

UNIVERSIDAD NACIONAL DE CAJAMARCA
FACULTAD DE INGENIERÍA
ESCUELA ACADÉMICO PROFESIONAL DE INGENIERÍA CIVIL



Determinación espacial de la evapotranspiración con el algoritmo SEBAL a través de la serie de satélites Landsat en las microcuencas de Lauramarca, Boyada y Tunquimayo – La Convención - Cusco.

TESIS

Para optar el Título Profesional de:
INGENIERO CIVIL

Presentado por:
Bach. Ing. JORGE JHEIK HUAMÁN PÉREZ

Asesor:
MCs. Ing. JOSÉ HUAMÁN VIDAURRE

CAJAMARCA, PERÚ

2019

DEDICATORIA

Le dedico el desarrollo de este trabajo de investigación, con mucha satisfacción:

A mi madre, Jeny Pérez Rabanal; con su esfuerzo y apoyo incondicional hizo posible que realice mis estudios universitarios.

A mi padre, Jorge Huamán Aliaga; la nobleza de su carácter y su trayectoria profesional fueron mi guía e inspiración en el camino del aprendizaje.

A mi pareja, Iara Chiquis; su aliento incesante me ayudó a pasar los obstáculos y evitó que caiga en desánimo durante mi carrera universitaria.

AGRADECIMIENTOS

Agradezco a todos aquellos que estuvieron involucrados en la creación de este trabajo investigativo, desde el nacimiento de la idea hasta su culminación.

A mi madre, Jeny Pérez Rabanal y a mi padre, Jorge Huamán Aliaga, que hicieron posible ejercer mis primeros trabajos profesionales fuera de Cajamarca.

A la empresa Jureliza Bienes y Servicios SAC, por la oportunidad de laborar en proyectos hidráulicos, lo que permitió la observación y la problemática que aborda esta tesis de investigación; al Ing. Álvaro Lizana Huaira, por financiar los análisis de suelos usados en este estudio.

A la ing. Liliana Villaorduña Vergara, por haber sentado precedentes en el uso del algoritmo SEBAL en el Perú, haberme brindado su tiempo y compartido información conmigo.

Al Dr. Ing. José Andrés León Mostacero, por las clases y guías de tratamiento de imágenes satelitales LANDSAT para los estudios hidrológicos.

Un especial agradecimiento al Dr. Ing. Bernardo Barbosa da Silva, por haber respondido mis mensajes, haber superado la barrera del idioma y haberse dado el tiempo de leer mi trabajo en un momento en el que estaba estancado. La información y, sobre todo, el nuevo enfoque que me dio fue trascendental para la culminación de este trabajo investigativo.

A la Profesora de Lengua y Literatura Anabel Chiquis, por haber leído y asesorado en la redacción de esta tesis.

Al departamento de Recursos Hídricos de la Universidad Nacional de Cajamarca, que con sus enseñanzas despertó mi interés en esta rama de la ingeniería, especialmente al Ing. José Huamán Vidaurre, quien aceptó asesorarme y corregir la presente tesis.

Finalmente, quiero agradecer a quienes en el futuro lean este trabajo de investigación y ahonden más en este tema de ingeniería que está emergiendo en nuestro país; para ellos está especialmente dirigido el capítulo de conclusiones y recomendaciones.

J.H.P.

ÍNDICE GENERAL

DEDICATORIA	II
AGRADECIMIENTOS	III
ÍNDICE GENERAL	IV
ÍNDICE DE TABLAS	V
ÍNDICE DE FIGURAS	VI
RESUMEN	VIII
ABSTRACT	IX
CAPÍTULO I: INTRODUCCIÓN	1
1.1. Planteamiento del problema	1
1.2. Formulación del problema	2
1.3. Hipótesis	2
1.4. Justificación de la investigación	2
1.5. Alcances y limitaciones	3
1.5.1. Alcances de la investigación	3
1.5.2. Limitaciones de la investigación	3
1.6. Objetivos	4
1.6.1. Objetivo general	4
1.6.2. Objetivos específicos	4
CAPÍTULO II: MARCO TEÓRICO	5
2.1. Antecedentes teóricos nacionales de la investigación	5
2.2. Bases teóricas	6
2.2.1. Evapotranspiración	6
2.2.2. Estimación de la evapotranspiración real mediante Penman-Monteith	11
2.2.3. Teledetección u observación remota	30
2.2.4. Evapotranspiración real mediante modelo SEBAL	33
2.3. Procesamiento estadístico y comparación de resultados	56
2.3.1 El error de la raíz cuadrada de la media (RMSE)	57
2.3.2 El error absoluto medio (MAE)	57
2.3.3 Prueba T de Student para muestras independientes	58
2.4. Glosario de términos básicos	59
CAPÍTULO III: MATERIALES Y MÉTODOS	61
3.1. Ubicación geográfica	61
3.1.1. Accesibilidad y vías de comunicación	62
3.2 Materiales	63
3.2.1 Información Espacial	63
3.2.2 Datos Meteorológicos	65
3.2.3 Análisis de suelos	66
3.3. Estimación de evapotranspiración real mediante FAO Penman - Monteith	67
3.3.1 Evapotranspiración del cultivo de Referencia (ET _o)	68

3.3.2 Evapotranspiración del cultivo bajo condiciones Estándar (ETc)	69
3.3.3 Evapotranspiración real del cultivo o bajo condiciones no Estándar (ET _{caj})	71
3.4. Evapotranspiración real mediante modelo SEBAL: Caso Machu Picchu	72
3.4.1 Flujo de radiación neta superficial	74
3.4.2 Flujo de calor del suelo	76
3.4.3. Flujo de calor sensible	77
3.4.4 Evapotranspiración real diaria.....	82
3.5 Procesamiento, comparación y validación de resultados	83
CAPÍTULO IV: ANÁLISIS Y DISCUSIÓN DE RESULTADOS.....	84
4.1 Evapotranspiración real diaria	84
4.1.1. Evapotranspiración real a partir de FAO Penman Monteith.....	84
4.1.2 Evapotranspiración real a partir del algoritmo SEBAL.....	86
4.2 Validación de resultados de evapotranspiración real.....	89
4.2.1 Escenario Quillabamba	89
4.2.2 Escenario Yanatile.....	91
4.2.3 Escenario Machu Picchu	93
4.3 Estimación de errores de evapotranspiración real.....	95
4.4 Comparación de resultados de ET _{caj} distribuido espacialmente.....	96
4.4.1 Resultados correspondientes al escenario de la estación Quillabamba	97
4.4.3 Resultados correspondientes al escenario de la estación Yanatile.....	97
4.4.2 Resultados correspondientes al escenario de la estación Machu Picchu.	98
CAPÍTULO V: CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES	100
5.1. Conclusiones	100
5.2 Recomendaciones.....	101
BIBLIOGRAFÍA.....	102
ANEXOS.....	104

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 1- Factores de conversión para expresar la evapotranspiración.	6
Tabla 2- Distribución de las bandas en OLI y TIRS	33
Tabla 3- Detalle de la imagen Landsat 8 descargada.	63
Tabla 4- Descripción de las estaciones meteorológicas.....	65
Tabla 5- Factores multiplicativos y aditivos de radiancia y reflectancia y valores digitales de cada pixel.....	72
Tabla 6- Coordenadas UTM del pixel de referencia.....	72
Tabla 7- Coordenadas y temperaturas de pixel frío para las tres estaciones.....	80
Tabla 8- Coordenadas y temperaturas de píxel caliente para las tres estaciones.....	80
Tabla 9- Iteración 1 y 2 para calcular H en el pixel de referencia – Escenario Machu Picchu	81
Tabla 10- Iteración 3 y 4 para calcular H en el pixel de referencia – Escenario Machu Picchu .	82
Tabla 11- Resultados de evapotranspiración real o bajo condiciones no estándar para el año 2016 - FAO Penman Monteith	85
Tabla 12- Resultados de evapotranspiración real mediante Penman Monteith y SEBAL para cada escenario.....	88
Tabla 13- Resultados estadísticos descriptivos para Penman Monteith y SEBAL para el escenario de Quillabamba.....	90
Tabla 14- Prueba de Normalidad mediante Kolmorov-Smirnov para el escenario de Quillabamba	90

Tabla 15- Prueba T de Student para muestras independientes – Caso Quillabamba	91
Tabla 16- Resultados estadísticos descriptivos para Penman Monteith y SEBAL para el escenario de Yanatile	92
Tabla 17- Prueba de Normalidad mediante Kolmorov-Smirnov para el escenario de Quillabamba	92
Tabla 18- Prueba T de Student para muestras independientes – Caso Yanatile	93
Tabla 19- Resultados estadísticos descriptivos para Penman Monteith y SEBAL para el escenario de Machu Picchu.....	94
Tabla 20- Prueba de Normalidad mediante Kolmorov-Smirnov para el escenario de Machu Picchu	94
Tabla 21- Prueba T de Student para muestras independientes – Caso Machu Picchu	95
Tabla 22- Error de la raíz cuadrada media y error medio absoluto de los resultados promedio de evapotranspiración real	96

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1- Diagrama de flujo para el cálculo de la Evapotranspiración del cultivo de Referencia.12	
Figura 2- Diagrama de flujo para el cálculo del déficit de presión de vapor.	13
Figura 3- Diagrama de flujo para estimar la Radiación Neta.	17
Figura 4- Diagrama de flujo para el cálculo de la fracción expuesta y humedecida del suelo. ..	24
Figura 5- Diagrama de flujo para el cálculo del coeficiente de reducción de la evaporación.	26
Figura 6- Diagrama de flujo para el cálculo de la evapotranspiración bajo condiciones no estándar o evapotranspiración real.	28
Figura 7- Espectro electromagnético	31
Figura 8- Misiones de Satélite LANDSAT	32
Figura 9- Balance de energía en función de ET	34
Figura 10- Principales componentes del Algoritmo SEBAL	35
Figura 11- Balance de radiación en la superficie	36
Figura 12- Diagrama de flujo para el cálculo del flujo de radiación neta.	37
Figura 13- Diagrama de flujo del proceso de iteración para el cálculo de H.	45
Figura 14- Diagrama de flujo para el cálculo de ET ₂₄	52
Figura 15- (izquierda) Ubicación del área de estudio.	61
Figura 16- (derecha Superior) Ubicación de la región Cusco.....	61
Figura 17- (derecha Inferior) Ubicación del distrito de Huayopata y Provincia de La Convención.	61
Figura 18- Modelo de elevación digital del área de estudio.....	64
Figura 19- Mapa de muestreo de suelos y centros poblados en la zona de estudio.....	67
Figura 20- Combinación en falso color RGB con bandas 7, 5 y 3 para el año 2016.	73
Figura 21- Modelo para la obtención de R _n – escenario Machu Picchu.	75
Figura 22- Radiación Neta R _n , y su valor en el pixel de referencia para el escenario de Machu Picchu	75
Figura 23- Modelo para la obtención de G. Escenario Machu Picchu	76
Figura 24- Flujo de calor del suelo para cada pixel (G). y el valor del pixel de referencia – Escenario Machu Picchu.....	77
Figura 25- Elección de pixel frío en el escenario Machu Picchu, con mapas de albedo, índice de área foliar y temperatura de la superficie.....	79
Figura 26- Elección de pixel caliente en el escenario Machu Picchu, con mapas de albedo, índice de área foliar y temperatura de la superficie.....	79
Figura 27- Flujo de Calor sensible (H) y valor del pixel de referencia - Escenario Machu Picchu81	
Figura 28- Mapa de evapotranspiración real de la zona de estudio para la estación Machu Picchu y valor en el pixel de referencia.....	83

Figura 29- Mapas de evapotranspiración real correspondiente al 06 de agosto del 2016 para los escenarios Quillabamba, Yanatile y Machu Picchu.	87
Figura 30- Diagrama de Evapotranspiración real estimada con SEBAL y FAO Penman Monteith distribuido espacialmente para la estación Machu Picchu en el año 2016.	97
Figura 31- Diagrama de Evapotranspiración real estimada con SEBAL y FAO Penman Monteith distribuido espacialmente para la estación Yanatile en el año 2016.	98
Figura 32- Diagrama de Evapotranspiración real estimada con SEBAL y FAO Penman Monteith distribuido espacialmente para la estación Machu Picchu en el año 2016.	99

RESUMEN

El presente estudio tuvo por objetivo estimar la evapotranspiración real de las microcuencas Lauramarca, Boyada y Tunquimayo, ubicadas en el distrito de Huayopata, provincia de La Convención, departamento de Cusco, en el mes de agosto del 2016. Esta estimación se desarrolló, utilizando el método indirecto FAO Penman-Monteith, para lo cual se tomaron datos de tres estaciones meteorológicas: Quillabamba (convencional), Quebrada Yanatile, y Machu Picchu. Dado que estas tres estaciones se ubican fuera del área de estudio, se propuso como alternativa la estimación de la evapotranspiración real utilizando el método de balance de energía mediante teledetección y el algoritmo SEBAL (Algoritmo de Balance de Energía Superficial para la Tierra); para ello, se utilizó una imagen satelital procedente del satélite Landsat 8 que fue procesada con el software ERDAS Imagine 2014 y se determinó la variación de los valores de evapotranspiración real obtenidos con ambos métodos.

Esta investigación sirve para entender la influencia de los parámetros climáticos en la estimación de la evapotranspiración, ya que, frente a un estudio hidrológico, la elección de las estaciones climáticas cuando están fuera del área de estudio tiene que realizarse entendiendo las características de la superficie. Los resultados evidencian que las diferencias existentes entre registro de precipitaciones, altitud de la estación climática y contenidos de humedad que registra la estación Machu Picchu, y por otro lado, las que registran las estaciones de Quillabamba y Yanatile, son determinantes para el estudio de evapotranspiración, siendo el escenario de la estación Machu Picchu donde se obtienen valores promedio de evapotranspiración real que se ajustan con un grado de significancia de 95% al método SEBAL. Se estudia el comportamiento de los resultados de ambos métodos, siendo el método de FAO Penman Monteith el que obtiene valores con tendencia constante para todos los escenarios y SEBAL el que se ajusta más a las condiciones y características de la superficie. Se demuestra también que la elaboración y registro de una cédula de cultivo detallada y precisa es fundamental para evitar subestimar o sobreestimar los valores de evapotranspiración real.

PALABRAS CLAVE: evapotranspiración; SEBAL; Penman-Monteith; Erdas; teledetección.

ABSTRACT

The present study aimed to estimate the actual evapotranspiration of the Lauramarca, Boyada and Tunquimayo micro-watersheds, located in the district of Huayopata, province of La Convención, department of Cusco, Peru, during August 2016. This estimation was developed, on the one hand, using the indirect method Penman-Monteith, for which data were taken from three meteorological stations: Quebrada Yanatile, Machu Picchu and Quillabamba (conventional). Since these three stations are located outside of the interest area, an estimation of actual evapotranspiration using the energy Balance method by remote sensing and the SEBAL algorithm (Surface Energy Balance Algorithm for Land) was proposed as an alternative, in order to determine the variation of the actual evapotranspiration values obtained through one and another method. To do this, satellite image from Landsat 8 satellite were used, which were processed using the ERDAS Imagine 2014 software, and the variation of the actual evapotranspiration values obtained with both methods was identified.

This research serves to understand the influence of climate parameters on the estimation of evapotranspiration, since, in the face of a hydrological study, the choice of climatic stations when they are outside the area of interest has to be made understanding the characteristics of the area of interest. The results show that the differences between precipitation record, altitude of the climatic station, moisture content recorded by Machu Picchu station, and, on the other hand, those recorded by Quillabamba stations and Yanatile, are decisive for the study of evapotranspiration, the Machu Picchu station is the one that yields average values of actual evapotranspiration that are adjusted with a degree of significance of 95% to the SEBAL method. The behavior of the results of both methods is studied, with FAO's Penman Monteith method showing values with a constant trend for all scenarios and SEBAL that is more suited to surface conditions and characteristics. It is also shown that the elaboration and registration of a detailed and precise culture certificate is essential to avoid underestimating or overestimating the values of actual evapotranspiration.

KEYWORDS: evapotranspiration; SEBAL; Penman-Monteith; Erdas; remote sensing.

CAPÍTULO I: INTRODUCCIÓN

1.1. Planteamiento del problema

Una de las variables a considerar en el desarrollo de proyectos de ingeniería relacionados con el aprovechamiento del recurso hídrico para riego es la evapotranspiración. La estimación de este parámetro es de vital importancia, ya que de él dependen el cálculo del balance y requerimientos de agua. Entender el comportamiento de este parámetro, resulta fundamental para comprender los procesos físicos que intervienen en un estudio hidrológico e hidráulico. Esto a fin de reducir el factor del error humano que está inherente cuando se eligen datos climáticos de otras cuencas. La falta de información lleva muchas veces a usar indiscriminadamente una o más estaciones climáticas que no representan a las condiciones de la superficie estudiada, lo que se refleja en la sobre o subestimación de la evapotranspiración, y por ende, de los requerimientos de agua. Por otro lado, muchas veces se realiza el estudio en base a una cédula de cultivo teórica sin tener en cuenta los registros vegetativos actuales.

El presente estudio estima la evapotranspiración real de las microcuencas Lauramarca, Boyada y Tunquimayo, ubicadas en el distrito de Huayopata, provincia de La Convención, departamento de Cusco, para el mes de agosto de 2016 mediante el método de FAO Penman-Monteith y el método de balance de energía mediante teledetección utilizando el algoritmo SEBAL (Algoritmo de Balance de Energía Superficial para la Tierra), Esto se realiza en el marco del proyecto “Construcción de infraestructura de riego e implementación de sistemas de aspersion en Lauramarca-Tunquimayo, distrito Huayopata, provincia de la Convención (Código SNIP 182069)”, promovido y financiado por el Programa Subsectorial de Irrigación (PSI) a partir de agosto de 2016.

El área estudiada cuenta con una gran variedad de vegetación, tanto silvestre como cultivada (plátano, coca, café, piña), lo que obliga a un cálculo preciso de la evapotranspiración. Este cálculo se desarrolló utilizando el método indirecto Penman-Monteith, tomando los datos de tres estaciones

meteorológicas: Quebrada Yanatile, Machu Picchu y Quillabamba. Las tres se encuentran fuera del área de interés, por lo que, dada esa limitación de información de datos meteorológicos, la teledetección y el uso del algoritmo SEBAL se presentan como una alternativa para el cálculo de la evapotranspiración real. El algoritmo SEBAL fue creado por Bastiaanssen (1994) en Holanda y validado cuatro años después en Idaho, Estados Unidos; es un método de balance de energía que estima aspectos del ciclo hidrológico (entre ellos, la evapotranspiración), utilizando datos de satélite, de los cuales se derivan las características superficiales de la tierra (albedo de la superficie, índice de área foliar, índice de vegetación y temperatura de la superficie).

1.2. Formulación del problema

¿Cuánto varían los valores de evapotranspiración real obtenidos a través del método de balance de energía mediante teledetección utilizando el algoritmo SEBAL en relación con el método de FAO Penman-Monteith?

1.3. Hipótesis

La evapotranspiración real estimada mediante el algoritmo SEBAL (Algoritmo de Balance de Energía Superficial para la Tierra) se ajusta a la evapotranspiración real estimada a través el método FAO Penman-Monteith en las microcuencas Lauramarca, Boyada y Tunquimayo, distrito de Huayopata, La Convención, Cusco.

1.4. Justificación de la investigación

El uso de la teledetección se justifica por el fácil acceso a la información satelital, que es gratuita y abierta; la calidad y periodicidad de las imágenes, ya que se cuenta con una gran variedad de resoluciones durante todo el año con una cobertura global y de grandes espacios; Así, en los últimos años, se ha generado una gran cantidad de información sobre la superficie terrestre, lo que, junto con las técnicas de almacenamiento y los SIG (sistemas de información geográfica) nos permite disponer de una gran cantidad de datos. La técnica de la teledetección, en conjunto con datos históricos de estaciones meteorológicas sirve como alternativa para una estimación óptima de la evapotranspiración.

1.5. Alcances y limitaciones

1.5.1. Alcances de la investigación

El proceso de investigación se realizó únicamente cotejando la técnica de teledetección mediante SEBAL con el método indirecto de FAO Penman-Monteith con datos climáticos históricos de tres estaciones meteorológicas: Quillabamba, Quebrada Yanatile y Machu Picchu para el día de obtención de la imagen (06 de agosto de 2016). Además, se cuenta con 54 muestras de análisis de caracterización de suelos que sirvieron para calcular el coeficiente de humedad en el suelo y el coeficiente de estrés hídrico necesarios para ajustar la evapotranspiración real mediante el método de Penman-Monteith. El estudio de comparación de ambos métodos se limitó únicamente a un estudio correlacional comparativo.

1.5.2. Limitaciones de la investigación

La principal limitación para el presente estudio fue la recopilación histórica de la información sobre la superficie terrestre tanto de valores de humedad como de registro histórico de cultivos, por lo cual no se considera la variación temporal de la evapotranspiración real que es importante conocer cuando se evalúa el comportamiento de un parámetro. Por otro lado, el método SEBAL depende en gran medida de que el área de interés para el día de estudio tenga escasa nubosidad lo cual limitó la elección dentro de la gama de posibilidades al día 06 de agosto de 2016.

1.6. Objetivos

1.6.1. Objetivo general

- Determinar la variación de los valores de evapotranspiración real obtenidos a través del método de balance de energía mediante teledetección utilizando el algoritmo SEBAL en relación con el método FAO Penman-Monteith.

1.6.2. Objetivos específicos

- Estimar la evapotranspiración real mediante el método FAO Penman-Monteith con los datos meteorológicos de las estaciones Quillabamba, Quebrada Yanatile y Machu Picchu.
- Implementar el algoritmo SEBAL para la determinación de la evapotranspiración en ERDAS Imagine 2014.
- Comparar y validar mediante métodos estadísticos (error de la raíz cuadrada de la media (RMSE), error absoluto medio (MAE) y someter a la prueba T de Student para dos muestras independientes, las estimaciones de evapotranspiración real obtenidas a través de SEBAL y FAO Penman-Monteith.
- Analizar el comportamiento espacial de la evapotranspiración que se presentan en los resultados del método SEBAL y FAO Penman Monteith y determinar cuál método se ajusta mejor a las características del área de estudio.

CAPÍTULO II: MARCO TEÓRICO

2.1. Antecedentes teóricos nacionales de la investigación

- Villaorduña Vergara, L. 2014. Estimación de la evapotranspiración espacial en el Valle del Mantaro mediante el algoritmo SEBAL. Tesis de grado. Lima, Perú, Universidad Nacional Agraria La Molina.

Este estudio tiene por finalidad estimar la evapotranspiración para el Valle de Mantaro mediante el tratamiento de seis imágenes satelitales LANDSAT 5 TM registradas desde abril hasta agosto de 2008. Los valores de ET obtenidos se compararon con la evapotranspiración de cultivos específicos (ET_c) estimada con el método de Penman-Monteith (PM) o tanque evaporímetro tipo A (TEA). Para el tratamiento de las imágenes se aplicó el algoritmo SEBAL utilizando el Model Builder del software ArcGIS v.10.2.

- Huamán Gutiérrez, H.A. 2015. Estimación espacial de la evapotranspiración real usando imágenes de satélite mediante algoritmo SEBAL caso: Irrigación Majes I – Arequipa. Tesis de maestría. Lima, Perú, Universidad Nacional Agraria La Molina.

En esta tesis se estima la evapotranspiración real de cultivo usando imágenes del satélite LANDSAT 8 y el algoritmo SEBAL en la irrigación Majes I – Arequipa. Se implementa el algoritmo SEBAL en el software ERDAS 2014 para calcular los componentes del balance de energía como la radiación neta (R_n), flujo de calor hacia el suelo (G), flujo de calor sensible (H) y el flujo de calor latente (λET).

