



Universidad Nacional Mayor de San Marcos

Universidad del Perú. Decana de América

Facultad de Ciencias Físicas

Escuela Profesional de Física

**Estimación de la evapotranspiración en los cultivos
alrededor del observatorio de Huancayo mediante
sensoramiento remoto**

TESIS

Para optar el Título Profesional de Licenciado en Física

AUTOR

Romel Erick PRÍNCIPE AGUIRRE

ASESOR

José Carlos ECHE LLENQUE

Lima, Perú

2018



Universidad Nacional Mayor de San Marcos
Universidad del Perú, Decana de América

FACULTAD DE CIENCIAS FÍSICAS
ESCUELA PROFESIONAL DE FÍSICA

ACTA DE SUSTENTACIÓN DE TESIS PARA OPTAR EL
TÍTULO PROFESIONAL DE LICENCIADO EN FÍSICA

Siendo las 18:00 horas del viernes 19 de octubre del 2018, en el Salón de Grados de la Facultad de Ciencias Físicas (Auditorio 109), bajo la Presidencia del Mg. Octavio Fashé Raymundo (Presidente), Mg. Juan Neil Mendoza Nolorbe (Miembro), José Carlos Eche Llenque (Asesor) y el Lic. Arnulfo Alipio Guillen Guevara (Suplente), se dio inicio a la Sesión Pública de Sustentación de Tesis para la Licenciatura en Física, mediante la Modalidad M1, del Bachiller:

ROMEL ERICK PRÍNCIPE AGUIRRE

Dando lectura al Resumen del Expediente, el Presidente del Jurado, invitó al Bachiller Príncipe Aguirre, Romel Erick a realizar una exposición de Trabajo de Tesis titulada: "Estimación de la evapotranspiración en los cultivos alrededor del observatorio de Huancayo mediante sensoramiento remoto".

Concluida la exposición del candidato y luego de las preguntas de rigor por parte del Jurado, el Presidente, invitó al Bachiller y al público a abandonar momentáneamente la Sala de Sesión, para dar paso a la deliberación y calificación por parte del Jurado.

Al término de la deliberación del Jurado el Mg. Octavio Fashé Raymundo, invitó al candidato y al público a pasar a la Sala de Sesión, para dar lectura al resultado de la deliberación. Ha obtenido la calificación de:

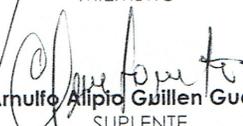
Muy Buena *18* *Dieciocho*
(MENCIÓN) (NÚMERO) (LETRAS)

Finalmente, el Presidente del Jurado, propone al consejo de la Facultad que se le declare Licenciado en Física al Bachiller Príncipe Aguirre, Romel Erick. Siendo las *19:15* Horas, se levanta la Sesión.


Mg. Octavio Fashé Raymundo
PRESIDENTE


Lic. José Carlos Eche Llenque
ASESOR


Mg. Juan Neil Mendoza Nolorbe
MIEMBRO


Lic. Arnulfo Alipio Guillen Guevara
SUPLENTE

Asesor de Tesis: José Carlos, Eche LLenque

Dedicatoria

A Dios y a mi amada familia.

Agradecimiento

Quiero iniciar estos párrafos, agradeciendo en primer lugar a Dios por permitirme disfrutar de la vida y como consecuencia de ello de esta maravillosa ciencia que es la Física. Asimismo, un especial agradecimiento a mi amada esposa Etelvina que fue el motor que me impulso ha realizar este trabajo y de este modo retomar la pasión de este maravilloso mundo de la investigación. Agradezco a mis padres que me dieron la vida y la gran de oportunidad de descubrir la pasión que tengo por la investigación, también quiero agradecer a mis amados hermanos: Katty, Jimmy, Lupe y Ruth por su apoyo y confianza en el desarrollo de esta carrera. De la misma manera, quisiera agradecer a mis amigos del Instituto Geofísico del Perú y en especial a la Magister Alejandra Martinez por sus consejos y apoyo, además a mis amigos los cuales fueron el ejemplo para poder desarrollarme en el ámbito personal y profesional.

También quiero agradecer al proyecto titulado: “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 el Instituto Geofísico del Perú por el acceso a los datos de la estación meteorológica de Huayao.

Asimismo, agradezco a mi asesor de tesis el Licenciado José Carlos, Eche Llenque por brindarme su apoyo y confianza durante el desarrollo de esta investigación.

Abreviaturas

<i>OLI</i>	Operational Land Imager.
<i>TIRS</i>	Thermal Infrared Sensor.
<i>SAVI</i>	Soil Adjusted Vegetation Index.
<i>NDVI</i>	Normalized Difference Vegetation Index.
<i>NDWI</i>	Normalized Difference Water Index.
<i>FLAASH</i>	Fast Line of sight Atmospheric Analysis of Spectral Hypercubes.
<i>MODTRAN</i>	Moderate Resolution Atmospheric Transmission.
<i>USGS</i>	United States Geological Survey.
<i>METRIC</i>	Mapping Evapotranspiration at High Resolution using Internalized Calibration.
<i>HS</i>	Hargreaves Samani.
<i>F – PM</i>	FAO Penman Monteith.
<i>PM</i>	Penman Monteith.
<i>ET</i>	Evapotranspiración.
<i>ET_r</i>	Evapotranspiración de referencia.

Índice general

Dedicatoria	I
Agradecimiento	II
Abreviaturas	IV
Resumen	1
Abstract	2
1. Introducción	5
2. Fundamentos físicos de la teledetección	9
2.1. Ondas electromagnéticas	10
2.1.1. Espectro de las ondas electromagnéticas	10
2.2. Magnitudes radiométricas básicas	11
2.2.1. Descripción del campo radiativo	12
2.2.2. Características radiativas de la materia	12
2.3. Leyes fundamentales de la radiación	14
2.3.1. Radiación electromagnética emitida por un cuerpo	14
2.3.2. Ley de G. Kirchhoff	15
2.3.3. Ley de planck	16
2.3.4. Ley de Stefan-Boltzmann	17
2.3.5. Ley de Wien	17
2.4. Ecuación de Transferencia Radioactiva	18
2.4.1. Absorción	18
2.4.2. Dispersión	20

2.4.3.	Función fuente	22
2.5.	Interacción de la Radiación con la Superficie Terrestre	23
2.5.1.	Reflectividad de la Superficies Naturales	24
3.	Balace de energía	25
3.1.	Radiación Neta (R_n)	26
3.2.	Flujo de calor del suelo (G)	26
3.3.	Flujo de calor sensible (H)	27
3.4.	Flujo de calor latente (LE) y evapotranspiración (ET)	28
4.	Algunos alcances de evapotranspiración	31
4.1.	Evapotranspiración	31
4.1.1.	Evaporación	31
4.1.2.	Transpiración	32
4.2.	Métodos directos para estimar la evapotranspiración	32
4.2.1.	Metodo del lisímetro	32
4.2.2.	Metodo del Eddy Covariance	33
4.3.	Métodos indirectos para estimar la evapotranspiración	34
4.3.1.	Metodo FAO Penman–Monteith	34
4.3.2.	Método de Hargreaves–Samani	35
5.	Caracterización de la zona de estudio	37
5.1.	Localización de la zona de estudio	37
5.2.	Aspectos físicos	37
5.2.1.	Clima	37
5.2.2.	Hidrología	38
5.2.3.	Suelos y coberturas	38
6.	Métodos	41
6.1.	Datos	41
6.1.1.	Datos observados	41
6.1.2.	Datos satelitales	41
6.2.	Metodología	42
6.2.1.	Procesamiento de las imágenes OLI	43
6.2.2.	Estimación del flujo de la radiación neta (R_n)	47

6.2.3.	Transporte aerodinamico ($r_{ah,1,2}$)	52
6.2.4.	Determinación de constantes en la función dT	57
6.2.5.	Selección del pixel caliente y frío	58
6.2.6.	Datos meteorológicos y ET de referencia (ET_r)	59
6.2.7.	Ecuación de balance de energía	60
7.	Resultados	61
7.1.	Análisis de variables climáticas en la estación de Huayao	61
7.1.1.	Análisis de temperatura del aire	61
7.1.2.	Análisis de la velocidad del aire	62
7.1.3.	Análisis de la precipitación	62
7.2.	Índices de vegetación y variables que intervienen en el balance de energía	63
7.2.1.	Índices de vegetación	65
7.2.2.	Variables de balance de energía	65
7.2.3.	Comparación de flujos de energía observado y estimado	77
7.3.	Análisis de la evapotranspiración- ET	83
7.3.1.	Evapotranspiración de referencia - ET_r	83
7.3.2.	Evapotranspiración obtenidos mediante imágenes con corrección Flaash y Tasumi	84
7.4.	Comparación de la ET_{24} observado y estimado	87
	Conclusiones	93
	Recomendaciones y perspectivas	96
	Referencias bibliográficas	98
	Anexos	105

Índice de figuras

2.1.	Esquema del sistema de teledetección. Adaptado de Sobrino (2000)	9
2.2.	Onda electromagnética propagándose en un eje Y. Adaptado de Alparone et al. (2015)	10
2.3.	Espectro de ondas electromagnéticas, adaptado de Alparone et al. (2015).	11
2.4.	Emisión en función de la longitud de onda de objetos a diferentes temperaturas. Adaptado de SEOS (2014)	18
2.5.	Definición de extinción. Adaptado de Sobrino (2000)	20
2.6.	Reflectancia especularar (izquierdo) y difuso (derecho).Tomado de SEOS (2014)	23
2.7.	Firma espectral de suelo, agua y vegetación de las bandas espectrales del sensor ETM+ .Tomado de SEOS (2014)	24
3.1.	Esquemmatización del balance de energía cerca de la superficie terrestres. Adaptado de Allen et al. (2011)	25
3.2.	Balance de radiación de la superficie. Adaptado de Gordillo (2013)	26
5.1.	Localización de la zona de estudio	38
6.1.	Diagrama de flujo de la metodología empleada para calculo de la ET	44
6.2.	Diagrama de flujo para cálculo de Radiación neta (R_n). Adaptado de Castañeda (2013)	48
6.3.	Velocidad del viento como una función de la altura. Adaptado de Gordillo (2013)	53
6.4.	Esquema de la selección del pixel frío y caliente en la imagen SAVI en coordenadas UTM	59

7.1.	Temperatura del aire a las 10 horas 4min, tomado en la estación de Huayao. Siendo la media, máxima y mínima para esta hora de 13,29°C, 16,5°C y 11,21°C respectivamente.	61
7.2.	Velocidad del aire a las 10 horas 4min observado en la estación de Huayao con velocidad media de 1.24 m/s, máxima de 1.6 m/s y mínima 0.81 m/s.	62
7.3.	Dirección del viento promedio anual en el intervalo de 7 horas a 18 horas, predomina en la dirección SE donde la velocidad está en el rango de 1.5 m/s a 7.9 m/s con una predominancia de 2 m/s a 7.9 m/s. Tomado de Callañaupa (2016).	63
7.4.	Precipitación en mm/d durante los 5 días previo a la toma de la imagen. La mayor cantidad de días de lluvia corresponde a los días previo a 04/06/2017 y 03/05/2017 con 4 y 3 días respectivamente con acumulados de 5.5mm/día y 2.8m/día durante los 5 días.	64
7.5.	Correlación entre los índices NDVI obtenidos a partir de valores de reflectividad de superficie de imágenes sometidos a correcciones atmosféricas Flaash y Tasumi. . .	66
7.6.	Comparación gráfica (a) y correlación (b) entre los flujos de energía neta obtenidos a partir de valores de reflectividad de superficie corregido atmosféricamente mediante Flaash y Tasumi.	67
7.7.	Flujo de energía neta obtenidos a partir de imágenes de satélite corregidos atmosféricamente mediante Flaash (a) y Tasumi (b).	67
7.8.	Comparación de componentes del flujo de energía neta: (a), radiación de onda corta; (b), radiación de onda larga y (c), radiación de onda larga saliente obtenidos a partir de imágenes atmosféricamente mediante Flaash y Tasumi.	68
7.9.	Componentes del flujo de energía neta obtenidos a partir de imágenes corregidos atmosféricamente mediante Flaash (a) y Tasumi (b).	69
7.10.	Comparación gráfica (a) y correlación (b) entre los flujos de calor del suelo obtenidos a partir de valores de reflectividad de superficie corregido atmosféricamente mediante Flaash y Tasumi.	70
7.11.	Flujo de calor del suelo obtenidos a partir de imágenes de satélite corregidos atmosféricamente mediante Flaash y Tasumi.	70
7.12.	Flujo de calor sensible (H) obtenidos a partir de imágenes de satélite corregidos atmosféricamente mediante Flaash y Tasumi para $ET_r - PM$ y $ET_r - HS$	71
7.13.	Comparación gráfica (a, c, e y g) y correlación (b, d, f y h) de flujo de calor sensible (H) mediante corrección Flaash y Tasumi para $ET_r - PM$ y $ET_r - HS$	73

7.14. Flujo de calor latente obtenidos a partir de imágenes de satélite corregidos atmosféricamente mediante Flaash y Tasumi para $ET_r - PM$ y $ET_r - HS$	75
7.15. Comparación gráfica (a, c, e y g) y correlación (b, d, f y h) de flujo de calor latente (LE) mediante corrección Flaash y Tasumi para $ET_r - PM$ y $ET_r - HS$	76
7.16. Flujos de energía neto medido en estación (a) y obtenidos a partir de imágenes corregidos atmosféricamente mediante Flaash (b) y Tasumi (c). Para H y LE obtenido mediante datos de $ET_r - PM$ y $ET_r - HS$	78
7.17. Comparación entre flujo de energía neto obtenidos con imágenes de satélite corregidos mediante modelo Flaash y los flujos de energías medidas en la estación de Huayao.	79
7.18. Comparación entre flujos de energía obtenidos con imágenes de satélite corregidos mediante modelo Tasumi y los flujos de energías medidas en la estación de Huayao.	80
7.19. Correlación entre de flujo de energía obtenidos con imágenes de satélite corregidos mediante modelo Flaash y los flujos de energías medidas en la estación de Huayao. .	81
7.20. Correlación entre flujo de energía obtenidos con imágenes de satélite corregidos mediante modelo Tasumi y los flujos de energías medidas en la estación de Huayao. . .	82
7.21. Comparación entre la ET_r -HS y ET_r -PM horaria (a) y acumulado en 24 horas o diaria (b).	83
7.22. ET obtenido a partir de imágenes con corrección atmosférica Flaash y ET_r : PM y HS ($ET_r - PM$ (a) y $ET_r - HS$ (b)).	85
7.23. Comparación grafica (a) y correlación (b) entre la ET.PM-Flaash y ET.HS-Flaash. .	85
7.24. ET obtenido a partir de imágenes con corrección Tasumi y ET_r : PM y HS ($ET_r - PM$ (a) y $ET_r - HS$ (b)).	87
7.25. Comparación (a) y correlación (b) entre ET-Tasumi con $ET_r - PM$ y $ET_r - HS$. .	87
7.26. Comparación (a, b) y correlación entre ET-Flaash y ET-Tasumi con PM y HS. . . .	88
7.27. Comparación gráfica (a y c) y correlación (b, d) de la ET observada (método Eddy Covarianza) y la imagen con corrección Flaash obtenidos con $ET_r - PM$ y $ET_r - HS$.	90
7.28. Comparación gráfica (a y c) y correlación (b, d) entre la ET mediante imagen con corrección Tasumi y método Eddy covarianza para $ET_r - PM$ y $ET_r - HS$	91
29. Índices físicos NDVI obtenidos a partir de valores de reflectancia de superficie corregidos atmosféricamente mediante modulo Flaash (a) y Tasumi (b).	115
30. Albedo de superficie obtenidos a partir de valores de reflectancia corregidos atmosféricamente mediante Flaash (a) y Tasumi (b).	116
31. Emisividad obtenidos a partir de valores de reflectancia corregidos atmosféricamente mediante Flaash (a) y Tasumi (b).	116

32.	Radiación de onda corta a partir de valores de reflectancia corregidos atmosféricamente modulo Flaash (a) y Tasumi (b).	117
33.	Radiación de onda larga a partir de valores de reflectancia corregidos atmosféricamente mediante Flaash (a) y Tasumi (b).	117
34.	Radiación de onda larga a partir de valores de reflectancia corregidos atmosféricamente mediante Flaash (a) y Tasumi (b).	118
35.	Imágenes a partir de valores de reflectancia en una combinación de bandas RGB: 752, correspondiente al año 2015. Las zonas en color verde resultan la cobertura vegetal, en color marrón son zonas de suelo desnudo	121
36.	Imágenes a partir de valores de reflectancia en una combinación de bandas RGB: 752, correspondiente al año 2016. Las zonas en color verde resultan la cobertura vegetal, en color marrón son zonas de suelo desnudo	122
37.	Imágenes a partir de valores de reflectancia en una combinación de bandas RGB: 752, correspondiente al año 2017. Las zonas en color verde resultan la cobertura vegetal, en color marrón son zonas de suelo desnudo	123

Índice de tablas

2.1.	Magnitudes radiométricas básicas , relativas al campo de radicaión	12
4.1.	Valores de C_n y C_d . Tomado de ASCE-EWRI (2002).	35
6.1.	Listado de variables meteorológicos empleados. Tomado de Callañaupa (2016).	42
6.2.	Datos de las imágenes OLI abordo del satélite LandSat 8.	43
6.3.	Características radiométricas de los sensores OLI. Fuente: USGS (2016)	43
6.4.	Coeficientes de ponderación para las bandas de la imagen OLI. Adaptado de Tasumi et al. (2007)	49
7.1.	Número de días de lluvia previo a la toma de imagen. La columna dias previos indica el orden de dias anterior a la fecha de la toma de imagen y la columna de fecha de lluvias son los dias de ocurrencia de lluvias.	64
7.2.	Comparación de las componentes de la radiación neta, radiación de onda: corta (R_s), larga (R_L) y larga saliente (R_{Ls}); mediante el factor de correlación y error cuadrático medio.	68
7.3.	Resumen de los estadísticos de la comparación de H y LE obtenidos mediante imágenes con corrección Flaash y Tasumi. Las letras F y T que acompañan a las variables H y LE identifican a las energías obtenidos a partir de las imágenes corregidas por Flaash y Tasumi. (RMSE en W/m^2)	77
7.4.	Resumen de los estadísticos de la comparación de los flujos de energía observada y estimado con imágenes de satélite. Las letras F y T que acompañan a los símbolos R_n , G, H y LE (flujo de energía) identifican las energías obtenidos a partir de las imágenes corregidas por Flaash y Tasumi respectivamente (RMSE en W/m^2).	82

7.5.	Evapotranspiración de referencia horaria y diaria calculado mediante ecuaciones de FAO Penman-Monteith y Hargreaves-Samani.	84
7.6.	Resumen de los estadísticos de la comparación de la ET diaria observada y estimado con imágenes de satélite. Las letras F y T que acompañan a los símbolos ET.OLI hacen alusión que a las imágenes corregidas por Flaash y Tasumi	90
7.7.	ET diaria (mm/d) empleando imágenes de satélite con corrección Flaash ($ET.OLI - F$) y Tasumi ($ET.OLI - T$) a la vez calibrado con $ET_r - PM$ y $ET_r - HS$; y torre de flujo Eddy Covariance.	92
8.	Constantes a y b para la obtención de la diferencia de temperatura entre 0.1m y 2m (Ec.3.6)	119

Resumen

La presente investigación se realiza en los alrededores del observatorio de Huancayo, ubicado en el distrito de Huachac departamento de Junin, dicha investigación esta orientada en aplicar la metodología para la estimación de la evapotranspiración (ET) el cual se basa en el algoritmo METRIC (Mapping Evapotranspiration at High Resolution using Internalized Calibration) desarrollado por la universidad de Idaho, este modelo estima la ET como un residual del balance de energía mediante imágenes de satélite y datos de estación meteorológica. Para la implementación del algoritmo METRIC se emplea 15 imágenes del sensor OLI (tabla 6.2) y datos de la estación meteorológica de Huayao (tabla 6.1). Los datos imagen OLI, son sometidos a correcciones atmosféricas mediante Flaash y Tasumi et al. (2007)¹ los cuales serán comparados al obtener los flujos de energía y la ET. Asimismo, se compara la ET obtenida mediante la evapotranspiración de referencia (ET_r) con las ecuaciones de Hargreaves–Samani (HS) y FAO Penman–Monteith (PM). Para validar el funcionamiento del algoritmo METRIC en la estimación de la ET se emplea datos obtenidos mediante la técnica de Eddy covariance.

Los resultados obtenidos mostraron que la ET estimada empleando imágenes con corrección Tasumi y la ET_r de PM fue la que mas se aproxima a la ET observada debido a que mostró un con factor de correlación $r = 0.66$. Asimismo, respecto de los flujos de energía estimado con imágenes, la que mas se aproximó al observado fue el flujo de energía neta (R_n) mostrando un $r = 0.68$, en cambio para en el caso de imágenes con corrección con Flaash se obtiene $r = 0.65$.

Palabras Clave: Modelo METRIC, Sensor Remoto, Evapotranspiración (ET).

¹Corrección atmosférica realizado en el modelo METRIC

Abstract

The present investigation is carried out in the surroundings of the observatory of Huancayo, located in the district of Huachac department of Junin, it is oriented to apply the methodology for the evapotranspiration estimation (ET) which is based on the METRIC algorithm (Mapping Evapotranspiration at High Resolution using Internalized Calibration) developed by the University of Idaho, this model estimates the ET as a residual of the energy balance using satellite images and station data meteorological. For the METRIC algorithm implementation, 15 images of the OLI sensor are used (table 6.2) and data from the Huayao weather station (table 6.1). The OLI image data, are subjected to atmospheric corrections using Flaash and Tasumi et al. (2007)² which will be compared when obtaining the energy flows and the ET. Likewise, the ET obtained by reference evapotranspiration is compared (ET_r) with the equations of Hargreaves-Samani (HS) and FAO Penman-Monteith (PM). To validate the operation of the METRIC algorithm in the estimation of the ET is used data obtained by means of the technique of Eddy covariance.

Estimates using images with Tasumi correction and ET_r of PM was the one that approaches the observed ET because it showed a correlation factor $r = 0.66$. Also, in the report was the net energy flow (R_n) showing $r = 0.68$, in the case of images with Correction with Flaash you get $r = 0.65$.

Keywords: METRIC Model, remote sensing, Evapotranspiration (ET).

²Atmospheric correction made in the METRIC model

Capítulo 1

Introducción

La estimación de la evapotranspiración (ET) es una variable de interés común tanto en estudios climatológicos, hidrológicos, agrícolas y forestales (Melesse et al., 2007), siendo aún muy complicado si se pretende abarcar áreas extensas, ya que es un proceso altamente variable en espacio y tiempo debido a la alta complejidad en la interacción entre el suelo, la vegetación y el clima (Irmak et al., 2011; Mu et al., 2007). Experimentalmente, el cálculo de la ET puede ser hecha con una precisión potencialmente buena usando lisímetros de pesada, técnicas de Eddy covariance (EC) y la técnica de relación de Bowen. Estos métodos son limitados, ya que proporcionan valores puntuales de ET para un lugar en específico y no proporciona la ET a una escala regional (Gordillo, 2013), por lo cual es necesario emplear modelos que permitan calcular la ET de manera espacial. Y, el modelo METRIC (Mapping Evapotranspiration at High Resolution using Internalized Calibration) permite aquel cálculo espacial. METRIC es un algoritmo desarrollado por la universidad de Idaho que estima la ET como un residual del balance de energía a partir de imágenes de satélite (Allen et al., 2007), el cual es una variante del algoritmo SEBAL (Surface Energy Balance Algorithms for Land) desarrollado por Bastiaanssen en 1995 (Bastiaanssen, 1995), este último fue realizado para cuantificar la ET sobre extensas áreas de terreno estimando los flujos del balance de energía mediante el uso de sensores remotos. Estudios de ET empleando el modelo METRIC demuestra que existen una buena correlación entre valores obtenidos mediante el sistema de Eddy Covariance (EC) para cultivos de vid en la costa de Hermosillo, Sonora. Encontrando un coeficiente de determinación de 0.97, un error relativo de 7.272 % y un error estándar de 0.208 mm/día (Gordillo, 2013). Asimismo, en otro estudio aplicando METRIC para

cultivos de trigo en el distrito de riego del río Yaqui, se obtuvo un alto coeficiente de determinación $R^2 = 0,83$ entre la ET estimada a partir de METRIC y la medida con EC (Castañeda, 2013).

Por otra parte, García and Llellish (2011) estiman la ET empleando imágenes de satélite LandSat mediante el modelo SEBAL en el humedal del Paraíso, Huacho. Reportando un rango de valor de 0–6.3 mm/día con un valor medio espacial de 4.6 mm/día. Otro estudio de la ET se tiene en la cuenca del río Amazonas donde se analiza la ET de manera puntual y espacial mediante técnicas de Eddy covariance, ecuaciones de Penman-Monteith y Priestley-Taylor, el producto de evapotranspiración satelital MOD16 y el modelo GLEAM. Dando como resultado 3.38 mm/día (Segura, 2014). Asimismo, Callañaupa (2016) realiza el estudio en la estación de Huayao estimando la ET de los cultivos de sus alrededores mediante la técnica de Eddy Covariance durante el mes de julio de los años 2015 y 2016, dando como resultado de ET media 0.55 mm/día para 2015 y de 0.44 mm/día para 2016. Además de calcular la ET con la técnica EC , calculan la ET de referencia (ET_r) mediante las ecuaciones empíricas de las cuales la ecuación de Hargreaves fue la que mejor se ajustó a los datos observados de ET . Por otro lado, en trabajos anteriores como de Callañaupa (2016); Galdos (2017) y Saavedra (2013) se ha observado que no existen estimaciones de ET , ni de los flujos de energía de manera espacial en los alrededores de la estación de Huayao, tan solo se ha podido determinar a nivel puntual o de parcela mediante datos observados. Para el caso de la estimación ET se emplean técnicas como el lisímetro, tanque de evaporación y la torre de flujo de Eddy Covariance, lo cual no son prácticos cuando se pretende cuantificar la ET a nivel regional. Sin embargo, es necesario conocer el valor de la ET de manera espacial y abarcar áreas extensas de superficie mediante el balance de energía, para lo cual se plantea la siguiente hipótesis: el balance de energía del modelo METRIC permitirá estimar la evapotranspiración de manera fiable mediante el empleo de los sensores remotos.

Por otro lado, el objetivo del presente trabajo es implementar una metodología para el cálculo de la evapotranspiración de los cultivos en la localidad de Huayao empleando imágenes del sensor OLI/TIRS a bordo del satélite LandSat 8. Para ello se desarrollan los siguientes objetivos específicos:

- Analizar las variables climatológicas de la estación de Huayao, los índices

de vegetación y las variables del balance de energía.

- Comparar la ET empleando imagen con corrección atmosférica Flaash y Tasumi.
- Comparar ET obtenido mediante la evapotranspiración de referencia de Hargreaves–Samani y FAO Penman–Monteith.
- Comparar ET estimado con dato imagen de satélite y técnica eddy covariance.

Capítulo 2

Fundamentos físicos de la teledetección

La teledetección es la técnica que permite obtener información a distancia de objetos sin que exista un contacto material, en nuestro caso se trata de objetos situados sobre la superficie terrestre. Para que esta observación sea posible es necesario que, aunque sin contacto material, exista algún tipo de interacción entre los objetos y el sensor. En este caso la interacción va a ser un flujo de radiación que parte de los objetos y se dirige hacia el sensor. En la figura (2.1) se observa que existe una relación estrecha entre las diferentes partes que compone el sistema de teledetección.

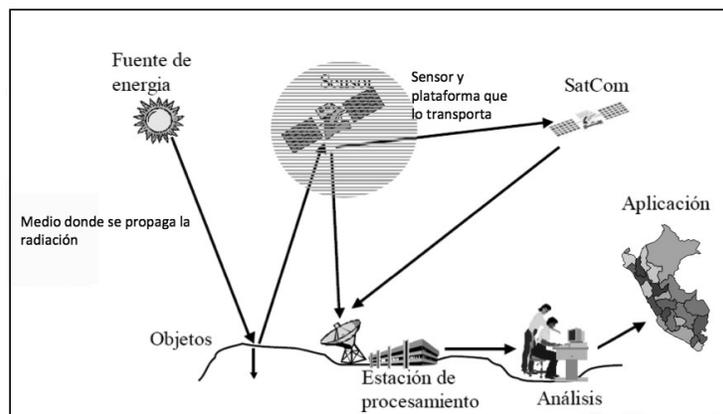


Figura 2.1: Esquema del sistema de teledetección. Adaptado de Sobrino (2000)

2.1. Ondas electromagnéticas

Las ecuaciones de Maxwell predicen la existencia de ondas electromagnéticas que se propagan a través del espacio a la velocidad de la luz. Para comprender más a fondo la predicción de las ondas electromagnéticas consideraremos un campo eléctrico oscilante en la dirección del eje z y un campo magnético en la dirección del eje x , figura (2.2), de tal modo que las ecuaciones de Maxwell se pueden expresar de la siguiente forma:

$$\frac{\partial \vec{B}}{\partial y} = -\frac{\partial \vec{E}}{\partial t} \quad (2.1)$$

$$\frac{\partial \vec{E}}{\partial y} = -\frac{1}{c^2} \frac{\partial \vec{E}}{\partial t} \quad (2.2)$$

derivando las ecuaciones (2.1) y (2.2) respecto de y se tiene la ecuación de onda en la dirección del eje y .

$$\frac{\partial^2 \vec{B}}{\partial y^2} = \frac{\partial^2 \vec{B}}{\partial t^2} \quad ; \quad \frac{\partial^2 \vec{E}}{\partial y^2} = \frac{1}{c^2} \frac{\partial^2 \vec{E}}{\partial t^2} \quad (2.3)$$

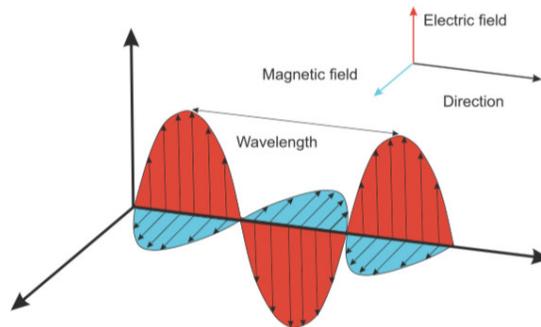


Figura 2.2: Onda electromagnética propagándose en un eje Y. Adaptado de Alparone et al. (2015)

2.1.1. Espectro de las ondas electromagnéticas

El espectro electromagnético viene a ser la distribución energética del conjunto de las ondas electromagnéticas emitidas o absorbidas por un cuerpo, y este comprende desde las ondas de radio hasta los rayos gamma (Fig. 2.3).

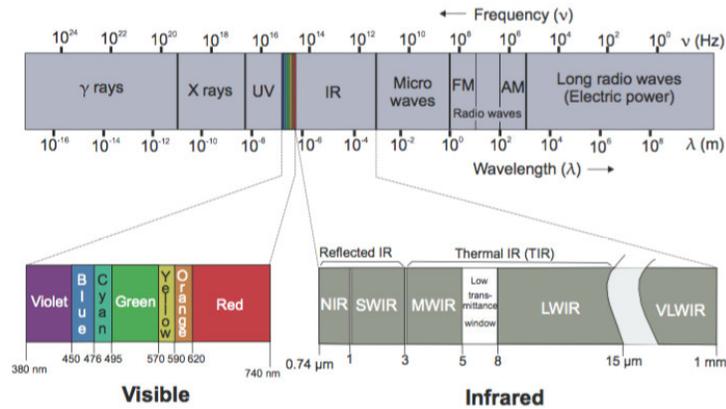


Figura 2.3: Espectro de ondas electromagnéticas, adaptado de Alparone et al. (2015).

Los sensores utilizados en los sistemas de teledetección captan desde las microondas hasta la luz visible. Debido a que la interacción de la radiación electromagnética con la materia es diferente en los distintos intervalos espectrales, la teledetección nos brinda información sobre la superficie terrestre y de la atmósfera. Los intervalos de longitudes de ondas más utilizados en teledetección, son los correspondientes a la región óptica del espectro, formada por la radiación visible e infrarroja. La zona visible del espectro cubre la región espectral de los 0.4 a 0.7 μm . La siguiente porción del espectro es la región del infrarrojo que cubre la región espectral desde los 0.7 μm a los 100 μm . La región infrarroja puede dividirse en tres zonas, infrarrojo próximo, de 0.7 μm a 1.3 μm , infrarrojo medio, de 1.3 μm a 3.0 μm y el infrarrojo térmico, de 3.0 μm a 100.0 μm (Sobrino, 2000).

2.2. Magnitudes radiométricas básicas

En esta parte se presentan los principales conceptos que permiten entender de qué modo se puede usar la radiación electromagnética en teledetección para obtener información sobre los sistemas de estudio.

Para que pueda producirse la observación remota de un sistema es necesario que el sensor detecte un flujo energético proveniente de éste. Por ello, se introduce las magnitudes habitualmente utilizados en física para describir el campo radiativo; en adelante se toma como referencia el libro de Sobrino (2000).

2.2.1. Descripción del campo radiativo

Es el campo electromagnético transportado por las ondas entre la fuente emisora y el detector. La energía asociada con la onda electromagnética se denomina energía radiante (Q). En la tabla 2.1 se presenta un esquema con todas las magnitudes introducidas indicando su unidad de medida en el sistema internacional.

Magnitud	Símbolo	Definición	Unidad
Energía radiante	Q	-	J
Flujo radiante	Φ	dQ/dt	W
Emitancia radiante	M	$d\Phi/dS$	Wm^{-2}
Irradiancia	E	$d\Phi/ds$	Wm^{-2}
Intensidad radiante	I	$d\Phi/\omega$	Wsr^{-1}
Radiancia	L	$d^2\Phi/(d\Omega dS \cos \theta)$	$Wm^{-2}sr^{-1}$
Radiancia espectral	L_λ	$dL/d\lambda$	$Wm^{-2}sr^{-1}\mu m^{-1}$

Tabla 2.1: Magnitudes radiométricas básicas , relativas al campo de radiación

Flujo radiante $\Phi = dQ/dt$, representa la energía radiante emitida transportado o emitida por unidad de tiempo.

Densidad de flujo radiante $E^1, M^2 = d\Phi/dS$ se define como el flujo radiante a través de una superficie elemental dS .

Intensidad radiante $I = d\Phi/d\Omega$, que es el flujo radiante transportado por unidad de ángulo sólido.

Radiancia L^3 , es el flujo radiante procedente de una superficie elemental dS por unidad de ángulo sólido, $d\Omega$ y por unidad de superficie, $d\Sigma = dS \cos \theta$, colocada normalmente a la dirección de propagación θ .

2.2.2. Características radiativas de la materia

Cuando un flujo de energía radiante, Φ_i , alcanza la superficie de cualquier material, una parte de esta radiación es reflejada y, por tanto, es devuelta al medio del que procede, originando así un flujo reflejado, Φ_r . Otra parte es absorbida por el propio objeto, constituyendo un flujo Φ_a . Por último, una fracción del flujo

¹Energía incide sobre la superficie

²Energía radiada por la superficie

³La radiancia cobra especial importancia en teledetección puesto que es la magnitud detectada por los sensores, esto se usa cuando se habla de superficies extensas

incidente será transmitida Φ_t , normalmente en otras formas de energía.

