 10/1999	-5,96	36,3
Von Randow <i>et al</i>	Bosque Rebio Jarú, Brasil – 01/1999 a 01/2003	-4,85	-
Goulden <i>et al</i>	FLONA Tapajós, Brasil – 07/2000 a 07/2001	1,58 – 2,52	-
Hutyra <i>et al</i>	FLONA Tapajós, Brasil – 01/2002 a 01/2006	0,94	31,40
Vilherma <i>et al</i>	Reserva Nacional de Tambopata – 10/2011 a 09/2012	-0,71	27,18
Zeri <i>et al</i>	Reserva Jarú, Brasil - 2014	-4,50	34,13
Malhi <i>et al</i> (biométrico)	Reserva Nacional de Tambopata – 2005 a 2011	-	(1) 35,50 (2) 34,50
Presente estudio	Reserva Nacional de Tambopata – 10/2016 a 10/2017	-6,59	44,86
	Reserva Nacional de Tambopata – 10/2017 a 10/2018	-8,12	45,92

Los factores que definieron la variabilidad global en la fijación de carbono fueron:

- a) La temperatura no varió demasiado entre cada estación, por lo que los factores determinantes en el cálculo de la productividad ecosistémica fueron las precipitaciones y radiación solar (Baldocchi *et al.*, 2015; Araújo *et al.*, 2002; Goulden *et al.*, 2004).
- b) Los flujos de carbono y productividad tendieron a ser más elevados al final de la temporada seca cuando la luz solar fue amplia y la luz difusa incrementó la eficiencia en el uso de luz por las hojas (Baldocchi *et al.*, 2015). Los anteriores aspectos, en conjunto con el VPD definieron el mayor porcentaje en la variabilidad fotosintética.
- c) El comportamiento como sumidero o fuente dependió del resultado en el balance de carbono. Durante los años con mayor volumen de precipitación, la fijación de CO₂ (a través de la fotosíntesis) fue mayor. Sin embargo, el balance general muestra un comportamiento continuo como sumidero.

El efecto de otras variables, como la concentración de nutrientes en el suelo y el índice de área de hojas (Powers *et al.*, 2017; Tian *et al.*, 1998), pudieron incrementar la productividad del bosque amazónico.

En la presente investigación, los datos indican que el bosque se ha comportado como un sumidero de carbono atmosférico. A diferencia de Vilhermaa *et al* (2016), que reportó casi neutralidad en el balance de carbono, poco más de 4 años después, se reporta un notable incremento en biomasa de carbono en el periodo 2016-2017 y 2017-2018.

La causa de este comportamiento, pudo deberse a la combinación de los distintos factores abordados previamente. En la **figura 5.7.** se describe el impacto de las variables micrometeorológicas y fisiológicas en el comportamiento del bosque amazónico y su capacidad para fijar CO₂. En el caso de la productividad, su incremento durante el periodo 2017-2018 pudo deberse a la menor humedad del suelo, mayor intensidad de radiación recibida y ampliación de la temporada lluviosa.

Por otra parte, el incremento en la respiración ecosistémica para el periodo 2017-2018 resultó de una mayor duración de la temporada seca, aumento en la temperatura del medio, evaporación de la humedad del suelo y reducción de la fotosíntesis por cierre estomático (Phillips *et al.*, 1998). El poco desarrollo de las plantas y su limitación en el

crecimiento debido a la escasa fijación de carbono en el periodo 2017-2018, también redujeron el potencial fotosintético del bosque.

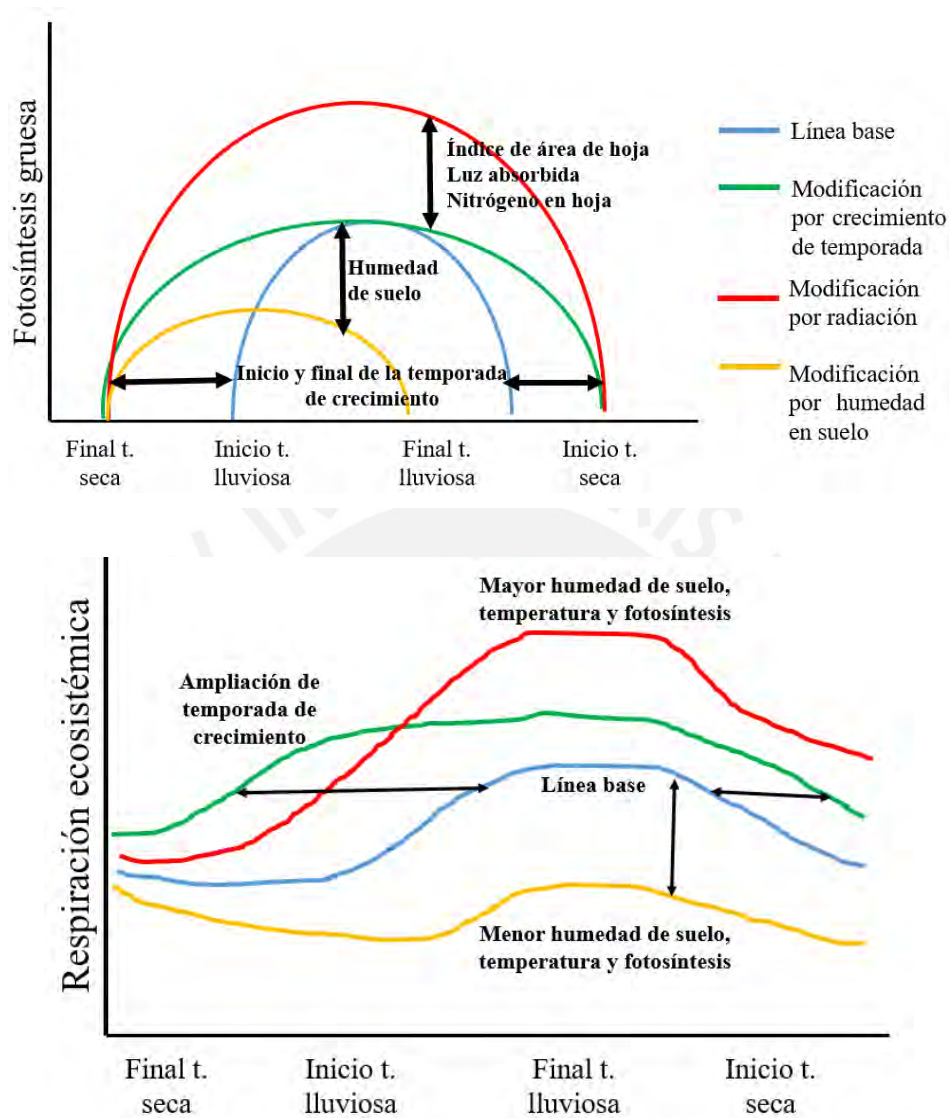


Figura 5.7. Representación de la modificación en el comportamiento estacional en la fotosíntesis y respiración ecosistémicas como resultado de la variación de parámetros meteorológicos y biológicos. Modificado de Baldocchi *et al* (2015).

5.11. Modelamiento R, NEE y GPP

En la selva amazónica se empleó modelamiento con ecuaciones paramétricas para el perfilamiento de la curva NEE vs PAR, incluyendo la influencia de distintos valores de VPD (Carswell *et al.*, 2002; Malhi *et al.*, 1998). La respiración nocturna y la productividad cambiaron con la modificación de VPD. Hutyra *et al* (2007) empleó el modelamiento a través de ecuaciones paramétricas con la temperatura en la aproximación de la respiración ecosistémica.

Se determinaron las temperaturas promedio diarias y se correlacionaron con la respiración ecosistémica calculada gráficamente. Los resultados muestran que existe una relación lineal ($r^2 = 0,93$) entre ambos parámetros y que, conforme aumentó la temperatura, el flujo de respiración en el bosque creció. Asimismo, se comprobó que las temporadas húmedas registraron las tasas más elevadas de emisión de CO_2 .

En la **figura 5.8.** se muestra el balance de carbono en el bosque amazónico en base al modelo de regresión lineal planteado. En los gráficos se muestra un notable incremento en la biomasa del ecosistema como resultado de la acumulación de carbono. El efecto de la mayor humedad en el suelo, menor radiación recibida y limitación en el crecimiento de las hojas fueron los principales conductores en el estudio.

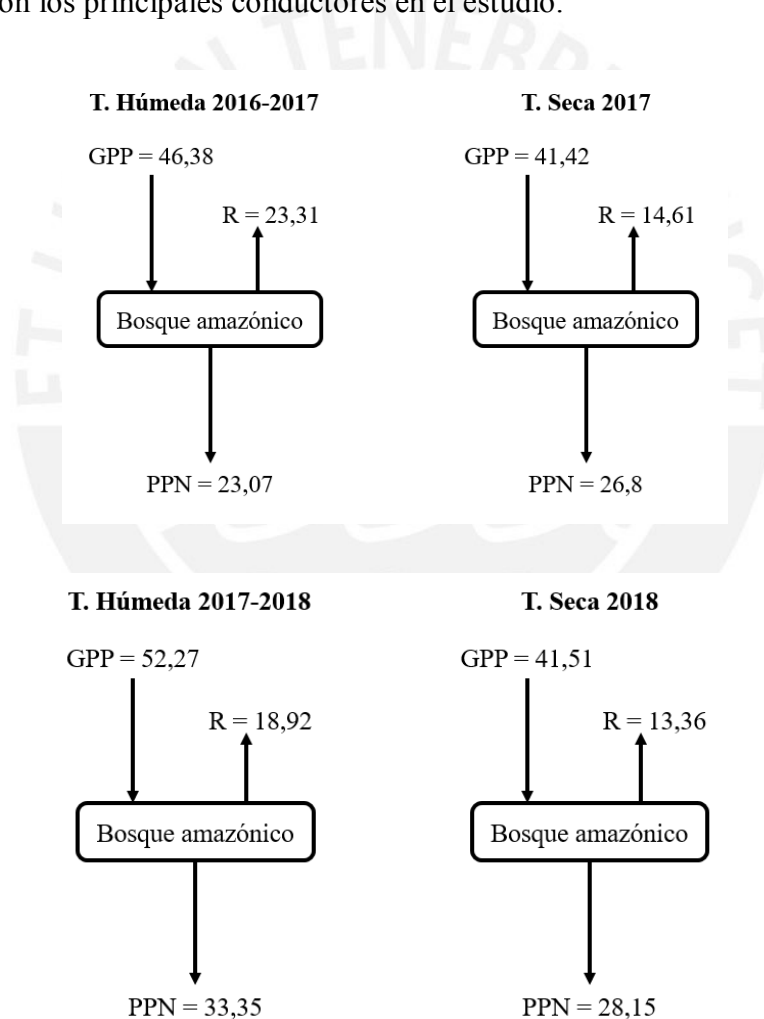


Figura 5.8. Balance de carbono anual (en Toneladas de carbono por hectárea) para cada temporada de estudio. En los gráficos, PPN representa la productividad primaria neta, que representa el total de carbono fijado como biomasa.

5.12. Flujos de carbono y cambio climático

El cambio climático es el fenómeno mediante el cual la introducción de variabilidad en la atmósfera, como el incremento en la concentración de distintos gases, provoca cambios en el patrón de climas en todo el mundo. En el caso del carbono, la relación entre los flujos de este elemento y el cambio climático ha sido objeto de estudio intenso en las últimas décadas.

Se ha determinado que existe una retroalimentación positiva entre el ciclo de carbono global y el cambio climático. Los principales mecanismos que promueven este efecto son la sensibilidad cinética de la fotosíntesis y la respiración a la temperatura (Luo *et al.*, 2007; Pan *et al.*, 2013). Diversos estudios plantean un incremento en la temperatura promedio del planeta en 2-5 K (Karl & Trenberth, 2003) por efecto del incremento en la irradiancia solar, así como la alteración de los patrones de lluvias en distintas zonas del planeta por el crecimiento en la tasa de evaporación en regiones polares (OMM, 2013).

Debido a la pequeña escala de tiempo de la presente investigación, las predicciones a largo plazo no son exactas; sin embargo, se puede aproximar su comportamiento comparando con lo estimado en otros estudios desarrollados en la amazonía y alrededor del planeta. Los principales factores se enumeran en la **tabla 5.4**.

En el bosque amazónico existen diversos procesos relacionados a la productividad, entre los que destacan la humedad del suelo, radiación y temperatura. Estos mismos son los que llegarán a estar presentes y determinarán el flujo de carbono durante el presente siglo. Diversos estudios en zonas cercanas al ecuador (Dilling *et al.*, 2003), demuestran incertidumbre en la determinación de NEE, debido a la interacción de todas las variables implicadas.

Así pues, el estudio del efecto del cambio climático en la región de Tambopata requiere de ampliar el periodo de mediciones y comparar los mismos con los resultados de otros métodos de tipo biométrico.

En la Conferencia de París, celebrada en diciembre de 2015, 195 países firmaron el primer acuerdo vinculante mundial sobre el clima, en el que se estableció un plan de acción mundial para limitar el calentamiento global por debajo de los 2°C y evitar un cambio climático peligroso (United Nations. Gramework Convention on Climate Change,

2015), el cual se manifestaría en un desequilibrio térmico general, incidiendo decisivamente sobre el bosque amazónico.

Tabla 5.4. Factores que podrían incidir en la modificación de la productividad del bosque amazónico como respuesta al cambio climático.