2.2. Bases teóricas

2.2.1. Evapotranspiración

2.2.1.1. Definición

Se denomina evapotranspiración (ET) a "la combinación de dos procesos separados por los que el agua se pierde a través de la superficie del suelo por evaporación y mediante transpiración del cultivo" (Allen et al., 2006). Estos dos procesos ocurren simultáneamente: La evaporación (que supone un cambio de fase de agua de líquida a vapor y desde la superficie hacia la atmósfera), junto con la transpiración (es decir, la vaporización de agua líquida de los tejidos de las plantas), hacen que haya una transferencia de agua desde la superficie hacia la atmósfera. Esto ocurre gracias a la energía que proviene principalmente de la radiación solar y del aire que circula en la superficie evaporante. La ocurrencia de uno y otro fenómeno físico dependerá de la fase de crecimiento del cultivo en la superficie; mientras más joven es este, mayor será la evaporación; mientras que en cultivos desarrollados existe cobertura máxima y por lo tanto predomina la transpiración (Santos Rufo et al., 2007).

2.2.1.2. Unidades de medida de la evapotranspiración

La evapotranspiración se mide usualmente en mm por unidad de tiempo, que puede ser una hora, un día, 10 días, un mes, un período completo de cultivo o incluso un año. Tiene tres formas de medición: altura de agua (mm día⁻¹), volumen por unidad de área (m³ ha⁻¹ día⁻¹) y/o energía por unidad de área (MJ m⁻² día⁻¹). Además, una pérdida de 1 mm de agua corresponde a una pérdida de 10 m³ de agua por hectárea. Es decir, 1 mm día⁻¹ es equivalente 10 m³ ha⁻¹ día⁻¹ (Allen et al., 2006). En la tabla N°01 se muestran los principales factores de conversión.

Tabla 1 - Factores de conversión para expresar la evapotranspiración (adaptado de Allen et al., 2006).

	Altura de agua	Volumen por unidad de área		Energía por unidad de área*
	mm día ⁻¹	m ³ ha ⁻¹ día ⁻¹	l s ⁻¹ ha ⁻¹	MJ m ⁻² día ⁻¹
1 mm día⁻¹	1	10	0,116	2,45
1 m³ ha⁻¹ día⁻¹	0,1	1	0,012	0,245
1 l s⁻¹ ha⁻¹	8,640	86,40	1	21,17
1 MJ m⁻² día⁻¹	0,408	4,082	0,047	1

*Para el agua con una densidad de 1000 kg. m³ y a 20°C.

2.2.1.2. Terminología

En la actualidad se utilizan diferentes notaciones para referirse a la evapotranspiración. Principalmente se distinguen tres tipos: *evapotranspiración de cultivo de referencia* (ET_o), *evapotranspiración del cultivo bajo condiciones estándar* (ET_c) y *evapotranspiración bajo condiciones no estándar* (ET_{caj}), también llamada *evapotranspiración real*.

Diversas publicaciones introdujeron anteriormente el concepto de *evapotranspiración potencial* (ETP) pero, siguiendo a Allen (2006), en este estudio prescindiremos de ese concepto dada la ambigüedad de su definición. Además, “en Hidrología al considerar la ET dentro del balance general de una cuenca, los conceptos de Evapotranspiración de Referencia y de Evapotranspiración potencial son intercambiables” (Sánchez, 2010). Por ello, usaremos indistintamente fórmulas que fueron diseñadas para ETP o ET_o.

a) Evapotranspiración del cultivo de referencia (ET_o)

Se entiende como evapotranspiración de referencia a “la tasa de evapotranspiración de una extensa superficie cultivada con gramíneas pratenses perennes de altura uniforme, entre 8 y 15 cm, en crecimiento activo, que sombrea completamente al suelo y se encuentra bien provisionada de agua” (Doorenbos y Pruitt, 1977).

Este concepto, entonces, se refiere a la ET de una superficie en óptimas condiciones de crecimiento y suministro de agua. Solo depende de los parámetros climáticos, haciendo uso de datos meteorológicos para una localidad y época del año en particular. Se elimina, así, la necesidad de calcular la evapotranspiración para cada periodo de crecimiento de un cultivo dado, ya que es independiente del tipo y desarrollo del cultivo. Asimismo, se descartan los efectos del suelo en la ET.

b) Evapotranspiración del cultivo bajo condiciones estándar (ETc)

La evapotranspiración del cultivo bajo condiciones estándar (ETc) se refiere a la evapotranspiración de cualquier tipo de cultivo cuando se encuentra libre de enfermedades y con buena fertilización, que se desarrolla en parcelas amplias, bajo óptimas condiciones de suelo y agua, y que alcanza la máxima producción de acuerdo a las condiciones climáticas reinantes (Allen et al., 2006). Algunos autores introducen el concepto de *Evapotranspiración Máxima* para referirse a la ETc, indicando que la ET máxima que se puede alcanzar se da bajo condiciones ambientales óptimas.

c) Evapotranspiración del cultivo bajo condiciones no estándar (ETcaj) o Evapotranspiración Real

Los cultivos no siempre crecen en condiciones óptimas de suelo, agua y factores ambientales; a la evapotranspiración que ocurre en estas condiciones no estándar se la denomina también *Evapotranspiración Real* o *efectiva*. Dadas estas limitaciones ambientales (salinidad, baja fertilidad, limitación o exceso de agua), se presenta un menor crecimiento y menor densidad de las plantas. Para estimar la densidad bajo condiciones no estándar (ETcaj) se introduce el coeficiente de estrés hídrico (K_s), o bien, se ajusta el coeficiente de cultivo (K_c) a las limitaciones ambientales presentes (Allen et al., 2006).

2.2.1.3. Estimación de la evapotranspiración

La estimación de la evapotranspiración no resulta sencilla: para calcularla de forma experimental se requiere de aparatos y de mediciones específicas, además de un personal idóneo para realizar dichas experimentaciones (Allen et al., 2006). Pero, dada la importancia de este parámetro, en la gran mayoría de los proyectos de ingeniería de nuestro medio se recurre a determinarla de forma indirecta, utilizando fórmulas empíricas desarrolladas por varios investigadores y dejando los métodos directos (como la fijación de lisímetros) para estudios académicos y de investigación.

a. Métodos directos

De acuerdo con Brassá (1997), “los lisímetros son los únicos medios existentes para la medida directa de la evapotranspiración de los cultivos. Es el método que suele considerarse como referencia para calibrar experimentalmente otros métodos de estimación”. Se trata de dispositivos de forma cilíndrica que se introducen en el suelo y cubren una porción de la superficie que puede estar desnuda o con vegetación. Se las suele ubicar en parcelas representativas en zonas donde se quiere determinar la evapotranspiración. Existen diversos tipos de lisímetros (tanques aislados, pesaje de precisión, de drenaje); pero, en todos ellos, se utiliza la ecuación del balance de agua en el suelo. Como señala Allen (2006), estos instrumentos de medición son difíciles de manejar y su instalación resulta costosa, por lo que su uso generalmente se restringe a trabajos investigativos.

b. Métodos Indirectos

Dentro de los métodos indirectos, Valverde (2007) distingue los *experimentales*, que se basan en el uso del Tanque estándar, y los *teóricos*, que utilizan datos meteorológicos y lo relacionan a la evapotranspiración.

b.1. Métodos indirectos experimentales

El uso del tanque evaporímetro es uno de los más precisos, ya que integra los efectos de todos los factores climáticos que afectan la evapotranspiración del cultivo de referencia (temperatura, humedad, velocidad del viento y luz solar). Existen varios tipos de tanque, pero el utilizado con mayor frecuencia es el tanque estándar tipo A.

b.2. Métodos indirectos teóricos, con base en fórmulas empíricas

Esta forma de determinar la evapotranspiración es una de las que cobra mayor importancia en el presente estudio, ya que consta en fórmulas empíricas que se basan en información de datos históricos obtenidos de

estaciones meteorológicas.

Actualmente, existe una diversidad de fórmulas obtenidas por investigadores. Muchas de ellas se ajustan a las zonas geográficas particulares de donde fueron obtenidas, mientras que otras han cobrado mayor amplitud y se utilizan en la proyección de obras de irrigación de muchos países latinoamericanos. En mayo de 1990, una consulta a diversos expertos arrojó como resultado que el método más recomendable como método estándar para la definición y el cálculo de la evapotranspiración de referencia (ET_o) es el método FAO Penman-Monteith (Allen et al., 2006): “La ET del cultivo bajo condiciones estándar se determina utilizando los coeficientes de cultivo (K_c) que relacionan la ET_c con la ET_o. La ET de superficies cultivadas bajo condiciones no estándar se ajusta mediante un coeficiente de estrés hídrico (K_s) o modificando el coeficiente de cultivo” (Allen et al., 2006).

c. Método del balance de energía (Relación de Bowen)

Es un método basado en física teórica del microclima (método micro meteorológico). Estima la evapotranspiración en cortos intervalos de tiempo (inferiores a 30 minutos), por lo que permite calcular este parámetro en tiempo real. Al ser un método de base física, “se requieren instrumentos delicados y equipos de captación y proceso de datos. Son costosos y su uso está restringido a cortos periodos críticos” (Toribio, 1992). Este tipo de estimación cobra gran interés, dado que es el tipo de resultado que se obtendrá con el uso de la teledetección, es decir, la evapotranspiración obtenida es de carácter instantáneo.

El balance de energía está representado por la ecuación:

$$R_n = \lambda E + H + G$$

Donde:

R_n: Radiación neta

λE: Flujo de vapor de agua

H: Flujo de calor sensible

G: Flujo de calor en el suelo

En la ecuación, “solamente se consideran flujos verticales y se ignora la tasa neta de energía que se transfiere horizontalmente por advección. Por lo tanto, la ecuación se aplica solamente a superficies grandes y extensas de vegetación homogénea (...) El flujo de calor latente (λET) representa la fracción de la evapotranspiración que puede ser derivada de la ecuación del balance de energía si todos los otros componentes son conocidos” (Allen et al., 2006).

Por otro lado, H y G pueden ser estimados a partir de datos climáticos, pero el cálculo de H resulta muy complejo y requiere la medición de temperaturas dentro de un gradiente, por encima de la superficie.

2.2.2. Estimación de la evapotranspiración real mediante Penman-Monteith

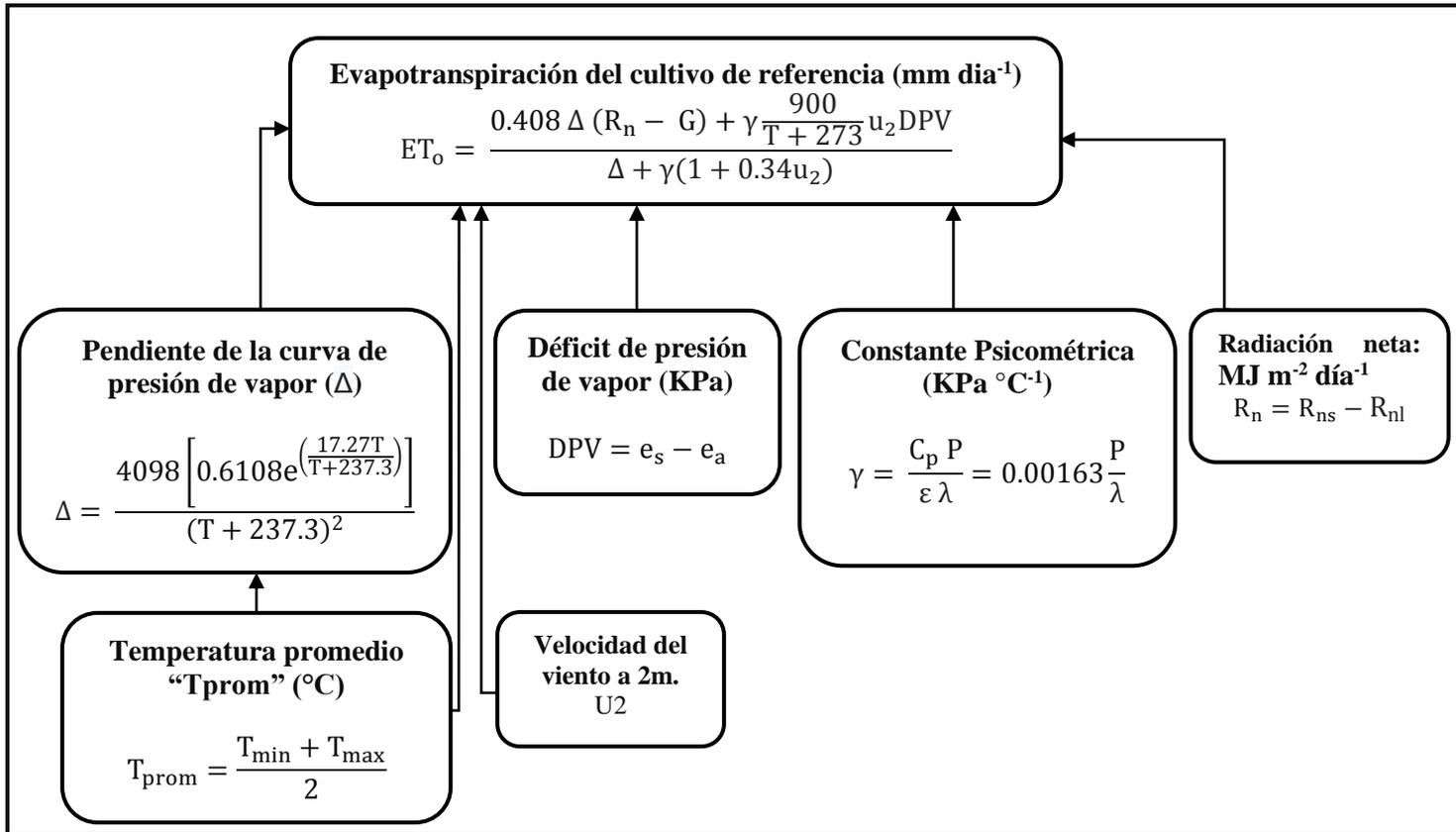
La estimación de la Evapotranspiración Real mediante el método de Penman Monteith se realiza en tres etapas: Estimación de la Evapotranspiración real del cultivo de referencia (ET_o), estimación de la Evapotranspiración del cultivo bajo condiciones Estándar (ET_c) y estimación de la Evapotranspiración real o bajo condiciones no estándar (ET_{caj}).

Para el cálculo de ET_c y ET_{caj} se realizó, en agosto de 2016, una visita de campo, con el objetivo de identificar el tipo y grado de cobertura del suelo distinguiendo los cultivos sembrados; además, se han tomado 50 muestras mediante barrenamiento de la capa arable y 4 mediante calicatas de un metro de profundidad de forma distribuida a lo largo de la zona de estudio. Los datos de punto de marchitez permanente, capacidad de campo, cultivos sembrados, conductividad eléctrica, textura y días de precipitación son las que definirán la Evapotranspiración Real (ET_{caj}).

2.2.2.1. Evapotranspiración del cultivo de Referencia (ET_o)

Con el fin de facilitar el procesamiento de datos requeridos para estimar ET_o se ha realizado un diagrama de flujo (ver figura 1). Este ofició de guía para dividir esta sección en tres etapas: Cálculo de Déficit de Presión de Vapor, cálculo de la Radiación Neta y, finalmente, cálculo de la Evapotranspiración del cultivo de referencia.

Figura 1- Diagrama de flujo para el cálculo de la Evapotranspiración del cultivo de Referencia.



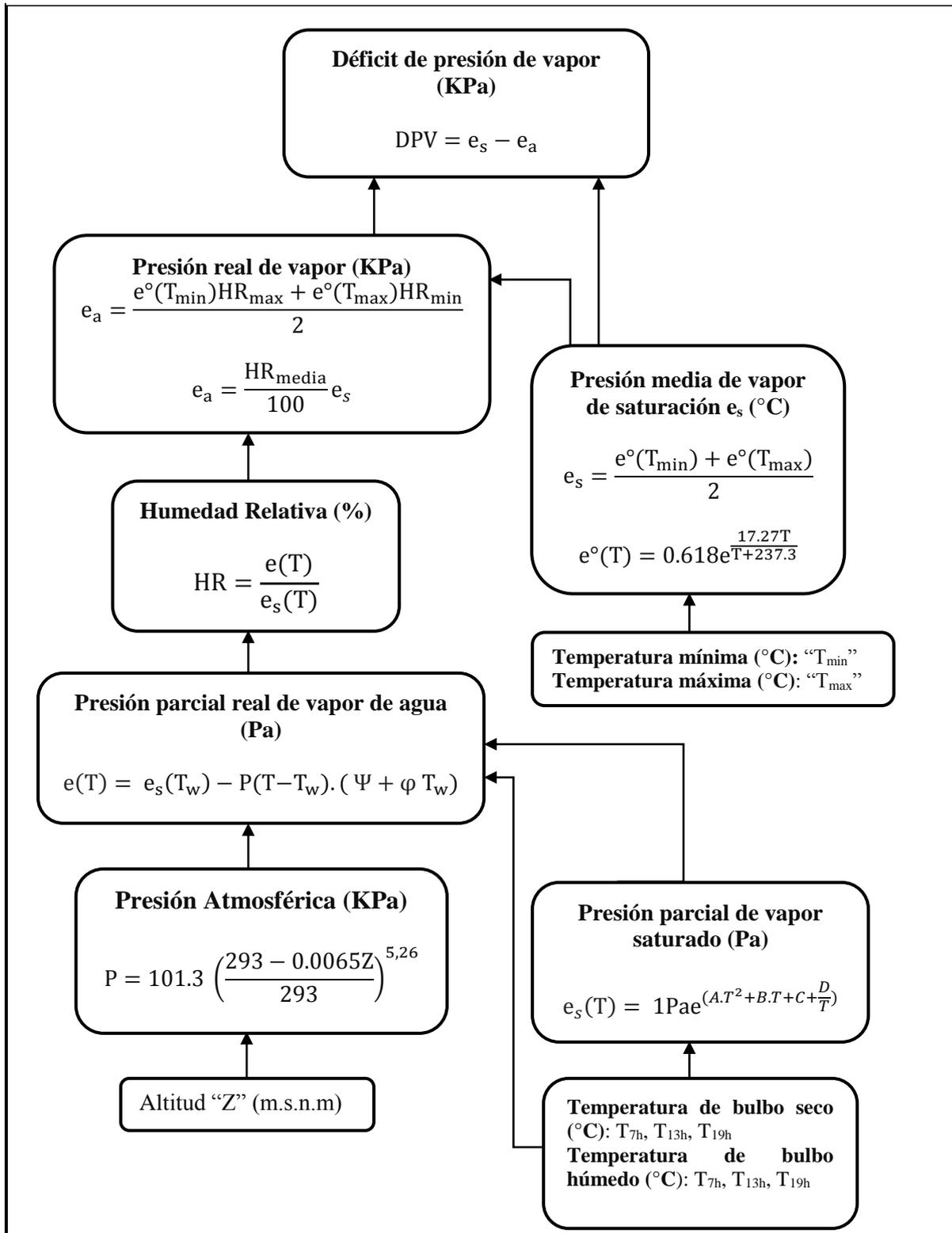
a. Déficit de presión de vapor

Para el cálculo del Déficit de presión de vapor (DPV) en las estaciones de estudio se requieren datos de temperatura mínima y máxima (°C), Humedad relativa y sus respectivas altitudes.

Para el caso de la humedad relativa fueron necesarias las fórmulas de Ferrel (1999), que calculan la humedad a partir de la temperatura de Bulbo seco y húmedo.

El proceso de cálculo se muestra en la figura 2.

Figura 2- Diagrama de flujo para el cálculo del déficit de presión de vapor.



a.1 Presión parcial de vapor saturado

Se realiza este cálculo con el fin de obtener, más adelante, la humedad relativa máxima para cada estación. Para el cálculo de la Presión parcial de vapor saturado $e_s(T)$ se requieren datos de temperatura de bulbo húmedo y temperatura de bulbo seco para cada estación.

El cálculo de $e_s(T)$ para las temperaturas de las 7h, 13h y 19h se obtiene mediante:

$$e_s(T) = 1Pa e^{(A.T^2+B.T+C+\frac{D}{T})} \quad (1)$$

Donde: $e_s(T)$ es la presión parcial de vapor saturado, tanto para las temperaturas de bulbo seco y húmedo (Pa); A, B, C, D, son constantes psicrométricas y T representa a las temperaturas de bulbo seco y húmedo (°K).

Los valores para las constantes son:

$$A = 1.2378847 \times 10^{-5}$$

$$B = -1.9121316 \times 10^{-2}$$

$$C = 33.93711047$$

$$D = -6.3431645 \times 10^3$$

a.2 Presión atmosférica

La presión atmosférica se calculó para cada estación tomando su altitud en m.s.n.m. Debe tenerse en cuenta que la altitud de la estación Machu Picchu difiere mucho de las otras tres estaciones; sin embargo, el efecto en la presión y en la constante psicométrica es mínimo ya que tiene poca variación espacial, tal como señala Allen (2006).

Por tal efecto, se emplea la ecuación que es simplificación de la ley de los gases ideales:

$$P = 101.3 \left(\frac{293 - 0.0065Z}{293} \right)^{5.26} \quad (2)$$

Donde P es la presión atmosférica para cada estación (Kpa) y Z es la altitud de cada estación (m.s.n.m).

a.3 Presión parcial real de vapor de agua

Se calcula la presión parcial real de vapor de agua para las tres estaciones de acuerdo a la fórmula psicrométrica de Ferrell (1990):

$$e(T) = e_s(T_w) - P(T - T_w) \cdot (\Psi + \varphi T_w) \quad (3)$$

Donde $e(T)$ es la presión parcial real de vapor de agua (Pa); $e_s(T_w)$ es la presión parcial de vapor de agua en aire húmedo saturado (Pa) a la temperatura de bulbo húmedo T_w (K); Ψ y φ son las constantes de Ferrel con valores $4,53 \cdot 10^{-4}$ y $7,59 \cdot 10^{-7}$ respectivamente y P es la presión atmosférica (Pa).

a.4 Humedad Relativa

Para determinar la humedad Relativa se siguió la siguiente ecuación:

$$HR = \frac{e(T)}{e_s(T)} \quad (4)$$

Donde HR es la humedad relativa (%); $e(T)$ es presión parcial real del vapor de agua en aire húmedo (Pa) y $e_s(T)$ es la presión parcial de vapor de agua en aire húmedo saturado (Pa).

a.5 Presión media de vapor de saturación

Para calcular la presión media de vapor de saturación se requieren datos diarios de Temperatura mínima y máxima de las estaciones y se calcula como el promedio para cada temperatura del modo que sigue:

$$e_s = \frac{e^\circ(T_{\min}) + e^\circ(T_{\max})}{2} \quad (5)$$

Donde e_s es la presión media de vapor de saturación [Kpa]; $e^\circ(T_{\min})$ es la presión de vapor de saturación a la temperatura mínima del aire [Kpa] y $e^\circ(T_{\max})$ es la presión de vapor de saturación a la temperatura máxima del aire [KPa].