De este modo la radiación que recibe la superficie puede descomponerse en tres términos :

$$\Phi_i = \Phi_r + \Phi_a + \Phi_t \quad (2.4)$$

Sin embargo es habitual expresar la anterior ecuación en unidades relativas por ello se divide por el flujo incidente, de forma se llega a la relación :

$$1 = \frac{\Phi_r}{\Phi_i} + \frac{\Phi_a}{\Phi_i} + \frac{\Phi_t}{\Phi_i} = \rho + \alpha + \tau \quad (2.5)$$

Donde de la ecuación (2.5), ρ es *reflectividad*, α es *absortividad* y τ es *transmisividad*. Con el fin de conocer mas a profundidad cada magnitud física se describe cada uno de ellas.

- **Reflectividad** Se define de la siguiente manera:

$$\rho = \frac{d\Phi_r}{d\Phi_i} \quad (2.6)$$

Cuando la superficie sobre la que incide el flujo inicialmente es suficientemente lisa en relación con la longitud de onda incidente, la reflexión es especular y su magnitud depende del índice de refracción complejo del material y del ángulo de incidencia de la radiación. Generalmente la radiación no es especular, presentando un grado de difusión mas o menos acentuado dependiendo de la rugosidad de la superficie. En virtud del grado de difusión se distinguen distintos tipos de superficie: *perfectamente difusa*, *difusa*, *pseudoespecular* o *especular*.

En el caso mas general la reflectividad es función de los ángulos cenital (θ) y acimutal (φ), en este caso la reflectividad se expresa como:

$$\rho_h = \frac{d\Phi_r}{d\Phi_i} = \frac{1}{E} \int_0^{\pi/2} \int_0^{2\pi} L(\theta, \varphi) \cos \theta \sin \theta d\theta d\varphi \quad (2.7)$$

En todas la definiciones presentadas se puede considerar el carácter espectral de los flujos energéticos y de este modo se llega a la reflectividad hemisférica espectral de la superficie.

■ Emisividad

Denominada también radiación de temperatura, esta constituida por un conjunto de ondas electromagnéticas de diferentes longitudes de onda. Los cuerpos sólidos emiten radiación por su superficie en todas las direcciones. Los sistemas radioactivos naturales no se comportan como cuerpos negros perfectos, de modo que la energía radiante emitida y su distribución espectral no se ajusta a las de un cuerpo negro a su misma temperatura es posible relacionar mediante la ley de Kirchoff considerando que la emitancia M de cualquier cuerpo a una temperatura T , puede escribirse en función que la del cuerpo negro, M^0 según la siguiente expresión:

$$M(T) = \varepsilon M^0(T) \quad (2.8)$$

donde ε es la emisividad del cuerpo además toma valores menores a 1. Si además se considera su dependencia espectral, puede relacionarse la emisividad con la emisividad espectral por medio de la siguiente expresión:

$$\varepsilon = \frac{M(T)}{M^0(T)} = \frac{\int_0^\infty \varepsilon_\lambda M^0(T) d\lambda}{\sigma T^4} \quad (2.9)$$

En función del valor de ε , los cuerpos se pueden clasificar en radiadores perfectos en el que $\varepsilon(\lambda) = 1$; cuerpos grises, para los que $0 < \varepsilon(\lambda) < 1$, siendo $\varepsilon(\lambda)$ constante, y reflectores perfectos, cuando $\varepsilon(\lambda) = 0$. Sin embargo, el caso mas habitual en la naturaleza es aquel en el que la emisividad espectral de un cuerpo es variable de acuerdo con la frecuencia de emisión de este modo $\varepsilon(\lambda) = f(\lambda)$. En esta situación el cuerpo se conoce como radiador selectivo de modo que cada cuerpo queda caracterizado por su signature espectral y, precisamente, esto ha hecho posible el desarrollo de la teledetección.

2.3. Leyes fundamentales de la radiación

2.3.1. Radiación electromagnética emitida por un cuerpo

La radiación es la emisión continua de energía de la superficie de todos los cuerpos. Los portadores de esta energía son las ondas electromagnéticas producidas por las vibraciones de las partículas cargadas que forman parte de los átomos

y moléculas de la materia. A su vez la radiación electromagnética que se produce a causa del movimiento de los átomos y moléculas de un cuerpo se denomina radiación térmica o de temperatura. Todos los cuerpos emiten radiación térmica por el hecho de estar a una temperatura distinta a cero absoluto. A temperaturas aproximadamente menor de 600^0C la radiación emitida es infrarroja. Sin embargo a temperaturas superiores a 600^0C la radiación emitida tiene longitudes de onda cada vez más corta e incluye al espectro visible.

2.3.2. Ley de G. Kirchhoff

En termodinámica, la ley de Kirchhoff de la radiación térmica, es un teorema de carácter general que equipara la emisión y absorción en objetos calientes, propuesto por Gustav Kirchhoff en 1859, a raíz de las consideraciones generales de equilibrio termodinámico. En general una fuente de radiación está rodeada por otras, de modo que además de comportarse como un emisor de radiación también se comporta como un receptor. Su temperatura varía en función de la magnitud de la energía emitida y absorbida. Se dice que existe equilibrio de radiación si estas son iguales, independientemente de la longitud de onda considerada. Si se introduce un cuerpo en una cavidad de radiación en la que se tiene radiación de cuerpo negro ($L^0_\lambda(T)$) y se deja evolucionar el sistema hasta que quede restablecido el equilibrio a una temperatura T , el resultado es equivalente a la modificación de las partes de la cavidad, de modo que no varía el cambio de radiación. Sin embargo, si se considera que, en general, el cuerpo absorbe una fracción α_λ del flujo radiante Φ_λ incidente sobre dS en cualquier dirección y emite su propia radiancia L_λ , se llega a la siguiente expresión:

$$(1 - \alpha_\lambda)L^0_\lambda(T) + L_\lambda = L^0_\lambda(T) \quad (2.10)$$

que conduce a la solución:

$$L_\lambda = \alpha_\lambda L^0_\lambda(T) \quad , \quad 0 \leq \alpha_\lambda \leq 1 \quad (2.11)$$

Para una determinada longitud de onda λ , si el cuerpo situado en el interior de la cavidad se encuentra en equilibrio de radiación, la energía absorbida por el cuerpo, por unidad de superficie y de tiempo será:

$$E_\lambda(\text{absorbida}) = \alpha_\lambda R_\lambda = E_\lambda(\text{emitida}) = \varepsilon_\lambda E^0_\lambda \quad (2.12)$$

Siendo α_λ el coeficiente de absorción y ϵ_λ la emisividad de la misma superficie. Si se sustituye el cuerpo en cuestión por un cuerpo negro del mismo tamaño y a la misma temperatura, resulta:

$$E_\lambda(\text{absorvida}) = R_\lambda = E_\lambda(\text{emitida}) = E_\lambda^0 \quad (2.13)$$

considerando las relaciones anteriores, se tiene :

$$\alpha_\lambda = \epsilon_\lambda \quad (2.14)$$

que constituye la ley de Kirchoff: *para cada longitud de onda el coeficiente de absorción α_λ de una superficie dada es igual a la emisividad ϵ_λ de esta misma superficie a la misma temperatura.*

2.3.3. Ley de planck

En 1900, Marx Planck introduce el concepto de propiedades cuánticas de la luz, según el cual, para cada una de las oscilaciones elementales que componen la materia, su energía es proporcional a su frecuencia n , siendo esta un múltiplo entero de la cantidad $h\nu$, donde h es conocido como la constante de Planck. Basandose en esta consideración Planck obtuvo la formula que proporciona correctamente la distribución de la energía radiante en función de la longitud de onda.

La fórmula de Planck para la radiancia espectral L_λ^0 de un cuerpo negro viene dado por:

$$L_\lambda^0 = \frac{2h\nu^{-3}c^{-2}}{[\exp(\frac{h\nu}{kT}) - 1]} \quad (2.15)$$

donde k es la constante de stefan-Boltzmann ($1,38 \times 10^{-23} JK^{-1}$), c es la velocidad de la luz ($2,9979 \times 10^8 m/s$), T es la temperatura absoluta del cuerpo negro en K.

La función de Planck, también se puede expresar en términos de la longitud de onda λ

$$L_\lambda^0 = \frac{C_1\lambda^{-5}}{[\exp(\frac{C_2}{\lambda T}) - 1]} \quad (2.16)$$

donde $C_1 = 2hc^2 = 1,91 \times 10^{-16} \text{Wm}^2 \text{sr}^{-1}$ y $C_2 = (hc/k) = 1,438 \times 10^{-2} \text{mK}$ estando λ expresado en metros

2.3.4. Ley de Stefan-Boltzmann

Esta ley expresa la densidad de energía radiante en el interior de una cavidad de cuerpo negro en términos de la temperatura T. Esta ley se puede obtener a partir de consideraciones termodinámicas y establece que el poder emisor total del cuerpo negro, por tanto sin consideraciones de su distribución espectral, es una función de su cuarta potencia de la temperatura del citado cuerpo.

$$M^0 = \frac{2\pi^5 k^4}{15c^2 h^3} T^4 = \sigma T^4 \quad (2.17)$$

en la que M^0 es la emitancia del cuerpo negro, siendo σ la constante de Stefan-Boltzmann ($5,67 \times 10^{-8} \text{Wm}^{-2} \text{K}^{-4}$).

2.3.5. Ley de Wien

El poder emisor monocromático del cuerpo negro presenta un máximo para una determinada longitud de onda λ_m para la cual se encuentra el máximo, puede deducirse a partir de la ley de Planck imponiendo la condición de extremo para una determinada temperatura T, así:

$$\left(\frac{dL^0}{d\lambda} \right)_{\lambda=\lambda_m} = 0 \quad (2.18)$$

Si realizamos el siguiente cambio de variable

$$x = \frac{hc}{\lambda_m m T} \quad (2.19)$$

y se resuelve numéricamente la ecuación resultante se infiere que:

$$\lambda_m T = 2,8975 \times 10^{-3} \text{mK} \quad (2.20)$$

Que indica la dependencia de la temperatura absoluta que tiene la longitud de onda para la cual se encuentra la máxima de emisión de un cuerpo negro. La correspondiente radiancia a λ_m es $\frac{L_{\lambda_m}}{T^5} = 4,7961 \times 10^{-6} \text{Wm}^{-3} \text{sr}^{-1} \text{K}^{-5}$.

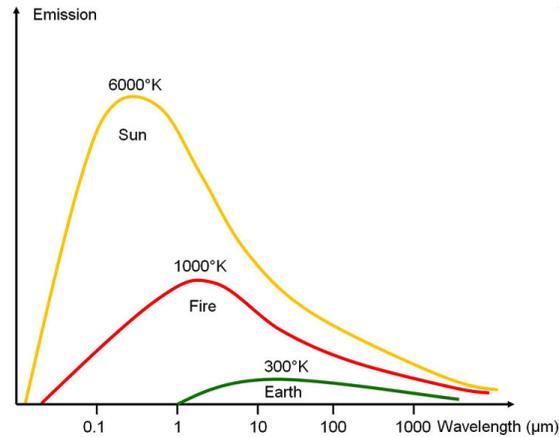


Figura 2.4: Emisión en función de la longitud de onda de objetos a diferentes temperaturas. Adaptado de SEOS (2014)

Como se observa en la figura (2.4), el sol con su alta temperatura superficial de aproximadamente 6000K emite luz visible que tiene un máximo en torno a $\lambda_{max} = 0,5 \mu\text{m}$. La Tierra con una temperatura ambiente de 300 K emite predominantemente en el infrarrojo medio, con un máximo en torno a $10\mu\text{m}$; este rango espectral se llama el infrarrojo térmico.

2.4. Ecuación de Transferencia Radioactiva

Cuando la radiación electromagnética atraviesa un medio material se ve atenuada por los procesos de absorción y dispersión. En el caso particular de la atmósfera estos procesos encuentran su origen en la interacción de la radiación electromagnética con las moléculas y partículas que compone la atmósfera terrestre, por ejemplo, por citar uno de ellos son las nubes son la peor interferencia de radiación y hacen que sea imposible para los sensores pasivos de satélite medir la superficie de la Tierra.

2.4.1. Absorción

Se define como la transformación energética sufrida por la radiación cuando atraviesa el medio, como resultado hay una alteración neta de los niveles energéticos de las moléculas.

La absorción significa una pérdida efectiva de la energía de radiación y es causada principalmente por el vapor de agua, dióxido de carbono y ozono. La absorción de todos los gases depende fuertemente de la longitud de onda y determina las ventanas atmosféricas, es decir, el conjunto de regiones espectrales no bloqueados.

Dos aspectos importantes deben ser considerados para cualquier tarea de tele-detección: las principales fuentes de radiación electromagnética (sol y la tierra) y las ventanas atmosféricas.

Por otro lado, la ecuación de transferencia radioactiva surge de un modo natural si se estudian previamente los procesos involucrados en la propagación de la radiación en los medios materiales.

Considerando un medio no dispersor por el que se propaga radiación electromagnética y tomando una capa de espesor dx situada perpendicularmente a la dirección de propagación de la radiancia L . Como consecuencia del fenómeno de la absorción ocurre una pérdida de energía asociada a la onda debido a su conversión en otras formas de energía de modo que la radiancia incidente sufre un cambio en su magnitud (Fig.2.5) y pasa a ser $L + dL$, siendo dL

$$dL = -\beta_{abs}Ldx \quad (2.21)$$

Esta ecuación nos permite definir el coeficiente de absorción en volumen $\beta_{abs}(m^{-1})$ que nos informa de la fracción de energía incidente que es absorbida en el medio. Integrando la ecuación (2.21) a lo largo de camino finito se llega a la expresión:

$$L(x_2) = L(x_1) \exp \left[- \int_{x_1}^{x_2} \beta_{abs}(x) dx \right] \quad (2.22)$$

Finalmente resulta,

$$L(x_2) = L(x_1) \exp \left[- \int_{x_1}^{x_2} \beta_{abs}(x) dx \right] = L(x_1) \exp(-k_{abs}) \quad (2.23)$$

De la expresión (2.23), k_{abs} es el espesor óptico de absorción. Ésta constante nos da la información de la opacidad que presenta el medio a la transmisión de la señal. La ecuación 2.23 es conocido comola ley de Beer y conduce a la magnitud

adimensional *transmitividad* de la capa a los largo de la dirección de propagación del siguiente modo:

$$\tau = \frac{L(x_2)}{L(x_1)} = \exp(-k_{abs}) \quad (2.24)$$

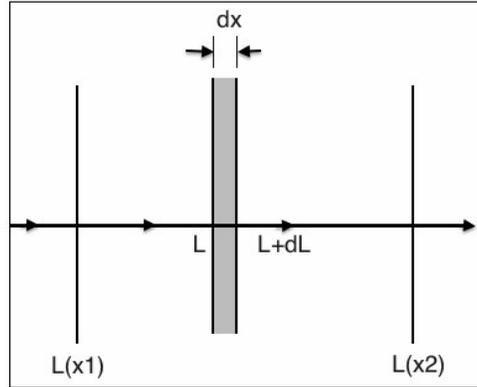


Figura 2.5: Definición de extinción. Adaptado de Sobrino (2000)

2.4.2. Dispersión

Al igual que la absorción, la dispersión implica la desaparición de cierta cantidad de radiancia en la dirección de propagación, si bien en este caso la energía desaparece en forma de radiancia en otras direcciones. De este modo, se realiza un estudio análogo al desarrollado anteriormente y se define el coeficiente de dispersión en volumen β_{sca} a partir de la ecuación (2.25),

$$dL = -\beta_{sca}Ldx \quad (2.25)$$

También es habitual definir el espesor óptico de dispersión k_{sca} a partir de la integración del coeficiente a lo largo del camino que recorre la señal:

$$k_{sca} = \exp \left[- \int_{x_1}^{x_2} \beta_{sca}(x) dx \right] \quad (2.26)$$

De forma totalmente análoga al caso de la absorción es posible definir la transmitividad del medio por efecto de la dispersión. Por otro lado, se tienen las siguientes magnitudes físicas.

Función de dispersión o coeficiente de dispersión en volumen según la dirección θ , β_{sca}^θ ($m^{-1}sr^{-1}$) caracteriza la distribución angular de los fotones dispersados por medio de la siguiente ecuación :

$$d^2\Phi = \beta_{sca}^\theta I dv d\omega \quad (2.27)$$

donde Φ es el flujo incidente, I es la densidad de energía incidente sobre el elemento de volumen dv y $d\omega$ es elemento diferencial de ángulo solido. El coeficiente de dispersión en volumen es la integración de la función de dispersión sobre el ángulo solido en todas las direcciones :

$$\beta_{sca} = \int \int_{\text{espacio}} \beta_{sca}^\theta \quad (2.28)$$

Sin embargo, resulta conveniente introducir una magnitud normalizada que informe sobre la distribución angular que dependiendo de las características de las partículas no es función de su concentración , por ello se define la función fase del siguiente modo:

$$p(\theta) = \frac{4\pi}{\beta_{sca}} \beta_{sca}^\theta \quad (2.29)$$

Por ultimo, una vez presentados los parámetros que permite caracterizar la absorción y la dispersión, se introduce el albedo simple de dispersión, ω_0 . Esta es una magnitud que informa de la importancia relativa de cada proceso como parte de la extinción que globalmente ocurre en una medio material; esta definido de la siguiente manera:

$$\omega_0 = \frac{\beta_{sca}}{\beta_{ext}} \quad (2.30)$$

La extinción global viene dado como consecuencia de la acción conjunta de absorción y dispersión de la siguiente manera:

$$\beta_{ext} = \beta_{abs} + \beta_{sca} \quad (2.31)$$

Por otro lado, la dispersión atmosférica indica la difusión de la radiación por partículas en la atmósfera se tiene:

La dispersión de Rayleigh, es una dispersión difusa causada por pequeñas partículas y moléculas como el nitrógeno o el oxígeno de menor diámetro que

la longitud de onda de la radiación a interactuar. Longitudes de onda cortas de la luz solar se dispersan con mayor intensidad que la radiación en longitudes de onda más largas (SEOS, 2014).

La dispersión de Mie, es causada por partículas en la atmósfera que son más grandes en diámetro que las longitudes de onda de radiación considerados. Estas son las gotas de agua en las nubes, cristales de hielo o aerosoles (sal marina, polvo, material biológico, sulfato, nitrato, los incendios forestales, erupciones volcánicas y la industria). La dispersión es menos selectiva que la longitud de onda de dispersión de Rayleigh que explica el color blanco de las nubes, y la aparición de polvo gris (SEOS, 2014).

2.4.3. Función fuente

Debe considerarse también que en la propagación de la energía electromagnética a través de un medio además de producirse pérdidas por dispersión y absorción tiene lugar dos procesos que implican la ganancia de flujo radiante: *dispersión en otras direcciones* que entra en la dirección considerada y *emisión térmica* del propio volumen. Ambas contribuciones, $J_{\lambda}^{sca}(x, s)$ para la dispersión y $J_{\lambda}^{em}(x, s)$ para la emisión definen la función fuente, $J_{\lambda}(x, s)$, donde x indica la posición del elemento de volumen considerado y s la dirección de propagación del flujo de energía incidente.

$$J_{\lambda}^{sca}(x, s) = J_{\lambda}^{sca}(x, s) + J_{\lambda}^{em}(x, s) \quad (2.32)$$

A partir de la ecuación (2.27) e integrando sobre todas las direcciones del espacio se tiene la siguiente expresión para la función de fuente de dispersión:

$$J_{\lambda}^{sca}(x, s) = \frac{\omega_0}{4\pi} \int \int_{\text{espacio}} p_{\lambda}(s, s') L_{\lambda}(x, s') d\omega' \quad (2.33)$$

siendo ω_0 albedo simple de dispersión, $p_{\lambda}(s, s')$ la función de fase y $L_{\lambda}(x, s')$ la radiancia en la función de integración.

En cambio, para la función fuente de emisión, en condiciones de equilibrio termodinámico local, se tiene:

$$J_{\lambda}^{em}(x, s) = [1 - \omega_0(x)] L_{\lambda}^B[T(x)] \quad (2.34)$$

donde $L_{\lambda}^B[T(x)]$ es la radiación de un cuerpo negro a temperatura T y ω_0 es, de nuevo el albedo de dispersión.

2.5. Interacción de la Radiación con la Superficie Terrestre

La radiación electromagnética incidente sobre la superficie de un cuerpo, es en parte, reflejada, absorbida o transmitida dependiendo de la longitud de onda de la radiación, material y condiciones de la superficie del cuerpo. Además, del ángulo de incidencia, es la rugosidad de la superficie el principal factor que determina la forma cómo un objeto refleja la radiación. Dependiendo del grado de rugosidad se pueden distinguir diferentes tipos de reflectancia:

- a) **Especular:** superficies planas reflejan como un espejo, en el que el ángulo de reflexión es igual al ángulo de incidencia (Fig.2.6a).
- b) **Difusa o Lambertiana:** superficies rugosas reflejan de manera uniforme en todas las direcciones la mayoría de las superficies de la tierra no son ni perfectamente especular ni difuso se encuentran en algún punto entre los dos extremos (Fig.2.6b).

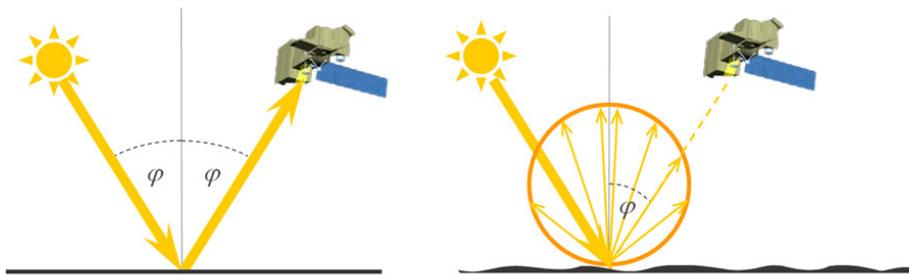


Figura 2.6: Reflectancia especular (izquierdo) y difusa (derecho). Tomado de SEOS (2014)

El tipo de reflectancia depende de la rugosidad de la superficie y la longitud de onda de la radiación incidente que alcanza la superficie. Las longitudes de onda que son más pequeñas que las variaciones de altura de la superficie conducen a una reflectancia difusa (SEOS, 2014).

2.5.1. Reflectividad de la Superficies Naturales

Todos los cuerpos reflejan o emiten los flujos energéticos bajo forma de radiación. La variación relativa de la energía reflejada o emitida en función de la longitud de onda constituye lo que se denomina su signatura espectral. Cada superficie tiene su curva de reflectividad y emisividad espectral característica. Las propiedades de reflectancia de un objeto dependen del material particular y de su estado físico y químico, la rugosidad de la superficie, así como las circunstancias geométricas (por ejemplo, ángulo de incidencia de la luz del sol). Estas diferencias hacen que sea posible identificar diferentes características de la superficie de la tierra o los materiales mediante el análisis de sus patrones de reflectancia espectral o firmas espectrales. Estas firmas pueden ser visualizados en las curvas de reflectancia espectral como una función de las longitudes de onda (Fig. 2.7).

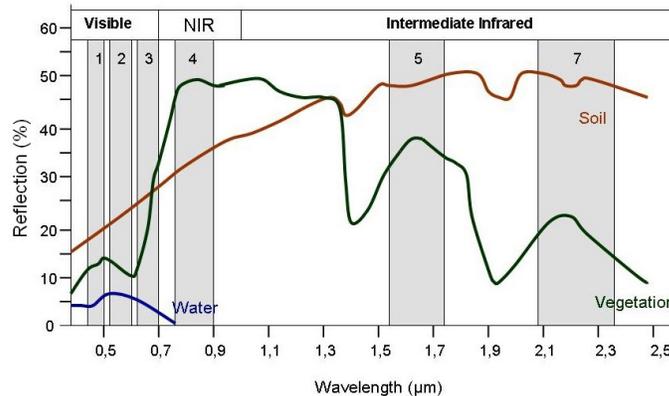


Figura 2.7: Firma espectral de suelo, agua y vegetación de las bandas espectrales del sensor ETM+. Tomado de SEOS (2014)

Capítulo 3

Balance de energía

En la superficie terrestre existe un balance de energía lo cual esta gobernado por la siguiente ecuación (Fig.3.1).

$$R_n = LE + H + G \quad (3.1)$$

La ecuación (3.1) es un balance de energía que toma en cuenta los flujos de calor sensible (H), calor latente (LE) y flujo hacia el suelo (G). En general estos procesos están relacionados con la radiación solar diurna (Arya, 2001), a excepción de (G) que en el día almacena energía y en la noche la libera.

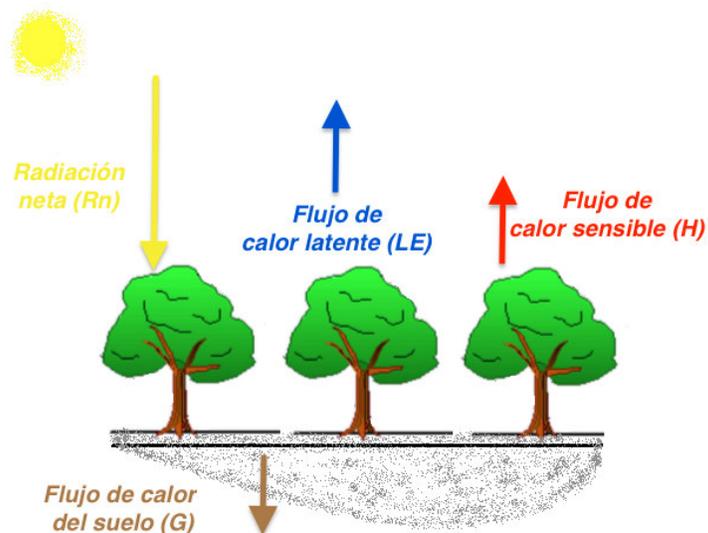


Figura 3.1: Esquematización del balance de energía cerca de la superficie terrestres. Adaptado de Allen et al. (2011)

3.1. Radiación Neta (R_n)

El flujo de radiación neta (R_n) representa la energía radiante disponible en la superficie que es repartida en los flujos H , G y LE . Es calculada restando todos los flujos radiantes de salida de todos los flujos radiantes de entrada incluyendo la radiación solar y térmica, la figura (3.2) permite entender la dirección de los flujos.

$$R_n = R_s - \alpha R_s + R_L - R_{Ls} - (1 - \varepsilon_0)R_L \quad (3.2)$$

Donde R_s es la radiación solar de onda corta que llega a la superficies (W/m^2); α , es el albedo de la superfie; R_L , es la radiación de onda larga que llega a la superficie (W/m^2); R_{Ls} , es la radiación de onda larga que sale de la superficie y ε_0 es la emisividad térmica de la superficie adimensional. El termino $(1 - \varepsilon_0)R_L$ representa la fracción de la radiación de entrada de onda larga que es reflejada de la superficie. Las componentes de la ecuación (3.2) son calculados en la sección de metodología.



Figura 3.2: Balance de radiación de la superficie. Adaptado de Gordillo (2013)

3.2. Flujo de calor del suelo (G)

El flujo de calor del suelo es la tasa de calor almacenada en el suelo y la vegetación debido a la conducción (Castañeda, 2013). Y es la energía de magnitud mas pequeña en comparación al resto de los flujos, cuando se considera un ciclo temporal diario al darse el proceso de calentamiento y enfriamiento, no se considera su contribución al balance de energía. Si se considera intervalos horarios o distinto a un día completo su aporte puede ser significativo (Gordillo, 2013). En METRIC se emplea las ecuaciones que depende del indice de area foliar (Ec.3.3 y Ec.3.4).

Si $LAI \geq 0.5$

$$\frac{G}{R_n} = 0,05 + 0,18 * e^{-0,521 * LAI} \quad (3.3)$$

Si $LAI \leq 0.5$

$$\frac{G}{R_n} = 1,8 * \frac{T_S - 273,15}{R_n} + 0,084 \quad (3.4)$$

Donde: T_S es la temperatura de superficie calculado mediante la imagen TIRS (K), LAI es el indice de area foliar, R_n es la radiación neta.

3.3. Flujo de calor sensible (H)

El flujo de calor sensible es debido al transporte de calor desde las superficie de la cubierta y el suelo hacia la atmósfera por el mecanismo de convección, dada la diferencia de temperaturas existente entre la superficie y la atmósfera (Gordillo, 2013). En METRIC se calcula mediante una función aerodinámica basado en el gradiente de temperatura.

$$H = \rho_{air} * C_p * \left(\frac{dT}{r_{ah,1,2}} \right) \quad (3.5)$$

Donde: ρ_{air} es la densidad del aire (kg/m^3), C_p es el calor específico del aire a presión constante ($1004 Jkg^{-1}k^{-1}$), dT es la diferencia de temperatura (K) entre dos alturas cercanas a la superficie, z_1 y z_2 (generalmente 0.1 y 2 m); $r_{ah,1,2}$, resistencia aerodinámica al transporte de calor (sm^{-1}). En el cálculo de $r_{ah,1,2}$ se utiliza la velocidad del viento extrapolada de una altura por encima de la superficie (típicamente de 100 a 200 m) y un sistema iterativo de corrección de la estabilidad basado en las funciones de Monin–Obuknov (Allen et al., 1996), el cual sera explicado en la sección de metodología.

La diferencia de temperatura (dT) es definida como $dT = T_{z_1} - T_{z_2}$ donde: T_{z_1} y T_{z_2} son las temperaturas del aire a las alturas, z_1 y z_2 para un pixel en particular.

Para calcular (dT), según Bastiaanssen (1995) existe una relación lineal entre (dT) y temperatura de superficie T_S de la siguiente forma:

$$dT = a + b * T_{Sdatum} \quad (3.6)$$

Donde a y b son constantes determinados empíricamente de la imagen satelital lo cual sera determinado en la sección de metodología, T_{Sdatum} es la temperatura de superficie ajustada por la altitud de cada pixel mediante el modelo de elevación digital. Por otra parte, Allen et al. (2007) sugiere asumiendo una temperatura constante por encima de los 100m a 200m, la temperatura es casi independiente de H , y con todo los efectos de inestabilidad incorporado $r_{ah,1,2}$ en la ecuación (3.6) sugieres que dT y T_S serán altamente proporcionales a H para una condición aerodinámica fija.

3.4. Flujo de calor latente (LE) y evapotranspiración (ET)

El calor latente es la cantidad de energía que necesita un cuerpo para cambiar de fase y no así de temperatura. Por ejemplo, para convertir un gramo de agua de estado líquido a gaseoso es necesario una energía de 2.27 J. A este valor se le conoce como calor latente de vaporización del agua y al igual que el calor específico depende del material (Segura, 2014). Mientras que el flujo de calor latente (λET) es es la cantidad de calor perdido por la superficie debido a dos mecanismos: evaporación y transpiración denominado evapotranspiración (Katul et al., 2012), lo cual consiste en que el aire por encima de la superficie esta mas seco, es decir su humedad especifica es mas baja que la sección próxima a la superficie, creando de esta manera un gradiente de vapor de agua que hace que flujo de calor latente baya de la zona mas baja a hacia la zona más seca. 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 cambio, en las noches es el proceso de la condensación el dominante (formación de neblina) (Arya, 2001).

El flujo de calor latente se calcula para cada pixel como un residuo del balance de energía de la ecuación (3.1), siendo LE un valor instantáneo para el momento en el que el satélite toma la imagen (W/m^2).

Para obtener un valor instantáneo de evapotranspiración, en términos de altura de agua evaporada, se divide LE entre el calor latente de vaporización λ , que es la cantidad de energía necesaria para vaporizar la unidad de masa de agua (J/Kg), y que depende de la temperatura.

$$ET_{inst} = 3600 * \frac{LE}{\lambda \rho_w} \quad (3.7)$$

Donde ET_{inst} es el valor instantáneo de ET , el termino 3600 convierte la unidad de segundos a horas (mm/h), ρ_w densidad del agua ($1000kg/m^3$), y λ calor latente de vaporización (J/Kg), el cual representa el calor necesario para evaporar un Kg de agua y es calculado del siguiente modo (Ec.3.8).

$$\lambda = [2,501 - 0,00236(T_S - 273,15)] * 10^6 \quad (3.8)$$

Para determinar la ET diaria (ET_{24h}) sera necesario introducir el termino de fracción de evapotranspiración ($ET_r F$) que es calculado (Ec. 3.9) como la relación de evapotranspiración instantánea calculada (ET_{inst}) entre la evapotranspiración de referencia (ET_r) obtenida mediante parámetros climáticos para el momento que se toma la imagen.

$$ET_r F = \frac{ET_{inst}}{ET_r} \quad (3.9)$$

La obtención del termino ET_r de la ecuación (3.9) se explica en la sección de metodología.

Capítulo 4

Algunos alcances de evapotranspiración

4.1. Evapotranspiración

Se conoce como evapotranspiración (ET) la combinación de dos procesos separados, la transpiración de las plantas y la evaporación del suelo. Estos dos procesos ocurren simultáneamente y no hay una manera sencilla de distinguir entre estos dos procesos (Allen et al., 2006).

La ET se expresa en milímetros (mm) por unidad de tiempo. Esta unidad expresa la cantidad de agua perdida de una superficie cultivada en unidades de altura de agua. La unidad de tiempo puede ser una hora, día, 10 días, mes o incluso un completo período de cultivo o un año.

4.1.1. Evaporación

La evaporación es el proceso por el cual el agua líquida se convierte en vapor de agua (vaporización) y se retira de la superficie evaporante (remoción de vapor). El agua se evapora de una variedad de superficies, tales como lagos, ríos, caminos, suelos y la vegetación mojada, para cambiar el estado de las moléculas del agua líquido a vapor se requiere energía. La radiación solar directa y, en menor grado, la temperatura ambiente del aire, proporcionan esta energía. La fuerza impulsora para retirar el vapor de agua de una superficie evaporante es la diferencia entre la presión del vapor de agua en la superficie evaporante y la presión de vapor de agua de la atmósfera circundante. A medida que ocurre la evaporación, el aire circundante se satura gradualmente y el proceso se vuelve cada vez más lento hasta detenerse completamente si el aire mojado circundante

no se transfiere a la atmósfera o en otras palabras no se retira de alrededor de la hoja. El reemplazo del aire saturado por un aire más seco depende grandemente de la velocidad del viento. Por lo tanto, la radiación, la temperatura del aire, la humedad atmosférica y la velocidad del viento son parámetros climatológicos a considerar al evaluar el proceso de la evaporación (Allen et al., 2006).

4.1.2. Transpiración

La transpiración consiste en la vaporización del agua líquida contenida en los tejidos de la planta y su posterior remoción hacia la atmósfera. Los cultivos pierden agua predominantemente a través de las estomas. La transpiración, igual que la evaporación directa, depende del aporte de energía, del gradiente de presión del vapor y de la velocidad del viento. Por lo tanto, la radiación, la temperatura del aire, la humedad atmosférica y el viento también deben ser considerados en su determinación (Allen et al., 2006).