Factor	Impacto en el flujo de carbono
Cambio de uso de tierras y urbanización	La deforestación y devastación de terrenos como resultado de la minería en la región Tambopata pueden alterar el albedo superficial, reducir la productividad ecosistémica a largo plazo y favorecer el calentamiento de la superficie. El incremento en temperatura favorecería la respiración a nivel del suelo, convirtiendo a las zonas afectadas en potenciales fuentes de carbono (Karl & Trenberth., 2003).
Evaporación	El incremento en la tasa de evaporación por el aumento de temperatura aceleraría la deshidratación de los suelos, reduciendo la capacidad fotosintética y respiración de las plantas. Posible alteración en los patrones de nubosidad e infrecuentes eventos de precipitación intensos (Karl & Trenberth., 2003).
Temperatura	El calentamiento podría suprimir la fijación de carbono, favoreciendo la emisión de CO ₂ de suelo y plantas. Adicionalmente, se reduciría el contenido de carbono en el suelo, empobreciendo parcialmente los suelos (Cox <i>et al.</i> , 2000). Sin embargo, otros autores, como Pan <i>et al</i> (2006), plantean una mayor incertidumbre en la determinación de la productividad y NEE en el bosque amazónico (Luo <i>et al.</i> , 2007).
Descomposición	La descomposición de la materia orgánica y la emisión por respiración en el suelo crecen con la temperatura. Dependiendo del tipo de suelo y la humedad del mismo, el efecto del calentamiento puede alterar la emisión de CO ₂ (Davidson & Janssens, 2006).
Fenología	El calentamiento global puede ampliar las temporadas de crecimiento y promover el crecimiento en biomasa y fijación de C de la atmósfera. Algunas especies vegetales pueden modificar su composición en respuesta al cambio climático (Luo <i>et al.</i> , 2007).
Otros factores	El incremento en la temperatura ambiental reduciría la concentración de agua a nivel del bosque, aumentando el estrés hídrico en las hojas. La reducción en la frecuencia de precipitaciones por movilización de la ICTZ también es un factor limitante (Lashof <i>et al.</i> , 1997; Dilling <i>et al.</i> , 2003).

CAPITULO 6. RECOMENDACIONES

La presente tesis ha dejado de lado algunos puntos en su desarrollo debido a la ausencia de data suficiente o la complejidad de algunos métodos de procesamiento. Por lo tanto, las recomendaciones y sugerencias aplicables a futuros trabajos de investigación se enumeran a continuación.

- En instrumentación se requiere optimizar el sistema de recojo de datos y diagnóstico de fallas en los equipos de campo. Un modelo de transmisión remoto de datos sería adecuado, puesto que reduciría considerablemente los intervalos de tiempo en los que las mediciones podrían ser corregidas.
- Como prevención, se requiere establecer un plan de calibración y mantenimiento de los equipos en la torre. Esto podría reducir notablemente la variabilidad de datos por fallas sistemáticas o aleatorias.
- Para optimizar la huella (*footprint*) representativa de la zona y abarcar un área más extensa se requiere elevar la altura de la torre de flujo. Asimismo, se deben determinar los perfiles verticales de flujo carbono en el bosque. Los mismos podrían servir en la determinación de la cantidad de CO₂ almacenado verticalmente por debajo de la CLA.
- El procesamiento de datos podría reducir considerablemente su incertidumbre si se estandariza el procedimiento de descarte de flujos, elección de u^* mínimo, criterio de signos, programas de compilación de cálculo de flujos entre otros, de modo que las comparaciones entre distintas zonas del bosque puedan ser más efectivos.
- A un nivel más local, se hace necesario acompañar el método de flujos turbulentos con otros de corte biométrico. Esto tiene como objetivo determinar los flujos de carbono a nivel del suelo en un espacio mayor al de la huella de *footprint*.
- Con el objetivo de comprender mejor el comportamiento del bosque y poder predecir su comportamiento en el largo plazo, se requiere ampliar el intervalo de tiempo de mediciones (de 4 a 8 años).

CAPÍTULO 7.

CONCLUSIONES

Se registró un 78,30 % de datos válidos de covarianza en un periodo de 541 días, entre octubre de 2016 y octubre de 2018, medidos en la torre SAGES en el bosque amazónico de la región Tambopata.

Los datos meteorológicos indican una temperatura anual promedio alrededor de 23°C. La humedad se encontró en el rango de 75 a 100%, principalmente elevado durante las temporadas lluviosas. La dirección de viento predominante fue NO, con una velocidad promedio entre 0,1 y 1,4 m.s⁻¹. En el caso de u*, se situó entre 0,14 m.s⁻¹ nocturno y 0,31 m.s⁻¹ diurno. Las principales turbulencias se generaron durante el día, especialmente entre las 10:00 h y 14:00 h.

Por otra parte, los flujos de radiación de onda corta oscilaron en 300W.m⁻² y para la onda larga -40 W.m⁻², con una diferencia a favor de las temporadas secas. La radiación neta varió alrededor de 140 W.m⁻². En la radiación PAR, se registró un promedio diario entre 300 y 400 μmol.m⁻².s⁻¹. La distribución diaria indica que el bosque recibió radiación entre las 06:00 y 18:00 h, alcanzando picos máximos alrededor del mediodía. Durante las noches, el bosque se comportó como un ligero emisor de radiación.

En el análisis de flujo de CO₂, se determinó un promedio diario para las temporadas húmedas en -5 μmol.m⁻².s⁻¹ y en las temporadas lluviosas -4 μmol.m⁻².s⁻¹, aproximadamente. El NEE osciló entre -2 y -1 μmol.m⁻².s⁻¹. El comportamiento diario, influenciado por la actividad de la capa límite, indicó que el bosque se comporta como sumidero de carbono diurno y emisor nocturno. Entre las 6:00 h y 08:00 h, la generación de turbulencias por ingreso de radiación solar en la capa límite atmosférica, provocó una fuga de CO₂ con un máximo entre 6 y 9 μmol.m⁻².s⁻¹.

Elementos meteorológicos fueron los principales motores del flujo de carbono. Las precipitaciones enriquecieron de humedad el suelo, favoreciendo la fotosíntesis. El ingreso de mayor radiación e incremento en VPD durante las temporadas secas favorecieron la fijación de CO₂. A nivel de ecosistema, la presencia de nutrientes en el suelo, la apertura estomática y el desarrollo de las hojas optimizaron la fotosíntesis durante la estación seca. La presencia de turbulencias, también fue un factor determinante

en el intercambio ecosistémico debido a que estos se encargaron del transporte de la materia y energía.

En el análisis de flujo y balance de energía se estudió H y LE, ambos estrechamente ligados con la evapotranspiración. A escala mensual, H fluctuó alrededor de 20 W.m^{-2} y LE alrededor de 60 W.m^{-2} , con mayores valores durante las temporadas húmedas debido a la nubosidad, disponibilidad de H_2O y menor ingreso de radiación. El balance de energía, mostró rectas con pendientes entre 0,70 y 0,80. Los errores se originaron en la instrumentación, muestreo, aplicación del filtro de turbulencias y la existencia de reservas de energía verticales.

Durante el periodo 2016-2017, R nocturno se situó en el intervalo de 9,49 a 11,84 $\mu\text{mol.m}^{-2}.\text{s}^{-1}$, mientras que en 2017-2018, se localizó entre 7,03 y 7,88 $\mu\text{mol.m}^{-2}.\text{s}^{-1}$. La magnitud de este proceso fue más intensa en las temporadas lluviosas, probablemente por la promoción de la respiración heterotrófica y mayor humedad a nivel del suelo.

Los valores de GPP indicaron una fijación anual neta de carbono de 44,86 toneladas por hectárea en el periodo 2016-2017 y 45,92 toneladas por hectárea durante 2017-2018. El impacto de las variables micrometeorológicas y fisiológicas, incluyendo posibles errores por falta de continuidad de datos, pudieron afectar los promedios calculados en GPP.

Los resultados del modelamiento mostraron notable aproximación a los resultados experimentales, por lo que existe la posibilidad de ampliar este campo en la búsqueda de predecir el comportamiento del bosque en el futuro.

CAPÍTULO 8.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Alberto, M. C. R., Wassmann, R., Buresh, R. J., Quilty, J. R., Correa Jr, T. Q., Sandro, J. M., & Centeno, C. A. R. (2014). Measuring methane flux from irrigated rice fields by eddy covariance method using open-path gas analyzer. *Field Crops Research*, 160, 12-21.
- Andreae, M. O., Acevedo, O. C., Araújo, A., Artaxo, P., Barbosa, C. G. G., Barbosa, H. M. J., & Da Silva, N. F. (2015). The Amazon Tall Tower Observatory (ATTO): overview of pilot measurements on ecosystem ecology, meteorology, trace gases, and aerosols. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 15(18), 10723-10776.
- Araújo, A. C., Nobre, A. D., Kruijt, B., Elbers, J. A., Dallarosa, R., Stefani, P., & Valentini, R. (2002). Comparative measurements of carbon dioxide fluxes from two nearby towers in a central Amazonian rainforest: The Manaus LBA site. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 107(D20), LBA-58.
- Arriga, N., Rannik, Ü., Aubinet, M., Carrara, A., Vesala, T., & Papale, D. (2017). Experimental validation of (*footprint*) models for eddy covariance CO₂ flux measurements above grassland by means of natural and artificial tracers. *Agricultural and Forest Meteorology*, 242, 75-84.
- Aubinet, M., Grelle, A., Ibrom, A., Rannik, Ü., Moncrieff, J., Foken, T., & Clement, R. (1999). Estimates of the annual net carbon and water exchange of forests: the EUROFLUX methodology. In *Advances in ecological research* (Vol. 30, pp. 113-175). Academic Press.
- Aubinet, M., Vesala, T., & Papale, D. (Eds.). (2012). *Eddy covariance: a practical guide to measurement and data analysis*. Springer Science & Business Media.
- Baldocchi, D., Finnigan, J., Wilson, K., & Falge, E. (2000). On measuring net ecosystem carbon exchange over tall vegetation on complex terrain. *Boundary-Layer Meteorology*, 96(1-2), 257-291.
- Baldocchi, D., Falge, E., Gu, L., Olson, R., Hollinger, D., Running, S., & Fuentes, J. (2001). FLUXNET: A new tool to study the temporal and spatial variability of ecosystem-scale carbon dioxide, water vapor, and energy flux densities. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 82(11), 2415-2434.
- Baldocchi, D. D. (2003). Assessing the eddy covariance technique for evaluating carbon dioxide exchange rates of ecosystems: past, present and future. *Global change biology*, 9(4), 479-492.

- Baldocchi, D. (2014). Measuring fluxes of trace gases and energy between ecosystems and the atmosphere—the state and future of the eddy covariance method. *Global change biology*, 20(12), 3600-3609.
- Baldocchi, D., Chu, H., & Reichstein, M. (2018). Inter-annual variability of net and gross ecosystem carbon fluxes: A review. *Agricultural and Forest Meteorology*, 249, 520-533.
- Banta, R. M., Pichugina, Y. L., & Newsom, R. K. (2003). Relationship between low-level jet properties and turbulence kinetic energy in the nocturnal stable boundary layer. *Journal of the atmospheric sciences*, 60(20), 2549-2555.
- Belcher, S. E., Harman, I. N., & Finnigan, J. J. (2012). The wind in the willows: flows in forest canopies in complex terrain. *Annual Review of Fluid Mechanics*, 44, 479-504.
- Burba, G. (2013). Eddy covariance method for scientific, industrial, agricultural and regulatory applications: A field book on measuring ecosystem gas exchange and areal emission rates. LI-Cor Biosciences.
- Burba, G., & Anderson, D. (2010). A brief practical guide to eddy covariance flux measurements: principles and workflow examples for scientific and industrial applications. Li-Cor Biosciences.
- Campioli, M., Malhi, Y., Vicca, S., Luysaert, S., Papale, D., Peñuelas, J., & Janssens, I. A. (2016). Evaluating the convergence between eddy-covariance and biometric methods for assessing carbon budgets of forests. *Nature communications*, 7, 13717.
- Camino, E. R., Ruggeroni, J. R. P., & Hernández, F. H. (2014). Quinto informe de evaluación del IPCC: Bases físicas. *Revista Tiempo y Clima*, 5(43).
- Carswell, F. E., Costa, A. L., Palheta, M., Malhi, Y., Meir, P., de Pr Costa, J., & Grace, J. (2002). Seasonality in CO₂ and H₂O flux at an eastern Amazonian rain forest. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 107(D20), LBA-43.
- Chen, Y. Y., Chu, C. R., & Li, M. H. (2012). A gap-filling model for eddy covariance latent heat flux: Estimating evapotranspiration of a subtropical seasonal evergreen broad-leaved forest as an example. *Journal of hydrology*, 468, 101-110.
- Chi, J., Waldo, S., Pressley, S., O’Keeffe, P., Huggins, D., Stöckle, C., & Lamb, B. (2016). Assessing carbon and water dynamics of no-till and conventional tillage cropping systems in the inland Pacific Northwest US using the eddy covariance method. *Agricultural and forest meteorology*, 218, 37-49.
- Collatz, G. J., Ball, J. T., Grivet, C., & Berry, J. A. (1991). Physiological and environmental regulation of stomatal conductance, photosynthesis and

transpiration: a model that includes a laminar boundary layer. *Agricultural and Forest meteorology*, 54(2-4), 107-136.

