

UNIVERSIDAD NACIONAL MAYOR DE SAN MARCOS

**FACULTAD DE INGENIERÍA GEOLÓGICA, MINERA,
METALÚRGICA y GEOGRÁFICA**

E.A.P. DE INGENIERÍA GEOGRÁFICA

**Caracterización de la evapotranspiración en los
cultivos alrededor del observatorio de Huancayo
usando la técnica Eddy Covariance**

TESIS

Para optar el Título Profesional de Ingeniero Geógrafo

AUTOR

Stephany Magaly Callañaupa Gutierrez

ASESOR

Huamán Amasifuen

Lima - Perú

2016

DEDICATORIA

A Dios y mis padres.

AGRADECIMIENTOS

Antes de presentar esta tesis deseo agradecer a todas aquellas personas que con su apoyo y colaboración han permitido su desarrollo.

Primero quiero agradecer a Innóvate-Perú, mediante el Proyecto: “Estudio de los procesos físicos que controlan los flujos superficiales de energía y agua para el modelado de heladas, lluvias intensas y evapotranspiración en la sierra central del Perú”, por el financiamiento de este trabajo de investigación y al Instituto Geofísico del Perú (IGP) por el apoyo mediante el acceso los datos de la Estación meteorológica de Huayao.

A mi asesor Ing. Huamán Amasifuen por sus valiosos consejos y comentarios.

A la Dr. Yamina Silva por haber creído y depositado su confianza en mí y por sus consejos durante el desarrollo de la tesis.

Al Ing. Hans Segura por sus consejos y observaciones durante el desarrollo de la tesis.

A Miguel Saavedra, Andreé y a mis amigos del Instituto Geofísico del Perú del área SCAH y Observatorio de Huancayo por todas las facilidades prestadas y apoyo en la realización de la tesis.

A mi madre, mi padre y mis hermanas por su apoyo incondicional durante mis años universitarios y mi periodo de tesista.

Por ultimo pero no menos importante a mis compañeros de la universidad en especial a Livia, Malila, Nadia y Cesar.

RESUMEN

La evapotranspiración tiene un rol relevante para programas de riego en cultivos y balance hídrico, sin embargo, estudios sobre la evapotranspiración en el Perú son escasos. En este estudio se analizó la evapotranspiración estimada por el método de “eddy covariance”, que utiliza 2 variables: las fluctuaciones de alta frecuencia de vapor de agua y la velocidad vertical del viento de alta frecuencia durante el mes de julio del 2015 y el mes de julio del 2016. Estas variables son medidas por el Higrómetro de Krypton y el anemómetro sónico, que están instalados en la torre de flujo del observatorio de Huancayo (TF). La evapotranspiración acumulada del mes de julio del 2015 fue de 16.96 mm con un promedio de 0.55 mm/día, mientras que en el mes de julio del 2016 (8julio-31 julio) tiene una evapotranspiración acumulada de 11.12 mm con un promedio diario de 0.44 mm/día. Además, se usaron regresiones lineales con la finalidad de evaluar la relación de las variables meteorológicas con la evapotranspiración. Teniendo como resultado que la radiación solar es la variable meteorológica que tiene una mayor relación con la evapotranspiración en el Observatorio de Huancayo, con un coeficiente de determinación de $R^2=0.9$ y $R^2=0.7$ a nivel horario y diario respectivamente. Asimismo, se validó las ecuaciones empíricas de evapotranspiración de Penman-Monteith, Priestley-Taylor y Hargreaves. Teniendo como resultados que la ecuación de Hargreaves es la ecuación empírica que se ajusta mejor a los datos observados. Por último fue usado los datos de flujos de calor latente y calor sensible por la torre de flujo como variables de entrada para resolver la ecuación de balance de energía.

Palabras claves: Evapotranspiración, Eddy covariance, Torre de flujo, Balance de energía, Observatorio de Huancayo.

ABSTRACT

Evapotranspiration has an important role to irrigation programs in crops and water balance, however, evapotranspiration studies in Peru are scarce. In this study we analyzed the evapotranspiration estimated by the eddy covariance method, which uses 2 variables: the high frequency fluctuations of water vapor and the vertical velocity of the high frequency wind during the month of July 2015 and the month Of July 2016. These variables are measured by the hygrometer Krypton and sonic anemometer, which are installed in the tower observatory flow Huancayo (TF). The cumulative evapotranspiration of July 2015 was 16.96 mm with an average of 0.55 mm / day, while in July 2016 (8julio-July 31) has a cumulative evapotranspiration of 11.12 mm with a daily average of 0.44 mm / day. Also, linear regressions in order to assess the relationship of meteorological variables with evapotranspiration were used. With the result that solar radiation is the weather variable that has a closer relationship with evapotranspiration at the Observatory of Huancayo, with a coefficient of determination $R^2=0.9$ and $R^2=0.7$ to hourly and daily level respectively. Also, empirical equations Penman-Monteith evapotranspiration, Priestley-Taylor and Hargreaves was validated. Having as results the equation is the empirical Hargreaves equation that best fits the observed data. Finally it was used data flows latent heat and sensible heat flux tower as input variables to solve the equation of energy balance.

Keywords: Evapotranspiration, Eddy covariance, Torre flow, energy balance, Huancayo Observatory.

CONTENIDO

DEDICATORIA	2
AGRADECIMIENTOS	3
RESUMEN	4
ABSTRACT	5
CONTENIDO	6
ÍNDICE DE FIGURAS	8
ÍNDICE DE CUADROS	11
ÍNDICE DE ANEXOS	13
1. INTRODUCCIÓN	14
1.1. Planteamiento del problema.....	15
1.2. Objetivos.....	16
1.2.1. Objetivo general	16
1.2.2. Objetivos específicos.....	16
2. REVISIÓN DE LITERATURA.....	17
2.1. Principales componentes del ciclo hidrológico	17
2.2. Introducción a la evapotranspiración	18
2.2.1. Proceso de la evapotranspiración	18
2.2.2. Determinación de la evapotranspiración	19
2.3. Ecuaciones empíricas para el cálculo de la evapotranspiración.	21
2.3.1. Ecuación de Penman Monteith.....	21
2.3.2. Ecuación de Priestley -Taylor	22
2.3.3. Ecuación de Hargreaves	23
2.3.4. Ecuación de Hargreaves-Samani.....	23
2.4. Balance de energía	24
2.4.1. Ecuación de energía	24
2.5. Técnica Eddy Covariance	27
2.5.1. Fundamentos teóricos.....	27
2.5.2. Instrumentación necesaria para la aplicación de la técnica eddy covariance.	29
2.5.3. Errores de medición y sus correcciones.	33
3. CARACTERIZACIÓN DE LA ZONA DE ESTUDIO.....	35
3.1. Área de estudio.	35
3.2. Aspectos físicos	36
3.3. Aspecto biológico	42

3.4.	Aspecto sociocultural.....	42
3.5.	Condiciones del fenómeno El Niño año 2015/2016.	44
4.	MATERIALES Y METODOLOGIA	47
4.1.	Datos	47
4.1.1.	Datos de información geográfica e imágenes satelitales.....	47
4.1.2.	Datos de flujos energéticos (calor latente & calor sensible) y evapotranspiración.	47
4.1.3.	Datos Meteorológicos	48
4.1.4.	Datos de tipo de Suelo.....	50
4.1.5.	Datos de la estación convencional de Huayao.	50
4.2.	Metodología	51
4.2.1.	Procesamiento de la data cruda con el software Eddypro para la obtención de los flujos de calor latente y calor sensible.....	51
4.2.2.	Análisis de la evapotranspiración de torre de flujo.	52
4.2.3.	Análisis de la evapotranspiración por ecuaciones empíricas.....	54
5.	RESULTADOS Y DISCUSIÓN.....	56
5.1.	Análisis de torre de flujo.....	56
5.1.1.	Caracterización de las variables meteorológicas en un año hidrológico	56
5.1.2.	Análisis de los datos de flujos y variables meteorológicas en el mes de julio del 2015 y julio 2016.	65
5.1.3.	Análisis de la evapotranspiración y precipitación por la torre de flujo.	70
5.2.	Regresión de la evapotranspiración y las variables Meteorológicas	72
5.3.	Validación de las ecuaciones empíricas con los datos observados de evapotranspiración.	79
5.4.	Análisis de balance de energía.....	83
6.	CONCLUSIONES	86
7.	RECOMENDACIONES Y PERSPECTIVAS	88
8.	BIBLIOGRAFÍA.....	89
9.	ANEXOS.....	94

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1: Ciclo Hidrológico, Modificado de Chow et al., 1988.....	18
Figura 2: Tanque de evaporación en el Observatorio de Huancayo.....	19
Figura 3: Lisímetro en el Observatorio de Huancayo.....	20
Figura 4: Diagrama esquemático de los flujos de energía en la superficie de la tierra.	24
Figura 5: Esquema de los diferentes tamaños de eddys las cuales son la principal causa del transporte de energía y gases en un ecosistema. Fuente: Burda y Anderson (2010)...	27
Figura 6: Esquema de los movimientos de la parcelas de aire debido a los eddys. Fuente: (Burda 2013).	28
Figura 7: Torre de flujo instalada en el observatorio de Huancayo.....	30
Figura 8: Anemómetro sónico. Modelo: RM young 81000.	31
Figura 9: Analizador de gas. Modelo: krypton Hygrometer.	32
Figura 10: Espectro de la lámpara de krypton.	33
Figura 11: Ubicación general de la cuenca del Mantaro.	35
Figura 12: Ubicación de la torre de flujo y los cultivos a hacer estudiados. Línea roja área del observatorio de Huancayo. Líneas verdes cultivos hacer estudiados. Punto azul ubicación de la torre de flujo.	36
Figura 13: Climatología de la temperatura mensual máxima, mínima y media de 1981 al 2016 de la estación Huayao (estación donde se encuentra la torre de flujo).	37
Figura 14: Boxplot mensual de la precipitación de 1981 hasta 2016 de la estación Huayao (estación donde se encuentra la torre de flujo)	37
Figura 15: Datos promedio mensual del mes de julio de 1981 al 2016 de la estación Huayao (Estación donde se encuentra la torre de flujo) de la a) Temperatura máxima, b) Temperatura mínima, c) Temperatura media y d) Precipitación.	45
Figura 16: Anomalías estandarizadas del mes de julio de 1981 al 2016 de la estación Huayao (Estación donde se encuentra la torre de flujo) de la a) Temperatura máxima, b) Temperatura mínima, c) Temperatura media y d) Precipitación.	46
Figura 17: Boxplot del mes de julio de 1981 al 2016 de la estación Huayao (Estación donde se encuentra la torre de flujo) de la a) Temperatura máxima, b) Temperatura mínima, c) Temperatura media y d) Precipitación.....	46
Figura 18: Interfaz del Software Eddypro.	52
Figura 19: Esquema de la metodología para el desarrollo de la Tesis.	55
Figura 20: Ciclo diurno mensualmente durante un año hidrológico de las variables meteorológicas: a) Radiación solar ,b)Humedad relativa, c)Temperatura del aire, d)Presión atmosférica, e)Velocidad del viento, f)Déficit de presión de vapor, g)Temperatura superficial, h)Radiación infrarroja.	58
Figura 21: Ciclo diurno mensualmente durante un año hidrológico de la precipitación (mm).	59

Figura 22. Ciclo diurno de la dirección del viento.	59
Figura 23: Variabilidad diaria de 7 horas a 18 horas, durante un año hidrológico de las variables meteorológicas: a) Radiación solar (SW) ,b) Temperatura superficial (Tsub), c) Humedad relativa (HR), d) Temperatura del aire (Tair), e) Déficit de presión de vapor(DPV), f) Radiación infrarroja (LW), g) Presión atmosférica (Pat), h) Velocidad del viento (u).	61
Figura 24: Dirección del viento promedio mensual y promedio anual de 7 horas a 18 horas del día.	63
Figura 25: Precipitación diaria en mm/día en un año hidrológico de julio 2015 hasta junio 2016.	64
Figura 26:Ciclo diurno del mes de julio 2015 (Línea roja) y el mes de julio 2016 (Línea azul) de los flujos de calor latente , calor sensible y variables meteorológicas: a)Calor latente, b)Calor sensible ,c) Radiación solar ,d)Humedad relativa, e)Temperatura del aire, f)Presión atmosférica, g)Velocidad del viento, h)Déficit de presión de vapor, i)Temperatura superficial, j)Radiación infrarroja.	66
Figura 27: Variabilidad diaria de 7 horas a 18 horas del mes de julio 2015 (Línea roja) y el mes de julio 2016 (Línea azul) de los flujos de calor latente , calor sensible y las variables meteorológicas: a)Calor latente (LE), b)Calor sensible (H), c) Radiación solar (SW) ,d) Temperatura superficial (Tsub), e) Humedad relativa (HR), f) Temperatura del aire (Tair), g) Déficit de presión de vapor(DPV), h) Radiación infrarroja (LW), i) Presión atmosférica (Pat), j) Velocidad del viento (u).	68
Figura 28: Evapotranspiración diaria del mes de julio 2015 (línea azul) y julio 2016 (línea negra) y precipitación diaria (mm/día) del mes de julio 2015 (barra azul). Obs: Del 8 de julio 2016 al 31 de julio 2016 no ocurrió precipitación (fecha en la cual se tiene datos de evapotranspiración del mes de julio 2016).	70
Figura 29: Radiación infrarroja diaria del mes de julio 2015 (línea roja) y julio 2016 (línea naranja) y precipitación diaria (mm/día) del mes de julio 2015 (barra azul). Obs: Del 8 de julio 2016 al 31 de julio 2016 no ocurrió precipitación (fecha en la cual se tiene datos de evapotranspiración del mes de julio 2016).	71
Figura 30: Regresiones lineales a nivel horario del mes de julio 2015 de la evapotranspiración versus variables meteorológicas: a) Radiación solar (SW) ,b) Temperatura superficial (Tsub), c) Temperatura del aire (Tair), d) Humedad relativa (HR), e) Déficit de presión de vapor(DPV), f) Radiación infrarroja (LW), g) Presión atmosférica (Pat), h) Velocidad del viento (u) .Se observa en la parte superior el coeficiente de determinación (R^2). Se muestra la línea de regresión lineal (línea azul).	73
Figura 31: Regresiones lineales a nivel horario del mes de julio 2016 de la evapotranspiración versus variables meteorológicas: a) Radiación solar (SW) ,b) Temperatura superficial (Tsub), c) Temperatura del aire (Tair), d) Humedad relativa (HR), e) Déficit de presión de vapor(DPV), f) Radiación infrarroja (LW), g) Presión	

atmosférica (Pat), h) Velocidad del viento (u) .Se observa en la parte superior el coeficiente de determinación (R^2). Se muestra la línea de regresión lineal (línea azul).	74
Figura 32: Regresiones lineales a nivel diario del mes de julio 2015 de la evapotranspiración versus variables meteorológicas: a) Radiación solar (SW) ,b) Temperatura superficial (Tsub), c) Temperatura del aire (Tair), d) Humedad relativa (HR), e) Déficit de presión de vapor(DPV), f) Radiación infrarroja (LW), g) Presión atmosférica (Pat), h) Velocidad del viento (u) .Se observa en la parte superior el coeficiente de determinación (R^2). Se muestra la línea de regresión lineal (línea azul).	77
Figura 33: Regresiones lineales a nivel diario del mes de julio 2016 de la evapotranspiración versus variables meteorológicas: a) Radiación solar (SW) ,b) Temperatura superficial (Tsub), c) Temperatura del aire (Tair), d) Humedad relativa (HR), e) Déficit de presión de vapor(DPV), f) Radiación infrarroja (LW), g) Presión atmosférica (Pat), h) Velocidad del viento (u) .Se observa en la parte superior el coeficiente de determinación (R^2). Se muestra la línea de regresión lineal (línea azul).	78
Figura 34: Serie de tiempo de la evapotranspiración de modelos empíricos de a) Penman Monteith (color negro) b) Priestley-Taylor (color azul) c) Hargreaves (color rojo) y d) datos observados torre de flujo (color naranja).	79
Figura 35: Regresión lineal de la evapotranspiración por la técnica Eddy covariance versus la ecuación empírica Penman-Monteith. Se observa la línea de regresión lineal (línea azul) y la línea de equidad (línea negra).En la derecha se muestra el (R^2 , RMSE, NSE y BIAS y la variabilidad diaria de la evapotranspiración Penman-Monteith vs la técnica eddy covariance.	80
Figura 36: Regresión lineal de la evapotranspiración por la técnica Eddy covariance versus la ecuación empírica Priestley-Taylor. Se observa la línea de regresión lineal (línea azul) y la línea de equidad (línea negra).En la derecha se muestra el (R^2 , RMSE, NSE y BIAS y la variabilidad diaria de la evapotranspiración Priestley-Taylor vs la técnica eddy covariance.	81
Figura 37: Regresión lineal de la evapotranspiración por la técnica Eddy covariance versus la ecuación empírica Hargreaves. Se observa la línea de regresión lineal (línea azul) y la línea de equidad (línea negra).En la derecha se muestra el (R^2 , RMSE, NSE y BIAS y la variabilidad diaria de la evapotranspiración Hargreaves vs la técnica eddy covariance.	81
Figura 38: Flujos energéticos de Radiación neta (color rojo), calor latente (color negro), calor sensible (color azul), flujo de energía hacia el suelo (G).	83
Figura 39: Serie de tiempo del cierre de balance de energía, radiación neta (color azul) y la suma de los flujos de LE, H y G (color rojo).....	84
Figura 40: Regresión lineal del cierre de balance de energía. El cual muestra su coeficiente de determinación.	85

ÍNDICE DE CUADROS

Cuadro 1: Errores en las mediciones de eddy covarianza y sus correcciones en el procesamiento de los datos brutos con el software Eddypro.	34
Cuadro 2: Población total, incremento intercensal y tasa de crecimiento de la región Junín.	43
Cuadro 3: Población censada, urbana, rural e incremento intercensal de la región Junín (1940-2007).	43
Cuadro 4: Lista de eventos El niño y eventos fríos, según NOAA.	44
Cuadro 5: Datos satelitales utilizados en el estudio y la fuente donde se obtuvieron.	47
Cuadro 6: Ubicación y características de la torre de flujo instalada por el proyecto: “Estudio de los procesos físicos que controlan los flujos superficiales de energía y agua para el modelado de heladas, lluvias intensas y evapotranspiración en la sierra central del Perú“, de las cuales se han extraído los datos de flujos de calor latente y calor sensible.	48
Cuadro 7: Listado de variables meteorológicas utilizadas y características de los sensores de medida.	49
Cuadro 8: Requerimiento de datos meteorológicos de entrada para la estimación de la evapotranspiración por ecuaciones empíricas, Penman Monteith (PM), Priestley Taylor (PT), Hargreaves (H), Hargreaves-Samani (HS).	50
Cuadro 9: Listado de variables utilizadas de la estación convencional de Huayao y características de los sensores de medida.	51
Cuadro 10: Media anual, desviación estándar anual, de 7 horas a 18 horas de las variables de radiación solar (SW), temperatura superficial (Tsub), humedad relativa (HR), temperatura del aire (Tair) , déficit de presión de vapor (DPV), radiación infrarroja (LW), presión atmosférica (Pat) y velocidad del viento (u). También se muestra los valores promedios y desviación estándar para los meses julio 2015 a setiembre 2015 (JAS), octubre 2015 a diciembre 2015 (OND), enero 2016 a marzo 2016 (EFM) y de abril 2016 a junio 2016 (AMJ).	62
Cuadro 11: Característica de estacionalidad de la radiación solar (SW) , temperatura superficial (Tsub), humedad relativa (HR), temperatura del aire (Tair) , déficit de presión de vapor (DPV), radiación infrarroja (LW), presión atmosférica (Pat) y velocidad del viento (u).	62
Cuadro 12: Media anual, desviación estándar anual de la precipitación. También se muestra los valores promedios y desviación estándar para los meses julio 2015 a setiembre 2015 (JAS), octubre 2015 a diciembre 2015 (OND), enero 2016 a marzo 2016 (EFM) y de abril 2016 a junio 2016 (AMJ).	64

Cuadro 13: Precipitación acumulada anual y para los meses julio 2015 a setiembre 2015 (JAS), octubre 2015 a diciembre 2015 (OND), enero 2016 a marzo 2016 (EFM) y de abril 2016 a junio 2016 (AMJ).	64
Cuadro 14: Característica diurno de la radiación solar (SW) , temperatura superficial (Tsub), humedad relativa (HR), temperatura del aire (Tair) , déficit de presión de vapor (DPV),radiación infrarroja (LW), presión atmosférica (Pat) y velocidad del viento (u) con respecto al ciclo diurno del flujo de calor latente (LE).....	65
Cuadro 15: Característica de variabilidad diaria de la radiación solar (SW) , temperatura superficial (Tsub), humedad relativa (HR), temperatura del aire (Tair) , déficit de presión de vapor (DPV),radiación infrarroja (LW), presión atmosférica (Pat) y velocidad del viento (u) con respecto al calor latente (LE).	69
Cuadro 16: Media mensual, desviación estándar mensual del mes de julio 2015 y el mes de julio 2016, de 7 horas a 18 horas de las variables de calor latente (LE), calor sensible (H), radiación solar (SW), temperatura superficial (Tsub), humedad relativa (HR), temperatura del aire (Tair) , déficit de presión de vapor (DPV),radiación infrarroja (LW), presión atmosférica (Pat) y velocidad del viento (u).	69
Cuadro 17: Valor media mensual y desviación estándar mensual en el mes de julio 2015 y julio 2016 de la precipitación (PP), de la evapotranspiración (ET) en mm/día y del ratio de evapotranspiración/precipitación (ET/PP).....	71
Cuadro 18: Coeficiente de determinación a nivel horario del mes de julio 2015 y julio 2016 de la evapotranspiración versus variables meteorológicos: a) Radiación solar (SW) ,b) Temperatura superficial (Tsub), c) Temperatura del aire (Tair), d) Humedad relativa (HR), e) Déficit de presión de vapor(DPV), f) Radiación infrarroja (LW), g) Presión atmosférica (Pat), h) Velocidad del viento (u).....	75
Cuadro 19: Coeficiente de determinación a nivel diario del mes de julio 2015 y julio 2016 de la evapotranspiración versus variables meteorológicos: a) Radiación solar (SW) ,b) Temperatura superficial (Tsub), c) Temperatura del aire (Tair), d) Humedad relativa (HR), e) Déficit de presión de vapor(DPV), f) Radiación infrarroja (LW), g) Presión atmosférica (Pat), h) Velocidad del viento (u).....	76
Cuadro 20: Comparación de los parámetros antes y después de la calibración.	80
Cuadro 21: Coeficiente de determinación (R^2) e índice de concordancia (D) entre la evapotranspiración observada (EC) y los modelos de evapotranspiración. Los valores más altos están en negrita.	82
Cuadro 22: Error cuadrático medio (RMSE), coeficiente de Nash (NSE), desviación media (BIAS) entre la evapotranspiración observada y los modelos de evapotranspiración.	82
Cuadro 23: Media mensual del mes de julio, desviación estándar mensual, de las variables de radiación neta (Rn), flujo de calor latente (Le), flujo de calor sensible (H), flujo de calor hacia el suelo (G) y energía que se queda en la biomasa (Qs) para la torre de flujo del observatorio de Huancayo.	85

ÍNDICE DE ANEXOS

ANEXO 1: Teoría de cálculo del anemómetro sónico (Manual IRGASON Integrated CO2/H2O Open-Path Gas Analyzer and 3D Sonic Anemometer).....	94
ANEXO 2: Teoría de cálculo del Higrómetro de Krypton (Manual KH20 Krypton Hygrometer).....	96
ANEXO 3: Tipo de suelo en los distritos de la provincia Chupaca. a) Textura del suelo b) Materia orgánica c) PH.	97
ANEXO 4: Ciclo diurno de los percentiles 90-10, 75-25 y 50 de la radiación solar	98
ANEXO 5: Ciclo diurno de los percentiles 90-10, 75-25 y 50 de la temperatura del aire.....	99
ANEXO 6: Ciclo diurno de los percentiles 90-10, 75-25 y 50 de la humedad relativa	100
ANEXO 7: Ciclo diurno de los percentiles 90-10, 75-25 y 50 de la velocidad del viento. .	101
ANEXO 8: Ciclo diurno de los percentiles 90-10, 75-25 y 50 de la presión atmosférica. ..	102
ANEXO 9: Ciclo diurno de los percentiles 90-10, 75-25 y 50 del déficit de presión de vapor.	103
ANEXO 10: Ciclo diurno de los percentiles 90-10, 75-25 y 50 temperatura superficial.....	104
ANEXO 11: Ciclo diurno de los percentiles 90-10, 75-25 y 50 de la radiación infrarroja..	105
ANEXO 12: Temperatura a diferentes profundidades del sub-suelo a 2cm (línea roja), 5cm (línea azul), 10cm (línea negra), 30 cm (línea verde) y 50cm (línea rosado).	106
ANEXO 13: Humedad a diferentes profundidades del sub-suelo a 2cm (línea roja), 5cm (línea azul), 10cm (línea negra), 50cm (línea rosado).	106
Anexo 14: Tipo de cultivo por parcela.	107

1. INTRODUCCIÓN

La evapotranspiración (ET) es fundamental para mejorar la comprensión de las interacciones entre la superficie terrestre y la atmósfera (ciclo hidrológico); además, su monitoreo es crucial para el diseño y gestión adecuado de programas de riego en cultivos, la conservación y gestión de los recursos hídricos y planeamiento de obras hidráulicas. A pesar de ello, en nuestro país no existen estudios a detalle que nos permitan entender los mecanismos físicos del intercambio de agua y de energía entre el suelo y la atmósfera (evapotranspiración), la cual puede definirse como el proceso de evaporación de las aguas sobre y por debajo de la superficie del suelo, combinado con el proceso de transpiración de la plantas (Katul et al., 2012). Esto se debe principalmente a la heterogeneidad del paisaje, la inexistencia de datos medidos directamente en campo y la cantidad de factores involucrados en su estimación, incluyendo a la biofísica de las plantas, las propiedades del suelo y la topografía.

A pesar de los pocos estudios de evapotranspiración en el Perú, existen algunos que dieron resultados importantes; por ejemplo, Aimee Higgins (2009) estudió cómo la variabilidad de la cobertura del suelo tiene un impacto en la evapotranspiración y estima una evapotranspiración referencial promedio de 13,2 mm/día en el valle de Llanganuco a partir del modelo Ref¹. Hellström and Mark (2006) en la misma zona de estudio calculan una evapotranspiración en la época seca de 0,03 mm/día y en la época húmeda 2,63 mm/día a partir del modelo BROOK90² usando datos meteorológicos in situ. Estos resultados indican que los valores pueden variar debido a la metodología utilizada. Sin embargo, hay métodos más precisos para medir la evapotranspiración in-situ, como la técnica eddy covariance (EC). Segura (2014) realizó un estudio del ciclo hidrológico en la cuenca Amazónica enfocándose en el análisis de la evapotranspiración usando la técnica de “eddy covariance” teniendo como resultado una evapotranspiración de 3 mm/día, lo que confirmaba resultados anteriores (Shuttleworth, 1998; Negrón et al., 2007; Costa et al., 2010).

A nivel mundial la técnica eddy covariance como metodología para el cálculo de flujos energéticos y la evapotranspiración está ampliamente documentado. Por ejemplo, Parent (2012), calculo la evapotranspiración de cultivo de papa en el sureste de Canadá usando la técnica eddy covariance durante la época de crecida (4 meses de mayo a setiembre). Teniendo un acumulado de 331.5 mm, con un máximo diario de 6.5 mm. Por otro lado, Liu et al 2013, calcula la evapotranspiración en China usando la técnica eddy covariance durante tres años teniendo un promedio anual de 510 mm. Mientas Kosugi et al., (2006 y 2007)

¹Modelo Ref-ET desarrollado por la universidad de Idaho y Richard G. Allen para calcular la evapotranspiración de referencia.

²Modelo BROOK90 basado en el balance de agua para estimar la evapotranspiración.

calcula la evapotranspiración en Japón por la EC y realizan una comparación con el balance de agua teniendo como resultado una evapotranspiración acumulada anual de 723 mm.

Así pues, con el interés de estudiar los procesos físicos asociados a la interacción entre la atmósfera y la biósfera en la sierra central del Perú, en junio del 2015, gracias al proyecto “Estudio de los procesos físicos que controlan los flujos superficiales de energía y agua para el modelado de heladas, lluvias intensas y evapotranspiración en la sierra central del Perú“, financiado por Innóvate Perú y con el apoyo del Instituto Geofísico del Perú, se instaló una torre de flujo de 4 metros de altura en el Observatorio de Huancayo. La torre de flujo es un conjunto de equipos (Higrómetro de Krypton y anemómetro sónico) que miden flujos de energía y de gases tales como el vapor de agua (H_2O). Gracias a ello se puede medir la evapotranspiración in-situ de los cultivos alrededor del observatorio. Además, se puede equipar a la torre de flujo para que mida temperatura, precipitación, humedad relativa, radiación solar, radiación infrarroja entre otras variables meteorológicas. Esta iniciativa logró obtener datos a nivel horario y diario de las variables descritas anteriormente. Aunque el sistema de “eddy covariance” mide la ET en un área, su radio de influencia es menor a 1km. Es por eso, que el análisis solo se realizó en los cultivos cercanos al observatorio de Huancayo.

1.1. Planteamiento del problema

La evapotranspiración es un componente del ciclo hidrológico difícil de cuantificar por la cantidad de factores involucrados en su estimación, incluyendo a la biofísica de las plantas, las propiedades del suelo, los factores meteorológicos y la topografía. Sin embargo es crucial para programas de riego y un mejor entendimiento de las interacciones entre la superficie terrestre y la atmósfera (ciclo hidrológico).

Hemos visto Investigaciones pasadas sobre la estimación de la evapotranspiración en zonas de montaña usando diferentes métodos, no obstante sus resultados difieren mucho, estudios de esta índole no son del todo confiable por lo que es necesario conocer cuál es el verdadero valor de la evapotranspiración en zonas de montañas y a que se debe su variabilidad.

Por lo que se puede plantear como problema a nuestra investigación, ¿La técnica Eddy covariance, como método para el cálculo de la evapotranspiración, ayudaría a una cuantificación más exacta de la evapotranspiración?

1.2. Objetivos

1.2.1. Objetivo general

Cuantificar y caracterizar la evapotranspiración en los cultivos alrededor del Observatorio de Huancayo usando la técnica de Eddy covariance.

1.2.2. Objetivos específicos

- Analizar la evapotranspiración y su variabilidad diaria en el mes de julio 2015 y mes de julio 2016 usando la técnica eddy covariance.
- Evaluar la relación de las variables meteorológicas y la evapotranspiración en los cultivos alrededor del Observatorio de Huancayo.
- Validar las ecuaciones empíricas de evapotranspiración de Penman-Monteith, Priestley-Taylor y Hargreaves.

2. REVISIÓN DE LITERATURA

2.1. Principales componentes del ciclo hidrológico

El ciclo hidrológico es la descripción del movimiento que realiza el agua a través de la hidrósfera, atmósfera y biósfera terrestre, tanto en su estado (sólido, líquido y gaseoso), como en su forma (agua superficial, agua subterránea, etc.). El ciclo hidrológico no tiene ni principio ni fin y sus procesos ocurren en forma continua permitiendo describir el recorrido que realiza el agua (Chow, 1994).

El agua se evapora de superficies de agua (océanos, lagunas, ríos, etc.), y se produce la precipitación siempre y cuando se den las condiciones correctas de elevaciones verticales. La porción de la precipitación que llega a la superficie terrestre en forma de precipitación sólida (principalmente nevadas) puede ser retenida temporalmente en vegetación o superficie de suelo, o se acumulan en nieve estacionales o permanentes conocidos como glaciares. La otra porción de precipitación líquida (lluvia), una parte también puede ser retenida temporalmente en las superficies de vegetación o en depresiones de la superficie, una parte entra en el suelo (infiltración) y una parte fluye sobre la superficie de la tierra por primera vez en pequeñas riachuelos y en última instancia a los arroyos y ríos más grandes. Este último proceso se denomina escorrentía superficial, que puede ser aumentada por la escorrentía durante los períodos de derretimiento de la nieve (escorrentía de nieve derretida). La porción de la lluvia que se infiltra en el suelo también puede seguir uno de varios caminos. Una parte del agua se evapora de la tierra y algunos se devuelven a la atmósfera por las plantas (transpiración). El proceso de evaporación y transpiración de las superficies de terrestres con vegetación en conjunto se le conoce como evapotranspiración. El agua restante continúa moviéndose hacia abajo a través del suelo y se recarga la parte saturada del subsuelo, convirtiéndose en agua subterránea. En elevaciones más bajas, el agua subterránea se descarga en arroyos y ríos o directamente al mar (el escurrimiento de las aguas subterráneas) en donde se evapora nuevamente (Philip et al., 2013) (Figura 1).

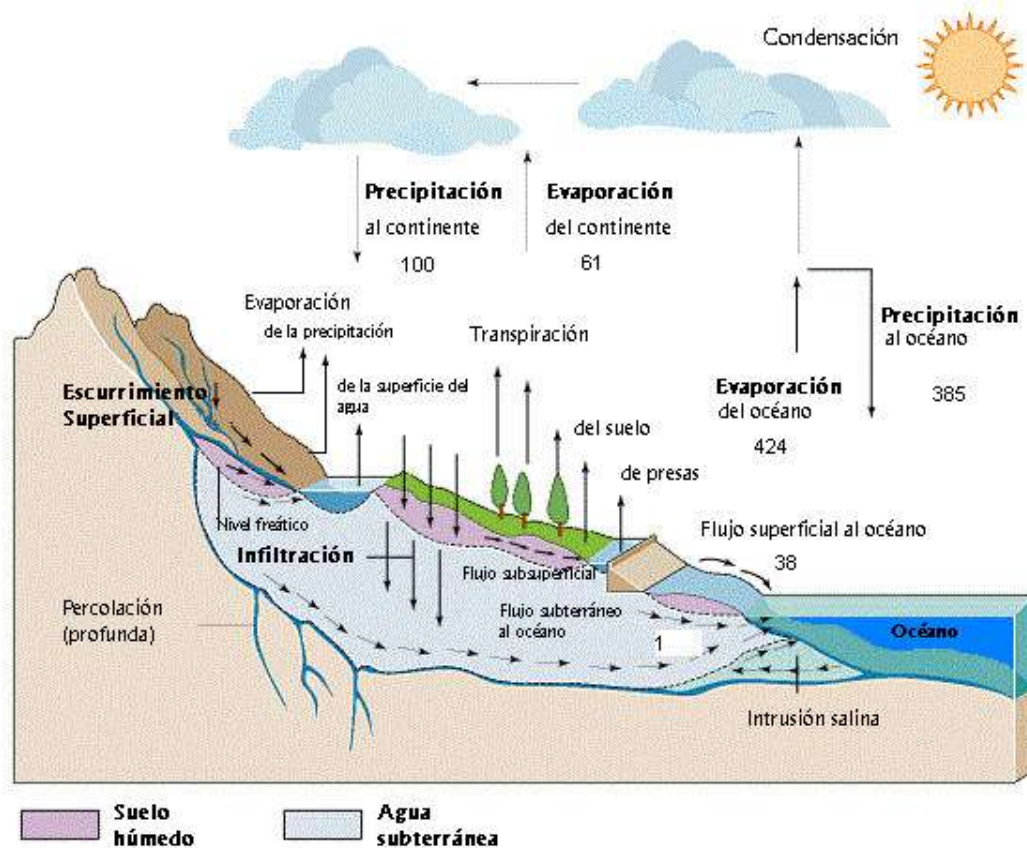


Figura 1: Ciclo Hidrológico, Modificado de Chow et al., 1988.

2.2. Introducción a la evapotranspiración

2.2.1. Proceso de la evapotranspiración

La evapotranspiración es el proceso por el cual el agua pasa de fase líquida a vapor desde la superficie hacia la atmósfera. La evapotranspiración es la suma de la transpiración de las plantas y la evaporación del suelo. La transpiración de las plantas es el transporte de agua de la planta desde las hojas hacia la atmósfera a través de las estomas y la evaporación del suelo es el proceso físico cuando una superficie húmeda es expuesta a aire insaturado. (Hornberger et al., 2014)

2.2.2. Determinación de la evapotranspiración

A Continuación se presentaran los diferentes métodos para calcular la evapotranspiración:

- **Medición directa por métodos micrometeorológicos**

Principalmente hay tres métodos directos para medir la evapotranspiración: eddy covariance, perfil aerodinámico, y ratio Bowen. Estos métodos tratan de cuantificar la cantidad de agua evaporada por encima de una superficie, usando instrumentos muy sofisticado (Tim Davi, 2002).