4.2. Métodos directos para estimar la evapotranspiración

Los métodos directos son aquellos que proporcionan valores de ET parecido a los reales, ya que las mediciones se realizan directamente a nivel de parcela en condiciones controladas, entre ellos, se puede contar el Balance Hídrico o el Lisímetro, aunque actualmente existen algunos métodos más sofisticados para estimar ET, como el de la técnica de Eddy Covariance, el cual consisten en medir los flujos de energía de la superficie del suelo a la atmósfera (Castañeda, 2013).

4.2.1. Metodo del lisímetro

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 (Callañaupa, 2016).

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 expresión del siguiente modo:

$$P + R = ET + D \pm \Delta W \quad (4.1)$$

Donde la precipitación (P) y el riego (R) son las entradas que pueden ser medidos con pluviómetros o métodos convencionales. Por otro lado, en 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 utiliza métodos de gravimetría o tensiómetros. De esta manera el lisímetro calcula la evapotranspiración en un periodo determinado. (Santos et al. (2007) citado por Callañaupa (2016))

En cambio un lisímetro de pesada es un contenedor generalmente de metal donde se coloca suelo y se establece vegetación representativa de un sitio, se utiliza para medir la evapotranspiración y está considerado como uno de los métodos más precisos para estimarla (Allen et al., 2006; Wright, 1982)

4.2.2. Metodo del Eddy Covariance

La técnica de Eddy Covariance actualmente es utilizada para hacer estimaciones instantáneas del flujo de energía de la superficie a la atmósfera (Massam, 2000). Se pueden realizar mediciones simultáneas de los flujos de calor latente y sensible, así como el seguimiento del flujo de algunos gases (CO₂, H₂O y O₃) (Wilson K et al., 2001).

Los flujos de calor sensible y latente pueden ser medidos directamente mediante la correlación de las fluctuaciones de la velocidad vertical del viento con las fluctuaciones del transporte escalar, además si se asume que la velocidad media del viento perpendicular a la superficie del suelo es cero, entonces se pueden expresar los flujos turbulentos como las ecuaciones (4.2) y (4.3) (Tasumi et al., 2003; Trezza, 2002).

$$H = \rho_a * C_p * W' * T' \quad (4.2)$$

$$LE = \rho_a * W' * q' \quad (4.3)$$

Donde W' es la componente de fluctuación vertical de la velocidad del viento, T' es la desviación instantánea de la temperatura del aire del valor medio

temporal, C_p calor específico del aire a presión constante, q' es la desviación instantánea de la humedad específica del valor medio temporal, ρ_a es la densidad media del aire.

A partir de los datos producidos con la ecuación (4.3) se calculo la ET a nivel horario y diario que se empleó para realizar la correlación entre los resultados de ET mediante sensoramiento remoto. Para convertir el flujo de calor latente (LE) W/m^2 a evapotranspiración (ET) mm/día se realiza la siguiente operación a partir de la ecuación 3.7 (Allen et al., 2007).

$$ET_{(mm/dia)} = \frac{LE * 3600 * 1000 * 24}{\lambda * \rho_w} \quad (4.4)$$

Donde LE es el flujo de calor latente (W/m^2) calculado con la ecuación (4.3), λ es calor latente de vaporización (J/Kg) calculado mediante la ecuación (3.8) el cual representa el calor necesario para evaporar un Kg de agua, ρ_w densidad del agua ($1000kg/m^3$), el termino 3600 convierte la unidad de segundos a horas (mm/h), mientras que el termino 24 convierte de horas a dias (mm/dia).

4.3. Métodos indirectos para estimar la evapotranspiración

Debido a la limitante espacial que representan las mediciones directas se han desarrollado otras técnicas para estimar indirectamente la ET en superficies extensas mediante datos reportados por estaciones climáticas o más recientemente mediante el apoyo de sensores remotos, por lo cual, a continuación, se hace una revisión de los métodos indirectos más comúnmente utilizados para estimar ET a grande escala (Castañeda, 2013).

4.3.1. Metodo FAO Penman–Monteith

El método FAO Penman–Monteith, actualmente está reconocida como un método estandarizado para la estimación de la evapotranspiración de referencia (Castañeda, 2013), ademas genera valores mas consistentes con datos reales del uso de agua en diferentes cultivos. Asimismo, origina valores comparables con diferentes regiones en diversos periodos de tiempo (Allen et al., 2006). La ecuación de FAO Penman–Monteith es mostrada en la ecuación (1) del anexo (7.4) donde se describe y calculan las variables de la ecuación FAO Penman-Monteith.

Por otra parte, en el 2002 ASCE-EWRI presenta la ecuación estandarizada ASCE Penman–Monteith para estimar la evapotranspiración de referencia de dos superficies estandarizadas: un cultivo corto con una altura aproximada de 0.12m (similar al pasto) y un cultivo alto con una altura aproximada de 0.5m (similar a la alfalfa):

$$ET_{ref} = \frac{0,408\Delta(R_n - G) + \gamma \frac{C_n}{T+273} U_2 (e_s - e_a)}{\Delta + \gamma(1 + C_d U_2)} \quad (4.5)$$

Donde, ET_{ref} es la evapotranspiración de referencia de una superficie estandarizada de un cultivo de pasto (ET_0) o alfalfa (ET_r) expresada en mm/hora. C_n y C_d son constantes que cambian con el cultivo de referencia y el lapso de tiempo considerado, lo cual es mostrado en la tabla (4.1).

Lapso de tiempo	Cultivo de referencia			
	ET_0	C_d	ET_r	C_d
Mensual/Diario	C_n 900	C_d 0.34	C_n 1600	C_d 0.38
Horario (durante el día)	37	0.24	66	0.25
Horario (durante la noche)	37	0.96	66	1.7

Tabla 4.1: Valores de C_n y C_d . Tomado de ASCE-EWRI (2002).

4.3.2. Método de Hargreaves–Samani

La fórmula de Hargreaves (Hargreaves, 1975) para evaluar la evapotranspiración necesita solamente datos de temperatura y de radiación solar, tal como muestra la ecuación 4.6.

$$ET_r = k(T + 17,78)R_s \quad (4.6)$$

Donde ET_r evapotranspiración de referencia (mm/día), T temperatura del aire (°C), R_s radiación solar transformada en mm/día, k coeficiente de calibración.

Debido a que no todas las estaciones meteorológicas cuentan con datos de radiación solar, Hargreaves y Samani (Hargreaves and Samani (1985) citado por

Callañaupa (2016)) simplificaron la ecuación inicial de Hargreaves (Ec. 4.6), expresándola solo en función de la temperatura media, máxima y mínima, tal como la ecuación (30) del anexo (7.4).

Capítulo 5

Caracterización de la zona de estudio

5.1. Localización de la zona de estudio

La zona de estudio se localiza alrededor del observatorio de Huancayo cuyas coordenadas geográficas son: $12^{\circ}02'18''S$, $75^{\circ}19'22''W$, 3350 msnm. Políticamente se encuentra en el departamento de Junin, Provincia de Chupaca, distrito de Huachac (Fig 5.1). El area de estudio fue adaptado en base al alcance de la torre de flujo, cuya medida de ET depende principalmente de la velocidad del viento que es predominantemente del Sur-Este (Callañaupa, 2016). Además, el alcance aproximado en superficie de la torre de flujo es de 400m a la redonda; ya que el sensor se encuentra instalado a una altura de 4m respecto al suelo.

5.2. Aspectos físicos

5.2.1. Clima

Indica Silva et al. (2010), que el clima valle Mantaro se caracteriza por ser templado y seco y las lluvias acumulan en promedio 650mm al año, siendo la zona de Chupaca la que mas precipitaciones registra, 757.5mm/año mientras que en la zona sur como en la estación de Viques presenta una precipitación de 520mm/año. Señala también que las lluvias más intensas ocurre en los meses de enero, febrero y marzo, mientras que en junio, julio y agosto son los mese mas secos. Asimismo, anota Trasmonte (2010) que las temperaturas máximas presentan los valores mas bajos en los meses de veranos con un valor de $18,8^{\circ}C$ en promedio y los más altos en noviembre con $20,3^{\circ}C$. La evolución mensual de la

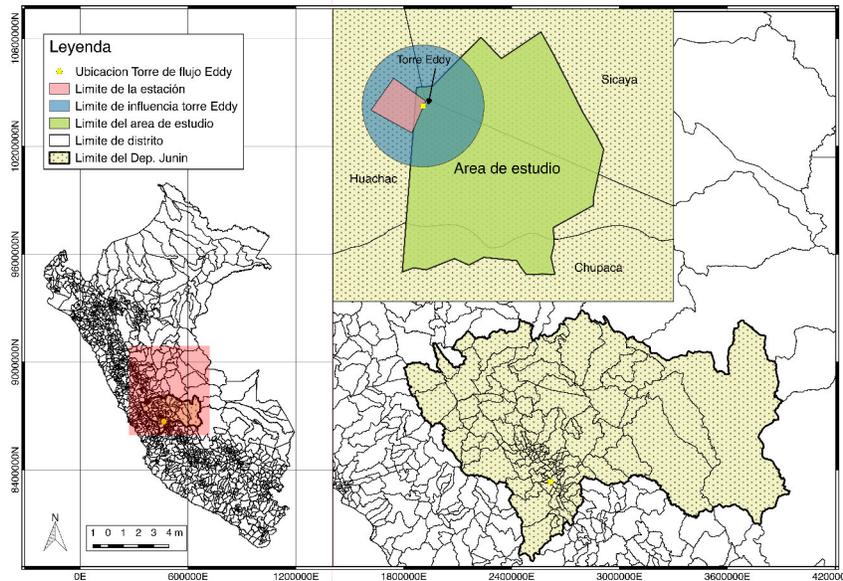


Figura 5.1: Localización de la zona de estudio

temperatura mínima esta fuertemente asociado a los cambios de estación según este autor existen dos periodos bien definidos durante el año: de mínimos valores en invierno (junio y julio), con un valor más bajo de $0,5^{\circ}C$ en julio, y de valores máximos en verano (enero a marzo) con valor promedio de $7^{\circ}C$.

5.2.2. Hidrología

Según la ZEE del 2015 de la región (GORE-Junin, 2015) citado por Callañaupa (2016), la cuenca del río Mantaro tiene su origen en el nudo de Pasco, naciendo el río en la laguna Chinchaicocha y el río San Juan, esta cuenca en su influencia con el Apurímac, forma parte del río Ene a una altitud de 4800 msnm al sur de la región Junín. Por otra parte, este río cuenta con un caudal que varía de $37.10 \text{ m}^3/\text{s}$ a $293 \text{ m}^3/\text{s}$ reportado en la estación del puente Stuart-Jauja, asimismo en el estudio hidrológico reportan que el río Mantaro presenta una velocidad media de 1.16 m/s con una máxima de 2.57 m/s .

5.2.3. Suelos y coberturas

Las características de los suelos alrededor de la torre de flujo fueron estudiado por Garay and Ochoa (2010), lo cual reporta según el tipo de textura como

Franco arcilloso arenoso, mientras que el PH para estas zonas en su mayoría de muestras analizadas son de alcalina a poco alcalina. Asimismo, la cobertura vegetal principalmente son los cultivos como quinua, cebolla, ajos, maíz, lechuga, zanahoria, alfalfa, papa, entre otros ¹.

¹Información proporcionado por Lucy Giraldes Solano-IGP (Julio-2017)

Capítulo 6

Métodos

6.1. Datos

En el presente trabajo de investigación los datos se dividen en dos secciones, los cuales se detallan a continuación.

6.1.1. Datos observados

Los datos observados fueron las que se colectan en la estación meteorológica de Huayao los cuales fueron proporcionados por el Instituto Geofísico del Peru. Estos datos permitieron estimar la ET_r y la ET real mediante la torre de flujo. Las variables empleadas para el estudio son mostrados en la tabla (6.1).

6.1.2. Datos satelitales

Los datos imagen de satélite fueron empleado para calcular los flujos de energías y por balance de ellas estimar la ET . Se muestran en tabla (6.2) la relación de imágenes nivel L1T¹ del sensor OLI/TIRS el cual se encuentra a bordo del satélite LandSat 8, estas fueron obtenidos desde la pagina web de la USGS². Las imágenes poseen una resolución espacial de 15m en el pancromático, 30m en el visible e infrarrojo; y 100m en el termico. Asimismo, se muestra en la tabla 6.3 las características radiometricas del sensor OLI/TIRS.

¹Son datos productos radiométrica (L1R) y geoméricamente corregidas, utilizando para ello puntos de control terrestre (GCP) o información de posición integrada a bordo.

²<https://glovis.usgs.gov>

Variable Meteorológica	Altura de medida (m)	Ubicación	Frecuencia de adquisición
Radiación solar	4	Estación meteorológica	1 min
Temperatura del aire	2	Estación meteorológica y torres de flujo	1 min
Velocidad y dirección del viento	4	Torres de flujo	10 Hz
Presión atmosférica	1	Estación meteorológica	1 min
Temperatura superficial	1	Torres de flujo	1 min
Radiación infrarrojo entrante	4	Torres de flujo	1 min
Precipitación	1	Torres de flujo	1 min

Tabla 6.1: Listado de variables meteorológicas empleados. Tomado de Callañaupa (2016).

Por otro lado, para obtener la presión de aire se emplea el mapa topográfico ASTER GDEM con resolución espacial de 30m que proporciona la altura sobre el nivel del mar a la cual se encuentra el área de estudio, dicho dato fue obtenido a partir de la página web del geoservidor el ministerio del ambiente ³.

6.2. Metodología

La sección metodológica se divide en dos secciones (Fig.6.1), en la primera parte se describen los métodos empleados para obtener los valores de reflectancia mediante las imágenes OLI realizando dos métodos de corrección atmosférica: Flaash y Tasumi (Tasumi et al., 2007), este último empleada en el modelo METRIC. En la segunda parte se describen los métodos seguidos para la obtención de la ET realizando el balance de energía.

³http://geoservidorperu.minam.gob.pe/geoservidor/download_raster.aspx

Número	Dia Juliano	Sensor	Año	Mes	Dia
1	182	OLI/TIRS	2015	Julio	01
2	198	OLI/TIRS	2015	Julio	17
3	214	OLI/TIRS	2015	Agosto	02
4	201	OLI/TIRS	2016	Julio	19
5	217	OLI/TIRS	2016	Agosto	04
6	249	OLI/TIRS	2016	Septiembre	05
7	297	OLI/TIRS	2016	Octubre	23
8	329	OLI/TIRS	2016	Noviembre	24
9	361	OLI/TIRS	2016	Diciembre	26
10	59	OLI/TIRS	2017	Febrero	28
11	107	OLI/TIRS	2017	Abril	17
12	123	OLI/TIRS	2017	Mayo	03
13	155	OLI/TIRS	2017	Junio	04
14	187	OLI/TIRS	2017	julio	06
15	219	OLI/TIRS	2017	Agosto	07

Tabla 6.2: Datos de las imágenes OLI abordo del satélite LandSat 8.

Banda	Rango espectral (μm)	Región del espectro electromagnético
1	0.435-0.451	Aerosol costero
2	0.452-0.512	Azul visible
3	0.533-0.590	Verde visible
4	0.636-0.673	Rojo visible
5	0.851-0.879	Infrarrojo cercano
6	1.566-1.651	Infrarrojo medio
7	2.107-2.294	infrarrojo medio
8	0.503-0.676	Pancromatico
9	1.363-1.384	Cirrus
10	10.60-11.19	Térmico 1
11	11.50-12.51	Térmico 2

Tabla 6.3: Características radiométricas de los sensores OLI. Fuente: USGS (2016)

6.2.1. Procesamiento de las imágenes OLI

Para convertir los ND de las imágenes OLI en valores de radiancia espectral se emplea la ecuación (6.1), cuya unidad es W/m^2srnm . (Ariza, 2013).

$$L_{\lambda} = M_L Q_{cal} + A_L \quad (6.1)$$

do específico por banda obtenido del metadato ($REFLECTANCE_MULT_BAND_x$, x número de banda); A_ρ , es el factor aditivo de escalado específico por banda obtenido del metadato ($REFLECTANCE_ADD_BAND_x$, x número de banda); Q_{cal} , es el producto estándar cuantificado y calibrado para valores de píxel (DN), este valor se refiere a cada una de las bandas de la imagen.

Finalmente, para obtener la reflectancia de superficie se realizan las correcciones atmosféricas de las imágenes se realizan mediante dos modelos: el modelo Flaash y el propuesto por Tasumi et al. (2007) que trae consigo el modelo METRIC planteado por Allen et al. (2007).

Corrección con FLAASH

Daremos inicio a la descripción de corrección atmosférica mediante FLAASH. La radiancia registrada por el sensor (Ec. 6.1) puede ser parametrizada de acuerdo a la siguiente expresión (Ec. 6.3) (Berk et al., 1998).

$$L_{sensor} = \left(\frac{A\rho}{1 - S\langle\rho\rangle} \right) + \left(\frac{B\langle\rho\rangle}{1 - S\langle\rho\rangle} \right) + L_a \quad (6.3)$$

Donde:

ρ , reflectancia en la superficie del píxel; $\langle\rho\rangle$, promedio de la superficie reflectante para el píxel y una región circundante; S, albedo esférico de la atmósfera; L_a , radiancia de retorno dispersada por la atmósfera; A y B, coeficientes que dependen en las condiciones geométricas y atmosféricas pero no sobre la superficie.

Los valores A, B, S y L_a son determinados por el código MODTRAN 4 a partir del ángulo acimutal y de elevación del Sol, del ángulo de visión del satélite, de la elevación promedio del área de estudio, del modelo atmosférico y del aerosol elegido, y de altura de visibilidad. Una vez determinados estos valores por el código MODTRAN 4 y considerando que $\rho = \langle\rho\rangle$ en la ecuación 6.3, el valor de la reflectancia promedio se puede estimar en función de la radiancia promedio de la imagen, $\langle L \rangle$ (Berk et al., 1998).

$$\langle L \rangle \approx \frac{(A + B)\langle\rho\rangle}{1 - S\langle\rho\rangle} + L_a \quad (6.4)$$

La radiancia promedio de la imagen se determina a partir de una función de

distribución de dispersión del punto. Una vez determinada la reflectancia promedio $\langle \rho \rangle$ en la ecuación 6.3, su valor se reemplaza en la ecuación (6.4) para determinar la reflectancia ρ de cada pixel. Dicho valor de reflectancia se determina mediante el software ENVI y como resultado de la calibración de la imagen, los datos de radiancia se encuentran en unidades $W/m^2 Sr \mu m$. Sin embargo, Flaash requiere radiancia en unidades de $\mu W/(cm^2 \cdot sr \cdot nm)$. Dichas cantidades difieren en un factor de 10, las cuales se deben realizar a través de matemática de bandas. También se requiere que los datos sean almacenados de tipo BIL o BIP, para este caso se utilizó BIL. Una vez la imagen contenga la estructura adecuada, el siguiente paso es parametrizar el modelo utilizando: el contenido del archivo auxiliar de los metadatos de la imagen, realizando algunos cálculos inherentes de la imagen, además de otros datos que se obtienen de algunas tablas del modelo de acuerdo al sensor que se está utilizando tal como el modelo atmosférico, de aerosol y de retorno, el multiplicador de columna de agua y la visibilidad inicial. Posterior a la corrección de la imagen se realizan ajustes de tipo de dato y escala (1/10000) para conservar las mismas cantidades que genera el espectroradiómetro. Cabe mencionar que no se presenta la imagen resultante, dado que visualmente no presenta cambios significativos a señalar (Castillo, 2012).

Corrección con Tasumi

La corrección atmosférica propuesta por Tasumi et al. (2007), requiere como dato de entrada los valores de reflectancia en el tope de la atmosfera mostrado en la ecuación (6.2), así como unos valores constantes que se encuentran en trabajo de Tasumi et al. (2007). También la ecuación de la corrección atmosférica (6.6) depende de las transmitancias de la radiación solar de entrada ($\tau_{in,b}$) y la de radiación de onda corta reflejada de superficie ($\tau_{out,b}$).

$$\rho_{s,b} = \frac{\rho_{t,b} - C_b(1 - \tau_{in,b})}{\tau_{in,b} \cdot \tau_{out,b}} \quad (6.5)$$

Donde C_b son los coeficientes de calibración cuyos valores para las diferentes bandas de la imagen LandSat fueron propuestos por Tasumi et al. (2007), para condiciones típicas de Norte America. Para el caso de la imagen OLI solo se toma aquellas bandas coincidentes. Para calcular las transmitancias se empleo la

formula propuesta por Tasumi et al. (2007) que se presenta a continuación.

$$\tau_{in,b} = C_1 \exp \left[\frac{C_2 \cdot P_{air}}{K_t \cdot \cos \theta_h} - \frac{C_3 \cdot W + C_4}{\cos \theta_h} \right] + C_5 \quad (6.6)$$

Donde: de C_1 a C_5 son constantes dadas en el trabajo de Allen et al. (2007), K_t es el coeficiente de claridad que va de 0 a 1, $K_t=1$ para aire limpio y $K_t=0.5$ para aire turbio. θ_h , ángulo de incidencia solar. P_{air} es la presión del aire (KPa) y W es el agua precipitable en la atmósfera (mm). En el caso de la transmitancia de salida ($\tau_{out,b}$) el ángulo azimutal para la imagen del LandSat 8 es de $\pi/2$ tomando el valor de $\cos \theta_h=1$. La presión del aire se calculo mediante la ecuación 6.7 empleando el DEM, mientras que el agua precipitable fue calculado calculado en función a datos de la estación al momento de la toma de la imagen mediante la ecuación (6.8) y la presión de vapor que depende de la temperatura en Bolton (1980) dado en la ecuación (6.9).

$$P_{air} = 101,1 \cdot \left(\frac{293 - 0,0067 \cdot z}{293} \right)^{5,26} \quad (6.7)$$

Donde: z es la elevación media de la imagen, respecto al nivel del mar. El agua precipitable se cálculo mediante la ecuación:

$$W = 0,14 * e_a * P_{air} + 2,1 \quad (6.8)$$

Donde: e_a es la presión de vapor calculado mediante la ecuación (6.9) con una exactitud de 0.1 % para $-30^\circ C \leq T \leq 35^\circ C$.

$$e_s(T) = 6,112 \exp \cdot \left(\frac{17,67}{T + 243,5} \right) \quad (6.9)$$

6.2.2. Estimación del flujo de la radiación neta (R_n)

Para calcular el flujo de la radiación neta (R_n) de superficie se realiza el balance de radiación mostrado en la ecuación (3.2), lo cual se realiza siguiendo el esquema de la figura (6.2). El calculo de las componentes de la radiación neta es realizado mediante lenguaje de programación estadístico **R**; comenzando por la parte inferior de la figura (6.2), continuando hacia la parte superior hasta llegar

al cálculo de R_n . Los términos involucrados para el cálculo de la radiación solar se explicarán paso a paso en los siguientes apartados.

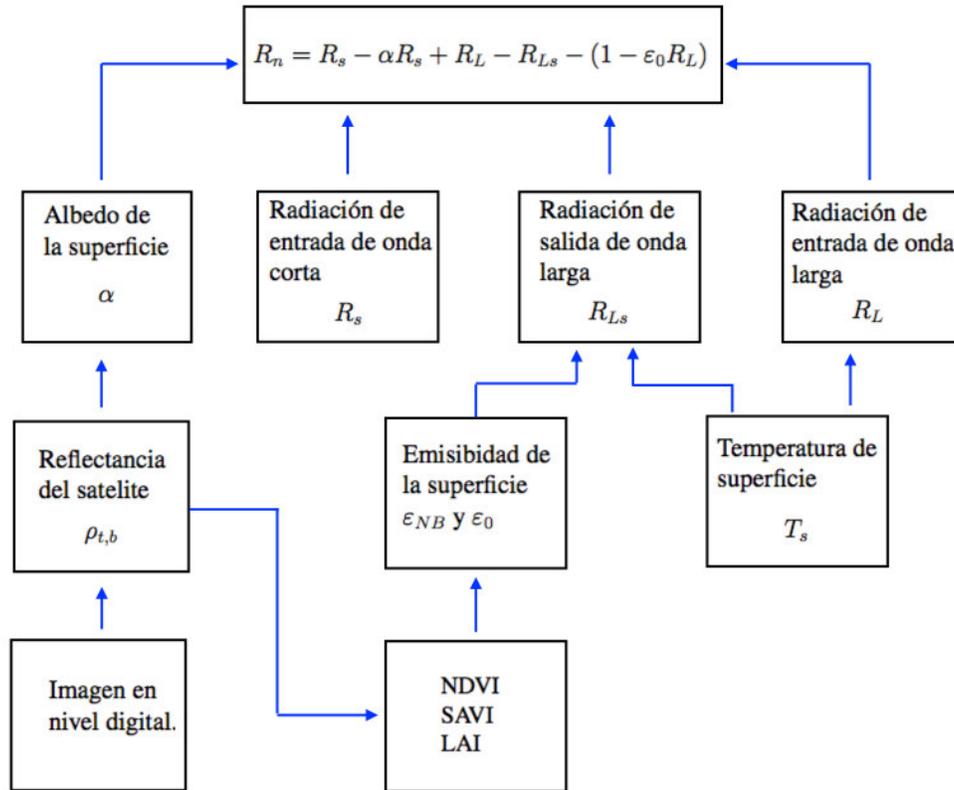


Figura 6.2: Diagrama de flujo para cálculo de Radiación neta (R_n). Adaptado de Castañeda (2013)

Albedo de la superficie (α)

El albedo superficial, es la relación entre la radiación solar reflejada y la radiación incidente de onda corta en la superficie, representa la reflectancia integrada en el espectro de onda corta de 0,2 a 3,2 micrómetros. Se calcula integrando las bandas de las reflectividades corregidas (sección anterior) mediante la ecuación (6.10), por ejemplo, bandas 1–5 y 7 de Landsat 7.

$$\alpha = \sum_{b=1}^n [\rho_{s,b} \cdot w_b] \quad (6.10)$$

Donde w_b , es el coeficientes de ponderación, lo cual fue obtenido por Tasumi

et al. (2007) y representa la fracción de radiación en la superficie que se produce dentro del rango espectral en una banda específica, los valores son mostrados en la tabla (6.4). n , es el número de bandas a ser integrada.

Termino	Banda 2	Banda 3	Banda 4	Banda 5	Banda 6	Banda 7
w_b	0.254	0.149	0.147	0.311	0.103	0.036

Tabla 6.4: Coeficientes de ponderación para las bandas de la imagen OLI. Adaptado de Tasumi et al. (2007)

Radiación de entrada de onda corta (R_S)

Es el flujo de radiación solar directa y difusa que llega a la tierra (W/m^2), el valor de R_S se calcula asumiendo condiciones de cielo despejado lo cual es un prerrequisito para una imagen de satélite disponible. Asimismo, este parámetro se calcula como una constante en el tiempo aplicando la ecuación (6.11).

$$R_S = G_{SC} * \cos \theta * d_r * \tau_{SW} \quad (6.11)$$

Donde: G_{SC} es la constante solar ($1367W/m^2$), $\cos \theta$ es el coseno del ángulo de incidencia solar, d_r es el inverso del cuadrado de la distancia relativa de tierra al sol, y τ_{SW} es la transmitancia atmosférica de la banda ancha lo cual es calculado empleando la ecuación (6.12).

$$\tau_{SW} = \tau_B + \tau_D \quad (6.12)$$

Donde: τ_B es el índice de trasmisibilidad de radiación directa y τ_D es índice de trasmisibilidad de radiación difusa. La ecuación utilizada para el calculo de τ_B es:

$$\tau_B = 0,98 * \exp \left[\frac{-0,00146 \cdot P_{air}}{K_t \cdot \cos \theta} - 0,075 * \left(\frac{W}{\cos \theta} \right)^{0,4} \right] \quad (6.13)$$

Donde: P_{air} , W , K_t y $\cos \theta$ fueron definidas en las ecuaciones (6.7), (6.8), (6.6).

El índice de trasmisibilidad de radiación difusa se estimó mediante τ_B para diferentes valores.

$$\tau_D = 0,35 - 0,36\tau_B \quad \text{Para } \tau_B \geq 0,15 \quad (6.14)$$

$$\tau_D = 0,18 - 0,82\tau_B \quad \text{Para } \tau_B < 0,15 \quad (6.15)$$

Radiación de salida de onda larga (R_{Ls})

La radiación de salida de onda larga, es el flujo de radiación térmica emitido de la superficie de la tierra a la atmósfera (W/m^2). Se calcula mediante la emisividad térmica (ε) y la temperatura de superficie. Para estimar ε se inicia calculando los índices de vegetación mostrados en las siguientes ecuaciones.

$$NDVI = \frac{\rho_{irc} - \rho_r}{\rho_{irc} + \rho_r} \quad (6.16)$$

$$SAVI = \frac{\rho_{irc} - \rho_r}{L + \rho_{irc} + \rho_r} * (1 + L) \quad (6.17)$$

Donde: ρ_{irc} y ρ_r son reflectancia en la banda del infrarrojo y rojo respectivamente. Mientras que L es el factor de corrección, asume el valor de 0 para una cubierta de vegetación muy alta, 1 para cubiertas bajas y 0.5 para cubiertas intermedias (Sebem, 2005).

El índice de area foliar (LAI, por sus siglas en ingles), es la relación del area total de todas las hojas de las plantas al area del suelo representado por la planta. Para calcular el LAI se emplea las siguientes ecuaciones.

$$LAI = 11 * (SAVI)^3 \quad ; \quad SAVI \leq 0,817 \quad (6.18)$$

$$LAI = 6 \quad ; \quad SAVI > 0,817 \quad (6.19)$$

Donde el SAVI que se empleó fue para valor de L=0.5.

La emisividad de superficie ε que fue definido en la ecuación 2.9 se calcula mediante las ecuaciones desarrollada por Tasumi et al. (2003) (6.20 al 6.23), donde se estima dos emisividades, la primera corresponde a la emisividad térmica de la superficie de la banda térmica⁴ expresada como ε_{NB} . La segunda es una emisividad que representa el comportamiento de la emisión térmica en el espectro termico (6 a $14\mu m$), se expresa como ε .

⁴Para el caso de las imágenes OLI son las bandas 10 y 11

Para $NDVI > 0$

$$\varepsilon_{NB} = 0,97 + 0,0033LAI ; LAI \leq 3 \quad (6.20)$$

$$\varepsilon_0 = 0,95 + 0,01LAI ; LAI \leq 3 \quad (6.21)$$

$$\varepsilon_{NB} = 0,98 \quad y \quad \varepsilon_0 = 0,98; LAI > 3 \quad (6.22)$$

Para $NDVI < 0$

$$\text{Agua, Nieve} \quad \varepsilon_{NB} = 0,99 \quad y \quad \varepsilon_0 = 0,985 \quad (6.23)$$

Para calcular la temperatura de superficie (T_s) mediante la ecuación 6.25 se realiza la corrección de la radiación térmica de la superficie (R_c) empleando la ecuación desarrollada por Wukelic (1989) (Ec.6.24), dicha T_s es una componente para calcular R_{L_s} mediante la ecuación de Stefan-Boltzmann (Ec. 6.26).

$$R_c = \frac{L_{t,10,11} - R_p}{\tau_{NB}} - (1 - \varepsilon_{NB}) \cdot R_{sky} \quad (6.24)$$

Donde $L_{t,10,11}$ es la radiancia espectral de las bandas 10 y 11 del LandSat 8 ($Wm^2sr^{-1}\mu m^{-1}$), R_p es la radiación térmica emitida de la atmósfera en dirección al satélite en la banda 10.4-12.5 μm ($Wm^2sr^{-1}\mu m^{-1}$) y τ_{NB} es la trasmisibilidad del aire en el rango 10.4-12.4 μm , R_{sky} es la radiación térmica de la atmósfera hacia la superficie en condiciones de cielo despejado ($Wm^2sr^{-1}\mu m^{-1}$). Allen et al. (2007), sugiere los siguientes valores: $R_p=0.91$, $\varepsilon_{NB}=0.866$ y $R_{sky}=1.32$ para condiciones de baja presencia de aerosoles.

$$T_S = \frac{K_2}{\ln \left(\frac{\varepsilon_{NB} \cdot K_1}{R_c} + 1 \right)} \quad (6.25)$$

Donde T_S esta en Kelvin (K), R_c es la radiancia térmica de superficie corregida finalmente K_1 y K_2 son constantes extraídas del metadato de la imagen LandSat 8.

Finalmente para calcular R_{Ls} se utiliza la siguiente ecuación:

$$R_{Ls} = \varepsilon_0 * \sigma * (T_S)^4 \quad (6.26)$$

Donde: ε_0 es la emisividad de la superficie, σ es la constante de Stefan-Boltsman ($5,67 * 10^{-10} W m^{-2} K^{-4}$) y T_S es la temperatura de superficie (K).

Radiación de entrada de onda larga (R_L)

R_L es el flujo de radiación térmica de entrada originado en la atmosfera (W/m^2), el cual es calculado mediante la ecuación de Stefan-Boltzmann.

$$R_L = \varepsilon_a * \sigma * (T_a)^4 \quad (6.27)$$

Donde ε_a es la emisividad atmosférica y T_a es la temperatura del aire cercano a la superficie (K). Para calcular ε_a se utilizó la ecuación empírica desarrollada por Bastiaanssen (1995) empleando coeficientes de Allen (2000):

$$\varepsilon_a = 0,85 * (-\ln \tau_{sw})^{0,09} \quad (6.28)$$

Donde τ_{sw} es la trasmisividad atmosférica para la radiación de onda corta, calculado en la ecuación (6.12), T_a está altamente relacionado con la temperatura atmosférica radiométrica (Castañeda, 2013).

6.2.3. Transporte aerodinámico ($r_{ah,1,2}$)

El valor de $r_{ah,1,2}$ está fuertemente influenciado por el empuje en la capa límite impulsado por la tasa del flujo de calor sensible. Debido a que ambos valores ($r_{ah,1,2}$ y H) son desconocidos en cada pixel, se requiere utilizar una solución iterativa. Durante la primera iteración $r_{ah,1,2}$ es calculado asumiendo estabilidad neutral.

$$r_{ah,1,2} = \frac{\ln(z_2/z_1)}{u_* k} \quad (6.29)$$

Donde z_1 y z_2 son alturas por encima de la superficie, u_* es la fricción de la velocidad (m/s) y k es la constante de Karman (0.41). La fricción de veloci-

dad u_* es calculada durante la primera iteración utilizando la ley logarítmica del viento para las condiciones atmosféricas neutrales.

$$u_* = \frac{ku_x}{\ln(z_x/z_{om})} \quad (6.30)$$

Donde: k es la constante de Von Karman, u_x es la velocidad del viento (m/s) a la altura z_x y z_{om} es la longitud de rugosidad de momento (m). z_{om} cuantifica en metros la significancia de los obstáculos. El desplazamiento de plano (d) y la longitud de rugosidad de momento son definidos tal que la velocidad del viento se extrapola a cero en la altura $d+z_{om}$.