- Cox, P. M., Betts, R. A., Jones, C. D., Spall, S. A., & Totterdell, I. J. (2000). Acceleration of global warming due to carbon-cycle feedbacks in a coupled climate model. *Nature*, 408(6809), 184.
- Da Rocha, H., Nobre, A. D., Artaxo, P., & Shimabukuro, Y. Carbon balance in Amazon forests from site to region: integrating remote sensing from satellites and aircraft with ground-based tower and biometric data.
- Da Rocha, H. R., Goulden, M. L., Miller, S. D., Menton, M. C., Pinto, L. D., & de Freitas, H. C. (2004). Seasonality of water and heat fluxes over a tropical forest in eastern Amazonia. *Ecological applications*, 14(sp4), 22-32.
- Da Rocha, H. R., Manzi, A. O., Cabral, O. M., Miller, S. D., Goulden, M. L., Saleska, S. R., & Vourlitis, G. (2009). Patterns of water and heat flux across a biome gradient from tropical forest to savanna in Brazil. *Journal of Geophysical Research: Biogeosciences*, 114(G1).
- Da Rocha, H., Nobre, A. D., Artaxo, P., & Shimabukuro, Y. Carbon balance in Amazon forests from site to region: integrating remote sensing from satellites and aircraft with ground-based tower and biometric data.
- Davidson, E. A., & Janssens, I. A. (2006). Temperature sensitivity of soil carbon decomposition and feedbacks to climate change. *Nature*, 440(7081), 165.
- Dilling, L., Doney, S. C., Edmonds, J., Gurney, K. R., Harriss, R., Schimel, D., & Stokes, G. (2003). The role of carbon cycle observations and knowledge in carbon management. *Annual Review of Environment and Resources*, 28(1), 521-558.
- Doughty, C. E., & Goulden, M. L. (2008). Seasonal patterns of tropical forest leaf area index and CO₂ exchange. *Journal of Geophysical Research: Biogeosciences*, 113(G1).
- Falge, E., Baldocchi, D., Olson, R., Anthoni, P., Aubinet, M., Bernhofer, C., & Granier, A. (2001). Gap filling strategies for defensible annual sums of net ecosystem exchange. *Agricultural and forest meteorology*, 107(1), 43-69.
- Falge, E., Baldocchi, D., Tenhunen, J., Aubinet, M., Bakwin, P., Berbigier, P., & Elbers, J. A. (2002). Seasonality of ecosystem respiration and gross primary production as derived from FLUXNET measurements. *Agricultural and Forest Meteorology*, 113(1-4), 53-74.
- Fei, X., Jin, Y., Zhang, Y., Sha, L., Liu, Y., Song, Q., & Zhou, R. (2017). Eddy covariance and biometric measurements show that a savanna ecosystem in Southwest China is a carbon sink. *Scientific reports*, 7, 41025.

- Finnigan, J. (2000). Turbulence in plant canopies. *Annual review of fluid mechanics*, 32(1), 519-571.
- Finnigan, J. J., Clement, R., Malhi, Y., Leuning, R., & Cleugh, H. A. (2003). A re-evaluation of long-term flux measurement techniques part I: averaging and coordinate rotation. *Boundary-Layer Meteorology*, 107(1), 1-48.
- Finnigan, J. J. (2004). A re-evaluation of long-term flux measurement techniques part II: coordinate systems. *Boundary-Layer Meteorology*, 113(1), 1-41.
- Foken, T., & Wichura, B. (1996). Tools for quality assessment of surface-based flux measurements. *Agricultural and forest meteorology*, 78(1-2), 83-105.
- Göckede, M., Rebmann, C., & Foken, T. (2004). A combination of quality assessment tools for eddy covariance measurements with (*footprint*) modelling for the characterisation of complex sites. *Agricultural and Forest Meteorology*, 127(3-4), 175-188.
- Goulden, M. L., Miller, S. D., Da Rocha, H. R., Menton, M. C., de Freitas, H. C., e Silva Figueira, A. M., & de Sousa, C. A. D. (2004). Diel and seasonal patterns of tropical forest CO₂ exchange. *Ecological Applications*, 14(sp4), 42-54.
- Goulden, M. L., Munger, J. W., Fan, S. M., Daube, B. C., & Wofsy, S. C. (1996). Measurements of carbon sequestration by long-term eddy covariance: Methods and a critical evaluation of accuracy. *Global change biology*, 2(3), 169-182.
- Gower, S. T. (2003). Patterns and mechanisms of the forest carbon cycle. *Annual Review of Environment and Resources*, 28(1), 169-204.
- Grace, J., Lloyd, J., McIntyre, J., Miranda, A. C., Meir, P., Miranda, H. S., & Wright, I. (1995). Carbon dioxide uptake by an undisturbed tropical rain forest in southwest Amazonia, 1992 to 1993. *Science*, 270(5237), 778-780.
- Helliker, B. R., Berry, J. A., Betts, A. K., Bakwin, P. S., Davis, K. J., Denning, A. S., & Ricciuto, D. M. (2004). Estimates of net CO₂ flux by application of equilibrium boundary layer concepts to CO₂ and water vapor measurements from a tall tower. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 109(D20).
- Hutyra, L. R., Munger, J. W., Saleska, S. R., Gottlieb, E., Daube, B. C., Dunn, A. L., & Wofsy, S. C. (2007). Seasonal controls on the exchange of carbon and water in an Amazonian rain forest. *Journal of Geophysical Research: Biogeosciences*, 112(G3).
- Instituto Nacional de Tecnología Agropecuaria, INTA (2012). Procesamiento de datos medidos con sistema Eddy Covarianza. Instituto de Clima y Agua. Buenos Aires, Argentina. Disponible en: http://sepa.inta.gob.ar/gei/carbono/MANUAL_EVEDDY_V15.pdf.

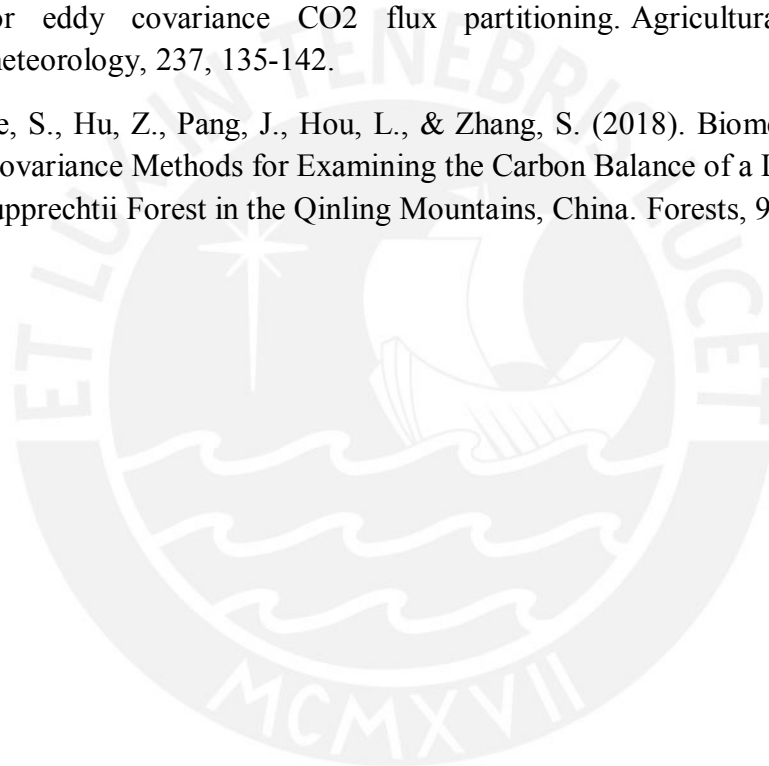
- Jung, M., Reichstein, M., Margolis, H. A., Cescatti, A., Richardson, A. D., Arain, M. A., & Gianelle, D. (2011). Global patterns of land-atmosphere fluxes of carbon dioxide, latent heat, and sensible heat derived from eddy covariance, satellite, and meteorological observations. *Journal of Geophysical Research: Biogeosciences*, 116(G3).
- Karl, T. R., & Trenberth, K. E. (2003). Modern global climate change. *Science*, 302(5651), 1719-1723.
- Körner, C. (2009). Responses of humid tropical trees to rising CO₂. *Annual Review of Ecology, Evolution, and Systematics*, 40, 61-79.
- Kramer, K., Leinonen, I., Bartelink, H. H., Berbigier, P., Borghetti, M., Bernhofer, C., & Granier, A. (2002). Evaluation of six process-based forest growth models using eddy-covariance measurements of CO₂ and H₂O fluxes at six forest sites in Europe. *Global Change Biology*, 8(3), 213-230.
- Kruijt, B., Elbers, J. A., Von Randow, C., Araujo, A. C., Oliveira, P. J., Culf, A., & Moors, E. J. (2004). The robustness of eddy correlation fluxes for Amazon rain forest conditions. *Ecological Applications*, 14(sp4), 101-113.
- Lashof, D. A., DeAngelo, B. J., Saleska, S. R., & Harte, J. (1997). Terrestrial ecosystem feedbacks to global climate change. *Annual Review of Energy and the Environment*, 22(1), 75-118.
- Lashof, D. A., & Ahuja, D. R. (1990). Relative contributions of greenhouse gas emissions to global warming. *Nature*, 344(6266), 529.
- Lewis, S. L., Lloyd, J., Sitch, S., Mitchard, E. T., & Laurance, W. F. (2009). Changing ecology of tropical forests: evidence and drivers. *Annual Review of Ecology, Evolution, and Systematics*, 40, 529-549.
- LI-COR (2017). EDDY PRO ® software manual. Versión 6.2. LI-COR Biosciences. Disponible en: <https://www.licor.com/documents/1ium2zmwm6hl36yz9bu4>.
- Luo, Y. (2007). Terrestrial carbon-cycle feedback to climate warming. *Annu. Rev. Ecol. Evol. Syst.*, 38, 683-712.
- Malhi, Y., Nobre, A. D., Grace, J., Kruijt, B., Pereira, M. G., Culf, A., & Scott, S. (1998). Carbon dioxide transfer over a Central Amazonian rain forest. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 103(D24), 31593-31612.
- Malhi, Y., Farfán Amézquita, F., Doughty, C. E., Silva-Espejo, J. E., Girardin, C. A., Metcalfe, D. B., & Marthews, T. R. (2014). The productivity, metabolism and carbon cycle of two lowland tropical forest plots in south-western Amazonia, Peru. *Plant Ecology & Diversity*, 7(1-2), 85-105.
- Maltese, A., Awada, H., Capodici, F., Ciraolo, G., La Loggia, G., & Rallo, G. (2018). On the Use of the Eddy Covariance Latent Heat Flux and Sap Flow Transpiration

for the Validation of a Surface Energy Balance Model. *Remote Sensing*, 10(2), 195.

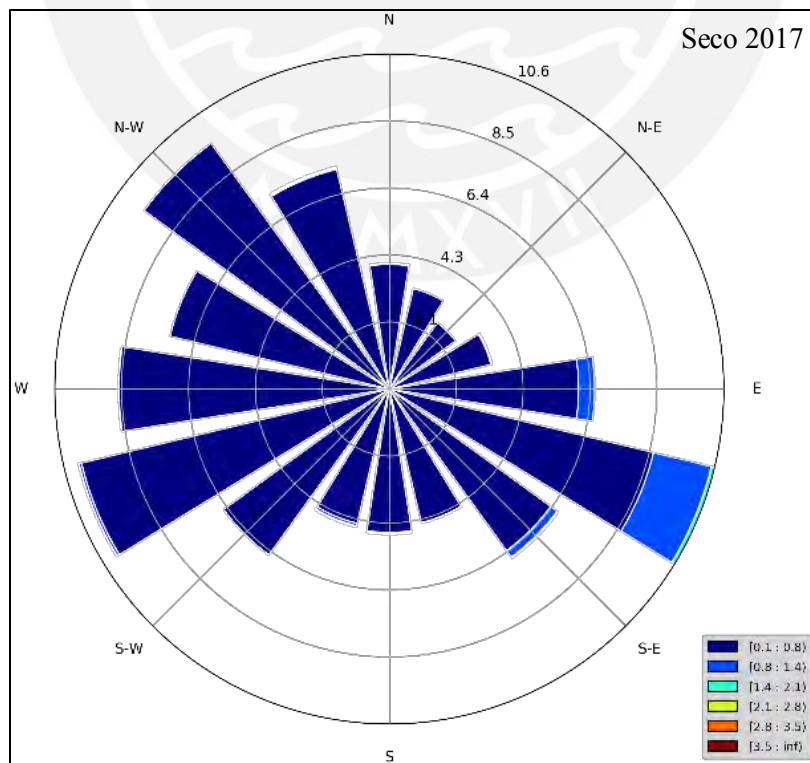
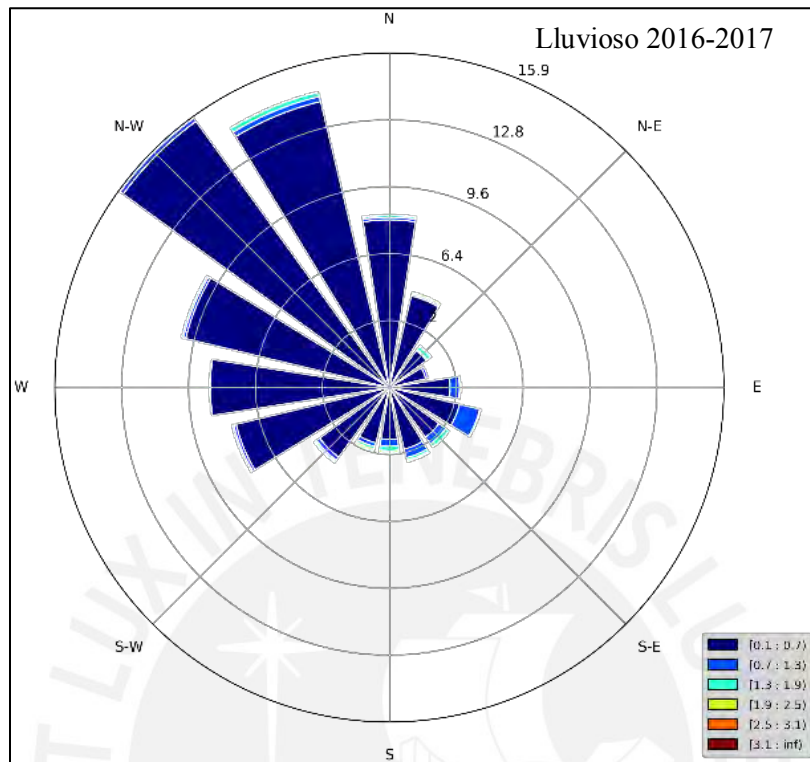
- Marthews, T. R., Riutta, T., Oliveras Menor, I., Urrutia, R., Moore, S., Metcalfe, D., & Girardin, C. (2014). Measuring tropical forest carbon allocation and cycling: a RAINFOR-GEM field manual for intensive census plots (v3. 0). *Manual, Global Ecosystems Monitoring network*.
- Massman, W. J., & Lee, X. (2002). Eddy covariance flux corrections and uncertainties in long-term studies of carbon and energy exchanges. *Agricultural and Forest Meteorology*, 113(1-4), 121-144.
- Miller, S. D., Goulden, M. L., Menton, M. C., da Rocha, H. R., de Freitas, H. C., & de Sousa, C. A. D. (2004). Biometric and micrometeorological measurements of tropical forest carbon balance. *Ecological Applications*, 14(sp4), 114-126.
- Naciones Unidas UNFCCC (2015). Aprobación del Acuerdo de París. Versión en español. Disponible en: https://unfccc.int/sites/default/files/spanish_paris_agreement.pdf
- Nepstad, D. C., de Carvalho, C. R., Davidson, E. A., Jipp, P. H., Lefebvre, P. A., Negreiros, G. H., & Vieira, S. (1994). The role of deep roots in the hydrological and carbon cycles of Amazonian forests and pastures. *Nature*, 372(6507), 666.
- Nepstad, D. C., Moutinho, P., Dias-Filho, M. B., Davidson, E., Cardinot, G., Markewitz, D., & Guerreiros, J. B. (2002). The effects of partial throughfall exclusion on canopy processes, aboveground production, and biogeochemistry of an Amazon forest. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 107(D20), LBA-53.
- Nicolini, G., Fratini, G., Avilov, V., Kurbatova, J. A., Vasenev, I., & Valentini, R. (2017). Performance of eddy-covariance measurements in fetch-limited applications. *Theoretical and applied climatology*, 127(3-4), 829-840.
- Pan, Y., Birdsey, R. A., Phillips, O. L., & Jackson, R. B. (2013). The structure, distribution, and biomass of the world's forests. *Annual Review of Ecology, Evolution, and Systematics*, 44, 593-622.
- Phillips, O. L., Malhi, Y., Higuchi, N., Laurance, W. F., Núñez, P. V., Vásquez, R. M., & Grace, J. (1998). Changes in the carbon balance of tropical forests: evidence from long-term plots. *Science*, 282(5388), 439-442.
- Powers, J. S., & Marín-Spiotta, E. (2017). Ecosystem processes and biogeochemical cycles in secondary tropical forest succession. *Annual Review of Ecology, Evolution, and Systematics*, 48, 497-519.
- Raupach, M. R., & Thom, A. S. (1981). Turbulence in and above plant canopies. *Annual Review of Fluid Mechanics*, 13(1), 97-129.