- **Medición indirecta por técnicas de balance de agua**

-Tanque de evaporación

Consiste en un tanque de agua con una vara o dispositivo de pesaje que permite grabar cuánta agua se pierde por evaporación durante un período de tiempo (Tim Davi, 2002) (Figura 2).

El tanque de evaporación es muy útil y práctico para estimar la evaporación de una superficie de agua generalmente reservorios o lagos, sin embargo para estimar la evapotranspiración en una superficie terrestre este puede ser sobreestimada ya que la superficie del suelo está limitada de agua, además las condiciones de una superficie de agua y una superficie de suelo son muy diferentes estas son necesarias aplicar coeficientes empíricos de corrección. (Allen, 1998)



Figura 2: Tanque de evaporación en el Observatorio de Huancayo.

-Lisímetros

Un lisímetro es un gran recipiente llenado de suelo y con una superficie desnuda o cubierta vegetal, con el objetivo de determinar la evapotranspiración de un cultivo en crecimiento, de una cubierta vegetal de referencia, o la evaporación de un suelo desnudo. (Figura 3)

El lisímetro se basa en la ecuación del balance hídrico del suelo que representa las entradas y salidas de agua para cada período de medida, al aislarse la zona del suelo en que se asientan las raíces la escorrentía es considerada nula. Quedando la siguiente expresión:

$$P + R = ET + D \pm \Delta w \dots (\text{ecuación 1})$$

Donde la precipitación (P) y el riego (R) son las entradas y pueden ser medidos con pluviómetros o métodos convencionales. Por otro lado las salidas de drenaje a través de la percolación (D) se utilizan una cámara de drenaje y un recipiente de volumen conocido. Para determinar las variaciones del contenido del agua en el suelo (Δw) se utilizan métodos de gravimetría o tensiómetros. De esta manera el lisímetro calcula la evapotranspiración en un periodo determinado. (Santo Cristina et al., 2007)

Otro tipo de lisímetro son los lisímetros de pesada estas miden el incremento o pérdida de agua por el cambio en la masa obtenido pesando el recipiente en el que se encuentra el suelo.



Figura 3: Lisímetro en el Observatorio de Huancayo.

- **ET estimada con datos meteorológicos**

Debido a la dificultad de medir la evapotranspiración directa o indirectamente en campo la evapotranspiración puede ser estimado con variables meteorológicas, actualmente una gran cantidad de ecuaciones empíricas o semiempíricas se han desarrollado para determinar la evapotranspiración unas de las más utilizadas son Penman-Monteith, Priestley-Taylor y Hargreaves sin embargo estas ecuaciones necesitan un ajuste dependiendo de las condiciones ambientales y manejo del cultivo, es decir una calibración dependiendo de cada zona de estudio.

- **ET estimada con modelos e imágenes satelitales**

La evapotranspiración puede ser calculada mediante modelos uno de los más conocidos es el modelo SEBAL que utiliza imágenes satelitales como base de entrada y datos meteorológicos usando el balance de energía en la superficie. Asimismo hay productos de imágenes satelitales de evapotranspiración como el producto MOD 16. Estos métodos son muy útiles sin embargo está limitada a áreas muy extensas y necesitan una calibración y validación con datos observados.

2.3. Ecuaciones empíricas para el cálculo de la evapotranspiración.

2.3.1. Ecuación de Penman Monteith

La ecuación de evapotranspiración de Penman-Monteith (PM) estima la tasa total de evaporación y transpiración desde la superficie de la tierra usando comúnmente datos meteorológicos (radiación solar, temperatura del aire, contenido de vapor y velocidad del viento) (Allen, 2005).

Hay dos enfoques principalmente para la estimación de la evaporación o evapotranspiración. Estas son el balance energético y la ecuación aerodinámica. Penman (1948) combino estos dos enfoques para hallar el ratio de evaporación de una superficie libre de agua. Proponiendo la siguiente ecuación:

$$ET_0 = \frac{\frac{\Delta (R_n - G)}{\gamma} + E_a}{\frac{\Delta}{\gamma} + 1} \dots (ecuación 2)$$

Donde E_a : es la ecuación aerodinámica de evaporación propuesta por Dalton $E_a = (e_s - e_a)f_u$, que depende del $(e_s - e_a)$: déficit de Presión de Vapor (kPa) y f_u : una función de la velocidad horizontal del viento, Δ : Pendiente de la curva de presión de vapor ($\text{kPa} \cdot ^\circ\text{C}^{-1}$), γ : Constante psicrométrica ($\text{kPa} \cdot ^\circ\text{C}^{-1}$), λ : Calor latente de vaporización (Mjkg^{-1}).

Luego Monteith (1956) modificó la ecuación de Penman añadiendo el término de resistencia aerodinámica (r_a) y resistencia superficial (r_s). La ecuación final es:

$$\lambda E T_0 = \frac{\Delta(R_n - G) + \rho_a c_p \frac{(e_s - e_a)}{r_a}}{\Delta + \gamma \left(1 + \frac{r_s}{r_a}\right)} \dots (\text{ecuación 3})$$

$E T_0$: Flujo del Calor Latente de Evaporación ($\text{Mjm}^{-2} \text{dia}^{-1}$), R_n : Flujo de la Radiación neta en superficie ($\text{Mjm}^{-2} \text{dia}^{-1}$), G : Flujo del calor de suelo ($\text{Mjm}^{-2} \text{dia}^{-1}$), ρ_a : Densidad del aire ($\text{kg} \cdot \text{m}^{-3}$), c_p : Calor específico del aire húmedo ($\text{kJ} \cdot \text{kg}^{-1} \cdot ^\circ\text{C}^{-1}$), $(e_s - e_a)$: Déficit de Presión de Vapor (kPa), r_s : Resistencia superficial ($\text{s} \cdot \text{m}^{-1}$), r_a : Resistencia aerodinámica ($\text{s} \cdot \text{m}^{-1}$), Δ Pendiente de la curva de presión de vapor ($\text{kPa} \cdot ^\circ\text{C}^{-1}$), γ : Constante psicrométrica ($\text{kPa} \cdot ^\circ\text{C}^{-1}$), λ : Calor latente de vaporización (Mjkg^{-1}).

La resistencia aerodinámica (r_a) es la resistencia es la resistencia del aire al intercambio de calor y vapor de agua de la superficie evaporante con la atmosfera y la resistencia estomatal o de superficie (r_s) es la resistencia de las hojas y/o superficie del suelo al intercambio de vapor de y de calor. Para una superficie saturada, (r_s) por definición es cero. Cuando (r_s) es cero, la ecuación 2 se revierte a la ecuación original de Penman.

2.3.2. Ecuación de Priestley -Taylor

Priestley y Taylor (1972) modificaron la ecuación de Penman-Monteith, indicando que la evapotranspiración está dominada principalmente en el enfoque del balance energético y no aerodinámico. Proponiendo la siguiente ecuación:

$$E T_0 = \frac{\Delta(R_n - G)}{\lambda(\Delta + \gamma)} * \alpha \dots (\text{ecuación 4})$$

Donde:

ET_0 : Evapotranspiración de referencia ($mm.dia^{-1}$), R_n : radiación neta ($Mjm^{-2}dia^{-1}$), G : Flujo del calor de suelo ($Mjm^{-2}dia^{-1}$), Δ : pendiente de la curva de presión de vapor ($kPa.^{\circ}C^{-1}$), γ : Constante psicométrica ($kPa.^{\circ}C^{-1}$), λ : Calor latente de vaporización ($Mjkg^{-1}$), α : es el coeficiente de Priestley y Taylor el cual indica qué fracción del agua en el suelo puede evaporarse.

2.3.3. Ecuación de Hargreaves

La fórmula de Hargreaves (Hargreaves, 1975 y 1982) para evaluar la evapotranspiración necesita solamente datos de temperatura y de radiación solar. La expresión general es la siguiente:

$$ET_0 = k(T + 17.78)Rs \dots (\text{ecuación 5})$$

Donde:

ET_0 : Evapotranspiracion ($mm.dia^{-1}$), T : Temperatura del aire ($^{\circ}C$), Rs : Radiación solar, convertida en $mm.dia^{-1}$, k : coeficiente de calibración.

2.3.4. Ecuación de Hargreaves-Samani

Debido a que no todas las estaciones meteorológicas cuentan con datos de radiación solar más adelante Hargreaves y Samani (Hargreaves y Samani, 1985) simplificaron la ecuación inicial de Hargreaves, expresándola solo en función de la temperatura media, máxima y mínima.

$$ET_0 = k(T + 17.78)Ra (t_{max} - t_{min})^{0.5} \dots (\text{ecuación 6})$$

Donde:

ET_0 : Evapotranspiracion ($mm.dia^{-1}$), T : Temperatura del aire ($^{\circ}C$), Ra : Radiacion extraterrestre, convertida en $mm.dia^{-1}$, k : coeficiente de calibración, t_{max} : temperatura diaria máxima, t_{min} : temperatura diaria mínima

2.4. Balance de energía

2.4.1. Ecuación de energía

La superficie de la tierra es la principal área de transferencia de energía para los procesos y fenómenos atmosféricos (Figura 4). Se calienta por la radiación de onda corta hacia abajo proveniente del sol ($R_S \downarrow$), y sólo una parte de esta radiación es reflejada de vuelta ($R_S \uparrow$). Además, la superficie absorbe radiación descendente de onda larga debido a la emisión de nubes, partículas y gases ($R_L \downarrow$). La energía de onda larga adsorbida conocida como radiación infrarroja una parte de ella se emite a la atmósfera ($R_L \uparrow$). En el balance total, la superficie de la tierra recibe más energía que la que se pierde, es decir, la radiación neta en la superficie del terreno es positivo (R_N). Este superávit de la suministrada energía será transformado de regreso a la atmósfera debido a dos flujos de energía turbulento, el flujo de calor sensible (H) y el flujo de calor latente (LE , evapotranspiración). Por otra parte, la energía también es transportada en el suelo debido al flujo de calor hacia el suelo (G) y será almacenada por las plantas, edificios, etc. (Q_S) (Foken, 2008).

Por lo que la ecuación del balance energético en la superficie quedara de la siguiente forma:

$$R_N = H + LE + G \dots (\text{ecuación 7})$$

En la ecuación (7) solo se consideran flujos verticales, ignorando la energía que se transfiere por advección y despreciando la energía almacenada por las plantas, edificios, etc. (Q_S)

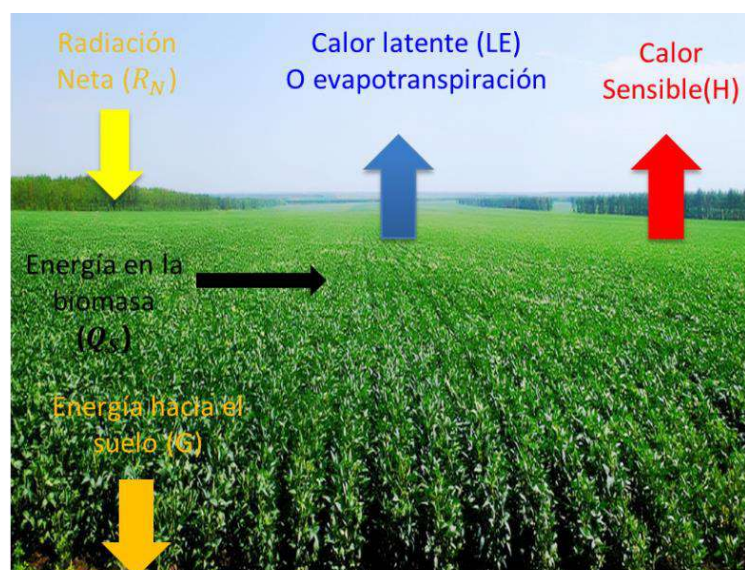


Figura 4: Diagrama esquemático de los flujos de energía en la superficie de la tierra.

2.4.1.1. Radiación neta en la superficie (R_N)

La radiación en la superficie es dividida en radiación de onda corta y radiación de onda larga. La radiación de onda corta tiene una longitud de onda que varía de $0.3 - 4 \mu m$, mientras que la radiación de onda larga tiene una longitud de onda que varía de $5 \mu m - 50 \mu m$ (Liou, 1992). La radiación neta en la superficie está dada por la siguiente ecuación:

$$R_N = R_S \downarrow + R_S \uparrow + R_L \downarrow + R_L \uparrow \dots (\text{ecuación 8})$$

Donde, R_N es la radiación neta en la superficie, $R_S \downarrow$ es la radiación de onda corta entrante conocida también como la radiación solar, $R_S \uparrow$ es la radiación de onda corta saliente conocida también como la radiación solar reflejada por la superficie terrestre o atmosfera, esta depende del albedo, $R_L \downarrow$ es la radiación de onda larga entrante emitido por nubes, partículas y gases; y por ultimo $R_L \uparrow$ es la radiación de onda larga saliente.

Los flujos de radiación de onda larga pueden ser determinados de acuerdo a la ley de Stefan-Boltzmann:

$$I = \varepsilon \sigma T^4 \dots (\text{ecuación 9})$$

Donde T es la temperatura absoluta de la superficie, σ es la constante de Stefan-Boltzmann y ε emisividad de la superficie.

Según la ley de Stefan-Boltzmann cada cuerpo emite una cantidad de energía de acuerdo a su temperatura. En general la radiación de onda larga saliente es más grande que la radiación de onda larga entrante, debido a que la superficie de la tierra es más caliente que las nubes y aerosoles (Foken, 2008).

2.4.1.2. Flujo de Calor Sensible (H)

El calor sensible es la cantidad de energía necesaria para cambiar la temperatura de un cuerpo.

(H) representa el flujo de calor sensible de la superficie hacia la atmósfera y viceversa. Este flujo es producido por las diferencias de temperatura que existen entre la superficie terrestre y la atmósfera, creando un gradiente de temperatura. Por lo general, en el día existe una salida de flujo de calor sensible hacia la atmósfera. Esto se debe a que la superficie terrestre se calienta más rápido que el aire durante el día, creando un gradiente positiva de temperatura

entre la superficie y la atmósfera; lo que genera una salida de H. Por las noches el proceso es inverso debido a que la tierra se enfría de forma más rápida creando una gradiente negativa a comparación del día; por lo tanto hay una entrada de H hacia la superficie terrestre (Arya, 2001). Este flujo de energía principalmente se debe al intercambio de energía por intercambio de masa o mezcla del aire cerca a la superficie con el que se encuentra por encima.

2.4.1.3. Flujo de Calor Latente (LE)

El calor latente es la cantidad de energía que necesita un cuerpo para cambiar de fase y no de temperatura.

En la superficie terrestre el flujo de calor latente es debido a la evaporación de cuerpos libres de agua (lagos, lagunas, ríos, reservorios) y de suelos, a la evapotranspiración debido a suelos con vegetación o la condensación. Este proceso de evaporación y transpiración conocido como evapotranspiración se debe a que el aire por encima de la superficie está más seco, es decir su humedad específica es más baja que la sección próxima a la superficie, creando de esta manera una gradiente de vapor de agua que hace que el flujo de calor latente vaya de la zona más húmeda (superficie terrestre) a la zona más seca (aire sobre la superficie terrestre). Estas condiciones se dan en las horas diurnas debido a la gran cantidad de energía que produce un aumento de la gradiente entre el suelo y el aire. En las noches en cambio, es el proceso de condensación el dominante (formación de neblinas) (Arya, 2001).

2.4.1.4. Flujo de energía hacia el suelo (G)

La superficie del suelo (incluyendo plantas y zonas urbanas) se calienta durante el día por la radiación de onda corta entrante y es más caliente que el aire. Durante la noche, la superficie se enfría debido a la liberación onda larga saliente, y es más frío que el aire.

El flujo de calor del suelo, G, se basa principalmente en la transferencia de calor molecular y es proporcional a los tiempos de gradiente de temperatura de la conductividad térmica. (Foken, 2008).

$$G = -k \frac{\Delta T}{\Delta z} \dots (\text{ecuación 10})$$

Dónde: G es el flujo de energía hacia el suelo, k es la conductividad térmica del suelo y $\frac{\Delta T}{\Delta z}$ es la gradiente de temperatura, y el signo (-) indica que el flujo es en dirección contraria hacia donde se incrementa la temperatura (gradiente).

2.5. Técnica Eddy Covariance

2.5.1. Fundamentos teóricos.

La técnica eddy covarianza hace posible la medición de flujos de energía (calor latente y calor sensible) y el monitoreo de emisiones de gases (H_2O , CO_2 , CH_4 , N_2O , O_3 , etc.) de una determinada área.

Esto es debido, a que el flujo del aire puede ser imaginado como un flujo horizontal de numerosos movimientos turbulentos de masas de aire que se mueven hacia arriba o hacia abajo (eddys rotantes) transportando verticalmente gases como el H_2O , cada eddy tiene componentes en las 3 dimensiones, tanto horizontal como vertical, el diagrama parece caótico (Figura 5), pero los eddies pueden ser medidos fácilmente por la torre de flujo debido a que utiliza instrumentos muy sofisticados (Burda, 2010).

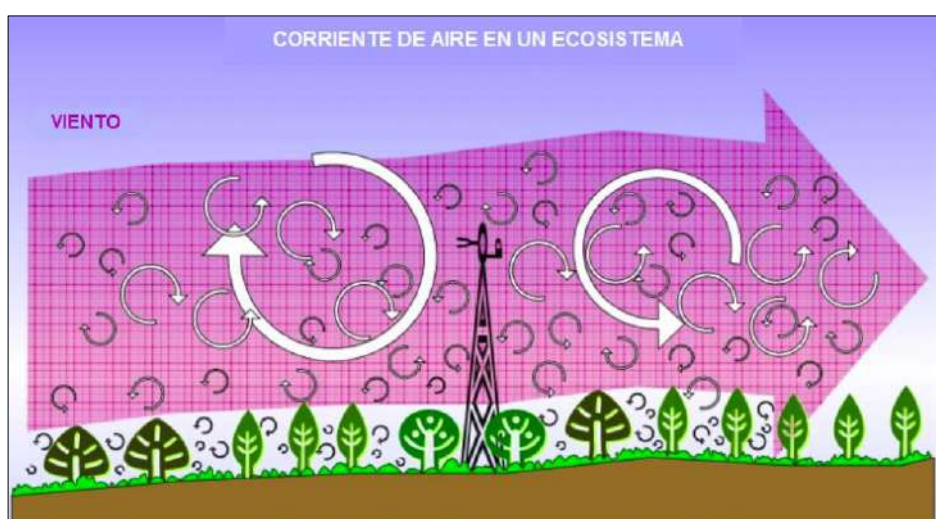


Figura 5: Esquema de los diferentes tamaños de eddys las cuales son la principal causa del transporte de energía y gases en un ecosistema. Fuente: Burda y Anderson (2010).

El principio físico de la estimación de los flujos de energía mediante la técnica eddy covarianza se explica de la siguiente manera: dado un momento llamado (tiempo 1), hay un flujo turbulento *eddy 1*, este *eddy 1* mueve una parcela de aire (c_1) hacia abajo con una velocidad de W_1 . En el siguiente momento (tiempo 2) en el mismo punto, hay un segundo flujo llamado *eddy 2*, este mueve una parcela de aire (c_2) hacia arriba con una velocidad W_2 cada parcela de aire tiene sus propias características como la concentración del gas, temperatura, humedad, etc. (Burda, 2013).

Si nosotros podemos medir estas características y la velocidad del movimiento vertical de aire nosotros podríamos saber el flujo vertical hacia arriba o hacia abajo de los flujos de gases como el H₂O, CO₂, etc.

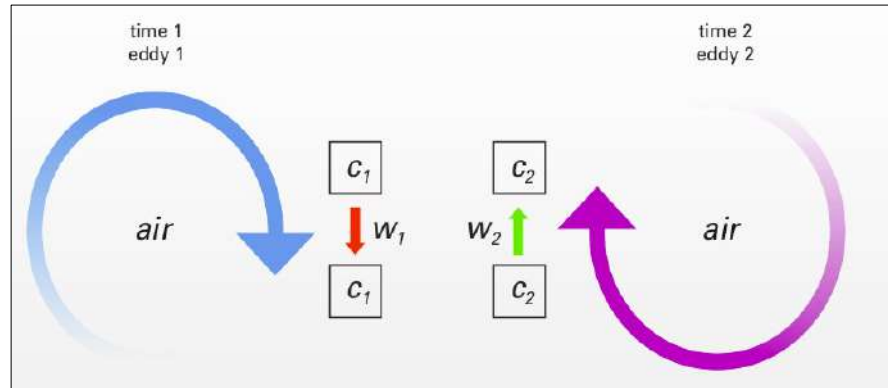


Figura 6: Esquema de los movimientos de la parcelas de aire debido a los eddys. Fuente: (Burda 2013).

Por otro lado, el principio matemático para medir los flujos a través de la covarianza de eddy se puede encontrar en (Burba, 2013). Primero se tiene en cuenta que en un fluido turbulento, el flujo vertical es igual al producto medio de la densidad del aire, velocidad del viento vertical y la tasa de mezcla del gas de interés, esta puede estar representado como:

$$F = \overline{\rho_a w s} \dots (\text{ecuación 11})$$

Donde F es el flujo, ρ_a es la densidad del aire, w es la velocidad de viento vertical y s es la relación de mezcla de una sustancia “c” (densidad de la sustancia “c”/densidad del aire). Luego la Ecuación 11 es descompuesta en medias y desviaciones usando la descomposición de Reynolds.

$$F = (\overline{\rho_a} + \rho'_a)(\overline{w} + w')(\overline{s} + s') \dots (\text{ecuación 12})$$

Donde ρ_a , w, s es la densidad del aire, velocidad del viento vertical y la relación de mezcla respectivamente y ρ' , w' , s' son las fluctuaciones en un tiempo dado de densidad del aire, velocidad de viento vertical y relación de mezcla respectivamente. Luego se multiplican los factores de la Ecuación 12 y se tiene:

$$F = \overline{(\rho_a \overline{w} \overline{s} + \rho_a \overline{w} s' + \rho_a w' \overline{s} + \rho_a w' s' + \rho'_a \overline{w} \overline{s} + \rho'_a \overline{w} s' + \rho'_a w' \overline{s} + \rho'_a w' s')} \dots (\text{ecuacion 13})$$

Se eliminan estos términos debido que la media de las fluctuaciones es cero.

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

$$F = (\overline{\rho_a w s} + \overline{\rho_a w' s'} + \overline{\rho_a' w s} + \overline{\rho_a' w' s'}) \dots (\text{ecuación 14})$$

$$F = \overline{\rho_a w' s'} \dots (\text{ecuación 15})$$

Por lo que el flujo vertical de un gas se puede representar como el producto de la densidad media del aire (ρ_a) y la covarianza de la velocidad del viento vertical (w) y el cociente de mezcla (s).

La Ecuación 15 es la utilizada en la covarianza de eddy.

Para calcular el flujo de calor latente se cambia la ecuación 15 de la siguiente manera, y queda definido como la covarianza entre la velocidad vertical del aire (w) y la humedad específica del aire (e), multiplicada por la densidad promedio del aire $\overline{\rho_a}$, mediante la expresión:

$$LE = \lambda \frac{M_w/M_a}{\overline{P}} \overline{\rho_a w' e'} \dots (\text{ecuación 16})$$

Siendo λ el calor latente de vaporización, M_w la masa de vapor de agua, M_a la masa del aire, P presión atmosférica.

Análogamente, el flujo de calor sensible es igual a densidad promedio del aire $\overline{\rho}$ multiplicada por la covarianza de la velocidad vertical del aire (w) y la temperatura del aire (T).

$$H = \overline{\rho} C_p \overline{w' T'} \dots (\text{ecuación 17})$$

Siendo C_p el calor específico del aire a presión constante.

2.5.2. Instrumentación necesaria para la aplicación de la técnica eddy covariance.

La torre de flujo es un conjunto de sensores que permiten estimar los diferentes flujos de energía tales como calor sensible (H) y calor latente (LE). Además se puede medir flujos de gases como el dióxido de carbono (CO_2), vapor de agua (H_2O), metano (NH_4) y entre otros gases trazas. Para poder aplicar el sistema de covarianza de Eddy se necesitan dos instrumentos que midan variables en alta frecuencia (≥ 10 Hz). En este estudio se usaron el anemómetro sónico, que mide la velocidad del viento en sus tres dimensiones (u , v , w), y el

higrómetro de krypton, que cuantifica las fluctuaciones de vapor de agua, ambos instrumentos miden a una frecuencia de 10 Hz esto quiere decir 10 datos por segundo. Además, se le puede agregar equipos que midan variables meteorológicos como temperatura del aire, radiación neta, radiación de onda larga y de onda corta, humedad relativa, precipitación entre otros (Figura 7).



Figura 7: Torre de flujo instalada en el observatorio de Huancayo.

-Anemómetro sónico

El principio del anemómetro sónico fue demostrado por (Kaimal and Businger 1963a, b), y fue desarrollado más robustamente en el campo de la instrumentación en los 1970s (Campbell and Unsworth 1979). El anemómetro sónico se encarga de medir la velocidad del viento en las tres componentes espaciales. Para ello, el propio aparato cuenta con tres parejas de dos transductores, una pareja por cada orientación espacial, enfrentados entre sí (Aubinet et al., 2012). Estos, emiten una onda de sonido que irá de un traductor a otro y viceversa, conociendo la distancia que existe entre los transductores, el retraso que existe entre el

ultrasonido emitido y recibido es la velocidad del sonido en el fluido (aire). La velocidad del sonido (captada por el transductor) en el aire es la velocidad de sonido (300 a 360 m/s) más o menos la velocidad del aire (variable que se quiere cuantificar). Como la velocidad del sonido es conocida, la velocidad de aire es una variable medible. También se puede hallar la temperatura sónica con el anemómetro sónico (Burba y Anderson, 2013). Hay diversos modelos de anemómetro sónico. En el Observatorio de Huancayo se tiene el Modelo RM Young 81000 (Figura 8). Para la teoría del cálculo (ver anexo 1).

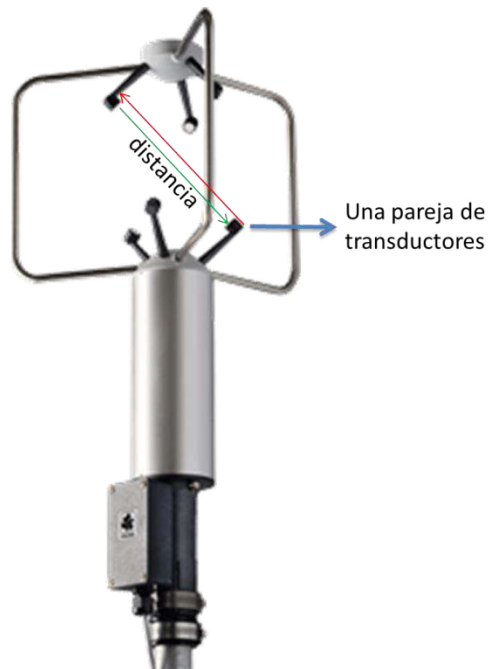


Figura 8: Anemómetro sónico. Modelo: RM young 81000.

-Analizador de gas

El IRGA (Infrared Gas Analyser) es un instrumento de respuesta rápida capaz de medir las densidades del vapor de agua H_2O y otros gases trazas. Es uno de los sensores llamados rápidos ya que es capaz de muestrear a velocidades muy altas. El mecanismo de funcionamiento se fundamenta en el hecho de que los gases con moléculas diatómicas, tales como el H_2O , absorben radiación de ciertas longitudes de onda en el infrarrojo o ultravioleta. Cada gas presenta un espectro de absorción particular (para el H_2O 2.59 μm en el infrarrojo y 123.58 nm en el ultravioleta), por lo tanto, la concentración de moléculas de dicho gas puede ser conocido a partir de la absorción producida en bandas específicas del IR o UV (Vanesa, 2013).

Existen dos tipos de analizador de gas la llamada open path y la closed path. El tipo closed path el aire es absorbido por tubos hasta el interior del IRGA donde es analizado. En el caso del open path la medida es in situ y no hay necesidad de ningún tipo de medio para el transporte del aire. Los dos tipos de gas analizador open path y closed path, muestran una serie de ventajas y desventajas por lo que ha de escogerse aquel que mejor se adapte a las características del sitio experimental (Ruiz, 2008).

En el Observatorio de Huancayo se tiene un Higrómetro de krypton open-path (Figura 9), conocido también como un higrómetro espectroscópica mejorada, cuenta con un tubo lleno de krypton fuente que produce emisiones de radiación ultravioleta principalmente a 123.58 nm y una banda menor a 116.49 nm ambas líneas son adsorbidas por el vapor de agua, y una pequeña cantidad de la banda menor es adsorbida por oxígeno (Campbell and Tanner, 1985), (Figura 10). Al pasar el vapor de agua por el camino óptico del sensor, el gas adsorbe parte del ultravioleta y la señal que llega al detector decrece. Mide por tanto la cantidad de moléculas que adsorben en el UV por unidad de volumen, es decir, densidades molares del vapor de agua. Para la teoría del cálculo (ver anexo 2).

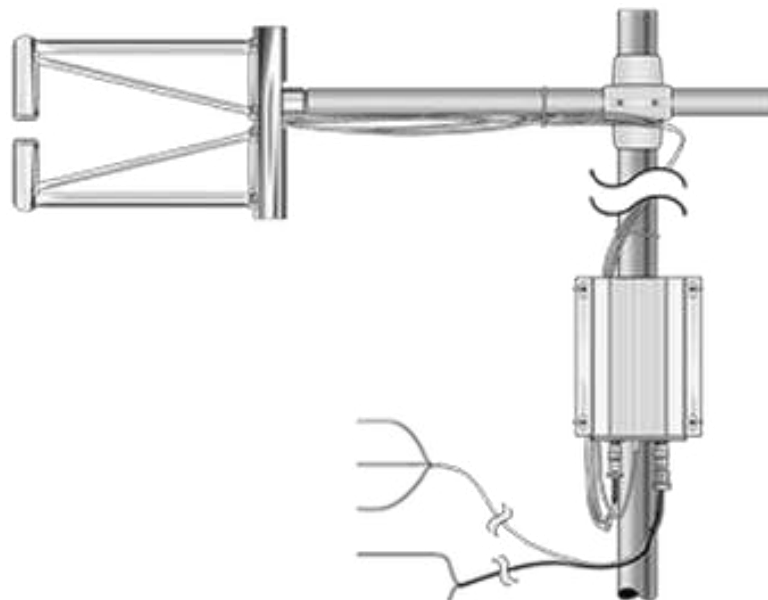


Figura 9: Analizador de gas. Modelo: krypton Hygrometer.

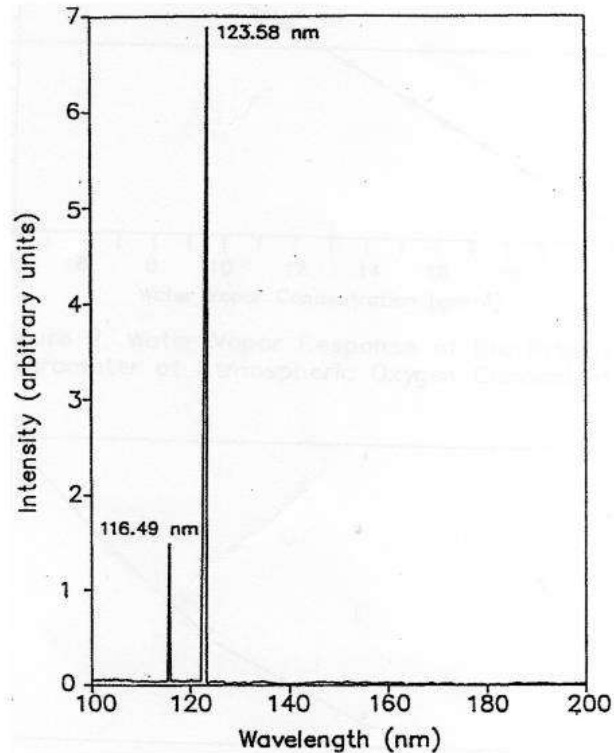


Figura 10: Espectro de la lámpara de krypton.

2.5.3. Errores de medición y sus correcciones.

La medición de eddy covariance puede producir errores debido a los asunciones físicas que se hacen, problemas instrumentales de diseño e instalación, fenómenos físicos o a las características del terreno.

Aunque existen posibles errores en la medición, estos se pueden corregir, prevenir, o reducir al mínimo.

Asunciones físicas:

- Fetch y footprint se supone adecuada, por lo que el flujo es medidos desde el área de interés.
- El flujo es completamente turbulento
- El terreno es horizontal y uniforme
- Fluctuaciones de densidad del aire son insignificantes
- La velocidad vertical media es despreciable.

Correcciones:

Muchos de los errores se pueden minimizar o eliminar por la adecuada estación y diseño experimental, la configuración de colección de datos y el mantenimiento, el resto puede ser corregido mediante el software EddyPro durante el procesamiento de datos (Ver cuadro 1).

Cuadro 1: Errores en las mediciones de eddy covarianza y sus correcciones en el procesamiento de los datos brutos con el software Eddypro.

Errores	Correcciones en procesamiento de datos.
Picos y ruidos	Eliminación de picos.
Anemómetro	Rotación de coordenadas.
Angulo de ataque del viento.	Corrección del ángulo de ataque.
Retraso del tiempo	Ajuste del tiempo de retraso.
Fluctuación de densidad	Salida de fracción molar seco o WPL.
Oxígeno en el path	Corrección de oxígeno.
Llenado de datos faltantes.	Metodologías/pruebas: Monte Carlo,etc.

3. CARACTERIZACIÓN DE LA ZONA DE ESTUDIO

3.1. Área de estudio.

La torre de flujo está instalada en el Observatorio de Huancayo, ($12^{\circ}02'18''$ S, $75^{\circ}19'22''$ W, 3350 msnm), políticamente en el departamento de Junín, provincia Chupaca, distrito de Huachac a pocos kilómetros del centro poblado de Huayao y nivel de cuenca se encuentra ubicado en la cuenca del Mantaro (Figura 11).

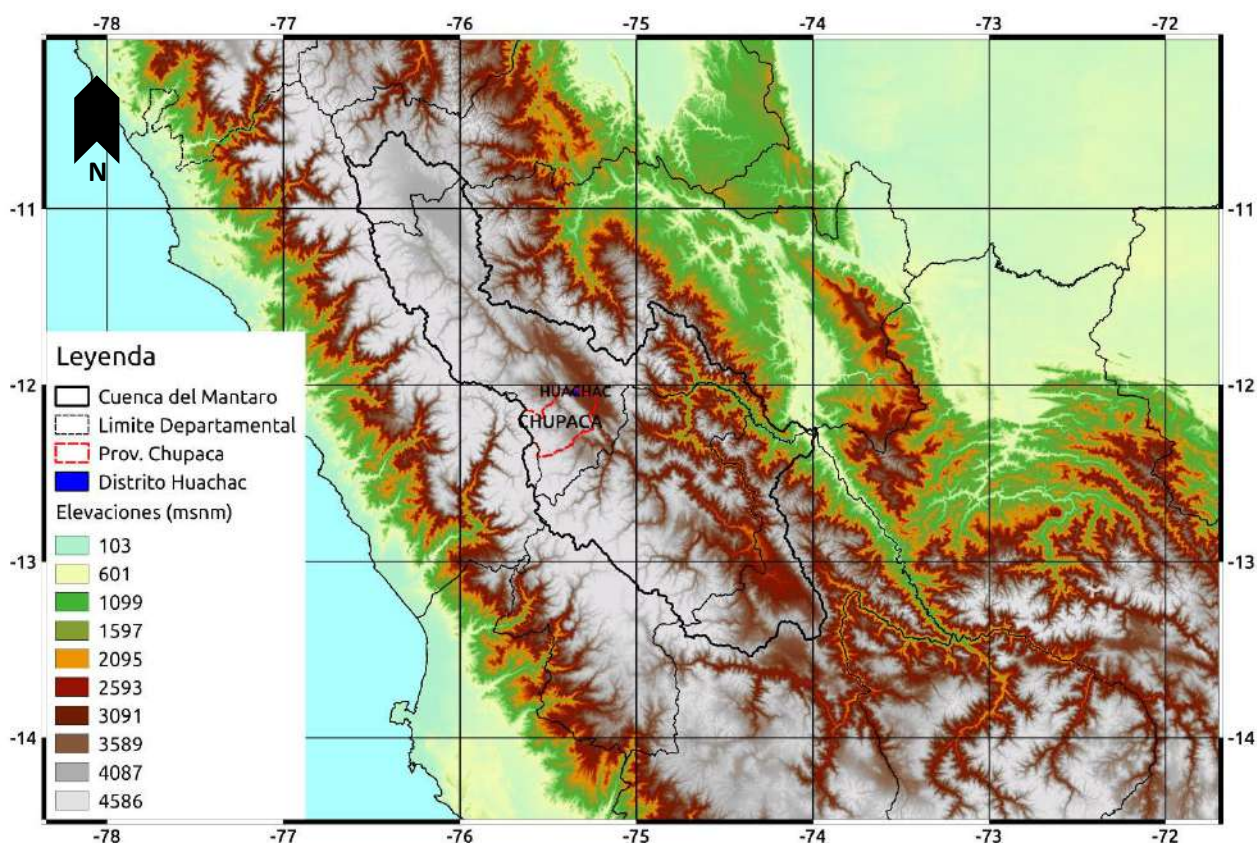


Figura 11: Ubicación general de la cuenca del Mantaro.