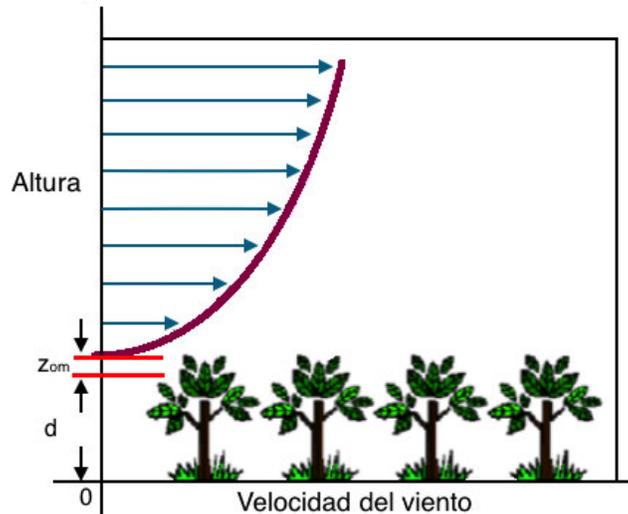


Figura 6.3: Velocidad del viento como una función de la altura. Adaptado de Gordillo (2013)

A partir de la ecuación (6.30) tomando la condición neutral según Allen et al. (2007) para una altura de 200m, la velocidad de fricción resulta como la ecuación (6.31) donde se asume que los efectos de la rugosidad de superficie son despreciables.

$$u_* = \frac{ku_{200}}{\ln(200/z_{om})} \quad (6.31)$$

Para calcular u_* es necesario conocer el valor de u_{200} lo cual es determinado empleando la velocidad de fricción en la estación meteorológica u_{*w} mediante la

ecuación (6.32).

$$u_{*w} = \frac{k \cdot u_w}{\ln(z_x/z_{omw})} \quad (6.32)$$

Donde u_w es la velocidad del viento medida en la estación meteorológica a una altura z_x de 2m ⁵, para el instante de captura de la imagen satelital. z_{omw} es la longitud de la rugosidad para la superficie de la estación climática que es calculado mediante la ecuación (6.33) que depende de la altura promedio (h) de la vegetación alrededor de la estación meteorológica (Brutsaert, 1982).

$$z_{omw} = 0,12h \quad (6.33)$$

Donde h es la altura de la vegetación (m) cuyo valor promedio para la presente investigación es de 1m. Finalmente conociendo el valor de la velocidad de fricción $u_* = u_{*w}$ se procede a reemplazar en la ecuación (6.31) para obtener la velocidad del viento a 200m (u_{200}) tal como se muestra en la ecuación (6.34) y como consecuencia de ello la velocidad de fricción a 200m.

$$u_{200} = \frac{u_w \cdot \ln(200/z_{omw})}{\ln(z_x/z_{omw})} \quad (6.34)$$

Para calcular la velocidad de fricción (u_*) de cada pixel mediante la ecuación (6.31), la longitud momento de la rugosidad (z_{om}) es estimada para cada pixel de la imagen usando la ecuación empírica siguiente (6.35), el cual fue desarrollado para cultivos de menos de 1m de altura (Tasumi et al., 2003).

$$z_{om} = 0,018 * LAI \quad (6.35)$$

Donde z_{om} esta en m y LAI es adimensional.

Soluciones iterativas para $r_{ah,1,2}$

Para solución de H (Ec.3.5) es necesario la corrección al valor de u_* . Durante la secuencia de la iteración un correcto valor de la velocidad de fricción es

⁵El valor de la velociada de ciento fue llevado desde la altura de medición de 4m (ver tabla 6.1) a 2m respecto de la superficie mediante la ecuación (6.3) del anexo 7.4

calculado como:

$$u_* = \frac{ku_{200}}{\ln(200/z_{om}) - \Psi_m(200m)} \quad (6.36)$$

Donde $\Psi_m(200m)$ es el factor de corrección para el transporte de momento a 200m, cuyo valor sera calculado mas adelante (Ec.6.40 y Ec.6.46). Un valor corregido para $r_{ah,1,2}$ es calculado para cada iteración como:

$$r_{ah,1,2} = \frac{\ln(z_2/z_1) - \Psi_h(z_2) + \Psi_h(z_1)}{u_* \times k} \quad (6.37)$$

Donde $\Psi_h(z_2)$ y $\Psi_h(z_1)$ son correcciones de estabilidad al transporte de calor a las alturas z_2 y z_1 las cuales son actualizadas en cada iteración.

Densidad del aire (ρ_{air})

La densidad del aire en la ecuación aerodinámica se calcula usando ecuaciones estándar para la presión atmosférica media y la ley universal del gas. La temperatura virtual se estima como $1.01 T_s$ (Allen et al., 2006).

$$\rho_{air} = \frac{1000P}{1,01(T_s - dT)R} \quad (6.38)$$

donde ρ_{air} = densidad del aire (kg/m^3); P = presión atmosférica media para la elevación de pixel kPa ; R = constante de gas específica $287 Jkg^{-1}K^{-1}$; y $T_s - dT$ = temperatura del aire cerca de la superficie en el pixel, lo cual sera reemplazado por la temperatura virtual.

Función de corrección de estabilidad

La longitud de Monin–Obukhov (L) define la condición de estabilidad de la atmósfera en el proceso iterativo. L es la altura a la cual la fuerza de empuje y el mezclado del aire son iguales, es calculado en función del calor y el flujo de momento.

$$L = -\frac{\rho_{air}c_p u_*^3 T_s}{kgH} \quad (6.39)$$

Donde ρ_{air} es la densidad del aire (kg/m^3), c_p es el calor específico del aire ($1004J/kg\ K$), u_* es la velocidad de fricción (m/s), T_S es la temperatura de superficie (K), g es la constante gravitacional ($9,8m/s^2$) y H es el flujo de calor sensible (W/m^2), k constante de Von Karman. Los valores de corrección de estabilidad de momento y transporte de calor se calcula mediante las formulas de Paulson (1970) y Webb (1970) citado por Allen et al. (2007). Cuando $L < 0$ el limite mas bajo de la atmósfera es inestable, y cuando $L > 0$, el limite es estable.

Para $L < 0$.

$$\Psi_{m(200m)} = 2 \ln \left(\frac{1 + x_{(200m)}}{2} \right) + \ln \left(\frac{1 + x_{(200m)}^2}{2} \right) - 2 \arctan (x_{(200m)}) + 0,5\pi \quad (6.40)$$

$$\Psi_{h(2m)} = 2 \ln \left(\frac{1 + x_{(2m)}^2}{2} \right) \quad (6.41)$$

$$\Psi_{h(0,1m)} = 2 \ln \left(\frac{1 + x_{(0,1m)}^2}{2} \right) \quad (6.42)$$

Donde:

$$x_{(200m)} = \left(1 - 16 \frac{200}{L} \right)^{0,25} \quad (6.43)$$

$$x_{(2m)} = \left(1 - 16 \frac{2}{L} \right)^{0,25} \quad (6.44)$$

$$x_{(0,1m)} = \left(1 - 16 \frac{0,1}{L} \right)^{0,25} \quad (6.45)$$

Según indica Allen et al. (2007), los valores para $x_{(200m)}$, $x_{(2m)}$ y $x_{(0,1m)}$ no tiene sentido cuando $L \geq 0$ y sus valores se establecen como 1.0.

Para $L > 0$.

$$\Psi_{m(200m)} = -5 \left(\frac{2}{L} \right) \quad (6.46)$$

$$\Psi_{h(2m)} = -5 \left(\frac{2}{L} \right) \quad (6.47)$$

$$\Psi_{h(0,1m)} = -5 \left(\frac{0,1}{L} \right) \quad (6.48)$$

En la ecuación (6.47) se utiliza el valor de 2m mejor que los de 200m para z por que se asume que, sobre condiciones estables, la altura de la estabilidad de la inercia se consigue a unos pocos metros sobre la superficie.

6.2.4. Determinación de constantes en la función dT

Para determinar los valores a y b de la ecuación (3.6) el modelo METRIC emplea dos pixeles de anclaje donde un valor para H puede ser estimado fiablemente (Gordillo, 2013). A partir de la ecuación (3.1) los valores en el pixel caliente son como se muestra la ecuación de flujo de calor sensible (6.49).

$$H_{hot} = (R_n - G)_{hot} - LE_{hot} \quad (6.49)$$

En un campo agrícola seco y desnudo se asume que la $ET_{hot} = 0$ (Allen et al., 2007), como $LE_{hot} = \lambda * ET_{hot}$ entonces la ecuación (6.49) queda expresado como $H_{hot} = (R_n - G)_{hot}$. Donde para estimar dT se emplea la ecuación del flujo de calor sensible (3.5), despejando los términos de la ecuación se tiene expresado de la siguiente manera.

$$dT_{hot} = \frac{(R_n - G)_{hot} * r_{ah,1,2hot}}{\rho_{airhot} * C_p} \quad (6.50)$$

En el caso del pixel frio se define el flujo de calor sensible como:

$$H_{cold} = (R_n - G)_{cold} - LE_{cold} \quad (6.51)$$

Indica Allen et al. (2007) que un pixel frio corresponde a un pixel que se encuentra en un campo agrícola húmedo con completa cobertura ($LAI > 4$) y presentan tasas de ET usualmente superior en 5 % a la ET de referencia de un cultivo de alfalfa. Por tanto, la evapotranspiración para el pixel frio (ET_{cold}) seleccionado de la imagen de satélite es: $ET_{cold} = 1,05 \times ET_r$. Reemplazando la expresión ET_{cold} en la ecuación (6.51), el flujo de calor sensible se calcula con

$H_{cold} = (R_n - G)_{cold} - 1,05\lambda ET_r$ y entonces dT_{cold} fue estimado despejando la ecuación (3.5) quedando de la siguiente forma:

$$dT_{cold} = \frac{H_{cold} * r_{ah,1,2cold}}{\rho_{aircold} * c_p} \quad (6.52)$$

Donde $r_{ah,1,2cold}$ es calculado para la condición de rugosidad y estabilidad del pixel frío y $\rho_{aircold} = \rho_{air}$ es calculado en el pixel frío.

Los coeficientes a y b son determinados en las ecuaciones (6.53) y (6.54) usando los dos pares de valores dT y T_S .

$$b = \frac{dT_{hot} - dT_{cold}}{T_{Sdatumhot} - T_{Sdatumcold}} \quad (6.53)$$

$$a = dT_{hot} - bT_{Sdatum} \quad (6.54)$$

Donde $T_{Sdatumhot}$ y $T_{Sdatumcold}$ son las temperaturas de las superficies de los pixeles calientes y fríos respectivamente.

6.2.5. Selección del pixel caliente y frío

El primer paso fue la selección de las imágenes empleadas cuya zona de estudio (ver figura 5.1) este completamente libre de nubes. Luego dichas imágenes son sometidas a procesamiento a nivel de radiancia y reflectancia. Para el Proceso METRIC se emplea dos pixeles de anclaje con el propósito de fijar condiciones extremas o limite para el balance de energía, las cuales son identificados como pixel caliente y frío que se localizan en la zona de interés.

Pixel frío

El pixel frío se selecciono según exige el modelo METRIC en las zonas de cobertura vegetal totalmente cubiertas, es decir, con valores altos de densidad vegetal; además se asume que estas áreas están regadas. Se asume que las áreas de pixeles fríos representan los casos donde la cantidad máxima de energía disponible esta siendo consumida por evaporación.

Para la selección del pixel frío se emplea la imagen de índice de vegetación (SAVI) y de temperatura de superficie (T_S), las cuales son apiladas con el software R con la finalidad de extraer los valores mas bajos en el caso de imagen de

T_S y los mas altos en la imagen SAVI. Se observo que para valores mínimos de T_S corresponden en gran media los valores máximos de SAVI. Entonces el pixel frío seleccionado fue aquel valor de pixel máximo de SAVI(ver Fig.6.4).

Pixel caliente

El pixel caliente se selecciono para una zona de suelo desnudo y seco donde la ET se asume que es cero. Para la selección del pixel caliente se emplea al igual que en el caso del pixel frío las imágenes SAVI y T_S . En este caso los valores de T_S correspondientes de pixel caliente fueron los mas altos y los mas bajos para la imagen SAVI. El pixel caliente seleccionado fue aquel valor mínimo de SAVI (ver Fig. 6.4).

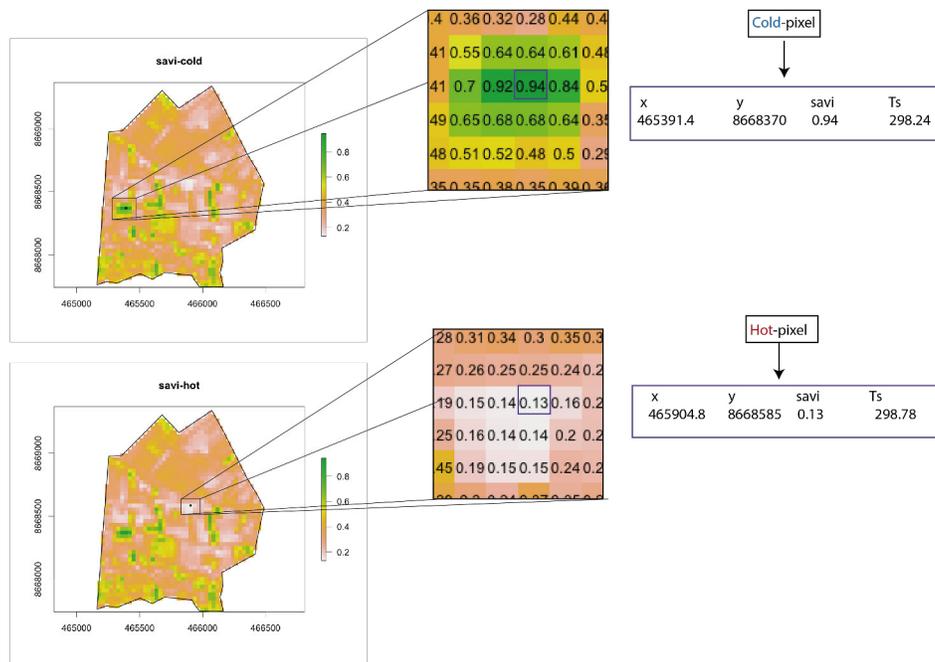


Figura 6.4: Esquema de la selección del pixel frío y caliente en la imagen SAVI en coordenadas UTM

6.2.6. Datos meteorológicos y ET de referencia (ET_r)

La evapotranspiración de referencia es la tasa de ET esperada para una superficie bien definida con cobertura total, esta es empleado en METRIC para

estimar la ET en el pixel frío y caliente; y calcular la fracción de ET de referencia (Ec.3.9). Asimismo, la ET_r estimada es usada para calibrar el proceso de balance de energía y por lo tanto la exactitud y la calidad del mapa de la ET serán solamente tan buenas dependiendo de la calidad de la ET_r estimada, los cuales estos mismos serán tan buenos dependiendo de la calidad de los datos meteorológicos (Gordillo, 2013). La ET_r se calculó aplicando la ecuación FAO Penman–Monteith (Anexo de ET_r -7.4) la cual necesita una gran cantidad de variables físicas que en muchas estaciones no se dispone como por ejemplo el dato de radiación solar. Viendo esta dificultad en el calculo de la ET_r se presenta como una alternativa la obtención mediante la ecuación de Hargreaves (Anexo de ET_r -7.4) lo cual depende de una variable de estación que es la temperatura. En ambos casos los cálculos fueron realizados en software **R**.

Finalmente, la evapotranspiración durante las 24 horas (ET_{24}) cuya unidad es mm/día fue calculado en cada pixel mediante la formula (6.55)

$$ET_{24}(mm/dia) = ET_r F \times ET_{r24} \quad (6.55)$$

Donde:

$ET_r F$: es la fracción de la ET de referencia, se asume que este valor es constante en el promedio de 24 horas.

ET_{r24} : es la evapotranspiración de referencia, obtenida sumando los valores de ET_r horaria para el día en que el satélite capto la imagen.

6.2.7. Ecuación de balance de energía

Después de calcular R_n mediante el diagrama de flujo (Fig. 6.2) se procedió con el cálculo del flujo de energía al suelo (G), cuyo valor fue obtenido mediante las ecuaciones (3.3) y (3.4). Asimismo, el flujo de calor sensible (H) fue estimado mediante la ecuación (3.5). Finalmente, el flujo de calor latente (LE), cómo un residual de la energía radiante neta después de sustraer H , G (Ec.3.1).

Capítulo 7

Resultados

7.1. Análisis de variables climáticas en la estación de Huayao

En la siguiente sección se realizan las discusiones de las variables climáticas que intervienen en el calculo del balance de energía.

7.1.1. Análisis de temperatura del aire

La variable temperatura del aire (T_{aire}) es utilizada en el calculo de la presión de vapor (e_a) el cual es empleado en la estimación del agua precipitable (W) que a su vez es un insumo para el para calculo de la trasmisibilidad (τ), la variable T_{aire} fue adquirida a las 10 horas con 4 min a una altura de 1m respecto del suelo, el cual es mostrado en la figura (7.1) donde se extrajo la media de los valores de T_{aire} siendo esta de $13,29^{\circ}C$. Asimismo, en esta figura se observan que los primeros 6 datos y los dos últimos están por debajo de la media; dichos datos corresponden a los meses de julio a septiembre, mientras que para los meses de octubre al mes de abril la temperatura esta sobre la media.



Figura 7.1: Temperatura del aire a las 10horas 4min, tomado en la estación de Huayao. Siendo la media, maxima y minima para esta hora de $13,29^{\circ}C$, $16,5^{\circ}C$ y $11,21^{\circ}C$ respectivamente.

7.1.2. Análisis de la velocidad del aire

La variable velocidad del aire (V_{aire}) permite calcular la fricción de la velocidad y con ella el transporte aerodinámico (r_{ah}), esta última variable está relacionado de manera inversa con el flujo de calor sensible (H) mediante la ecuación (3.5). V_{aire} fue medido a una altura de 4m respecto al suelo el cual fue convertido a 2m mediante la ecuación (6.3) ya que es requerido por el modelo. En la figura 7.1, del total de datos analizado los meses donde los valores de la V_{aire} esta sobre la media ($V_{media}=1.24\text{m/s}$) corresponde al mes julio (dos primeros puntos), el intervalo de tiempo septiembre a diciembre y de abril a mayo. Asimismo, según Callañaupa (2016) para los meses de octubre a enero se observa un aumento en la velocidad del viento, a nivel anual observó predominancia en la dirección SE, mientras que en un análisis horario entre las 0 y 8 horas la dirección predominante es de NW con valores de 1 a 1.5 m/s, a partir de las 8 hasta las 19 horas la dirección predominante del viento es de SE, tal como muestra la figura (7.3) siendo los valores de 1.5 a 7.9 m/s.



Figura 7.2: Velocidad del aire a las 10 horas 4min observado en la estación de Huayao con velocidad media de 1.24 m/s, máxima de 1.6 m/s y mínima 0.81 m/s.

7.1.3. Análisis de la precipitación

Para observar el aporte de agua mediante la precipitación, se analizan los 5 días previos a la toma de la imagen satelital para el cual se seleccionaron los valores de la precipitación en mm/día tomado en estación de Huayao. En la tabla (7.1) se muestran los días de la toma de imagen, el orden de días anterior a la fecha de la imagen y la fecha de la ocurrencia de la precipitación. Asimismo, la gráfica (7.4) muestra los valores de precipitación durante los 5 días previos a la toma de las imágenes satelitales, el primer valor de la precipitación (1.1 mm/día)

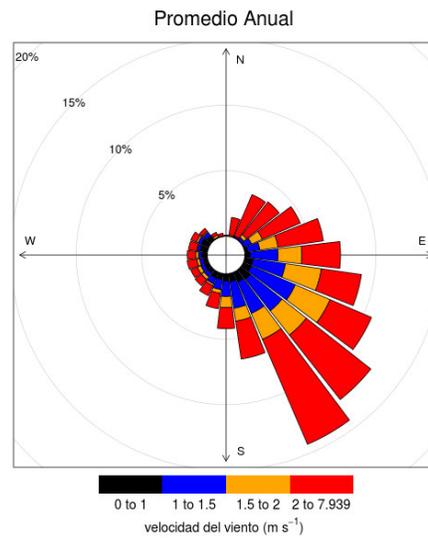


Figura 7.3: Dirección del viento promedio anual en el intervalo de 7 horas a 18 horas, predomina en la dirección SE donde la velocidad está en el rango de 1.5 m/s a 7.9 m/s con una predominancia de 2 m/s a 7.9 m/s. Tomado de Callañaupa (2016).

corresponde a 2 días previo a la toma de la imagen (2/08/2015). La mayor cantidad de lluvias ocurridos fueron anteriores a los días 17/04/2017, 03/05/2017 y 04/06/2017 lo cual corresponde a los meses donde la ocurrencia de precipitación es baja. No obstante, según Callañaupa (2016), la mayor cantidad de lluvias se da en el intervalo de septiembre a marzo con valores sobre 20 mm/d. De los días analizados, el mayor valor de precipitación corresponde a 28/04/2017 cuyo valor de 3.3 mm/d y el acumulado en 5 días previos a la toma de la imagen (03/05/2017) fue de 5.5 mm/d, seguido de un acumulado 2.8 mm/día previo a 04/06/2017.

7.2. Índices de vegetación y variables que intervienen en el balance de energía

Según la ecuación del balance de energía, uno de las variables que interviene en el cálculo del flujo de la energía neta son los índices de vegetación como: NDVI, SAVI y LAI; los cuales son calculados a partir de las imágenes con los valores de reflectividad que fueron sometidos a correcciones atmosféricas mediante los modelos Flaash y Tasumi, estos índices son empleados para identificar la cobertura

Número	Día Juliano	Fecha imagen	Días previos	Fecha de lluvias
1	182	01/07/2015	–	–
2	198	17/07/2015	–	–
3	214	02/08/2015	2	31/07/2015
4	201	19/07/2016	–	–
5	217	04/08/2016	–	–
6	249	05/09/2016	5	31/08/2016
7	297	23/10/2016	1,3,5	22,20,18/10/2016
8	329	24/11/2016	–	–
9	361	26/12/2016	5	21/12/2016
10	107	17/04/2017	4,5	13,12/04/2017
11	123	03/05/2017	3,4,5	30,29,28/2017
12	155	04/06/2017	2,3,4,5	2,1/06/2017–31,30/07/2017
13	187	06/07/2017	5	1/07/2017
14	219	07/08/2017	–	–

Tabla 7.1: Número de días de lluvia previo a la toma de imagen. La columna días previos indica el orden de días anterior a la fecha de la toma de imagen y la columna de fecha de lluvias son los días de ocurrencia de lluvias.

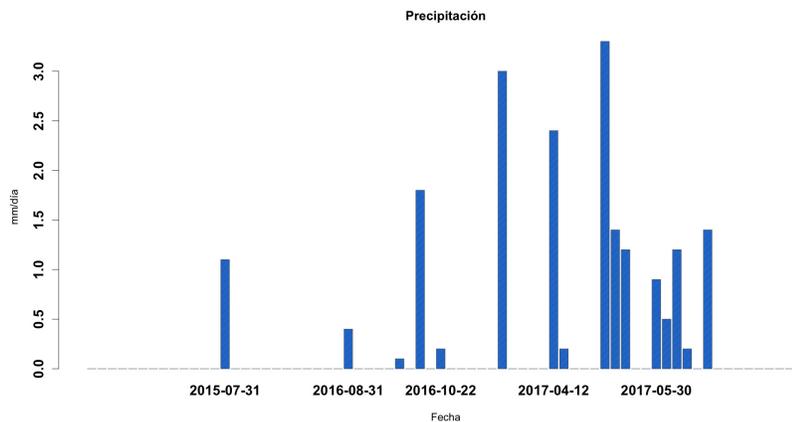


Figura 7.4: Precipitación en mm/d durante los 5 días previo a la toma de la imagen. La mayor cantidad de días de lluvia corresponde a los días previo a 04/06/2017 y 03/05/2017 con 4 y 3 días respectivamente con acumulados de 5.5mm/día y 2.8m/día durante los 5 días.

vegetal presente en el área de estudio.

Por otra parte, las componentes para el balance de energía como flujo radiación neta (R_n), flujo de calor al suelo (G), flujo de calor sensible (H) y flujo de calor latente (LE) son calculados empleando datos de imagen satelital en las bandas térmica, infrarrojo y el visible; asimismo se emplean datos de estación

meteorológicos.

7.2.1. Índices de vegetación

Se analizan los índices de vegetación de diferencia normalizada (NDVI) obtenidos a partir de la reflectividad corregido mediante Flaash y Tasumi, siendo estos puestos en comparación gráfica (Fig. 7.5a) y correlación lineal (Fig.7.5b), para obtener los valores de las gráficas mencionadas se realiza la media espacial de los pixeles de cada una de las imágenes los cuales son mostrados en figura (29) del anexo (7.4). En el caso de los índices SAVI y LAI no se realizan los análisis comparativos ya que estos son índices obtenidos a partir de valores de reflectividad en la banda del rojo y e infrarrojo al igual que él NDVI.

Para la comparación gráfica y la correlación se extrajo la media espacial del dato imagen NDVI el cual se muestra en la figura (29). Según la figura (29a), los valores para de NDVI–Tasumi ¹ están sobre los valores de NDVI–Flaash², siendo el mínimo de 0.46 y máximo 0.76 mientras que para el NDVI–Flaash el mínimo y máximo son 0.31 y 0.63 respectivamente, estos valores corresponden a las fechas 23/10/2016 y 17/04/2017. Los mayores valores de la media de NDVI corresponden a los meses lluviosos, es decir para los meses entre febrero y marzo. Asimismo, la figura de correlación (Fig.29b) proporciona un factor de correlación alta de $r = 0.987$ con un error cuadrático medio de $RMSE = 0.149$ ³.

Por otra parte, en la figura (29, anexo 7.4) se muestra la imagen NDVI donde los colores en tono verde indican la presencia de la cobertura vegetal denso y a medida que los colores se tornan hacia el amarillo y el anaranjado (0.2–0.6) la densidad disminuye hasta llegar a suelos desnudos.

7.2.2. Variables de balance de energía

En la siguiente sección se muestran las variables implicadas en el cálculo del balance de energía. Para obtener R_n fue necesario realizar cálculos previos del albedo de superficie, radiación de onda corta, radiación de onda larga y la

¹NDVI obtenido a partir de imágenes con corrección Tasumi.

²NDVI obtenido a partir de imágenes con corrección Flaash.

³NDVI: adimensional

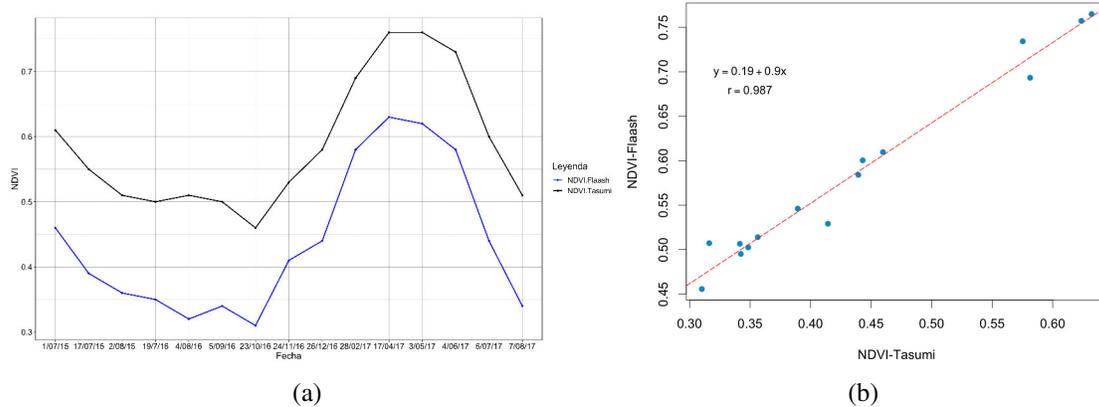


Figura 7.5: Correlación entre los índices NDVI obtenidos a partir de valores de reflectividad de superficie de imágenes sometidos a correcciones atmosféricas Flaash y Tasumi.

emisividad de superficie, las cuales fueron determinados mediante las ecuaciones indicadas en el capítulo de metodologías. Asimismo, en este capítulo se explican de manera detallada las ecuaciones que permiten obtener el cálculo de H , G y LE .

Flujo de radiación neta – R_n

R_n es la energía disponible para elevar la temperatura de la superficie, el aire o para la evaporación del agua. Este valor depende de la emisividad (Fig.31), asimismo el albedo de la superficie (Fig.30) y esto a su vez por la cobertura vegetal (Castañeda, 2013) que fue analizado mediante el índice NDVI en la sección anterior. En la figura (7.6a) se aprecian (ambas gráficas) que los valores más altos de R_n corresponden a los meses de septiembre hasta abril, siendo estos los meses de mayor tasa de precipitación (Callañaupa, 2016), mientras que para las demás fechas se aprecian los valores más bajos en comparación al total. Asimismo, los valores de R_n -Flaash⁴ se encuentran sobre los valores de R_n -Tasumi⁵ siendo la excepción para la fecha 23/10/2016. Mientras que en el análisis de correlación (Fig.7.6b) muestra un factor de correlación de $r=0.93$ y un $RMSE=31.07 W/m^2$.

Por otra parte, en una distribución espacial de valores de R_n tanto R_n -Flaash (Fig.7.7a) como R_n -Tasumi (Fig.7.7b) muestran valores predominantemente sobre $500 W/m^2$ que corresponden a las fechas 5/09/2016, 23/10/2016, 24/11/2016

⁴ R_n obtenidos a partir de las imágenes corregidas mediante Flaash

⁵ R_n obtenidos a partir de las imágenes corregidas mediante Tasumi

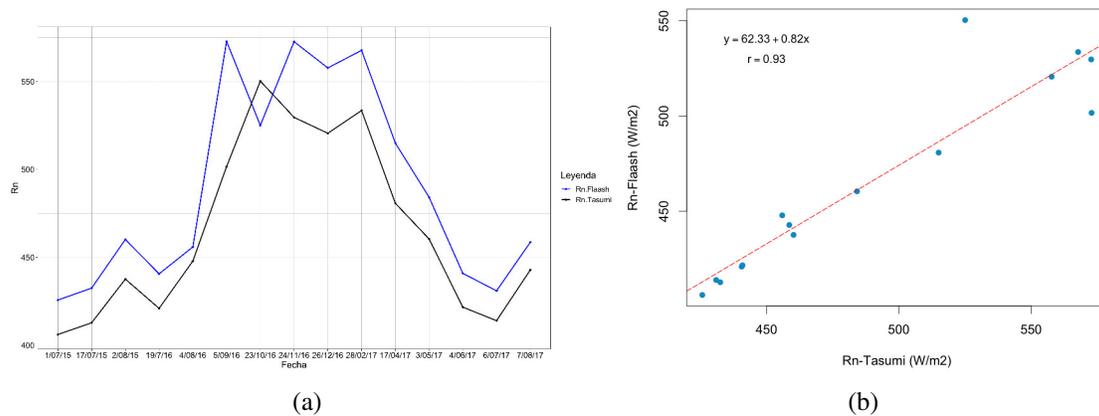


Figura 7.6: Comparación gráfica (a) y correlación (b) entre los flujo de energía neta obtenidos a partir de valores de reflectividad de superficie corregido atmosféricamente mediante Flaash y Tasumi.

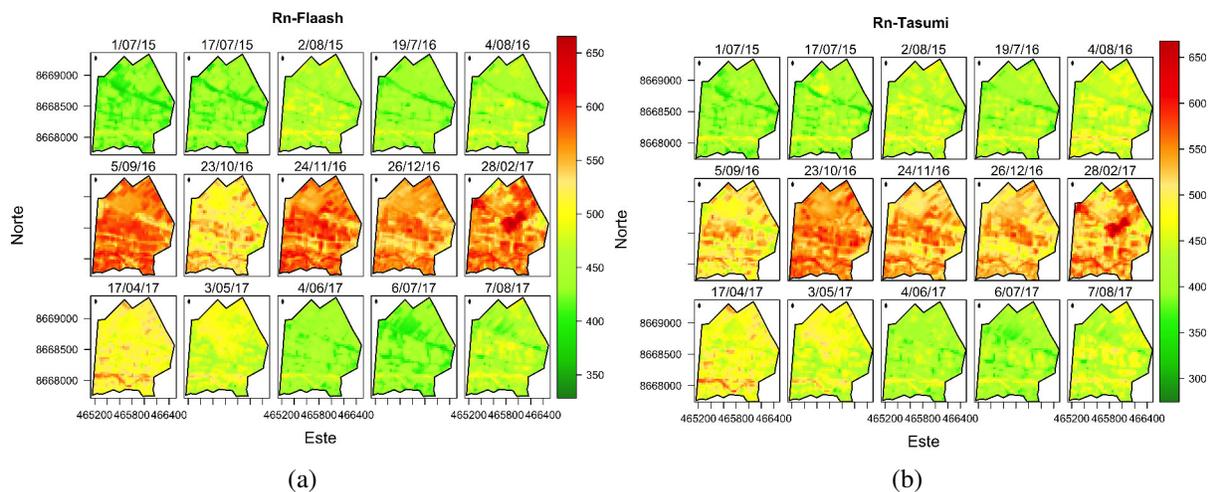


Figura 7.7: Flujo de energía neta obtenidos a partir de imágenes de satélite corregidos atmosféricamente mediante Flaash (a) y Tasumi (b).

y 26/12/2016 y 28/02/2017, mientras que para las demás fechas se observan por debajo del valor mencionado. Asimismo, los valores más bajos corresponden a los meses de enero y febrero del 2015. Tal como se indicó anteriormente, para obtener el flujo de radiación neta fue necesario efectuar el cálculo de las componentes: R_s , R_L y R_{Ls} para lo cual se empleó los datos de imagen corregidos mediante Flaash y Tasumi. Los resultados del cálculo de dichas componentes de R_n son mostrados en las figuras (32), (33) y (34) en la sección de anexos (7.4). Para fines de comparación entre las radiaciones obtenidas a partir de datos con corrección Flaash y Tasumi fue necesario extraer la media espacial de los valo-

res de pixel. En la comparación gráfica (Fig.7.8a) se observa una superposición,

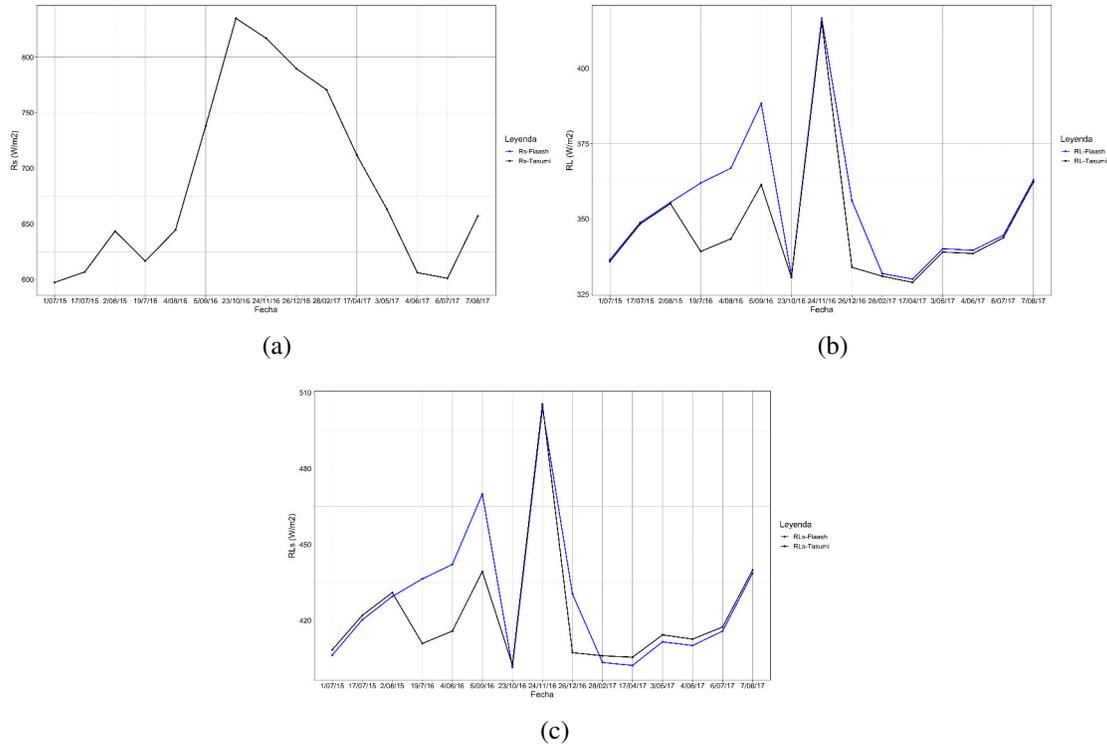


Figura 7.8: Comparación de componentes del flujo de energía neta: (a), radiación de onda corta; (b), radiación de onda larga y (c), radiación de onda larga saliente obtenidos a partir de imágenes atmosféricas mediante Flaash y Tasumi.