- Rebmann, C., Göckede, M., Foken, T., Aubinet, M., Aurela, M., Berbigier, P., & Ceulemans, R. (2005). Quality analysis applied on eddy covariance measurements at complex forest sites using (*footprint*) modelling. *Theoretical and Applied Climatology*, 80(2-4), 121-141.
- Reverter, B. R. (2008). Procesamiento y QC/QA de datos micrometeorológicos. Tesis de Maestría en Técnicas Avanzadas en Física. Universidad de Granada. Disponible en: <http://www.ugr.es/~andyk/Theses/TesisMTAF.pdf>
- Rice, A. H., Pyle, E. H., Saleska, S. R., Hutyyra, L., Palace, M., Keller, M., & Wofsy, S. C. (2004). Carbon balance and vegetation dynamics in an old-growth Amazonian forest. *Ecological Applications*, 14(sp4), 55-71.
- Saleska, S. R., Miller, S. D., Matross, D. M., Goulden, M. L., Wofsy, S. C., Da Rocha, H. R., & Hutyyra, L. (2003). Carbon in Amazon forests: unexpected seasonal fluxes and disturbance-induced losses. *Science*, 302(5650), 1554-1557.
- Šavli, M. (2012, May). Turbulence kinetic energy–TKE. In University of Ljubljana, Faculty of Mathematics and Physics, Department of Meteorology. Seminar: 4th Class. May (Vol. 27).
- Tian, H., Melillo, J. M., Kicklighter, D. W., McGuire, A. D., Helfrich III, J. V., Moore III, B., & VeroÈsmarty, C. J. (1998). Effect of interannual climate variability on carbon storage in Amazonian ecosystems. *Nature*, 396(6712), 664.
- Weber H., Hardtle W., Cosio E. (2016). Diel and seasonal variations of monoterpene concentrations above an Amazonian rainforest site in Perú and their relation to environmental drivers. Master's thesis. Department of Sustainability Science. Leuphana of Luneburg.
- Verbeeck, H., Peylin, P., Bacour, C., Bonal, D., Steppe, K., & Ciais, P. (2011). Seasonal patterns of CO₂ fluxes in Amazon forests: Fusion of eddy covariance data and the ORCHIDEE model. *Journal of Geophysical Research: Biogeosciences*, 116(G2).
- Viherrmaa, L. E., Waldron, S., Domingues, T., Grace, J., Cosio, E. G., Limonchi, F., & Gloor, E. (2016). Fluvial carbon export from a lowland Amazonian rainforest in relation to atmospheric fluxes. *Journal of Geophysical Research: Biogeosciences*, 121(12), 3001-3018.
- Vickers, D., & Mahrt, L. (1997). Quality control and flux sampling problems for tower and aircraft data. *Journal of atmospheric and oceanic technology*, 14(3), 512-526.
- Von Randow, C., Manzi, A. O., Kruijt, B., De Oliveira, P. J., Zanchi, F. B., Silva, R. L., & Cardoso, F. L. (2004). Comparative measurements and seasonal variations in energy and carbon exchange over forest and pasture in South West Amazonia. *Theoretical and Applied Climatology*, 78(1-3), 5-26.

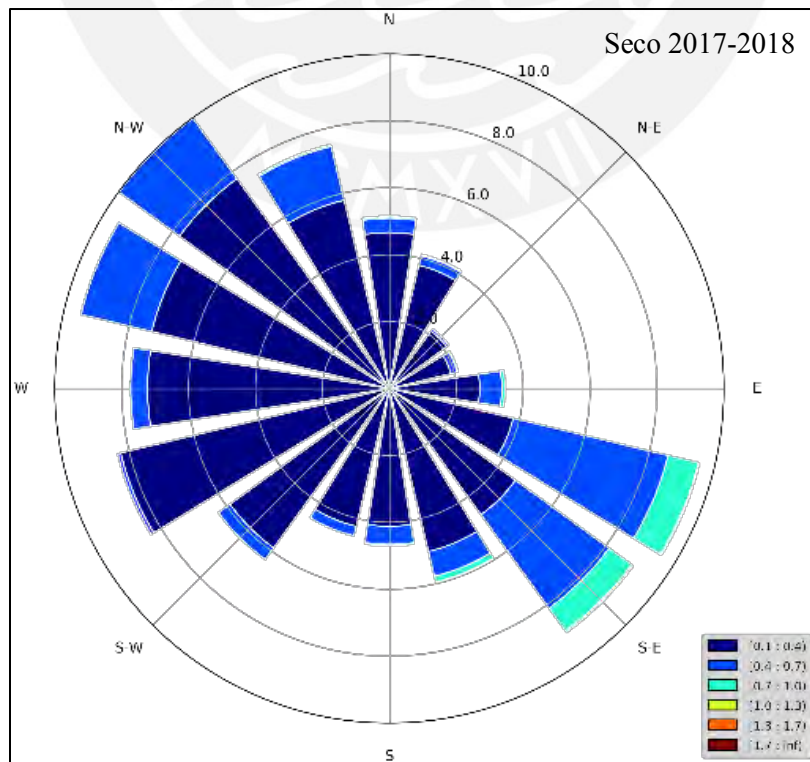
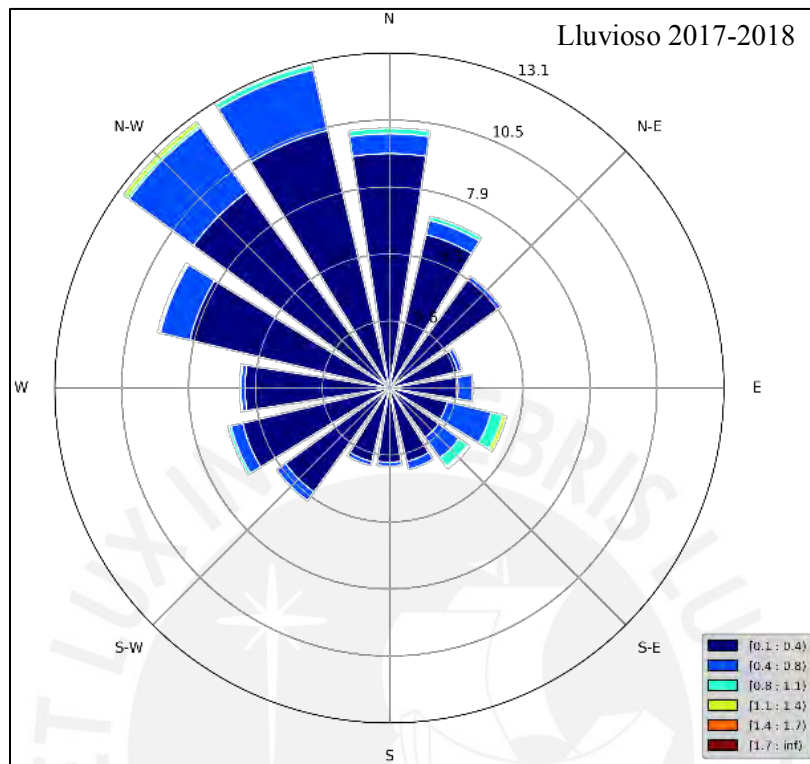
- Waldo, S., Chi, J., Pressley, S. N., O’Keeffe, P., Pan, W. L., Brooks, E. S., & Lamb, B. K. (2016). Assessing carbon dynamics at high and low rainfall agricultural sites in the inland Pacific Northwest US using the eddy covariance method. *Agricultural and forest meteorology*, 218, 25-36.
- Webb, E. K., Pearman, G. I., & Leuning, R. (1980). Correction of flux measurements for density effects due to heat and water vapour transfer. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 106(447), 85-100.
- Wilson, K., Goldstein, A., Falge, E., Aubinet, M., Baldocchi, D., Berbigier, P., & Grelle, A. (2002). Energy balance closure at FLUXNET sites. *Agricultural and Forest Meteorology*, 113(1-4), 223-243.
- Wohlfahrt, G., & Galvagno, M. (2017). Revisiting the choice of the driving temperature for eddy covariance CO₂ flux partitioning. *Agricultural and forest meteorology*, 237, 135-142.
- Yuan, J., Jose, S., Hu, Z., Pang, J., Hou, L., & Zhang, S. (2018). Biometric and Eddy Covariance Methods for Examining the Carbon Balance of a *Larix principis-rupprechtii* Forest in the Qinling Mountains, China. *Forests*, 9(2), 67.



ANEXO 1. ROSAS DE VIENTO PARA LAS DISTINTAS TEMPORADAS DE ESTUDIO

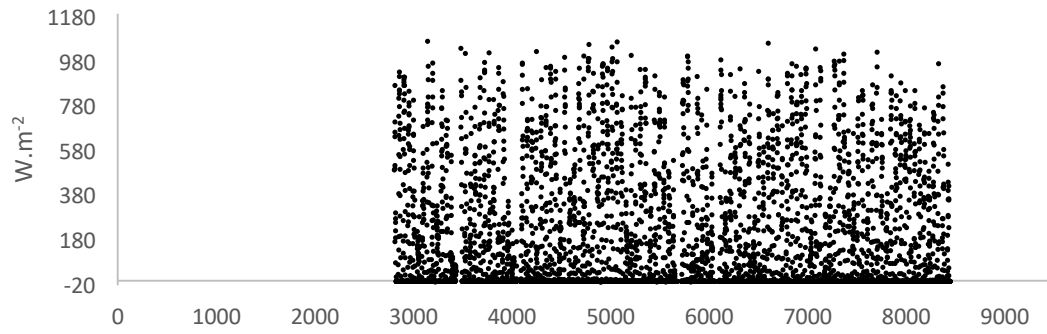


ANEXO 1. ROSAS DE VIENTO PARA LAS DISTINTAS TEMPORADAS DE ESTUDIO

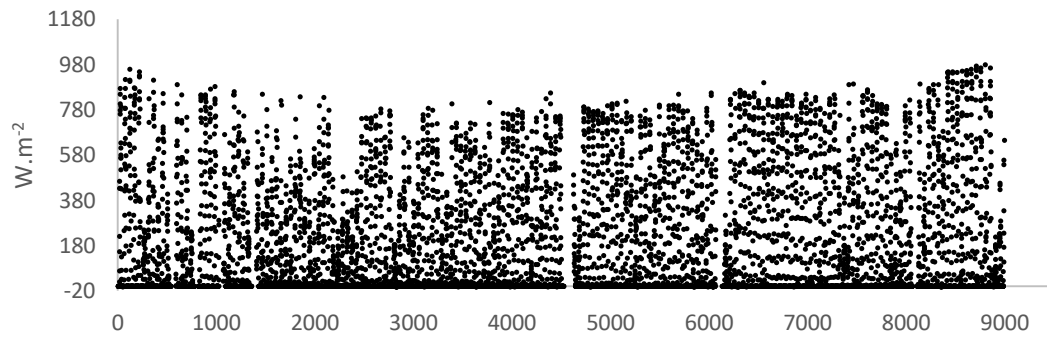


ANEXO 2. FLUJO DE RADIACIÓN DE ONDA CORTA (SW)