El área de alcance por la torre de flujo depende de la dirección del viento, altura de torre de flujo, la altura del cultivo, la velocidad de fricción y otros factores, es por ello que no tiene un área estrictamente determinada pero si una aproximación de un radio de 400 metros alrededor de la torre de flujo debido a que está se encuentra instalado a 4 metros de altura y solo se consideró los cultivos del Sur-Este debido a que la dirección del viento predominante durante el día viene del Sur-Este (Figura 12).

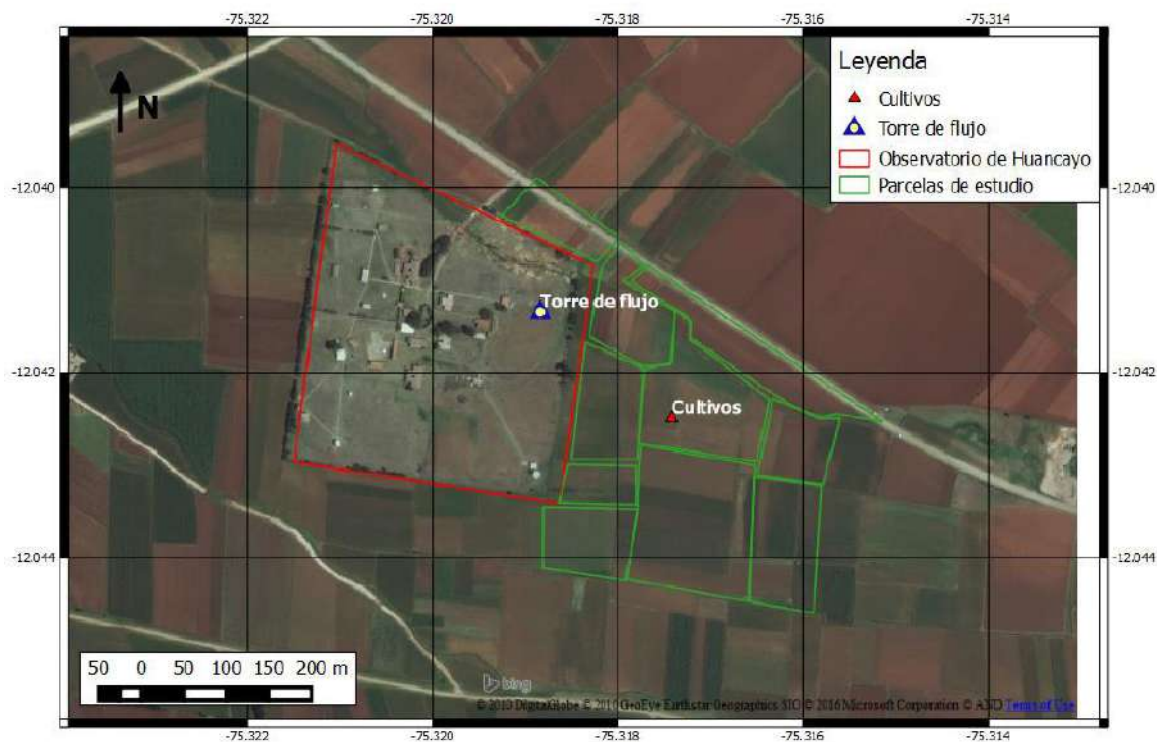


Figura 12: Ubicación de la torre de flujo y los cultivos a hacer estudiados. Línea roja área del observatorio de Huancayo. Líneas verdes cultivos hacer estudiados. Punto azul ubicación de la torre de flujo.

3.2. Aspectos físicos

3.2.1. Clima

A nivel de cuenca el Observatorio de Huancayo se encuentra en el valle del Mantaro, específicamente en la subcuenca Cunas. El clima se caracteriza por ser templado y seco. Las lluvias en el valle del río Mantaro acumulan, en promedio, unos 650 mm al año, siendo la zona de Chupaca la que más precipitaciones registra (757,5 mm/año en la estación de Huayao), mientras que la zona sur como la estación de Viques presenta menores precipitaciones (520 mm/año). Las lluvias más intensas ocurren en los meses de enero, febrero y marzo, mientras que junio, julio y agosto son los meses más secos (Silva et. al, 2010). Las temperaturas máximas presentan los valores más bajos en verano (de febrero a marzo, con un promedio 18.4 °C) y los más altos en noviembre (20.8 °C, en promedio), con un segundo máximo en mayo (20.3 °C, en promedio). La evolución mensual de la temperatura mínima está fuertemente asociada a los cambios de estación. Tiene dos períodos bien definidos durante el año: de mínimos valores en invierno (junio y julio), con un valor más bajo 0.5 °C en julio, y de valores máximos en verano (enero a marzo) con valor promedio de 7 °C (Trasmonte et al., 2010).

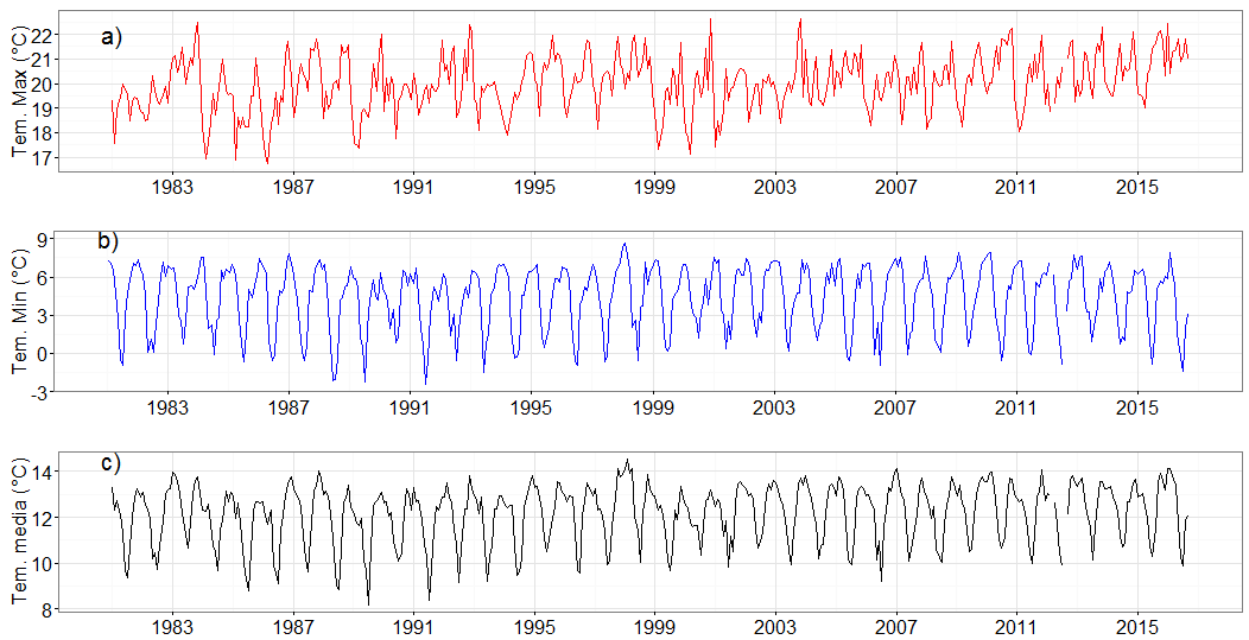


Figura 13: Climatología de la temperatura mensual máxima, mínima y media de 1981 al 2016 de la estación Huayao (estación donde se encuentra la torre de flujo).

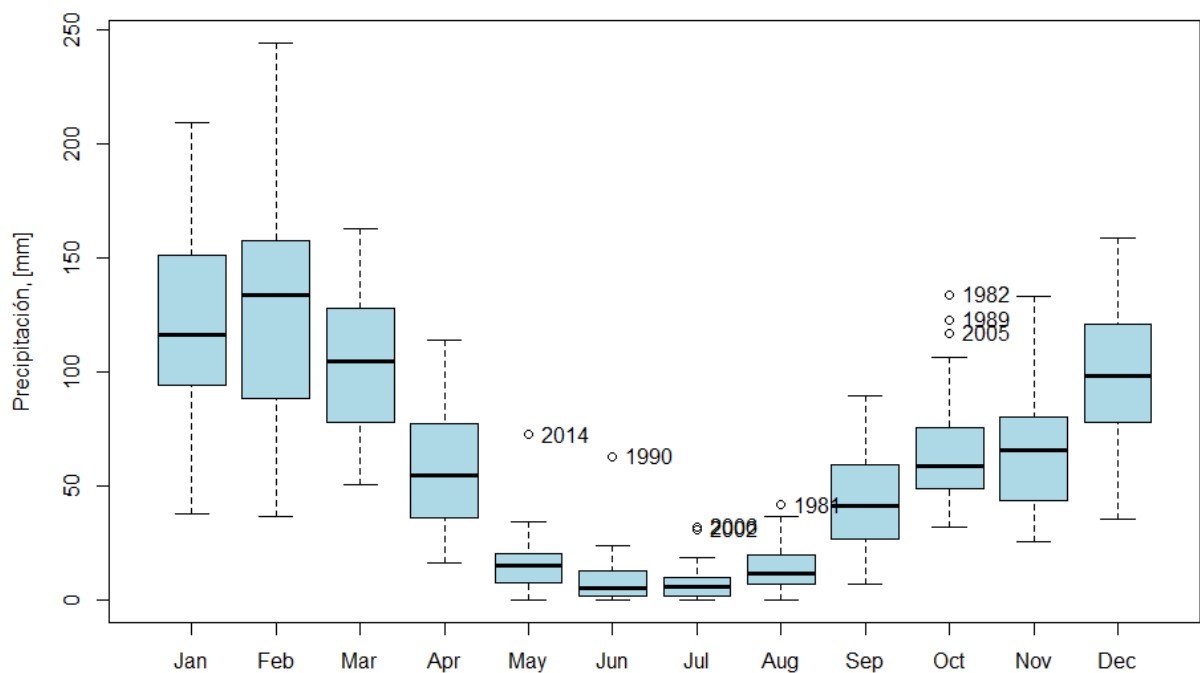
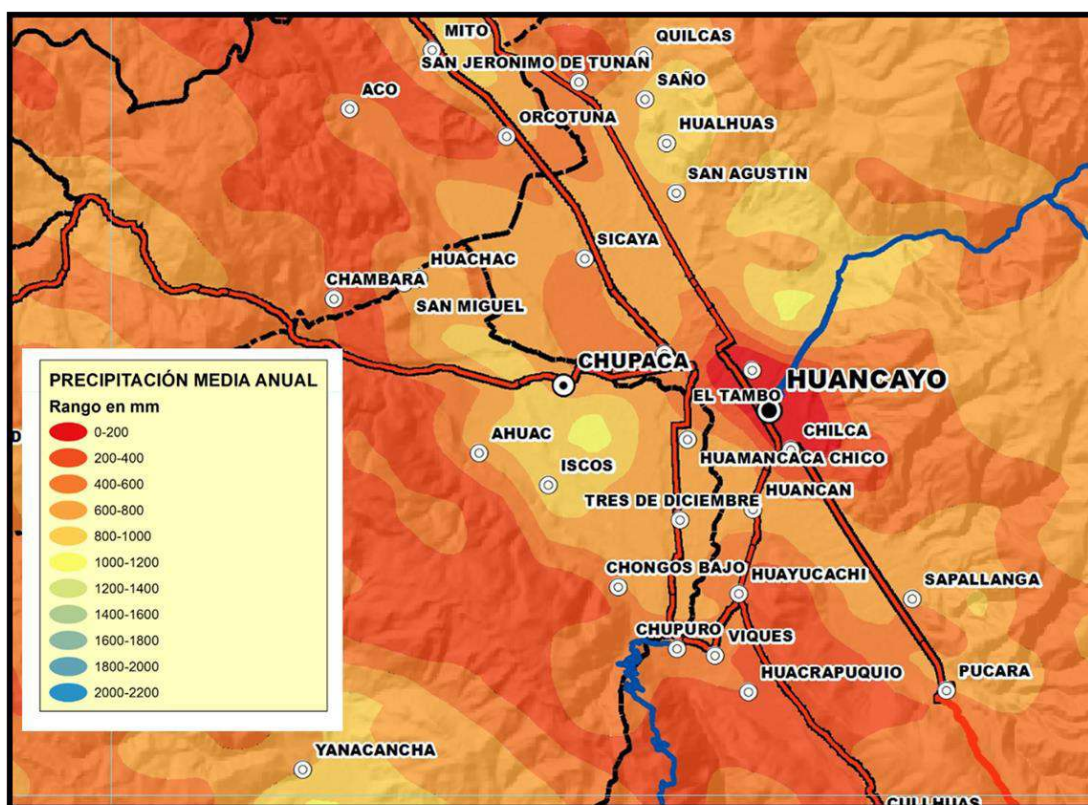


Figura 14: Boxplot mensual de la precipitación de 1981 hasta 2016 de la estación Huayao (estación donde se encuentra la torre de flujo)

MAPA DE PRECIPITACIÓN



Fuente: Gobierno regional de Junín, ZEE, 2015.

MAPA DE TEMPERATURA



Fuente: Gobierno regional de Junín, ZEE, 2015.

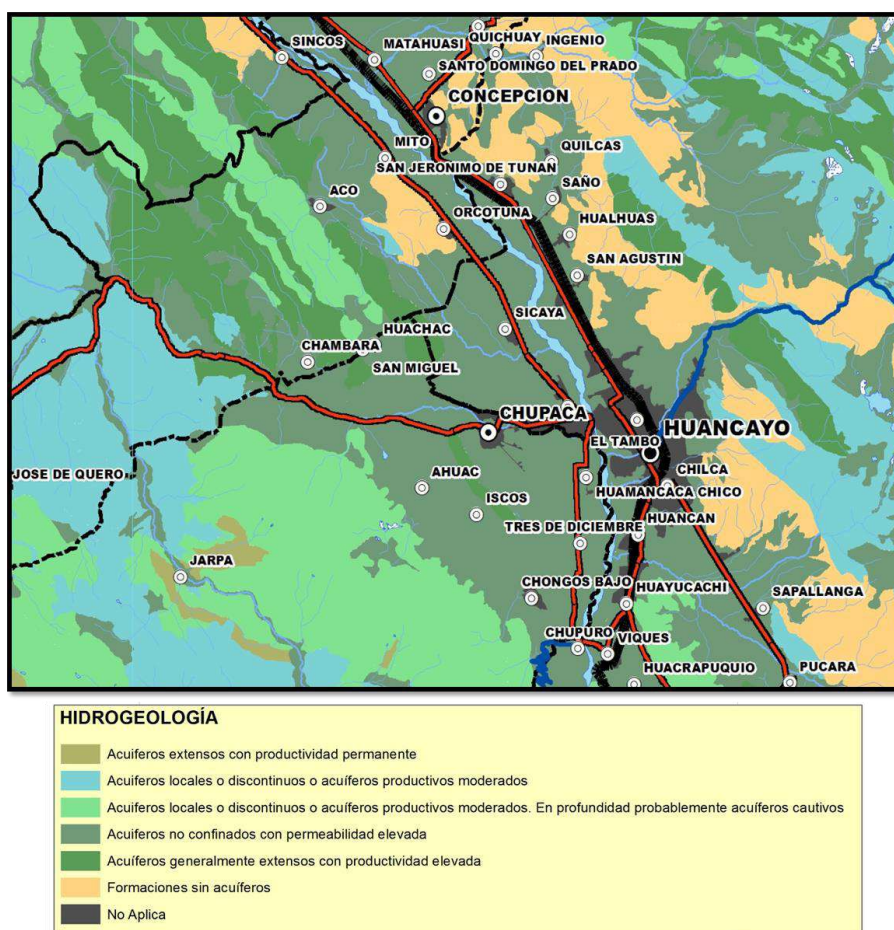
3.2.2. Hidrología

El área de estudio se ubica en la Cuenca del Mantaro, exactamente en la subcuenca Cunas. La cuenca del río Mantaro tiene su origen en el Nudo de Pasco, en la Laguna Junín o Chinchaycocha, esta cuenca en su confluencia con el Apurímac, forma parte del río Ene a una altitud de 4800 m.s.n.m. al sur de la Región de Junín y forma un límite triangular con las regiones de Ayacucho, Cusco y el mismo Junín (Gobierno regional de Junín, ZEE, 2015).

3.2.3. Hidrogeología

En la cuenca Mantaro se encuentran inventariados 181 manantiales, estando la mayoría en secuencias calcáreas (calizas) del Grupo Pucará y la Formación Jumasha, caracterizadas como acuíferos fisurados sedimentarios y acuitardos sedimentarios también, en un rango de cotas de 3 800 msnm á 4 200 msnm. A altitudes de 4 200 msnm á 4 600 msnm también se da una importante ocurrencia de manantiales. En el Cuaternario, especialmente en los depósitos glaciarios también se da un importante número, del orden de 147 manantiales (ANA, 2015).

MAPA DE HIDROGEOLOGICO

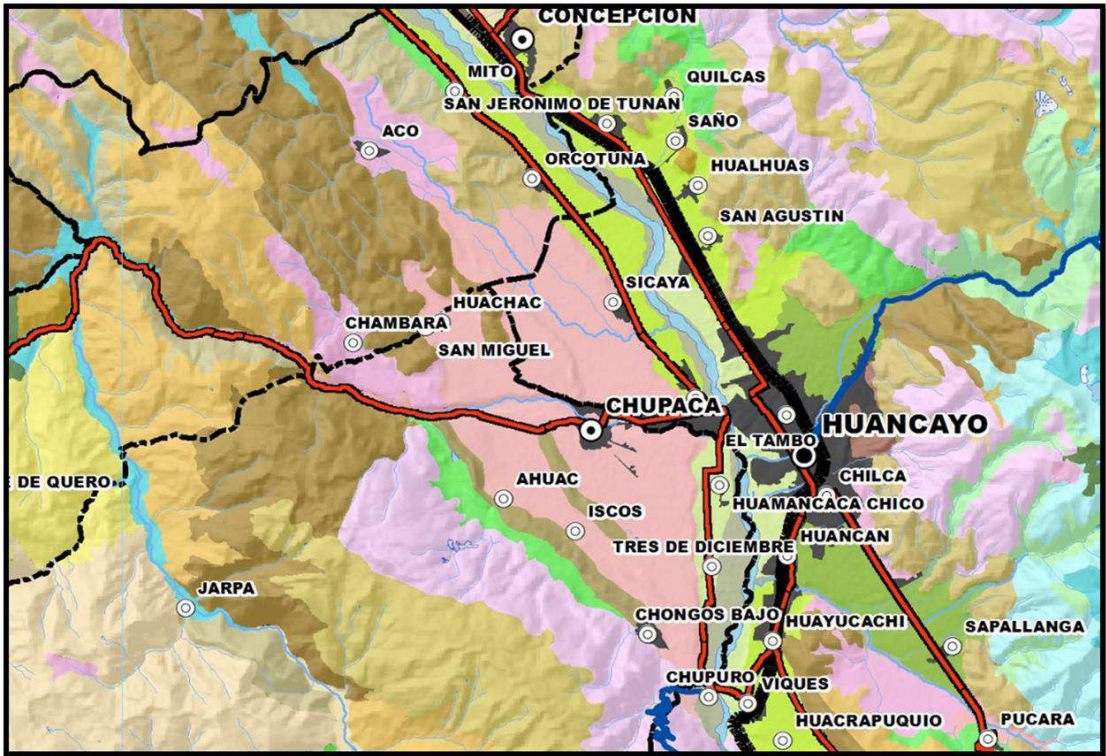


Fuente: Gobierno regional de Junín, ZEE, 2015.

3.2.4. Fisiografía

La región Junín tiene un total de 46 unidades, distribuidos por 3 formas de Gran paisaje, 6 de paisaje y 14 de subpaisaje. Se puede detallar que la forma más resaltante de paisaje o gran paisaje es el montañoso (69%), le sigue el relieve colinoso (17%) y finalmente las planicies (12%) (Gobierno regional de Junín, ZEE, 2015).

MAPA FISIOGRAFICO



GRAN PAISAJE	PAISAJE	SUBPAISAJE	COLOR	ELEMENTO DE PAISAJE	SUPERFICIE	%
Planicies	Planicie Aluvional	Planicie Aluvional		Fondo de Valle Aluvial	58618.22	1.31
				Islas	4207.43	0.09
				Terrazas Altas	18553.23	0.41
				Terrazas Bajas Inundables	3670.1	0.08
				Terrazas Bajas No Inundables	113632.89	2.54
				Terrazas Medias	48622.84	1.09
				Valle Inter montañosos	518.97	0.01
				Superficies Aluvionales Planas a Ligeramente inclinadas	25022.44	0.56
	Planicie Agradaciones	Planicie Coluvio Aluvial		Abanico Aluvial	1591.9	0.03
				Piedemonte Fuertemente Inclinados	26548.49	0.59
				Piedemonte Moderadamente Inclinados	45840.22	1.02
	Planicie Fluvio glacial	Planicie Fluvio glacial		Fondo de Valle Fluvio glacial	106532.63	2.38
				Planicie Fluvio glacial Fuertemente Inclinadas	3112.72	0.06
				Planicie Fluvio glacial Moderadamente Inclinada	29613.52	0.66
				Planicie Fluvio glacial Plano a Ligeramente Inclinadas	1216.9	0.02
	Planicies Lacustina	Planicies Hidromórficas		Planicie Lacustina Plano a Ligeramente Inclinada No Inundables	10788.32	0.24
				Bofedales	37503.18	0.83
Planicies Estructurales del Pleistoceno	Planicies Estructurales	Planicies Estructurales		Planicie Estructural Moderadamente Inclinada	3454.98	0.07
				Planicie Estructural Plano a ligeramente inclinada	5286.48	0.11

Fuente: Gobierno regional de Junín, ZEE, 2015.

3.2.5. Suelos y capacidad de uso mayor de los suelos

El tipo de suelo agrícola en el valle del Mantaro ha sido estudiado por Garay y Ochoa (2010). Realizadas principalmente en 4 provincias de Junín; Jauja, Concepción, Chupaca y Huancayo. En los distritos de Huachac (donde se encuentra la torre de flujo) y Chupaca, el tipo de suelo es Franco arcilloso arenoso, mientras que el distrito de San Juan de Iscos, predomina un tipo de suelo Franco arenoso (Ver anexo 3). Estas tendencias son similares en los distritos de Jauja y Concepción. En la Provincia de Chupaca, la tendencia de acidez de los suelos es, poco alcalina, teniendo cierta dificultad de disponibilidad de nutrientes para las plantas. Sin embargo en las provincias de Jauja y Huancayo se hallaron las tendencias de ser ácidos en los rangos de 4.5 a 6.5; lo que indica la fácil adsorción de nutrientes. Mientras que en la provincia de Concepción no tiene una tendencia definida, varía entre muy ácidos y poco alcalinos. En general en el Valle del Mantaro las características de materia orgánica del suelo son bien provistos.

En el distrito de Huachac la capacidad de uso de suelo está clasificada como tierras aptas para cultivos en limpio con calidad bajo agrícola, limitada por suelo y clima (A3sc) (Gobierno regional de Junín, ZEE, 2015).

3.3. Aspecto biológico

3.3.1. Flora

En la zona andina central del Perú existe una diversidad de flora. Entre los principales árboles figuran el quinal (Polylepis spp.), quishuar (Buddleia incana), aliso (Alnus jorullensis), molle (Schinus molle), tara (Caesalpinia spinosa) y el eucalipto (Eucalyptus globulus), siendo este último introducido. Entre los arbustos se tiene la chinchilcoma (Mutisia viciaefolia), marco (Ambrosia peruviana), chamana (Dodonaea viscosa), retama (Lygos sphaerocarpa), tanquis o mutuy (Cassia spp.), chilca negra (Fluorencia macrophylla); entre las plantas cultivadas se tiene: papa, maíz, cebolla, alcachofa, haba, trigo, cebada, avena, quinua, col, calabaza, lechuga, zanahoria, arveja, betarraga, apio, poro, etc. Los frutales: tumbo (Passiflora mollissima), capulí (Physalis pubescens), guinda (Prunus serotina), manzano, melocotón, higo, ciruelo, níspero japonés, etc. Flores: la cantuta (Cantua buxifolia), rosa, claveles, fucsia, copa de oro (Loja, 2002).

3.3.2. Fauna

Aves silvestres: tórtola (Metriopelia melanoptera), perdiz (Nothoprocta pentlandii), zorzal o chihuaco (Turduschiguanco), gorrión, jilguero, picaflor, pato silvestre, Huallata (Chloephaga melanoptera), gaviota (Larus serranus) y otros. Mamíferos silvestres: zorrillo (Conepatus chinga), venado (Odocoileus virginianus), vicuña (Vicugna vicugna), vizcacha (Lagidium peruanum), gato montés (Oncifelis colocolo), Llama, alpaca, cuy. Entre la fauna foránea: Ovejas, vacas, caballos, cerdos, pavos, patos, burros, etc. (Gobierno Regional de Junín, 2009).

3.4. Aspecto sociocultural

El Departamento de Junín, está conformada por 9 provincias y 123 distritos distribuidos en dos extensas áreas geográficas: Amazónica (54%) y Andina (46%) y según el Censo de Población y Vivienda del año 2007, el departamento de Junín alcanzó 1'225,474 habitantes, proyectándose al año 2015 con 1'350,783 habitantes. Siendo las provincias con mayor población: Huancayo con 466,346 hab., Satipo con 193,872 hab., Chanchamayo con 168,949 hab., y Tarma con 112,230 hab (Gobierno regional de Junín, ZEE, 2015).

Cuadro 2: Población total, incremento intercensal y tasa de crecimiento de la región Junín.

AÑO	POBLACION	INCREMENTO INTERCENSAL	T.C INTERCENSAL
1940	381,343	-	
1961	546,662	165,319	1.4
1972	720,457	173,795	1.3
1981	896,962	176,505	1.2
1993	1,092,993	196,031	1.2
2007	1,225,474	132,481	1.1
2015	1'350,783	125,309	1.1

Fuente: INEI-Censos Nacionales de 1940, 1961, 1972, 1981, 1993 y 2007.

3.4.1. Población Urbana y Rural

Según el censo de población de 2007, se tiene en los centros poblados urbanos del departamento de Junín una población de 825,263 personas, la misma que representa el 67.34% del total de la población. La población empadronada en los centros poblados rurales es de 400,211 personas que significa el 32.66% de la población censada. Estas cifras demuestran que en el departamento de Junín, poco más de la tercera parte de la población se localiza en los centros poblados rurales. En 1940, la población rural representó el 59.30% de la población censada en el departamento. En 1961, el 50.93%, en 1972 el 40.46%, en 1981 el 40.08%, en 1993 el 34.52% y en 2007 el 32.66%. (Gobierno regional de Junín, ZEE, 2015).

Cuadro 3: Población censada, urbana, rural e incremento intercensal de la región Junín (1940-2007).

AÑO	POBLACION			INCREMENTO INTERCENSAL		TASA DE CRECIMIENTO INTERCENSAL (PROMEDIO ANUAL)	
	TOTAL	URBANA	RURAL	URBANA	RURAL	URBANA	RURAL
1940	338,502	137,776	200,726	117,976	64,732	3.0	1.3
1961	501,210	255,752	265,458	158,999	16,432	4.5	0.5
1972	696,641	414,751	281,890	95,911	59,686	2.3	2.2
1981	852,238	510,662	341,576	167,589	16,014	2.4	0.4
1993	1,035,841	678,251	357,590	147,012	42,621	1.4	0.8
2007	1,225,474	825,263	400,211				

Fuente: INEI-Censos Nacionales de 1940, 1961, 1972, 1981, 1993 y 2007.

3.5. Condiciones del fenómeno El Niño año 2015/2016.

El análisis de este estudio se realiza en el mes de julio del 2015 y el mes de julio 2016, es por ello que a continuación se explicaran las condiciones referentes al fenómeno El Niño en los siguientes periodos.

En el año 2015 ocurrió un fenómeno El Niño. El Niño 1.2 llegó a ser de magnitud fuerte, con un inicio en abril del 2015 y finalizo en junio de 2016, mientras que El Niño 3.4 llegó a ser muy fuerte, tuvo una etapa de inicio en noviembre 2014 hasta mayo del 2016 (Boletín ENFEN, 2015).

Cuadro 4: Lista de eventos El niño y eventos fríos, según NOAA.

Eventos El Niño					
82/83	86/87	87/88	90/91	94/95	91/92
92/93	93/94	94/95	97/98	02/03	15/16
Eventos La Niña					
83/84	84/85	88/89	95/96	98/99	99/00
00/01					

Fuente: http://www.met.igp.gob.pe/publicaciones/2000_2007/Lagosetal.pdf

El fenómeno el Niño tiene un impacto en la época de lluvias (Setiembre-marzo), ocasionando mayor precipitación o menor precipitación dependiendo de la zona de estudio (Lagos et al., 2008; Lavado y Espinoza, 2013). En el caso de la cuenca del Mantaro, Lagos et al., 2005 y Silva et al., 2008, han encontrado correlaciones negativas significativas entre la fase cálida ENSO y las precipitaciones durante la fase de pico de la Temporada de lluvia (Enero-marzo) en la cuenca del Mantaro.

Por otro lado, en los meses secos, como en el mes de julio del 2015 y en el mes de julio del 2016 no se esperaron fuerte variabilidad de lluvias, debido a la estacionalidad, siendo el mes de julio el mes más seco. (Boletín ENFEN, 2015).

Para la complementación de este análisis, se analizaron las principales variables meteorológicas como la temperatura máxima, la temperatura mínima, la temperatura promedio y la precipitación de la zona de estudio, de los datos promedio mensual del mes de julio de 1981 al 2016.

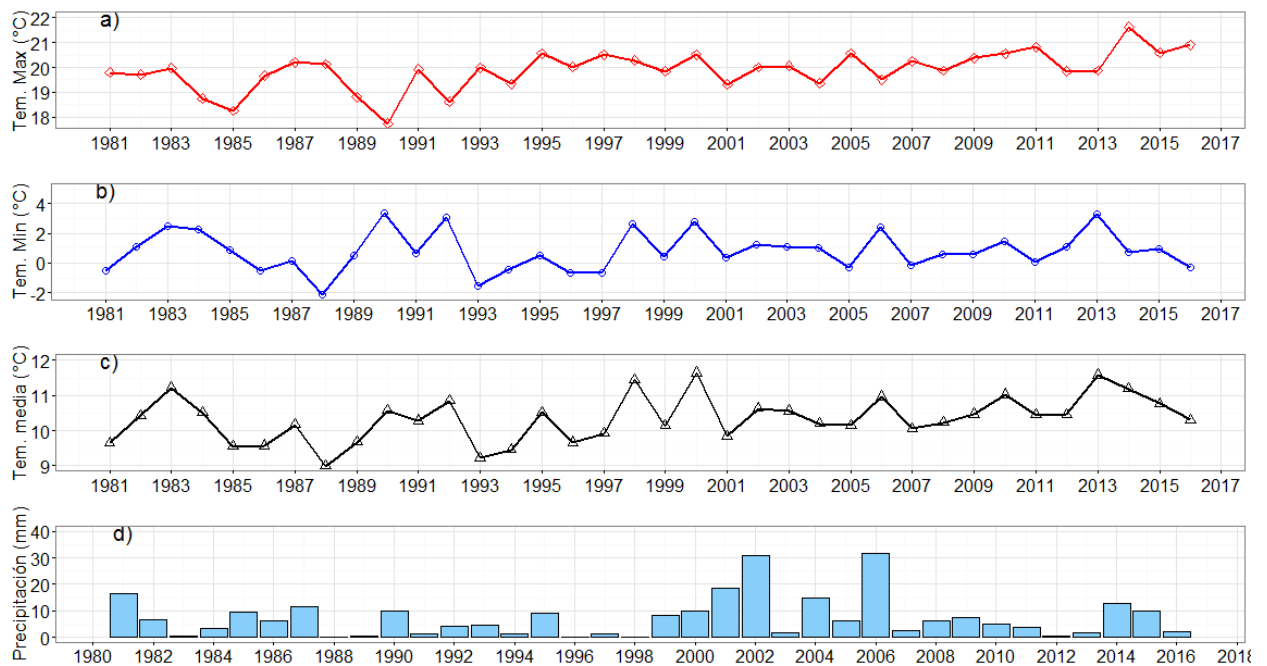


Figura 15: Datos promedio mensual del mes de julio de 1981 al 2016 de la estación Huayao (Estación donde se encuentra la torre de flujo) de la a) Temperatura máxima, b) Temperatura mínima, c) Temperatura media y d) Precipitación.

En la figura 15 se muestra la variabilidad interanual de los datos promedios mensual del mes de julio de 1981 al 2016, a este serie de tiempo se realizó las anomalías estandarizadas (Figura 16) y los boxplot (Figura 17) para determinar los outliers mínimos y máximos de cada variable, y concordar si sus picos son debido a un fenómeno El Niño.

En la figura 16, las anomalías de precipitación en el año 2015 y en el año 2016 son muy cercanos a cero, lo que indica que los datos son muy cercanos al promedio interanual de toda la serie de tiempo, asimismo ocurre con la temperatura promedio y la temperatura mínima, sin embargo en la temperatura máxima se observa una anomalía positiva ligeramente más alto que las otras variables, sin embargo no se puede afirmar que sea por un fenómeno El Niño, debido a que este comportamiento no ocurre en los años 81/82 y 97/98.

Además en la figura 17, se observa que la temperatura máxima tiene un outlier máximo en el 2010, y ese año no fue un fenómeno el niño, mientras que la temperatura media tiene un outlier mínimo en 1989, y la precipitación tiene dos outlier máximos en el 2002 y 2006. Estos años no concuerdan con eventos el niño excepto en el año 2002 en la precipitación.

Teniendo como conclusión que en el mes de julio la variabilidad interanual no necesariamente tiene una relación ante el fenómeno el niño. Y que las anomalías del mes de julio del 2015 y el mes de julio del 2016 se encuentran en el rango permitido.