Radiación (W/m^2)	r	RMSE(W/m^2)
R_s	1.00	0.00
R_L	0.89	12.36
R_{Ls}	0.88	13.82

Tabla 7.2: Comparación de las componentes de la radiación neta, radiación de onda: corta (R_s), larga (R_L) y larga saliente (R_{Ls}); mediante el factor de correlación y error cuadrático medio.

esto es por que en ambos casos los valores fueron los mismos proporcionando de este modo un factor de correlación igual a 1.0 y raíz de error cuadrático medio 0.0 (ver tabla 7.2). La igualdad mencionada es debido a que las variables para calcular R_s como la distancia de la tierra al sol, temperatura medida en la estación, presión atmosférica y ángulo de incidencia solar son las mismas para ambos casos, quedando claro que para calcular R_s no se emplea datos de imágenes

satelitales tal como se mostró en las ecuaciones del (6.11) al (6.15). Asimismo, en la figura (7.8b) la gráfica de R_L -Flaash esta sobre R_L -Tasumi, siendo la de mayor diferencia para el intervalo 2/08/2015-23/10/2016, en el análisis de correlación proporciona un factor de correlación de 0.89 (tabla 7.2) y $RMSE = 12.36 W/m^2$. Del mismo modo, en la figura (7.8c), existe una diferencia marcada en el intervalo de 2/08/2015-23/10/2016. Sin embargo, para las demás fechas la diferencia es pequeña en comparación al intervalo mencionado y los valores de R_{L_s} -Flaash se encuentran por debajo de R_{L_s} -Tasumi proporcionando de este modo un $r = 0.88$ y $RMSE = 13.82 W/m^2$. Finalmente, se muestran las gráficas de los valores medios de R_n y sus componentes (Fig.7.9), donde se aprecia que los valores de R_s están sobre los de R_L y R_{L_s} . Y la gráfica R_{L_s} esta por debajo de R_L , de las tres componentes de R_n la de menor valor es la R_{L_s} .

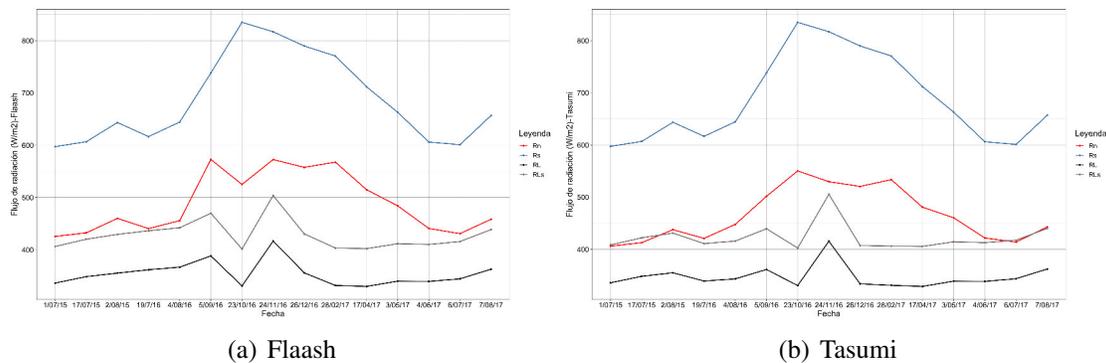


Figura 7.9: Componentes del flujo de energía neta obtenidos a partir de imágenes corregidos atmosféricamente mediante Flaash (a) y Tasumi (b).

Flujo de calor del suelo – G

El flujo de calor del suelo es una componente del balance de energía que depende de la R_n , índice de área foliar (LAI) y la temperatura de superficie (T_s) proporcionando valores máximos y mínimos de 85.08 W/m^2 y 53.34 W/m^2 en el caso G -Flaash ⁶ y de un máximo de 66.11 W/m^2 y mínimos de 28.97 W/m^2 en el caso G -Tasumi ⁷, de esta forma la gráfica G -Flaash esta sobre G -Tasumi (Fig.7.10) no obstante, el factor de correlación es alta con $r = 0.84$ y $RMSE = 16.24 W/m^2$. Por otra parte, en la gráfica espacial de datos (Fig.7.11) se observa

⁶ G obtenido a partir de imágenes con corrección Flaash

⁷ G obtenido a partir de imágenes con corrección Tasumi

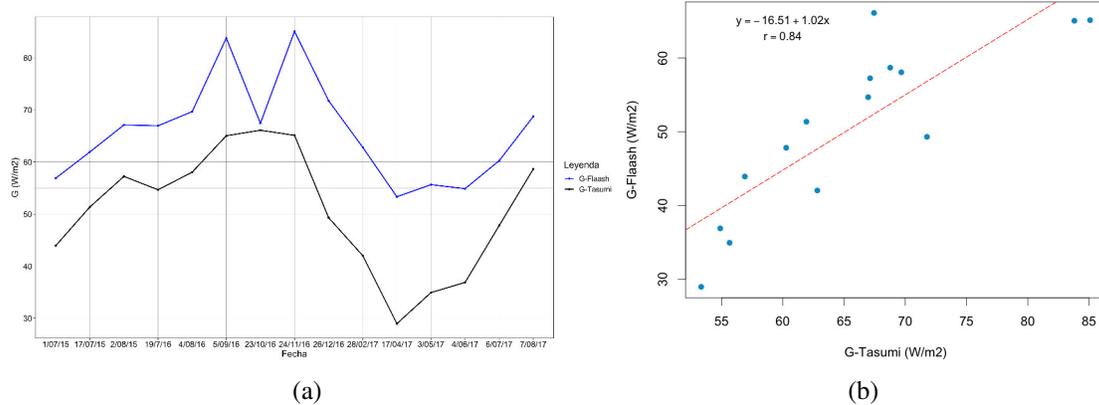


Figura 7.10: Comparación gráfica (a) y correlación (b) entre los flujo de calor del suelo obtenidos a partir de valores de reflectividad de superficie corregido atmosféricamente mediante Flaash y Tasumi.

una distribución homogénea de valores para el caso de G -Flaash, siendo estas predominantemente sobre 60 W/m²; mientras que para G -Tasumi los valores de las fechas 17/04/2017, 3/05/2017 y 4/06/2017 predominantemente están por debajo de 30W/m².

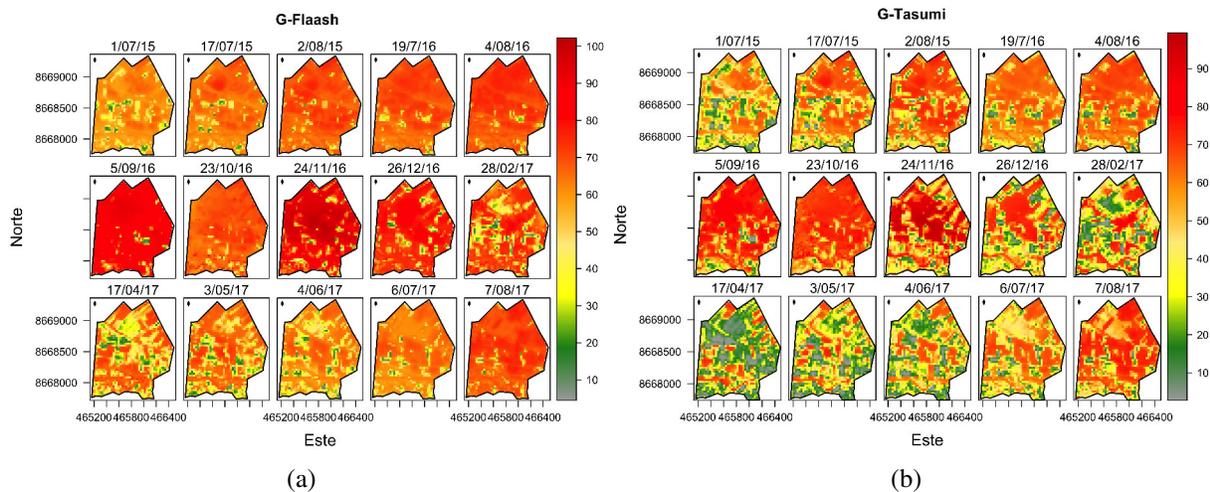


Figura 7.11: Flujo de calor del suelo obtenidos a partir de imágenes de satélite corregidos atmosféricamente mediante Flaash y Tasumi.

Flujo de calor sensible – H

Para el cálculo del calor sensible fue necesario emplear además de las imágenes de satélite, el dato de la evapotranspiración de referencia horaria ($ET_r.h$) que

es calculado mediante las ecuaciones de FAO Penman-Monteith ($ET_r - PM$) y Hargreaves-Samani ($ET_r - HS$), los cuales son mostrados en la tabla (7.5); de estas, aquellas filas de $ET_r - PM$ donde no hay dato son retirados los valores de $ET_r - HS$; por lo tanto, solo se comparan los 12 valores restantes de $ET_r.h$ y producto de ello nos proporciona un factor de correlación $r = 0.32$ y $RMSE = 0.031 W/m^2$.

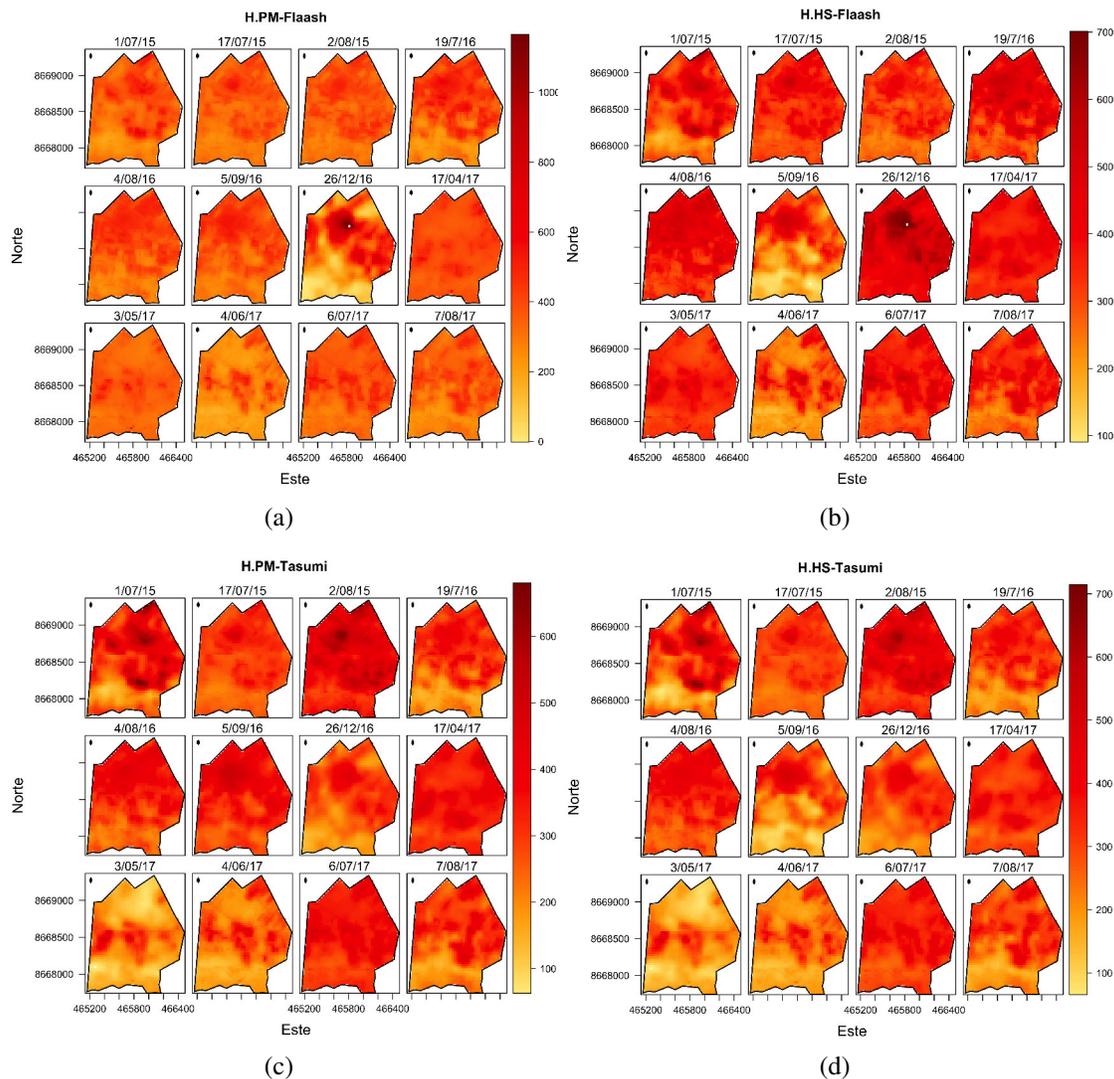


Figura 7.12: Flujo de calor sensible (H) obtenidos a partir de imágenes de satélite corregidos atmosféricamente mediante Flaash y Tasumi para $ET_r - PM$ y $ET_r - HS$.

Además, estos dos ET_r nos proporcionan dos grupos de valores del flujo de calor sensible que son denotados como $H.PM$ para H obtenido a partir de la

$ET_r - PM$ y $H.HS$ para el H a partir de $ET_r - HS$ ⁸. Por otra parte, en la figura (7.12) se puede observar que los valores más altos de H corresponden a las zonas de suelo desnudo, aquellas zonas donde los valores de NDVI están en el rango de 0.2 a 0.6, las zonas donde el NDVI es elevado ($NDVI > 0.6$) los valores H están por debajo de 200 W/m^2 . En la comparación gráfica de $H.PM$ y $H.HS$ obtenidos a partir de imágenes con corrección Flaash (Fig.7.13a), se muestra una diferencia marcada en el intervalo 17/07/2015–26/12/2016, no siendo así para las demás fechas. Asimismo, el factor de correlación entre estas dos variables es de $r = 0.403$ y $RMSE = 49.39 \text{ W/m}^2$ (Fig.7.13b). Mientras que para H con corrección Tasumi (Fig.7.13c) se tiene $r = 0.869$ y $RMSE = 28.03 \text{ W/m}^2$ (Fig. 7.13d), en esta última gráfica la mayor diferencia es para la fecha 5/09/2016. Del mismo modo que para R_n y G , se realizan las comparaciones de las imágenes de H obtenidas a partir de correcciones Flaash y Tasumi, en este caso denotados como $H.PM - Flaash$ y $H.HS - Flaash$ a los H obtenidos a partir de imágenes con corrección Flaash y ET_r , $ET_r - PM$ en el primer caso y $ET_r - HS$ en el segundo; asimismo para el caso en los que se emplea imágenes con corrección Tasumi y las dos ET_r se denotarán de forma similar solo que en vez de poner Flaash se cambiara por Tasumi del siguiente modo: $H.PM - Tasumi$ y $H.HS - Tasumi$. En la figura (7.13e), donde se emplea la $ET_r - PM$ la diferencia de valores es considerable, proporcionando un factor de correlación de $r = 0.54$ y $RMSE = 103.38 \text{ W/m}^2$. Además, en la comparación de H donde se emplea la $ET_r - HS$ los resultados muestran un factor de correlación $r = 0.21$ y $RMSE = 123.82 \text{ W/m}^2$, este bajo factor de r nos muestra la poca dependencia lineal que existe entre ambas variables.

⁸Mas adelante se agregara a estas notaciones los términos Flaash y Tasumi para el caso de las imágenes obtenidas con corrección Flaash y Tasumi.

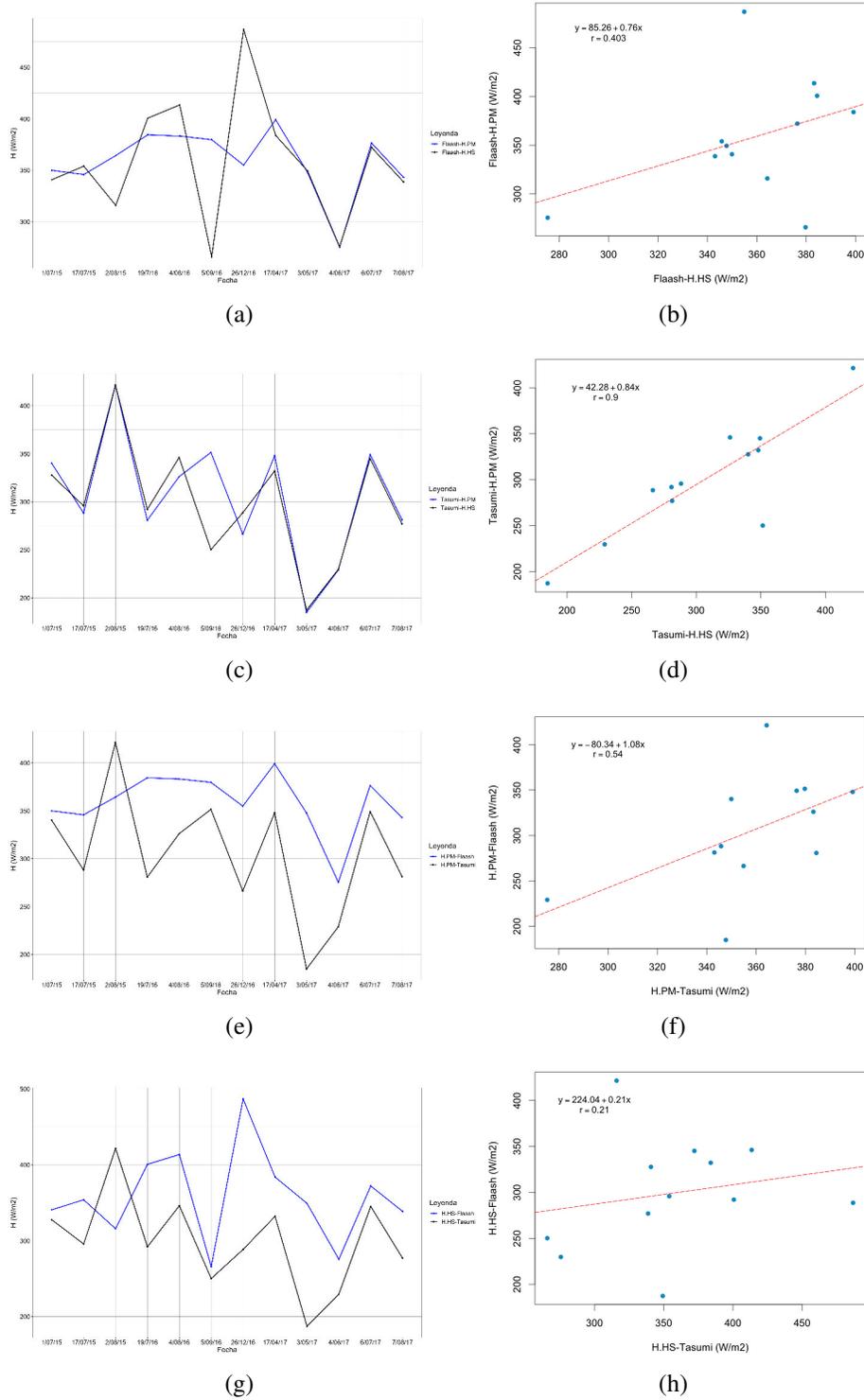


Figura 7.13: Comparación gráfica (a, c, e y g) y correlación (b, d, f y h) de flujo de calor sensible (H) mediante corrección Flaash y Tasumi para $ET_r - PM$ y $ET_r - HS$.

Flujo de calor latente – LE

El flujo de calor latente fue calculado como un residuo del balance de energía a partir de la ecuación (3.1), de esta al emplear los resultados de la variable H ⁹ se consigue 4 valores distintos para LE . Del mismo modo que se fue denotado las variables H , se indicaran nombres a las variables de LE , en este caso se cambiará el símbolo H por LE . En la figura (7.14) se muestran las imágenes del flujo de calor latente LE donde los colores rojo intenso indican valores más altos y representan a zonas de cobertura vegetal denso, a medida que los colores son mas claro representan a valores mas bajos hasta llegar a los colores anaranjado y finalmente amarillo que representan a los mínimos. Estas áreas son predominantemente zonas de suelo desnudo.

Por otro lado, al igual que para H los resultados de LE son analizados realizando la comparación entre valores LE obtenidos a partir de imágenes con corrección Flaash y Tasumi; a si como la $ET_r - PM$ y $ET_r - HS$ (ver Fig.7.15). La comparación de $LE.PM$ y $LE.HS$ para la corrección mediante Flaash (Fig.7.15a) proporciona un $r = 0.39$ y $RMSE = 50.18 W/m^2$, en cambio cuando se compara los $LE.PM$ y $LE.HS$ para la corrección Tasumi (Fig. 7.15c) se logro obtener un factor de correlación alto de $r = 0.90$ y $RMSE = 26.76 (W/m^2)$, asimismo al emplear la $ET_r - PM$ para ambas correcciones atmosféricas (Flaash y Tasumi) y someter a la comparación se logra obtener $r = 0.72$ y $RMSE = 104.37 Wm^2$, de este modo los valores se muestran cercanos, tal como se aprecian en la figura (7.15e). Finalmente, para LE donde se emplea $ET_r - HS$ (Fig. 7.15g) la comparación otorga el $r = 0.51$ y $RMSE = 121.81 W/m^2$.

⁹ $H.PM - Flaash$ y $H.HS - Flaash$, $H.PM - Tasumi$ y $H.HS - Tasumi$

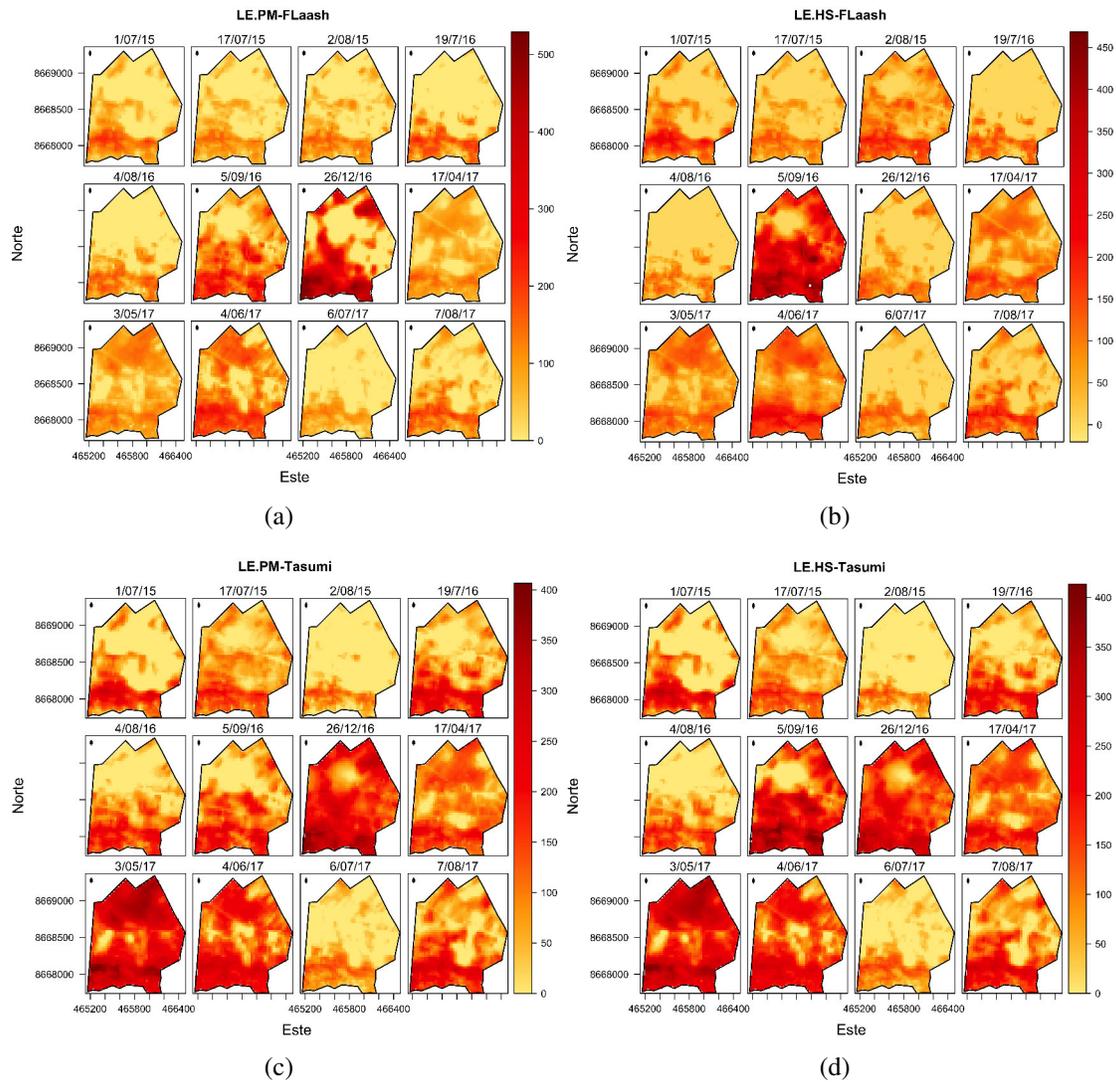


Figura 7.14: Flujo de calor latente obtenidos a partir de imágenes de satélite corregidos atmosféricamente mediante Flaash y Tasumi para $ET_r - PM$ y $ET_r - HS$.

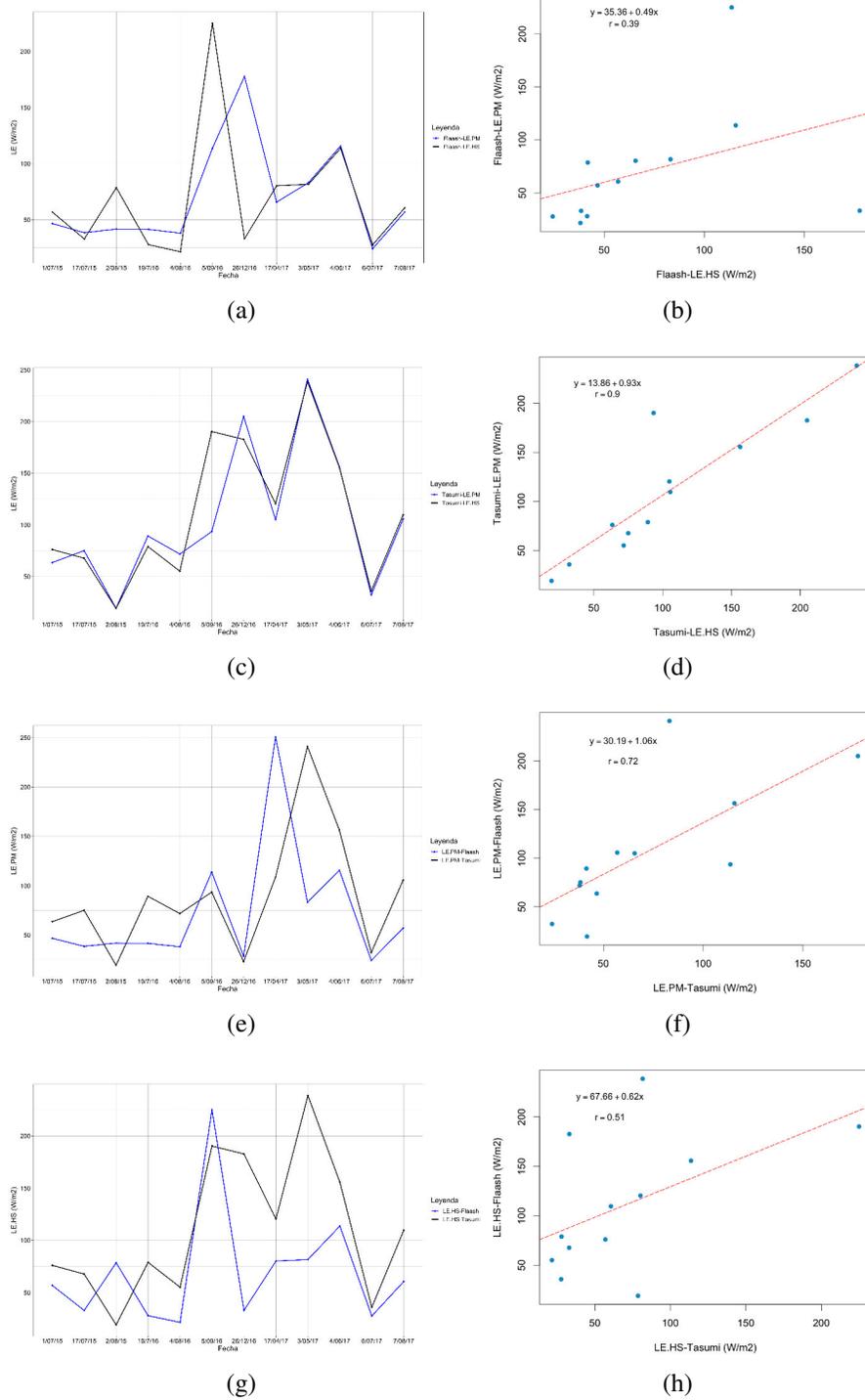


Figura 7.15: Comparación gráfica (a, c, e y g) y correlación (b, d, f y h) de flujo de calor latente (LE) mediante corrección Flash y Tasumi para $ET_r - PM$ y $ET_r - HS$.

	H.F	H.T	PM	HS	LE.F	LE.T	PM	HS
	PM-HS	PM-HS	F-T	F-T	PM-HS	PM-HS	F-T	F-T
r	0.40	0.90	0.54	0.21	0.39	0.9	0.72	0.51
RMSE	49.39	28.03	103.38	123.82	50.18	26.76	104.37	121.81

Tabla 7.3: Resumen de los estadísticos de la comparación de H y LE obtenidos mediante imágenes con corrección Flaash y Tasumi. Las letras F y T que acompañan a las variables H y LE identifican a las energías obtenidos a partir de las imágenes corregidas por Flaash y Tasumi. (RMSE en W/m^2)

7.2.3. Comparación de flujos de energía observado y estimado

Los flujos de energía estimados con imágenes de satélite son comparados con las energías observadas en la estación meteorológica mediante la técnica de Eddy Covariance (EC), los cuales son mostrados en la figura (7.17). Los flujos de energías observados fueron proporcionados con una frecuencia de 1 minuto del cual se seleccionan aquellos valores cercanos a la hora de toma de imagen (10h 04min), luego se procede a extraer la media de un intervalo de 10 minutos, es decir 5 minutos antes y 5 minutos después de la toma de imagen. Mientras que en la figura (7.16) se aprecian las gráficas de las componentes del balance energías observado y estimado, de los cuales la figura (Fig.7.16a) muestra los valores de los flujos de energía observado, en esta última se aprecia que la R_n está sobre los demás flujos de energías, siendo el máximo de $613.91 W/m^2$ para la fecha 26/12/2016, además los tres valores más grandes corresponden a los meses diciembre, abril y mayo; mientras que los mínimos valores corresponden a las fechas 19/07/2016 y 4/08/2016. Por otra parte, los valores correspondientes a H están sobre G y LE para el intervalo 1/07/2015–26/12/2016 y 4/06/2016–7/08/2017, no siendo así para las fechas 17/04/2017 y 03/05/2017 donde los valores de LE están sobre H . Asimismo, se observan valores de G sobre LE para el intervalo 19/07/2016–5/09/2016.