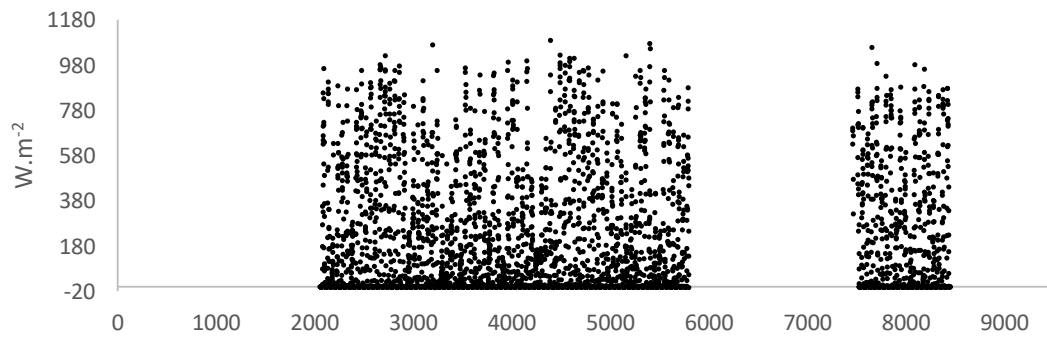
Temporada húmeda 2016-2017



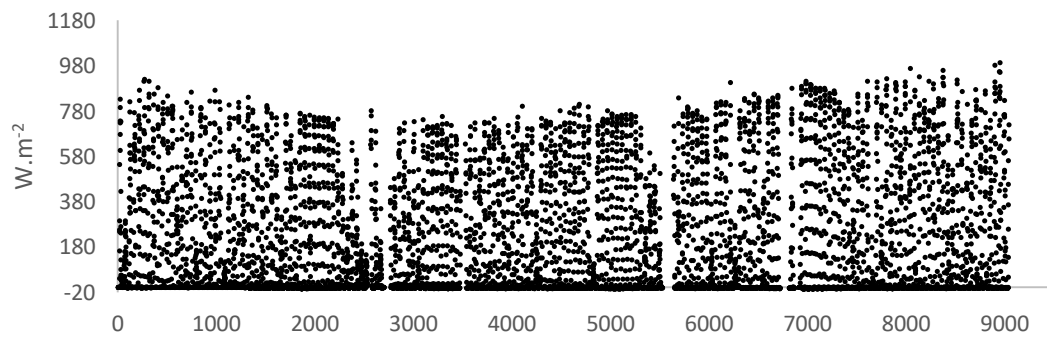
Temporada seca 2017



Temporada húmeda 2017-2018

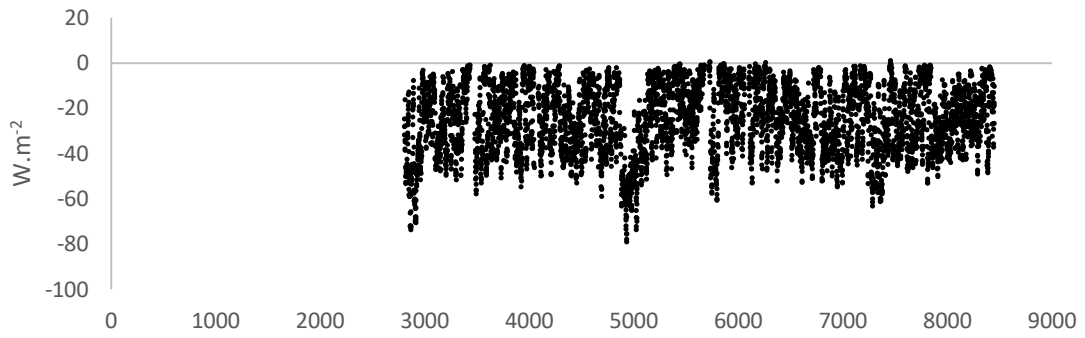


Temporada seca 2018

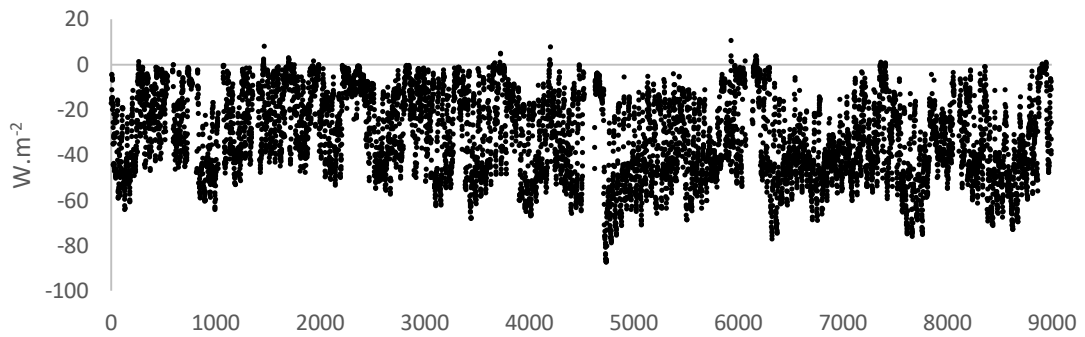


ANEXO 3. FLUJO DE RADIACIÓN DE ONDA LARGA (LW)

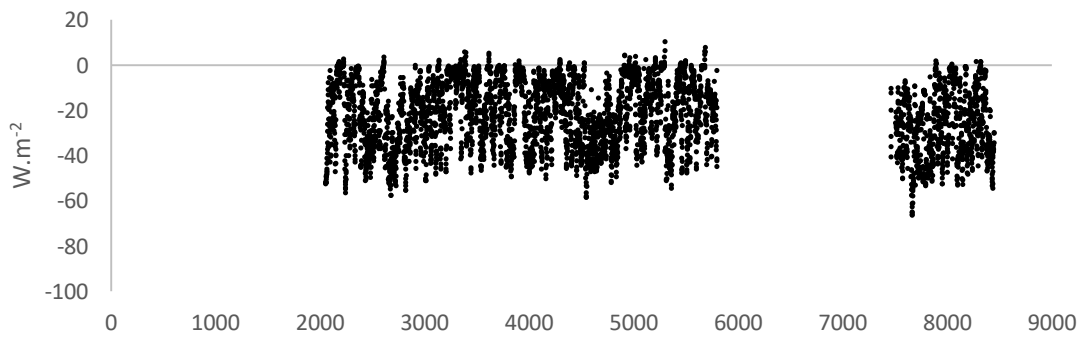
Temporada húmeda 2016-2017



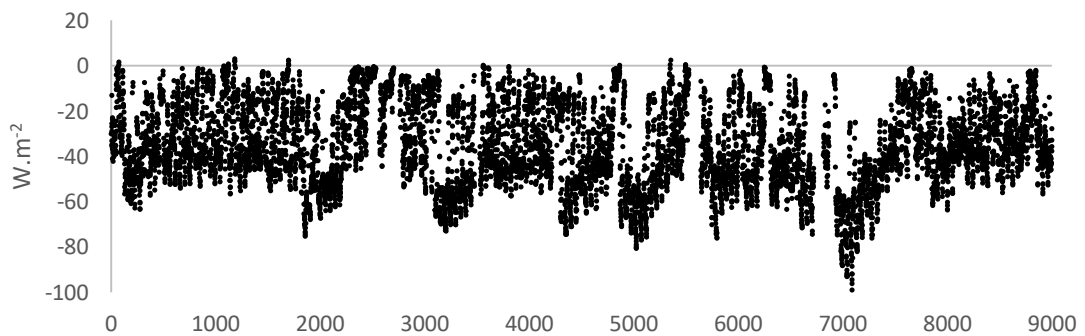
Temporada seca 2017



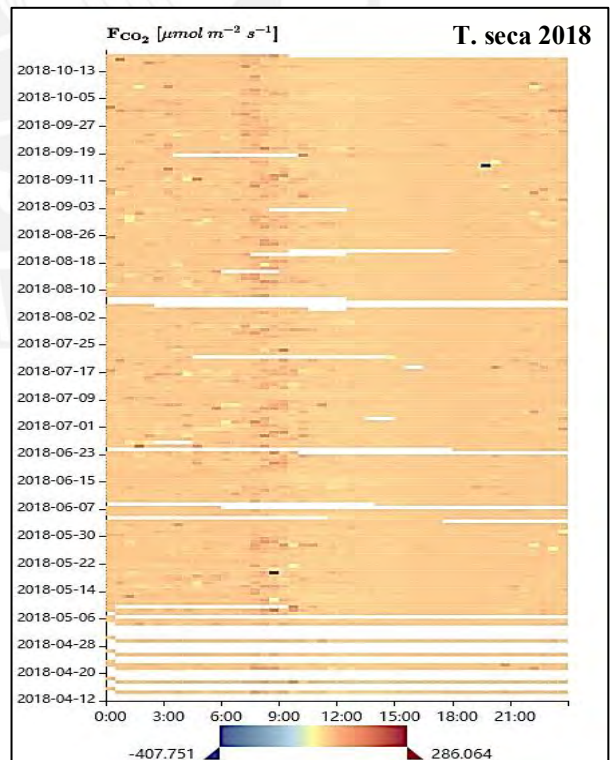
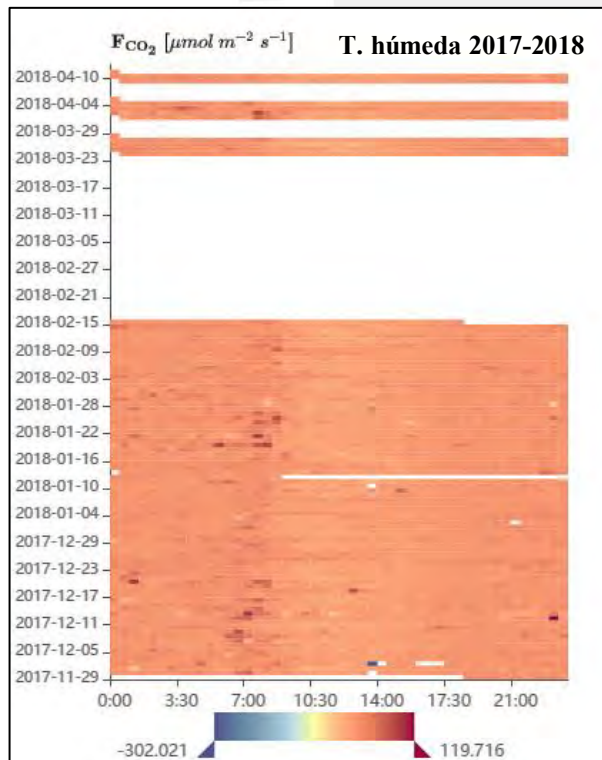
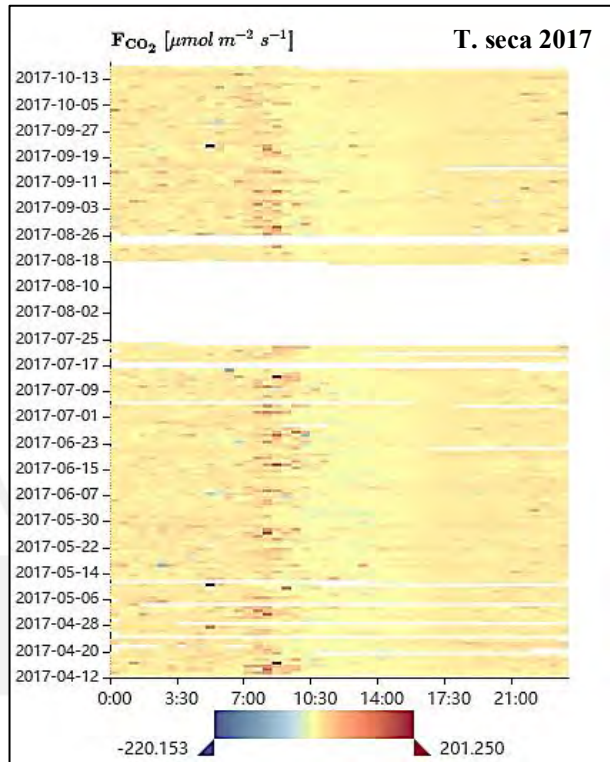
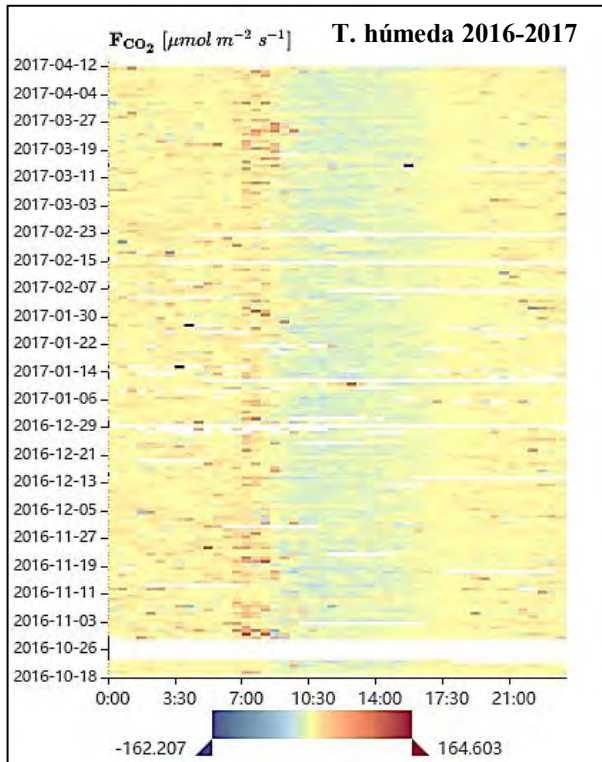
Temporada húmeda 2017-2018



Temporada seca 2018



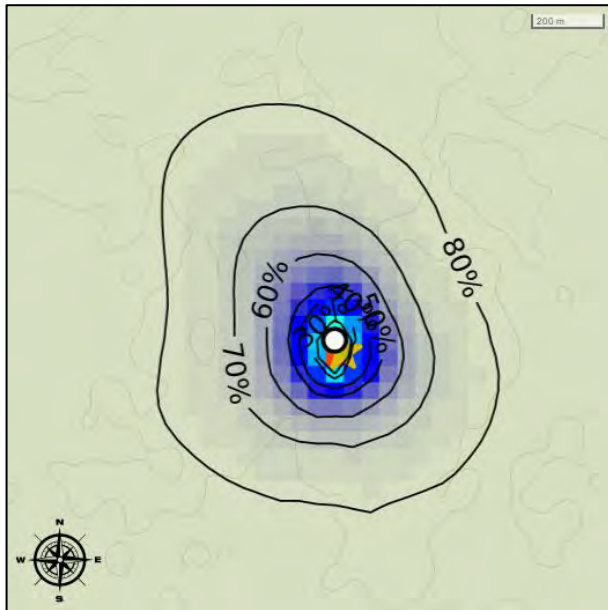
ANEXO 4. ESQUEMA (*FINGERPRINT*) DEL FLUJO DE CO₂ ESTACIONAL.