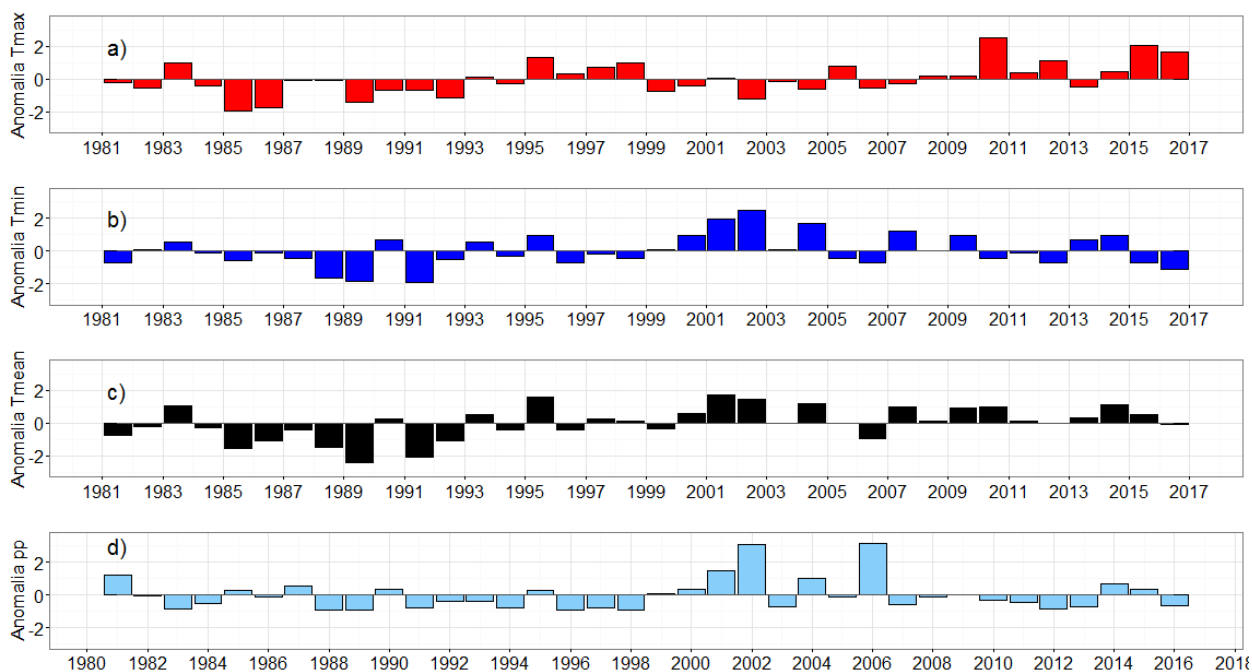


Figura 16: Anomalías estandarizadas del mes de julio de 1981 al 2016 de la estación Huayao (Estación donde se encuentra la torre de flujo) de la a) Temperatura máxima, b) Temperatura mínima, c) Temperatura media y d) Precipitación.

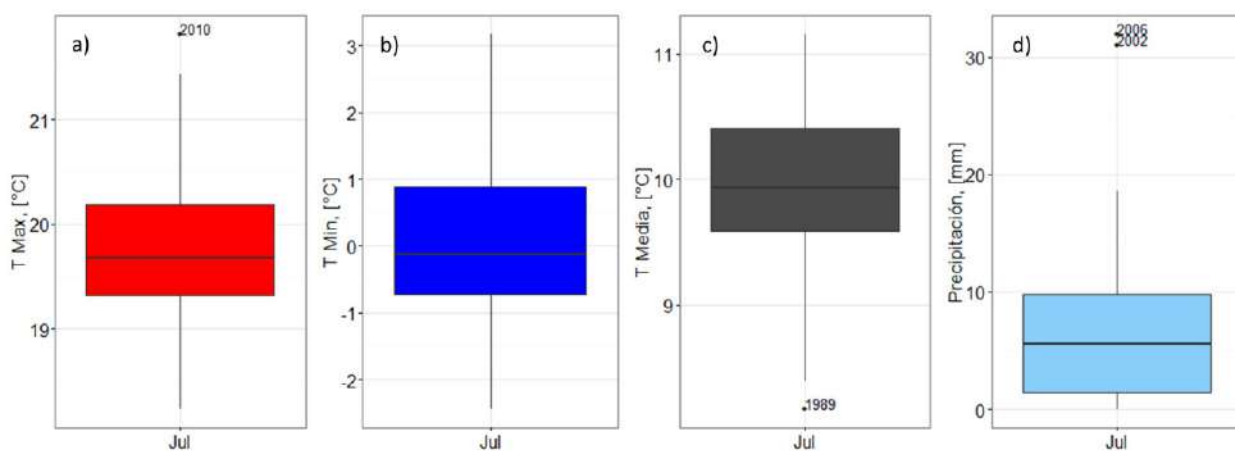


Figura 17: Boxplot del mes de julio de 1981 al 2016 de la estación Huayao (Estación donde se encuentra la torre de flujo) de la a) Temperatura máxima, b) Temperatura mínima, c) Temperatura media y d) Precipitación.

4. MATERIALES Y METODOLOGIA

4.1. Datos

Los datos utilizados en esta investigación se dividen en 5 partes las cuales se detallaran a continuación:

4.1.1. Datos de información geográfica e imágenes satelitales.

Para el análisis topográfico, que es un factor importante para comprender los procesos ocurridos entre la superficie de la tierra y la atmósfera, se optó por el producto SRTM (Shuttle Radar Topography Mission) debido a su mayor precisión en terrenos escarpados. Este fue obtenido a través del enlace <http://srtm.csi.cgiar.org/>

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

<i>Datos Satelitales</i>		
<i>Datos de topografía</i>	Modelo digital de elevación SRTM v.4.1	http://srtm.csi.cgiar.org/

Fuente: Shuttle Radar Topography Mission

Asimismo se utilizaron datos de información geográfica estas se encuentran:

- Instituto Geográfico Nacional (IGN). Cartografía base digital (hidrografía, centros poblados) a una escala de 1:100 000.
- Organismo de Formalización de la Propiedad Informal (COFOPRI). Cartografía digital (hidrografía, hipsografía, centros poblados) a una escala de 1:25 000.

El programa empleado en el manejo de la información vectorial, la generación de mapas, así como el procesamiento de información satelital, fue Arcgis, Qgis y Rstudio.

4.1.2. Datos de flujos energéticos (calor latente & calor sensible) y evapotranspiración.

En junio del 2015, gracias al proyecto “Estudio de los procesos físicos que controlan los flujos superficiales de energía y agua para el modelado de heladas, lluvias intensas y evapotranspiración en la sierra central del Perú”, financiado por Innóvate Perú y con el apoyo del Instituto Geofísico del Perú se instaló una torre de flujo de 4 metros de altura en el Observatorio de Huancayo, en él se tiene un higrómetro de Krypton y un anemómetro sónico, gracias a ello se tiene datos crudos a una frecuencia de 10 Hz, es decir, 10 datos por cada segundo, disponibles en el mes de julio del 2015 y en el mes de julio 2016. Estos datos fueron procesados con el software EddyPro para obtener los flujos de calor latente y calor sensible, además de la evapotranspiración in-situ de los cultivos alrededor del observatorio.

Cuadro 6: Ubicación y características de la torre de flujo instalada por el proyecto: "Estudio de los procesos físicos que controlan los flujos superficiales de energía y agua para el modelado de heladas, lluvias intensas y evapotranspiración en la sierra central del Perú", de las cuales se han extraído los datos de flujos de calor latente y calor sensible.

	Longitud	Latitud	Altura (msnm)	Altura de la torre (m)	Período de datos	Frecuencia de datos de los flujos	Vegetación
<i>Torre de flujo</i>	-12.04	-75.32	3316	4	Julio 2015 y Julio 2016	10 Hz	Cultivos

Fuente: Instituto Geofísico del Perú.

4.1.3. Datos Meteorológicos

La torre de flujo instalada en el Observatorio adicionalmente mide variables meteorológicas como la precipitación, temperatura del aire, temperatura superficial, radiación de onda larga entrante, velocidad y dirección del viento (Cuadro 7)

Además se cuenta con una estación meteorológica automática esta se ubica aproximadamente a 200 metros de la torre de flujo y mide las siguientes variables:

- Radiación solar (radiación de onda corta entrante).
- Temperatura del aire.
- Temperatura del subsuelo a 2cm, 5cm ,10cm, 30 cm y 50cm de profundidad.
- Humedad relativa.
- Presión atmosférica.

Cuadro 7: Listado de variables meteorológicas utilizadas y características de los sensores de medida.

<i>Variable Meteorológica</i>	Instrumento de medida	Altura de medida (m)	Ubicación	Frecuencia de adquisición
<i>Radiación solar</i>	Piranómetro	4	Estación meteorológica	1 min
<i>Temperatura del aire y humedad relativa</i>	Sensor combinado de T y HR	2	Estación Meteorológica y torre de flujo	1 min
<i>Velocidad y dirección del viento</i>	Anemómetro sónico	4	Torre de flujo	10 Hz
<i>Presión atmosférica</i>	Barómetro	1	Estación meteorológica	1 min
<i>Temperatura superficial</i>	Infrarrojo radiómetro	1	Torre de flujo	1 min
<i>Radiación infrarrojo entrante</i>	Pirgeometro	4	Torre de flujo	1 min
<i>Temperatura del subsuelo a 2cm, 5cm ,10cm, 30 cm y 50cm de profundidad</i>	Tensiómetros	2cm, 5cm ,10cm, 30 cm y 50cm por debajo del suelo	Estación meteorológica	5 min
<i>Precipitación</i>	Pluviómetro	1	Torre de flujo	1 min

Fuente: Instituto Geofísico del Perú.

Estos datos meteorológicos fueron utilizados para la estimación de las ecuaciones empíricas de evapotranspiración (Cuadro 7), para el análisis del balance energético y para el análisis de dispersiones de variables meteorológicos versus evapotranspiración.

Cuadro 8: Requerimiento de datos meteorológicos de entrada para la estimación de la evapotranspiración por ecuaciones empíricas, Penman Monteith (PM), Priestley Taylor (PT), Hargreaves (H), Hargreaves-Samani (HS).

<i>Modelo</i>	Variables meteorológicas				
	Radiación solar	Temperatura aire	Humedad relativa	Velocidad del viento	Presión atmosférica
<i>PM</i>	Si	Si	Si	Si	Si
<i>PT</i>	Si	Si	No	No	Si
<i>H</i>	Si	Si	No	No	No
<i>HS</i>	No	Si	No	No	No

Fuente: Elaboración propia.

4.1.4. Datos de tipo de Suelo

Los datos de tipo de suelo no se obtuvo durante el período de estudio, debido a que implicaba un costo adicional , es por ello que se optó a obtener los datos a partir del trabajo realizado por Garay en el 2010, este trabajo se encuentra disponible en el siguiente enlace <http://www.met.igp.gob.pe/proyectos/incagro/datos/manual.pdf> en el cual consiste en una identificación de los diferentes tipos de suelo agrícola en el valle del río Mantaro, de este trabajo solo se utilizó los resultados del distrito Huachac de la provincia Chupaca, debido que ahí se encuentra nuestra zona de estudio. Ver anexo 3.

Además para su complemento se optó por el uso de la información provista por el SoilGrids1km, está es una colección de mapas sobre clase de suelos y propiedades actualizable del mundo con una resolución de 1Km.

Los datos WorlSoil1km están disponibles a través del enlace <http://soilgrids.org/> o vía FTP <ftp://ftp.soilgrids.org/>.

Estos datos se utilizaron para una mejor caracterización del flujo de energía hacia el suelo (G).

4.1.5. Datos de la estación convencional de Huayao.

Los datos de la estación convencional de Huayao se obtuvieron gracias al Instituto Geofísico del Perú. Anteriormente, al tener la facilidad de las variables meteorológicas por estaciones automáticas, de la estación convencional solo se utilizó las horas del sol (heliógrafo). Estos datos se obtuvieron durante un año, de julio 2015 a junio 2016 a nivel diario.

Cuadro 9: Listado de variables utilizadas de la estación convencional de Huayao y características de los sensores de medida.

<i>Variable Meteorológica</i>	Instrumento de medida	Periodo de datos	Ubicación	Frecuencia de adquisición
<i>Horas de sol</i>	Heliógrafo	1-06-15 a 30-06-16	Est.convencional de Huayao	3 mediciones al día

Fuente: Instituto Geofísico del Perú.

4.2. Metodología

La metodología utilizada se divide en 3 secciones de las cuales se explica a continuación:

4.2.1. Procesamiento de la data cruda con el software Eddypro para la obtención de los flujos de calor latente y calor sensible.

Para el procesamiento de los datos brutos de eddy covarianza (10 Hz) se utilizó el software EddyPro, es un software para calcular los flujos entre la biósfera y atmósfera de CO₂, H₂O, CH₄, otros gases traza, y la energía. Es diseñado para proporcionar fáciles y precisos cálculos de flujos de la EC. Se basa en el paquete ECO2S1, que fue lanzado como software libre por parte del consorcio que participan en el proyecto 2-UE IMECC Europea. También es compatible con otros tipos de archivos en bruto, incluidas los datos almacenados en forma de tablas ASCII. Los datos de alta frecuencia de velocidad del viento vertical y la densidad de vapor de agua son procesados con este software (Figura 18) para obtener los flujos energético de calor sensible y calor latente en W/ m². Adicionalmente, este software eddypro tiene unas amplias herramientas para los procesamientos de sus correcciones explicadas en el capítulo 3.

EddyPro es liberado como software de código abierto, con una versión oficial de que es totalmente documentada, mantenida y soportada por LI-COR®, Inc. (LI-COR, Inc. 2015.EddyPro 6).

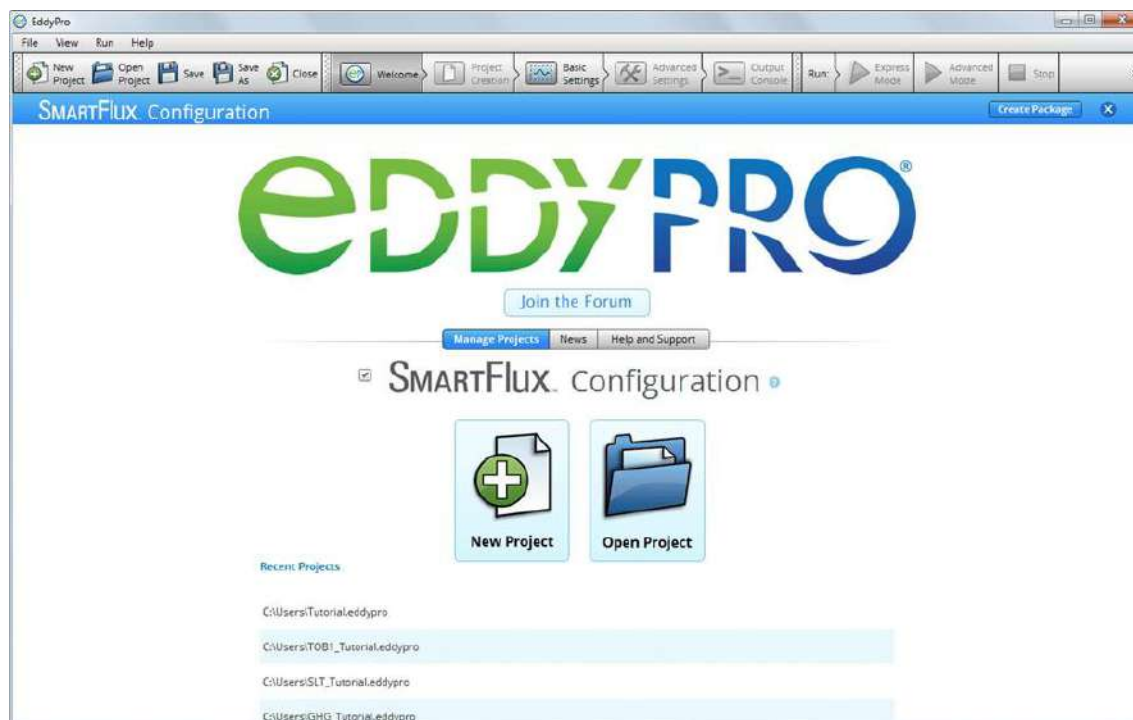


Figura 18: Interfaz del Software Eddypro.

4.2.2. Análisis de la evapotranspiración de torre de flujo.

De las torres de flujo se utilizó el dato de flujo de calor latente (w/m^2) a nivel horario y diario. Para convertir el flujo de calor latente (LE) w/m^2 a evapotranspiración (ET) $mm/día$ se debe realizar la siguiente operación (Allen, 1998).

$$ET \left(\frac{mm}{dia} \right) = \frac{le * 3600 * 1000 * 24}{\lambda * \rho} \dots (ecuación 18)$$

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

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

Los valores meteorológicos como la radiación solar, temperatura, humedad relativa, velocidad del viento y presión atmosférica fueron utilizados para calcular los valores de evapotranspiración a través de ecuaciones empíricas de Penman-Monteith (Ecuación 3), Priestley-Taylor (Ecuación 4) y Hargreaves (Ecuación 5). Los valores observados de evapotranspiración de la torre de flujo y de las ecuaciones empíricas de Penman-Monteith (P-M), Priestley-Taylor (P-T) y Hargreaves (H) fueron trabajados a escala de tiempo diario.

Uno de los métodos estadísticos con el que se trabajó es la regresión lineal. La regresión lineal nos ayudará a encontrar alguna relación o dependencia entre 2 variables. A una variable se le denomina independiente (x) y a la otra dependiente (y) (Wilks, 2011). Esta técnica estadística dibuja una línea a través de los datos observados que tiene como función:

$$\hat{y}_i = bx_i + a \dots (\text{ecuación 19})$$

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

$$e_1 = \hat{y}_1 - y_1 \dots (\text{ecuación 20})$$

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

$$b = \frac{cov_{xy}}{S_x^2} = \frac{\sum_{i=1}^n [(x_i - \bar{x})(y_i - \bar{y})]}{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2} \dots (\text{ecuación 21})$$

$$a = \bar{y} - b\bar{x} \dots (\text{ecuación 22})$$

La Ecuación 21 nos calcula la pendiente de la regresión lineal (19) y la Ecuación 22 nos calcula el intercepto (a). En las ecuaciones 21 y 22 se utilizan las medias de los valores de x ($\bar{x}$) y de y ($\bar{y}$).

En nuestro estudio utilizamos la regresión lineal para evaluar la relación de las variables meteorológicas y la evapotranspiración. Las variables utilizadas en la regresión lineal con la evapotranspiración fueron la radiación solar, temperatura superficial, temperatura del aire, humedad relativa, déficit de presión de vapor, radiación infrarroja, presión atmosférica y velocidad del viento. Para este experimento solo se calculó el coeficiente de determinación (R^2), que es una medida de cuanta varianza de la variable dependiente está siendo explicada por la variable independiente. La escala de tiempo utilizada fue horaria y diaria.

Así mismo, y se escogieron datos de las 7 horas hasta las 18 horas debido a que principalmente el calor latente es mayor durante las horas del día.

El coeficiente de determinación es:

$$R^2 = \frac{SCR}{SCT} \dots (\text{ecuación 23})$$

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

$$SCR = \sum_{i=1}^n (\hat{y}_i - \bar{y})^2 \dots (\text{ecuación 24})$$

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

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

Donde y_i son los datos observados.

4.2.3. Análisis de la evapotranspiración por ecuaciones empíricas.

Para evaluar el desempeño de las ecuaciones empíricas y los datos observados de evapotranspiración hay diferentes pruebas estadísticas. Principalmente se utilizó el coeficiente de determinación (R^2), el índice de concordancia (D), el error medio cuadrático (RMSE), el coeficiente de Nash-Sutcliffe (NSE) y el BIAS. El mejor modelo se eligió los que dieron como resultado los valores máximo de R^2 y D, y los valores más bajos de RMSE, NSE y BIAS. La escala de tiempo a la que se trabajaron los datos fue diaria.

El Índice de concordancia elaborada por Willmott (1981) como una medida estandarizada del grado de error de predicción del modelo y varía entre 0 y 1. Un valor de 1 indica una combinación perfecta, y 0 indica que no hay acuerdo en absoluto (Willmott, 1981). El índice de concordancia puede detectar diferencias de aditivos y proporcionales de las medias y varianzas de lo observado y simulado; sin embargo, es muy sensible a los valores extremos debido a las diferencias del cuadrado (legados y McCabe, 1999). Y esta expresada de la siguiente manera:

$$D = 1 - \left[\frac{\sum_{i=1}^n (y_i^{obs} - y_i^{sim})^2}{\sum_{i=1}^n (|y_i^{sim} - y^{mean}| + |y_i^{obs} - y^{mean}|)^2} \right] \dots (ecuación 26)$$

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

El coeficiente de Nash (NSE) y el error medio cuadrático (RMSE) están representada de la siguiente manera:

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

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

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

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

RMSE es un índice que también ayuda a cuantificar la performance del modelo con respecto a lo observado. Un valor de RMSE igual a cero (0) indica un perfecto ajuste, mientras valores mayores indican baja performance.

Por otro lado el BIAS mide la tendencia media de los valores simulados de ser mayor o menor que sus valores observados. El valor óptimo de BIAS es de cero o valores muy cercanos a ceros ya que indica una mayor precisión del modelo. Los valores positivos indican sesgo de sobrestimación, mientras que los valores negativos indican una subestimación. El BIAS se representa de la siguiente manera:

$$BIAS = \frac{\sum_{i=1}^n (y_i^{sim} - y_i^{obs})}{\sum_{i=1}^n y_i^{obs}} \dots (\text{ecuación 29})$$

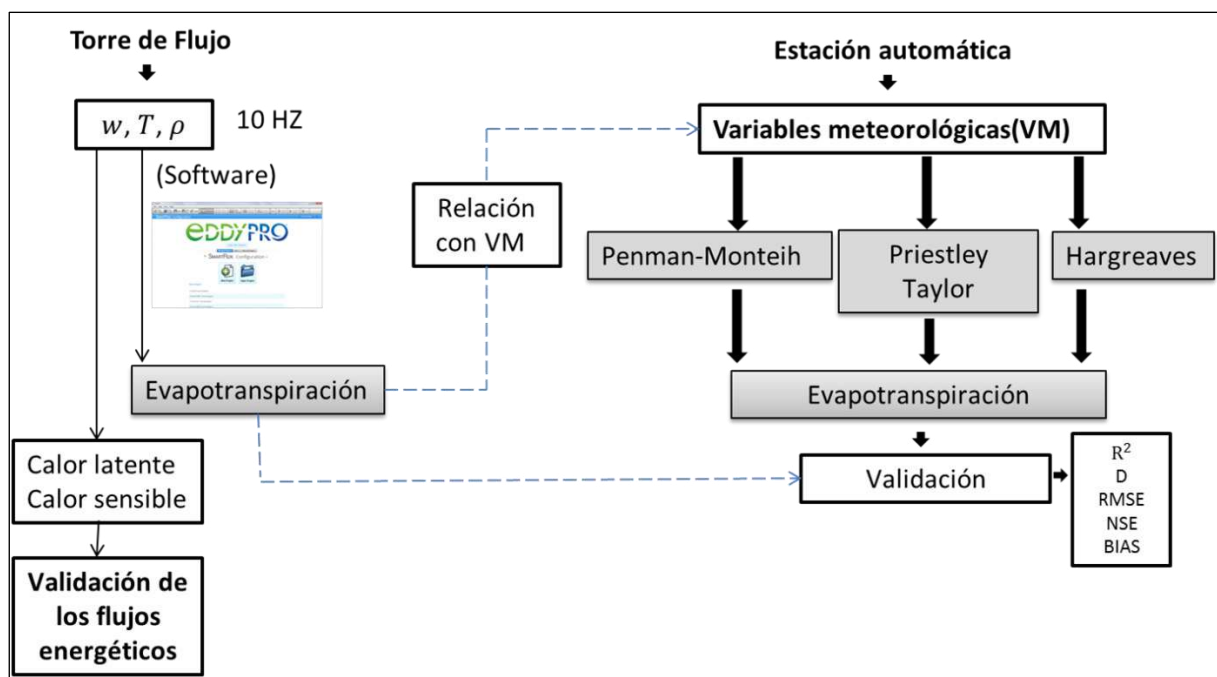


Figura 19: Esquema de la metodología para el desarrollo de la Tesis.

5. RESULTADOS Y DISCUSIÓN

5.1. Análisis de torre de flujo

Debido a las diferentes características temporales de la radiación solar, precipitación, temperatura y otras variables climatológicas en la zona de estudio es necesario analizar el comportamiento horario, diario y mensual de las características climáticas y flujos de energía. Este análisis se realizó en 3 partes, la cual incluye una caracterización de las variables meteorológicas en un año hidrológico, un análisis de los datos de flujos y variables meteorológicos en el mes de julio 2015 y julio 2016, y un análisis de la relación entre la precipitación y la evapotranspiración observada.

5.1.1. Caracterización de las variables meteorológicas en un año hidrológico

a) Análisis del ciclo diurno de la variables meteorológicas

Se analizó el ciclo diurno mensualmente durante un año de las variables meteorológicas tales como la radiación solar, humedad relativa, temperatura del aire, presión atmosférica, velocidad del viento, déficit de presión de vapor, temperatura superficial y radiación infrarroja (Figura 20).

El ciclo diurno de la radiación solar tiene un pico a las 12 horas (Figura 20 a)). Los percentiles 90 de radiación solar sus valores más altos ocurren en los meses de lluvia y los valores más bajo en los meses secos, por el contrario los percentiles 10 de radiación solar sus valores más altos ocurren en los meses secos y más bajo en los meses de lluvia, por lo tanto los valores de radiación solar máxima y radiación solar mínima ocurren en los meses lluviosos (Anexo 4).

La variabilidad del ciclo diurno de la radiación solar es más notable en los meses de verano debido a la presencia de nubes y precipitación. Eso no ocurre en los meses secos cuando el cielo es despejado.

La humedad relativa nos indica la relación entre la fracción molar del vapor de agua en el aire y la fracción molar del vapor de agua en el aire saturado a la misma temperatura. El valor mínimo de la humedad relativa ocurre a las 15 horas. Los valores más altos ocurren durante la noche y la madrugada. En promedio en los meses de julio a setiembre (meses secos) el ciclo diurno de la humedad relativa tiene valores más bajos que en los meses de verano (enero a marzo) (Figura 20 b)).

Por otro lado, el pico de la temperatura del aire ocurre a las 15 horas (Figura 20 c)). Eso quiere decir que la radiación solar que incide en la superficie es transferida al aire (2 metros) después de 2 horas. Se observa que durante las noches en los meses secos sus valores son más bajos con respecto a los meses lluviosos, esto es debido a que durante los meses secos el cielo es más despejado, haciendo que la temperatura durante la noche disminuya más de lo normal. Además tiene un ciclo diurno inversamente proporcional a la humedad relativa teniendo esto coherencia con la literatura revisada (Allen, 1998).

La presión atmosférica solo tiene un rango de variación entre el máximo y el mínimo de 0.6 kPa aproximadamente, sin embargo este tiene un comportamiento diurno peculiar, a partir de la madrugada 0 horas hasta las 5 horas tiende ligeramente a bajar luego de 5 horas a 9 horas tiene a subir (ocurriendo su pico a las 9 horas) y de 9 horas a 17 horas tiende a bajar (ocurriendo el valor mínimo las 17 horas), y luego otra vez tiende a subir hasta las 23 horas, teniendo un comportamiento senoidal. (Figura 20d)).

El Déficit de presión de vapor su pico ocurre a las 15 horas (Figura 20 f)). Sus valores más altos ocurren durante el día. Los percentiles 90-10 y 75-25 tiene una variabilidad más alta en los meses de verano (enero a marzo) (Anexo 6).

Por otro lado, el pico de la temperatura del suelo se da a las 13 horas, durante el día la temperatura del suelo es más alta en los meses secos que en verano, mientras que en la noche la temperatura del suelo es más bajo en los meses secos que en verano (Figura 20 g)). Esto es debido a que durante el verano hay mayor presencia de nubosidad por lo tanto mayor radiación infrarroja y lluvia. La lluvia podría disminuir la temperatura del suelo debido a la humedad en el suelo durante el día y la radiación infrarroja sería un impedimento para la incidencia de radiación solar provocando en conjunto una temperatura superficial más baja durante el día en la época de verano que con respecto a la época seca. Mientras que en la noche la única fuente de energía es la radiación infrarroja, en la época de verano hay más radiación infrarroja teniendo valores más altos a diferencia que la época seca cuando el cielo está despejado.

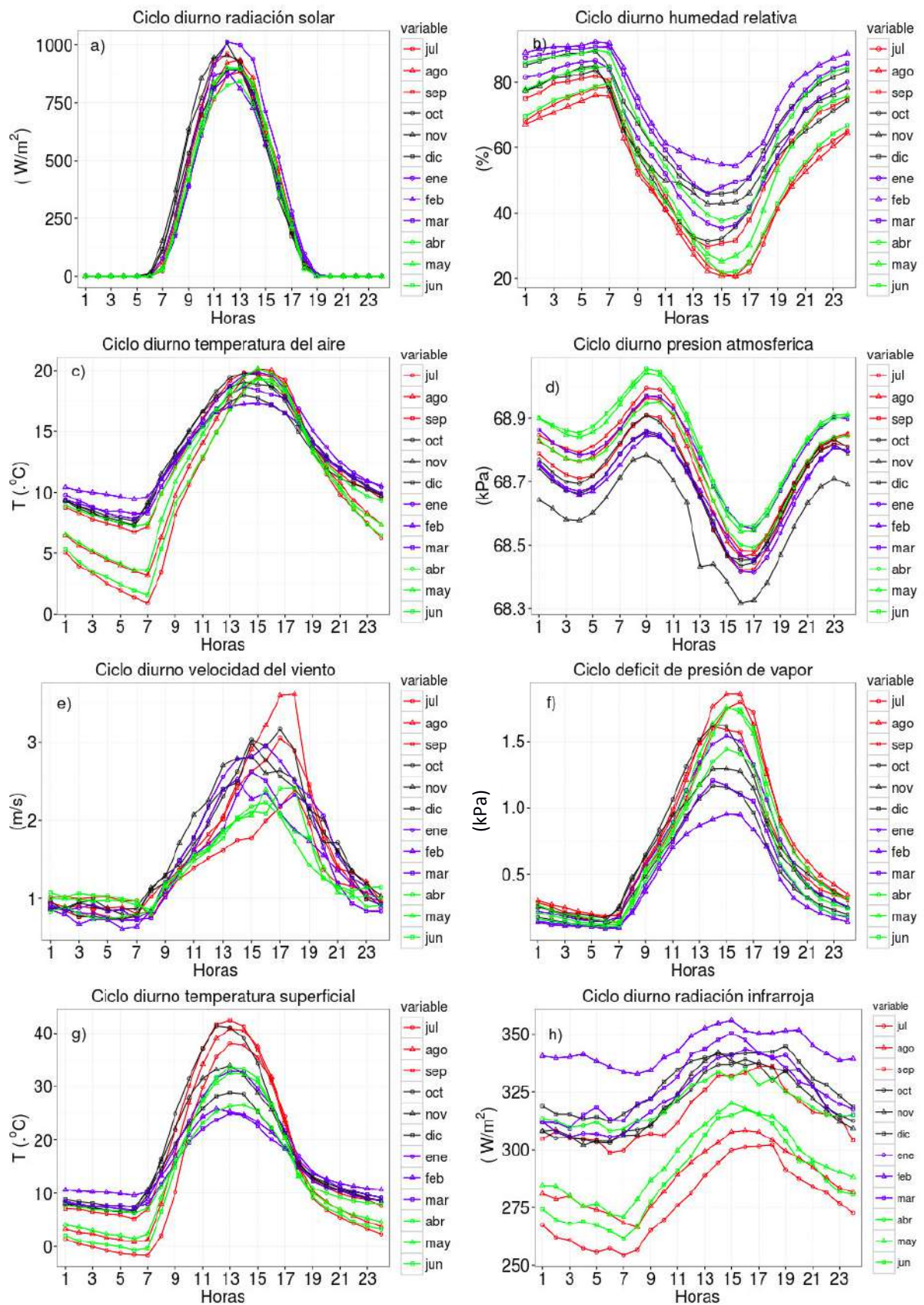


Figura 20: Ciclo diurno mensualmente durante un año hidrológico de las variables meteorológicas: a) Radiación solar, b) Humedad relativa, c) Temperatura del aire, d) Presión atmosférica, e) Velocidad del viento, f) Déficit de presión de vapor, g) Temperatura superficial, h) Radiación infrarroja.

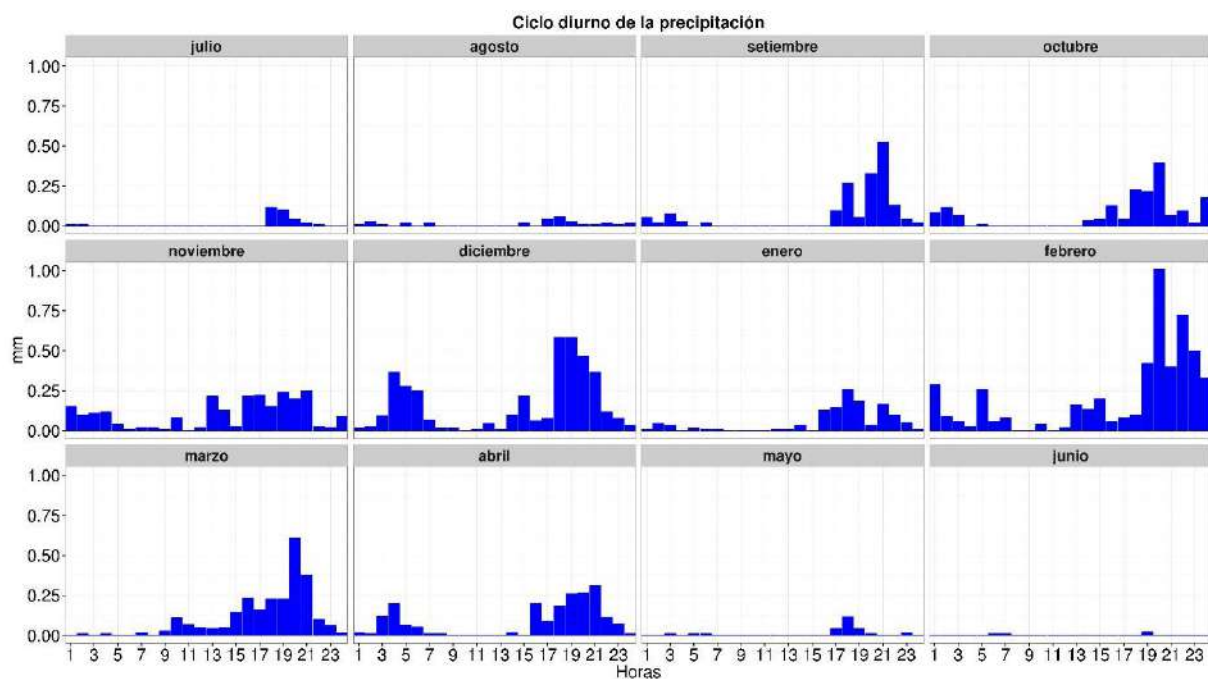


Figura 21: Ciclo diario mensualmente durante un año hidrológico de la precipitación (mm).

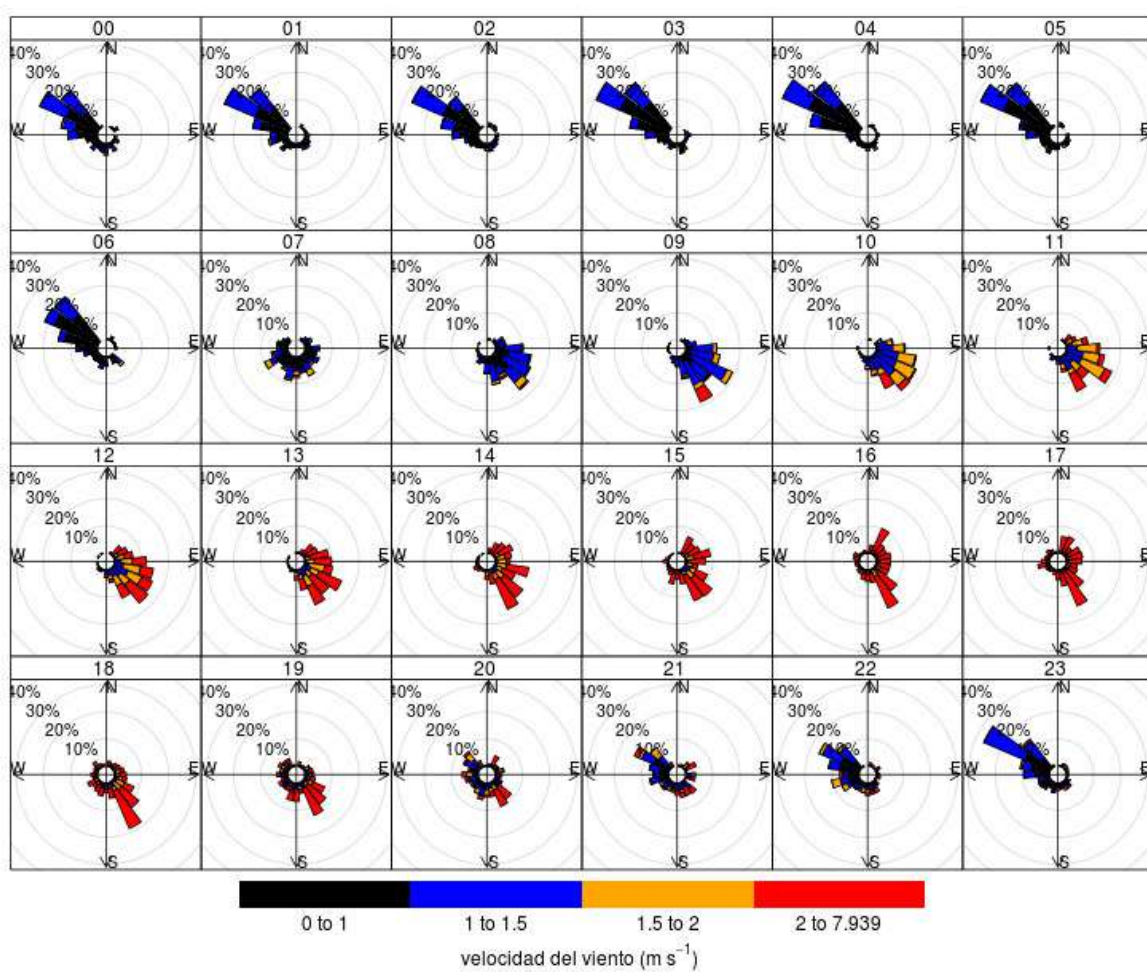


Figura 22: Ciclo diario de la dirección del viento.

b) Análisis diario y estacional de las variables meteorológicas

Para el análisis a nivel diario de las variables meteorológicas se realizó series de tiempo diario de 7 horas a 18 horas de la radiación solar, humedad relativa, temperatura del aire, presión atmosférica, velocidad del viento, déficit de presión de vapor, temperatura superficial y radiación infrarroja (Figura 23).