Por otro lado, en las figuras (7.16b) y (7.16c) se muestran la media espacial de los valores de pixel de los flujos de energía calculados mediante las imágenes de satélite. Para la imagen (7.16b), los valores del flujo de energía fueron calculados con imágenes con corrección Flaash, en este caso, los valores de R_n están sobre los demás flujos de energía con un máximo de $572.81 W/m^2$ correspondiente al mes de 05/09/2016, según esta curva los mayores valores corresponden a las fechas: 05/09/2016, 26/12/2016 y 17/04/2017. Asimismo, para la R_n ob-

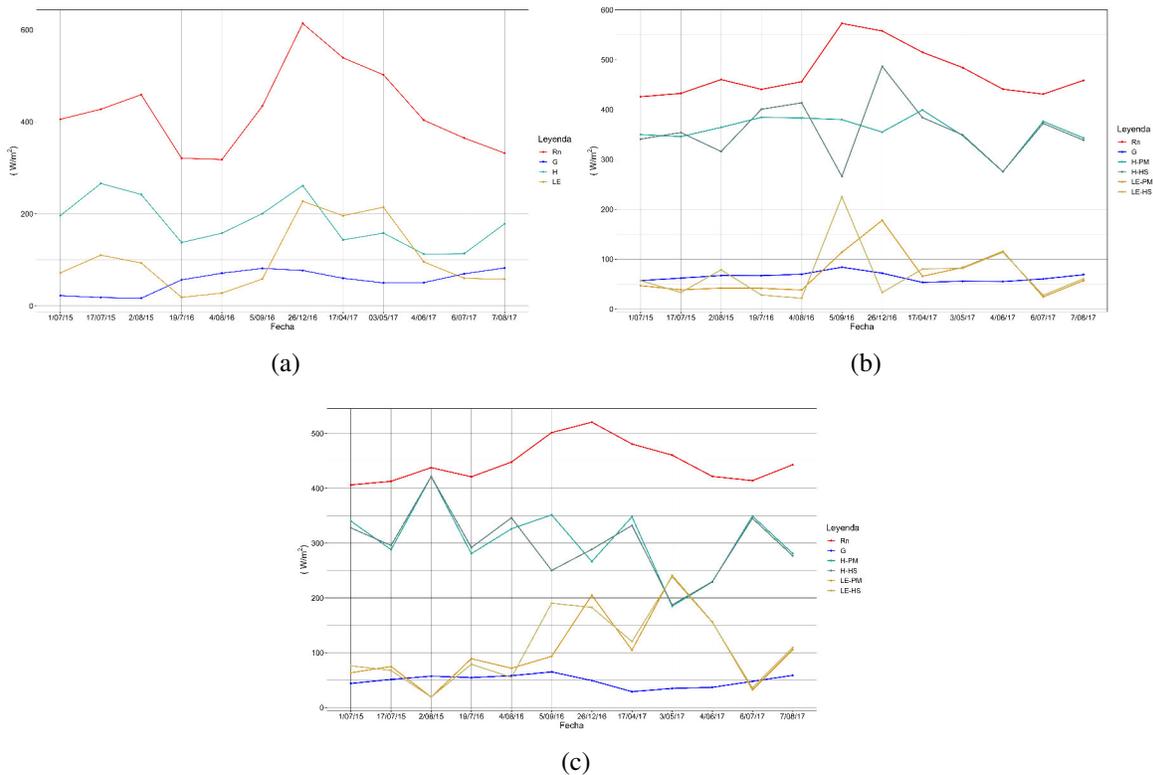


Figura 7.16: Flujos de energía neto medido en estación (a) y obtenidos a partir de imágenes corregidos atmosféricamente mediante Flaash (b) y Tasumi (c). Para H y LE obtenido mediante datos de $ET_r - PM$ y $ET_r - HS$.

tenida mediante la corrección Tasumi (Fig.7.16c) el máximo valor corresponde a 26/12/2016 coincidiendo de esta manera con el valor máximo de la R_n observado. En el caso de los valores de H de la figura (7.16b), la curva $H - HS$ presenta cambios bruscos no siendo así la curva de $H - PM$ donde se presenta cambios menos significativos. Asimismo, para la curva LE se observa valores más cercanos y por debajo de H . Mientras que en la figura (7.16c) los valores de H y LE presentan cambios bruscos. Sin embargo, las curvas $H - PM$, $H - HS$, $LE - PM$ y $LE - HS$ poseen un comportamiento similar.

Por otra parte, en la comparación de los flujos de energía observada y calculada los cuales son mostrados en las figuras (7.17) y (7.18), se observa para la gráfica de la R_n (Fig. 7.17a y 7.18a) una diferencia significativa para las fechas 19/07/2016, 4/08/2016, 5/09/2016, 6/07/2017 y 7/08/2017, esta comparación que es entre R_n observada y estimada con imagen Flaash (imagen corregida con Flaash) proporciona un factor de correlación de $r = 0.65$ y $RMSE = 81.11$

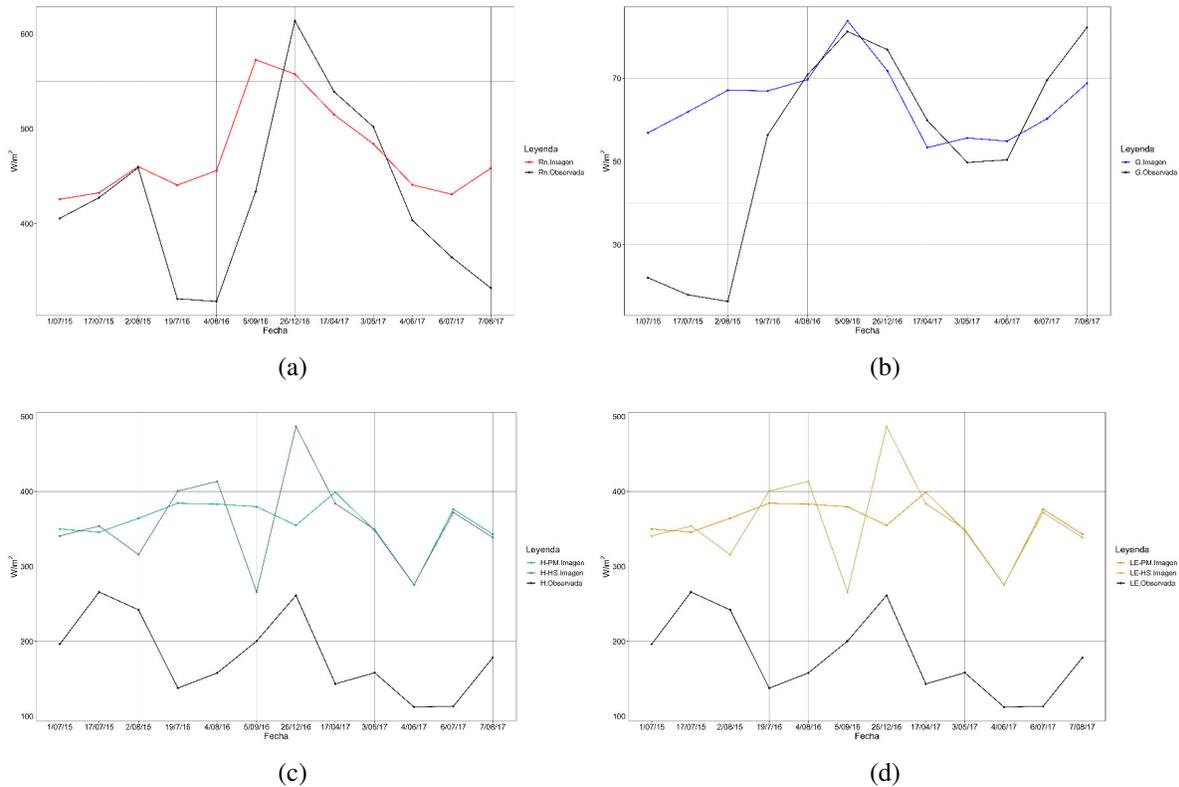


Figura 7.17: Comparación entre flujo de energía neto obtenidos con imágenes de satélite corregidos mediante modelo Flaash y los flujos de energías medidas en la estación de Huayao.

W/m^2 (Fig.7.19a); mientras que en la comparación entre observada y estimada con imagen Tasumi (corregida con Tasumi) el factor de correlación corresponde a $r = 0.68$ y $RMSE = 71.32 W/m^2$ (Fig.7.20a) a partir de estos dos análisis de r y $RMSE$, se observa claramente que el valor de r se incrementa y el RMSE disminuye. Asimismo, en la comparación de los flujos de energía hacia el suelo representados en las figuras (7.17b) y (7.18b) presentan factores de correlación de $r = 0.46$ y $RMSE = 22.79 W/m^2$ (Fig.7.19b) para el primer caso y de $r = 0.21$, $RMSE = 23.87 W/m^2$ (Fig.7.20b) para el segundo.

Por otra parte, en la comparación de los flujos de calor sensible (Fig. 7.17c y Fig.7.18c), se aprecia una diferencia significativa proporcionando factores de correlación muy baja para la comparación entre H -Flaash¹⁰ y la H observada ($r = 0.04$, $RMSE = 187.51 W/m^2$; $r = 0.17$, $RMSE = 190.94 W/m^2$), el cual es

¹⁰ H obtenido a partir de imágenes con corrección Flaash.

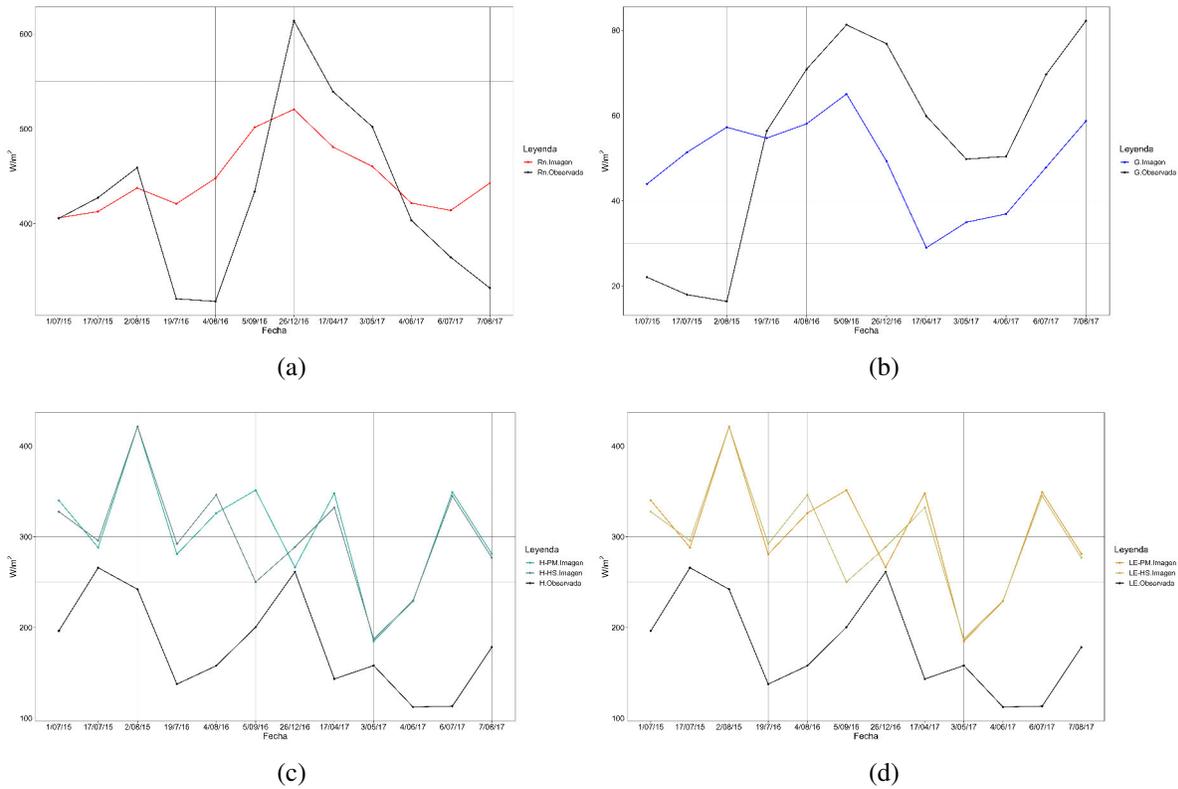


Figura 7.18: Comparación entre flujos de energía obtenidos con imágenes de satélite corregidos mediante modelo Tasumi y los flujos de energías medidas en la estación de Huayao.

mostrado en la figura (7.19c). Asimismo, en la correlación entre H – Tasumi¹¹ y H observado los valores de r fueron bajas siendo estas de $r = 0.21$, $RMSE = 143.62 W/m^2$ y $r = 0.22$, $RMSE = 137.43 W/m^2$ (Fig7.20c), comparando estos últimos valores de r , se aprecia que para la imagen Tasumi el r se incrementó y $RMSE$ disminuye. En otros estudios donde se comparan los valores de H estimado mediante imágenes de satélite con H observado, se ha encontrado un factor de correlación baja, siendo esta de $r = 0.48$ (Ramesh et al., 2008).

Por ultimo, en la comparación del flujo de calor latente, los factores de correlación son altas a excepción de la comparación entre la observada y LE –Flaash (Fig.7.19d) donde se emplea la $ET_r - HS$ siendo el $r = -0.002$ y $RMSE = 93.24 W/m^2$, lo cual es una evidencia de la no existencia de correlación lineal entre las variables comparadas. En los otros casos de comparación de LE los

¹¹ H obtenido a partir de imágenes con corrección Tasumi.

valores de r están sobre $r = 0.57$ siendo este último para el caso $LE - PM$ (Fig. 7.19d), asimismo para la comparación entre LE observado y LE -Tasumi (Fig. 7.20d) los valores de correlación son: $r = 0.7$, $RMSE = 50.97 W/m^2$ para $LE - PM$ y $r = 0.6$ y $RMSE = 60.75 W/m^2$ para $LE - HS$. En resumen, se

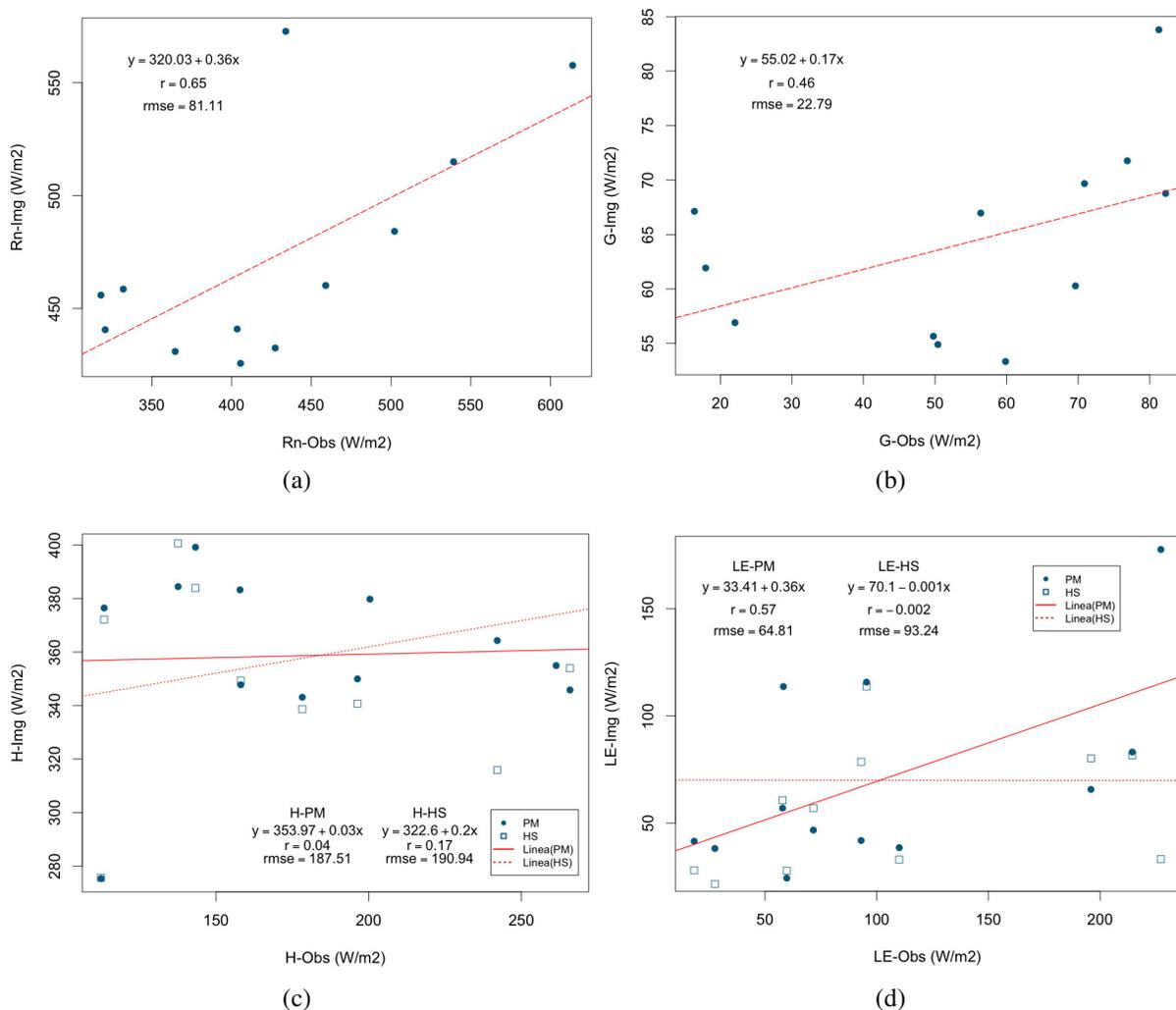


Figura 7.19: Correlación entre de flujo de energía obtenidos con imágenes de satélite corregidos mediante modelo Flaash y los flujos de energías medidas en la estación de Huayao.

indica en la tabla (7.4) los valores del factor de correlación (r) y $RMSE$.

	Rn.F	Rn.T	G.F	G.T	H.F		H.T		LE.F		LE.T	
					PM	HS	PM	HS	PM	HS	PM	HS
r	0.65	0.68	0.46	0.21	0.04	0.17	0.21	0.22	0.57	-0.002	0.7	0.6
RMSE	81.1	71.3	22.8	23.9	187.5	190.9	143.6	137.4	64.8	93.2	50.9	60.8

Tabla 7.4: Resumen de los estadísticos de la comparación de los flujos de energía observada y estimado con imágenes de satélite. Las letras F y T que acompañan a los símbolos Rn, G, H y LE (flujo de energía) identifican las energías obtenidos a partir de las imágenes corregidas por Flaash y Tasumi respectivamente (RMSE en W/m^2).

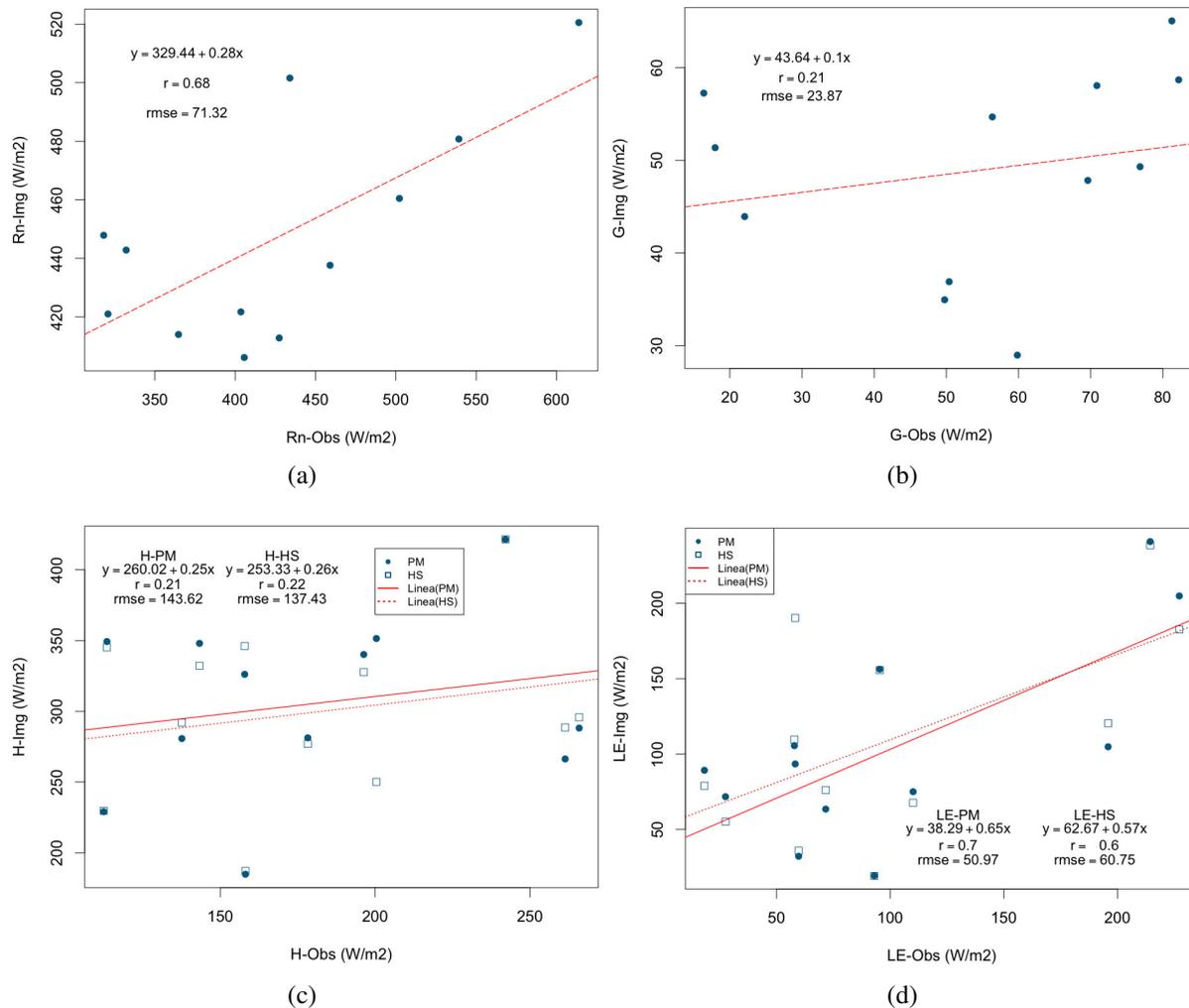


Figura 7.20: Correlación entre flujo de energía obtenidos con imágenes de satélite corregidos mediante modelo Tasumi y los flujos de energías medidas en la estación de Huayao.

7.3. Análisis de la evapotranspiración- ET

En esta sección se analizan los resultados del cálculo de la ET obtenidos mediante las imágenes de satélite, que fueron corregidos atmosféricamente mediante Flaash y Tasumi, estos proporcionan imágenes de ET denominados evapotranspiración Flaash ($ET - Flaash$) y evapotranspiración Tasumi ($ET - Tasumi$). Para calcular la ET fue necesario emplear la ET_r de FAO-PM y HS los cuales se discuten en la siguiente sección.

7.3.1. Evapotranspiración de referencia - ET_r

Tal como se indicó en la sección de metodología, la ET_r fue calculado aplicando las ecuaciones de FAO Penman-Monteith y Hargreaves-Samani, los cuales son mostrados en la tabla (7.5) donde se aprecian los valores de ET horaria y acumulado durante 24 horas, la $ET_r.h$ es empleado en el cálculo de H y $ET_r F$, mientras que la $ET_r.24h$ se emplea finalmente para el cálculo de la ET durante las 24 horas (ET_{24}) mediante la ecuación (Ec.6.55). En la comparación de los valores de la ET_r (Fig.7.21), se aprecia que los valores de la $ET_r - PM$ tanto para la horaria y la diaria están sobre los valores de la $ET_r - HS$, mostrando de este modo un factor de correlación para el horario de $r = 0.32$ y la raíz de error cuadrático medio $RMSE = 0.03 \text{ mm/hora}$, y para el caso de la $ET_r.24h$ el valor de $r = 0.03$ y $RMSE = 0.75 \text{ (mm/dia)}$.

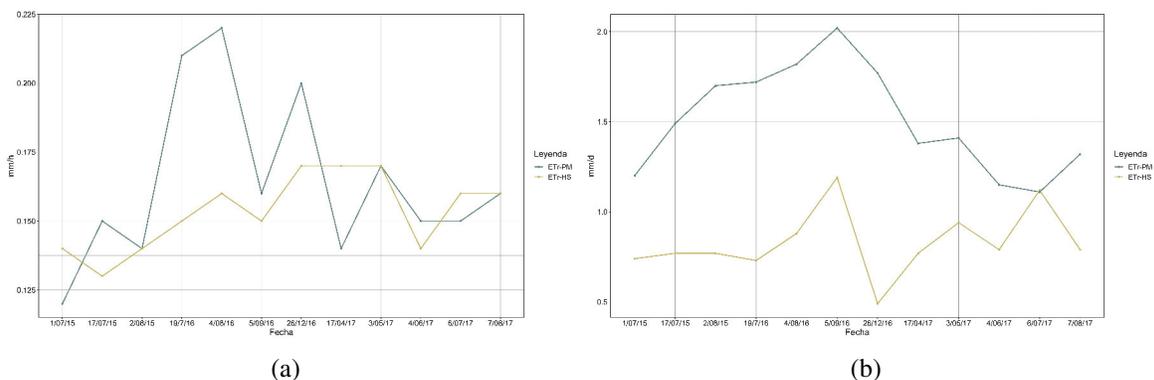


Figura 7.21: Comparación entre la ET_r -HS y ET_r -PM horaria (a) y acumulado en 24 horas o diaria (b).

Número	J	Fecha	HS		PM	
			ET_r .h	ET_r .24h	ET_r .h	ET_r .24h
1	182	01/07/2015	0.138	0.74	0.123	1.20
2	198	17/07/2015	0.133	0.77	0.147	1.49
3	214	02/08/2015	0.137	0.77	0.138	1.70
4	201	19/07/2016	0.148	0.73	0.211	1.72
5	217	04/08/2016	0.156	0.88	0.221	1.82
6	249	05/09/2016	0.148	1.19	0.160	2.02
7	297	23/10/2016	0.158	0.85	–	–
8	329	24/11/2016	0.158	0.44	–	–
9	361	26/12/2016	0.170	0.49	0.201	1.77
10	59	28/02/2017	0.156	0.98	–	–
11	107	17/04/2017	0.173	0.77	0.141	1.38
12	123	03/05/2017	0.166	0.94	0.169	1.41
13	155	04/06/2017	0.135	0.79	0.150	1.15
14	187	06/07/2017	0.163	1.12	0.146	1.11
15	219	07/08/2017	0.165	0.79	0.156	1.32

Tabla 7.5: Evapotranspiración de referencia horaria y diaria calculado mediante ecuaciones de FAO Penman-Monteith y Hargreaves-Samani.

7.3.2. Evapotranspiración obtenidos mediante imágenes con corrección Flaash y Tasumi

En esta sección se describen las comparaciones de los valores de ET obtenidos con imágenes sometidos a corrección Flaash y Tasumi, y a su vez con ET_r de PM y HS

ET Flaash

En esta parte se discuten los resultados obtenidos a partir del cálculo de la evapotranspiración mediante la imagen corregido con Flaash y los valores de $ET_r - PM$ y $ET_r - HS$. Proporcionando de esta manera los factores de correlación r y $RMSE$. En la figura (7.22) se muestran las imágenes de ET donde las zonas en color azul indican la presencia de altos valores de ET_{24} y a medida que los colores van hacia el verde, amarillo y finalmente, al rojo la ET va disminuyendo hasta llegar a cero. Las zonas con mayor valor de ET corresponde a aquellas zonas donde se evidencia mayor cantidad de cobertura vegetal (mayores valores de NDVI) y humedad en el suelo, mientras que las areas con suelo

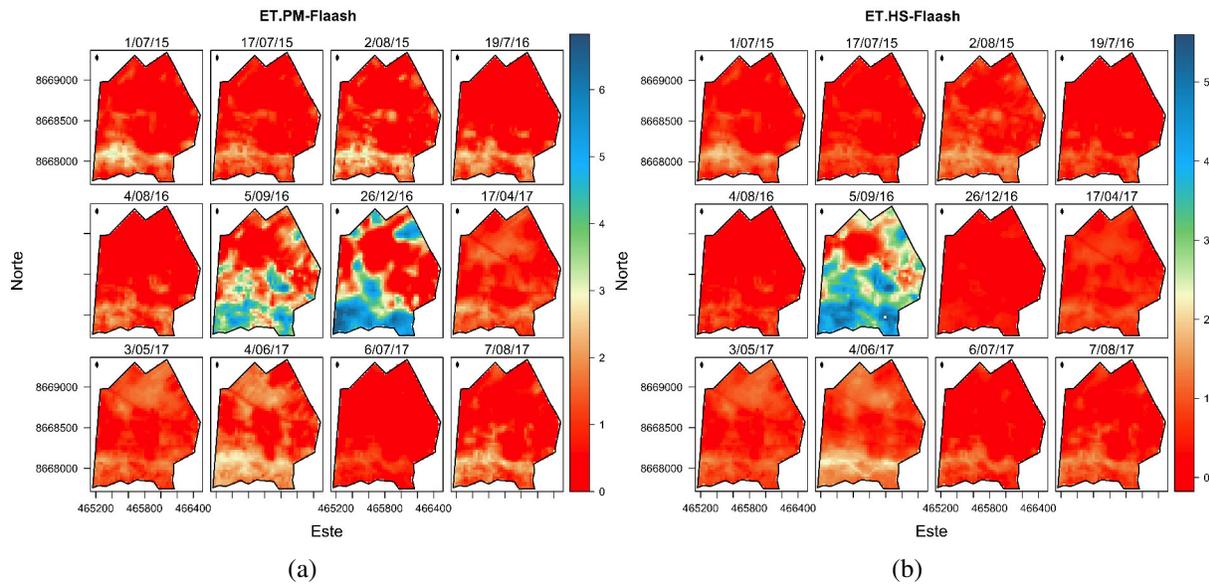


Figura 7.22: ET obtenido a partir de imágenes con corrección atmosférica Flaash y ET_r : PM y HS ($ET_r - PM$ (a) y $ET_r - HS$ (b)).

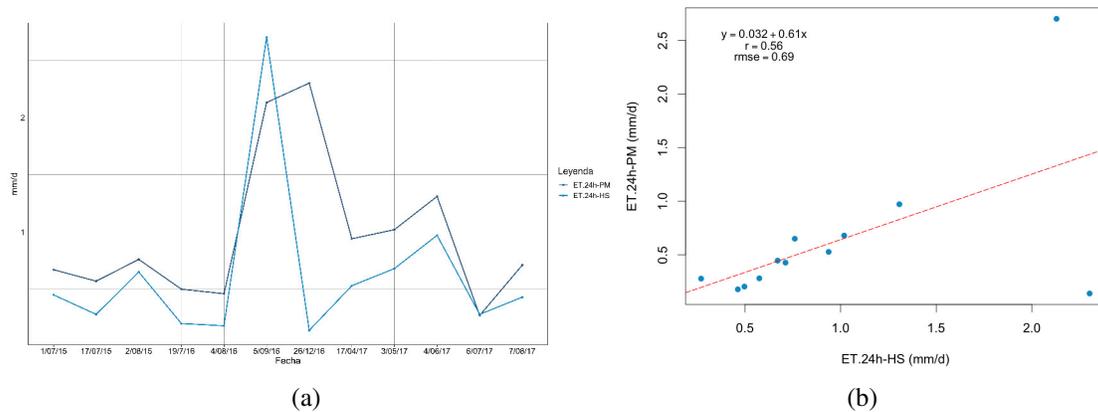


Figura 7.23: Comparación grafica (a) y correlación (b) entre la ET.PM-Flaash y ET.HS-Flaash.

desnudo evidencia valores de ET bajas o nulas. A partir de las figuras (7.22a) y (7.22b) se evidencia que los mayores valores de ET corresponden a las fechas 5/09/2016 y 26/12/2016 llegando estas a valores sobre 3mm/ día, tomando en cuenta que en estas fechas la densidad vegetal observada (NDVI) fue baja con una media de NDVI por debajo de 0.5 (Fig.7.5a), en comparación a otras fechas corresponden a una de las más bajas. No obstante, los mas altos valores de ET se debe a que días previo a las fechas mencionadas se presentaron lluvias con valores de 0.4mm/d y 3mm/d respectivamente (Fig.7.4).

Por otra parte, en la comparación de valores de ET obtenidos con $ET_r - PM$ y $ET_r - HS$ (Fig.7.23) se observa una diferencia muy marcada para la fecha 26/12/2016, mientras que los demás valores son mas cercanos. El factor correlación para este caso fue de $r = 0.56$ y un $RMSE = 0.59$ mm/día.

ET Tasumi

Al igual que en la sección anterior la imagen (7.24) muestra la ET donde la barra de colores indica valores altos para el color azul y disminuye hasta el color rojo. En las imágenes de la figura (7.24a) se puede apreciar zonas de ET sobre 3mm/d donde estos valores se evidencian con mayor notoriedad en las fechas 17/04/2016, 3/05/2017, 4/06/2017 estas fechas corresponden a los meses donde los valores de NDVI son los más altos (ver curva de la Fig.7.5a), es decir en estas fechas la densidad vegetal fue elevada. Asimismo, durante los 5 días previos a las fechas mencionadas hubo precipitación con 2.6 mm, 5.9 mm y 2.8 mm acumulados durante los 5 días previo a la toma de imagen. También en la figura (7.5b) valores altos de ET para las fechas 5/09/2016 y 03/05/2017, para este caso la media de NDVI fue de 0.5 para la primera fecha y 0.76 para la segunda evidenciando la poca densidad vegetal de la zona de estudio. Sin embargo, los altos valores de ET fueron debido a las precipitaciones ocurridas días previos a la toma de imagen (ver tabla7.1). Por otro lado, a partir de la figura (7.25) donde se compara la ET obtenido mediante la $ET_r - PM$ y $ET_r - HS$ se aprecia dos diferencias significativas en las fechas 5/09/2016 y 3/05/2017 en el primer caso la diferencia es de 1.53 mm/d y en el segundo de 0.97 mm/d, asimismo esta comparación proporciona un $r = 0.58$ y $RMSE = 0.65$ mm/día.

Comparación de ET Flaash y ET Tasumi

Se discuten la comparación entre valores de ET obtenidos empleando imágenes con corrección Flaash y Tasumi, para $ET_r - PM$ y $ET_r - HS$. A partir de la figura (7.26a) se aprecian diferencias significativas para las fechas en el intervalo 5/09/2016–04/06/2017, proporcionando un factor de correlación bajo de $r = 0.076$ y $RSMSE = 0.89$ (Fig. 7.26c) lo cual indica que la dependencia entre estas variables es muy baja. En cambio en la figura (7.26b) la diferencia mas significativa corresponde al intervalo 26/12/2016–04/06/2017, sin embargo, la

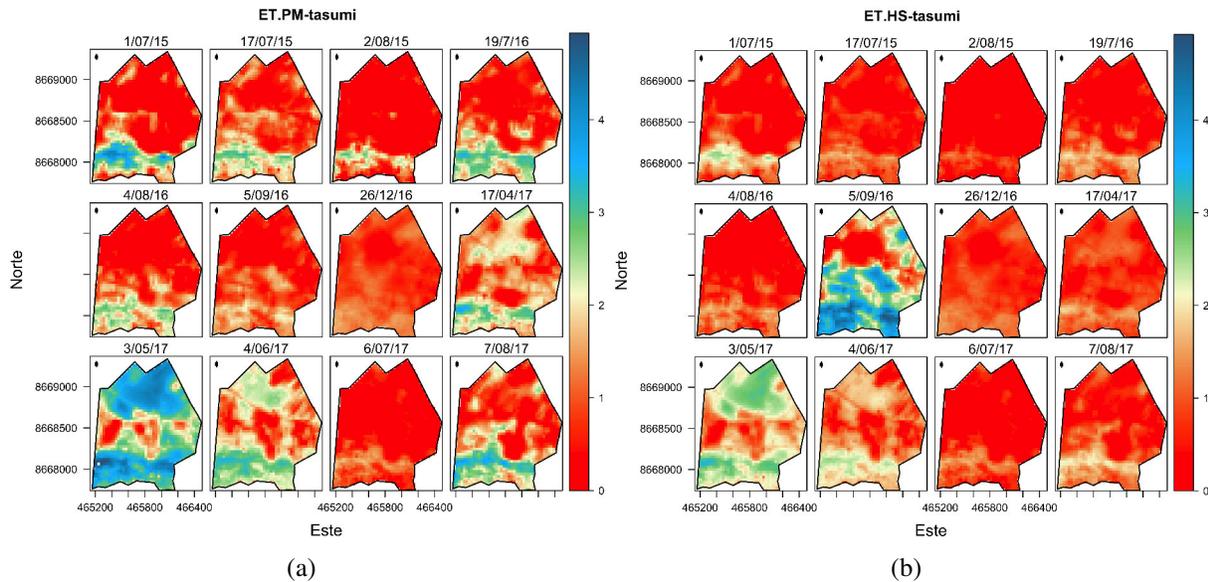


Figura 7.24: ET obtenido a partir de imágenes con corrección Tasumi y ET_r : PM y HS ($ET_r - PM$ (a) y $ET_r - HS$ (b)).