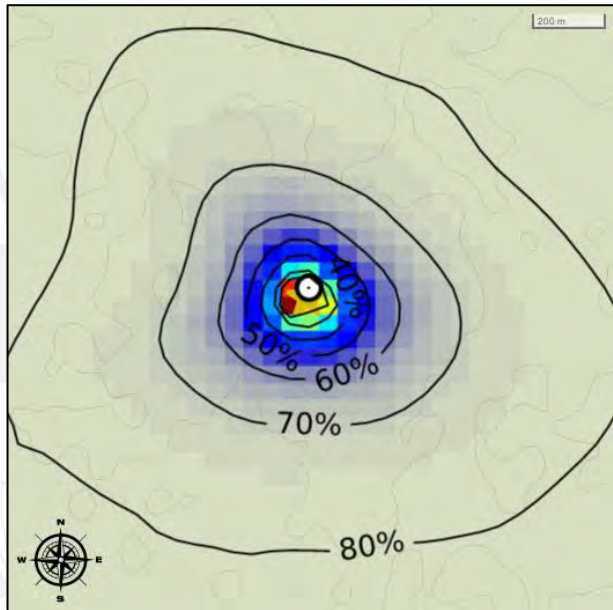
ANEXO 5. REPRESENTACIÓN DE LAS ÁREAS DE MONITOREO DE CO₂ DE LA TORRE DE FLUJO ((FOOTPRINT)), BAJO CONDICIONES ESTABLES E INESTABLES DE VIENTO.

El punto blanco muestra la ubicación de la torre y el color azul la escala de intensidad en concentración de CO₂. Los datos se recolectaron en alta frecuencia. Escala: 1 cm = 250 m.