La radiación del sol (SW) (Figura 23 a)) presenta una variabilidad diaria muy marcada entre los meses de setiembre a marzo, pero entre los meses de abril y junio esta variabilidad disminuye. Por otra parte, se puede observar que los valores más altos de SW ocurren en los meses de setiembre a marzo. El promedio diario anual de 7 horas a 18 horas es 521.87 W/m^2 y una desviación estándar de 94.34. (Cuadro 10)

La temperatura del suelo (Figura 23b)) no se muestra una variabilidad estacional muy marcada, pero si se observa que los valores más altos ocurren en los meses de octubre a diciembre, asimismo con una variabilidad diaria más alta en esos meses.

Por otro lado la humedad relativa y la temperatura del aire a nivel diario tienen un comportamiento inverso, sin embargo; se puede observar una misma variabilidad estacional teniendo sus valores más altos en los meses de verano. (Figura 23 c) y d))

Asimismo ocurre la radiación solar con la radiación infrarroja a nivel diario tiene un comportamiento inverso, sin embargo a nivel estacional tiene una misma variabilidad teniendo sus valores más altos en los meses de verano. (Figura 23 c) y d)).

La radiación infrarroja (LW) tiene un promedio anual de 313.0 W/m^2 y una desviación estándar de 26.12. En promedio tiene valores más altos de octubre a marzo este coincide con la época de lluvia. Pero, donde hay mayor variabilidad diaria es en la época seca. (Cuadro 10)

Por otro lado presión atmosférica no varía mucho, pero si se puede observar ligeramente valores más altos en época seca que en época de verano debido a la temperatura, en la época seca la temperatura es más baja provocando que el aire pese más y aumentando ligeramente la presión atmosférica.

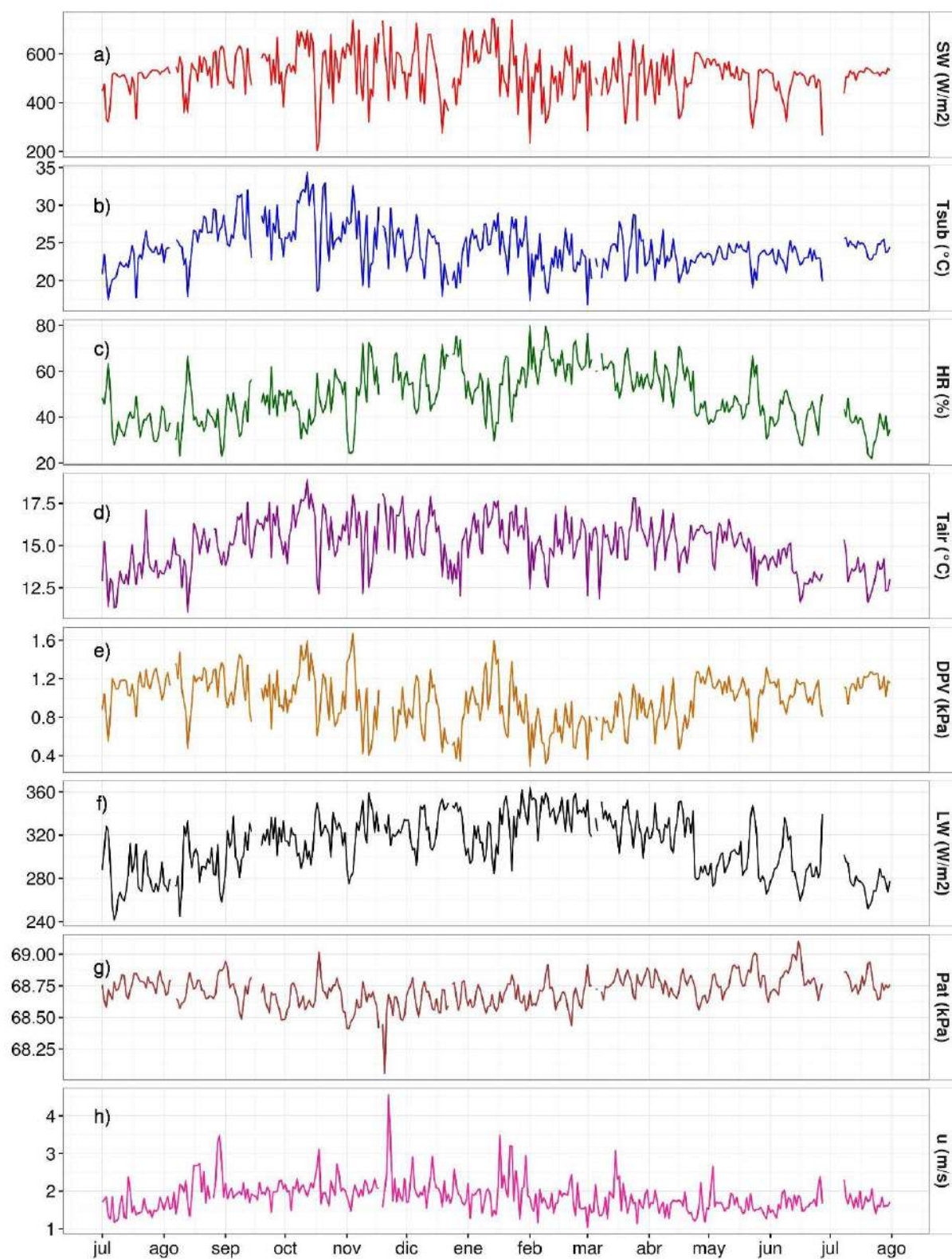


Figura 23: Variabilidad diaria de 7 horas a 18 horas, durante un año hidrológico de las variables meteorológicas:
a) Radiación solar (SW) ,b) Temperatura superficial (Tsub), c) Humedad relativa (HR), d) Temperatura del aire (Tair), e) Déficit de presión de vapor(DPV), f) Radiación infrarroja (LW), g) Presión atmosférica (Pat), h) Velocidad del viento (u).

El DPV tiene un promedio anual de 0.97 kPa y una desviación estándar anual de 0.26 (Cuadro 10). Además presenta una variabilidad diaria mucho mayor en los meses de octubre a marzo. Por otro lado en promedio tiene valores más altos en época seca que en época de lluvia (Cuadro 10).

En el Cuadro 10 y 11 se muestran las principales características de las variables meteorológicas mencionadas anteriormente.

Cuadro 10: Media anual, desviación estándar anual, de 7 horas a 18 horas de las variables de radiación solar (SW), temperatura superficial (Tsub), humedad relativa (HR), temperatura del aire (Tair), déficit de presión de vapor (DPV), radiación infrarroja (LW), presión atmosférica (Pat) y velocidad del viento (u). También se muestra los valores promedios y desviación estándar para los meses julio 2015 a setiembre 2015 (JAS), octubre 2015 a diciembre 2015 (OND), enero 2016 a marzo 2016 (EFM) y de abril 2016 a junio 2016 (AMJ).

Torre de flujo	Variable	Media Anual	Desviación Anual	JAS		OND		EFM		AMJ	
				M	D	M	D	M	D	M	d
	SW (W/m ²)	521.87	94.34	518.44	70.40	545.49	114.94	523.77	106.10	499.14	71.76
	Tsub (T °C)	24.36	2.99	24.88	3.08	25.56	3.75	23.92	2.64	23.07	1.34
	HR (%)	49.63	11.78	41.41	8.63	52.08	11.68	58.41	9.56	46.81	9.49
	Tair (T °C)	15.13	1.47	14.55	1.46	15.74	1.58	15.54	1.24	14.67	1.21
	DPV (kPa)	0.97	0.26	1.10	0.19	0.94	0.31	0.82	0.25	1.0	0.19
	LW (W/m ²)	313.00	26.12	293.70	23.90	323.39	18.49	331.81	18.32	302.33	23.52
	Pat (kPa)	68.71	0.12	68.72	0.10	68.64	0.12	68.70	0.10	68.79	0.11
	u (m/s)	1.86	0.42	1.87	0.43	2.08	0.42	1.85	0.45	1.64	0.25

Cuadro 11: Característica de estacionalidad de la radiación solar (SW), temperatura superficial (Tsub), humedad relativa (HR), temperatura del aire (Tair), déficit de presión de vapor (DPV), radiación infrarroja (LW), presión atmosférica (Pat) y velocidad del viento (u).

Variable	Estacionalidad
Radiación solar	Si
Temperatura superficial	Si
Humedad relativa	Si
Temperatura del aire	Si
Déficit de presión de vapor	Si
Radiación Infrarrojo	Si
Presión Atmosférica	No
Velocidad del viento	No

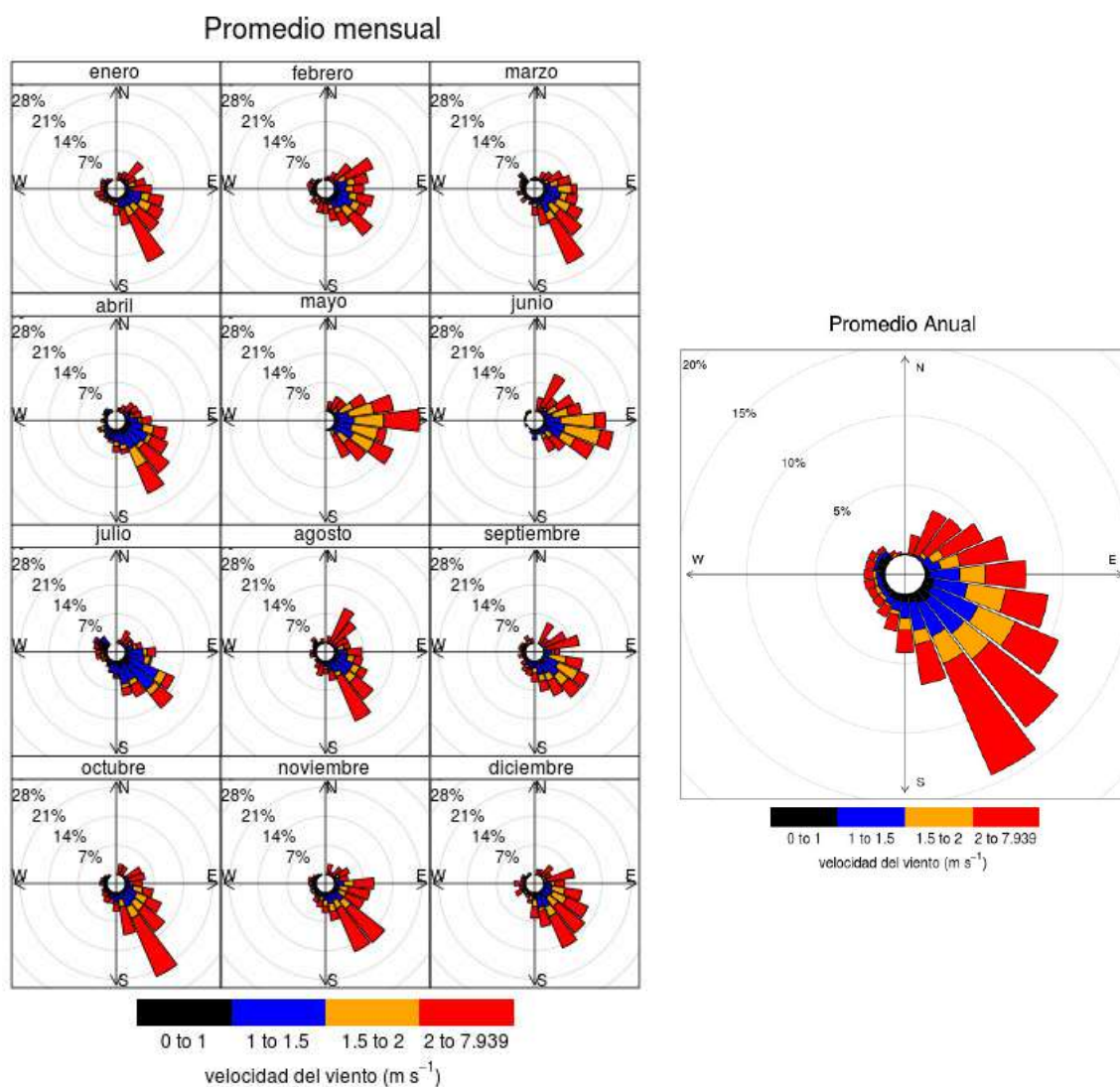


Figura 24: Dirección del viento promedio mensual y promedio anual de 7 horas a 18 horas del día.

La variabilidad del viento no tiene una variabilidad estacional muy marcada, sin embargo se observa que en los meses de octubre a enero se muestra un aumento de la velocidad del viento. La variación mensual de la dirección del viento se observa en la (figura 24) no se muestra mucha variabilidad generalmente viene del SE, SEE y ESTE.

Además a nivel anual se tiene una velocidad del viento promedio de 1.86 m/s desde las 7 horas hasta las 18 horas y una dirección del viento SE (figura 24).

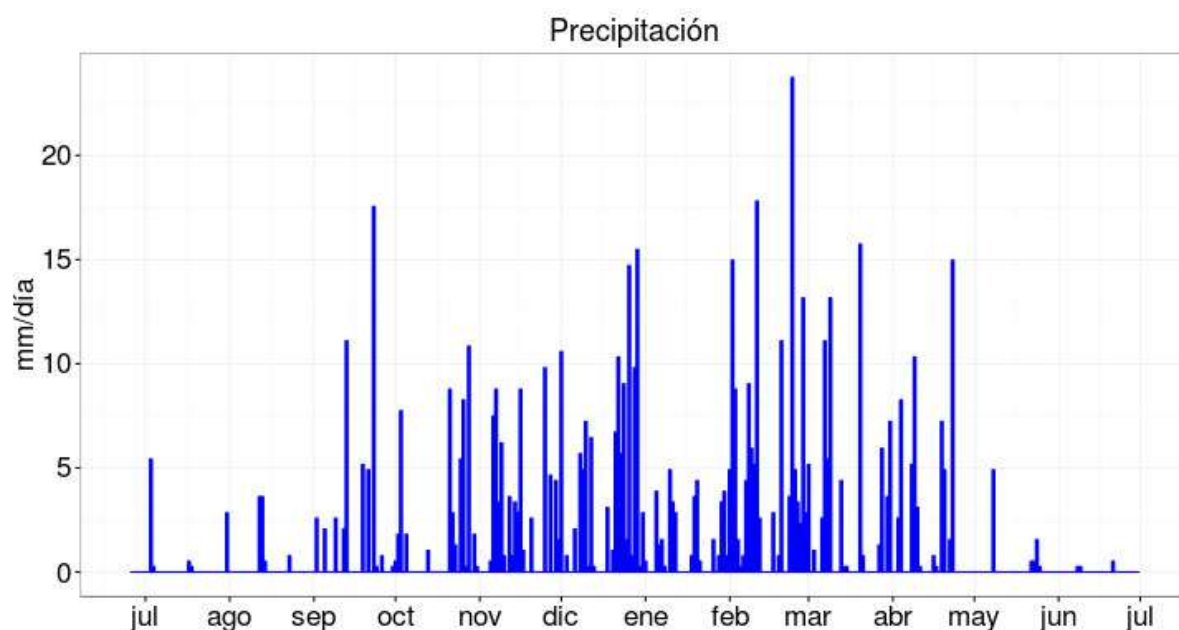


Figura 25: Precipitación diaria en mm/día en un año hidrológico de julio 2015 hasta junio 2016.

Cuadro 12: Media anual, desviación estándar anual de la precipitación. También se muestra los valores promedios y desviación estándar para los meses julio 2015 a setiembre 2015 (JAS), octubre 2015 a diciembre 2015 (OND), enero 2016 a marzo 2016 (EFM) y de abril 2016 a junio 2016 (AMJ).

Torre de flujo	Variable	Media Anual	Desviación Anual	JAS		OND		EFM		AMJ	
				M	D	M	D	M	D	M	D
	PP (mm/día)	1.74	3.52	0.73	2.39	2.64	3.75	2.87	4.54	0.75	2.35

Cuadro 13: Precipitación acumulada anual y para los meses julio 2015 a setiembre 2015 (JAS), octubre 2015 a diciembre 2015 (OND), enero 2016 a marzo 2016 (EFM) y de abril 2016 a junio 2016 (AMJ).

Torre de flujo	Variable	Anual acumulada	JAS	OND	EFM	AMJ
			Acumulada	Acumulada	Acumulada	acumulada
	PP (mm)	638.55	67.08	242.52	260.84	68.11

La precipitación tiene un promedio diario anual de 1.74 mm/día y una desviación estándar de 3.52. Se observa que tiene valores más altos en los meses de setiembre a marzo.

Comparando la serie de tiempo de la precipitación con la radiación solar (Figura 25 y figura 23 a)) se muestra que en los meses de altas precipitaciones hay un aumento de la variabilidad diaria de la radiación solar provocando valores muy bajos, sin embargo, estacionalmente ambas variables tienen valores más altos en los meses de setiembre a marzo.

5.1.2. Análisis de los datos de flujos y variables meteorológicas en el mes de julio del 2015 y julio 2016.

Después de realizar el análisis en un año hidrológico, nos centramos en el análisis del mes de julio del 2015 y julio 2016 para poder caracterizar adicionalmente los flujos energéticos de calor latente y calor sensible para ello se hicieron un análisis horario y diario.

a) Análisis del ciclo diurno

El ciclo diurno de los datos de flujos y variables meteorológicas del mes de julio del 2015 y el mes de julio del 2016 (Figura 26) se observa que los flujos energéticos calor sensible y calor latente tiene un comportamiento similar en el ciclo diurno de la radiación solar y temperatura del suelo teniendo los tres un pico entre las 12 y 13 horas del día y valores positivos entre las 7 horas hasta las 18 horas aproximadamente.

Por otro lado la temperatura del aire, déficit de presión, radiación infrarroja, tienen un pico entre las 15 y 17 horas, teniendo un desfase de 2 a 3 horas con respecto a los flujos energéticos.

En el año 2015 el ciclo diurno del calor latente y calor sensible se muestra que es ligeramente mayor con respecto al año 2016. Asimismo ocurre con la radiación infrarroja.

Cuadro 14: Característica diurno de la radiación solar (SW) , temperatura superficial (Tsub), humedad relativa (HR), temperatura del aire (Tair) , déficit de presión de vapor (DPV), radiación infrarroja (LW), presión atmosférica (Pat) y velocidad del viento (u) con respecto al ciclo diurno del flujo de calor latente (LE).

Variables Meteorológicas	Mismo ciclo diurno con el calor latente	
	2015	2016
Radiación solar	Si	Si
Temperatura del suelo	Si	Si
Humedad relativa	No	No
Temperatura del aire	No	No
Déficit de presión de vapor	No	No
Radiación infrarroja	No	No
Presión atmosférica	No	No
Velocidad del viento	No	No

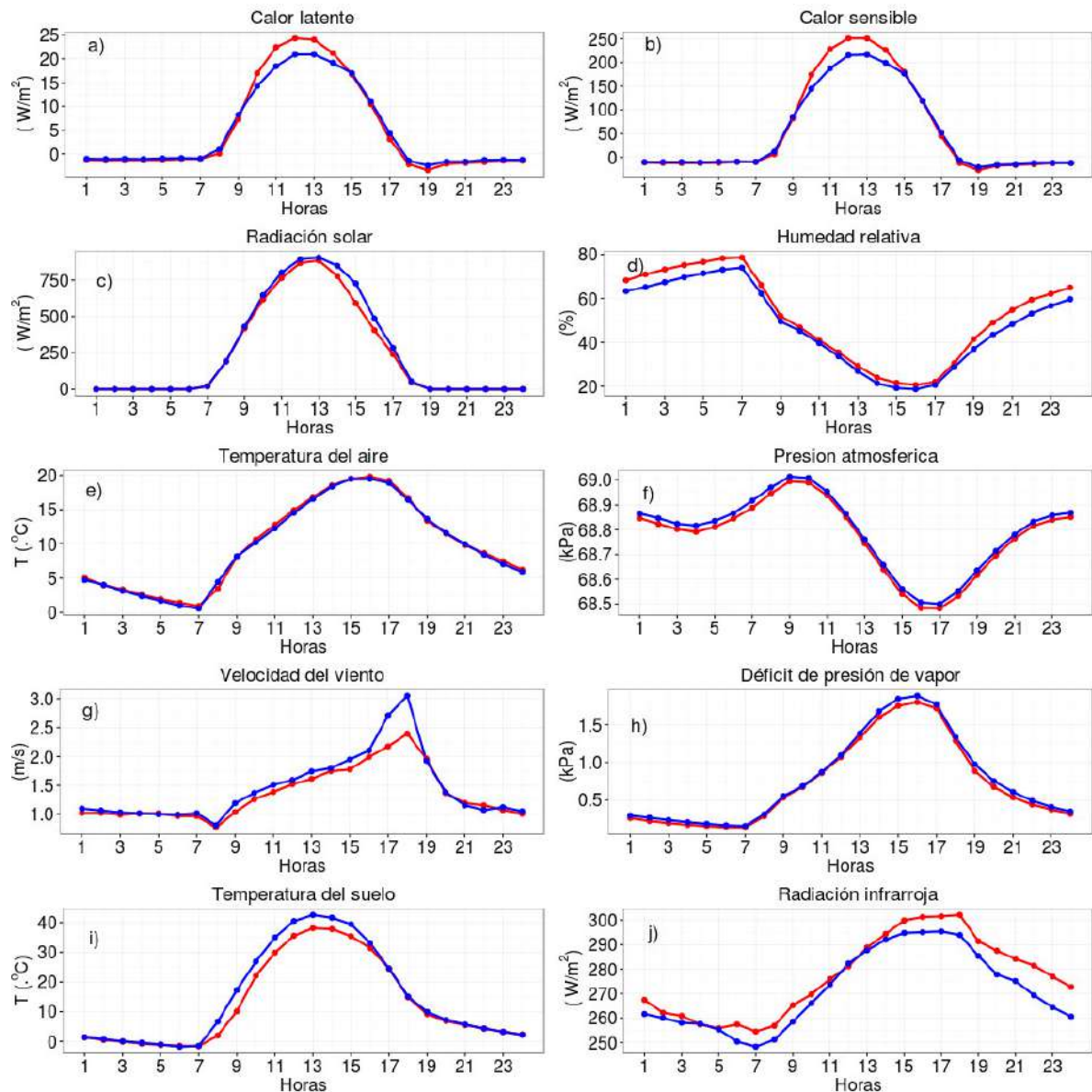


Figura 26: Ciclo diario del mes de julio 2015 (Línea roja) y el mes de julio 2016 (Línea azul) de los flujos de calor latente, calor sensible y variables meteorológicas: a) Calor latente, b) Calor sensible, c) Radiación solar, d) Humedad relativa, e) Temperatura del aire, f) Presión atmosférica, g) Velocidad del viento, h) Déficit de presión de vapor, i) Temperatura superficial, j) Radiación infrarroja.

a) Análisis interdiario

Para este análisis se *ploteo* los datos a nivel diario de 7 a 18 horas del mes de julio del 2015 y mes de julio 2016 (Figura 27).

La variabilidad diaria de los flujos de calor latente y calor sensible del mes de julio del 2015 tiene un comportamiento similar con algunas variables meteorológicas como la radiación solar, la temperatura del suelo y déficit de presión de vapor (Figura 27).

La variabilidad diaria de los flujos de calor latente y calor sensible del mes de julio del 2016 no se puede observar claramente si se tiene un comportamiento similar con algunas variables meteorológicas ya que la mayoría de ellas no muestran una variabilidad interdiaria muy marcada.

El calor latente en el mes de julio 2015 tiene un promedio de 11.86 W/m^2 , mientras que en el mes de julio 2016 tiene un promedio de 11.10 W/m^2 . Además la desviación estándar en el mes de julio 2015 es más alto que en el mes de julio 2016 teniendo respectivamente 2.14 y 0.62 de desviación estándar (Cuadro 15).

La temperatura del suelo en el mes de julio de 2015 tiene un promedio de $23.34 \text{ }^\circ\text{C}$, mientras que en el mes de julio 2016 tiene un promedio de $26.84 \text{ }^\circ\text{C}$. La desviación estándar del mes de julio 2015 de la temperatura del suelo es 2.42 y en el mes de julio 2016 es de 0.91 (Cuadro 15).

Por otro lado la radiación solar en el mes de julio 2015 tiene un promedio de 485.67 W/m^2 y una desviación estándar de 60.54. Además, en el mes de julio del 2016 tiene un promedio de 523.43 W/m^2 y una desviación estándar de 12.23 (cuadro15). La poca variabilidad diaria del mes de julio del 2016 se puede deber a que en esa fecha no ocurrió precipitaciones (Figura 27). Y por lo que pudimos observar en el subcapítulo de la caracterización de las variables meteorológicas la precipitación y la nubosidad juega un papel importante en la disponibilidad de energía, es decir en la radiación solar, por ende, provocando la poca variabilidad en el calor latente y otras variables meteorológicas.

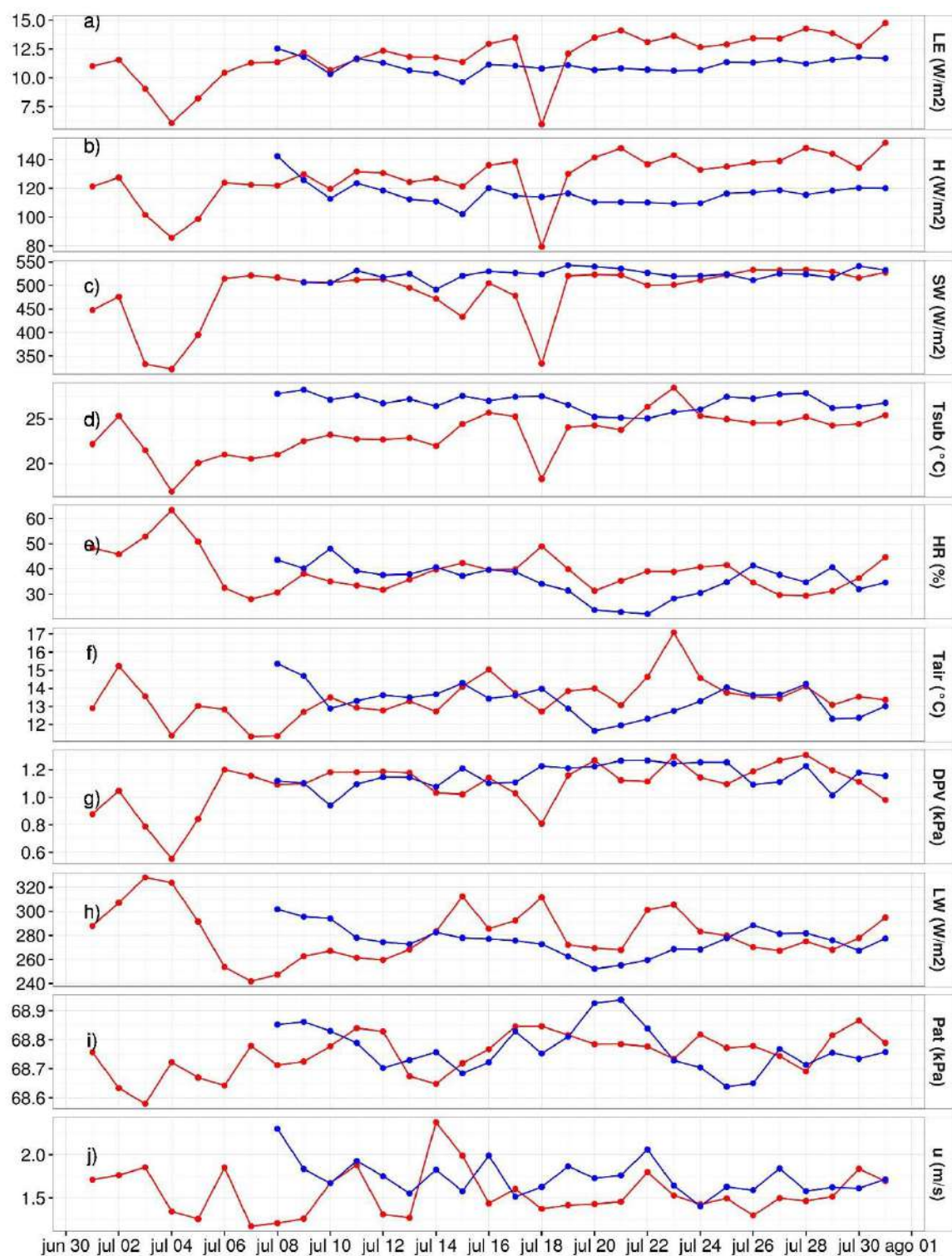


Figura 27: Variabilidad diaria de 7 horas a 18 horas del mes de julio 2015 (Línea roja) y el mes de julio 2016 (Línea azul) de los flujos de calor latente, calor sensible y las variables meteorológicas: a) Calor latente (LE), b) Calor sensible (H), c) Radiación solar (SW), d) Temperatura superficial (Tsub), e) Humedad relativa (HR), f) Temperatura del aire (Tair), g) Déficit de presión de vapor (DPV), h) Radiación infrarroja (LW), i) Presión atmosférica (Pat), j) Velocidad del viento (u).

En el Cuadro 15 y 16 se muestran las principales características de las variables meteorológicas y flujo de calor latente y calor sensible mencionada anteriormente.

Cuadro 15: Característica de variabilidad diaria de la radiación solar (SW) , temperatura superficial (Tsub), humedad relativa (HR), temperatura del aire (Tair) , déficit de presión de vapor (DPV),radiación infrarroja (LW), presión atmosférica (Pat) y velocidad del viento (u) con respecto al calor latente (LE).

Variables Meteorológicas	Misma variabilidad diaria con el calor latente	
	2015	2016
Radiación solar	Si	-
Temperatura del suelo	Si	-
Humedad relativa	Si	-
Temperatura del aire	No	-
Déficit de presión de vapor	Si	-
Radiación infrarroja	No	-
Presión atmosférica	No	-
Velocidad del viento	No	-

Cuadro 16: Media mensual, desviación estándar mensual del mes de julio 2015 y el mes de julio 2016, de 7 horas a 18 horas de las variables de calor latente (LE), calor sensible (H), radiación solar (SW), temperatura superficial (Tsub), humedad relativa (HR), temperatura del aire (Tair) , déficit de presión de vapor (DPV),radiación infrarroja (LW), presión atmosférica (Pat) y velocidad del viento (u).

	Variable	Media mensual		Desviación mensual	
		2015	2016	2015	2016
Torre de flujo	LE (W/m2)	11.86	11.10	2.14	0.62
	H (W/m2)	127.85	116.21	16.98	7.67
	SW (W/m2)	485.67	523.43	60.54	12.23
	Tsub (T °C)	23.34	26.84	2.42	0.91
	HR (%)	38.99	35.44	7.95	6.53
	Tair (T°C)	13.45	13.35	1.15	0.88
	DPV (Kpa)	1.09	1.16	0.17	0.08
	LW (W/m2)	281.22	275.77	21.63	12.0
	Pat (Kpa)	68.75	68.77	0.07	0.08
	U (m/s)	1.55	1.73	0.27	0.20

5.1.3. Análisis de la evapotranspiración y precipitación por la torre de flujo.

En la figura 28 se muestra la precipitación y la evapotranspiración en el mes de julio 2015 y mes de julio 2016 expresada en mm/día. La evapotranspiración del mes de julio 2015 y mes de julio 2016 es 0.55 y 0.44 mm/día y una acumulación mensual de 16.96 mm y 11.12 mm respectivamente.

La precipitación en el mes de julio 2015 es 0.30 mm/día con una acumulación de 9.29 mm, mientras que en el mes de julio 2016 (8jul-31jul) no ocurrió precipitación. (Cuadro 17).

La fracción de agua de lluvia que es convertida en vapor de agua (AR) mediante la evapotranspiración es de 1.83, lo que significa que un 183 por ciento de la precipitación es convertida en vapor de agua. Es decir en el mes de julio 2015 ocurre más evapotranspiración que precipitación, esto puede ocurrir debido a la suministración de agua por riego.

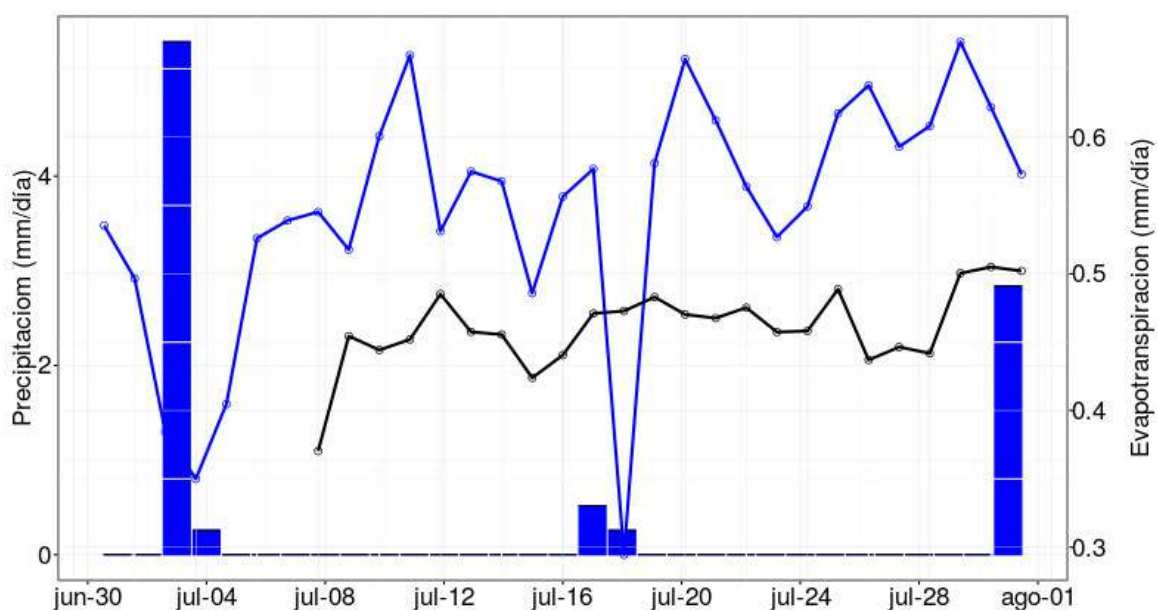


Figura 28: Evapotranspiración diaria del mes de julio 2015 (línea azul) y julio 2016 (línea negra) y precipitación diaria (mm/día) del mes de julio 2015 (barra azul). Obs: Del 8 de julio 2016 al 31 de julio 2016 no ocurrió precipitación (fecha en la cual se tiene datos de evapotranspiración del mes de julio 2016).

Cuadro 17: Valor media mensual y desviación estándar mensual en el mes de julio 2015 y julio 2016 de la precipitación (PP), de la evapotranspiración (ET) en mm/día y del ratio de evapotranspiración/precipitación (ET/PP).