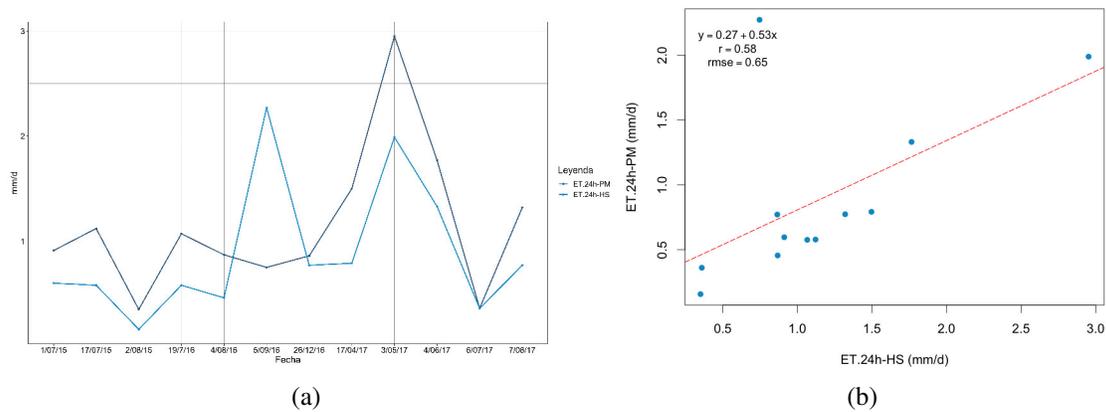


Figura 7.25: Comparación (a) y correlación (b) entre ET-Tasumi con $ET_r - PM$ y $ET_r - HS$.

correlación mostrada es alta siendo esta de $r = 0.78$ y $RMSE = 0.51$ mm/día. Comparando los valores de r , se observa una diferencia significativa de 0.704.

7.4. Comparación de la ET_{24} observado y estimado

En esta sección se discuten los procesos de validación de la ET estimado con imágenes de satélite, para lo cual se realizan comparaciones de ET estimado con

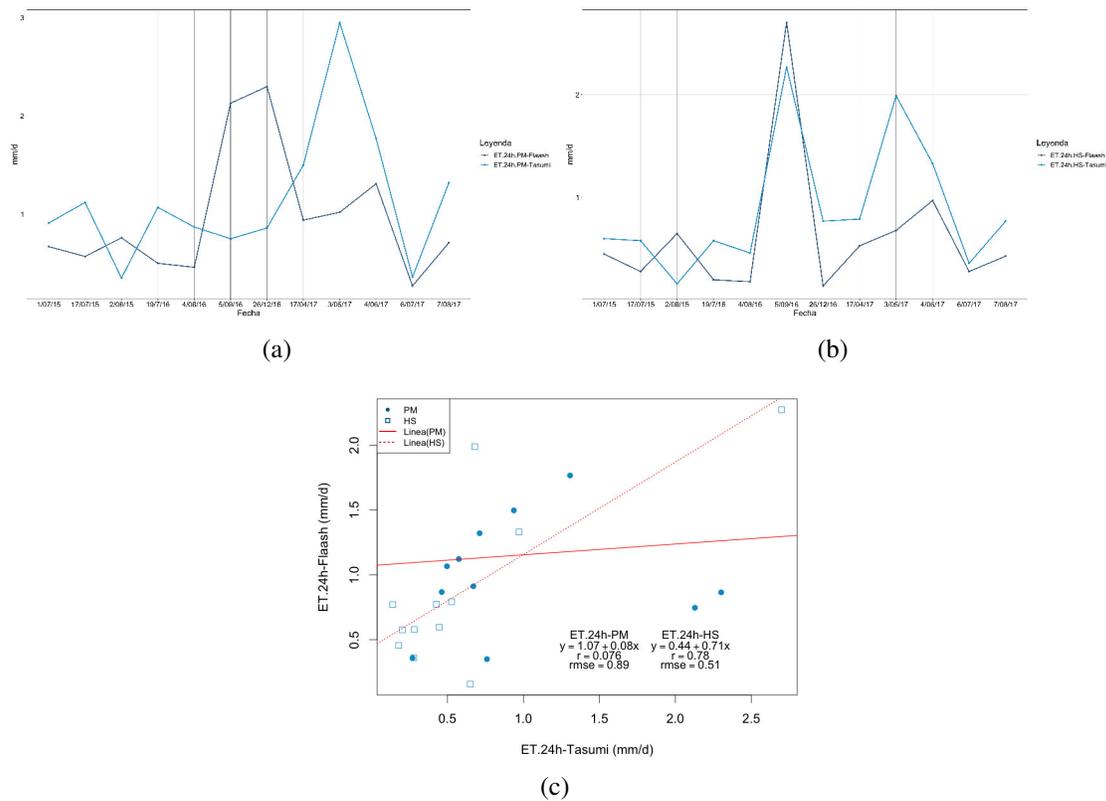


Figura 7.26: Comparación (a, b) y correlación entre ET-Flaash y ET-Tasumi con PM y HS.

imágenes de satélite ($ET - OLI$)¹² y la observada en la torre de flujo de Eddy Covarianza ($ET - EC$). Para la $ET - OLI$ se tienen 4 distintas variables las cuales son: dos para la corrección Flaash ($ET.OLI - PM$ y $ET.OLI - HS$) y dos para la corrección Tasumi ($ET.OLI - PM$ y $ET.OLI - HS$), y son mostrados en las figuras (7.27) y (7.28). A partir de la figura (7.27) se observan que los valores de $ET - EC$ para las primeras 5 fechas están por debajo de 1mm, luego va en ascenso hasta un máximo de 3.16 mm (28/22/2017) para luego descender hasta un valor de 1.8 mm (4/06/2017)¹³, mientras en la gráfica de $ET - OLI$ (Fig.7.27a) se aprecia que para los 3 primeras fechas y 5/09/2016 están sobre los valores de la $ET - EC$, luego, en los siguientes 3 datos ocurre lo contrario. Finalmente, los valores correspondientes a las fechas 19/07/2016, 4/08/2016 y 26/09/2016 son valores cercanos, esta comparación gráfica muestra un factor de correlación $r = 0.43$ y $RMSE = 0.99$ mm/dia. Asimismo, en el caso

¹²A las imágenes ET se extraen la media de los valores de pixel.

¹³En la gráfica (7.27a), se extrajó los valores donde no hay dato de $ET.OLI - F$ (ver tabla 7.7).

de la comparación de la $ET - EC$ y $ET.OLI - HS$ ¹⁴ (Fig.7.27c) los 5 primeros valores están por debajo de 0.65, posterior a esta última fecha ocurre cambios bruscos tal como se observa en la figura. Sin embargo, los valores de $ET.OLI - HS$ están por debajo de la $ET - EC$ a excepción de las tres primeras fechas y 5/09/2016. El factor de correlación mostrado en esta comparación fue de $r = 0.32$ y $RMSE = 1.39$ mm/día. A partir de estos dos últimos análisis comparativos se observan que el valor de r disminuye en 0.11 y RMSE se incrementa en 0.4, mostrando de esta manera que la $ET.OLI - PM$ está más cerca a los valores observados en comparación al $ET.OLI - HS$; sin embargo, ambos métodos presentan valores de r bajo.

Por otra lado, en las comparaciones entre $ET - EC$ y $ET.OLI - T$ ¹⁵, para el caso ET-EC versus ET-OLI-PM (Fig.7.28a) se aprecia que en las 5 primeras fechas ET-OLI-PM están sobre los valores de la ET-EC, luego, en los siguientes 3 datos ocurre lo contrario y finalmente los dos últimos datos se muestran cercanos. Esta comparación muestra un factor de correlación alto siendo esta de $r = 0.66$ y $RMSE = 0.81$ mm/día. Asimismo, en el caso de la comparación de la ET-EC y ET-OLI-HS, los primeros datos de ET-OLI-HS están sobre ET-EC así como el valor de la fecha 5/09/2016, mientras que para el intervalo 2/08/2015–4/08/2016 los valores son próximos (ver Fig.7.28c), finalmente los 7 últimos valores están por debajo de ET-EC con una diferencia significativa de alrededor de 1.7. El factor de correlación que muestra esta comparación fue de $r = 0.24$ y $RMSE = 1.39$ mm/día. A partir de esta última comparación se aprecia que el valor del factor de correlación disminuye de alto a bajo en 0.42, así como el RMSE se incrementa en 0.58 mm/día.

Finalmente, de las 4 comparaciones realizadas se observa que la ET-OLI-PM fue la que más se aproxima a ET observadas.

¹⁴Para la comparación se extrajo los dos últimos valores ya que no existe dato para $ET - EC$.

¹⁵A partir de la tabla (7.7) se extraen las filas donde no existe valor de alguno de las variables puesto en comparación.

Estadístico	ET.OLI-F		ET.OLI-T	
	PM	HS	PM	HS
r	0.43	0.32	0.66	0.24
RMSE (W/m^2)	0.99	1.39	0.81	1.39

Tabla 7.6: Resumen de los estadísticos de la comparación de la ET diaria observada y estimado con imágenes de satélite. Las letras F y T que acompañan a los símbolos ET.OLI hacen alusión que a las imágenes corregidas por Flaash y Tasumi

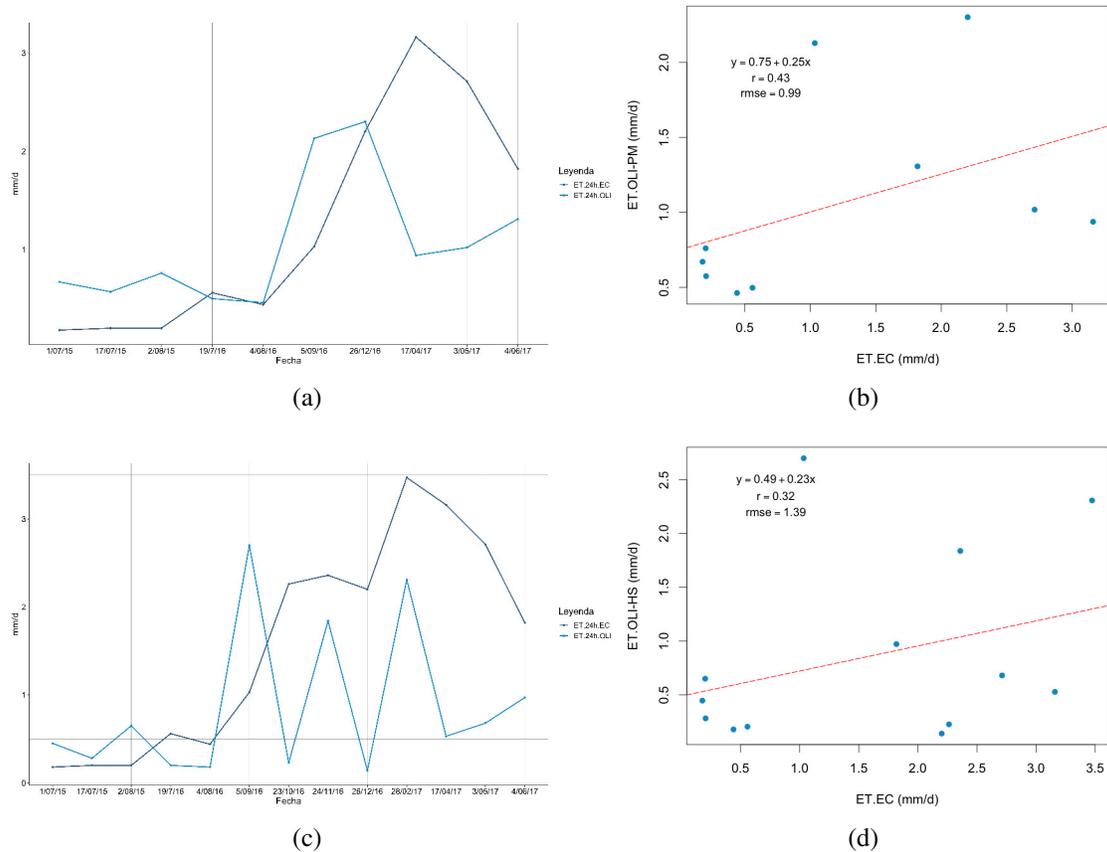


Figura 7.27: Comparación gráfica (a y c) y correlación (b, d) de la ET observada (método Eddy Covarianza) y la imagen con corrección Flaash obtenidos con $ET_r - PM$ y $ET_r - HS$.

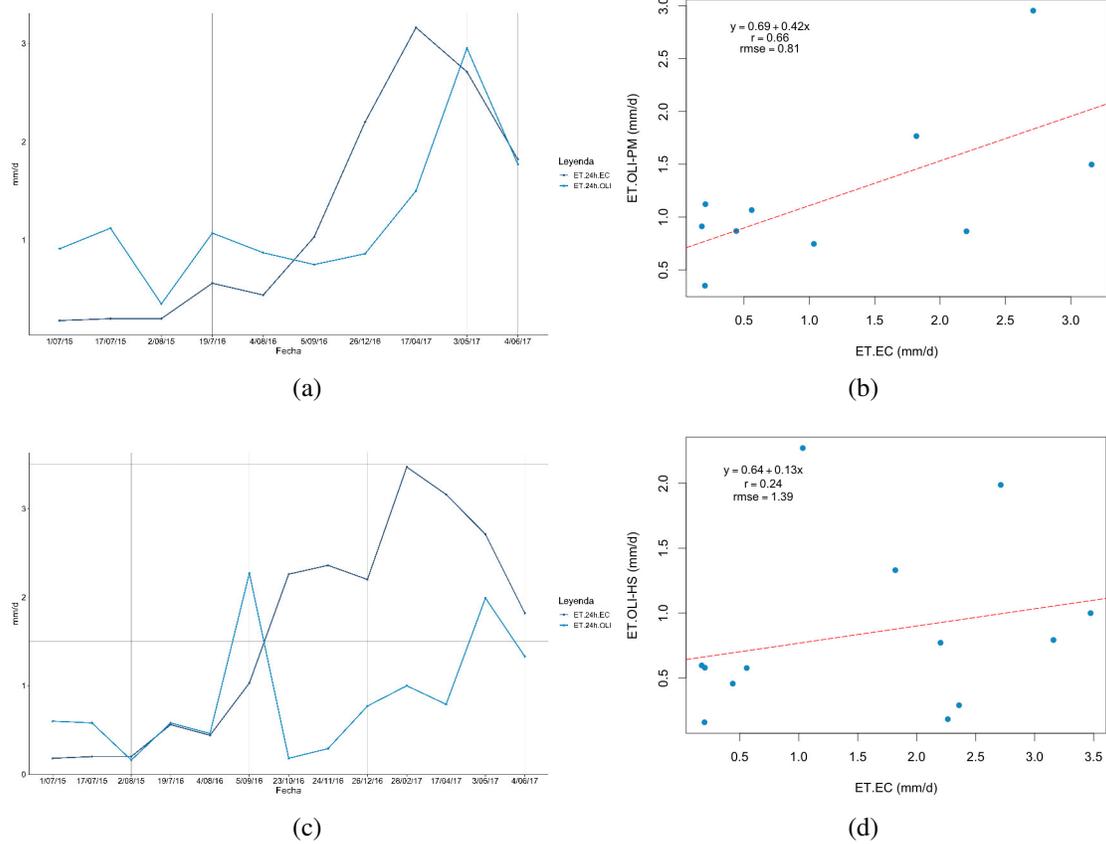


Figura 7.28: Comparación gráfica (a y c) y correlación (b, d) entre la ET mediante imagen con corrección Tasumi y método Eddy covarianza para $ET_r - PM$ y $ET_r - HS$.

Número	J	Fecha	ET-EC	ET.OLI-F		ET.OLI-T	
				PM	HS	PM	HS
1	182	01/07/2015	0.18	0.67	0.45	0.91	0.59
2	198	17/07/2015	0.20	0.57	0.28	1.12	0.58
3	214	02/08/2015	0.20	0.76	0.65	0.35	0.16
4	201	19/07/2016	0.56	0.49	0.20	1.07	0.58
5	217	04/08/2016	0.44	0.46	0.18	0.87	0.46
6	249	05/09/2016	1.03	2.13	2.67	0.74	2.27
7	297	23/10/2016	2.26	–	0.22	–	0.18
8	329	24/11/2016	2.36	–	1.84	–	0.29
9	361	26/12/2016	2.20	2.30	1.14	0.86	0.77
10	59	28/02/2017	3.37	–	2.31	–	0.99
11	107	17/04/2017	3.16	0.94	0.53	1.50	0.79
12	123	03/05/2017	2.71	1.01	0.68	2.95	1.99
13	155	04/06/2017	1.82	1.31	0.97	1.77	1.33
14	187	06/07/2017	–	0.27	0.28	0.36	0.36
15	219	07/08/2017	–	0.71	0.43	1.32	0.77

Tabla 7.7: ET diaria (mm/d) empleando imágenes de satélite con corrección Flaash ($ET.OLI - F$) y Tasumi ($ET.OLI - T$) a la vez calibrado con $ET_r - PM$ y $ET_r - HS$; y torre de flujo Eddy Covariance.

Conclusiones

En el presente trabajo se logró implementar la metodología para estimar la *ET* alrededor de los cultivos de la estación de Huayao empleando imágenes del sensor OLI/TIRS. Además, se demostró que el uso de las imágenes de satélite para la estimación de la *ET* es una solución a las limitaciones que presenta los métodos de medida puntual. La técnica de Eddy Covariance (*EC*) si bien es uno de los métodos más exactos de medida de la *ET* presenta la desventaja de medir de manera puntual. Frente a esto el modelo METRIC resulta ser un método eficaz para la mediada de la *ET* a nivel espacial, proporcionando valores cercanos a los observados mediante la técnica de *EC*, siendo esta una alternativa viable de estimación de *ET* para grandes extensiones de terreno.

Con relación al objetivo específico de analizar las variables climatológicas de la estación de Huayao, se observa que a la hora de toma de la imagen satelital (10 horas 4min, hora local), la temperatura media del aire fue $13,29^{\circ}C$, siendo las mayores temperaturas para los meses noviembre y diciembre (24/11/2016 y 26/12/2016). Mientras que la media de velocidad del aire a 2m sobre el suelo fue de $1,24m/s$, según el análisis de datos a nivel horario la velocidad del viento en el intervalo de 8 a 19 horas fue en la dirección SE predominantemente; el cual es un criterio para escoger la zona del área de estudio. Asimismo, a partir del análisis de la precipitación durante los 5 días previos a la toma de imagen la mayor tasa de precipitación ocurrido fue previo a la fecha 04/06/2017 con un acumulado de 5.5 mm/día.

En el análisis de los índices de vegetación se observó que los valores de NDVI obtenidos mediante imágenes con corrección Tasumi (NDVI–Tasumi) están por encima de los valores de los NDVI obtenidos con corrección Flaash (NDVI–Flaash), asimismo en los meses donde los valores de este índice son los mas altos corresponde a las siguientes fechas 28/02/2017, 17/04/2017, 03/05/2017 y 04/06/2017, lo cual evidencia una mayor cobertura vegetal; es decir mayor

cantidad de terreno de cultivo ocupados.

Las variables del balance de energía analizadas muestran valores distintos para las imágenes con corrección Tasumi y Flaash, donde para la radiación neta (R_n) con imágenes con corrección Flaash ($R_n - Flaash$) están sobre R_n con corrección Tasumi ($R_n - Tasumi$), mostrando un factor de correlación de $r = 0.93$. Asimismo, para el caso del flujo de energía hacia el suelo (G) los valores mostrados de $G - Flaash$ están sobre $G - Tasumi$ con $r = 0.84$ y $RMSE = 16.24$. Por otra parte, en las comparaciones de H donde se emplea las imágenes con corrección Tasumi es la que presenta mayor valor de r siendo esta de 0.90 mientras que en las otras comparaciones se observó bajos valores de r (ver tabla 7.3). Igualmente, para LE en la comparación donde se emplean imágenes con correcciones Tasumi mostró un valor de r alto igual a 0.90; también para el caso de comparación entre $H - Flaash$ y $H - Tasumi$ donde se emplea $ET_r - PM$ muestra una correlación igual a 0.72 (tabla 7.3). Después, al comparar los flujos de energía entre el observado y estimados con imágenes de satélite (ver resumen de factores de correlación en tabla 7.4), se observó una mayor correlación de $R_n.T$ ¹⁶ frente al $R_n.F$ ¹⁷; mientras que para G el de mayor r fue $G.F$ ¹⁸. Asimismo, para el caso de H los valores de correlación mostrados fueron bajos ($r < 0.22$); no obstante la mayor correlación fue para LE con $r = 0.7$ en el caso de PM ¹⁹ y de $r = 0.6$ para HS ²⁰.

Con respecto al segundo objetivo específico de comparar la evapotranspiración empleando imagen con corrección atmosférica Flaash (7.26a) y Tasumi (7.26b), se observó diferencias significativas para el caso de comparación donde emplea $ET_r - PM$ mostrando además un factor de correlación muy baja ($r = 0.076$); en cambio para la $ET_r - HS$ la correlación mostrada fue alta siendo esta de $r = 0.78$.

Respecto al objetivo específico de comparar la ET obtenido mediante la evapotranspiración de referencia de Hargreaves–Samani y FAO Penman–Monteith, los resultados muestran un factor de correlación medio, siendo estas de 0.56 para ET con imagen Flaash (7.22) y 0.58 con imagen Tasumi(7.24).

Finalmente, respecto al cuarto objetivo de comparar ET estimado con dato

¹⁶ $R_n.T$, radiación neta obtenido con corrección Tasumi.

¹⁷ $R_n.F$, radiación neta obtenido con corrección Flaash.

¹⁸ $G.F$, flujo de radiación hacia el suelo obtenido con corrección Flaash.

¹⁹PM, evapotranspiración de referencia de FAO Penman-Monteith.

²⁰HS, evapotranspiración de referencia de Hargreaves-Samani

imagen de satélite y técnica Eddy Covariance, se ha evidenciado que el empleo de la ET_r PM es el que proporcione mejores resultados en conjunto con las imágenes corregidas atmosféricamente con modelo Tasumi, mostrando un factor de correlación de $r=0.66$ y $RMSE = 0.81$. Mientras que los demás arreglos mostraron valores de r bajos o muy bajos (ver tabla 7.6).

Recomendaciones y perspectivas

Considerando la importancia que tiene esta investigación y en función de los resultados obtenidos se formulan las siguientes sugerencias:

- Optimizar el modelo de flujo de calor sensible (H), con miras a mejorar las aproximaciones a los H observados.
- Analizar la curva de firmas espectrales obtenidas a partir de imágenes de satélite corregidos atmosféricamente con Flaash y Tasumi, esto con la finalidad de ver las diferencias en los valores de reflectividad.
- Realizar mejoras en la calibración de la banda térmica del sensor TIRS (bandas 10 y 11), esto permitirá obtener resultados mas óptimos de los flujos de energía y por tanto la evapotranspiración. Asimismo, se podrá aproximar a las mediciones en campo.
- Realizar calibraciones de la formula para el cálculo de la $ET_r - HS$, ya que el que se aplicó fue la constante recomendado por FAO.
- Optimizar el calculo de la ET_r mediante la formula de Hargreaves–Samani, debido a que solo es necesario los valores de temperatura del aire lo cual hace posible realizar cálculos en zonas donde no se disponen de datos como flujo de radiación.

Referencias bibliográficas

- Allen, G., Pruitt, W., Businger, J., Fritschen, L., Jensen, M., and Quinn, F. (1996). *Evaporation and transpiration*. ASCE Handbook of Hydrology.
- Allen, G., Tasumi, M., and Ricardo, T. (2007). Satellite-based energy balance for mapping evapotranspiration with internalized calibration (metric)-model. *Irrigation and drainage engineering*, 4(133):380–394.
- Allen, R. (2000). Rapid long-wave radiation calculations and model comparisons. Technical report, University of Idaho.
- Allen, R., Irmak, A., Trezza, R., Hendrickx, J., Bastiaanssen, W., and Kjaersgaard, J. (2011). Satellite-based ET estimation in agriculture using Sebal and METRIC. *Hydrol. Process.*, 25(25):4011–4027.
- Allen, R., Pereira, L., Raes, D., and Smith, M. (2006). Evaporación del cultivo: guías para la determinación de los requerimientos de agua de los cultivos. Technical report, FAO.
- Alparone, L., Aiazzi, B., Baronti, S., and Garzelli, A. (2015). *Remote Sensing Image Fusion*. CRC Press Taylor and Francis Group.
- Ariza, A. (2013). Descripción y corrección de productos Landsat 8 LDCM. Technical Report 1, Instituto Geográfico Agustín Codaza, Centro de Investigación y Desarrollo-CIAF Bogotá-Colombia.
- Arya, S. (2001). *Introduction to Micrometeorology.*, volume 1. Academic Press.
- ASCE-EWRI (2002). The ASCE standardized reference evapotranspiration equation. Technical report, ASCE.
- Bastiaanssen, W. (1995). *Regionalization of surface flux densities and moisture indicators in composite terrain*. PhD thesis, Wageningen Agricultural University, Wageningen, The Netherlands.
- Berk, A., Bernstein, L., Anderson, G., Acharya, K., Robertson, C., Chetwynd, H., and Adler-Golden, M. (1998). MODTRAN cloud and multiple scattering upgrades with application to AVIRIS. *Remote Sens. Environ.*, 65:367–375.

- Bolton, D. (1980). The computation of equivalent potential temperature. *Monthly Weather Review*, 108.
- Brutsaert, W. (1982). *Evaporation into the Atmosphere*. D. D. Reidel Pub. Co., Boston.
- Callañaupa, S. (2016). Caracterización de la evapotranspiración en los cultivos alrededores del observatorio de huancayo usando la técnica de eddy covariance.
- Castañeda, C. (2013). Estimación de la evapotranspiración mediante un balance de energía utilizando sensores remotos. Master's thesis, Institución de enseñanza e investigación en ciencias agrícolas., Montecillo, Texcoco.
- Castillo, O. (2012). Aplicación espectral y topológica en el procesamiento de imágenes satelitales. Master's thesis, Universidad Nacional de Colombia Facultad de Ciencias Exactas y Naturales Departamento de Matemáticas y Estadística., Manizales-Colombia.
- Galdos, A. (2017). Variación estacional de la radiación infrarroja, humedad del suelo y su efecto sobre la temperatura mínima superficial en el observatorio de huancayo, junín.
- Garay, O. and Ochoa, A. (2010). Primera aproximación para la identificación de los diferentes tipos de suelo agrícola en el valle del río mantaro. Technical report, Instituto Geofísico del Perú.
- García, E. and Llellish, M. (2011). Estimación espacial de la evapotranspiración usando imágenes de satélite landsat y el modelo sebal en el humedal paraíso, huacho. *Revista Peruana Geo-Atmosferica.*, (3):73–81.
- Gordillo, V. (2013). Estimación de la evapotranspiración de un cultivo de vid con apoyo de imagen satelital y validación utilizando eddy covariance. Master's thesis, Institución de enseñanza e investigación en ciencias agrícolas.
- GORE-Junin (2015). Memoria descriptiva del estudio hidrológico y de cuencas del departamento de junin a escala 1:100000. Technical report, Gobierno Regional de Junin.
- Hargreaves, G. (1975). Moisture availability and crop production. *Transactions of the ASAE.*, 18(5):0980–0984.
- Hargreaves, G. and Samani, Z. (1985). Reference crop evapotranspiration from temperature. *Applied Eng. In Agric.*, 1(2):96–99.
- Irmak, A., Ratcliffe, I., Ranade, P., Hubbard, K., Singht, R., Kamble, B., and Kjaersgaard, Y. (2011). Estimation of land surface evapotranspiration with a satellite remote sensing procedure. *Great plains research.*, 21:73–88.
- 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.*, 50.

- Massam, W. (2000). A simple method for estimating frequency response corrections for eddy covariance systems. *Agricultural and Forest Meteorology*, (104):81–91.
- Melesse, A. M., Weng, Q., Thenkabail, P. S., and Senay, G. B. (2007). Remote sensing sensors and applications in environmental resources mapping and modelling. *Sensors*, (7):3209–3241.
- Mu, Q., Heinsch, F., Zhao, M., and Running, S. (2007). Development of a global evapotranspiration algorithm based on modis and global meteorology data. *Remote Sensing of Environment*, (111):519–536.
- Paulson, C. A. (1970). The mathematical representation of wind speed and temperature profiles in the unstable atmospheric surface layer. *J. Appl. Meteorol.*
- Ramesh, S., Ayse, I., Suat, I., and Derrel, M. (2008). Application of sebal model for mapping evapotranspiration and estimating surface energy fluxes in south-central nebraska. *Journal of Irrigation and Drainage Engineering*, 134(3):273–287.
- Saavedra, M. (2013). Caracterización física de heladas radiativas en el valle del mantaro.
- Santos, C., Lorite, I., Allen, R., Tasumi, M., Gavián, P., and Fereres, E. (2007). *Mejora de la gestión de los recursos hídricos por medio de la integración de técnicas de teledetección y modelos de simulación*. Analsistas Economicos de Andalucía.
- Sebem, E. (2005). *Aportaciones de la teledetección en el desarrollo de un sistema metodológico para la evaluación de los efectos del cambio climático sobre la producción de las explotaciones agrarias*. PhD thesis, Escuela Técnica superior de ingenieros agrónomos Universidad Politecnica de Madrid., Departamento ingeniería catográfica, geodesia y Fotogrametría. Expresión Gráfica.
- Segura, H. (2014). Estudio del ciclo hidrológico de la cuenca amazonica mediante el uso de sensoramiento remoto: análisis de la evapotranspiración.
- SEOS (2014). Principios de radicación.
- Silva, Y., Trasmonte, G., and Giráldez, L. (2010). Variabilidad de las precipitaciones en el valle del río mantaro. Technical report, Instituto Geofísico del Perú.
- Sobrino, J. (2000). *Teledetección*. Guada Impresiones S.L.
- Tasumi, M., Allen, R., and Trezza, R. (2007). Estimation of atsurface reflectance and albedo from satellite for routine, operational calculation of land surface energy balance. *Journal of hydrology engineering*.
- Tasumi, M., Trezza, R., and Allen, R. (2003). *Development of Emissivity Equations. Appendix 2 of Tasumi (2003), Progress in operational estimation of regional evapotranspiration using satellite imagery*. PhD thesis, University of Idaho.

- Trasmonte, G. (2010). Cambio climático y el riesgo de heladas en la agricultura del valle del mantaro. Technical report, Instituto Geofísico del Perú.
- Trezza, R. (2002). *Evapotranspiration using a satellite-based surface energy balance with standardized ground control*. PhD thesis, Utah State University., Logan, Utah.
- USGS (2016). Landsat 8 (18) data users handbook.
- Webb, E. K. (1970). Profile relationships: the log-linear range, and extension to strong stability. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 96(67-90).
- Wilson K, B., Hanson, P., Mulholland, P., Baldocchi, D., and Wullscheleger, S. (2001). A comparison of methods for determining forest evapotranspiration and its components: sap-flow, soil water budget, eddy covariance and catchment water balance. *Agricultural and Forest Meteorology.*, (108):57–74.
- Wright, J. (1982). New evapotranspiration crop coefficients. *Journal of Irrigation and Drainage*, (108):57–74.
- Wukelic, G and Gibbons, E. (1989). Radiometric calibration of landsat thematic mapper thermal band. *Remote Sensing of Environment*, (28):339–347.

Anexos

Ecuaciones de ET de referencia

Ecuación de FAO Penman-Monteith para periodo diario

La ecuación de FAO Penman-Monteith fue desarrollado haciendo uso de la definición del cultivo de referencia como un cultivo hipotético con una altura asumida de 0,12 m, con una resistencia superficial de 70 s m⁻¹ y un albedo de 0,23 y que representa a la evapotranspiración de una superficie extensa de pasto verde de altura uniforme, creciendo activamente y adecuadamente regado. Y se calcula de la siguiente manera.

$$ET_r = \frac{0,408\Delta(R_n - G) + \gamma \frac{900}{T+273} u_2 (e_s - e_a)}{\Delta + \gamma(1 + 0,34u_2)} \quad (1)$$

Donde:

ET_r : Evapotranspiración de referencia (*mm/dia*).

R_n : Radiación neta en la superficie del cultivo (*MJ/m².dia*).

R_a : Radiación extraterrestre (*mm/dia*).

G : Flujo de calor del suelo (*MJ/m².dia*).

T : Temperatura media del aire a 2m de altura (°C).

u_2 : Velocidad del viento a 2m de altura (*m/s*).

e_s : Presión de vapor de saturación (*KPa*).

e_a : Presión real de vapor (*KPa*).

Δ : Pendiente de la curva de presión de vapor (*KPa/°C*).

γ : Constante psicrometrica (*KPa/°C*).

$e_s - e_a$: Deficit de presión de vapor (*KPa*).

Las variables necesarias para el calculo de la ET_r mediante FAO Penman-Monteith son mostradas a continuación.

Constante Psicrometrica (γ)

$$\gamma = \frac{c_p P}{\varepsilon \lambda} \quad (2)$$

Donde:

γ : constante psicrometrica (KPa/°C)

P : Presión atmosférica, calculado en la ecuación (6.7) (kPa).

λ : calor latente de vaporización, 2.45 (MJ/Kg).

C_P : calor específico a presión constante, $1\,013 \times 10^{-3}$ (MJ/Kg °C).

ε : cociente del peso molecular de vapor de agua/aire seco=0.622.

Temperatura del aire (T)

Para la estandarización, T_{media} para periodos de 24 horas se define cómo el promedio de la temperatura máxima (T_{max}) y mínima (T_{min}) en lugar del promedio de las mediciones horarias de temperatura (Allen et al., 2006).

$$T_{media} = \frac{T_{max} + T_{min}}{2} \quad (3)$$

Humedad relativa (HR)

La humedad relativa (HR) expresa el grado de saturación del aire como el cociente entre la presión real del vapor (e_a) a una temperatura dada y la presión de saturación de vapor ($e^0(T)$) a la misma temperatura (T) de la siguiente manera.

$$HR = \frac{e_a}{e(T)} \times 100 \quad (4)$$

Presión media de vapor de la saturación (e_s)

$$e^0(T) = 0,6108 \times \exp\left(\frac{17,27 \times T}{T + 237,3}\right) \quad (5)$$

A partir de la ecuación 5 la presión media de saturación se calcula como el promedio de la presión de saturación de vapor a la temperatura máxima media

y la presión de saturación de vapor a la temperatura mínima media del aire para ese periodo.

$$e_s = \frac{e^0(T_{max}) + e^0(T_{min})}{2} \quad (6)$$

Presión real de vapor (e_a)

Cuando se tienen los datos disponibles de HR y de temperatura la presión real de vapor se podría estimar aplicando la ecuación (7), en caso solo se tenga la la humedad relativa media y el valor estimado mediante la ecuación (6) se podría emplear mediante la ecuación (8)

$$e_a = e^0(T_{min} * \frac{HR_{max}}{100}) \quad (7)$$

$$e_a = e_s(HR_{media})/100 \quad (8)$$

Pendiente de la curva de presión de saturación de vapor (Δ)

$$\Delta = \frac{4098 * \left[0,6108 * \exp\left(\frac{17,27 \times T}{T+237,3}\right) \right]}{(T + 237,3)^2} \quad (9)$$

Donde Δ se expresa en KPa/°C.