La presión de vapor de saturación para cada una de las temperaturas se calcula con la siguiente ecuación:

$$e^{\circ}(T) = 0.618e^{\frac{17.27T}{T+237.3}} \quad (6)$$

Donde $e^{\circ}(T)$ es la presión de vapor de saturación [Kpa] y T es la temperatura del aire [°C].

a.6 Presión real de vapor

Dado que la Humedad Relativa varía a lo largo del día de acuerdo con las temperaturas, se consideran las humedades relativas máximas y mínimas (7h, 13h, 19h) para el cálculo de la presión real de vapor. Teniendo en cuenta lo descrito por Allen (2006), no se toman las humedades promedio para el cálculo, sino que se utilizan las humedades máximas y mínimas. El cálculo se realiza con la siguiente ecuación:

$$e_a = \frac{e^{\circ}(T_{\min})HR_{\max} + e^{\circ}(T_{\max})HR_{\min}}{2} \quad (7)$$

Donde e_a es la presión real de vapor (Kpa) HR_{\max} es la humedad relativa máxima[%]; HR_{\min} es la humedad relativa mínima[%]; $e^{\circ}(T_{\min})$ es presión de saturación de vapor a la temperatura mínima diaria [Kpa] y $e^{\circ}(T_{\max})$ es presión de saturación de vapor a la temperatura máxima diaria (Kpa).

a.7 Déficit de presión de vapor

El déficit de presión de vapor se calcula, para cada estación, como la diferencia entre la presión real de vapor y la presión media de vapor de saturación. Este valor será utilizado para el cálculo de la Evapotranspiración del cultivo de referencia.

$$DPV = e_s - e_a \quad (8)$$

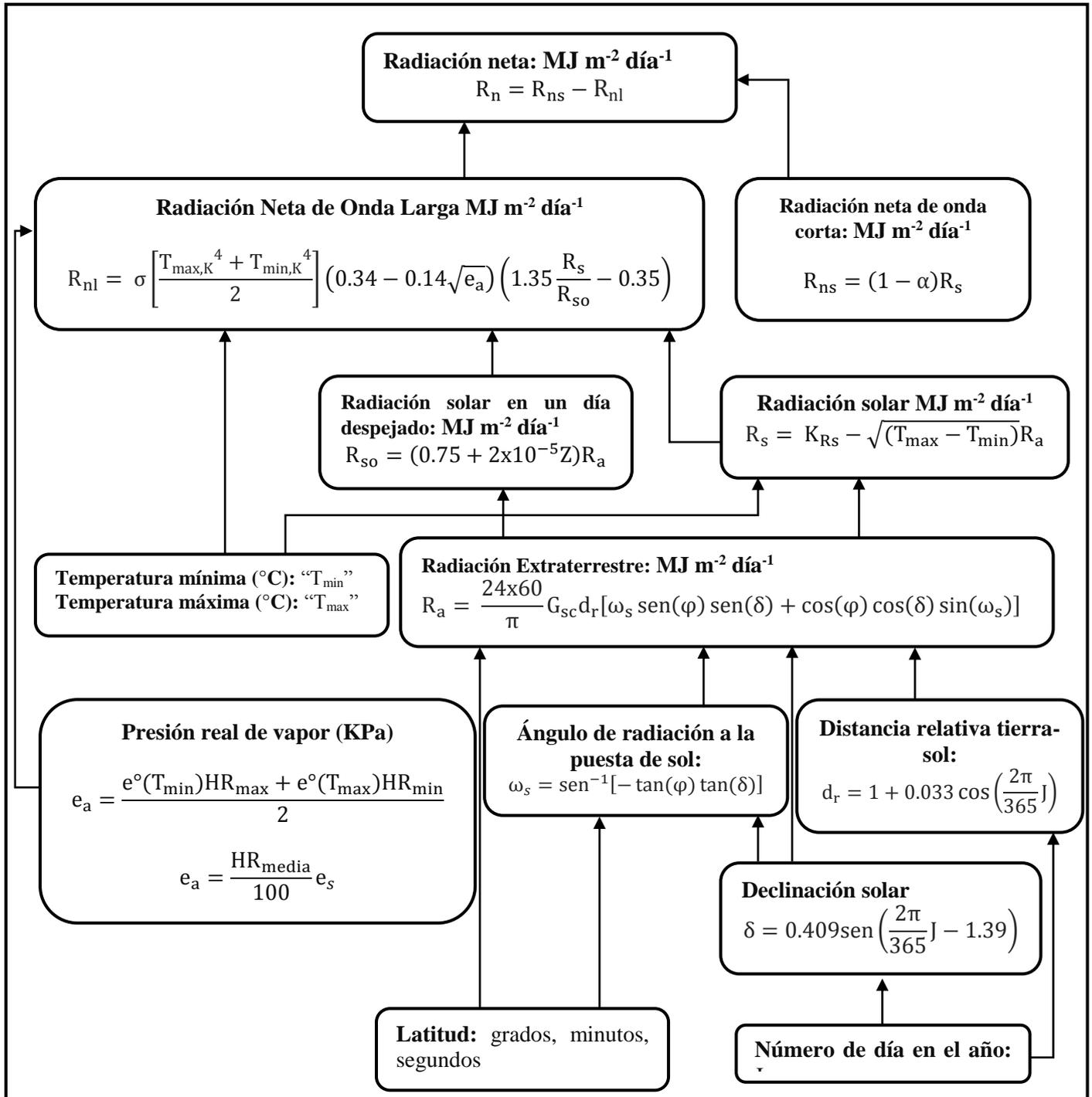
Donde DPV es el déficit de presión de vapor [Kpa]; e_s es la presión media de vapor de saturación [Kpa] y e_a es la presión real de vapor [Kpa].

b. Radiación neta

Para la estimación de la radiación neta (R_n) se requirió identificar la fecha para cada año en que el satélite pasa por la zona de estudio, con el fin de identificar el número de día del año J. Se requiere también la identificación de las coordenadas geográficas de cada estación; además, dado que no se cuenta con datos de radiación directa en ninguna de las estaciones, siguiendo las recomendaciones de Allen (2006), se hace uso de las temperaturas máxima

y mínimas y la presión real de vapor, calculada en el apartado anterior, para el cálculo de la radiación neta de onda larga y radiación solar, tal como se muestra en la figura 3.

Figura 3- Diagrama de flujo para estimar la Radiación Neta.



b.1 Radiación Extraterrestre

La intensidad local de la radiación es determinada por el ángulo entre la dirección de los rayos solares y la superficie de la atmósfera (Allen, 2006). Dado que el ángulo de incidencia varía de acuerdo a la época del año, se calcula el ángulo de radiación para las latitudes de nuestras estaciones, para cada año y para cada día del paso del satélite en la zona de estudio (ver anexo 5):

$$R_a = \frac{24 \times 60}{\pi} G_{sc} d_r [\omega_s \sin(\varphi) \sin(\delta) + \cos(\varphi) \cos(\delta) \sin(\omega_s)] \quad (8)$$

Donde R_a es la Radiación Extraterrestre [$MJ m^2 día^{-1}$]; G_{sc} es la constante solar con valor $0.082 [MJ m^2 min^{-1}]$; d_r es la distancia relativa inversa Tierra-Sol; ω_s es el ángulo de radiación a la puesta de sol [rad]; φ es la latitud de cada estación [rad] y δ es el ángulo de declinación solar [rad]

El ángulo de radiación a la puesta de sol se calcula de la siguiente forma:

$$\omega_s = \sin^{-1}[-\tan(\varphi) \tan(\delta)] \quad (10)$$

El ángulo de declinación solar δ y la distancia relativa de la tierra al sol d_r están dadas por:

$$\delta = 0.409 \sin\left(\frac{2\pi}{365} J - 1.39\right) \quad (11)$$

$$d_r = 1 + 0.033 \cos\left(\frac{2\pi}{365} J\right) \quad (12)$$

Donde J es el número del día del año del cual queremos calcular la ETo, es decir del día del paso del satélite LANDSAT 8; J cambiará para los años bisiestos. En el anexo 03 se presentan los números J para cada día del año.

b.2 Radiación solar

Al no contar con mediciones directas de radiación ni de horas de insolación, se derivaron los valores de radiación solar a partir de datos de diferencias térmicas. Esta consideración es menos efectiva que las mediciones directas cuanto más nuboso es el día, por lo cual este fue otro motivo para elegir días con escasa nubosidad. Para el cálculo de la radiación solar se ha utilizado un

ajuste de la ecuación de Hargreaves realizada por la FAO:

$$R_s = K_{RS} - \sqrt{(T_{\max} - T_{\min})} R_a \quad (13)$$

Donde R_s es la radiación solar [$\text{MJ m}^2 \text{ día}^{-1}$]; T_{\max} es la temperatura máxima del aire [$^{\circ}\text{C}$]; T_{\min} es la temperatura mínima del aire [$^{\circ}\text{C}$]; R_a es la radiación extraterrestre [$\text{MJ m}^2 \text{ día}^{-1}$]; y K_{RS} es un coeficiente de ajuste [$^{\circ}\text{C}^{0.5}$]

El valor de K_{RS} tomado para el estudio fue de 0.16, que corresponde a un escenario de sierra, donde la masa de tierra domina debido a las montañas y las masas de aire no están influenciadas fuertemente por un cuerpo grande de agua.

b.3 Radiación solar en un día despejado

Se realiza este cálculo previo a la radiación neta de onda larga según la ecuación 14. Este valor considera la radiación máxima que se alcanzaría en cada estación si el cielo estuviera completamente despejado.

$$R_{s0} = (0.75 + 2 \times 10^{-5} Z) R_a \quad (14)$$

Donde R_{s0} es la radiación en un escenario completamente despejado para cada estación [$\text{MJ m}^2 \text{ día}^{-1}$]; Z es la altitud de cada estación [m. s. n. m] y R_a es la radiación extraterrestre para cada estación [$\text{MJ m}^2 \text{ día}^{-1}$].

b.4 Radiación neta de onda larga

Debido a que no se cuenta con mediciones directas de radiación de onda corta y onda larga, para el cálculo de la radiación neta de onda larga se hace uso de la presión real de vapor, calculada en el apartado anterior y, al igual que en el caso de la radiación solar, se utiliza la diferencia térmica con las temperaturas máximas y mínimas de cada estación. Para su cálculo, se recurre a la ecuación de Stefan-Boltzmann:

$$R_{nl} = \sigma \left[\frac{T_{\max,K}^4 + T_{\min,K}^4}{2} \right] (0.34 - 0.14 \sqrt{e_a}) \left(1.35 \frac{R_s}{R_{s0}} - 0.35 \right) \quad (15)$$

Donde R_{nl} es la radiación neta de onda larga [$\text{MJ m}^2 \text{ día}^{-1}$]; σ es la constante de Stefan-Boltzmann [$4.903 \times 10^{-9} \text{ MJ K}^{-4} \text{ m}^{-2} \text{ día}^{-1}$]; $T_{\max,K}$ es la temperatura máxima absoluta durante un periodo de 24 horas [K]; $T_{\min,K}$ es la temperatura mínima absoluta durante un periodo de 24 horas [K]; e_a es la

presión real de vapor [KPa]; R_s es la radiación solar de cada estación [$MJ m^2 día^{-1}$] y R_{s0} es la radiación en un día despejado [$MJ m^2 día^{-1}$].

b.5 Radiación neta de onda corta

Para el cálculo de la radiación neta de onda corta se consideró un albedo de 0.23 según lo propuesto por la FAO para el cultivo de referencia. Este coeficiente equilibra la radiación entrante que es reflejada por el terreno según la siguiente ecuación:

$$R_{ns} = (1 - \alpha)R_s \quad (16)$$

Donde R_{ns} es la radiación neta de onda corta [$MJ m^2 día^{-1}$]; α es el coeficiente de reflexión de cultivo o albedo con valor de 0.23; y R_s es la radiación solar entrante [$MJ m^2 día^{-1}$].

b.6 Radiación neta

Finalmente, la radiación neta se define como la diferencia entre la radiación neta de onda corta y la radiación neta de onda larga según:

$$R_n = R_{ns} - R_{nl} \quad (17)$$

Donde R_n es la radiación neta [$MJ m^2 día^{-1}$].

c. Evapotranspiración de cultivo de referencia

Para el cálculo de la evapotranspiración del cultivo de referencia, utilizamos la ecuación 18 - FAO Penman Monteith. Para ello, se necesitan la velocidad del viento ajustada a 2m de altura y la temperatura promedio de cada estación, además del déficit de presión de vapor y la radiación neta calculados en los apartados a, y b respectivamente, tal como se mostró en la figura 3.

$$ET_o = \frac{0.408 \Delta (R_n - G) + \gamma \frac{900}{T + 273} u_2 DPV}{\Delta + \gamma(1 + 0.34u_2)} \quad (18)$$

Donde ET_o es la evapotranspiración del cultivo de referencia [$mm día^{-1}$]; R_n es la radiación neta en la superficie [$MJ m^2 día^{-1}$]; T es la temperatura media del aire [$°C$]; u_2 es la velocidad del viento a dos metros de altura [$m s^{-1}$]; DPV

es el déficit de presión de vapor [KPa]; Δ es la pendiente de la curva de presión de vapor [KPa °C⁻¹] y γ es la constante psicrométrica [KPa °C⁻¹]

El valor de G es significativo para periodos largos, pero, dada la escala diaria de los cálculos, se desprecian los efectos de G (ALLEN, 2006); por lo tanto, G=0.

c.1 Velocidad del viento a 2m

La velocidad del viento en las estaciones convencionales descritas está medida a la altura de 10m, por lo que resulta necesario un ajuste de altura según la ecuación 19:

$$U_2 = U_z \frac{4.87}{\ln(67.8z - 5.42)} \quad (19)$$

Donde U_2 es la velocidad del viento a dos metros sobre la superficie [m s⁻¹]; U_z es la velocidad del viento medida a z metros sobre la superficie [m s⁻¹] y z es la altura de medición de velocidad sobre la superficie.

c.2 Constante psicrométrica

La constante psicrométrica refleja los efectos de la presión sobre la evaporación. Por lo tanto, es una función de la altitud de cada estación como se vio en el apartado anterior.

$$\gamma = \frac{C_p P}{\varepsilon \lambda} = 0.00163 \frac{P}{\lambda} \quad (20)$$

Donde γ es la constante psicrométrica [KPa °C⁻¹]; P es la presión atmosférica [KPa]; λ es el calor latente de vaporización, 2.45 [MJ Kg⁻¹]; C_p es el calor específico a presión constante 1013×10^{-3} [MJ Kg⁻¹ °C⁻¹] y ε es el cociente del peso molecular de vapor de agua / aire seco = 0.622.

c.3 Pendiente de la curva de presión de saturación de vapor

La pendiente de la curva de presión de vapor refleja el efecto de la humedad sobre la atmósfera. Por lo tanto, está en función de la temperatura del ambiente y se calcula mediante:

$$\Delta = \frac{4098 \left[0.6108 e^{\left(\frac{17.27T}{T+237.3} \right)} \right]}{(T + 237.3)^2} \quad (21)$$

Donde Δ es la pendiente de la curva de presión de saturación de vapor a la temperatura del aire T [KPa °C⁻¹]; T es la temperatura promedio del aire medida en cada estación [°C].

Finalmente se procede a calcular la evapotranspiración del cultivo de referencia para cada estación conforme la ecuación 18.

2.2.2.2. Evapotranspiración del cultivo bajo condiciones Estándar (ETc)

Para estimar la evapotranspiración del cultivo de referencia se han considerado 3 escenarios (uno para cada estación), en los cuales será calculada la ETc para las mismas condiciones de cultivo y característica de suelo; para este fin, se tomaron 54 muestras de suelo en el área de estudio, tal como se mostró en la figura 10. Se siguió la metodología de la FAO 56, que introduce el coeficiente de reducción de evaporación K_e y el coeficiente basal del cultivo K_{cb} , los cuales afectarán a la ETo calculada en el apartado anterior.

a. Coeficiente basal del cultivo ajustado

Para iniciar el ajuste de ETo de la zona de estudio con las condiciones de cobertura real, se realizó un recorrido para la identificación los cultivos que tienen la mayor extensión e importancia en el área de estudio (ver anexo 2). A dichos cultivos, se les asigna un coeficiente basal de cultivo y la altura promedio, ambas extraídas del Estudio 56, Riego y drenaje, realizado por la FAO. Además, se utilizan datos climáticos de humedad relativa mínima y velocidad del viento a dos metros de altitud.

El ajuste del coeficiente basal del cultivo obtenido con la tabla de la FAO se ajusta a las condiciones climáticas para cada estación meteorológica con la ecuación 22:

$$K_{cb} = K_{cb}(\text{tab}) + [0.04(u_2 - 2) - 0.004(\text{HR}_{\min} - 45)] \left(\frac{h}{3}\right)^{0.3} \quad (22)$$

Donde K_{cb} es el coeficiente basal del cultivo; u_2 es el valor promedio de la velocidad del viento diaria a dos metros de altura [m s^{-1}]; HR_{\min} es el valor promedio de la humedad relativa mínima diaria [%] y h es altura promedio de las plantas [m].

Para el uso de las tablas de la FAO se consideró la etapa de crecimiento como media, al ser la más predominante de la zona de estudio.

b. Límite superior $K_{c\max}$

Se calcula el valor máximo que puede tener la evaporación y la transpiración ($K_{c\max}$). Para este fin, se utiliza la ecuación 23:

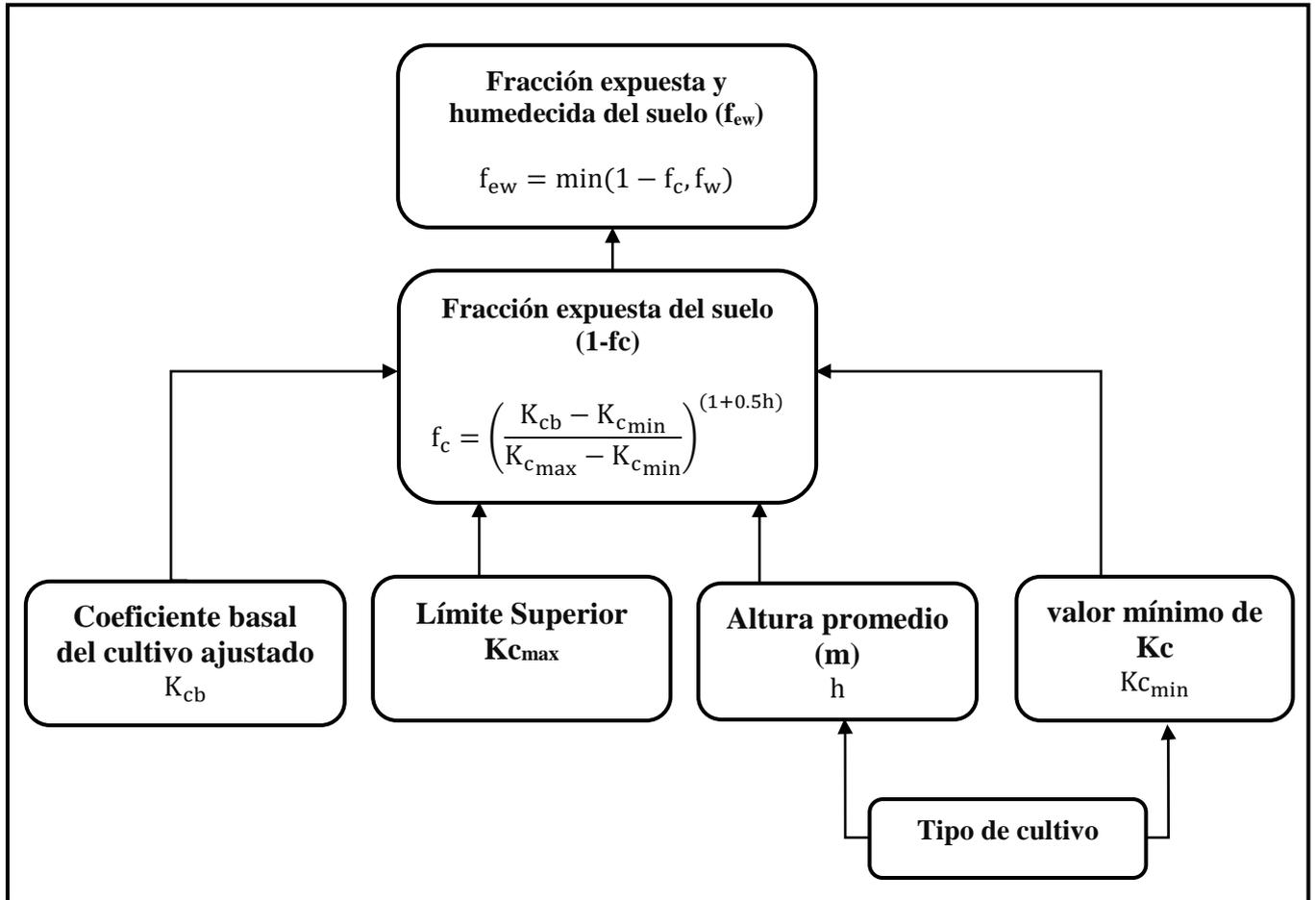
$$K_{c\max} = \max \left(\left\{ 1.2 + [0.04(u_2 - 2) - 0.004(\text{HR}_{\min} - 45)] \left(\frac{h}{3}\right)^{0.3} \right\}, \{K_{cb} + 0.05\} \right) \quad (23)$$

Donde $K_{c\max}$ es el límite superior de la evaporación y la transpiración que puede ocurrir en una superficie cultivada.

c. Fracción expuesta y humedecida del suelo

Para el cálculo de la fracción expuesta y humedecida del suelo, se requiere un valor de coeficiente dual de cultivo K_c mínimo. Para esto, utilizamos los valores de K_{cb} para un periodo inicial de crecimiento de cultivo, según lo recomendado por Allen (2006). El proceso de cálculo se muestra en la figura 4:

Figura 4- Diagrama de flujo para el cálculo de la fracción expuesta y humedecida del suelo.



Teniendo los tipos de cultivo obtenidos en el muestreo de campo, se obtienen los valores de $K_{c_{min}}$ y la altura promedio; luego, se procede a calcular la fracción expuesta del suelo $(1-f_c)$ y, finalmente, la fracción expuesta y humedecida del suelo f_{ew} , según la ecuación 24:

$$f_{ew} = \min(1 - f_c, f_w) \quad (24)$$

Donde $1 - f_c$ es la fracción expuesta promedio del suelo, la cual no se encuentra cubierta o sombreada por la vegetación y f_w es la fracción promedio de la superficie del suelo humedecida por el riego o la lluvia.

Para la zona de estudio el valor de f_w es igual a uno, al ser la precipitación el principal y único agente de humedecimiento.