Torre de flujo	Variable	Media mensual		Desviación mensual		Acumulada mensual	
		2015	2016	2015	2016	2015	2016
	PP (mm/día)	0.30	0	1.08	0	9.29	0
	ET (mm/día)	0.55	0.44	0.09	0.08	16.96	11.12
	AR	1.83	-	-		-	

En otro análisis se ploteo la radiación infrarroja del mes de julio 2015 y mes de julio 2016, y la precipitación (Figura 29) se observa que LW y la precipitación tienen una relación directa este es debido a que a mayor radiación infrarroja mayor nubosidad y mayor probabilidad de precipitación. En el mes de julio del 2015 se muestra una mayor variabilidad con respecto al mes de julio 2016.

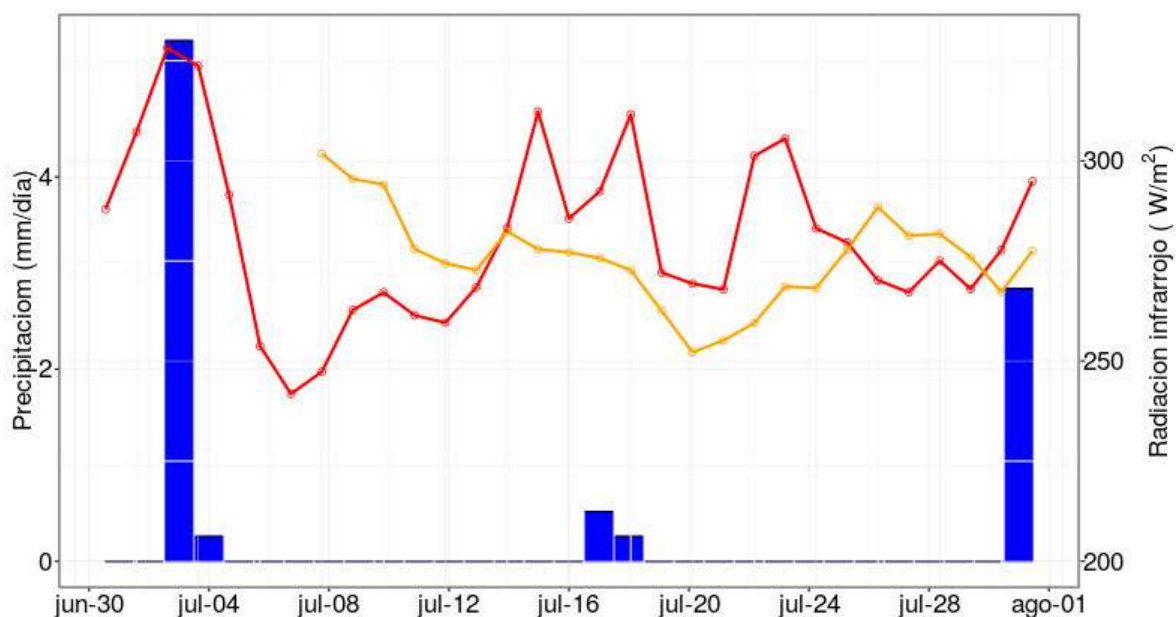


Figura 29: Radiación infrarroja diaria del mes de julio 2015 (línea roja) y julio 2016 (línea naranja) y precipitación diaria (mm/día) del mes de julio 2015 (barra azul). Obs: Del 8 de julio 2016 al 31 de julio 2016 no ocurrió precipitación (fecha en la cual se tiene datos de evapotranspiración del mes de julio 2016).

5.2. Regresión de la evapotranspiración y las variables Meteorológicas

a) A nivel horario

El gráfico de dispersión (Figura 30) a nivel horario del mes de julio del 2015, muestran las regresiones lineales de la evapotranspiración y las variables meteorológicas.

Se observa que la radiación solar y la temperatura superficial tienen un coeficiente de determinación muy significativo con un $R^2=0,94$ y $R^2=0,69$ respectivamente. Esto indica que la radiación solar explica el 94% de la varianza de la evapotranspiración, mientras que la temperatura superficial explica el 69%. Estos resultados tienen relación con estudios anteriores que indican que la radiación solar es una variable meteorológica fundamental en el proceso de la evapotranspiración (Carreker, 1963; Fritschen, 1967; Helm et al., 2016).

Por otro lado, las otras variables como la temperatura del aire, la humedad relativa, déficit de presión de la atmosfera, radiación infrarroja, presión atmosférica y velocidad del viento tienen un coeficiente de determinación bajo, $R^2=0,18$, $R^2=0,19$, $R^2=0,11$, $R^2=0,01$, $R^2=0,01$ y $R^2=0,00$ respectivamente, lo que indican que no tienen una contribución importante al proceso de la evapotranspiración a nivel horario.

El coeficiente de determinación del mes de julio 2016 de la radiación solar y temperatura del suelo es ligeramente más alto con respecto al mes de julio 2015, $R^2=0,96$ y $R^2=0,81$ (Figura 31).

Por otro lado, las otras variables del mes de julio 2016 como la temperatura del aire, la humedad relativa, déficit de presión de la atmosfera, radiación infrarroja, presión atmosférica y velocidad del viento tienen un coeficiente de determinación bajo, $R^2=0,21$, $R^2=0,21$, $R^2=0,15$, $R^2=0,07$, $R^2=0,00$ y $R^2=0,00$ respectivamente.

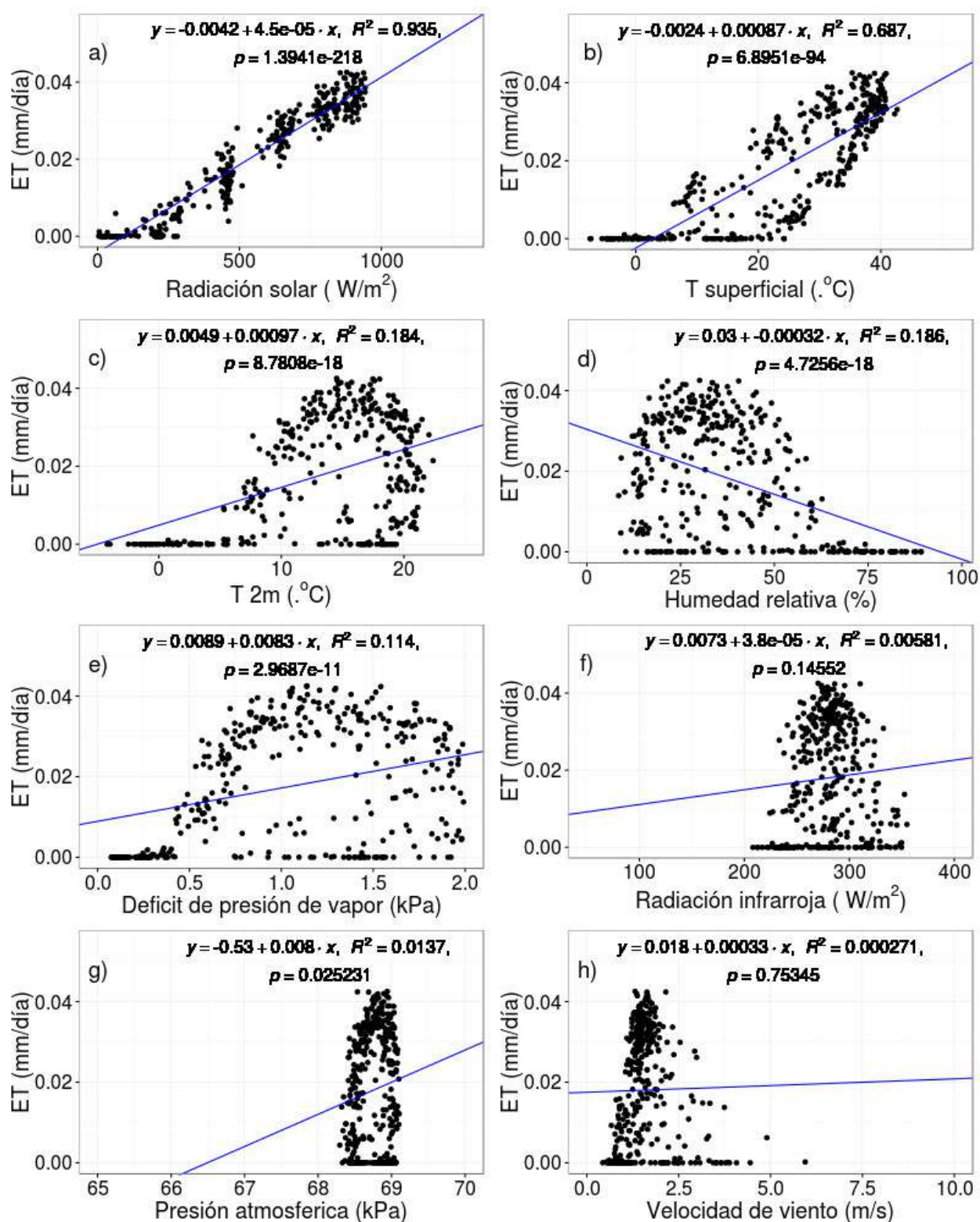


Figura 30: Regresiones lineales a nivel horario del mes de julio 2015 de la evapotranspiración versus variables meteorológicas: a) Radiación solar (SW), b) Temperatura superficial (Tsub), c) Temperatura del aire (Tair), d) Humedad relativa (HR), e) Déficit de presión de vapor (DPV), f) Radiación infrarroja (LW), g) Presión atmosférica (Pat), h) Velocidad del viento (u). Se observa en la parte superior el coeficiente de determinación (R^2). Se muestra la línea de regresión lineal (línea azul).

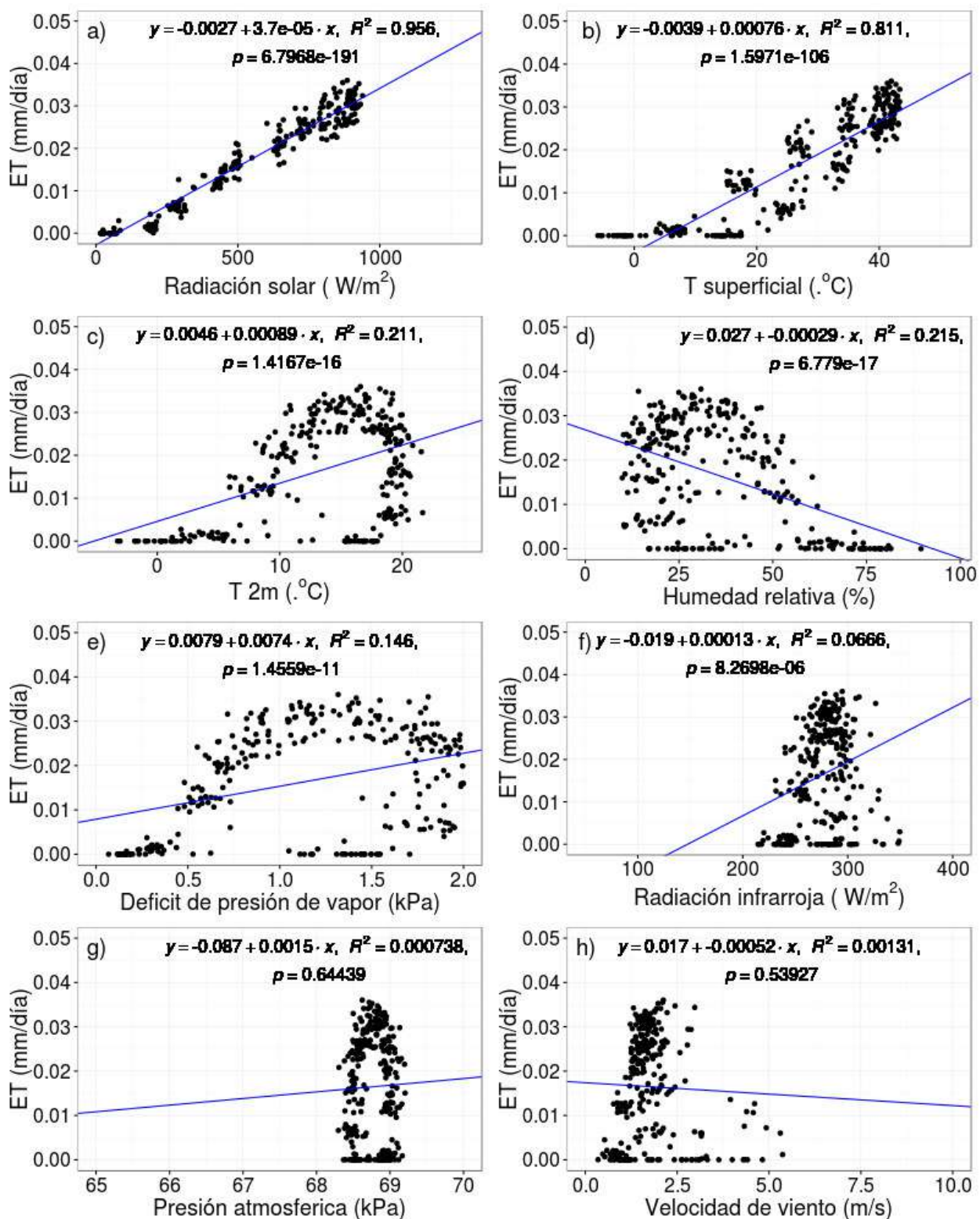


Figura 31: Regresiones lineales a nivel horario del mes de julio 2016 de la evapotranspiración versus variables meteorológicas: a) Radiación solar (SW), b) Temperatura superficial (Tsub), c) Temperatura del aire (Tair), d) Humedad relativa (HR), e) Déficit de presión de vapor (DPV), f) Radiación infrarroja (LW), g) Presión atmosférica (Pat), h) Velocidad del viento (u). Se observa en la parte superior el coeficiente de determinación (R^2). Se muestra la línea de regresión lineal (línea azul).

En el Cuadro 18 se muestran el resumen de coeficiente de determinación del mes de julio 2015 y julio 2016 mencionada anteriormente.

Cuadro 18: Coeficiente de determinación a nivel horario del mes de julio 2015 y julio 2016 de la evapotranspiración versus variables meteorológicas: a) Radiación solar (SW) ,b) Temperatura superficial (Tsub), c) Temperatura del aire (Tair), d) Humedad relativa (HR), e) Déficit de presión de vapor(DPV), f) Radiación infrarroja (LW), g) Presión atmosférica (Pat), h) Velocidad del viento (u).

Variables a nivel horario	Coeficiente de determinación R ²	
	2015	2016
Radiación solar	0.94	0.96
Temperatura del suelo	0.69	0.81
Humedad relativa	0.19	0.21
Temperatura del aire	0.18	0.21
Déficit de presión de vapor	0.11	0.15
Radiación infrarroja	0.01	0.07
Presión atmosférica	0.01	0.00
Velocidad del viento	0.00	0.00

b) A nivel diario

El gráfico de dispersión (Figura 32) a nivel diario del mes de julio del 2015, muestran las regresiones lineales de la evapotranspiración y las variables meteorológicas.

Se observa que la radiación solar tiene un coeficiente de determinación muy significativo con un $R^2=0,80$. Esto indica que la radiación solar a nivel diario explica el 80% de la varianza de la evapotranspiración.

Por otro lado el coeficiente de determinación de la humedad relativa, déficit de presión atmosférica y radiación infrarroja a nivel diario es mayor con respecto a nivel horario. Con un coeficiente de determinación de $R^2=0,56$, $R^2=0,61$ y $R^2=0,39$ respectivamente.

Además, las otras variables como la temperatura del aire, presión atmosférica y velocidad del viento tienen un coeficiente de determinación bajo, $R^2=0,03$, $R^2=0,13$, $R^2=0,01$ respectivamente, lo que indican que no tienen una contribución importante al proceso de la evapotranspiración a nivel diario.

Por otro lado en el mes de julio 2016 a nivel diario (Figura 33) ninguna variable meteorológica tiene un buen coeficiente de determinación con la evapotranspiración, esto es debido a que en este mes las variables meteorológicas son más constantes de debido a la ausencia de precipitaciones. Y puesto a no tener un cambio en la variables meteorológicos no se puede presenciar la relación entre la evapotranspiración.

En el Cuadro 19 se muestran el resumen de coeficiente de determinación del mes de julio 2015 y julio 2016 mencionada anteriormente.

Cuadro 19: Coeficiente de determinación a nivel diario del mes de julio 2015 y julio 2016 de la evapotranspiración versus variables meteorológicas: a) Radiación solar (SW) ,b) Temperatura superficial (Tsub), c) Temperatura del aire (Tair), d) Humedad relativa (HR), e) Déficit de presión de vapor(DPV), f) Radiación infrarroja (LW), g) Presión atmosférica (Pat), h) Velocidad del viento (u).

Variables a nivel diario	Coeficiente de determinación R^2	
	2015	2016
Radiación solar	0.80	0.03
Temperatura del suelo	0.39	0.03
Humedad relativa	0.56	0.02
Temperatura del aire	0.03	0.00
Déficit de presión de vapor	0.61	0.01
Radiación infrarroja	0.39	0.03
Presión atmosférica	0.13	0.02
Velocidad del viento	0.01	0.01

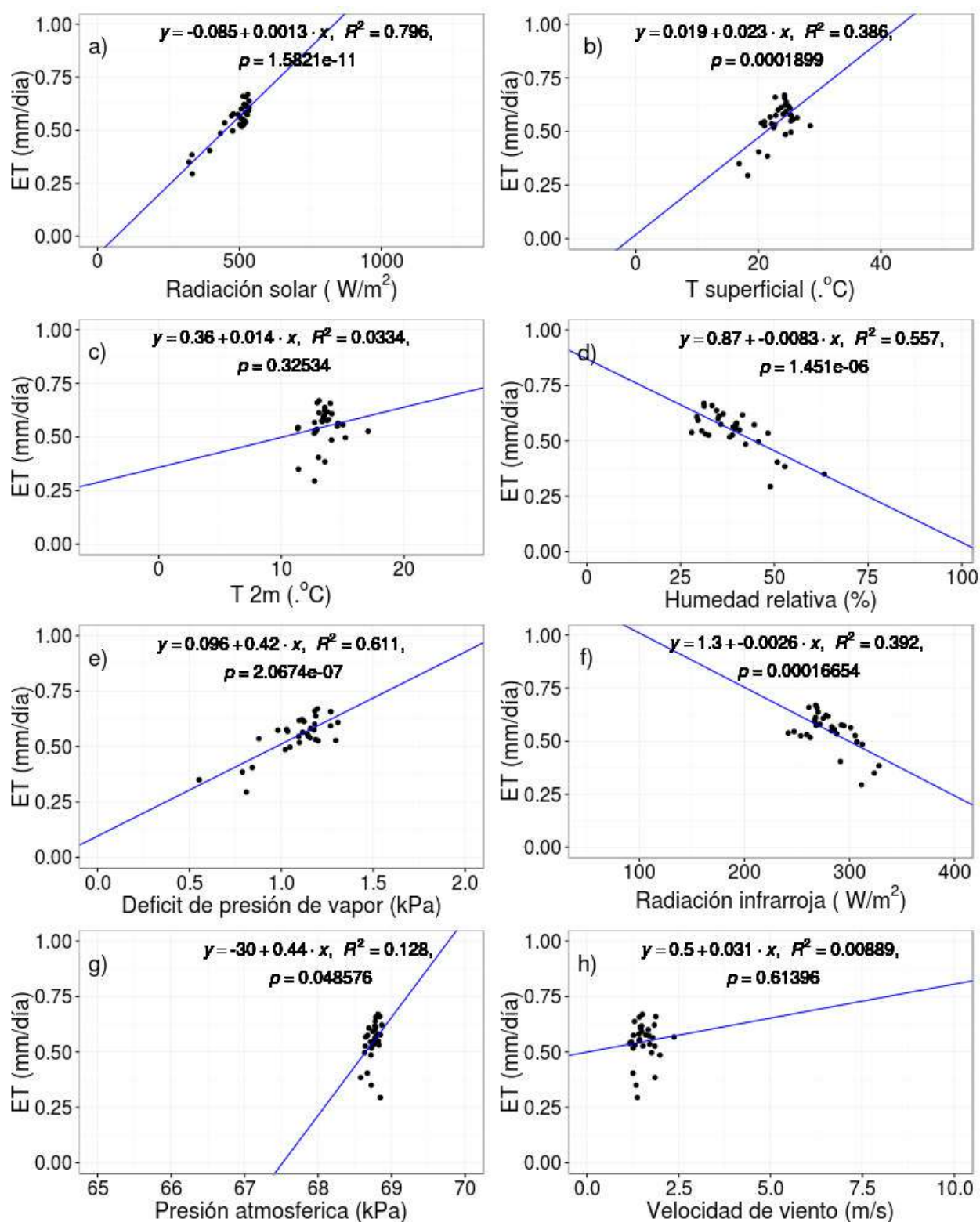


Figura 32: Regresiones lineales a nivel diario del mes de julio 2015 de la evapotranspiración versus variables meteorológicas: a) Radiación solar (SW), b) Temperatura superficial (Tsub), c) Temperatura del aire (Tair), d) Humedad relativa (HR), e) Déficit de presión de vapor (DPV), f) Radiación infrarroja (LW), g) Presión atmosférica (Pat), h) Velocidad del viento (u). Se observa en la parte superior el coeficiente de determinación (R^2). Se muestra la línea de regresión lineal (línea azul).

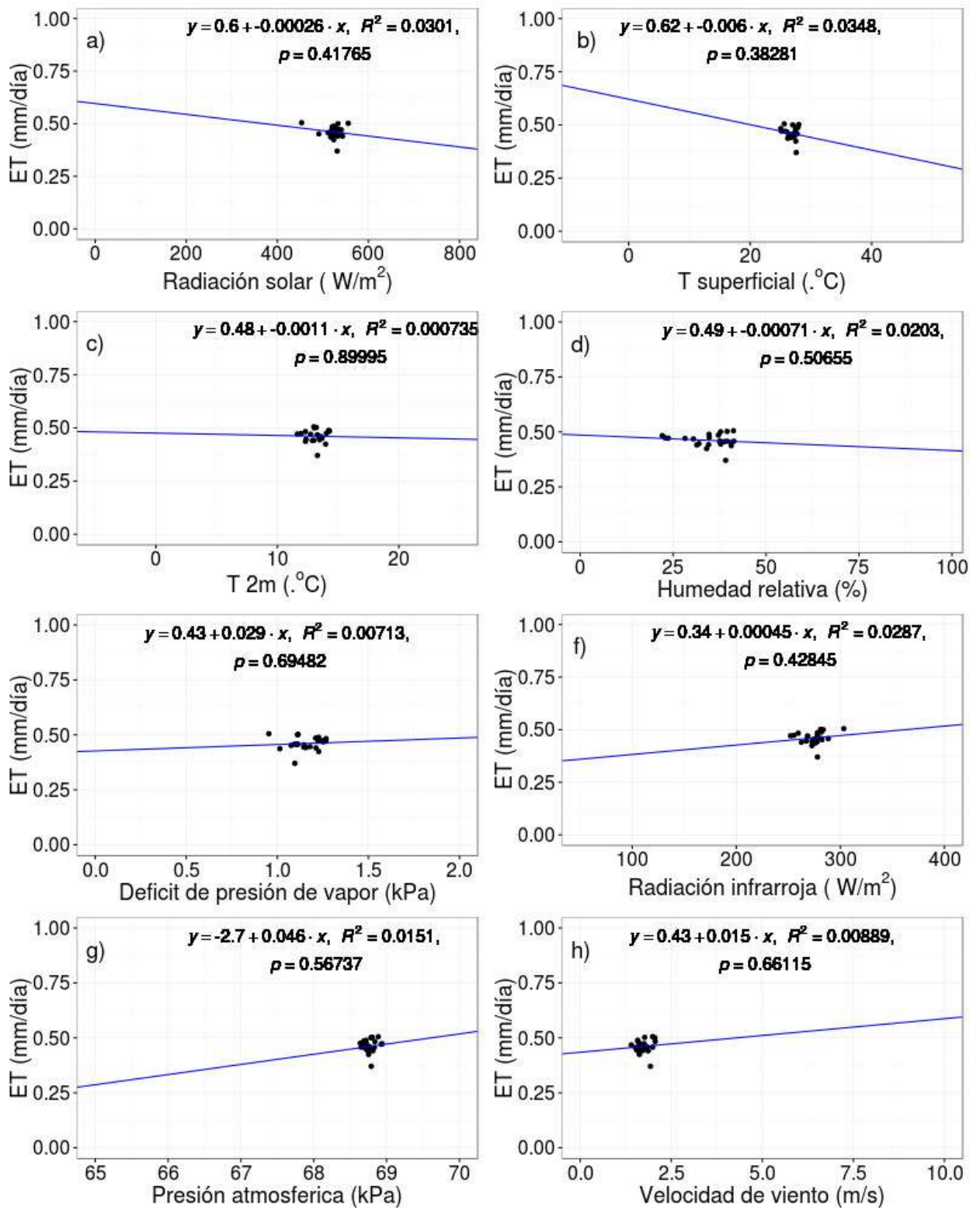


Figura 33: Regresiones lineales a nivel diario del mes de julio 2016 de la evapotranspiración versus variables meteorológicas: a) Radiación solar (SW), b) Temperatura superficial (Tsub), c) Temperatura del aire (Tair), d) Humedad relativa (HR), e) Déficit de presión de vapor (DPV), f) Radiación infrarroja (LW), g) Presión atmosférica (Pat), h) Velocidad del viento (u). Se observa en la parte superior el coeficiente de determinación (R^2). Se muestra la línea de regresión lineal (línea azul).

5.3. Validación de las ecuaciones empíricas con los datos observados de evapotranspiración.

La evapotranspiración promedio observada por la torre de flujo del 26 de junio al 31 de julio del 2015 es de 0,54 mm/día. Por otro lado la evapotranspiración promedio estimado por los modelos empíricos de Penman-Monteith, Priestley-Taylor y Hargreaves-Samani son 0,65 mm/día, 1,39 mm/día y 3,14 mm/día respectivamente. En la (figura 34) se observa la serie de tiempo de los modelos empíricos y los datos observados por la técnica eddy covariance.

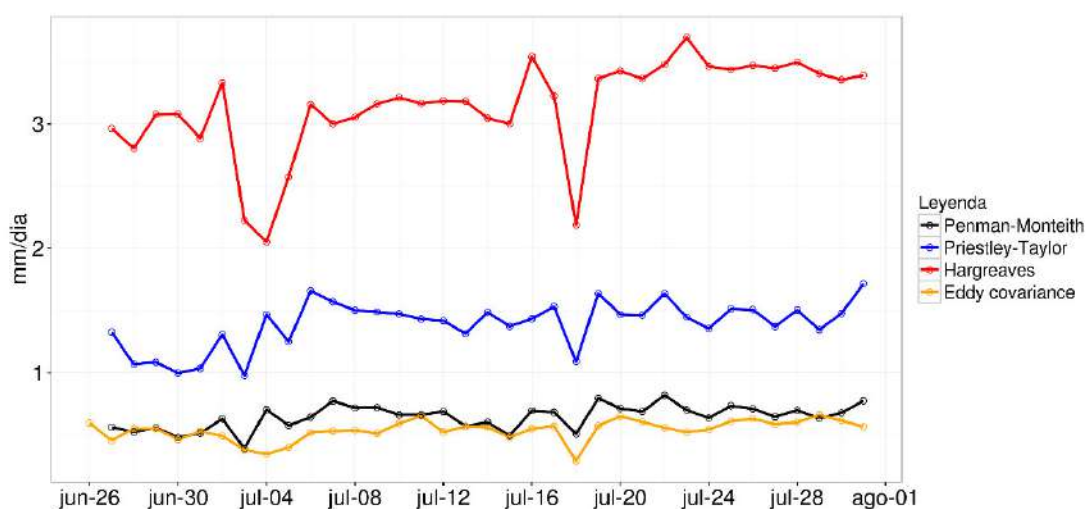


Figura 34: Serie de tiempo de la evapotranspiración de modelos empíricos de a) Penman Monteith (color negro) b) Priestley-Taylor (color azul) c) Hargreaves (color rojo) y d) datos observados torre de flujo (color naranja).

Los resultados presentados en la sección anterior muestran que es necesario recalibrar las constantes aplicadas en algunas ecuaciones, como Priestley-Taylor (ecuación 4) y Hargreaves (ecuación 5) estas ecuaciones tienen un coeficiente de calibración α y k respectivamente que depende de la zona de estudio.

Esta calibración se realizó con los datos observados por la técnica eddy covariance, en el siguiente cuadro se muestra los parámetros recalibrados.

Cuadro 20: Comparación de los parámetros antes y después de la calibración.

Modelo empírico	Referencia	Parámetro	
		Original	Recalibración
$ET_0 = \frac{\Delta(R_n - G)}{\lambda(\Delta + \gamma)} * \alpha$	Priestley y Taylor, 1972	$\alpha = 1,26$	$\alpha = 0,48$
$ET_0 = k(T + 17.78)Rs$	Hargreaves y Samani, 1985	$k = 0,0135$	$k = 0,0023$

Comparación de las ecuaciones empíricas calibradas versus la técnica eddy covariance.

Se comparó la evapotranspiración calculada con los modelos empíricos de Penman-Monteith (Figura 35), Priestley-Taylor (Figura 36) y Hargreaves (Figura 37) con los datos observados por la técnica eddy covariance.

El modelo Penman-Monteith versus la evapotranspiración observada tiene un $R^2=0,26$ y $D=0,52$ lo que quiere decir que esta ecuación no explica adecuadamente la variabilidad de la evapotranspiración observada. Además, el medio cuadrático es $RMSE=0,14$, con un coeficiente de Nash de $NSE=-2,03$ y $BIAS= 0,21$. Es importante mencionar que a este modelo empírico no fue necesario aplicar una calibración. Según Allen (1998), la ecuación empírica más aceptada es Penman-Montheih, se puede comprobar que los valores adquiridos son más cercanos a los datos observados sin embargo la variabilidad diaria no es representativa.

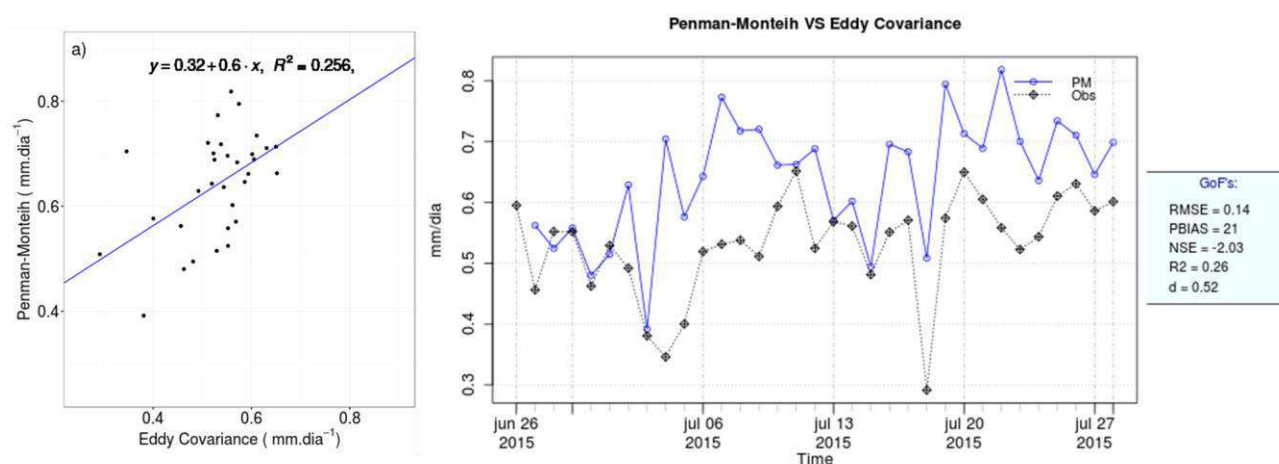


Figura 35: Regresión lineal de la evapotranspiración por la técnica Eddy covariance versus la ecuación empírica Penman-Monteith. Se observa la línea de regresión lineal (línea azul) y la línea de equidad (línea negra). En la derecha se muestra el R^2 , RMSE, NSE y BIAS y la variabilidad diaria de la evapotranspiración Penman-Monteith vs la técnica eddy covariance.

Por otra parte, el modelo Priestley-Taylor tiene un coeficiente de determinación y un índice de concordancia de $R^2=0,22$, $D=0,67$ respectivamente. Lo que indica que el modelo Penman-Monteith es un poco mejor que el modelo Priestley-Taylor.

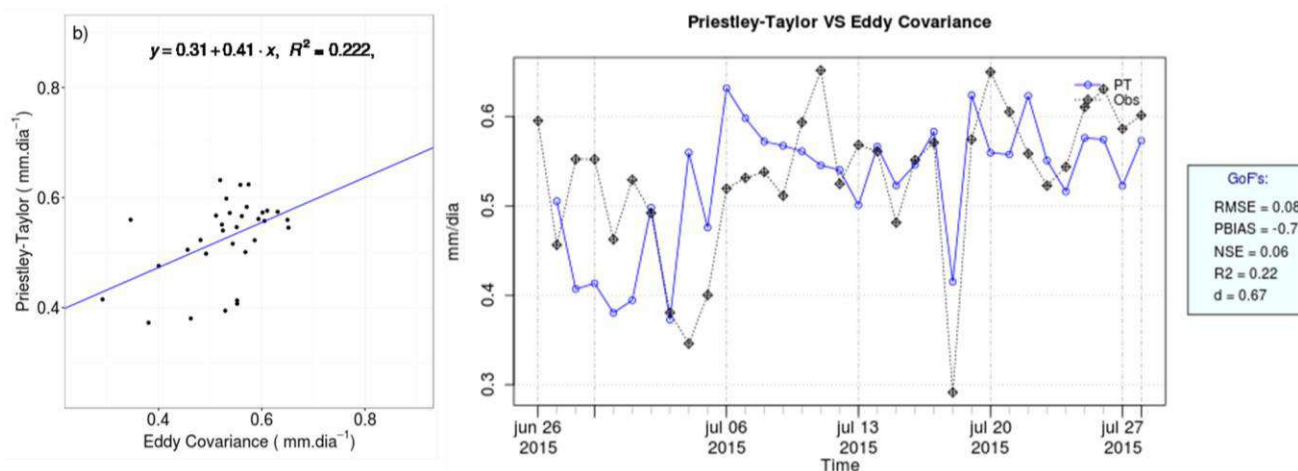


Figura 36: Regresión lineal de la evapotranspiración por la técnica Eddy covariance versus la ecuación empírica Priestley-Taylor. Se observa la línea de regresión lineal (línea azul) y la línea de equidad (línea negra). En la derecha se muestra el R^2 , RMSE, NSE y BIAS y la variabilidad diaria de la evapotranspiración Priestley-Taylor vs la técnica eddy covariance.

El modelo Hargreaves (Figura 37) tiene una mejor regresión que los dos modelos anteriores con un $R^2=0,66$. Además tiene un índice de concordancia más alto ($D=0.89$). Asimismo, recalibrando la ecuación tiene un coeficiente de Nash, BIAS y RMSE mucho más bajo que las otras ecuaciones.

Tomando en consideración la variabilidad diaria, el mejor modelo que se ajusta a los datos observados es la ecuación de Hargreaves, ya que dieron como resultado los valores máximo de R^2 y D . Además estos valores son independiente a la calibración que se le aplica al modelo. Estos resultados tienen concordancia con las relaciones de las variables meteorológicas versus evapotranspiración, debido a que Hargreaves solo utiliza la radiación solar y la temperatura (Hargreaves, 1975 y 1982).