Radiación extraterrestre (R_a)

La radiación extraterrestre, R_s para cada día del años ya para diversad latitudes se puede estimar a partir de la constante solar, la declinación solar y la época del año:

$$R_a = \frac{24 * 60}{\pi} G_{sc} d_r [\omega_s \text{sen}(\varphi) \text{sen}(\delta) + \text{cos}(\varphi) \text{cos}(\delta) \text{sen}(\omega)] \quad (10)$$

Donde:

R_a : radiación extraterrestre ($MJ/m^2 \text{ dia}$).

G_{sc} : constante solar = 0.082 ($MJ/m^2 \text{ dia}$).

d_r : distancia relativa inversa Tierra-Sol (Ec.11).

ω_s : ángulo de radiación a la puesta del sol 13.

φ : latitud (Ec.14).

δ : declinación solar (Ec.12).

$$d_r = 1 + 0,033 * \cos\left(\frac{2\pi}{365}J\right) \quad (11)$$

$$\delta = 0,409 * \sen\left(\frac{2\pi}{365}J - 1,39\right) \quad (12)$$

Donde J es el numero de día en el año entre 1 (1 de enero) y 365 (31 de diciembre), denominado como día juliano. Por otras parte, el ángulo de radiación incidencia a la hora de la puesta del sol, ω_s se da por

$$\omega_s = \arccos[-\tan(\varphi)\tan(\delta)] \quad (13)$$

$$[radianes] = \frac{\pi}{180}[gradosdecimales] \quad (14)$$

Radiación extraterrestre para periodo horario o menos (R_a)

Para periodo horario o menores, el ángulo solar al principio y al final del periodo deben ser considerados al calcular R_a :

$$R_a = \frac{12 * 60}{\pi} G_{sc} d_r [(\omega_2 - \omega_1)\sen(\varphi)\sen(\delta) + \cos(\varphi)\cos(\delta)\sen(\omega_2) - (\sen(\omega_1))] \quad (15)$$

Donde:

R_a : radiación extraterrestre por hora (MJ/m^2hora).

G_{sc} : constante solar = 0.082 (MJ/m^2min).

d_r : distancia relativa inversa Tierra-Sol (Ec.11).

φ : latitud (Ec.14).

δ : declinación solar (Ec.12).

ω_1 : ángulo de radiación al inicio del periodo (Ec.16).

ω_2 : ángulo de radiación al inicio del periodo (Ec.17).

Los ángulos de radiación al inicio y la final del periodo están dado por:

$$\omega_1 = \omega - \frac{\pi t_1}{24} \quad (16)$$

$$\omega_2 = \omega + \frac{\pi t_1}{24} \quad (17)$$

Donde:

ω : ángulo solar en el momento en que ocurre el punto medio del periodo considerado (Rad).

t_1 : duración del periodo considerado (horas) por ejemplo para 1 para periodo horarios y 0.5 para periodo de 30 minutos. El ángulo solar en el momento en que ocurre el punto medio del periodo considerado se calcula por:

$$\omega = \frac{\pi}{12} [(t + 0,06667(L_z - L_m) + S_c) - 12] \quad (18)$$

Donde:

t : hora estándar en el punto medio del periodo considerado [hora], por ejemplo para un periodo entre las 15:00 horas y las 16:00 horas, $t=15.5$.

L_z : longitud del centro de la zona de tiempo local [grado oeste de Greenwich], p.e $L_z = 0$ para Greenwich, 330 para Cairo (Egipto), 255 para Bangkok (Tailandia) y 75 para Peru.

L_m : longitud de la zona de medición [grados oeste de Greenwich], p.e $L_m = 75.32$.

S_c : corrección estacional para el tiempo solar [horas].

La corrección estacional para el tiempo solar.

$$S_c = 0,1645.\text{sen}(2b) - 0,1255.\text{cos}(b) - 0,025.\text{sen}(b) \quad (19)$$

$$b = \frac{2.\pi(J - 81)}{364}, \quad J = \text{dia juliano}. \quad (20)$$

Radiación neta solar o de onda corta (R_{ns})

La radiación neta de onda corta resultante del equilibrio entre la radiación solar entrante y la reflejada esta dado por:

$$R_{ns} = (1 - \alpha)R_s \quad (21)$$

Donde:

R_{ns} : radiación neta solar o de onda corta ($MJ/m^2 dia$). α : albedo=0.23 cultivo hipotético de referencia. R_s : radiación solar entrante ($MJ/m^2 dia$).

Radiación neta de onda larga (R_{nl})

La cantidad de emisión de energía de onda larga es proporcional a la temperatura absoluta de la superficie elevada a la cuarta potencia. Esta relación se expresa cuantitativamente por la ley de Stefan-Boltzmann. Se debe tener en cuenta que el flujo de energía neta que sale de la superficie terrestre es menor que la calculada y dada por la ley de Stefan-Boltzmann debido a la absorción y radiación devuelta del cielo. El vapor de agua, las nubes, el dióxido de carbono y el polvo absorben y emiten radiación de onda larga. Por ello se deben conocer sus concentraciones para determinar el flujo saliente neto. Como la humedad y la nubosidad tienen un papel importante, la ley de Stefan-Boltzmann se corrige por estos dos factores cuando se estima el flujo saliente neto de la radiación de onda larga. De tal modo que se asume que las concentraciones de los otros factores de absorción de radiación son constantes (Allen et al., 2006):

$$R_{nl} = \sigma \left[\frac{T_{max,K}^4 + T_{min,K}^4}{2} \right] (0,34 - 0,14\sqrt{e_a}) \cdot \left(1,35 \frac{R_s}{R_{so}} - 0,35 \right) \quad (22)$$

Donde:

R_{nl} : Radiación neta de onda larga ($MJ/m^2 dia$)

σ : constante de Stefan-Boltzmann ($4,903 \times 10^{-9} MJ/m^2 dia$)

$T_{max,K}^4$: temperatura maxima absoluta durante un periodo de 24 horas ($K=^{\circ}C+273.16$).

$T_{min,K}^4$: temperatura minima absoluta durante un periodo de 24 horas ($K=^{\circ}C+273.16$).

e_a : presión de vapor real (kPa).

$\frac{R_s}{R_{so}}$: radiación relativa de onda corta (valores ≤ 1).

R_a : radiación solar medida o calculada ($MJ/m^2 dia$).

R_{so} : radiación en un día despejado ($MJ/m^2 dia$).

Radiación neta en un día despejado (R_{so})

La radiación en los días despejado, (R_{so}) es calculado aplicando la ecuación 23.

$$R_{so} = (0,75 + 2 \times 10^{-5} \cdot z) R_a \quad (23)$$

donde z elevación de la estación sobre el nivel del mar (m).

Radiación neta (R_n)

La radiación neta (R_n) es la diferencia entre la radiación neta de onda corta (R_{ns}) y la radiación neta de onda larga (R_{nl}).

$$R_n = R_{ns} - R_{nl} \quad (24)$$

Donde (R_{ns}) y R_{nl} son calculados aplicando las ecuaciones (24) y (24)

Flujo del calor del suelo (G)

El flujo de calor del suelo es pequeño en comparación a la R_n para periodos horarios o mas cortos el G se calcula como la ecuación (25) para periodo de luz y durante los periodos nocturnos como la ecuación (26).

$$G_{hr} = 0,1 * R_n \quad (25)$$

$$G_{hr} = 0,5 * R_n \quad (26)$$

Velocidad del viento (u_2)

La velocidad del viento a diferentes alturas sobre la superficie tiene diferentes valores, la fracción superficial tiende a reducir la velocidad del viento que

atraviesa la superficie. Para ajustar los datos de velocidad del viento obtenidos de instrumentos situados a elevaciones diferentes a la altura de 2m se puede emplear al relación logarítmica:

$$u_2 = u_z * \frac{4,87}{\ln(67,8z - 5,42)} \quad (27)$$

Donde:

u_2 : velocidad del viento a 2m sobre la superficie (m/s).

u_z : velocidad del viento medida a z sobre la superficie (m/s).

z : altura de medición sobre la superficie (m).

Ecuación de FAO Penman-Monteith para periodo horario.

$$ET_r = \frac{0,408\Delta(R_n - G) + \gamma \frac{37}{T_{hr} + 273} u_2 (e^o(T_{hr}) - e_a)}{\Delta + \gamma(1 + 0,34u_2)} \quad (28)$$

Donde:

ET_r : Evapotranspiración de referencia (*mm/hora*).

R_n : Radiación neta en la superficie del cultivo (*MJ/m².hora*).

G : Flujo de calor del suelo (*MJ/m².dia*).

T_{hr} : Temperatura media del aire cada hora (°C).

Δ : Pendiente de la curva de presión de saturación de vapor en T_{hr} (KPa/°C).

γ : Constante psicrometrica (KPa/°C).

$e^o(T_{hr})$: Presión de saturación de vapor a temperatura del aire T_{hr} (kPa)

e_a : Promedio horario de la presión real de vapor (*KPa*).

u_2 : Promedio horario de la velocidad del viento (*m/s*).

Si se cuenta con mediciones de humedad relativa, la presión real de vapor se determina por:

$$e_a = e^o(T_{hr}) \frac{HR_{hr}}{100} \quad (29)$$

Donde:

e_a : Promedio horario de la presión real de vapor (*KPa*).

$e^o(T_{hr})$: Presión de saturación de vapor a temperatura del aire T_{hr} (kPa).

HR_{hr} : Promedio horario de la humedad relativa (%).

Si se necesita calcular R_{ns} y R_{nl} , deben utilizar el valor de radiación extraterrestre (R_a) para periodos horarios. Asimismo, los datos meteorológicos requeridos consiste en: promedios horarios de la temperatura del aire, humedad relativa, velocidad del viento a 2m de altura, radiación solar total horaria (R_s) o radiación neta (R_n)

Ecuación de Hargreaves–Samani

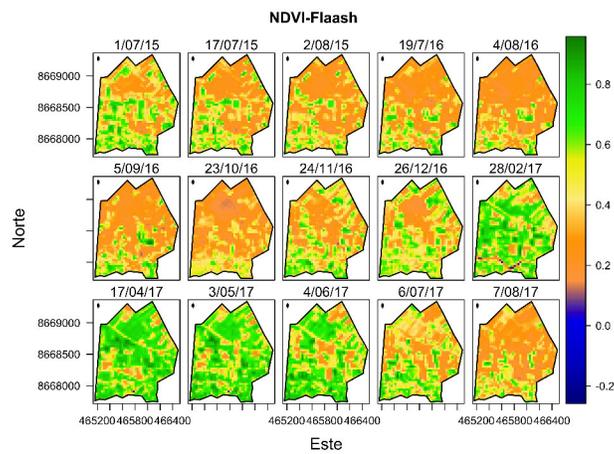
Cuando no se tiene la disponibilidad de datos meteorológicos de radiación solar, humedad relativa o velocidad del viento, una opción alternativa del calculo de la evapotranspiración de referencia ET_r es mediante la ecuación de Hargreaves, del siguiente modos.

$$ET_r = 0,0023(T_{media} + 17,8)(T_{max} - T_{min})^{0,5} R_a \quad (30)$$

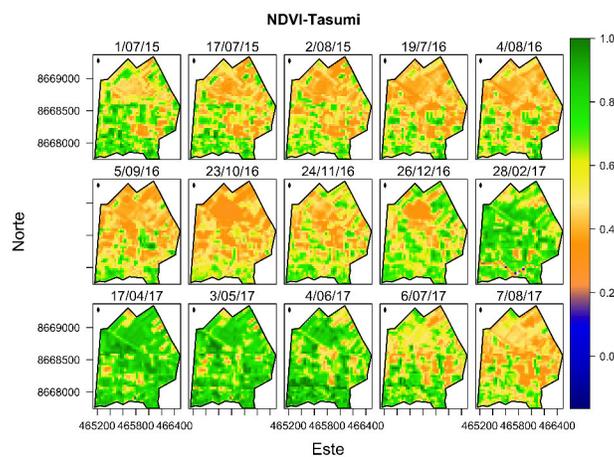
Donde T_{media} es la temperatura media estimada según la ecuación (3) para un intervalo de tiempo, T_{max} y T_{min} son las temperaturas minima y máxima. Y, R_a es la radiación extraterrestre calculado para period diario con la ecuación (10) y para periodos menores al horario mediante la ecuación (15). Anota Allen et al. (2006) que la ecuación (30) tiene una tendencia a subestimar los valores de ET_r bajo condiciones de viento fuerte ($u_2 > 3m/s$) y a sobreestimar la ET_r bajo condiciones de elevada humedad relativa.

VARIABLES DE BALANCE DE ENERGÍA

NDVI



(a)



(b)

Figura 29: Índices físicos NDVI obtenidos a partir de valores de reflectancia de superficie corregidos atmosféricamente mediante modulo Flaash (a) y Tasumi (b).

VARIABLES PARA CÁLCULO DE R_n

Albedo

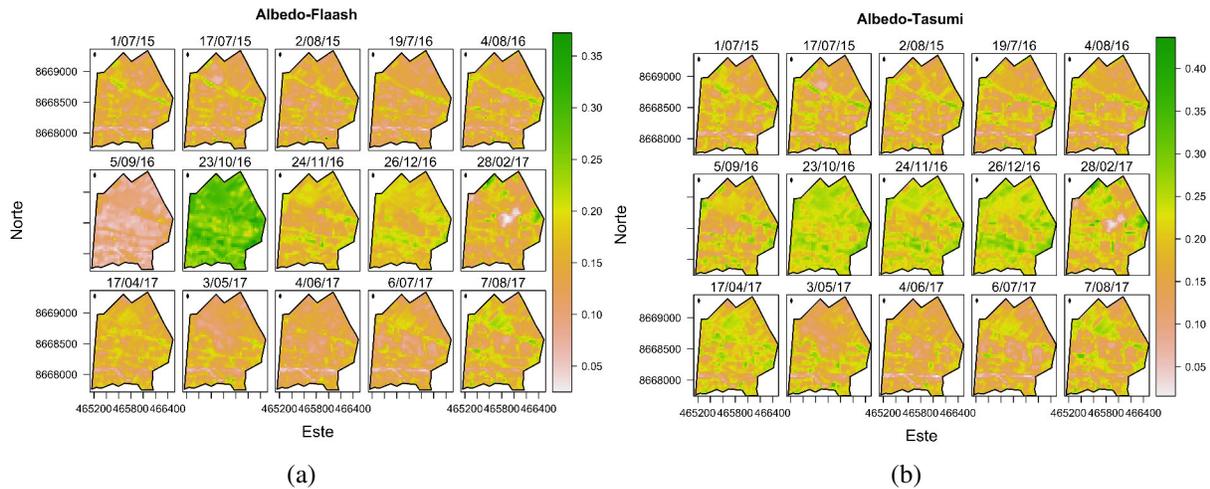


Figura 30: Albedo de superficie obtenidos a partir de valores de reflectancia corregidos atmosféricamente mediante Flash (a) y Tasumi (b).

Emisividad

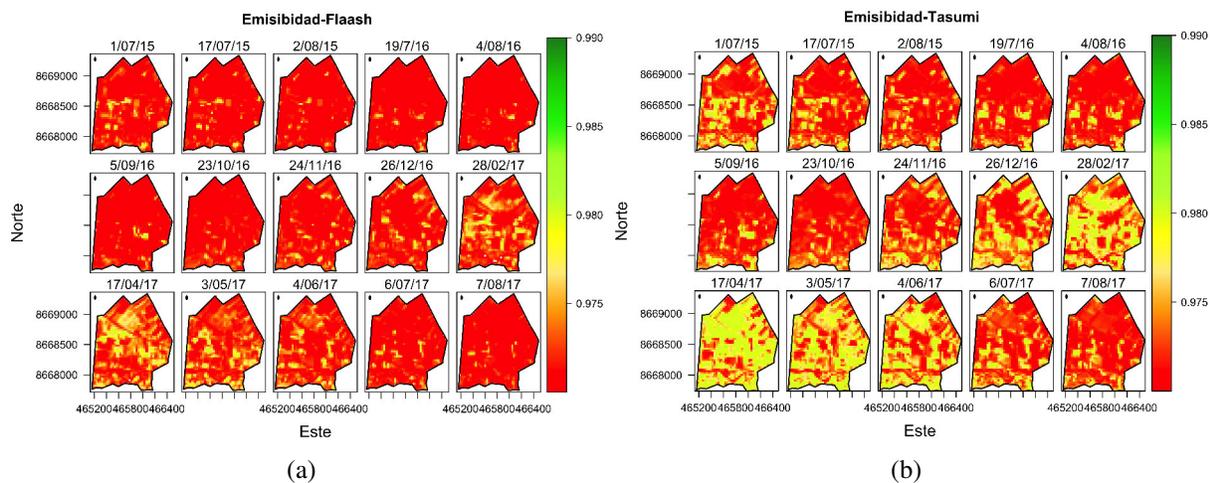
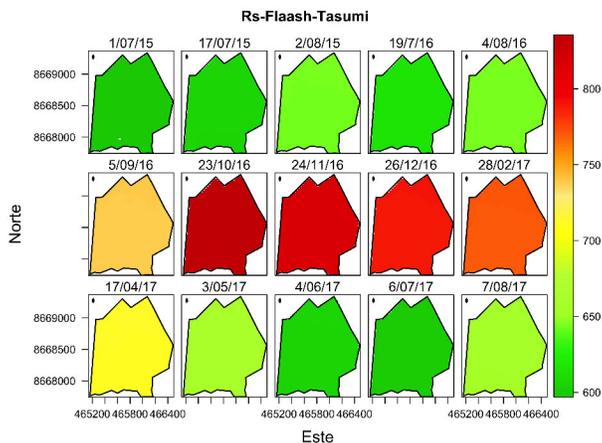


Figura 31: Emisividad obtenidos a partir de valores de reflectancia corregidos atmosféricamente mediante Flash (a) y Tasumi (b).

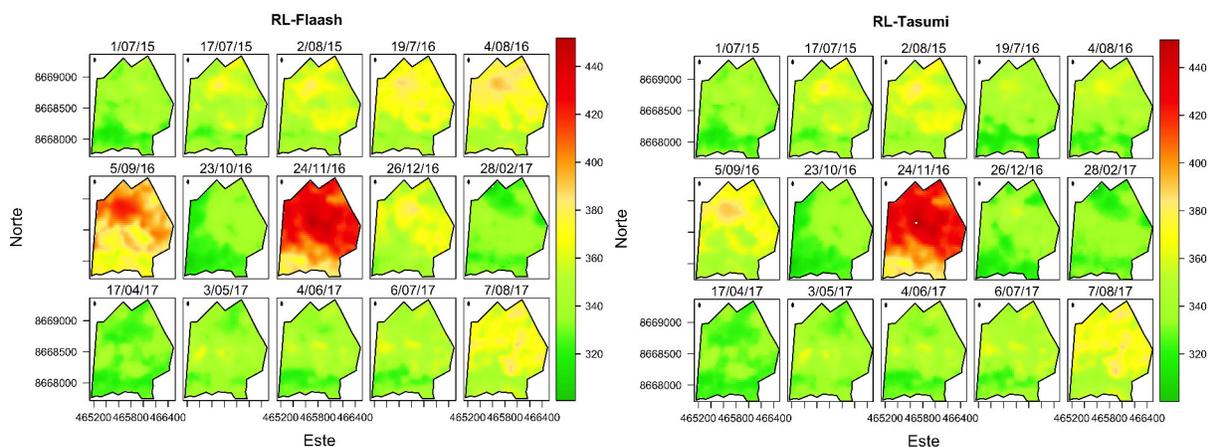
Radiación de onda corta- R_s



(a)

Figura 32: Radiación de onda corta a partir de valores de reflectancia corregidos atmosféricamente modulo Flaash (a) y Tasumi (b).

Radiación de onda larga- R_L



(a)

(b)

Figura 33: Radiación de onda larga a partir de valores de reflectancia corregidos atmosféricamente mediante Flaash (a) y Tasumi (b).

Radiación de onda larga- R_{Ls}

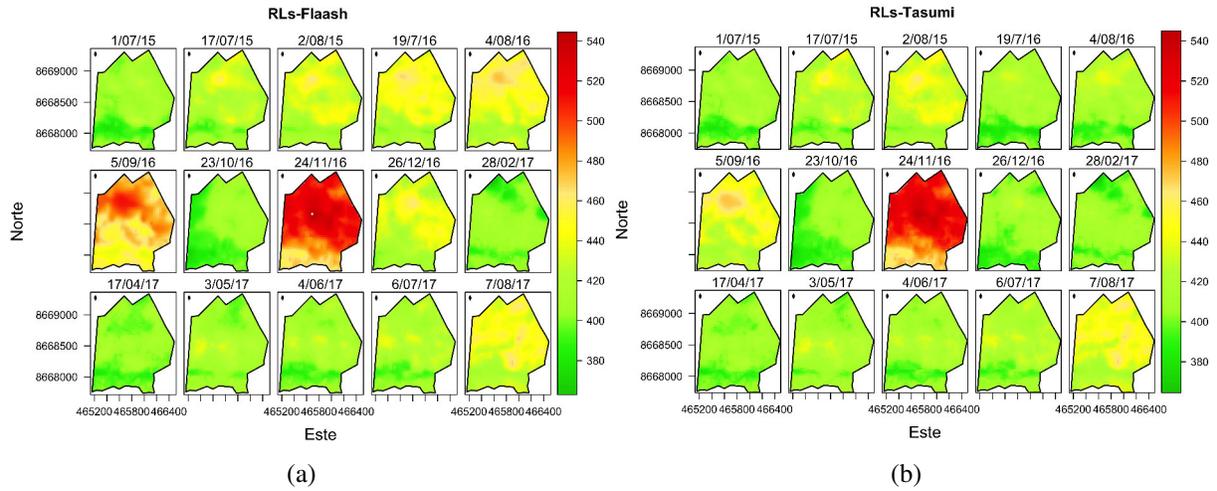


Figura 34: Radiación de onda larga a partir de valores de reflectancia corregidos atmosféricamente mediante Flaash (a) y Tasumi (b).

Constantes a, b para determinar dT

J	Fecha	H.OLI-F				H.OLI-T			
		PM		HS		PM		HS	
		a	b	a	b	a	b	a	b
182	01/07/15	-113.44	0.41	-135.9	0.48	-191.87	0.67	-219.85	0.78
198	17/07/15	-46.26	0.18	-42.50	0.16	-55.24	0.21	-51.21	0.19
214	02/08/15	-47.49	0.18	-47.12	0.18	-82.80	0.30	-82.44	0.30
201	19/07/16	-74.85	0.27	-53.43	0.20	-87.75	0.31	-80.08	0.29
217	04/08/16	-56.24	0.21	-40.38	0.16	-78.06	0.28	-64.68	0.24
249	05/09/16	-60.44	0.22	-119.3	0.41	-83.85	0.30	-147.70	0.51
297	23/10/16	-29.19	0.12	-29.19	0.12	-64.17	0.25	-64.17	0.25
329	24/11/16	-38.21	0.15	-38.21	0.15	-122.67	0.42	-122.67	0.42
361	26/12/16	-307.93	1.05	-61.45	0.23	-118.90	0.42	-105.96	0.38
59	28/02/17	-242.15	0.84	-242.1	0.84	-75.94	0.28	-75.94	0.28
107	17/04/17	-82.86	0.30	-95.44	0.35	-122.75	0.44	-136.33	0.49
123	03/05/17	-66.67	0.25	-65.69	0.24	-184.93	0.64	-182.82	0.63
155	04/06/17	-79.06	0.29	-79.00	0.28	-94.05	0.34	-93.72	0.33
187	06/07/17	-58.63	0.22	-65.02	0.24	-61.74	0.23	-67.96	0.25
219	07/08/17	-62.87	0.23	-65.68	0.24	-104.82	0.37	-108.07	0.38

Tabla 8: Constantes a y b para la obtención de la diferencia de temperatura entre 0.1m y 2m (Ec.3.6)

Imágenes en falso color-*RGB*

Imágenes 2015

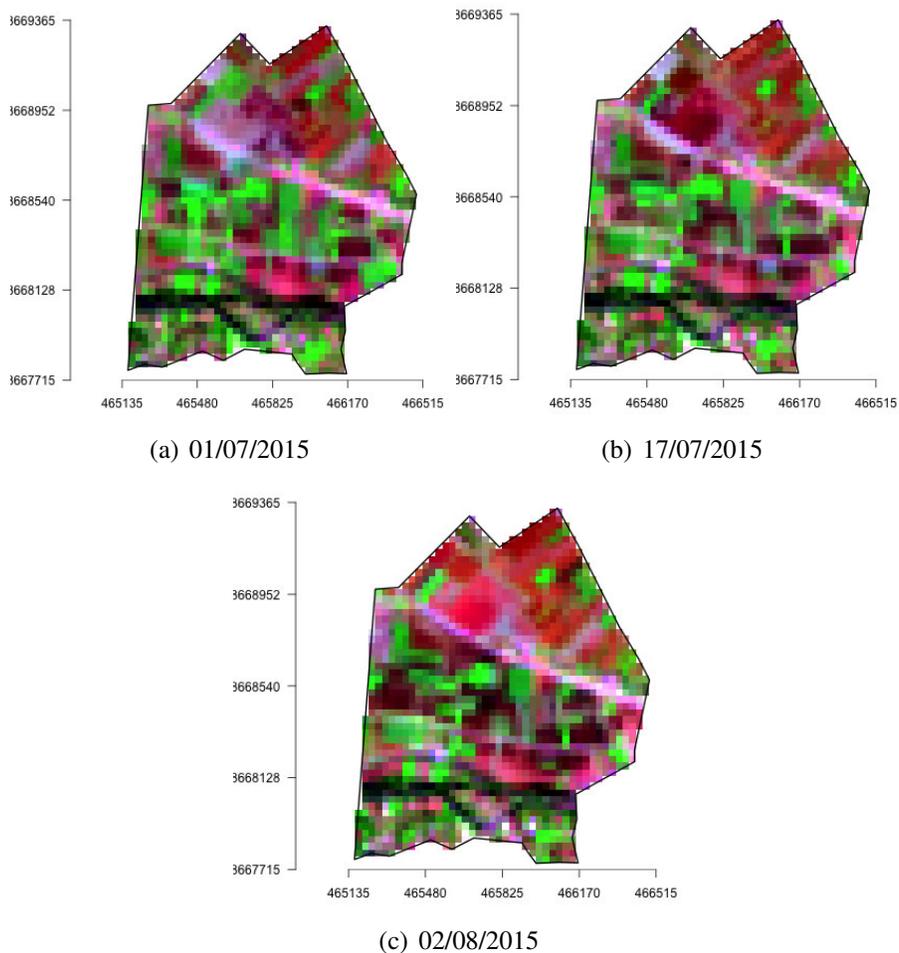


Figura 35: Imágenes a partir de valores de reflectancia en una combinación de bandas RGB: 752, correspondiente al año 2015. Las zonas en color verde resultan la cobertura vegetal, en color marrón son zonas de suelo desnudo

Imágenes 2016

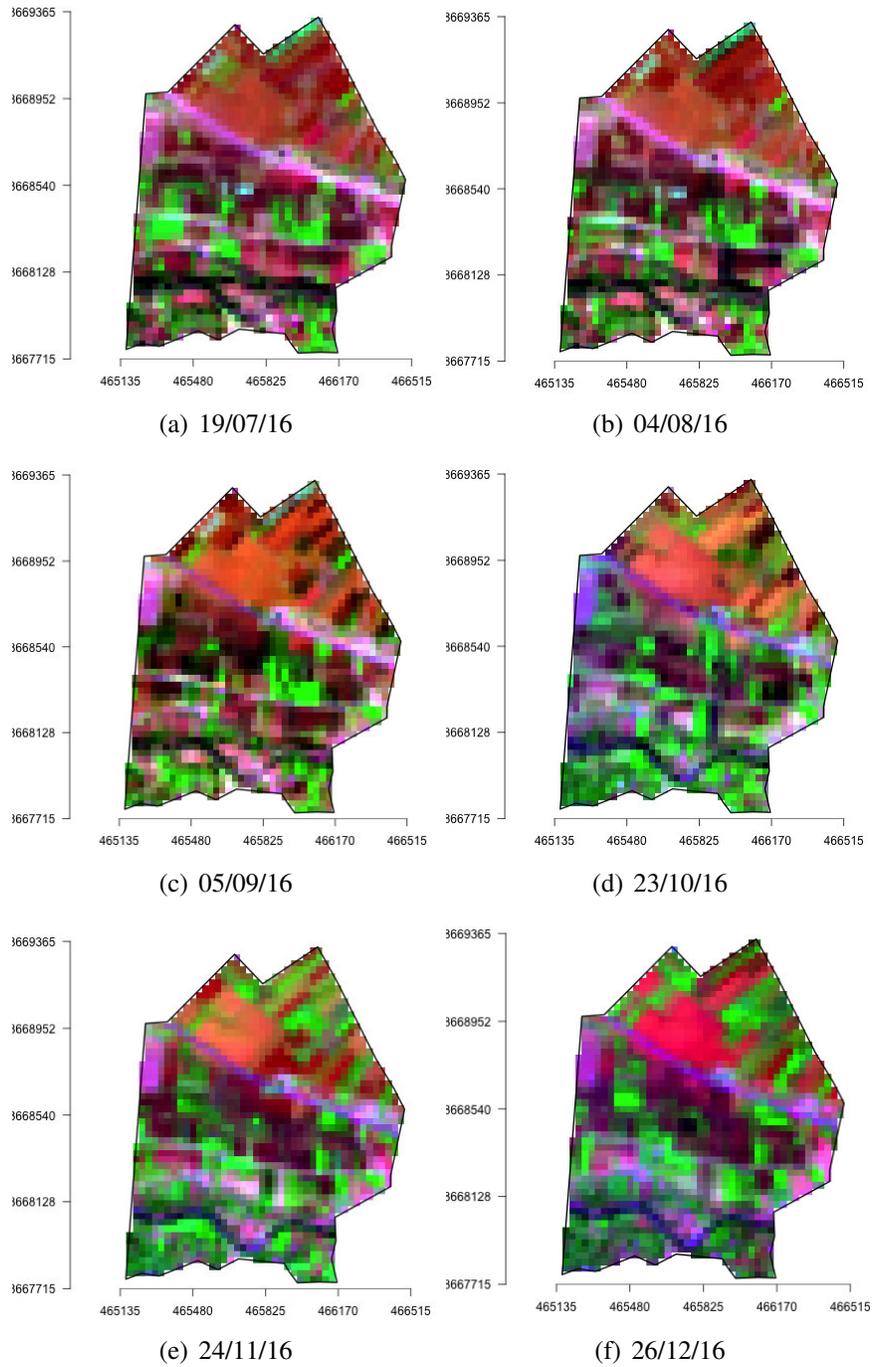


Figura 36: Imágenes a partir de valores de reflectancia en una combinación de bandas RGB: 752, correspondiente al año 2016. Las zonas en color verde resultan la cobertura vegetal, en color marrón son zonas de suelo desnudo

Imágenes 2017

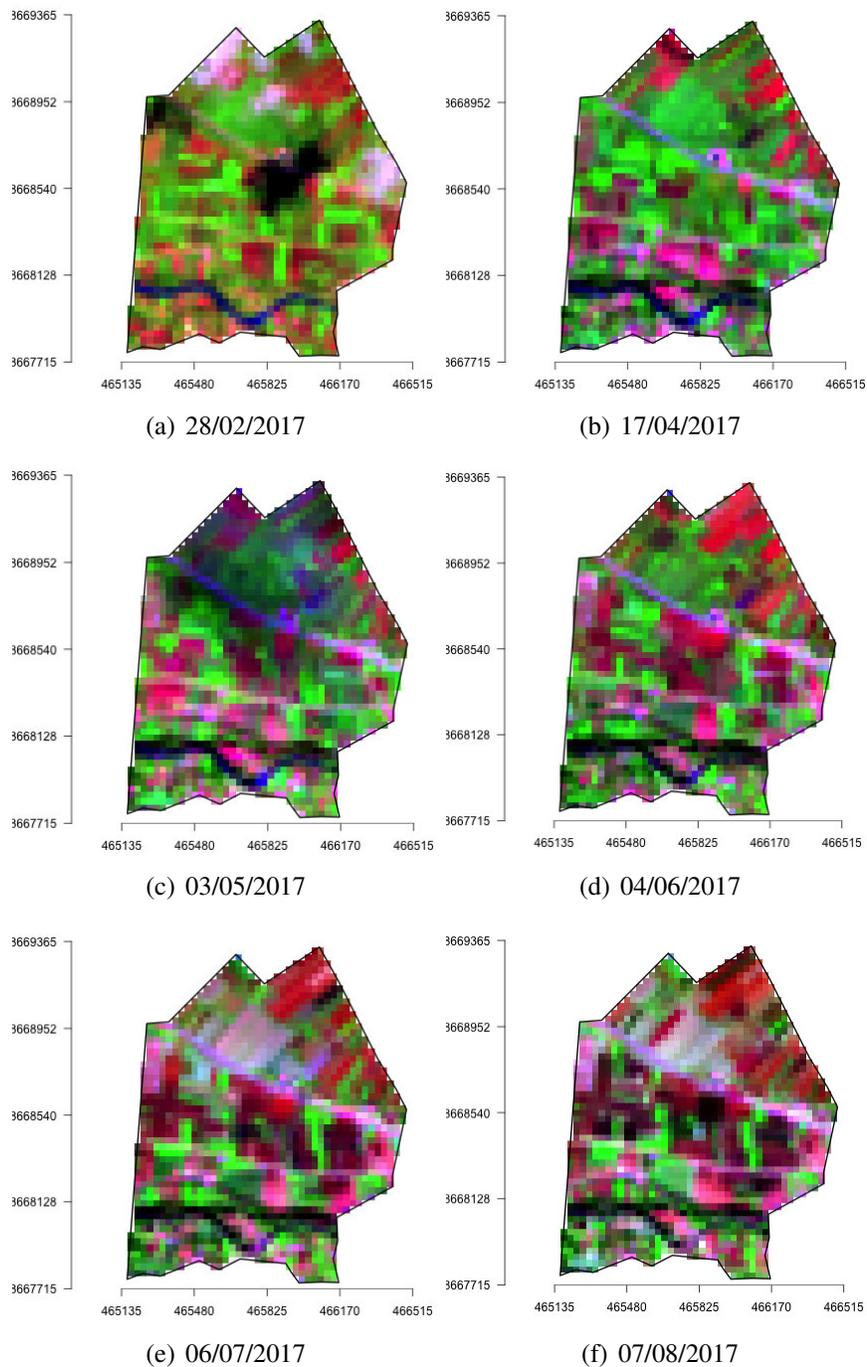


Figura 37: Imágenes a partir de valores de reflectancia en una combinación de bandas RGB: 752, correspondiente al año 2017. Las zonas en color verde resultan la cobertura vegetal, en color marrón son zonas de suelo desnudo