La fracción expuesta promedio del suelo se calcula a partir de la fracción efectiva de la superficie del suelo cubierta por vegetación f_c según la ecuación 25:

$$f_c = \left(\frac{K_{cb} - K_{c_{\min}}}{K_{c_{\max}} - K_{c_{\min}}} \right)^{(1+0.5h)} \quad (25)$$

Donde f_c es la fracción efectiva de la superficie del suelo que se encuentra cubierta por la vegetación [0 – 0.99] y $K_{c_{\min}}$ es valor mínimo de K_c para suelo sin cobertura y seco [0.15 – 0.20].

d. Coeficiente de reducción de la evaporación (mm)

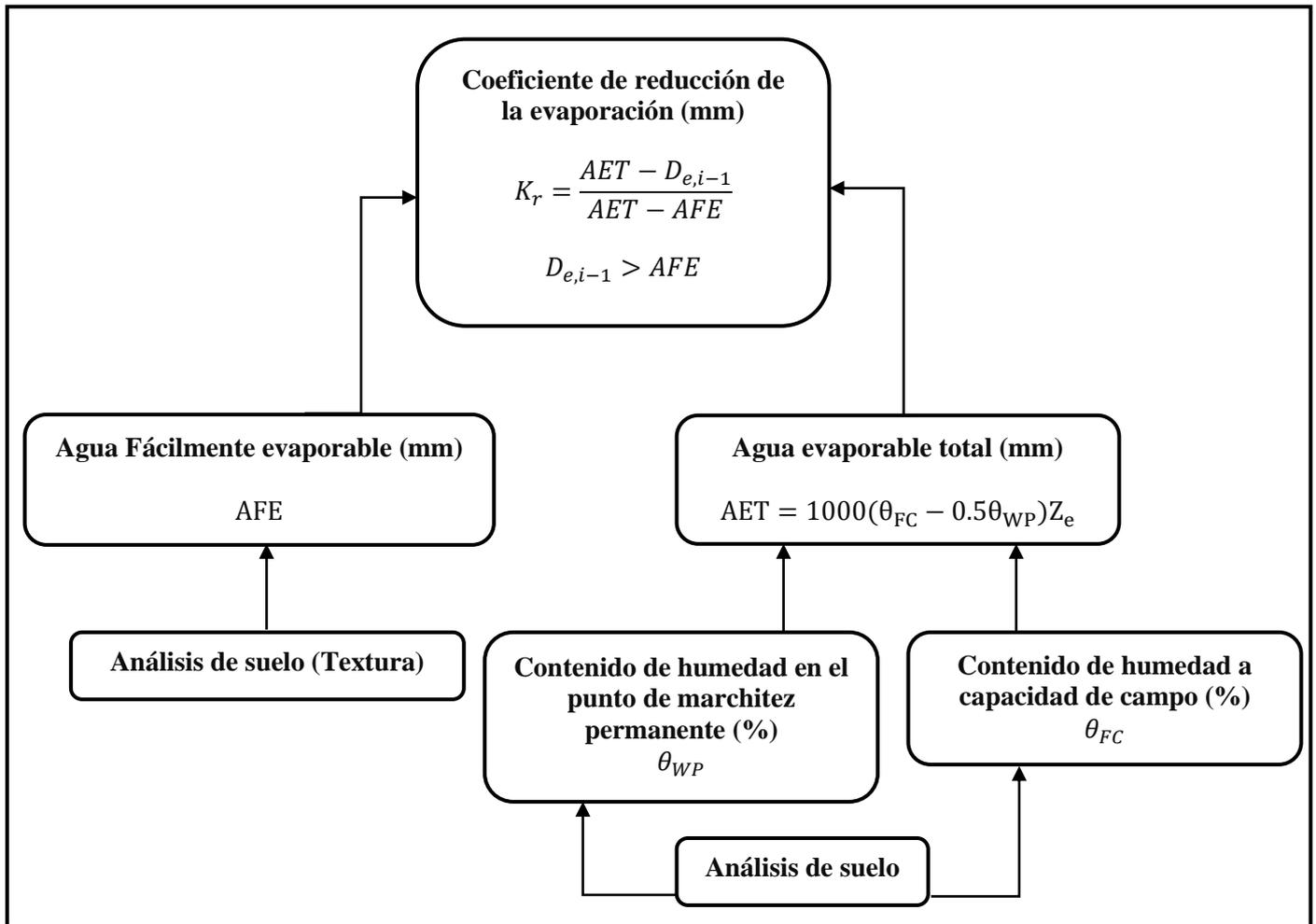
Siguiendo a Allen (2006), se consideran las dos etapas de evaporación en la zona de estudio: una etapa limitada por la cantidad de energía disponible y una etapa donde la tasa de evaporación se reduce gradualmente.

Para la primera etapa, le corresponde un coeficiente de reducción de evaporación igual a uno, es decir, cuando la superficie se encuentra húmeda, esto sucede inmediatamente después de una precipitación mayor a $0.2 \times E_{To}$ en la zona de estudio.

La segunda etapa ocurre a partir del día de la precipitación hasta el día de interés, es decir, el día en que se extrajo la imagen. En este lapso de días, el coeficiente de reducción de evaporación irá disminuyendo a medida que se reduce también el contenido de agua en la en la parte superior del suelo.

Para realizar el control sobre el suelo, se realizaron análisis de humedad y textura del suelo a lo largo de mil hectáreas divididas en 54 zonas de muestreo por barrenamiento en la parte superior del suelo, es decir, la capa arable evaporable. Los resultados del laboratorio de contenido de humedad en el punto de marchitez permanente θ_{WP} , el contenido de humedad a capacidad de campo θ_{FC} , la clase textural del suelo y los registros de precipitación de las tres estaciones estudiadas se utilizaron para la estimación del cálculo del coeficiente de reducción de la evaporación. El proceso de estimación del coeficiente de reducción de la evaporación se muestra en la figura 5:

Figura 5- Diagrama de flujo para el cálculo del coeficiente de reducción de la evaporación.



El coeficiente de reducción de evaporación se calcula según la ecuación 26:

$$AET = 1000(\theta_{FC} - 0.5\theta_{WP})Z_e \quad (26)$$

Donde AET es el agua evaporable total, la lámina máxima que puede ser evaporada del suelo cuando la capa superficial del mismo ha sido inicialmente humedecida por completo [mm]; θ_{FC} es el contenido de humedad del suelo a capacidad de campo [%]; θ_{WP} es el contenido de humedad en el punto de marchitez permanente [%] y Z_e es la profundidad de la capa del suelo muestreado.

Para el cálculo del agua fácilmente evaporable se recurrió a la textura del suelo para la cual le corresponde un valor dado por la FAO 56 (ver anexo 4).

e. Evaporación del cultivo

Para el cálculo de la evaporación del cultivo, calculamos el coeficiente de evaporación del suelo con la siguiente ecuación 27:

$$K_e = \min(K_r(K_{c_{\max}} - K_{cb}), f_{ew} K_{c_{\max}}) \quad (27)$$

Donde K_e es el coeficiente de la evaporación del suelo.

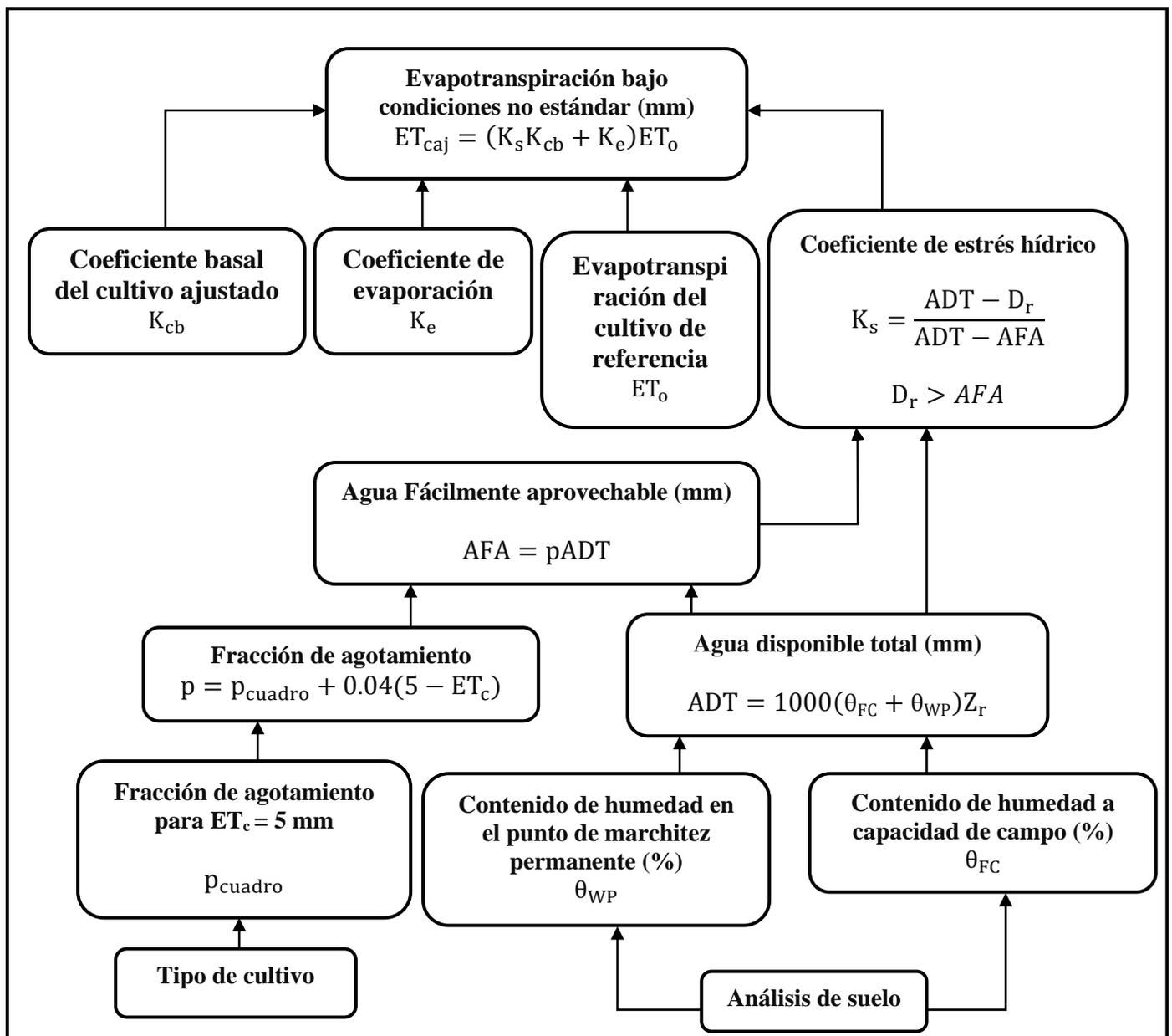
Finalmente, la estimación de la evaporación del cultivo se da por el coeficiente dual del cultivo " K_c ", que es la suma del coeficiente basal del cultivo ajustado y el coeficiente de evaporación del suelo. Se utiliza la ecuación 28 para cada estación meteorológica y para cada año; todos los términos fueron descritos anteriormente.

$$ET_c = (K_{cb} + K_e)ET_o \quad (28)$$

2.2.2.3. Evapotranspiración real del cultivo o bajo condiciones no Estándar (ETcaj)

Para el cálculo de la evapotranspiración del cultivo bajo condiciones no estándar o Evapotranspiración real (ETcaj), se calcula el coeficiente de estrés hídrico al que están sometidos los cultivos del área de estudio. Para esto, se recurre nuevamente al muestreo de suelo y reconocimiento de cultivos con el fin de conocer la profundidad máxima de las raíces que puede alcanzar la vegetación y, por extensión, la cantidad máxima de agua que se puede almacenar en la zona radicular del cultivo y la cantidad que se puede aprovechar antes de que empiece a sufrir estrés hídrico. El diagrama de flujo para el cálculo del coeficiente de estrés hídrico y la evapotranspiración real se muestra en la figura 6:

Figura 6- Diagrama de flujo para el cálculo de la evapotranspiración bajo condiciones no estándar o evapotranspiración real.



a. Agua disponible total

La capacidad del suelo para retener el agua de que dispondrán las plantas está dada por las características del suelo y por la profundidad de las raíces, y se relaciona según la ecuación 29. Para ello, se toman nuevamente valores del contenido de humedad en el punto de marchitez y capacidad de campo, y se introduce la profundidad máxima de la vegetación dada por la FAO 56.

$$ADT = 1000(\theta_{FC} + \theta_{WP})Z_r \quad (29)$$

Donde ADT es el total de agua disponible en la zona radicular del cultivo

[mm], θ_{FC} es el contenido de humedad a capacidad de campo [%], θ_{WP} es el contenido de humedad en el punto de marchitez permanente [%] y Z_r es la profundidad de las raíces [m].

b. Agua fácilmente aprovechable

La fracción del agua total disponible que un cultivo puede extraer de la zona radicular sin experimentar estrés hídrico se calcula con la ecuación 31. Esta ecuación introduce una fracción de agotamiento dada para cada cultivo (p_{cuadro}). En el documento FAO 56, sin embargo, este valor está dado para evapotranspiraciones de cultivo igual a cinco milímetros, por lo cual, se realiza un ajuste según las condiciones evapotranspirativas del estudio, según la ecuación 30:

$$p = p_{cuadro} + 0.04(5 - ET_c) \quad (30)$$

Donde p es la fracción promedio total del agua disponible del suelo ajustada, que puede ser agotada de la zona radicular antes de presentar estrés hídrico, y p_{cuadro} es la fracción de agotamiento dada para un $ET_c = 5\text{mm}$.

El agua fácilmente aprovechable se realiza afectando el agua disponible total con la fracción de agotamiento ajustada:

$$AFA = pADT \quad (31)$$

Donde AFA es el agua fácilmente aprovechable de la zona radicular del suelo [mm].

c. Coeficiente de estrés hídrico

Para calcular el coeficiente de estrés hídrico K_s , al igual que en el caso del coeficiente de reducción de evaporación calculado en el apartado anterior, se parte de un día con precipitación anterior al paso del satélite y se termina en el día del paso del satélite (día de interés). En el día de precipitación, el suelo se encuentra a capacidad de campo, por lo tanto, el agotamiento en la zona radicular será nulo y K_s tendrá un valor máximo igual a uno. Una vez que comienza la evapotranspiración, aumentará también el agotamiento D_r diariamente y se iniciarán las condiciones de estrés hídrico cuando D_r sea igual a AFA.

$$K_s = \frac{ADT - D_r}{ADT - AFA} \quad (32)$$

$$D_r > AFA$$

Donde K_s es el coeficiente de estrés hídrico, adimensional, reduce la transpiración y depende de la cantidad de agua disponible en el suelo; y D_r es el agotamiento de humedad en la zona radicular [mm].

El agotamiento de humedad en la zona radicular se realiza para cada día en el lapso del día del evento de precipitación y del paso del satélite. El día del paso del satélite será el día en el que, finalmente, se termine el balance y se calcule K_s y, por ende, la evapotranspiración real, con la ecuación 33:

$$ET_{caj} = (K_s K_{cb} + K_e) ET_0 \quad (33)$$

Donde ET_{caj} es la evapotranspiración del cultivo bajo condiciones no estándar o evapotranspiración real [mm]; K_s es el coeficiente de estrés hídrico; K_{cb} es el coeficiente dual del cultivo; K_e es el coeficiente de reducción de la evaporación; y ET_0 es la evapotranspiración del cultivo de referencia.

2.2.3. Teledetección u observación remota

La teledetección u observación remota se define como “la adquisición de información sobre un objeto a distancia, es decir sin que haya contacto material entre el objeto o sistema observado y observador” (López y Caselles, 1991).

La teledetección tiene como fin el reconocimiento de las características de la superficie terrestre y de los fenómenos que en ella se producen a partir de los datos registrados por el sensor, basándose en que la superficie terrestre tiene una respuesta espectral propia, a partir de la cual podemos identificarlos. Se apoya en una serie de leyes y principios físicos:

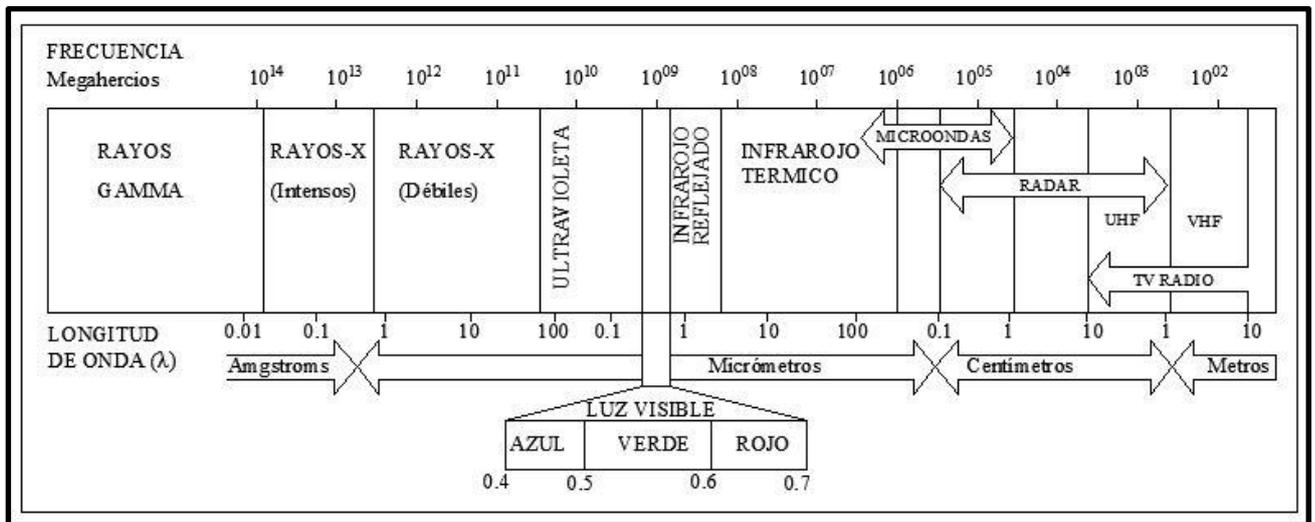
- Radiación electromagnética como fuente de energía.
- Interacción de la energía electromagnética con la atmósfera.
- Interacción de la energía electromagnética con los objetos de la superficie terrestre.
- Recogida de la información mediante sensores.

(Castaño et al., 1994)

2.2.3.1. Espectro electromagnético

Como señala Chuvieco (1995), las energías radiantes se pueden describir en función de su longitud de onda o frecuencia. Aunque estos valores suelen ser continuos, se suele establecer una serie de bandas en donde la radiación electro-magnética manifiesta un comportamiento similar. La organización de estas bandas de longitudes de onda o frecuencia se denomina *espectro electromagnético*.

Figura 7- Espectro electromagnético (Fuente: Elaboración propia adaptada de Chuvieco, 1995).



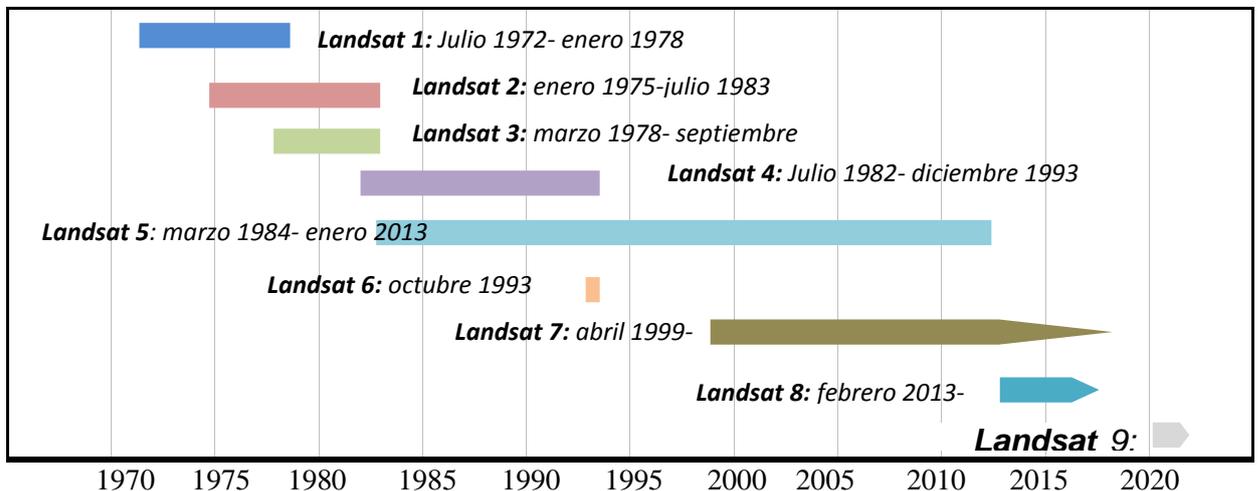
2.2.3.2. El programa LANDSAT

La constelación de satélites LANDSAT (de *land*: tierra y *sat*: satélite), que inicialmente se llamaron ERTS (Earth Resources Technology Satellites), fue la primera misión de los Estados Unidos para el monitoreo de los recursos terrestres. La conforman 8 satélites, de los cuales sólo se encuentran activos el 7 y el 8. Su mantenimiento y operación está a cargo de la Administración Nacional de la Aeronáutica y del Espacio (NASA), en tanto que la producción y comercialización de las imágenes dependen del Servicio Geológico de los Estados Unidos (USGS).

“La buena resolución de sus sensores, el carácter global y periódico de la observación que realizan y su buena comercialización, explican su profuso empleo por expertos de muy variados campos en todo el mundo. Solo hasta 1980, la cobertura territorial proporcionada por diversos satélites de la serie se cifraba en unos 32000 millones de km²” (Chuvieco, 1995). La

figura 8 presenta un resumen de la historia del programa LANDSAT, disponible en la página web del Servicio Geológico de los Estados Unidos (USGS).

Figura 8- Misiones de Satélite LANDSAT (Fuente: Adaptado del disponible en: <https://landsat.usgs.gov/landsat-missions-timeline>).



a. Características de LANDSAT 8

El satélite LANDSAT 8, el más reciente de todo el programa LANDSAT, fue lanzado en febrero del 2013. Este incorpora dos instrumentos de barrido: Operational Land Imager (OLI) y un sensor térmico infrarrojo llamado Thermal Infrared Sensor (TIRS), los cuales tienen una mejor calidad de los datos (relación de la señal en función del ruido) y mejor resolución radiométrica (12 bits) en comparación con su antecesor, el satélite LANDSAT 7. Estos aspectos representan una mejora significativa al momento de estudiar la superficie terrestre. En el servidor USGS, se encuentran disponibles alrededor de 400 escenas al día. Estas imágenes constan de 9 bandas espectrales con una resolución espacial de 30m para las bandas 1 al 7 y 9, mientras que la resolución de la banda 8 es de 15m. Además, se cuenta con dos bandas térmicas (10 y 11). En la tabla 2, se muestra la distribución de las bandas con su respectiva resolución.

Tabla 2- Distribución de las bandas en OLI y TIRS (Fuente: Elaboración propia adaptada del Manual Landsat 8 USGS, 2013).

	Bandas	Longitud de onda (micrómetros)	Resolución (metros)
LANDSAT 8- Operacional de imágenes de la tierra (OLI) y sensor infrarrojo termal (TIRS) Febrero de 2013	Banda 1- Aerosol costero	0.43-0.45	30
	Banda 2- Azul	0.45-0.51	30
	Banda 3-Verde	0.53-0.59	30
	Banda 4- Rojo	0.64-0.67	30
	Banda 5- Infrarrojo cercano (NIR)	0.85-0.88	30
	Banda 6- SWIR 1	1.57-1.65	30
	Banda 7- SWIR 2	2.11-2.29	30
	Banda 8- Pancromático	0.50-0.68	15
	Banda 9- Cirrus	1.36-1.38	30
	*Banda 10- Infrarrojo térmico (TIRS) 1	10.60-11.19	100
	*Banda 11- Infrarrojo térmico (TIRS) 2	11.50-12.51	100

2.2.4. Evapotranspiración real mediante modelo SEBAL

El algoritmo SEBAL (Surface Energy Balance Algorithm for Land, o en español, Algoritmo de Balance de Energía Superficial para la Tierra), propuesto y validado por Bastiaansen (1998), realiza una combinación de las técnicas de teledetección y las leyes del Balance de energía superficial espacial, con el fin de estudiar los procesos energéticos que ocurren en la superficie terrestre. Este algoritmo hace uso de las relaciones entre las radiancias espectrales del infrarrojo térmico y la radiancia visible que ocurren en áreas con grandes contrastes hidrológicos.

Entre las bondades de este algoritmo se destaca el hecho de que estima la variación espacial de los parámetros hidrometeorológicos más importantes, requiriendo información de transmitancia atmosférica (obtenida por los sensores remotos), medición de temperaturas e información de vegetación de la superficie. Además, calcula los flujos de energía independientemente de la cobertura de la tierra y se puede calcular usando imágenes térmicas de infrarrojo con diferentes resoluciones (Bastiaansen, 1998).