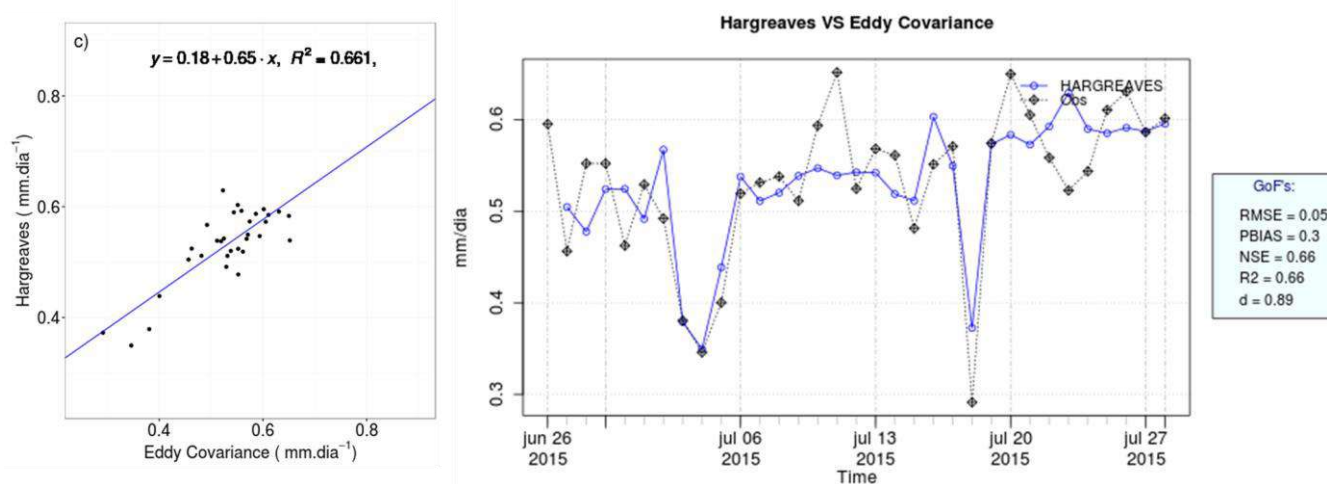


Figura 37: Regresión lineal de la evapotranspiración por la técnica Eddy covariance versus la ecuación empírica Hargreaves. Se observa la línea de regresión lineal (línea azul) y la línea de equidad (línea negra). En la derecha se muestra el R^2 , RMSE, NSE y BIAS y la variabilidad diaria de la evapotranspiración Hargreaves vs la técnica eddy covariance.

Al parecer se muestra que los modelos con más datos de entrada como Penman-Monteith no explica adecuadamente la variabilidad de la evapotranspiración observada mientras que la ecuación de Hargreaves que solo interviene la temperatura y radiación solar tiene un mejor performance. Sin embargo la ecuación Penman- Monteith no fue necesario aplicar una calibración para obtener valores más cercanos a los datos observados.

Es importante mencionar que siempre las ecuaciones empíricas van a sobrestimar los datos observados, debido a que las ecuaciones empíricas se dan en condiciones óptimas de agua. Estas condiciones no ocurren en la vida real, es por ello que se le aplicó un coeficiente de ajuste a estas ecuaciones empíricas.

En el Cuadro 19 y 20 se muestran las principales características de los modelos empíricas mencionadas anteriormente.

Cuadro 21: Coeficiente de determinación (R^2) e índice de concordancia (D) entre la evapotranspiración observada (EC) y los modelos de evapotranspiración. Los valores más altos están en negrita.

Estación	Estadístico	Modelos de evapotranspiración		
		PM	PT	H
Torre de flujo	R^2	0.26	0.22	0.66
	D	0.52	0.67	0.89

Cuadro 22: Error cuadrático medio (RMSE), coeficiente de Nash (NSE), desviación media (BIAS) entre la evapotranspiración observada y los modelos de evapotranspiración.

Estación	Estadístico	Modelos de evapotranspiración		
		PM	PT	H
Torre de flujo	RMSE	0.14	0.08	0.05
	NSE	-2.03	0.06	0.66
	BIAS	0.21	-0.7	0.3

5.4. Análisis de balance de energía

Uno de los métodos más recurridos por la comunidad científica para la fiabilidad de los flujos energéticos por la técnica eddy covariance es el cierre del balance de energía. Esto es debido a que uno de los usos que se le pueden atribuir a la técnica EC es su contribución a los estudios del balance de energía de los ecosistemas, calculando el flujo de calor latente y calor sensible, componentes esenciales del balance energético. Los otros dos componentes esenciales, radiación neta (R_n) y flujo del suelo (G) se miden de manera independiente al sistema EC.

En la figura 38 se muestra los flujos implicados en el balance de energía R_n , LE , H y G promedios diarios de 7 a 18 horas del mes de julio del 2015. La radiación neta es obtenida a partir de un balance en la superficie de radiación neta de onda corta y radiación neta de onda larga (ecuación 8). Este superávit que queda en la superficie tiene un promedio de 217.18 W/m^2 .

El flujo de energía hacia el suelo tiene un promedio de 66.04 W/m^2 este es calculada según la ecuación 10. El cual la gradiente de temperatura hacia el suelo se tomó en consideración de 2cm a 5cm de profundidad (Ver anexo 12) y con una conductividad termina de 1 W/mK debido a las condiciones de tipo del suelo y humedad (Ver anexo 3 y 13).

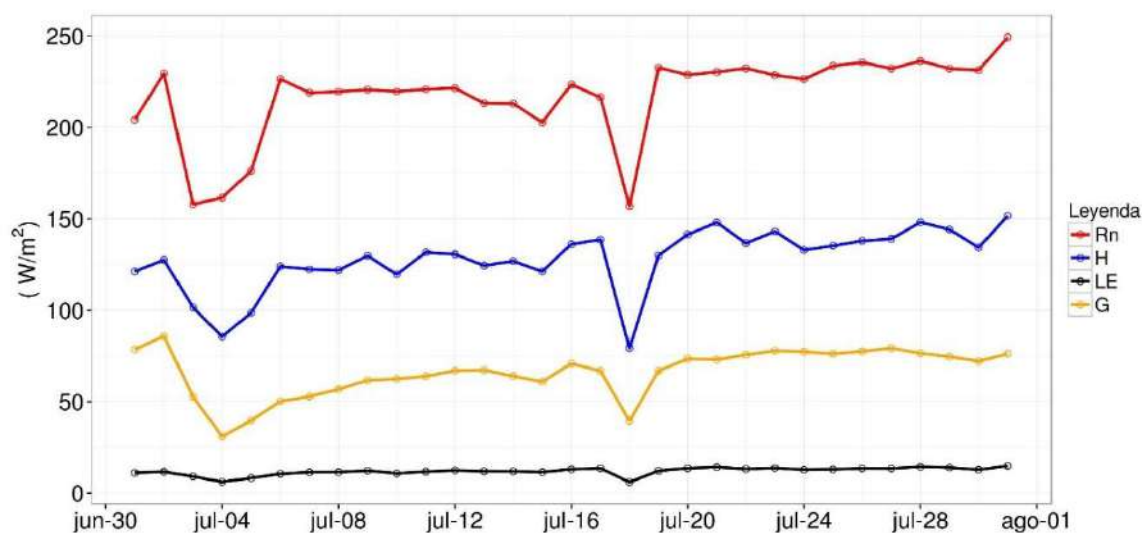


Figura 38: Flujos energéticos de Radiación neta (color rojo), calor latente (color negro), calor sensible (color azul), flujo de energía hacia el suelo (G).

Por otro lado los flujos de calor latente y calor sensible tienen un promedio de 11.75 W/m^2 y 127.85 W/m^2 respectivamente.

Además, merece destacar que los flujos energéticos en su conjunto, son reducidos en presencia de precipitaciones. Debido a la consecuente disminución de la energía total incidente por los cielos cubiertos de nubes.

En otro análisis, para el evaluar el cierre del balance energético se realizó un ajuste lineal entre la energía neta incidente (R_n) y la suma de los componentes de la ecuación del balance de energía (LE , H y G). Este ajuste mostro un coeficiente de determinación alto de $R^2 = 0.82$ entre ambos términos (Figura 39) y una pendiente a 1.2, lo que indica que aproximadamente el cierre del balance energético se incumple en torno a un 20%.

Se ha considerado que estos problemas en el cierre del balance energético se deben a la subestimación en la medida directa de los flujos turbulento de LE y H . Estos errores del cierre del balance de energía está ampliamente documentado en bibliografía y puede ascender entorno a un 20-30% (Ray Leuning et al, 2011; Matthias Mauder y Thomas Foken, 2006; Wilson at al, 2002).

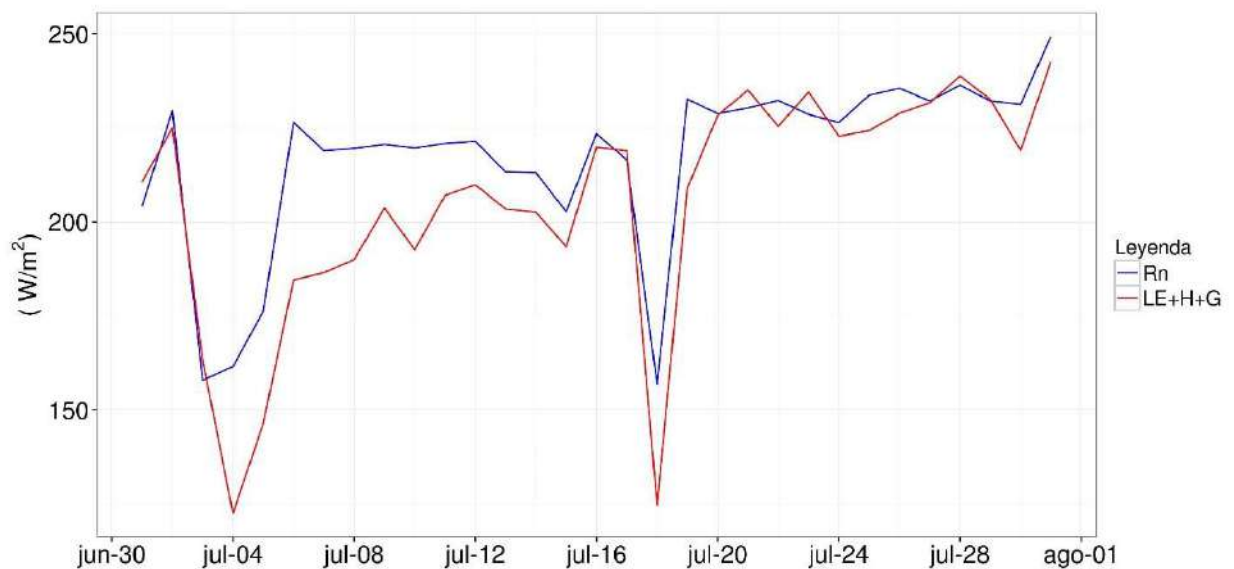


Figura 39: Serie de tiempo del cierre de balance de energía, radiación neta (color azul) y la suma de los flujos de LE , H y G (color rojo).

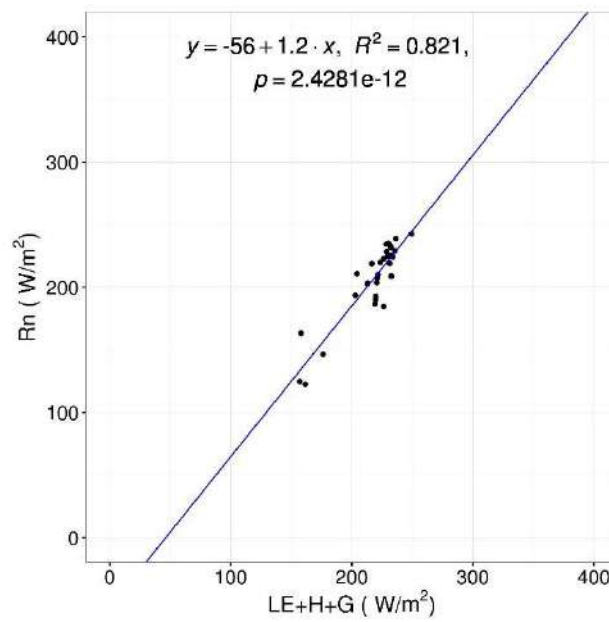


Figura 40: Regresión lineal del cierre de balance de energía. El cual muestra su coeficiente de determinación.

Cuadro 23: Media mensual del mes de julio, desviación estándar mensual, de las variables de radiación neta (Rn), flujo de calor latente (Le), flujo de calor sensible (H), flujo de calor hacia el suelo (G) y energía que se queda en la biomasa (Qs) para la torre de flujo del observatorio de Huancayo.

	Variable	Media	Desviación
Torre de flujo	Rn (W/m2)	217.18	23.31
	LE (W/m2)	11.75	2.01
	H (W/m2)	127.85	16.98
	G (W/m2)	66.04	13.11

6. CONCLUSIONES

La evapotranspiración es uno de los principales componentes del ciclo hidrológico su monitoreo es crucial para programas de riego en cultivo. En tal sentido el presente trabajo tuvo como principal objetivo la caracterización de la evapotranspiración en los cultivos cercanos del Observatorio de Huancayo usando la técnica eddy covariance, una de las técnicas más precisas para la cuantificación de la evapotranspiración. Complementariamente se evaluó la relación de las variables meteorológicas y la evapotranspiración y se validó una ecuación empírica que se ajuste a los datos observados por la técnica eddy covariance. Entre las principales conclusiones de este trabajo podemos determinar que la evapotranspiración en promedio entre el mes de julio 2015 y mes de julio 2016 es de 0.50 mm/día. Además, la variable meteorológica que influye más en el proceso de evapotranspiración es la radiación solar; y la ecuación que mejor se ajusta a la evapotranspiración observada es la ecuación de Hargreaves.

Para poder llegar a estas conclusiones, se abordaron los siguientes objetivos específicos:

Objetivo específico 1: Analizar la evapotranspiración y su variabilidad diaria en el mes de julio 2015 y mes de julio 2016 usando la técnica eddy covariance.

La evapotranspiración en los cultivos alrededor del Observatorio de Huancayo en el mes de julio del 2015 es de 0.55 mm/día y en el mes de julio 2016 es 0.44 mm/día. Con una desviación estándar de 0.09 y 0.08 respectivamente. Además la evapotranspiración acumulada en el mes de julio del 2015 es de 16.96 mm y en el mes de julio del 2016 11.12 mm. En el mes de julio del 2015 la variabilidad diaria es mucho más marcada que en el mes de julio del 2016 debido a la presencia de precipitaciones. Esto quiere decir que la precipitación tiene una influencia en la variabilidad diaria de la evapotranspiración.

Objetivo específico 2: Evaluar la relación de las variables meteorológicas y la evapotranspiración en los cultivos alrededor del Observatorio de Huancayo.

En el mes de julio 2015 a nivel diario la principal variable meteorológica que se relaciona con la evapotranspiración es la radiación solar y la humedad relativa. Con un coeficiente de determinación muy alto de $R^2 = 0.80$ y $R^2 = 0.56$. Las otras variables meteorológicas importantes utilizadas en las ecuaciones empíricas como la temperatura del aire, la velocidad del viento, presión atmosférica no tienen buena relación lineal con la evapotranspiración teniendo coeficientes de determinaciones muy bajos. Además, a nivel horario del mes de julio

2015, la radiación solar y la temperatura del suelo tienen un alto coeficiente de determinación de $R^2 = 0.94$ y $R^2 = 0.69$ respectivamente, así mismo ocurre con el mes de julio del 2016 tiene un $R^2 = 0.96$ y $R^2 = 0.81$ de radiación solar y temperatura del suelo respectivamente.

Objetivo específico 3: Validación de las ecuaciones empíricas de evapotranspiración de Penman-Monteith, Priestley-Taylor y Hargreaves.

La ecuación empírica que mejor se ajusta a los datos observados es la de Hargreaves con un coeficiente de determinación de $R^2 = 0.66$ e índice de concordancia de $D = 0.68$. Esta ecuación solo utiliza dos variables meteorológicas la radiación solar y la temperatura del aire. Mientras que las otras ecuaciones empíricas de evapotranspiración como Penman-Monteith y Priestley-Taylor no explican adecuadamente la variabilidad de la evapotranspiración observada con coeficientes de determinación muy bajos $R^2 = 0.26$ y $R^2 = 0.22$ respectivamente. Estas ecuaciones utilizan la radiación solar de manera indirecta mediante un balance radiativo y no de manera directa como Hargreaves, además se observó que las variables meteorológicas que utilizan estas ecuaciones como el viento, la temperatura del aire y la humedad relativa no tienen una significancia relevante en el proceso de la evapotranspiración.

7. RECOMENDACIONES Y PERSPECTIVAS

- A fin de extender el registro actual, se recomienda continuar con la investigación y analizar la evapotranspiración en la época humedad y tener datos completos durante un año, para un análisis de estacionalidad.
- Realizar el mantenimiento de los equipos automáticos meteorológicos, para una mayor fiabilidad de los datos. Asimismo dar mantenimiento constante al higrómetro de Krypton, debido a que fue uno de los instrumentos más sensible.
- Como ya se tiene la fiabilidad de la evapotranspiración en el mes de julio durante 2 años consecutivos del 2015 y del 2016 se puede utilizar estos datos para una validación de las técnicas de cuantificación indirectos de evapotranspiración como la validación de imágenes satelitales o modelos hidrológicos.

8. BIBLIOGRAFÍA

- Allen, GRM; Piera, LS; Raes, D; Smith, M. 1998. Crop evapotranspiration: Guidelines for computing crop water requirements. FAO Irrigation and Drainage Paper 56. Food and Agricultural Organization of the United Nations.
- Arya, S.P. 2001. Introduction to Micrometeorology. Academic Press. New York.
- Aubinet, M., T. Vesala, and D. Papale (Eds.), 2012. Eddy Covariance: A Practical Guide to Measurement and Data Analysis. Springer, Dordrecht, Heidelberg, London, New York, 442 pp.
- Autoridad Nacional del Agua, Evaluación de los recursos hídricos en la Cuenca de Mantaro (2015).
- Barry, RG; Chorley, RJ. 2004. Atmosphere, weather and climate. Routledge, London, p 536.
- Borja Ruiz Reverter, Procesamiento y QC/QA de datos micrometeorológicos 2008.
- Burba, G; Anderson, D. 2010. A brief practical guide to eddy covariance flux measurements. Li-COR Inc.
- Burda, G, 2013. Eddy Covariance Method for Scientific, Industrial, Agricultural, and Regulatory Applications.
- Comunicado oficial ENFEN N° 11-2015.
- Chow, VT; Maidment, D; Mays, L. 1994. Hidrología Aplicada. Colombia, McGrawHill, 584p.
- Campbell GS, Unsworth MH (1979) Inexpensive sonic anemometer for eddy correlation. J Appl Meteorol 18(8):1072–1077.
- Campbell, G. S. and Tanner, B. D. (1985). "A krypton hygrometer for measurement of atmospheric water vapour concentration." Moisture and Humidity, ISA, Research Triangle Park, NC, 609 - 612.
- Campbell Scientific, Inc. 2010. Intruction Manual, KH20 Kryton Hygrometer.
- Campbell Scientific, Inc. 2010. Intruction Manual, IRGASON Integrated CO2/H2O Open-Path Gas Analyzer and 3D Sonic Anemometer.
- Carreker, J. R. (1963). The relation of solar radiation to evapotranspiration from

cotton. *Journal of Geophysical Research*, 68(16), 4731-4741.

- Costa, M. H., M. C. Biajoli, L. Sanches, A. C. M. Malhado, L. R. Hutya, H. R. da Rocha, R. G. Aguiar, and A. C. de Araújo(2010), Atmospheric versus vegetation controls of Amazonian tropical rain forest evapotranspiration: Are the wet and seasonally dry rain forests any different?, *J. Geophys. Res.*, 115, G04021, doi: 10.1029/2009JG001179.
- Fleagle, R. G. and Businger, J. A.: 1980, *An Introduction to Atmospheric Physics*, Academic Press, Inc., New York.
- Foken, T., & Nappo, C. J. (2008). *Micrometeorology*. Springer Science & Business Media.
- Fritschen, L. J. (1967). Net and solar radiation relations over irrigated field crops. *Agricultural Meteorology*, 4(1), 55-62.
- Garay Oscar; Ocho Alex; 2010. Primera aproximación para la identificación de los diferentes tipos de suelo Agrícola en el valle del río Mantaro.
- Garay Oscar 2009. Manual de uso consuntivo del agua para los principales cultivos de los Andes Centrales Peruanos.
- Gobierno Regional de Junín (2009). Agrojún. Web. <http://www.agrojunin.gob.pe/>. Acceso mayo 2010.
- Gobierno Regional de Junín, Zonificación Ecológica y Económica de la región Junín (2015).
- Hargreaves, G.H., 1975. Moisture Availability and Crop Production Transactions of the ASAE 18(5): 980-984.
- Hargreaves, G.H., and Z.A Samani, 1982. Estimating Potencial Evapotranspiration. *Journal of Irrigation and Drainage Division*, ASCE, Vol. 108, No. IR3, pp.223-230.
- Hargreaves, G.H., Samani, Z.A., 1985. Reference crop evapotranspiration from temperature. *Applied Eng. In Agric.*, 1(2): 96-99.
- Hellström and Mark (2006). An embedded sensor network for measuring hydrometeorological variability within an alpine valley. *Proceedings of the 63rd Eastern*

Snow Conference. U. Delaware, Newark, DE, USA.

- Helm, P., Stirling, R., & Glendinning, S. (2016). The Implications of Using Estimated Solar Radiation on the Derivation of Potential Evapotranspiration and Soil Moisture Deficit within an Embankment. *Procedia Engineering*, 143, 697-707.
- Higgins Aimee (2009). Effects of land cover variability on evapotranspiration in the Llanganuco valley. *Undergraduate Review*, 5, 18-26.
- Hormberger George; Wiberg Patricia; Raffensperger, Jeffrey; D'Odorico, Paolo (2014). *Elements of Physical Hydrology*.
- Kaimal JC, Businger JA (1963) a continuous wave sonic anemometer-thermometer. *J Clim Appl Meteorol* 2:156–164.
- Kaimal, J. C. and Gaynor, J. E.: 1991, "Another Look at Sonic Thermometry", *Boundary-Layer Meteorol.* 56, 401-410.
- Katul, G; Oren, R; Manzoni, S; Higgins, C and Parlange, M (2012). Evapotranspiration: a process driving mass transport and energy exchange in the soil–plant– atmosphere– climate system. *Rev Geophys* 2012; 50:RG3002.
- Kosugi, Y., Takanashi, S., Tanaka, H., Ohkubo, S., Tani, M., Yano, M., & Katayama, T. (2007). Evapotranspiration over a Japanese cypress forest. I. Eddy covariance fluxes and surface conductance characteristics for 3 years. *Journal of Hydrology*, 337(3), 269-283.
- Kosugi, Y., & Katsuyama, M. (2007). Evapotranspiration over a Japanese cypress forest. II. Comparison of the eddy covariance and water budget methods. *Journal of Hydrology*, 334(3), 305-311.
- Lagos, P., Silva, Y., and Nickl, E.: El Niño y la precipitación en los Andes del Perú, Volumen especial Nro. 6 Alberto GieseckeMatto, Sociedad Geológica del Perú, 7–23, 2005.
- Lagos, P., Silva, Y., Nickl, E., & Mosquera, K. (2008). El Niño-related precipitation variability in Perú. *Advances in Geosciences*, 14, 231-237.
- Lavado Casimiro, W. S., & Espinoza, J. C. (2014). Impactos de El Niño y La Niña en las lluvias del Peru (1965–2007). *Revista Brasileira de Meteorologia*, 29(2), 171-182.
- Leuning, R., Van Gorsel, E., Massman, W. J., & Isaac, P. R. (2012). Reflections on the

surface energy imbalance problem. *Agricultural and Forest Meteorology*, 156, 65-74.

- Legates, D. R., and G. J. McCabe Jr. (1999), Evaluating the Use of "Goodness-of-Fit" Measures in Hydrologic and Hydroclimatic Model Validation, *Water Resour. Res.*, 35(1), 233–241.
- LI-COR, Inc. 2015. EddyPro® 6 Help and User's Guide. LI-COR, Inc. Lincoln, NE.
- Liou, K.N. 1980. An introduction to Atmospheric Radiation. Academic Press.
- Liou, KN (1992) Radiation and cloud processes in the atmosphere. Oxford University Press, Oxford, 487 pp.
- Liu, S. M., Xu, Z. W., Zhu, Z. L., Jia, Z. Z., & Zhu, M. J. (2013). Measurements of evapotranspiration from eddy-covariance systems and large aperture scintillometers in the Hai River Basin, China. *Journal of hydrology*, 487, 24-38.
- Loja, B. (2002). Contribución al Estudio Florístico de la Provincia de Concepción, Dicotiledóneas. Tesis para Magister en Botánica Tropical UNMSM. Lima - Perú.
- Mauder, M., & Foken, T. (2006). Impact of post-field data processing on eddy covariance flux estimates and energy balance closure. *Meteorologische Zeitschrift*, 15(6), 597-609.
- Monteith, J. L. 1965: Evaporation and environment. The State and Movement of Water in Living Organisms, G. E. Fogg, Ed., Symposia of the Society for Experimental Biology, Vol. 19, Academic Press, 205–234.
- Negron-Juárez, R. I. N; Hodnett, M. G; Fu, R; Goulden, M. L and von Randow, C. 2007. Control of Dry Season Evapotranspiration over the Amazonian Forest as Inferred from Observations at a Southern Amazon Forest Site. *Journal of Climate*, 20(12), 2827–2839. doi:10.1175/JCLI4184.1.
- Parent, A. C., & Anctil, F. (2012). Quantifying evapotranspiration of a rainfed potato crop in South-eastern Canada using eddy covariance techniques. *Agricultural water management*, 113, 45-56.
- Penman, H. L. 1948. Natural evaporation from open water, bare soil, and grass. *Proc. Roy. Soc. London*, A193, 120–146.
- Philip Bendant; Wayne Huber; Baxter Vieux; 2013. Hydrology and floodplain analysis.

- Priestley, C. H. B; and Taylor, R. J. 1972. On the assessment of surface heat flux and evaporation using large-scale parameters. *Mon. Wea. Rev.*, 100, 8192.
- Santo Cristina; Torres Ignacio; Allen Richard; Tasumi Masshiro; Gavilan Pedro; Fereres Elias; 2007. Mejora de la gestión de los recursos hídricos por medio de la integración de técnicas de teledetección y modelos de simulación.
- Silva, Y., Takahashi, K., & Chávez, R. (2008). Dry and wet rainy seasons in the Mantaro river basin (Central Peruvian Andes). *Advances in Geosciences*, 14, 261-264.
- Silva, Y., Trasmonte G. y Giráldez L. (2010). Variabilidad de las lluvias en el valle del Mantaro Memoria del Subproyecto “Pronostico estacional de lluvias y temperatura en la cuenca del río Mantaro para su aplicación en la agricultura. Editado por el IGP, Lima.
- Shuttleworth, W. J. 1988. Evaporation from Amazonian rainforest. *Proc. Roy. Soc. London*, B233, 321–346.
- Tim Davie – Fundamentals of hydrology. Routledge Fundamentals of Physical Geography.
- Trasmonte, G., Silva. Y., Segura B. y Latínez K. (2010). Variabilidad de las temperaturas máximas y mínimas en el valle del Mantaro. Memoria del Subproyecto “Pronostico estacional de lluvias y temperatura en la cuenca del río Mantaro para su aplicación en la agricultura. Editado por el IGP, Lima.
- Vanessa Paredes Gómez, Medida y parametrización de los flujos de CO₂ en un uso de suelo agrícola de la meseta utilizando datos en superficie y teledetección, 2013
- Vickers, D., Mahrt, L., 1997. Quality control and flux sampling problems for tower and aircraft data. *J. Atmos. Ocean. Tech.* 14, 512–526.
- Willmott, C. J. 1981. On the validation of models. *Physical Geography*, 2, 184–194
- Wilks, D. 2011. *Statistical Methods in the Atmospheric Sciences*. 3rd ed., United States of America, ELSEVIER. 676 p.
- Wilson, K., A. Goldstein, E. Falge, M. Aubinet, D. Baldocchi, et al., 2002. Energy balance closure at FLUXNET sites. *Agricultural and Forest Meteorology*, 113(1-4): 223-243.

9. ANEXOS

ANEXO 1: Teoría de cálculo del anemómetro sónico (Manual IRGASON Integrated CO2/H2O Open-Path Gas Analyzer and 3D Sonic Anemometer)

a) Velocidad del viento:

Cada pareja de transductores envía dos señales ultrasónicas en direcciones opuestas.

El tiempo que tarda la primera señal en llegar al transductor opuesto al de salida viene dada por:

$$t_0 = \frac{d}{c + u_a} \dots (23)$$

Y el tiempo que tarda la segunda señal es dada por:

$$t_b = \frac{d}{c - u_a} \dots (24)$$

Donde t_0 es el tiempo que la señal tarda en recorrer el trayecto entre transductores, t_b es el tiempo que tarda en dirección opuesta, d es la distancia entre transductores del mismo eje, u_a es la velocidad del viento a lo largo de dicho eje, y c es la velocidad del sonido.

La velocidad del viento, u_a , en uno de los ejes puede ser hallada invirtiendo las expresiones anteriores posteriormente restar las ecuaciones 24 a la 23. Donde la u_a quedaría como la siguiente expresión:

$$u_a = \frac{d}{2} \left[\frac{1}{t_0} - \frac{1}{t_b} \right] \dots (25)$$

La velocidad del viento es medida en cada uno de los tres ejes no ortogonales del sónico, dando lugar a u_a , u_b , u_c , para cada uno de ellos.

Las componentes no ortogonales de la velocidad del viento se transforman en componentes ortogonales u_x , u_y , u_z , mediante la siguiente expresión:

$$\begin{bmatrix} u_x \\ u_y \\ u_z \end{bmatrix} = A \begin{bmatrix} u_a \\ u_b \\ u_c \end{bmatrix} \dots (26)$$

Donde A es una matriz 3x3 de transformación de coordenadas única de cada modelo de anemómetro y generalmente esta almacenada en la memoria ROM de esté.

b) Temperatura

Previamente obtenemos la velocidad del sonido sumando los inversos de las ecuaciones 23 y 24:

$$c = \frac{d}{2} \left[\frac{1}{t_0} + \frac{1}{t_b} \right] \dots (27)$$

La velocidad del sonido en el aire húmedo, se puede expresar en función de la temperatura y la humedad del aire, haciendo uso de la Ley de los gases ideales y de la Ley de Dalton (Kaimal y Gynor, 1991):

$$c^2 = \frac{\gamma P}{\rho} = \gamma R_d T_v = \gamma R_d T(1 + 0.61q) \dots (28)$$

Donde γ es el cociente entre el calor específico del aire húmedo a presión constante y aquel a volumen constante (C_p/C_v), P es la presión atmosférica, ρ la densidad del aire húmedo, R_d es la constante de los gases para el aire seco, T_v es la temperatura virtual del aire definida por la ecuación 29, T es la temperatura del aire y q es la humedad específica definida como el cociente entre la masa de vapor de agua y la masa total del aire.

$$T_v \cong T(1 + 0.61q) \dots (29)$$

Los calores específicos para el aire húmedo a presión y volumen constante vienen dados por (Fleagle y Businger, 1980):

$$C_p = qC_{pw} + (1 - q)C_{pd} = C_{pd}(1 + 0.84q) \dots (30)$$

$$C_v = qC_{vw} + (1 - q)C_{vd} = C_{vd}(1 + 0.93q) \dots (31)$$

Donde C_p y C_v son los calores específicos del aire húmedo, C_{pw} y C_{vw} son los calores específicos del vapor de agua, y C_{pd} y C_{vd} son los calores específicos de aire seco, todo ellos a presión y volumen constante, respectivamente.

Si sustituimos las ecuaciones 30 y 31 en la ecuación 28 e ignoramos los términos de Segundo y tercer orden obtenemos:

$$c^2 = \gamma_d R_d T(1 + 0.51q) = \gamma_d R_d T_{vs} \dots (32)$$

Donde T_{vs} es la temperatura virtual del sónico y γ_d es el cociente entre el calor específico del aire seco a presión constante y aquel a volumen constante.

Con la ecuación 32 se tiene en cuenta el efecto de la humedad en la velocidad del sonido y por lo tanto en la temperatura virtual obtenida del sónico, que viene dada de la siguiente expresión:

$$T_{vs} = \frac{c^2}{\gamma_d R_d} - 273.15 \dots (33)$$

Donde c es la velocidad del sonido (ecuación 27), $\gamma_d = 1.4$, $R_d = 287.04 \frac{J}{Kkg}$ y T_{vs} viene expresada en grados Celsius.