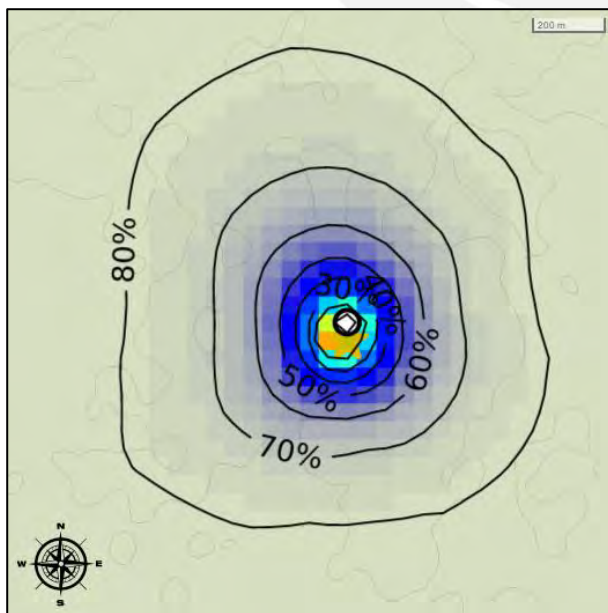
T. húmeda 2017-2018



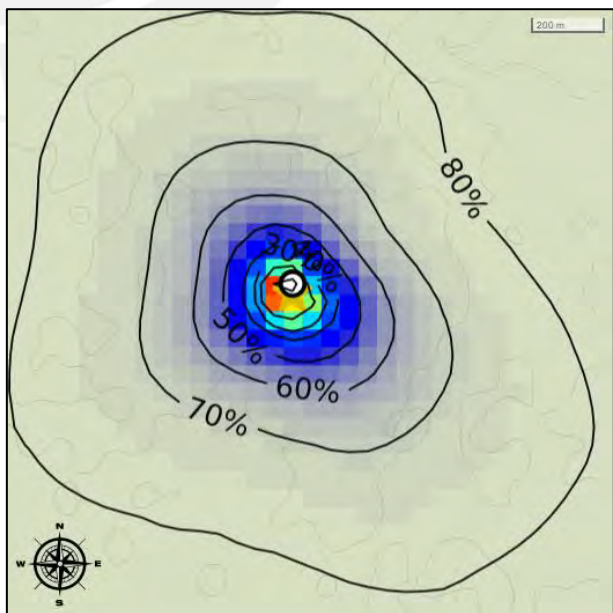
T. seca 2017



T. húmeda 2016-2017

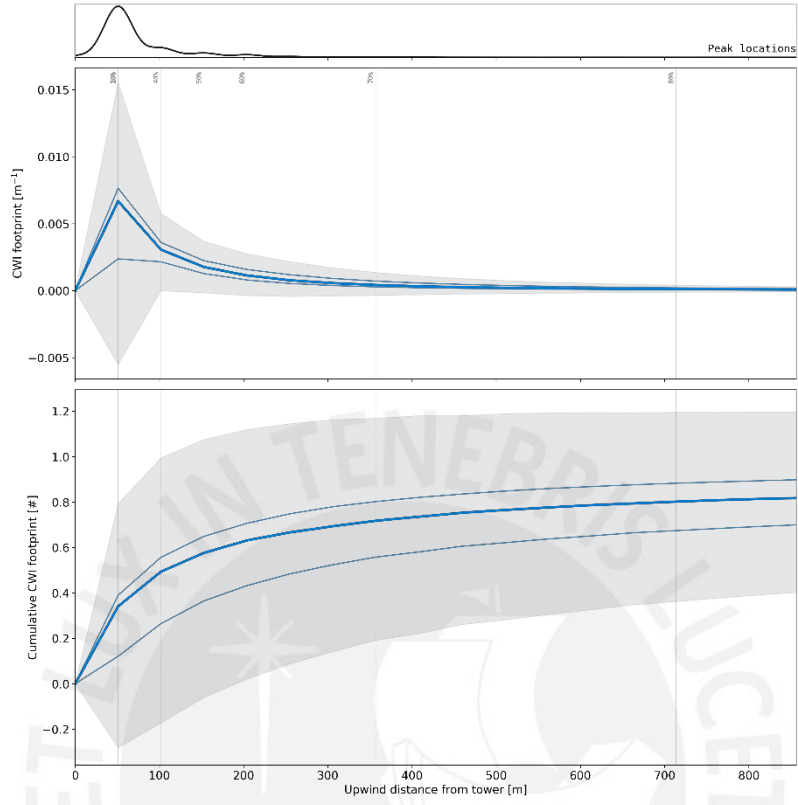


T. seca 2018

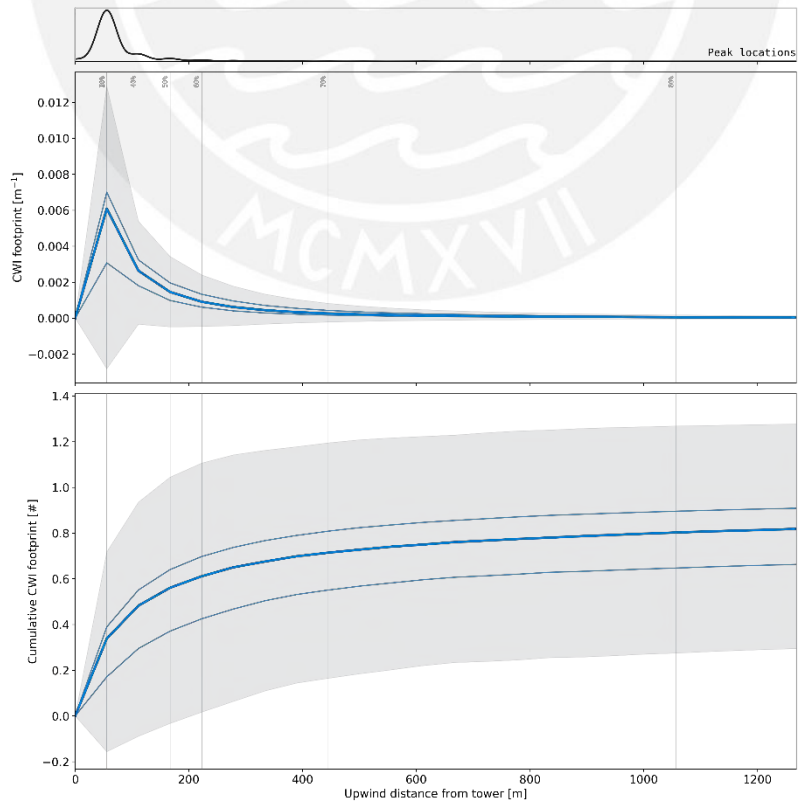


ANEXO 6. REGIÓN DE REPRESENTATIVIDAD DE HUELLA

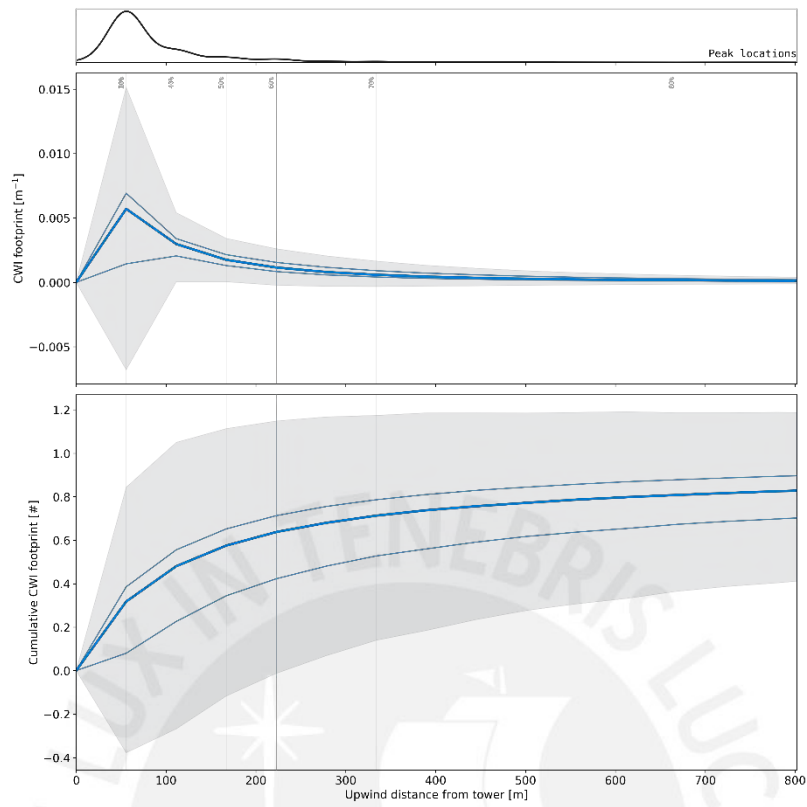
Temporada húmeda 2016-2017



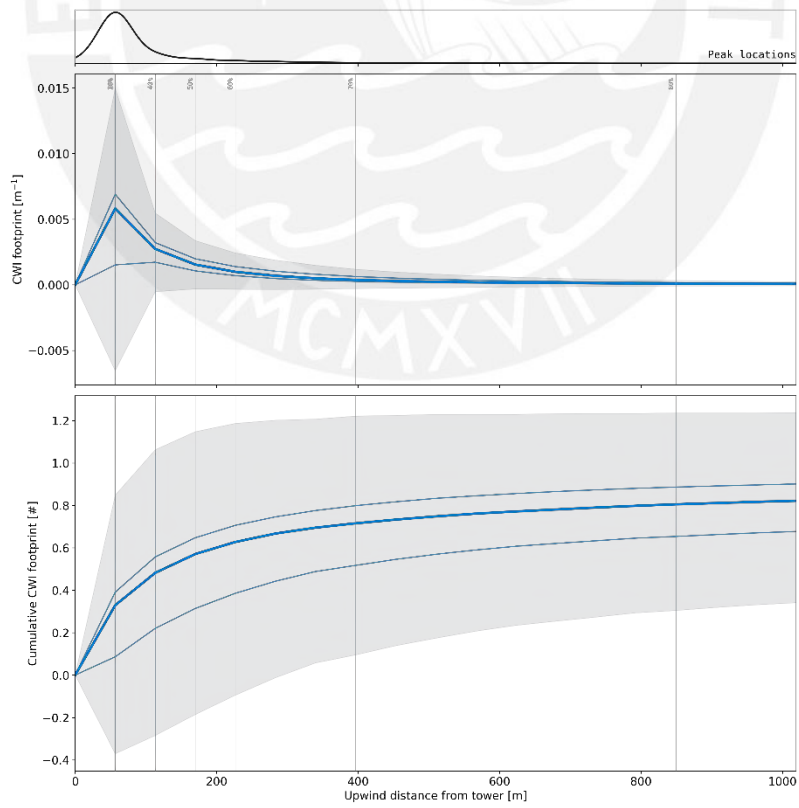
Temporada seca 2017



Temporada húmeda 2017-2018

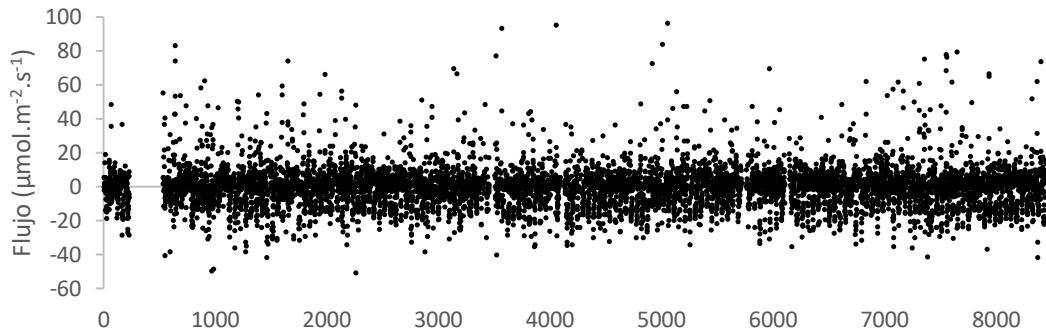


Temporada seca 2018

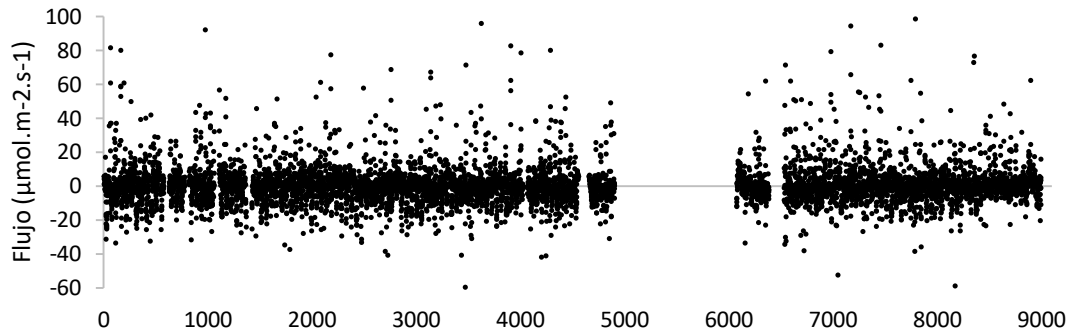


ANEXO 7. FLUJOS DE CO₂

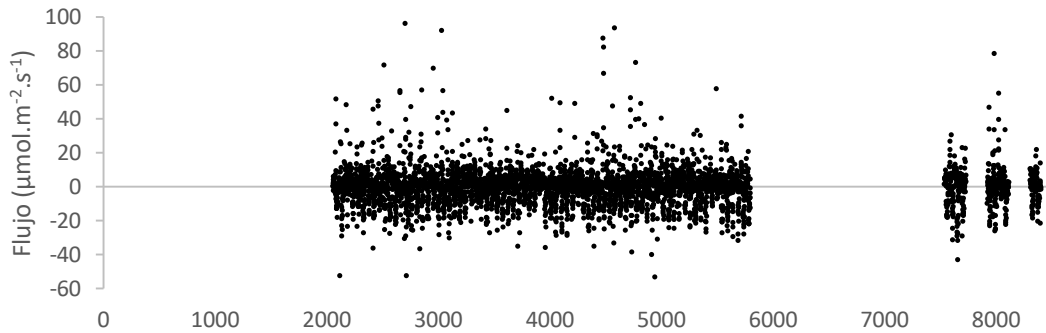
Temporada húmeda 2016-2017



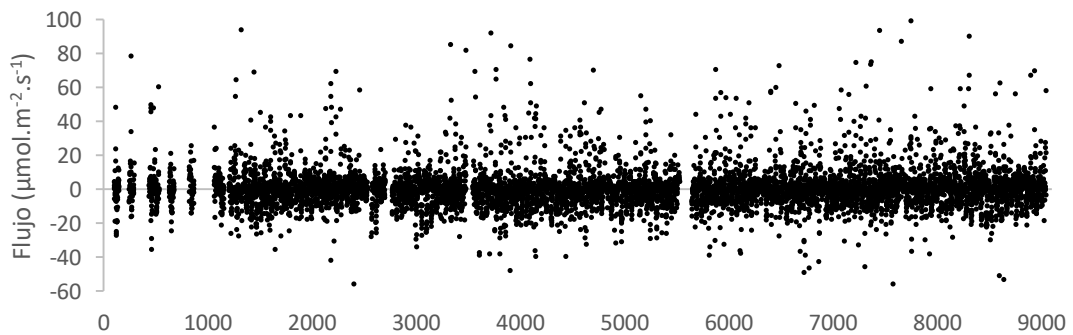
Temporada seca 2017



Temporada húmeda 2017-2018

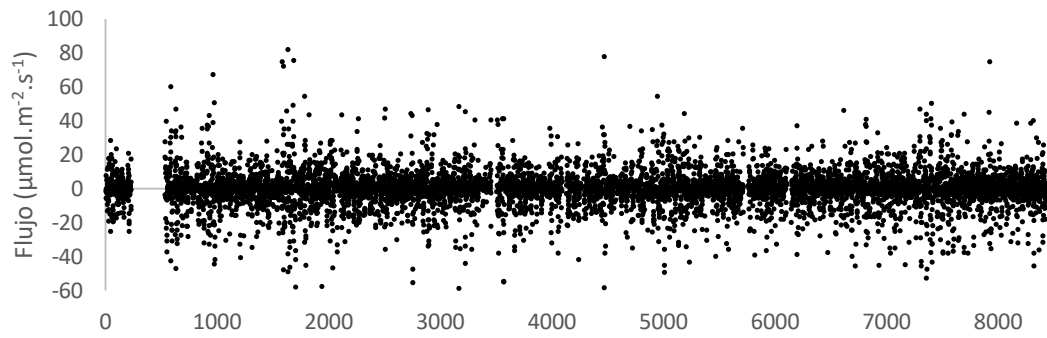


Temporada seca 2018

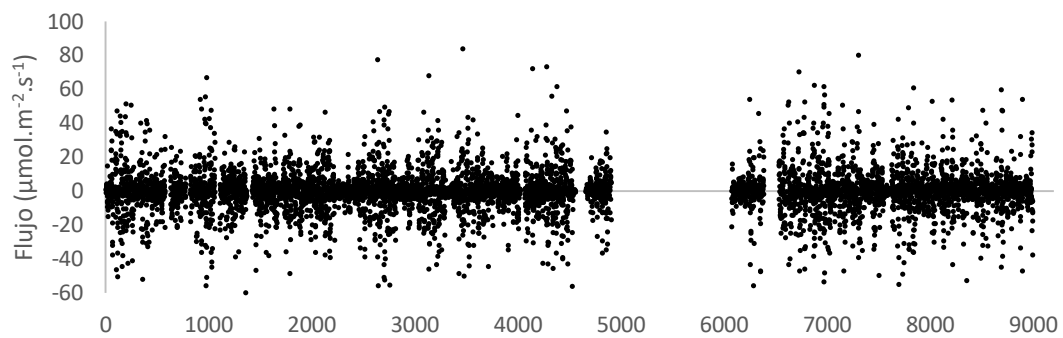


ANEXO 8. FLUJOS DE ALMACENAMIENTO DE CO₂

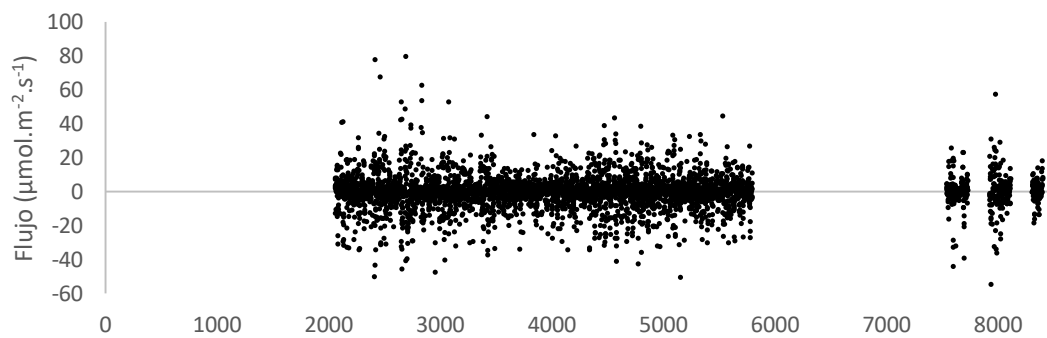
Temporada húmeda 2016-2017