El algoritmo SEBAL calcula un flujo de ET instantáneo para el tiempo de la imagen; este flujo de ET es calculado para cada pixel de la imagen como un residual de la ecuación del balance de energía superficial:

$$\lambda ET = R_n - G - H$$

Donde:

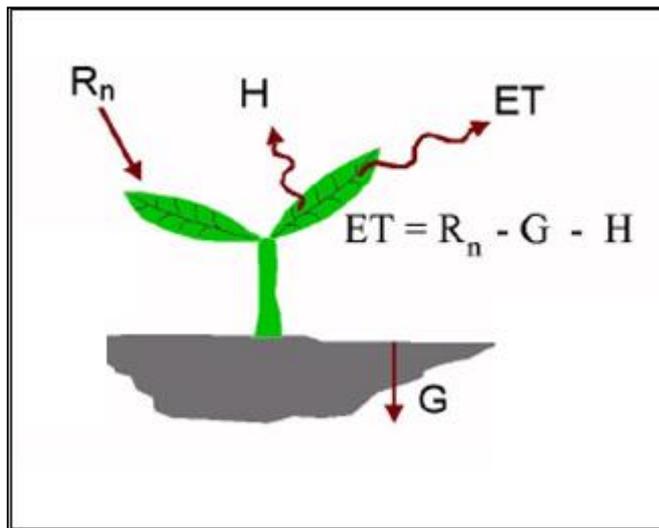
λET : Flujo de calor latente (W/m^2)

R_n : Flujo de radiación Neta de la superficie (W/m^2)

G : Flujo de calor hacia el suelo (W/m^2)

H : Flujo de calor sensible hacia el aire (W/m^2)

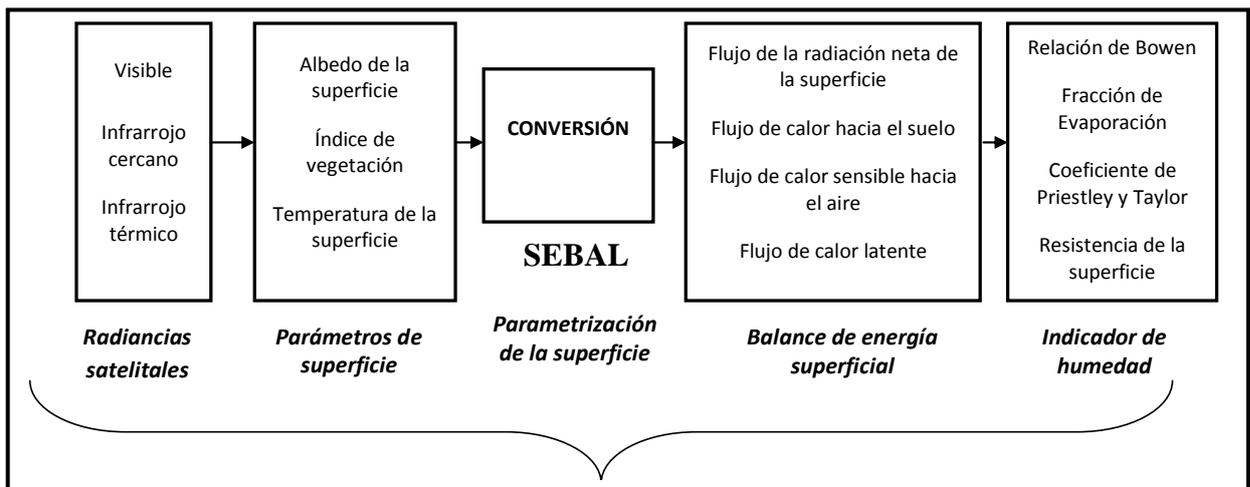
Figura 9- Balance de energía en función de ET (Fuente: Adaptado de Allen et al., 2006).



En la figura N°10, se muestra el funcionamiento de este algoritmo: Se utilizan datos de elevación digital (DEM) e información multiespectral obtenida por satélite. Con estos datos, se calcula la radiancia y reflectancia para cada pixel y, posteriormente, se establece el balance de radiación en la superficie terrestre.

Otros parámetros importantes son el cálculo del Índice de Vegetación de Diferencia Normalizada (NDVI), la temperatura superficial (T_0) y la altura de aspereza superficial. Para calcular posteriormente el flujo de calor del suelo G , el cálculo de H (flujo de calor sensible) se realiza utilizando la temperatura y altura de aspereza superficial, en conjunto con la velocidad del viento. Finalmente, los datos obtenidos se ajustan a la ecuación del balance de energía para el cálculo de la evapotranspiración (Nuñez, 2009).

Figura 10- Principales componentes del Algoritmo SEBAL (Fuente: Adaptado de Bastiaansen, 1998).



Para la implementación del modelo SEBAL (Algoritmo de balance de energía superficial para la tierra), se requirió del conjunto de imágenes (se describen en la tabla 3) y el Modelo de elevación digital generado a partir de los datos altitudinales provistos por el Instituto Geográfico del Perú.

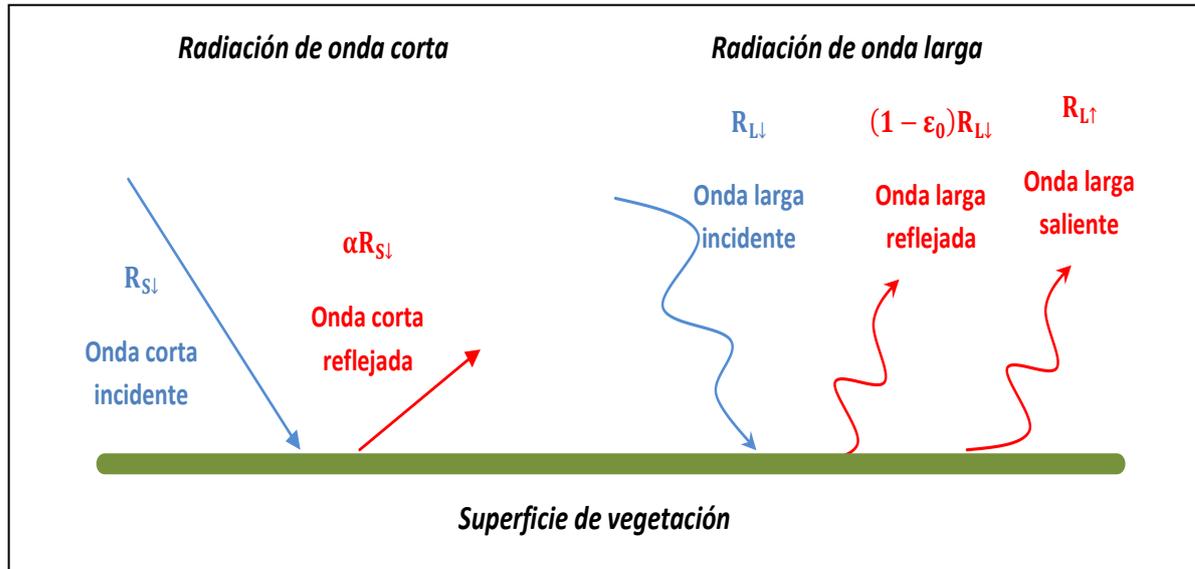
Los datos espaciales fueron procesados en el software ERDAS Imagine 2014, a través de su herramienta Model Maker, un modelador espacial para realizar operaciones GIS y procesamiento de imágenes. Se utiliza un lenguaje de modelado espacial (SML) para manipular los datos raster de las imágenes Landsat.

La implementación con este modelo comprende cinco pasos: el cálculo del flujo de radiación neta superficial, flujo de calor del suelo, flujo de calor sensible, flujo de calor latente y cálculo de la evapotranspiración real diaria.

2.2.3.1. Flujo de radiación neta de la superficie (Rn)

El flujo de radiación neta de la superficie representa la energía radiante real de la superficie. Allen (1998) define a la radiación neta como “la diferencia entre la radiación de onda corta entrante y la radiación de onda larga saliente”, es decir, es el equilibrio entre las energías absorbidas, reflejadas y emitidas por la superficie terrestre. Durante el día, Rn es normalmente positiva, mientras que durante la noche se considera que es igual a 0. El cálculo de la radiación neta se realiza restando los flujos de radiación saliente de los flujos de radiación entrante (Allen et al., 2002).

Figura 11- Balance de radiación en la superficie (Fuente: Elaboración propia Adaptado de Allen et al., 2002).

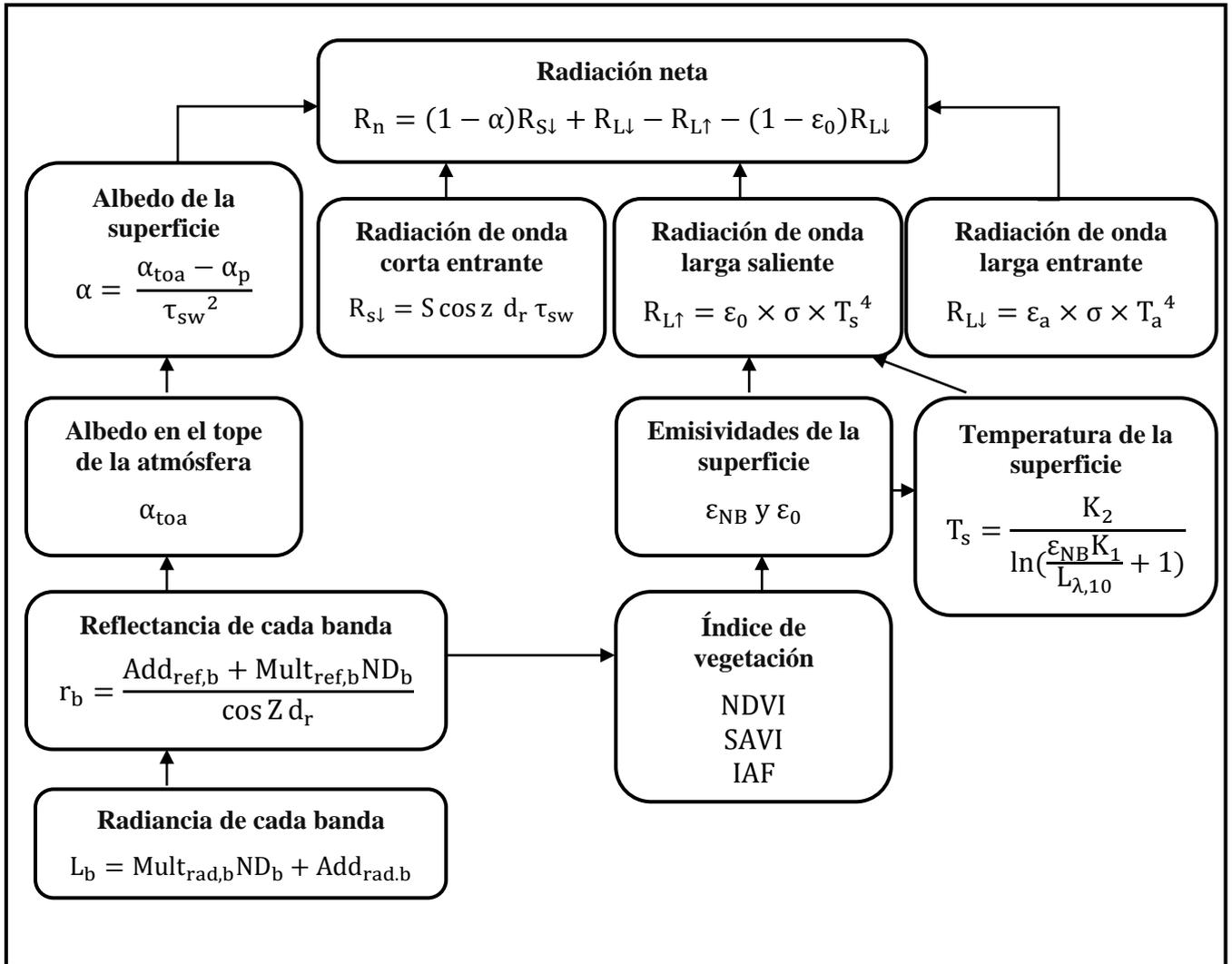


Para el cálculo, se debe efectuar una calibración radiométrica de la imagen a través del cálculo de la radiancia y reflectancia espectral. Esto se realiza a partir de los coeficientes de radiancia y reflectancia descritos en los metadatos de cada imagen, incluidos en el archivo de descarga de cada una. El valor numérico que codifica cada píxel se denomina "Nivel Digital" (ND). Cuando se visualiza un píxel, la intensidad de gris o de color con la que aparece en el monitor depende de su ND.

Las imágenes de satélite deben someterse a diferentes tipos de correcciones, según la aplicación que se les quiera dar. La calibración radiométrica se realiza a partir de los valores "brutos" (niveles digitales o ND). Al obtener esos valores de radiancia, éstos nos sirven posteriormente para proceder al cálculo de los valores de reflectividad, con los que se obtienen resultados más precisos al realizar posteriores índices.

Para ello, se utilizan las bandas 2, 3, 4, 5, 6 y 7. El proceso de cálculo de la radiación neta superficial se muestra en la figura 12:

Figura 12- Diagrama de flujo para el cálculo del flujo de radiación neta.



a. Albedo de la superficie

Para el cálculo del albedo de la superficie, en primer lugar, se requiere de una calibración radiométrica a través de la radiancia y reflectancia. El procedimiento de la calibración aparece descrito en el manual de Landsat 8. Además, se realiza una corrección atmosférica mediante el cálculo del albedo en el tope de la atmósfera.

a.1 Radiancia en el techo de la atmósfera (TOA)

Para la calibración radiométrica, se utilizan las bandas dos, tres, cuatro, cinco, seis y siete. Para ello, se realiza en el software ERDAS una compilación de tales bandas y se ejecuta la siguiente ecuación en el Model Maker:

$$L_b = \text{Mult}_{\text{rad},b} \text{ND}_b + \text{Add}_{\text{rad},b} \quad (34)$$

Donde L_b es el valor de radiancia espectral en el techo de la atmosfera [$\text{W m}^2 \text{sr}^{-1} \mu\text{m}^{-1}$]; $\text{Mult}_{\text{rad},b}$ es el factor multiplicativo de escalado específico para la radiancia obtenido del archivo de metadatos para cada banda; $\text{Add}_{\text{rad},b}$ es el factor aditivo de escalado específico para la radiancia obtenido del archivo de metadatos para cada banda; y ND_b son los valores digitales para cada pixel de cada banda.

a.2 Reflectancia en el techo de la atmósfera (TOA)

Como en el caso de la radiancia, los datos requeridos para la calibración radiométrica por reflectancia vienen incluidos en el archivo de metadatos de cada imagen. Estos datos son: Los factores multiplicativos y aditivos de reflectancia, el ángulo de elevación solar y el ángulo cenital solar; los cuales se relacionan según la ecuación 35:

$$r_b = \frac{\text{Add}_{\text{ref},b} + \text{Mult}_{\text{ref},b} \text{ND}_b}{\cos Z d_r} \quad (35)$$

Donde r_b es el valor reflectancia planetaria en el techo de la atmosfera TOA, con corrección por ángulo solar [$\text{W m}^2 \text{sr}^{-1} \mu\text{m}^{-1}$]; $\text{Add}_{\text{ref},b}$ es el factor aditivo de escalado específico para la reflectancia obtenido del archivo de metadatos para cada banda; $\text{Mult}_{\text{ref},b}$ es el factor multiplicativo de escalado específico para la reflectancia obtenido del archivo de metadatos para cada banda; Z es el ángulo cenital solar [rad]; y d_r es una corrección de la excentricidad de la órbita terrestre.

La corrección d_r está dada por:

$$d_r = \left(\frac{1}{d_{\text{ES}}} \right)^2 \quad (36)$$

Donde: d_{ES} corresponde a la distancia desde la tierra hasta el sol (unidad astronómica) en el día de cada imagen, también extraída de los metadatos.

a.3 Albedo en el tope de la atmósfera

Para calcular el albedo de la superficie terrestre es necesario primero calcular el albedo en el tope de la atmósfera. Este no tiene en cuenta los efectos de la transmisividad atmosférica, es decir, siempre será menor al

albedo terrestre.

Para esto, se procedió con la metodología propuesta por Chander y Markham (2003), en la cual se estiman pesos para cada banda, a partir del cálculo de la constante solar asociada a cada una de ellas. El albedo en el tope de la atmosfera es una combinación lineal de los pesos y los valores de reflectancia para cada banda:

$$\alpha_{toa} = p_2 \times r_2 + p_3 \times r_3 + p_4 \times r_4 + p_5 \times r_5 + p_6 \times r_6 + p_7 \times r_7 \quad (37)$$

Donde p_b es el peso de cada banda y r_b es el valor de radiancia para cada banda

Para la determinación de cada peso p_b , es necesario estimar la constante solar K_b a cada una de las bandas, según la ecuación 38:

$$k_b = \pi L_b r_b \cos Z d_r \quad (38)$$

Donde k_b es el valor de la constante solar de cada banda; L_b es el valor de radiancia de cada banda; r_b es el valor de reflectancia de cada banda [$W m^2 sr^{-1} \mu m^{-1}$]; Z es el ángulo zenital solar [rad]; y d_r es la corrección de la excentricidad de la órbita terrestre.

Luego, el valor de cada peso p_b para cada banda espectral fue obtenida por la relación entre k_b de cada banda y la suma de todos los valores k_b :

$$p_b = \frac{K_b}{\sum_{b=2}^7 K_b} \quad (39)$$

a.4 Albedo de la superficie

Finalmente, el cálculo del albedo de la superficie se realiza mediante la corrección del valor del albedo en el tope de la atmósfera, tomando en cuenta los efectos atmosféricos, es decir, el valor de la transmisividad atmosférica del área de estudio.

$$\alpha = \frac{\alpha_{toa} - \alpha_p}{\tau_{sw}^2} \quad (40)$$

Donde α es el albedo de la superficie; α_{toa} es el albedo en el tope de la atmósfera; α_p es la reflectancia de la propia atmósfera, es decir, la radiación reflejada por la atmósfera; y τ_{sw} es la transmisividad atmosférica.

El valor de α_p usado para el estudio es 0.03, valor recomendado por

Bastiaanssen (2000) para la aplicación de SEBAL.

La transmisividad atmosférica se calculó para condiciones de cielo claro, siguiendo la ecuación de Allen (2002):

$$\tau_{sw} = 0.75 + 2 \times 10^{-5} z \quad (41)$$

Donde z es la altitud de cada pixel obtenido del modelo de elevación digital.

b. Radiación de onda larga saliente

Para calcular la radiación de onda larga saliente, es decir, el flujo de radiación termal emitido desde la superficie terrestre hacia la atmósfera, es necesario calcular los índices de vegetación del área de estudio y la emisividad de la superficie.

b.1 Índices de vegetación

Los índices de vegetación de interés son: el índice de vegetación de diferencia normalizada (NDVI), el índice de vegetación ajustado a los efectos del suelo (SAVI) y el índice de área foliar (IAF).

El índice NDVI es obtenido como la razón entre la diferencia de valores de reflectancia de la banda del infrarrojo próximo (r_5) y el rojo (r_4) y la suma de las mismas. Los valores de NDVI tienen un rango de -1 a 1. Para superficies con vegetación, los valores de NDVI son mayores que cero, tal como es el caso de nuestra área de estudio.

$$NDVI = \frac{r_5 - r_4}{r_5 + r_4} \quad (42)$$

El índice SAVI ajusta los efectos del fondo del suelo del NDVI por los que los efectos de humedad del suelo se reducen. Para esto, se utiliza la ecuación de Huete (1988):

$$SAVI = \frac{(1 + L)(r_5 - r_4)}{(L + r_5 + r_4)}$$

Donde L es un factor de corrección llamado línea de suelo. Tomamos un valor de 0.5, correspondiente a densidades de vegetación media propuesta por Huete & Warrick (1990).

El índice de área foliar IAF es la relación entre el área foliar de toda la vegetación por unidad de área, es un indicador de la biomasa de cada pixel de

la imagen y se calcula siguiendo a Allen (2002):

$$IAF = \frac{\ln\left(\frac{0.69 - SAVI}{0.59}\right)}{0.91} \quad (43)$$

b.2 Emisividades de la superficie

La razón entre la energía térmica radiada por la superficie y la energía térmica radiada por un cuerpo negro a la misma temperatura corresponde al valor de la emisividad.

Para la obtención de la temperatura de la superficie, se utiliza la ecuación de Planck. Esta ecuación es válida para un cuerpo negro, pero, dado que cada pixel obtenido de Landsat no emite radiación electromagnética como un cuerpo negro, se tiene la necesidad de introducir la emisividad de cada pixel en el dominio espectral de cada banda termal ϵ_{NB} . Por otro lado, para el cálculo de la radiación de onda larga emitida por cada pixel, se considera un emisividad en el dominio de la banda larga ϵ_0 . Estas emisividades se pueden obtener, siguiendo a Allen (2002), con las ecuaciones 44 y 45:

$$\epsilon_{NB} = 0.97 + 0.0033 \times IAF \quad (44)$$

$$\epsilon_0 = 0.95 + 0.01 \times LAI \quad (45)$$

Si $IAF \geq 3$, $\epsilon_{NB} = \epsilon_0 = 0.98$

Para cuerpos de agua, $NDVI < 0$; $\epsilon_{NB} = 0.99$; y $\epsilon_0 = 0.985$, conforme a las recomendaciones de Allen (2002).

b.3 Temperatura de la superficie

Como se mencionó anteriormente, la temperatura de la superficie para cada pixel es calculada utilizando la ecuación modificada de Planck. Para esto, resulta necesario calcular la radiancia espectral de la banda 10, tal como se hizo con las demás bandas:

$$T_s = \frac{K_2}{\ln\left(\frac{\epsilon_{NB} K_1}{L_{\lambda,10}} + 1\right)} \quad (46)$$

Donde $L_{\lambda,10}$ es la radiancia espectral termal de la banda 10; y K_1 y K_2 son constantes de calibración para Landsat 8 obtenidos del archivo de metadatos

de la imagen, con valores $774.89[\text{W m}^2 \text{sr}^{-1}\mu\text{m}^{-1}]$ y $1321.08 [\text{K}]$ respectivamente.

b.4 Radiación de onda larga saliente

Finalmente, la radiación de onda larga saliente ($R_{L\uparrow}$) queda definida mediante la ecuación de Stefan-Boltzman:

$$R_{L\uparrow} = \varepsilon_0 \times \sigma \times T_s^4 \quad (47)$$

Donde $R_{L\uparrow}$ es la radiación de onda larga saliente, emitida por la superficie terrestre [W m^2]; ε_0 es la emisividad de cada pixel; σ es la constante de Stefan-Boltzman ($\sigma = 5.67 \times 10^{-8}[\text{W m}^2 \text{K}^{-4}]$); y T_s es la temperatura de la superficie para cada pixel [K].

c. Radiación de onda corta entrante

La radiación de onda corta entrante $R_{s\downarrow}$ o flujo de radiación solar directa y difusa que llega hasta la superficie terrestre se calcula mediante la ecuación 48 para condiciones de cielo claro:

$$R_{s\downarrow} = S \times \cos z \times d_r \times \tau_{sw} \quad (48)$$

Donde $R_{s\downarrow}$ es la radiación de onda corta entrante [W m^2] calculada para cada pixel; S es la constante solar (1367W m^2); z es el ángulo cenital solar obtenido del archivo de metadatos para cada imagen[rad]; d_r es el inverso del cuadrado de la distancia relativa de la tierra al sol; y τ_{sw} es la transmisividad atmosférica.

d. Radiación de onda larga entrante

La radiación de onda larga entrante $R_{L\downarrow}$ es la radiación emitida por la atmósfera en dirección de la superficie. Se calcula mediante la ecuación de Stefan-Boltzmann:

$$R_{L\downarrow} = \varepsilon_a \times \sigma \times T_a^4 \quad (49)$$

Donde $R_{L\downarrow}$ es la radiación de onda larga entrante [W m^2]; ε_a es la emisividad atmosférica [adimensional]; σ es la constante de Stefan-Boltzman ($\sigma = 5.67 \times 10^{-8}[\text{W m}^2 \text{K}^{-4}]$); y T_a es la temperatura del aire [K]

La emisividad atmosférica se calcula mediante la ecuación 50 propuesta por Allen (2002):

$$\varepsilon_a = 0.85 \times (-\ln \tau_{sw})^{0.09} \quad (50)$$

Donde τ_{sw} es la transmisividad atmosférica, calculada anteriormente.