ANEXO 2: Teoría de cálculo del Higrómetro de Krypton (Manual KH20 Krypton Hygrometer)

El higrómetro de krypton usa una relación empírica entre la adsorción de la luz y el material a través el cual viaja la luz, esta relación es conocida como la ley de Beer Lambert. De acuerdo a la ley de Beer, el registro de la transítividad es anti proporcional al producto del coeficiente de adsorción del material en este caso vapor de agua, “ k_w ”, la distancia que viaja la luz “ x ” (path length), y la densidad del material adsorbente, “ ρ_w ”.

$$T = e^{-k_w x \rho_w}$$

Si expresamos la transítividad, T , en función de la intensidad de la luz antes y después de pasar a través del material, medida por el sensor KH20, V y V_0 , respectivamente, se obtiene la siguiente ecuación.

$$\frac{V}{V_0} = e^{-k_w x \rho_w}$$

Tomando el logaritmo natural en ambos lados y resolviendo la densidad ρ_w , entonces la densidad de vapor de agua (ρ_w) quedaría expresada de la siguiente forma:

$$\rho_w = \frac{1}{-k_w x} (\ln V - \ln V_0)$$

ANEXO 3: Tipo de suelo en los distritos de la provincia Chupaca. a) Textura del suelo b) Materia orgánica c) PH.

a) Característica textual de la provincia Chupaca

Textura de suelo	Color de textura	Distritos que se encuentran dentro del valle del río Mantaro						
		Ahuac	Chon. B.	Chupaca	Huachac	Hua. Chico	Iscos	3 de Dic.
		Nº de muestras analizadas						
		10	8	63	12	10	7	6
		Porcentaje de las muestras tomadas (%)						
Arcilloso	A	-	25	7,94	8,33	20	14,29	16,67
Franco arcilloso	FA	30	37,5	17,46	16,67	40	42,86	33,33
Franco arcilloso arenoso	FAa	40	37,5	55,56	66,67	30	14,29	33,33
Franco limoso	FL	-	-	4,76	-	-	-	-
Franco	F	10	-	3,17	-	-	-	-
Franco arenoso	Fa	20	-	11,11	8,33	10	28,57	16,67

Fuente: <http://www.met.igp.gob.pe/proyectos/incagro/datos/manual.pdf>

b) Característica de la Materia orgánica de la provincia Chupaca

Materia orgánica en el suelo		Símbolo	Distritos que se encuentran dentro del valle del río Mantaro						
			Ahuac	Chon. B.	Chupaca	Huachac	Hua. Chico	Iscos	3 de Dic.
			Nº de muestras analizadas						
			10	8	63	12	10	7	6
Calificación	Rango	Color	Porcentaje de las muestras tomadas y analizadas						
Muy pobre	< 0,5	A	-	12,5	-	-	-	-	-
Pobre	0,5 - 1,0	B	-	-	11,11	8,34	10	-	66,67
Mod. Provisto	1,0 - 1,5	C	20	-	9,52	25	20	14,29	16,67
Normal	1,5 - 2,0	D	-	37,5	28,57	33,33	30	42,86	16,67
Bien provisto	2,0 - 3,5	E	70	50	31,75	33,33	40	42,86	-
Rico	3,5 - 5,0	F	-	-	14,29	-	-	-	-
Muy rico	> 5,0	G	10	-	4,76	-	-	-	-

Fuente: <http://www.met.igp.gob.pe/proyectos/incagro/datos/manual.pdf>

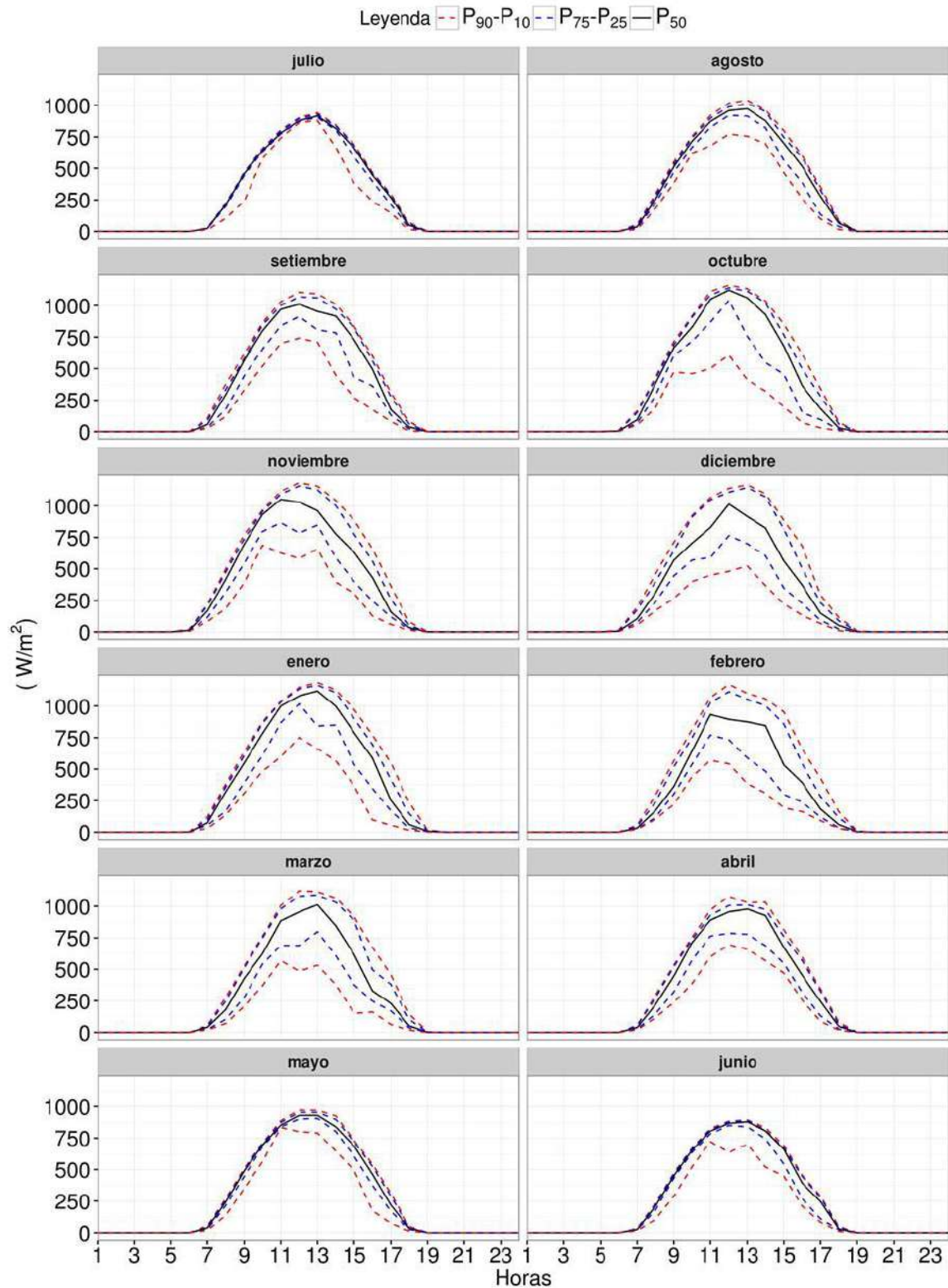
c) Características de Ph de suelos de la provincia Chupaca

pH del suelo Acidez - Alcalinidad		Símbolo	Distritos que se encuentran dentro del valle del río Mantaro						
			Ahuac	Chongos B.	Chupaca	Huachac	Huam. Chico	S.J. Iscos	3 Dic.
			Nº de muestras analizadas						
			10	8	63	12	10	7	6
Calificación	Rango	Color	Porcentaje de las muestras tomadas y analizadas						
Muy ácido	< 4,5	a	-	-	3,17	-	-	-	-
Ácido	4,5 - 6,5	b	30	12,5	7,94	16,67	20	-	50
Poco ácido	6,5 - 6,8	c	10	-	1,59	16,67	20	14,29	50
Neutro	6,8 - 7,2	d	40	37,5	42,86	16,67	20	-	-
Poco alcalino	7,2 - 7,5	e	10	37,5	33,33	25	30	71,43	-
Alcalino	7,5 - 8,5	f	10	12,5	11,11	25	10	14,29	-

Fuente: <http://www.met.igp.gob.pe/proyectos/incagro/datos/manual.pdf>

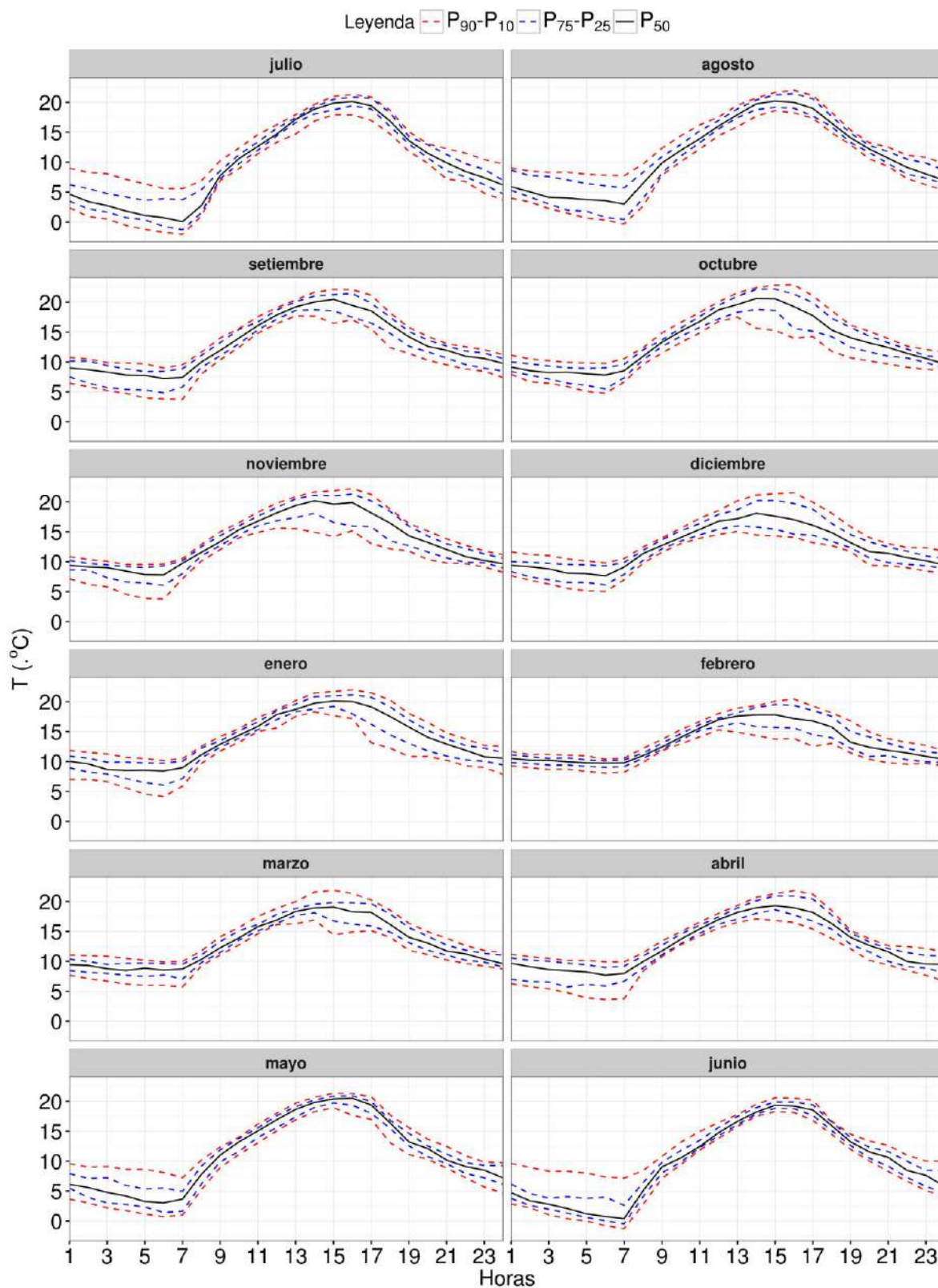
ANEXO 4: Ciclo diurno de los percentiles 90-10, 75-25 y 50 de la radiación solar

Percentiles del ciclo diurno radiación solar



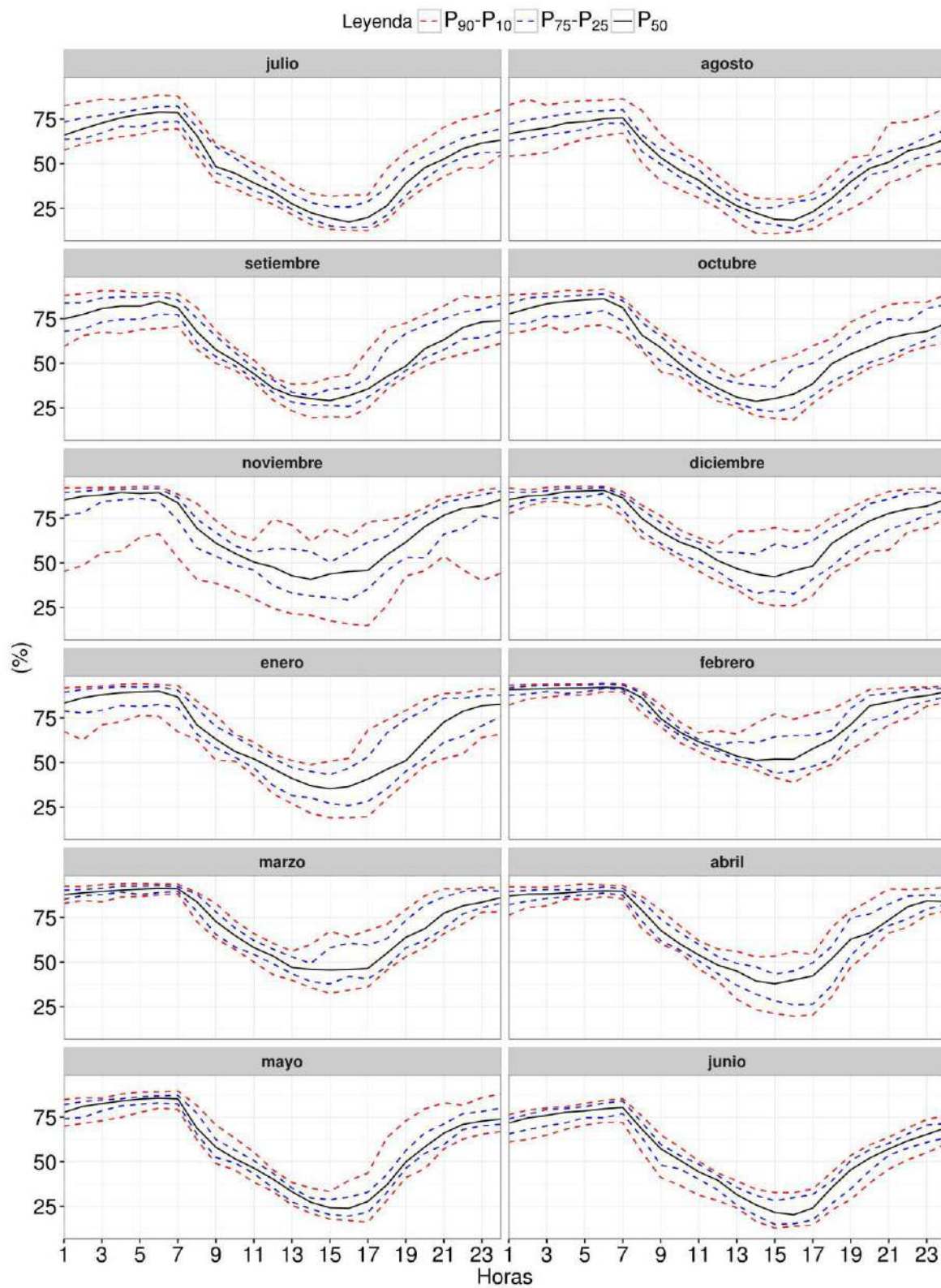
ANEXO 5: Ciclo diario de los percentiles 90-10, 75-25 y 50 de la temperatura del aire.

Percentiles del ciclo diario temperatura del aire

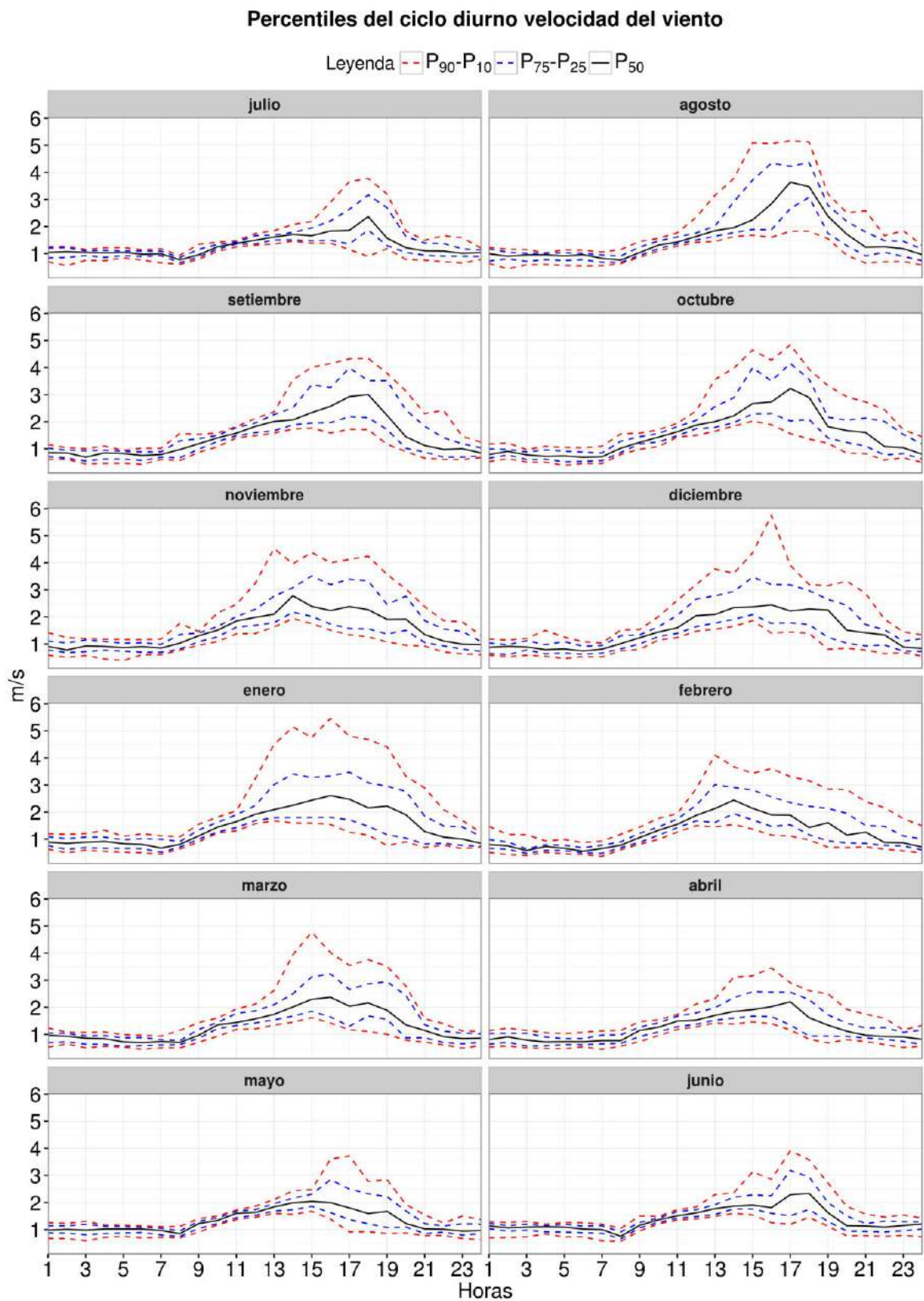


ANEXO 6: Ciclo diario de los percentiles 90-10, 75-25 y 50 de la humedad relativa

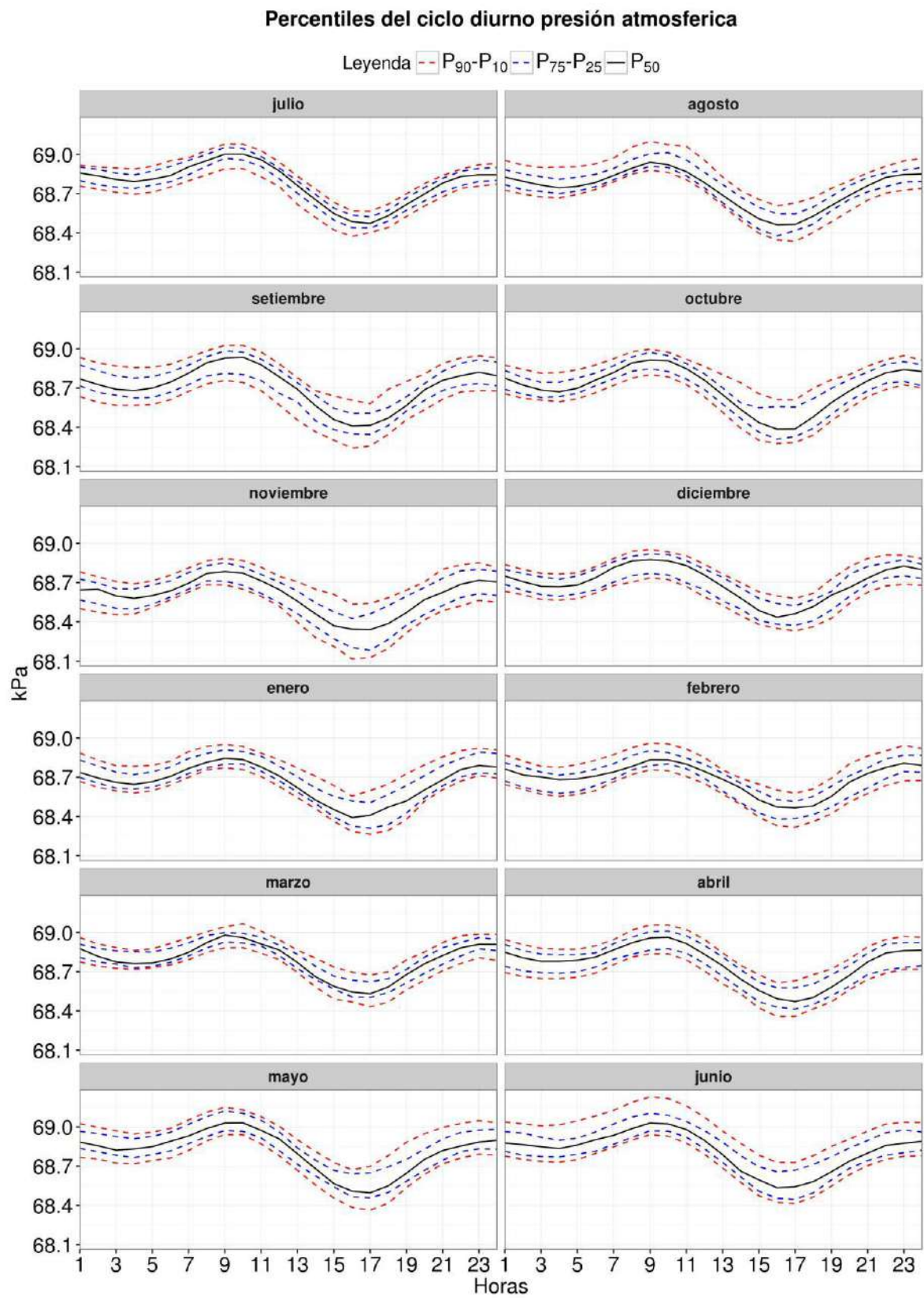
Percentiles del ciclo diario humedad relativa



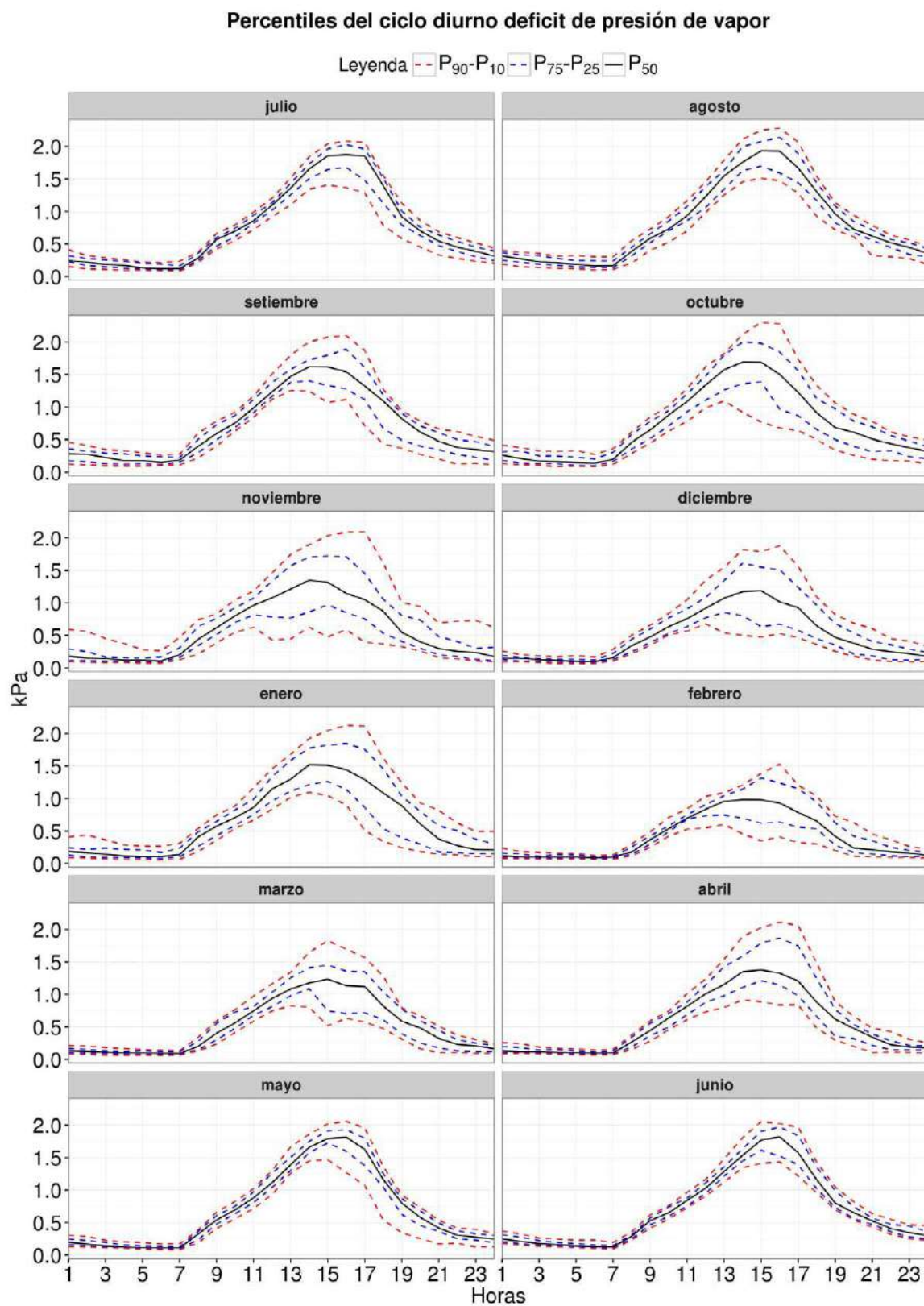
ANEXO 7: Ciclo diario de los percentiles 90-10, 75-25 y 50 de la velocidad del viento.



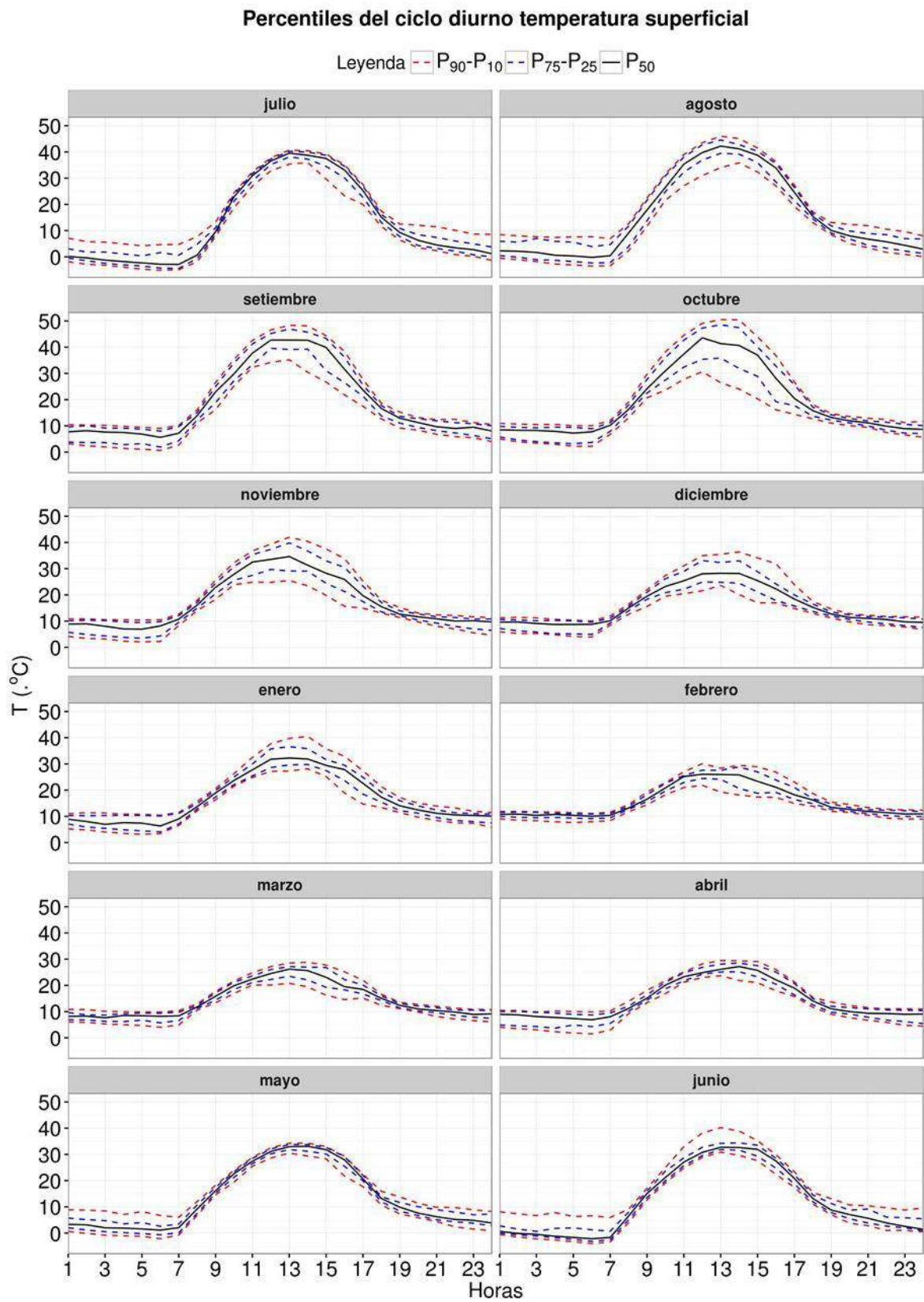
ANEXO 8: Ciclo diario de los percentiles 90-10, 75-25 y 50 de la presión atmosférica.



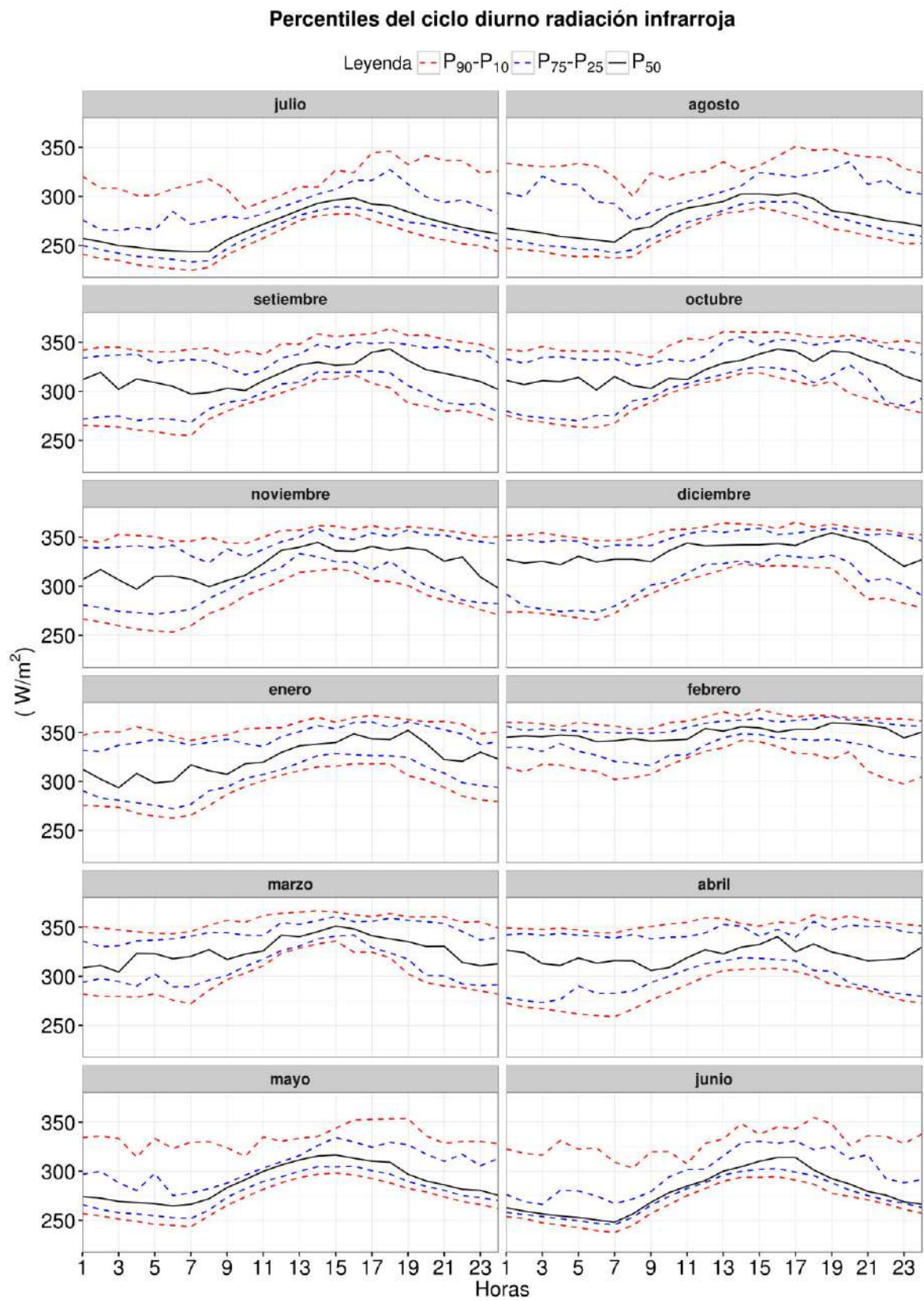
ANEXO 9: Ciclo diario de los percentiles 90-10, 75-25 y 50 del déficit de presión de vapor.



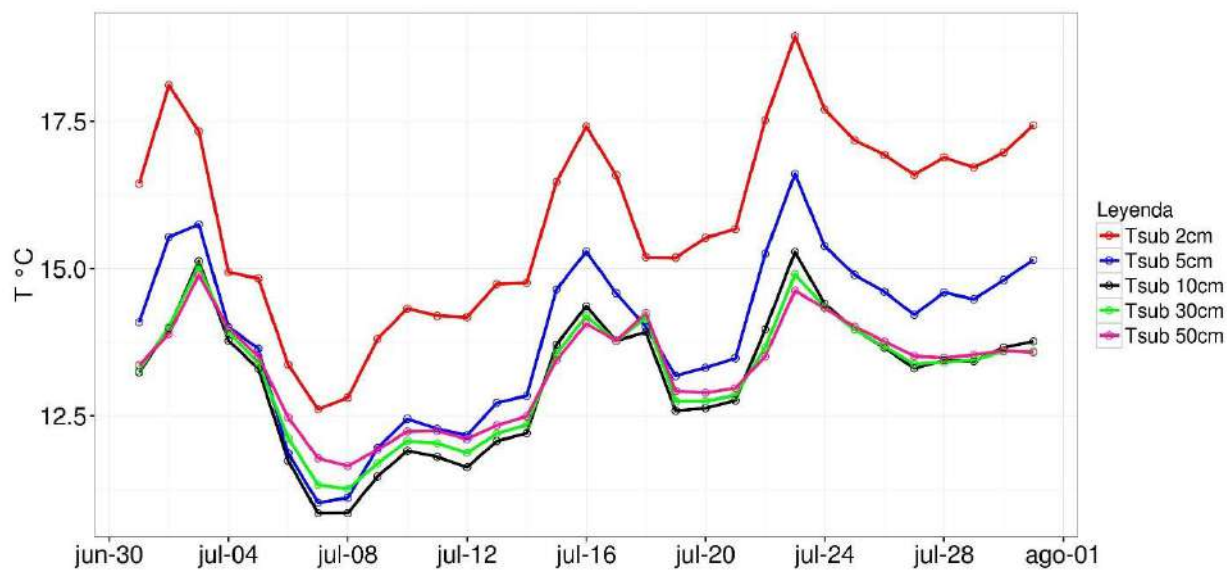
ANEXO 10: Ciclo diario de los percentiles 90-10, 75-25 y 50 temperatura superficial.



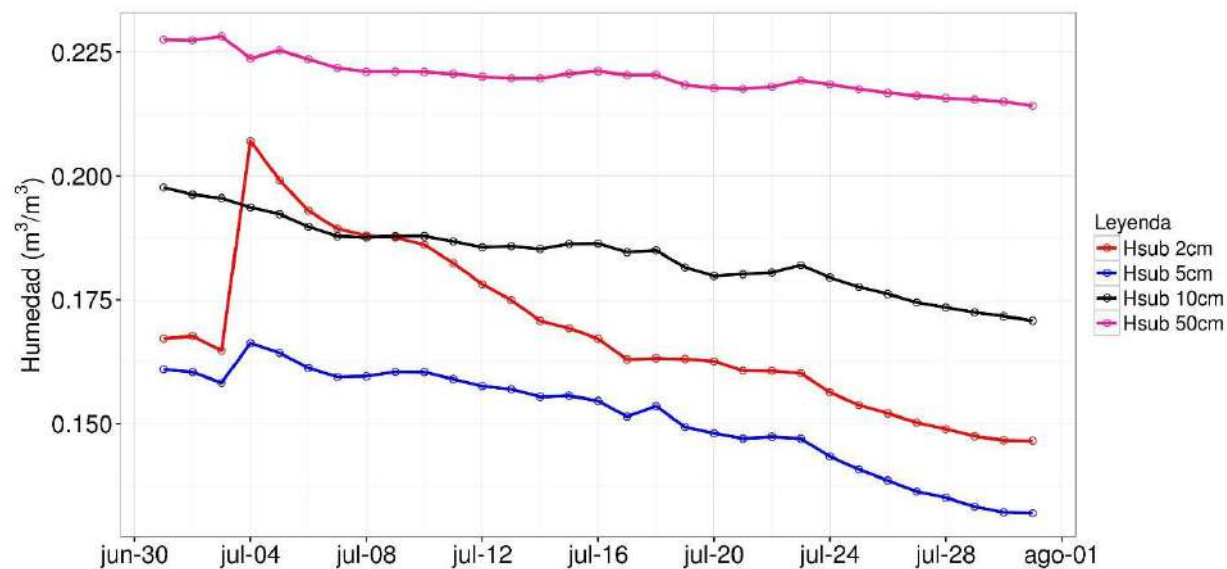
ANEXO 11: Ciclo diario de los percentiles 90-10, 75-25 y 50 de la radiación infrarroja.



ANEXO 12: Temperatura a diferentes profundidades del sub-suelo a 2cm (línea roja), 5cm (línea azul), 10cm (línea negra), 30 cm (línea verde) y 50cm (línea rosado).



ANEXO 13: Humedad a diferentes profundidades del sub-suelo a 2cm (línea roja), 5cm (línea azul), 10cm (línea negra), 50cm (línea rosado).



Anexo 14: Tipo de cultivo por parcela.

Nro. Parcela	Tipo de cultivos –Julio 2016
1	Quinoa cosechada
2	Quinoa cosechada
3	Zanahoria cosechada
4	Maíz cosechada
5	Zanahoria cosechada
6	Quinoa cosechada
7	Ajos cosechado
8	Avena cebada
9	Zanahoria cosechada
10	En preparación
11	Maíz(choclo) cosechada
12	Maíz cosechada
13	Quinoa cosechada
14	Quinoa cosechada
15	Quinoa cosechada
16	Alverja
17	Pasto
18	Quinoa cosechada
19	Quinoa y maíz cosechada
20	Maíz cosechada
21	Quinoa cosechada
22	Cebolla