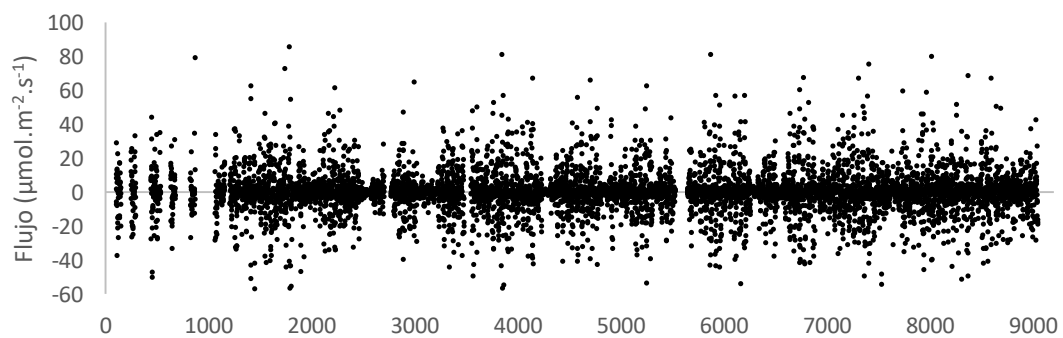
Temporada seca 2017



Temporada húmeda 2017-2018

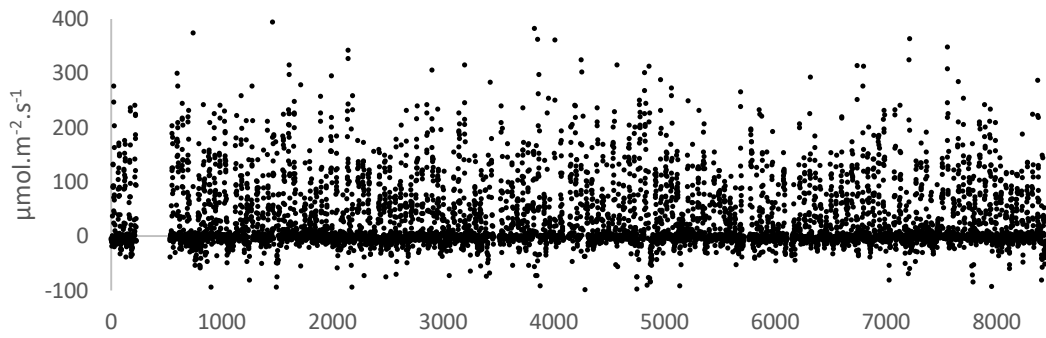


Temporada seca 2018

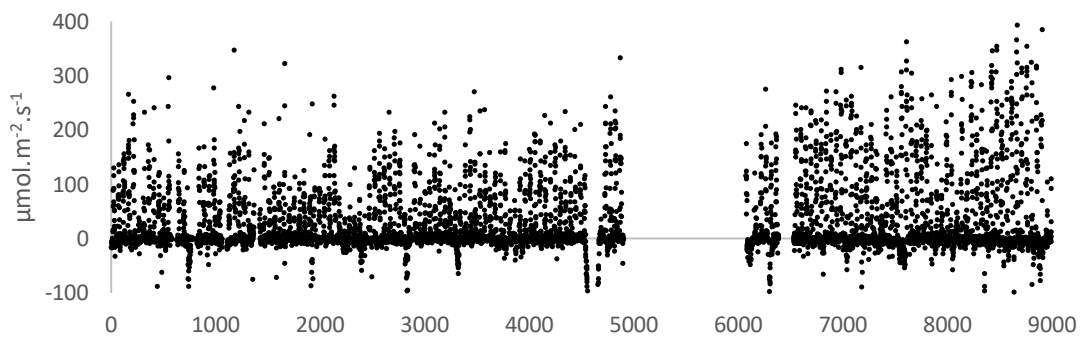


ANEXO 9. FLUJOS DE H

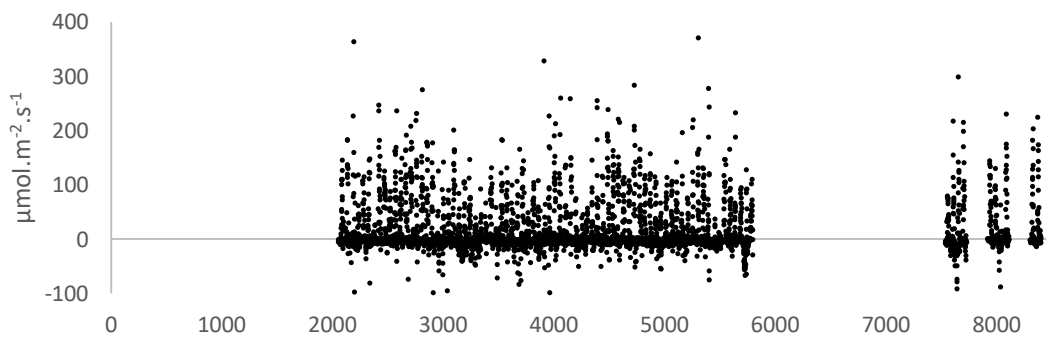
Temporada húmeda 2016-2017



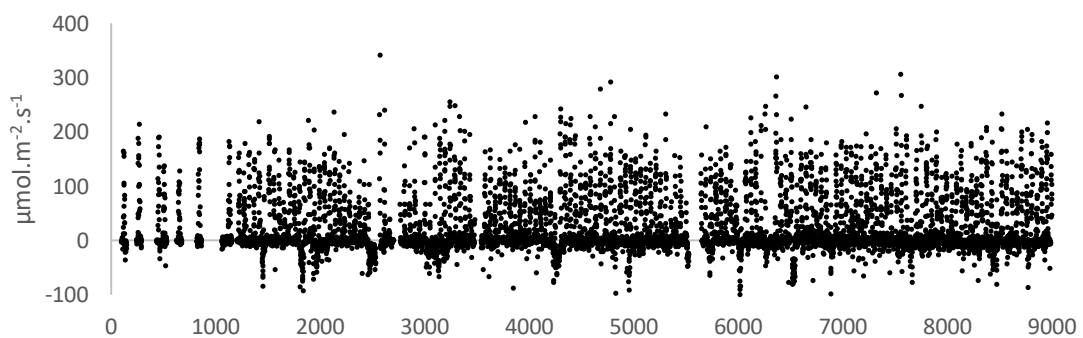
Temporada seca 2017



Temporada húmeda 2017-2018

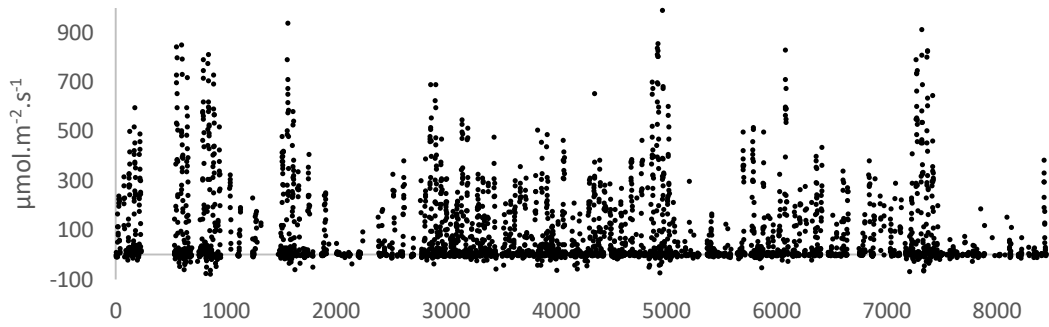


Temporada seca 2018

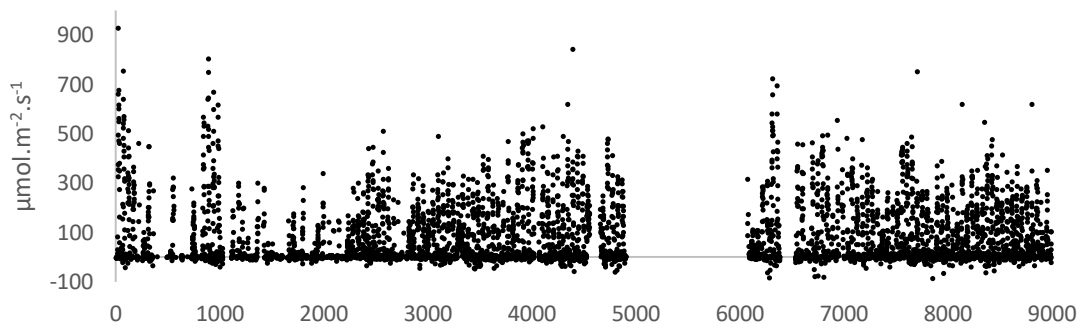


ANEXO 10. FLUJOS DE LE

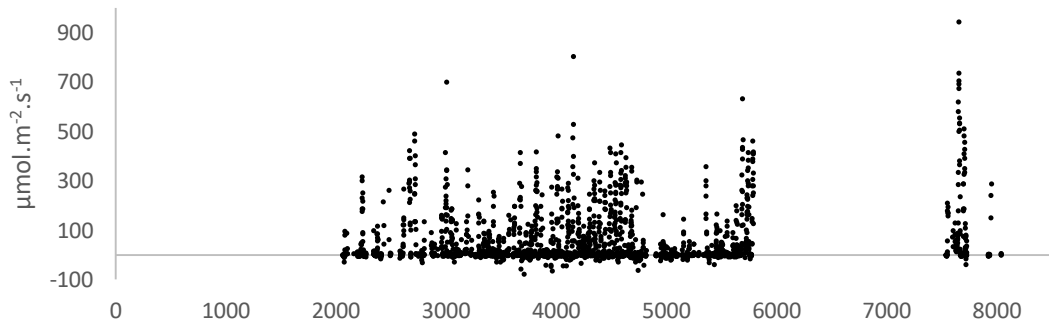
Temporada húmeda 2016-2017



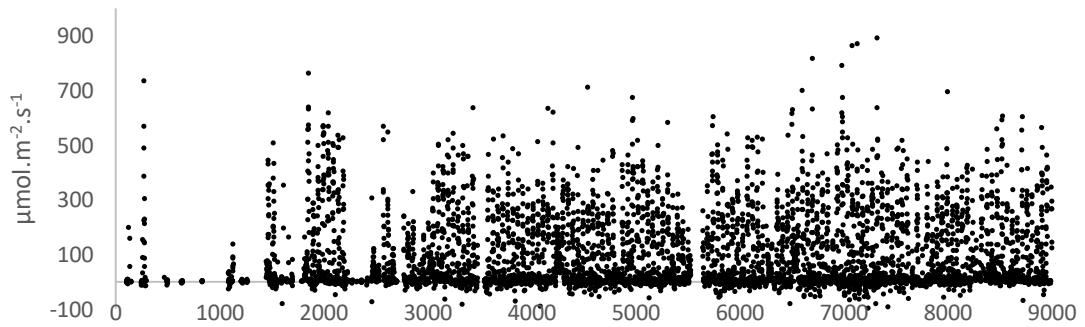
Temporada seca 2017



Temporada húmeda 2017-2018

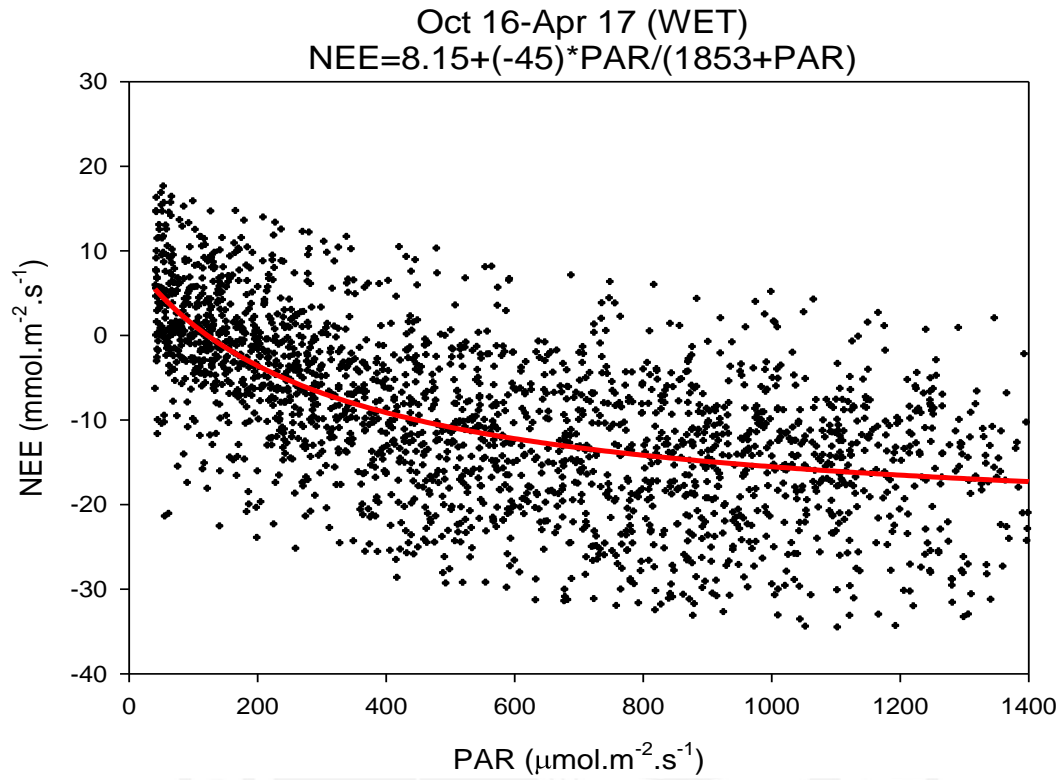


Temporada seca 2018

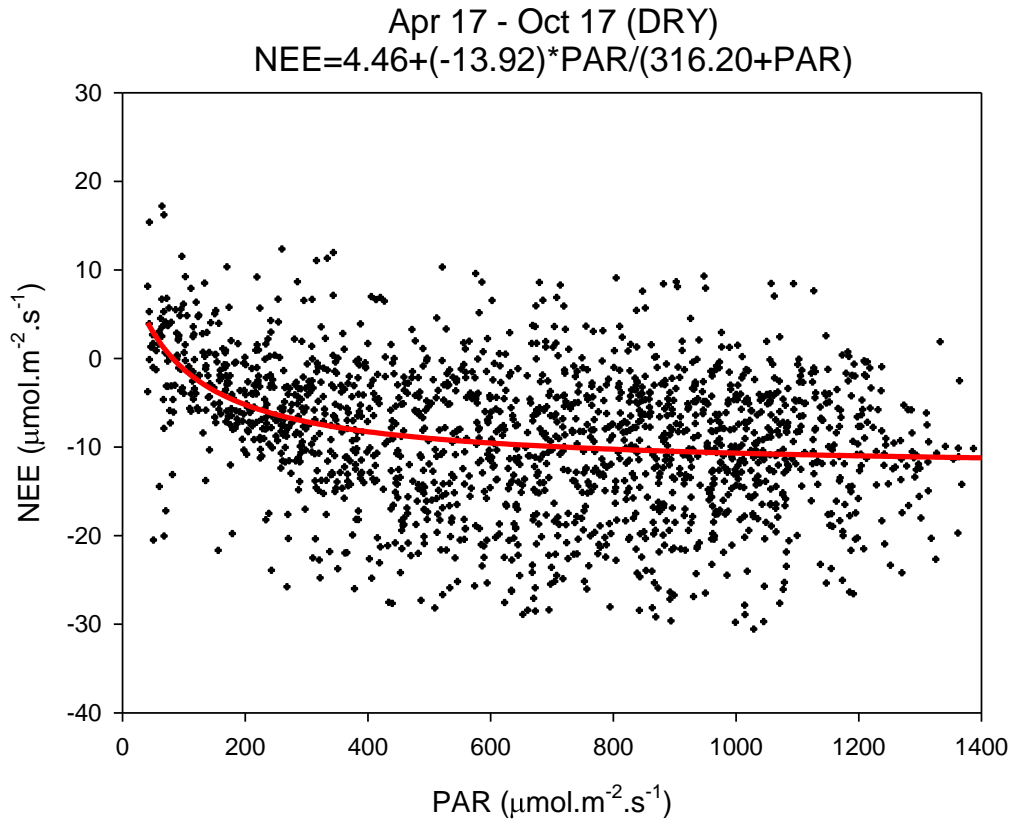


ANEXO 11. NEE vs PAR BRUTO

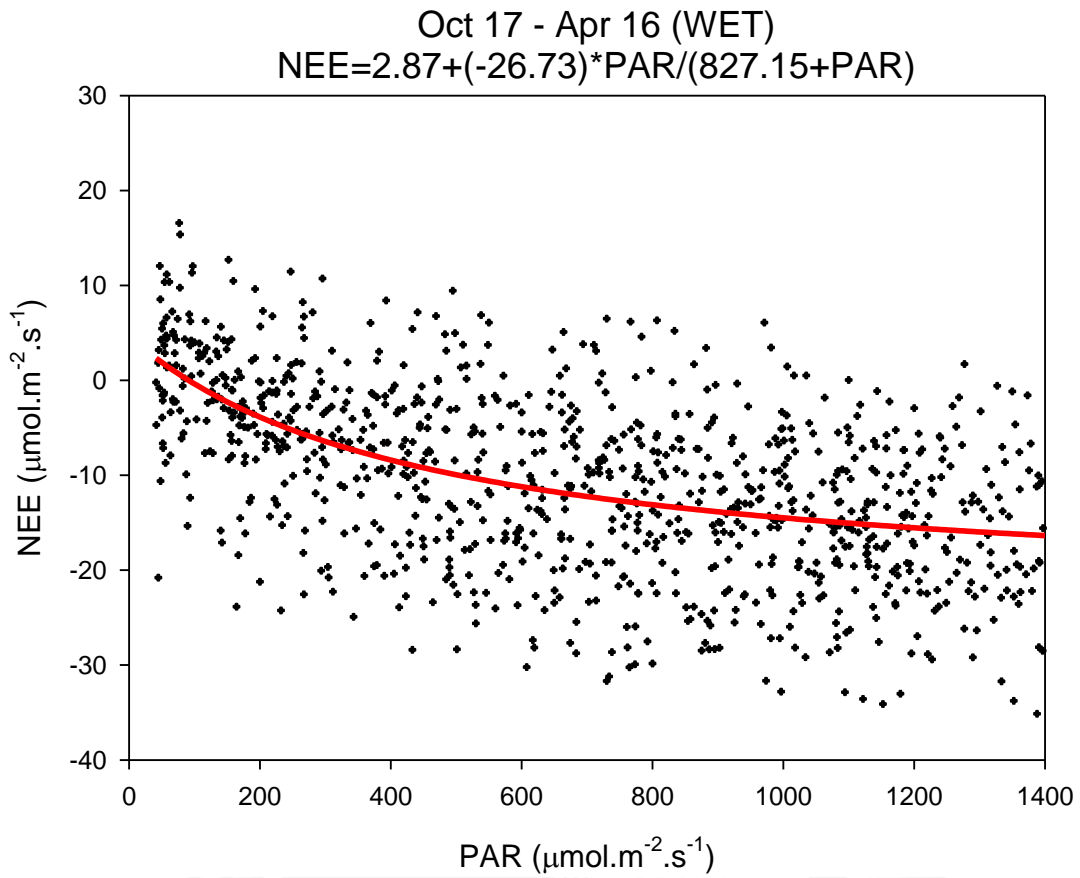
Temporada húmeda 2016-2017



Temporada seca 2017



Temporada húmeda 2017-2018



Temporada seca 2018