Finalmente, la radiación neta se calcula utilizando la ecuación de balance de radiación en la superficie:

$$R_n = (1 - \alpha)R_{S\downarrow} + R_{L\downarrow} - R_{L\uparrow} - (1 - \varepsilon_0)R_{L\downarrow} \quad (51)$$

Donde R_n es la radiación neta en la superficie [$W m^2$]; $R_{S\downarrow}$ es la radiación de onda corta entrante a la superficie terrestre [$W m^2$]; $R_{L\uparrow}$ es la radiación de onda larga saliente emitida por la superficie [$W m^2$]; $R_{L\downarrow}$ es la radiación de onda larga emitida por la atmósfera en dirección a la superficie [$W m^2$]; α es el albedo de la corregido para pixel de la superficie; y ε_0 es la emisividad termal de la superficie. El valor de R_n se calcula para cada pixel de la imagen.

2.2.3.2. Flujo de calor del suelo (G)

El flujo del calor del suelo (G) es la tasa de almacenamiento de calor en el suelo y la vegetación debido a la conductividad (Allen, 1998). Según Allen (1998), el flujo de calor del suelo es pequeño comparado con RN, particularmente cuando la superficie está cubierta por vegetación y el lapso del tiempo del cálculo es de 24 horas o más. Sin embargo, a pesar de que su magnitud sea menor, agrega mayor exactitud al balance e incluye mayor información de las propiedades del suelo (Núñez Juliá, 2009). Además, cuando se consideran intervalos más cortos de tiempo, por ejemplo, de una hora, los valores de G pueden ser más significativos. Asimismo, estos valores pueden ser de relevancia cuando se toman en consideración intervalos más largos, como los mensuales, ya que se acumulan los efectos del calentamiento o enfriamiento estacionales (Martín, 2005).

Este flujo de calor puede ser obtenido mediante la ecuación 52, ecuación desarrollada por Bastiaanssen (2000) empíricamente para valores cercanos al medio día:

$$G = \left[\frac{T_s}{\alpha} (0.0038\alpha + 0.0074\alpha^2)(1 - 0.98NDVI^4) \right] R_n \quad (52)$$

Donde G es el flujo de calor del suelo [$W m^2$]; T_s es la temperatura de la superficie [$^{\circ}C$]; α es el albedo de la superficie; NDVI es el índice de vegetación de diferencia normalizada; y R_n es la radiación neta superficial [$W m^2$]. Esto calculado para todos los píxeles de la imagen.

Para cuerpos de agua donde los valores de NDVI son menores a 0, se utiliza la siguiente ecuación recomendada por Allen (2002):

$$G = 0.5 \times R_n \quad (53)$$

2.2.2.3. Flujo de calor sensible hacia el aire (H)

El flujo de calor sensible es definido como el índice de pérdida de calor, desde la superficie hacia el aire, por convección y conductividad. Este fenómeno se debe a la diferencia de temperatura existente entre la temperatura de la superficie y la temperatura de la atmósfera (Allen, 2002). Este proceso es igual al que ocurre con el flujo de calor latente, dado que, en ambos casos, las corrientes convectivas son las que transportan temperatura y vapor de agua (Martín, 2005).

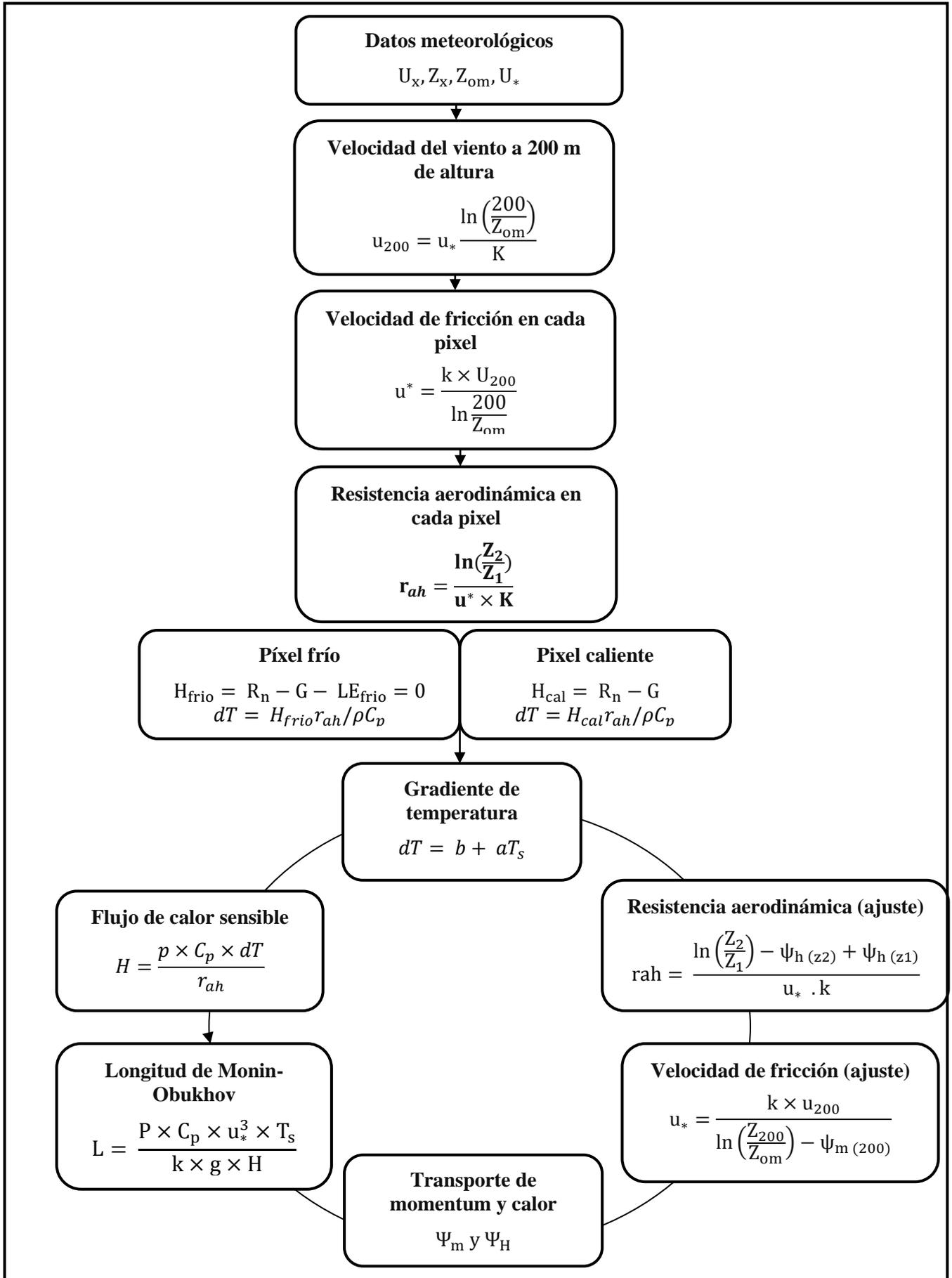
Se calcula utilizando la ecuación 54 para el transporte de calor. Este flujo se estima en base a la velocidad del viento y temperatura de la superficie, utilizando una calibración interna de la diferencia de temperatura próxima a la superficie entre dos niveles de la superficie (Bastiaanssen et al 1998).

$$H = \rho c_p \frac{(a + bT_s)}{r_{ah}} \quad (54)$$

Donde ρ es la densidad del aire [$Kg m^{-3}$]; c_p es la capacidad del calor específico del aire [$1004 J Kg^{-1} K$]; a y b son constantes de calibración de temperatura entre dos niveles, Z_1 y Z_2 ; y r_{ah} es la resistencia aerodinámica de transporte de calor [$s m^{-1}$].

Para realizar el cálculo de H , partimos de datos de velocidad de viento obtenidos de las estaciones climáticas. Además, para realizar este cálculo es necesario el conocimiento de dos píxeles, es decir, dos puntos dentro del área de estudio. Estos píxeles son denominados *píxeles anclas*, a partir de los cuales se determina la variación de la temperatura dt y la resistencia aerodinámica r_{ah} en el resto de los píxeles del área de estudio. El proceso de cálculo del flujo de calor sensible se presenta en la figura 13.

Figura 13- Diagrama de flujo del proceso de iteración para el cálculo de H.



a. Resistencia aerodinámica

El primer paso para el cálculo del flujo de calor sensible es calcular la resistencia aerodinámica (r_{ah}). Para ello, utilizamos la ecuación 55, dada una condición atmosférica de estabilidad neutra.

$$r_{ah} = \frac{\ln\left(\frac{Z_2}{Z_1}\right)}{u^* \times K} \quad (55)$$

Donde Z_1 y Z_2 son alturas sobre el plano cero de desplazamiento de la vegetación [m]; se toman los valores de $Z_1 = 0.1\text{m}$ y $Z_2 = 2\text{m}$ (Barbosa da Silva, 2017); u^* es la velocidad de fricción para cada pixel [m s^{-1}]; y K es la constante de Von Karman [0.41].

Para el cálculo de la velocidad de fricción de cada pixel de la imagen, es necesario, en primera instancia, calcular la velocidad de fricción para cada estación climática. La velocidad de fricción es calculada utilizando la ley del viento logarítmica para condiciones atmosféricas de estabilidad neutra, según la ecuación 56:

$$u_* = \frac{k \times U_x}{\ln\left(\frac{Z_x}{Z_{om}}\right)} \quad (56)$$

Donde K es la constante de Von Karman [0.41]; U_x es la velocidad del viento a una altura Z_x ; y Z_{om} es el coeficiente de rugosidad [m]

En esta instancia, se requieren los datos sobre velocidad del viento de cada estación y la altura media de la vegetación que rodea a la estación meteorológica (h). Se considera cada estación rodeada de vegetación de 0.20 metros de altura y la velocidad del viento fue tomada a 2m de altura de cada estación, tal y como se realizó para el cálculo de la evapotranspiración real por el método de Penman Monteith.

El coeficiente de rugosidad Z_{om} se obtiene a partir de la ecuación 57 (Brutsaert, 1982) en función de la altura media de la vegetación.

$$Z_{om} = 0.12h \quad (57)$$

Donde h es la altura de la vegetación en cada estación climática.

Luego, considerándose la atmósfera en equilibrio neutro, se estima la velocidad del viento a una altura de doscientos metros ($Z = 200\text{m}$), conocida como altura de mezcla, donde se asume que los efectos de la rugosidad de la

superficie son despreciables. Este cálculo se realiza mediante la siguiente ecuación:

$$u_{200} = u_* \frac{\ln\left(\frac{200}{Z_{om}}\right)}{K} \quad (58)$$

Donde u_* es la velocidad de fricción en la estación climática [$m s^{-1}$]; Z_{om} es el coeficiente de rugosidad; y K es la constante de Von Karman [0.41].

Se toma u_{200} constante para toda el área de estudio y se obtiene la velocidad de fricción u^* para cada pixel y para cada estación meteorológica a través de la ecuación 59:

$$u^* = \frac{k \times U_{200}}{\ln\frac{200}{Z_{om}}} \quad (59)$$

Donde el valor de Z_{om} para cada pixel de la imagen se puede determinar en función del índice de vegetación SAVI, de acuerdo a la ecuación desarrollada por Bastiaanssen (2000):

$$Z_{om} = \exp(-5.809 + 5.62SAVI) \quad (60)$$

b. Diferencia de temperatura próxima a la superficie

La diferencia de temperaturas próxima a la superficie dT ($^{\circ}C$) para cada pixel se calcula a través de una relación lineal entre dT y la temperatura de la superficie T_{sup} :

$$dT = b + aT_s \quad (61)$$

Donde los coeficientes a y b son obtenidos a través de los pixeles anclas (caliente y frío) escogidos.

Para la elección del pixel frío de la imagen, se toma un punto en el área de estudio bien irrigada; el flujo de calor sensible del suelo es nulo ($H_{frío} = 0$) en ese pixel y el flujo de calor latente $LE_{frío}$ [$W m^2$] está dado por:

$$LE_{frío} = R_n - G \quad (62)$$

A su vez, el pixel caliente escogido representa a un área con grande exposición de suelo donde el flujo de calor latente es nulo ($LE_{cal} = 0$) y, por lo tanto, el flujo de calor sensible H_{cal} está dado por:

$$H_{cal} = R_n - G \quad (63)$$

Tomando la ecuación 62 y la ecuación 63 se obtiene la siguiente expresión:

$$H_{cal} = R_n - G = \frac{\rho \times C_p (a + bT_{sup})}{r_{ah}} \quad (64)$$

Donde T_{sup} , R_n , G y r_{ah} son obtenidos en el pixel caliente de la imagen. Sobre la base de esos valores, se obtiene en el pixel caliente la siguiente relación:

$$a + bT_{sup} = \frac{r_{ah}(R_n - G)}{\rho \times C_p} \quad (65)$$

Y, dado que en el pixel frío dT , es decir $H_{frio} = 0$, se obtiene la siguiente relación:

$$a + bT_{frio} = 0 \quad (66)$$

Se obtienen, de esta manera, dos ecuaciones con dos incógnitas: a y b . Una vez obtenidas, se reemplaza en la ecuación 54 para calcular H .

c. Proceso iterativo para la obtención del flujo de calor sensible

c.1 Longitud de Monin-Obukhov

Los valores obtenidos en una primera instancia con la ecuación 54 no representan adecuadamente los valores de H y sirven solamente como valores iniciales de un proceso iterativo que se mostró en la figura 18, considerando condiciones de estabilidad de cada pixel, dado que las condiciones atmosféricas de estabilidad tienen gran efecto en la resistencia aerodinámica. Se aplica la teoría de similitud de Monin-Obukhov para calcular el flujo bajo condiciones no neutras.

La longitud de Monin-Obukhov L [m] es utilizada para identificar las condiciones de estabilidad de la atmósfera y es calculada en función de los flujos de calor y de momento de acuerdo con la ecuación 67:

$$L = \frac{\rho \times C_p \times U^* \times T_s}{K \times g \times H} \quad (67)$$

Donde L es La longitud de Monin-Obukhov [m]; ρ es la densidad del aire [Kg m^{-3}]; C_p es el calor específico del aire a presión constante [$1004 \text{ J Kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$]; u^* es la velocidad de fricción para cada pixel de la imagen

$[m s^{-1}]$; T_s es la temperatura de la superficie [K]; g es la constante gravitacional terrestre $[9.81 m s^{-2}]$; K es la constante de Von Karman [0.41]; y H es el flujo de calor sensible $[W m^2]$, calculado anteriormente considerando una condición de neutralidad.

Los valores de L definen las condiciones de estabilidad de la siguiente forma: Si $L < 0$, la atmósfera es considerada inestable; si $L > 0$, la atmósfera es considerada estable; y si $L = 0$, la atmósfera es considerada neutra.

Dependiendo de las condiciones atmosféricas, se consideran los valores de corrección de estabilidad para el transporte de momentum (ψ_m) y de calor (ψ_h). Para esto, se utilizan las fórmulas de Paulson (1970) y Webb (1970):

Si $L < 0$

$$\psi_{m(200m)} = 2 \ln\left(\frac{1 + x_{(200m)}}{2}\right) + \ln\left(\frac{1 + x_{(200m)}^2}{2}\right) - 2\text{ArcTan}(x_{(200m)}) + 0.5\pi \quad (68)$$

$$\psi_{h(2m)} = 2 \ln\left(\frac{1 + x_{(2m)}^2}{2}\right) \quad (69)$$

$$\psi_{h(0.1m)} = 2 \ln\left(\frac{1 + x_{(0.1m)}^2}{2}\right) \quad (70)$$

Donde

$$x_{(200m)} = \left(1 - 16 \frac{200}{L}\right)^{0.25} \quad (71)$$

$$x_{(2m)} = \left(1 - 16 \frac{2}{L}\right)^{0.25} \quad (72)$$

$$x_{(0.1m)} = \left(1 - 16 \frac{0.1}{L}\right)^{0.25} \quad (73)$$

Si $L > 0$

$$\psi_{m(200m)} = -5 \left(\frac{200}{L}\right) \quad (74)$$

$$\psi_{h(2m)} = -5 \left(\frac{2}{L}\right) \quad (75)$$

$$\psi_{h(0.1m)} = -5 \left(\frac{0.1}{L}\right) \quad (76)$$

Si $L = 0$ entonces $\psi_m = 0$ y $\psi_h = 0$

c.2 Velocidad de fricción corregida

Una vez obtenidos los valores de corrección de estabilidad, se procede a recalcularse la velocidad de fricción u_* para cada iteración de acuerdo a la ecuación 77:

$$u^* = \frac{u_{200} \times K}{\ln\left(\frac{200}{Z_{om}}\right) - \psi_{m(200m)}} \quad (77)$$

Donde u_{200} es la velocidad del viento a doscientos metros de altura [$m s^{-1}$]; K es la constante de Von Karman [0.41]; Z_{om} es el coeficiente de rugosidad de cada pixel [m]; y $\psi_{m(200m)}$ es el valor de corrección de estabilidad para el transporte de momentum a 200 metros.

c.3 Resistencia aerodinámica para el transporte de calor corregida

Una vez que se cuenta con el valor de u^* en cada iteración, se procede a calcular la resistencia aerodinámica para el transporte de calor (r_{ah}) a través de la siguiente ecuación:

$$r_{ah} = \frac{\ln\frac{Z_2}{Z_1} - \psi_{h(z_2)} + \psi_{h(z_1)}}{u^* \times K} \quad (78)$$

Donde se toman valores para $z_2 = 2m$, $z_1 = 0.1m$; y $\psi_{h(z_2)}$ y $\psi_{h(z_1)}$ son valores de las correcciones de estabilidad para el transporte de calor a 2m y 0.1m respectivamente.

Una vez obtenidos los valores de r_{ah} y u^* , se retorna al cálculo de las diferencias de temperaturas, utilizando las ecuaciones 65 y 66, y se realiza nuevamente el cálculo de H , los valores de corrección de estabilidad, velocidad de fricción y resistencia aerodinámica. Se realizan todas las iteraciones que fueran necesarias hasta que haya estabilidad en los valores de dT y r_{ah} .

2.2.3.4. Flujo de calor latente (λET)

El flujo de calor latente (λET) es el flujo de energía en forma de calor asociado al flujo de vapor de agua y que es requerida para el proceso de evaporación o condensación (Martín, 2005). Allen (2002) la define como “la fracción de la evapotranspiración que puede ser derivada de la ecuación del balance de energía si todos los otros componentes son conocidos”.

El cálculo del flujo de calor latente LE ($W m^2$) comprende el flujo de masa en la atmósfera proveniente de la evaporación más la transpiración, al mismo tiempo que se presenta la tasa de calor dirigida al agua de la superficie contenida en el suelo y/o vegetación para que la misma se evapotranspire. Una vez conocidos los valores de flujo de calor sensible, flujo de calor en el suelo y la radiación neta se puede obtener el flujo de calor latente con la siguiente ecuación:

$$LE = R_n - G - H \quad (79)$$

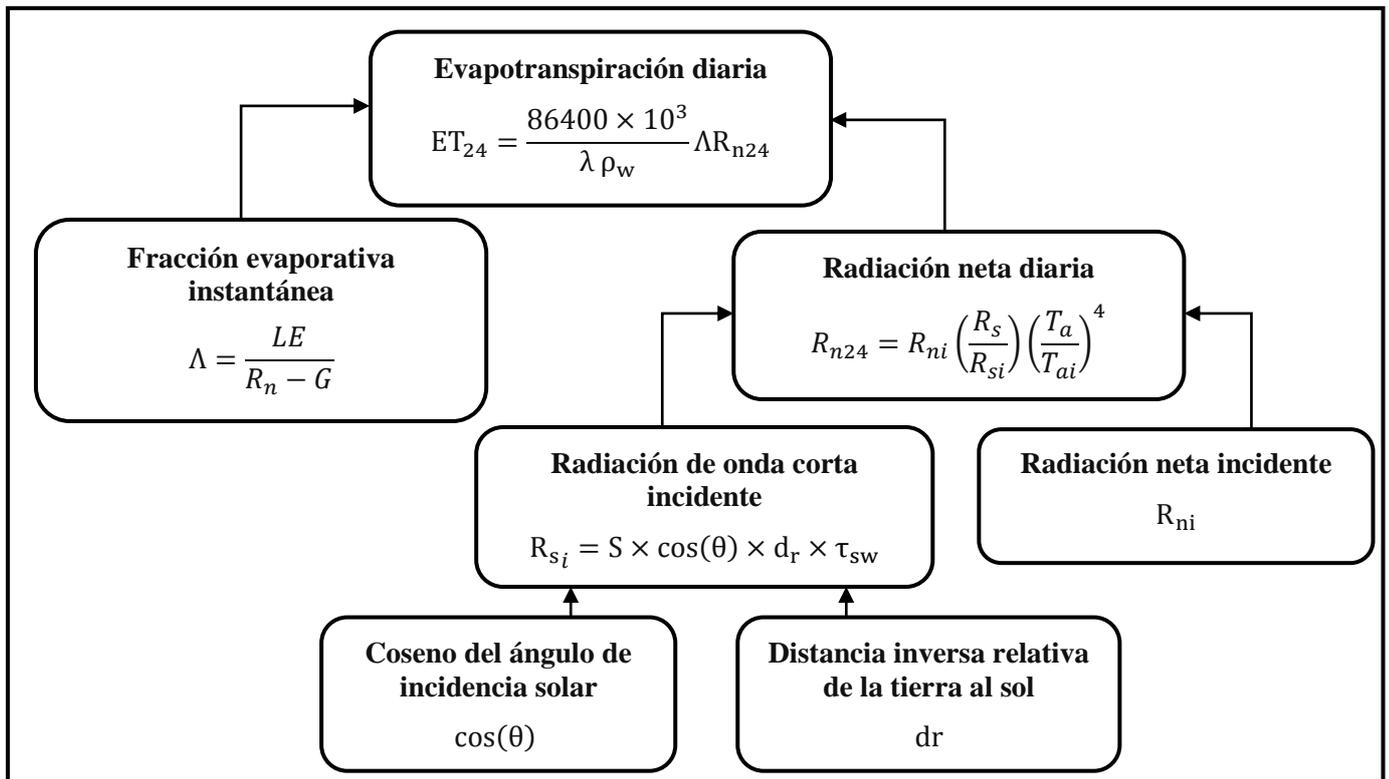
El valor del flujo de calor latente es del instante del paso del satélite en [$W m^2$].

2.2.3.5 Evapotranspiración real diaria

El flujo de calor latente, calculado con la ecuación 79, es la cantidad de energía que contribuye a la evapotranspiración. Este valor en [$W m^2$] puede ser expresado en milímetros de altura de agua utilizando el factor de calor latente de vaporización (λ) y la densidad del agua (ρ_w). Sin embargo, este valor corresponde a una evapotranspiración instantánea, es decir, correspondiente al tiempo de paso del satélite. Con el fin de extrapolarlo a valores diarios, se utilizan los valores climáticos de las estaciones meteorológicas cercanas, la fracción evaporativa (Λ) y la energía disponible neta ($R_n - G$). Se introduce el valor de R_{n24} , que corresponde a la radiación diaria en el ámbito de estudio y se diferencia de R_n , ya que representa el valor diario calculado a partir del DEM y datos de temperatura diaria en cada estación.

En la figura 14 se muestra el proceso de cálculo de la evapotranspiración diaria.

Figura 14- Diagrama de flujo para el cálculo de ET24.



a. Fracción evaporativa instantánea

La fracción evaporativa instantánea expresa la proporción de la demanda evaporativa de la vegetación cuando las condiciones de humedad del suelo están en equilibrio con las condiciones de humedad de la atmósfera. Zhongping Sun (2010) señala que varios estudios han demostrado que este parámetro se mantiene casi constante a lo largo de todo el día. Por este motivo, en el estudio se usa la fracción evaporativa calculada con los valores de SEBAL de carácter instantáneo para utilizarla en el cálculo de la evapotranspiración diaria. Para ello, utilizamos la siguiente ecuación:

$$\Lambda = \frac{LE}{R_n - G} \quad (80)$$

Donde Λ es la fracción evaporativa instantánea; LE es el flujo de calor latente de cada pixel calculado [$W m^2$]; R_n es la radiación neta calculada con el algoritmo SEBAL [$W m^2$]; y G es el flujo de calor del suelo [$W m^2$].

b. Radiación neta diaria

El cálculo de la radiación neta diaria es un valor que raramente está disponible como medición directa; es por ello que Allen (2006) realizó un método para estimarla a partir de datos meteorológicos. Por ese motivo, en este apartado no se toma ese valor de cada estación climática, sino que se sigue una metodología desarrollada por Samani (2005) que calcula la Radiación Neta diaria a partir de la ecuación de radiación neta incidente propuesta por Bastiaanssen (1995).

Esta metodología se distingue de la radiación neta incidente introducida en el en el cálculo por el método de Penman Monteith, ya que ahora los valores del coseno del ángulo de incidencia solar y la distancia inversa relativa de la tierra al sol no son extraídas del archivo de metadatos de Landsat 8, sino que son directamente calculados a partir de la información cartográfica del área de estudio.

b.1 Radiación neta incidente

Para el cálculo de la radiación neta incidente, en primer lugar, resulta necesario calcular la radiación de onda corta incidente. Esta es calculada, para condiciones de cielo despejado, mediante la siguiente ecuación:

$$R_{s_i} = S \times \cos(\theta) \times d_r \times \tau_{sw} \quad (81)$$

Donde R_{s_i} es la radiación incidente de onda corta entrante [$W m^2$]; S es la constante solar [$1367 W m^2$]; θ es el ángulo de incidencia solar; d_r es la distancia relativa inversa de la tierra al sol; y τ_{sw} es la transmisividad atmosférica calculada anteriormente.

La distancia relativa de la tierra al sol se calcula a partir de la ecuación 12 propuesta por Allen (1998).

El ángulo de incidencia solar θ puede ser calculado a partir de la siguiente ecuación (Tasumi et al. 2000, Recktenwald 2004):

$$\begin{aligned} \cos(\theta) = & \text{sen}(\delta) \text{sen}(\phi) \cos(\beta) - \text{sen}(\delta) \cos(\phi) \text{sen}(\beta) \cos(\gamma) \\ & + \cos(\delta) \cos(\phi) \cos(\beta) \cos(\omega) \\ & + \cos(\delta) \text{sen}(\phi) \text{sen}(\beta) \cos(\gamma) \cos(\omega) \\ & + \cos(\delta) \text{sen}(\beta) \text{sen}(\gamma) \text{sen}(\omega) \end{aligned} \quad (82)$$

Donde δ es la declinación solar [rad] que se calcula para cada pixel

utilizando la ecuación 11 propuesta por Allen (2006); ϕ Es la latitud del sitio para cada pixel [rad]; β es la pendiente descendente para cada pixel [rad], donde $\beta = 0$ para una superficie horizontal y $\beta = \pi/2$ para una superficie vertical. β siempre es positivo y representa la pendiente descendente en cualquier dirección. γ es el azimut de la superficie, que representa la desviación de la normal de la superficie desde el meridiano local con cero en el sur, el este negativo y el oeste positivo con valor de $-180^\circ \leq \gamma \leq 180^\circ$; ω es el ángulo de tiempo solar [rad].

En ángulo de tiempo solar ω se calcula a partir de la siguiente ecuación:

$$\omega = \frac{\pi}{12}(LST - 12) \quad (83)$$

Donde LST es la hora solar local en horas, que se define por la ubicación del sol en el cielo: En el mediodía solar, LST = 12 p.m, el sol está en el punto más alto en el cielo.

La hora solar local se calcula a partir de la siguiente ecuación:

$$LST = t + \frac{1}{15}(L_{std} - L_{loc}) + S_c - DT \quad (84)$$

Donde t es el tiempo civil local. Para el caso de la zona de estudio, y para en Perú en general, se usa la hora del este (ET) también llamada “Zona R” con horario oficial respecto al tiempo universal coordinado (UTC), UTC-5. L_{std} es la longitud del meridiano estándar en la zona horaria local (75° grados al oeste de Greenwich); L_{loc} es la longitud local en grados al oeste de Greenwich para cada pixel; DT es igual a uno si hay horario de verano; y S_c es un factor de corrección en horas que explica la perturbación en la tasa de rotación de la tierra y se calcula con la siguiente ecuación:

$$S_c = 0.1645 \text{sen}(2b) - 0.1255 \text{cos}(b) - 0.025 \text{sen}(b) \quad (85)$$

Y

$$b = \frac{2\pi(J - 81)}{364} \quad (86)$$

Donde J es el número del día en el año que corresponde al día de la imagen satelital Landsat 8.

Para introducir la latitud correspondiente de cada pixel, se procesó una imagen en formato raster obtenida a partir del modelo de elevación digital de la

zona de estudio. La pendiente y el azimut de la superficie también fueron obtenidos a partir del modelo de elevación digital para cada pixel. Para este proceso, se utilizó el software ArcMap y posteriormente se trasladaron los resultados a formato .img para su procesamiento en ERDAS Imagine.

Para el cálculo de la radiación neta incidente R_{ni} , se utilizó la ecuación 51, presentada en el capítulo anterior en donde sustituimos el término R_{si} calculado en la ecuación 81.

b.2 Radiación neta diaria

Para el cálculo de la radiación neta diaria, se utiliza la ecuación de Samani (2005), que calcula la radiación neta a partir de los valores de radiación de onda corta:

$$R_{n24} = R_{ni} \left(\frac{R_s}{R_{si}} \right) \left(\frac{T_a}{T_{ai}} \right)^4 \quad (87)$$

Donde R_{n24} es la radiación neta diaria [$W m^{-2}$]; R_{ni} es la radiación neta incidente [$W m^{-2}$]; R_s es la radiación de onda corta diaria [$W m^{-2}$]; R_{si} es la radiación de onda corta incidente [$W m^{-2}$]; T_a es la temperatura del aire incidente para cada pixel [K]; y T_{ai} es la temperatura promedio [K].

Dado que no se cuenta con mediciones directas de la radiación de onda corta diaria R_s , se utilizó la ecuación desarrollada por Hargreaves y Samani (1982):

$$R_s = K_r (T_{max} - T_{min})^{0.5} R_a \quad (88)$$

Donde T_{max} y T_{min} son las temperaturas del aire máxima y mínima respectivamente [$^{\circ}C$]; R_a es la radiación extraterrestre diaria para pixel, calculada siguiendo la metodología de Duffie y Beckman (1980, 1991), presentada en el anteriormente; y K_r es un factor de ajuste que queda determinado según la ecuación de Allen (1995):

$$K_r = K_{ra} \left(\frac{P}{P_0} \right)^{0.5} \quad (89)$$

Donde P es la presión atmosférica en la zona de estudio [kP_a]; P_0 es la presión atmosférica al nivel de mar [$101.3 kP_a$]; y K_{ra} es un coeficiente empírico, que tiene un valor de 0.17 para zonas interiores dominadas por montañas.

b.3 Evapotranspiración diaria

Finalmente, para el cálculo de la evapotranspiración real diaria utilizamos la ecuación 90:

$$ET_{24} = \frac{86400 \times 10^3}{\lambda \rho_w} \Lambda R_{n24} \quad (90)$$

Donde ET_{24} es la evapotranspiración real diaria [mm d^{-1}]; R_{n24} es la radiación neta diaria [W m^{-2}]; λ es el calor latente de vaporización [J Kg^{-1}]; Λ es la fracción de la evaporación; y ρ_w es la densidad del agua [1000 Kg m^{-3}].

El valor latente de vaporización se puede obtener a partir de la siguiente ecuación:

$$\lambda = (2.501 - 0.00236 \times T_a) \times 10^6 \quad (91)$$

Donde T_a es la temperatura del aire para cada pixel.

2.3. Procesamiento estadístico y comparación de resultados

Para el procesamiento de los resultados, se toma en cuenta el nivel investigativo relacional y su carácter comparativo. Desde esta concepción, se eligen dos indicadores estadísticos de comparación más utilizados en el campo de la meteorología: error de la raíz cuadrada de la media (RMSE) y error medio absoluto (MAE). Además, los datos son sometidos a la prueba T de Student para dos muestras independientes para realizar la comparación e interpretación de resultados de ambos métodos.

Este proceso se realiza discretizando los datos de Evapotranspiración real, teniendo en cuenta el tipo de suelo y el cultivo de las muestras de suelo y las estaciones climáticas.

Para tal fin, se toman los valores de evapotranspiración de los mapas obtenidos mediante el algoritmo SEBAL y se extraen los valores correspondientes a la ubicación geográfica de cada muestra obtenida y llevada al laboratorio y de la cual se calculó el valor de Evapotranspiración mediante el método de FAO - Penman Monteith para cada estación climática. De este modo, se tienen tres escenarios de comparación, cada uno correspondiente a cada estación, con 54 pares de valores de comparación de evapotranspiración para cada escenario.

El objetivo del análisis de los resultados es evaluar en qué escenario se

presentan los valores más óptimos de error y, por extensión, conocer la estación climática, los cultivos y tipo de suelo que más se ajustan a la estimación de Evapotranspiración mediante el algoritmo SEBAL.

2.3.1 El error de la raíz cuadrada de la media (RMSE)

Este índice indica la magnitud promedio de los errores. Enfatiza los errores más altos, castigándolos con un mayor error al elevarlos al cuadrado. El error debe ser lo más pequeño posible: cuando el valor es cero se corresponde con un escenario ideal (sin errores).

Los errores muy grandes en el pronóstico tienen un impacto más negativo que el efecto positivo generado por un error pequeño y se considera que, por el cálculo que se realiza, el RMSE asigna más ponderación a los errores grandes (Berenson et al., 2001; Fogarty et al., 1999).

$$RMSE = \sqrt{\sum_{i=1}^n \frac{(\phi_i - \phi_{obs})^2}{N}} \quad (92)$$

Donde RMSE es el valor del error de la raíz cuadrada de la media; ϕ_i es el valor de la evapotranspiración obtenida mediante SEBAL para cada muestra de campo; ϕ_{obs} es el valor de evapotranspiración obtenida mediante el cálculo de FAO-Penman Monteith; y N es el número de valores analizados.

2.3.2 El error absoluto medio (MAE)

El error absoluto medio nos ofrece las diferencias en promedio entre los valores pronosticados y los observados. Éste, a diferencia de RMSE, no está influenciado por los valores atípicos. Además, debido a su naturaleza lineal, su significado es más intuitivo, ya que nos dice el tamaño promedio de los errores de pronóstico cuando el signo negativo es ignorado.

$$MAE = \sum_{i=1}^n \frac{|\phi_i - \phi_{obs}|}{N} \quad (93)$$

Donde MAE es el valor del error de la raíz cuadrada de la media; ϕ_i es el valor de la evapotranspiración obtenida mediante SEBAL para cada muestra de campo; ϕ_{obs} es el valor de evapotranspiración obtenida mediante el cálculo de FAO-Penman Monteith; y N es el número de valores analizados.

2.3.3 Prueba T de Student para muestras independientes

Para el desarrollo de la prueba T de Student, se realizó previamente un análisis de normalidad de los resultados obtenidos por el método de FAO Penman Monteith y SEBAL con el fin de evaluar su comportamiento y determinar la prueba estadística más adecuada a la que se tendrían que someter los datos. El análisis de normalidad se realizó mediante la Prueba de Kolmogorov-Smirnov.

Se estudió la respuesta de la variable dependiente (Evapotranspiración real) para determinar si la diferencia se debió a un efecto del método empleado para calcular la evapotranspiración real y si las diferencias entre los valores de la variable dependiente se debieron a una característica específica de cada método. Se definió a la evapotranspiración real como la variable dependiente y se determinó si su respuesta se debe a un efecto del tratamiento y no a otros factores.

La hipótesis nula H_0 establece que los promedios de los dos grupos de resultados provienen de una misma población, y que por lo tanto cualquier diferencia se debe al azar

H_0 : No existen diferencias significativas en los valores promedio de evapotranspiración entre los resultados obtenidos mediante el método de FAO Penman Monteith y SEBAL

H_1 : Existen diferencias significativas en los valores promedio de evapotranspiración entre los resultados obtenidos mediante el método de FAO Penman Monteith y SEBAL

Para el estudio se determinó un 95% de nivel de significancia, es decir, evaluamos si las dos medias son significativamente distintas a un nivel de $P \leq 0.050$,

La hipótesis alternativa se acepta siempre y cuando el valor P resulte menor a 0.05, en cuyo caso evaluamos por qué los resultados de ambos métodos no se ajustan a la prueba estadística.

2.4. Glosario de términos básicos

Espectro electromagnético: Organización de bandas de longitudes de onda o frecuencia. Comprende un continuo desde las longitudes de onda más cortas hasta las kilométricas (Chuvieco, 1995).

Evapotranspiración (ET): "Combinación de dos procesos separados por los que el agua se pierde a través de la superficie del suelo por evaporación y por otra parte mediante transpiración del cultivo" (Allen et al., 2006).

Evapotranspiración del cultivo bajo condiciones estándar (ET_c): Evapotranspiración de cualquier tipo de cultivo cuando se encuentra libre de enfermedades y con buena fertilización, que se desarrolla en parcelas amplias, bajo óptimas condiciones de suelo y agua.

Evapotranspiración del cultivo bajo condiciones no estándar (ET_{caj}): Evapotranspiración que ocurre cuando los cultivos no crecen en condiciones óptimas de suelo, agua y factores ambientales. También denominada Evapotranspiración real o efectiva.

Evapotranspiración de referencia (ET_o): Evapotranspiración de una superficie en óptimas condiciones de crecimiento y suministro de agua.

Evapotranspiración real: Ver Evapotranspiración del cultivo bajo condiciones no estándar (ET_{caj}).

Flujo de calor hacia el suelo (G): Tasa de almacenamiento de calor en el suelo y la vegetación debido a la conductividad (Allen, 1998).

Flujo de calor latente (λ ET): Flujo de energía en forma de calor asociado al flujo de vapor de agua y que es requerida para el proceso de evaporación o condensación (Martín, 2005).

Flujo de calor sensible hacia el aire (H): Índice de pérdida de calor al aire,

por convección y conductividad, debido a una diferencia de temperatura existente entre la temperatura y la atmósfera (Allen, 2002).

LANDSAT: Serie de 8 satélites construidos y puestos en órbita por los Estados Unidos para la observación de la superficie terrestre. El primero de ellos fue lanzado en 1972 y el último en febrero de 2013. Actualmente, solo los satélites Landsat 7 y 8 están operativos.

Penman-Monteith: Método de FAO para definir y calcular la evapotranspiración de referencia. Requiere datos de radiación, temperatura del aire, humedad atmosférica y velocidad del viento. (Allen et al., 2006).

Radiación neta (Rn): Diferencia entre la radiación de onda corta entrante y la radiación de onda larga saliente (Allen, 1998).

SEBAL (Surface Energy Balance Algorithm for Land): Algoritmo de Balance de Energía Superficial para la Tierra, creado por Bastiaansen en 1994 en Holanda y validado cuatro años después en Idaho, Estados Unidos. Es un método de balance de energía que estima aspectos del ciclo hidrológico (entre ellos la evapotranspiración), utilizando datos de satélite, de los cuales se derivan las características superficiales de la tierra (albedo de la superficie, índice de área foliar, índice de vegetación y temperatura de la superficie).

Teledetección: Se define a la teledetección espacial u observación remota como "aquella técnica que permite adquirir imágenes de la superficie terrestre desde sensores instalados en plataformas espaciales" (Chuvienco, 1995).

CAPÍTULO III: MATERIALES Y MÉTODOS

3.1. Ubicación geográfica

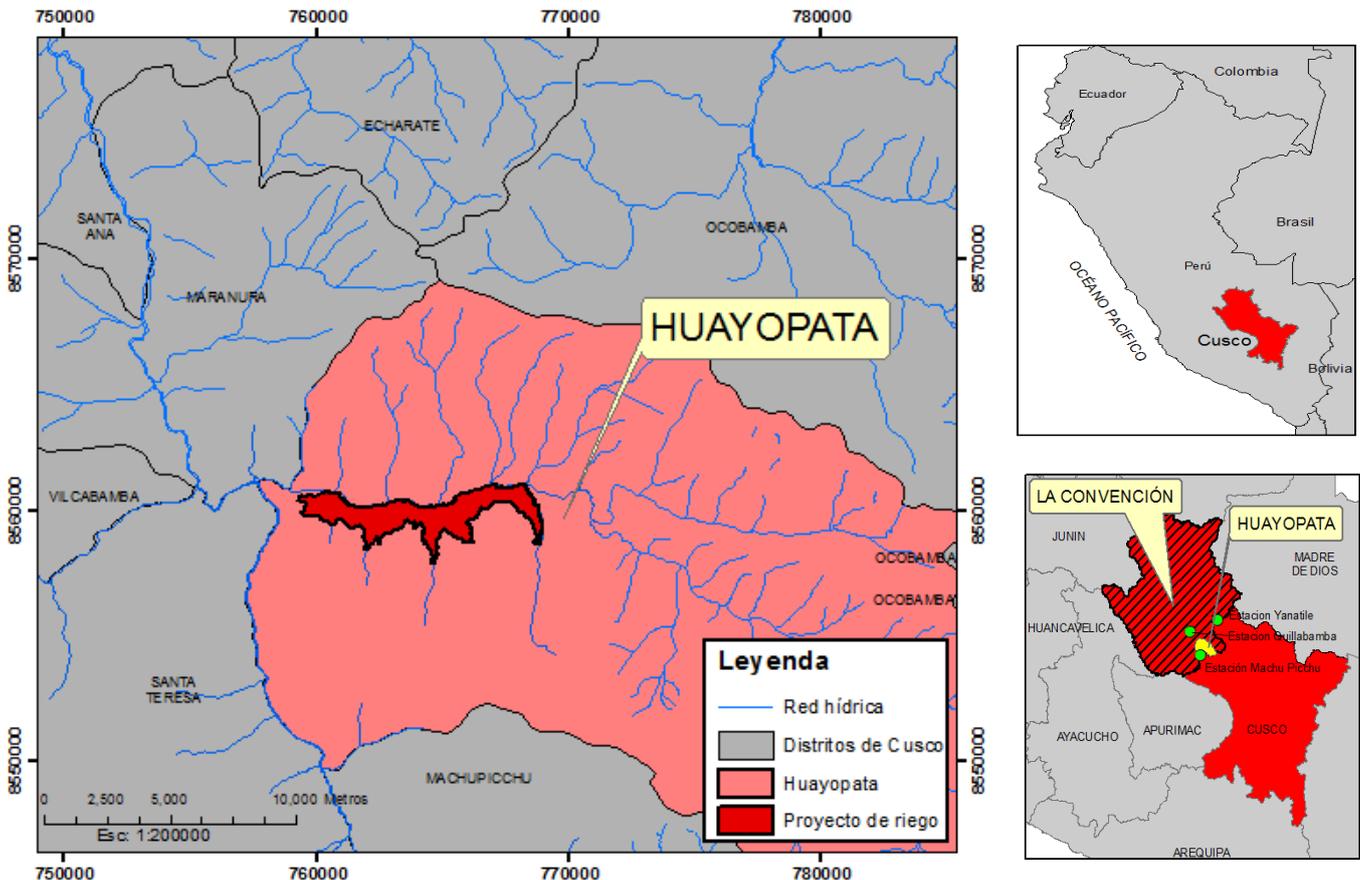
El área de estudio se ubica en la capital del distrito de Huayopata: Huyro, provincia de La Convención, región de Cusco, en la margen izquierda del río Quillabamba. Geográficamente, se ubica entre las coordenadas UTM, datum WGS84: Este: 868819 – 778560; Norte: 8476943 – 8536423 y le corresponde una altitud media entre 1300 y 1924 msnm.

Esta área, que abarca 1031 hectáreas en proyección de riego, comprende la zona de investigación del proyecto “Construcción de Infraestructura de Riego e Implementación de Sistemas de Aspersión en Lauramarca-Tunquimayo, Distrito Huayopata, Provincia de la Convención”.

Figura 15-(izquierda) Ubicación del área de estudio (realizado en ArcMap 10.1).

Figura 17- (derecha Superior) Ubicación de la región Cusco (Realizado en ArcMap 10.1)

Figura 16- (derecha Inferior) Ubicación del distrito de Huayopata y Provincia de La Convención. (Realizado en ArcMap 10.1)



3.1.1. Accesibilidad y vías de comunicación

El ámbito de estudio se ubica estratégicamente sobre la carretera Nacional Cusco –Quillabamba, un importante corredor vial que permite contar con servicio de transporte terrestre fluido, facilitando la interconexión con poblaciones y ciudades de importancia económica y cultural, favoreciendo relaciones comerciales y de integración entre la capital distrital Huayopata (ámbito de estudio) y las ciudades de Quillabamba y Cusco.

El tiempo de viaje desde Cusco hasta el centro poblado de Huyro es de aproximadamente 4 horas en transporte particular. Para el acceso a la zona de estudio, Huyro, en el tramo Cusco – Urubamba - Abra Málaga - Quillabamba se cuenta, además, con el servicio de interprovinciales tales como E.T. Ampay, E.T Selva Sur, E.T. Been Hur y E.T. Alto Urubamba (2016), los cuales realizan el recorrido del tramo en aproximadamente 8 o 9 horas. También se cuenta con empresas de transporte de servicio rápido Star Tours, Campana, Eco Tours, Quilla Tours, Echarate, Hnos. Castro y Campana (2016) en las camionetas modelo Starex y la empresa de transportes Puerto Málaga en camionetas modelo Station Vagon; el tiempo de recorrido de este tipo de servicios es de 5 a 5.30 horas en promedio. Existen también trochas carrozables y caminos de herradura que se toman desde el centro poblado de Huyro, distrito de Huayopata, y que facilitan el desplazamiento peatonal a las diversas comunidades.

El área de estudio se interconecta con las siguientes vías carrozables, que fueron recorridas con el fin de tomar muestras de suelos:

- Carretera Asfaltada Afirmada Tramo Huyro-Amaybamba (Margen Izquierda) de 19,44 km.
- Carretera afirmada Lauramarca – Amarilluyoc –Boyada – Iyape – Huaynapata.

3.2 Materiales

3.2.1 Información Espacial

a. Imágenes del Satélite LANDSAT 8

La imagen satelital seleccionada fue elegida del programa de observación satelital LANDSAT 8 puesto en órbita el 11 de febrero de 2013. Estas imágenes pertenecen al Programa de Investigación de Cambio Global y son administradas por el Servicio Geológico de los Estados Unidos (USGS) y la Administración Nacional de la Aeronáutica y del Espacio (NASA). Son imágenes de carácter científico y su acceso es de forma gratuita a través de la página web: <https://earthexplorer.usgs.gov/>, con una resolución espacial de 30 metros cuadrados por cada pixel.

Se seleccionó una imagen correspondiente al 06 de agosto del 2016, de la cual se obtuvo 3 escenarios, correspondientes a cada estación climática en estudio, el mes elegido fue el mes en que se tomaron las muestras de suelo y al que corresponde las características climáticas obtenidas del SENAMHI. Se seleccionó, entre las imágenes disponibles para el mes de agosto, el del día 06 debido a su escasa nubosidad, ya que si no interfería en las estimaciones de evapotranspiración.

Tabla 3– Detalle de las imagen Landsat 8 descargada – Fuente USGS.

IMÁGENES LANDSAT 8 DESCARGADAS		
PATH		4
ROW		69
IMAGEN SATELITAL	DIA JULIANO	FECHA
LC80040692016219LGN01	219	06 DE AGOSTO 2016

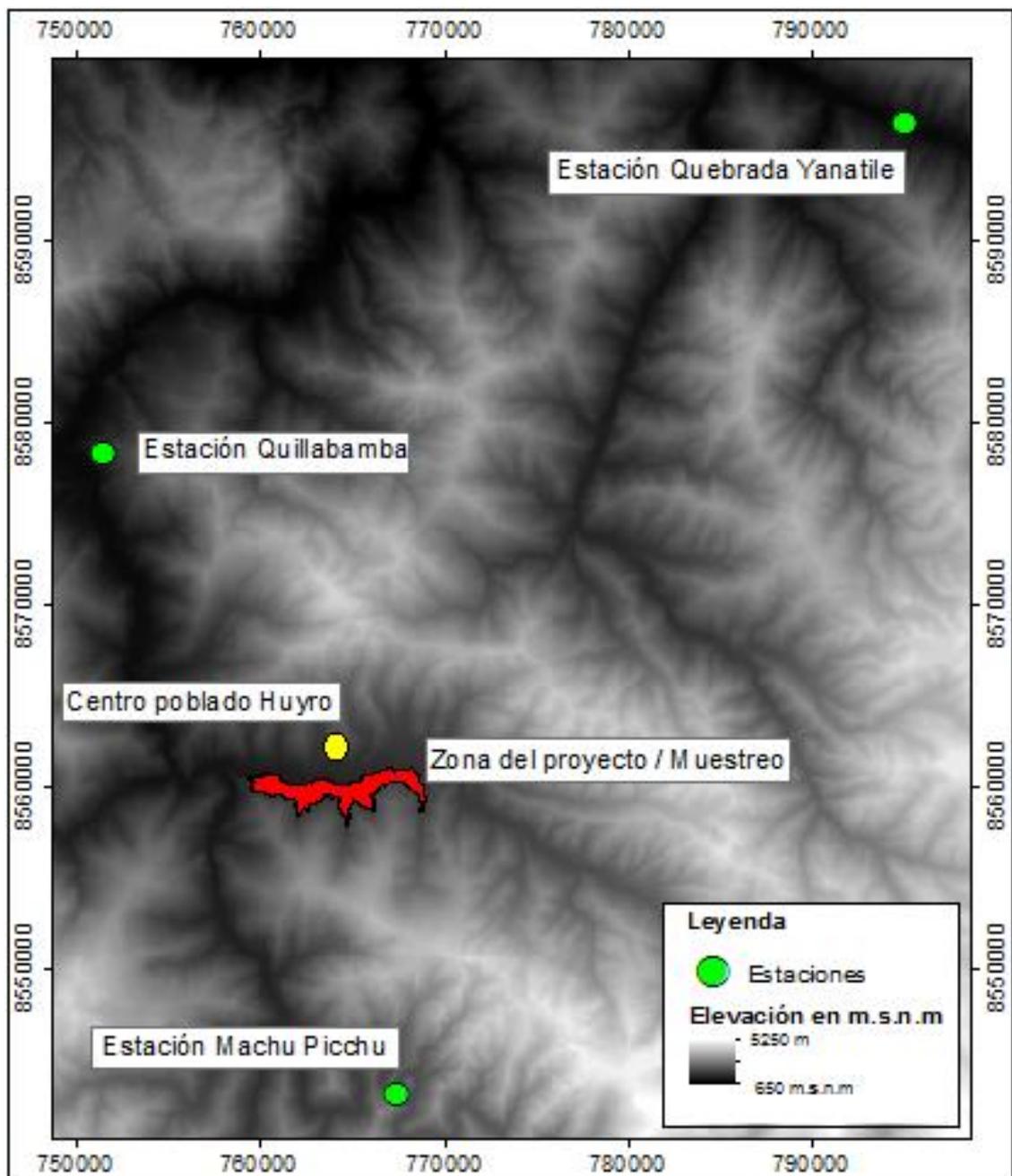
b) Modelo de Elevación Digital (DEM)

Con el fin de calcular la evapotranspiración real mediante el algoritmo SEBAL, se confeccionó, en primer lugar, un modelo de elevación digital (DEM). La información de elevación del terreno fue generada a partir de la Carta Nacional del Perú (administrada por el Instituto Geográfico Nacional del Perú), cuyas curvas de nivel poseen una distancia altitudinal de 50 metros.

Para establecer los límites del modelo de elevación digital se

consideraron 4 hojas cartográficas, que engloban tanto el área de estudio y a las tres estaciones meteorológicas. Los códigos que identifican dichas hojas cartográficas son: 26-q (2345), 26-r (2445), 27-q (2344), 27-r (2444). Los caracteres iniciales de cada código corresponden al código nacional que identifica a la hoja (fila y columna respectivamente) y los caracteres dispuestos entre paréntesis corresponden al Código Internacional establecido por la National Geospatial-Intelligence Agency (NGA). El sistema de coordenadas empleado es el de coordenadas geográficas en WGS-84.

Figura 18- Modelo de elevación digital del área de estudio. (Realizado en ArcMap 10.1)



3.2.2 Datos Meteorológicos

La información meteorológica requerida corresponde a los valores de tres estaciones del Servicio Nacional de Meteorología e Hidrología (SENAMHI): Estación Quillabamba, Estación Machu Picchu y Estación Quebrada Yanatile, todas en actividad.

Los parámetros mínimos que requiere el método Penman-Monteith para el cálculo de la evapotranspiración son: Velocidad del viento (m/s), Radiación solar (W/m²), Temperatura del aire (°C), Humedad Relativa (%), Precipitación (mm). Todos ellos están disponibles para el período y días seleccionados, exceptuando la Radiación Solar, que será calculada de acuerdo a lo propuesto por Allen (2006) a partir de la Temperatura del aire y la humedad relativa que, a su vez, se derivará de las temperaturas del bulbo seco y húmedo de acuerdo a la fórmula de Ferrel (1951).

En la tabla 4 se presentan las descripciones de las estaciones climáticas y en el anexo 5 se compilan los registros meteorológicos históricos.

Tabla 4- Descripción de las estaciones meteorológicas.

Estación	Código	Tipo	Longitud	Latitud	Altitud (m.s.n.m)	Datos disponibles
Quillabamba	606	Convencional	72°41'31"	12° 51' 22"	990	Temperatura, Temperatura del bulbo seco y bulbo húmedo, Precipitación, Velocidad del viento
Machu Picchu	679	Convencional	72°32'45.06"	13°9'59.58"	2548	Temperatura, Temperatura del bulbo seco y bulbo húmedo, Precipitación, Velocidad del viento
Quebrada Yanatile	654	Convencional	72° 17' 1"	12° 41' 1"	1050	Temperatura, Temperatura del bulbo seco y bulbo húmedo, Precipitación, Velocidad del viento, Dirección del viento

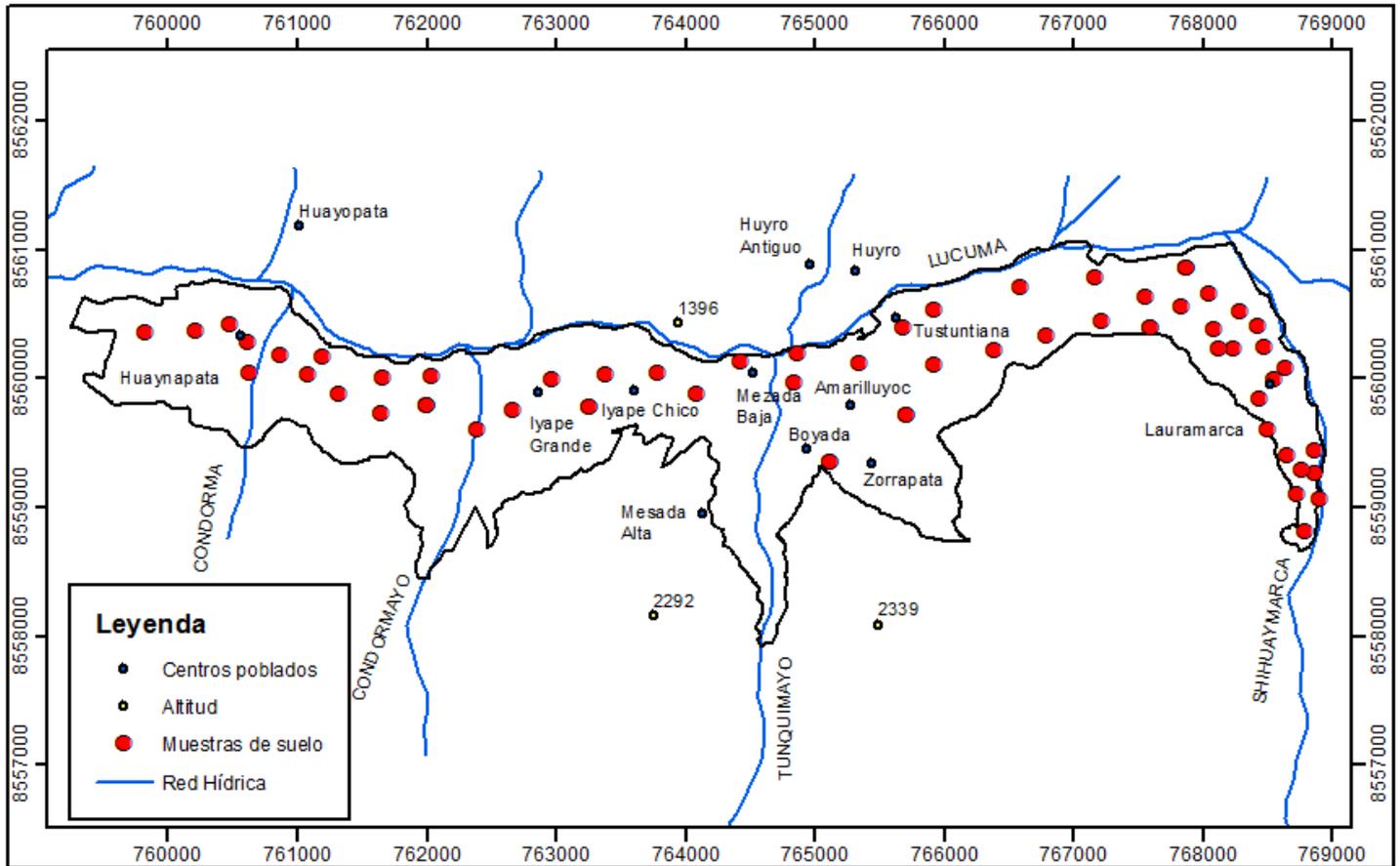
3.2.3 Análisis de suelos

La descripción de las características generales del área del estudio se realizó teniendo en cuenta el muestreo de suelos mediante la perforación de calicatas y barrenamiento directo de campo para la toma de muestras de suelo de la capa arable, se determinaron los parámetros físicos y químicos gracias al análisis de muestras representativas analizadas en el laboratorio.

Se hizo una evaluación de los suelos, sobre la base de excavación de calicatas. Se seleccionaron 4 puntos para la excavación y evaluación de los perfiles del suelo. Las excavaciones realizadas fueron de 1 x 1 x 1m de profundidad, las cuales fueron distribuidas en forma equitativa en la zona de estudio, apoyándose en la información preliminar; asimismo, se aprovechó la existencia de cortes existentes. Se extrajeron, además, 50 muestras de campos recién descubiertos, pero con cultivos alrededor y previamente cosechados a profundidad de 0.30m correspondiente a la capa arable, la misma que retendrá el 100% de la cantidad máxima de agua evaporable descrita por Allen (2006). Estas muestras fueron tomadas a lo largo de las 1000 hectáreas que comprende el proyecto de riego, teniendo en cuenta el Reglamento de Levantamiento de Suelos aprobado por Decreto Supremo N° 033-85-AG.

Finalmente, las muestras fueron enviadas al laboratorio de suelos de INIA Arequipa, donde se realizó el proceso de análisis de caracterización físico-mecánico y químico, que comprende, entre otros, lo siguiente: conductividad eléctrica, textura, capacidad de campo, punto de marchitez permanente y porcentaje de agua disponible. Con estos análisis, se realizaron los ajustes de la evapotranspiración del cultivo considerando los coeficientes de humedad del suelo y el coeficiente de estrés hídrico. Con estos coeficientes se realizó un balance de humedad en el suelo, partiendo desde un día de precipitación en donde el suelo está a capacidad de campo y la tasa de evapotranspiración es máxima, este balance se realiza día tras días hasta el día 06 de agosto, día en el que se extrajo la imagen y se obtuvieron valores de evapotranspiración real mediante SEBAL. Además, por los resultados de conductividad eléctrica se pudo inferir que, para el cálculo de evapotranspiración real, no fue necesario hacer un ajuste por salinidad de suelos. Los resultados del análisis de suelos se muestran en el anexo 2.

Figura 19- Mapa de muestreo de suelos y centros poblados en la zona de estudio. (Realizado en ArcMap 10.1)



3.3. Estimación de evapotranspiración real mediante FAO Penman - Monteith

Para realizar la estimación de la evapotranspiración real mediante FAO Penman Monteith, se identificaron los datos climáticos correspondientes a las estaciones Quillabamba, Yanatile y para agosto del 2016, excepto en el caso de la estación Machu Picchu, en la cual la precipitación registrada por la estación ocurre el 16 de julio y la imagen satelital estuvo disponible para el 06 de agosto. Para el caso de las estaciones Quillabamba y Yanatile, el proceso se simplifica debido a que estas estaciones registraron precipitaciones el mismo día en que pasó el satélite, por lo tanto, el suelo se encontró a capacidad de campo. Por ello, para estos dos escenarios, la evapotranspiración del cultivo de referencia es numéricamente igual a la evapotranspiración real.

Para desarrollar este método, se utilizó el software MS Excel de Microsoft, en el anexo 06 se muestra el procedimiento numérico para un punto del estudio.

3.3.1 Evapotranspiración del cultivo de Referencia (ET_o)

3.3.1.1. Déficit de presión de vapor

Como primer paso, se identifica el día del paso del satélite y la última precipitación a partir de esa fecha. En el caso de las estaciones Quillabamba y Yanatile, las precipitaciones ocurren el mismo día del paso del satélite (06 de agosto), en caso de la estación Machu Picchu En el anexo 5, se muestra la información meteorológica de las tres estaciones.

El primer objetivo para el cálculo de la evapotranspiración del cultivo de referencia es calcular el Déficit de presión de vapor. Para ello, tomamos los valores de altura de la estación, temperatura máxima y mínima, y las temperaturas de bulbo seco y húmedo y aplicamos las fórmulas (1) – (8); esto se realiza para cada día, desde el día de la precipitación hasta el día de paso del satélite.

3.1.1.2 Radiación neta

Para calcular la radiación neta, se requirió, en primer lugar, identificar el número de día juliano en el año 2013 para los días estudiados, el día juliano es el correspondiente al número del día en el año, empezando con 01 para el 01 de enero y 365 para el 31 de diciembre, ingresamos los datos de latitud de la estación expresada en radianes y las temperaturas máximas y mínimas.

En primera instancia, se calcula la declinación solar δ y la distancia relativa de la tierra al sol d_r con las ecuaciones (11) y (12); posteriormente, se calcula el ángulo de radiación solar con la ecuación (10) y, finalmente, la radiación extraterrestre R_a con la ecuación (9).

La radiación solar R_s es calculada en función de las temperaturas máximas y mínimas según la ecuación (13). Ya que no se cuenta con datos de radiación en ninguna de las tres estaciones, Esta fórmula introduce una constante K_{RS} . El valor es de 0.16, dado que corresponde a un escenario de sierra.

El cálculo de la radiación solar en un día despejado está dado por la ecuación (14) y es una función de la radiación extraterrestre y la altitud de la estación. La radiación neta de onda larga fue obtenida mediante la ecuación (15) de Stefan-Boltzmann; la radiación neta de onda corta se calculó mediante la ecuación (16) y se tomó un albedo igual a 0.23 según lo mencionado en el

documento de la FAO56 para este método. Finalmente, la radiación neta se obtiene mediante la ecuación (17).

3.1.1.3 Evapotranspiración de cultivo de referencia

El valor de la evapotranspiración del cultivo de referencia está dado por la ecuación (18). Para su cálculo, son necesarios los valores de velocidad del viento a 2m. También resulta necesario un ajuste de la velocidad del viento, ya que las estaciones convencionales toman la velocidad a los 10m. Esto se realiza con la ecuación (19). Además, se realiza el cálculo de la constante psicométrica y la pendiente de la curva de presión de vapor con las ecuaciones (20) y (21), respectivamente.

3.3.2 Evapotranspiración del cultivo bajo condiciones Estándar (ETc)

El cálculo de la evapotranspiración del cultivo bajo condiciones Estándar ETc, se realizó siguiendo 5 pasos: Calculamos el coeficiente basal del cultivo ajustado, el Límite superior Kcmax, la fracción expuesta y humedecida del suelo, el coeficiente de reducción de la evaporación y la evaporación del cultivo.

3.3.2.1 Coeficiente basal del cultivo ajustado

Con la identificación de los cultivos realizada los días de visita a campo y muestreo de suelos se obtienen los cultivos con mayor extensión e importancia en toda el área de estudio, estos cultivos son representativos, corresponden a una cédula de cultivos actualizada y son los identificadores de cada lugar de extracción de muestra. En el documento de la FAO 56 se identifica su coeficiente basal de cultivo, al que se le realizó un ajuste. El ajuste de este coeficiente teórico se realiza con la velocidad del viento de la estación Machu Picchu a 2m y la humedad relativa mínima diaria según la ecuación (22) y sus valores se muestran en las tablas 13-22, bajo el título Kcb Machu Picchu para cada punto de muestreo y para cada día estudiado.

Posteriormente se calcula el límite superior Kcmax según la ecuación (23). Este valor representa el coeficiente máximo al que puede llegar el cultivo en condiciones óptimas de crecimiento.

3.3.2.2 Fracción expuesta y humedecida del suelo

La fracción expuesta es calculada mediante la ecuación (24), este valor toma en cuenta que el área estudiada se humedece únicamente debido a la precipitación, ya que la zona estudiada nunca tuvo riego tecnificado y el único medio de desarrollo de cultivos existentes es la precipitación. La fracción efectiva de la superficie que se encuentra cubierta por vegetación se estima mediante la ecuación (25), en la que se consideró el valor mínimo de K_c : 0.15, para las zonas sin cobertura y con suelo seco según lo mencionado en el documento de la FAO 56.

3.3.2.3 Coeficiente de reducción de la evaporación (mm)

Con el análisis de suelo realizado con las 54 muestras, se obtuvieron el contenido de humedad en el punto de marchitez permanente θ_{WP} , el contenido de humedad a capacidad de campo θ_{FC} y la clase textural del suelo. De este modo, con los datos de precipitación, se estima el coeficiente de reducción de la evaporación K_r , según la figura 15 y la ecuación (26). Se parte de un día de precipitación en el que el valor de "Kr" es 1 para una superficie completamente saturada. Este caso se presenta en las estaciones Quillabamba y Yanatile, debido a que en el día de interés (16 de agosto), estas dos estaciones registraron precipitaciones, por lo que el suelo está en condiciones saturadas y tienen un valor de K_r máximo. Esto no ocurre en la estación Machu Picchu, debido a que la precipitación registrada ocurre el 16 de julio. En este caso, se realizó un ajuste de humedad en el suelo, partiendo del 16 de julio, cuando la tasa de evapotranspiración es máxima, hasta llegar al 06 de agosto, día en el que el suelo ha desgastado su contenido de humedad y, por lo tanto, el valor de la evapotranspiración cambia.

El componente de la evaporación es $De = (K_e * ET_c)$; al inicio del día de la precipitación es igual a 0, y su valor al final del día (De_f) se suma al componente de evaporación del siguiente día. Esto hace que, al llegar al día del paso del satélite, podamos saber la evaporación acumulada desde el día de la precipitación.

3.3.2.4 Evaporación del cultivo

Calculamos el coeficiente de evaporación del suelo mediante la ecuación (27) y la evapotranspiración bajo condiciones estándar con la ecuación (28).

3.3.3 Evapotranspiración real del cultivo o bajo condiciones no Estándar (ETcaj)

Se calculó el coeficiente de estrés hídrico al que están sometidos los cultivos del área de estudio. Con el muestreo de suelo y reconocimiento de cultivos, se identificó la profundidad máxima de las raíces que puede alcanzar la vegetación y, por extensión, la cantidad máxima de agua que el cultivo puede almacenar en la zona radicular y la cantidad que se puede aprovechar antes de que empiece a sufrir estrés hídrico.

Para el cálculo del Agua Disponible Total, con la ecuación (29) tomamos nuevamente valores del contenido de humedad en el punto de marchitez y capacidad de campo y la profundidad máxima de la vegetación dada por la FAO 56.

La ecuación (31), que calcula el Agua fácilmente aprovechable, se ajusta con los datos de la vegetación obtenida mediante la ecuación (30).

Para calcular el coeficiente de estrés hídrico K_s , solamente se consideró al caso de la estación Machu Picchu debido a que las otras dos estaciones estaban en capacidad de campo el día que se obtuvo la imagen. Al igual que en el caso del coeficiente de reducción de evaporación, el balance se inició el 16 de julio, día de precipitación y terminó el 06 de agosto, día del paso del satélite.

El coeficiente de estrés hídrico se calcula con la ecuación (32). Finalmente, luego de obtenido el coeficiente de estrés hídrico, calculamos la evapotranspiración real o evapotranspiración bajo condiciones no estándar mediante la ecuación (33).

El valor de D_{ri} , en el anexo 06, es igual a cero, dado que el día de precipitación no hay agotamiento de humedad en la zona radicular. Una vez que comienza la evapotranspiración, aumentará también el agotamiento D_r diariamente y se iniciarán las condiciones de estrés hídrico cuando D_r sea igual a AFA (Agua fácilmente aprovechable). El valor de D_r al final del primer día, será el valor inicial de D_r , del siguiente día. El cálculo numérico se muestra en el anexo 06 para un punto de estudio.

3.4. Evapotranspiración real mediante modelo SEBAL: Caso Machu Picchu

Con la imagen descrita anteriormente en la tabla 02, el Modelo de elevación digital (generado a partir de los datos altitudinales provistos por el Instituto Geográfico del Perú), el software ERDAS Imagine 2014 y su herramienta Model Maker, se puede empezar a construir los modelos descritos en los diagramas de flujo del Capítulo II. Cada una de las imágenes, viene acompañada de un archivo de metadatos, el cual tiene las características de la imagen. En primer lugar, se deben extraer los valores numéricos que requeriremos, según lo explicado en el cálculo de la evapotranspiración trazado en el apartado 2.2.4.

Tabla 5- Factores multiplicativos y aditivos de radiancia y reflectancia y valores digitales de cada pixel

Bandas	Add_Rad	Mul_Rad	Mul_Ref	Add_Ref	N_D
2	-62.497530	0.012500	0.000020	-0.100000	9217
3	-57.590940	0.011518	0.000020	-0.100000	8804
4	-48.563920	0.009713	0.000020	-0.100000	8769
5	-29.718700	0.005944	0.000020	-0.100000	15265
6	-7.390770	0.001478	0.000020	-0.100000	15399
7	-2.491090	0.000498	0.000020	-0.100000	10556
10	0.1	0.000334	0.000020	-0.100000	28008

Como el trabajo se realiza sobre un conjunto de puntos, cada uno de ellos representados por un pixel, es necesario tomar un pixel de referencia. Este pixel servirá de apoyo para verificar si los cálculos hechos espacialmente en el Model Maker de Erdas van en buen camino, es decir, el cálculo realizado para todo el conjunto de pixeles en Erdas, se realizará también manualmente para el pixel de referencia.

Tabla 6- Coordenadas UTM del pixel de referencia

pixel de referencia	
x	761205
y	8559950

Otro dato que requeriremos ingresar de forma manual en el cálculo del pixel de referencia es la altitud de ese punto, obtenido mediante el Modelo de elevación digital. En el Modelo de Erdas, este valor ingresa como una imagen, es decir, que para cada pixel le corresponde una determinada altitud.

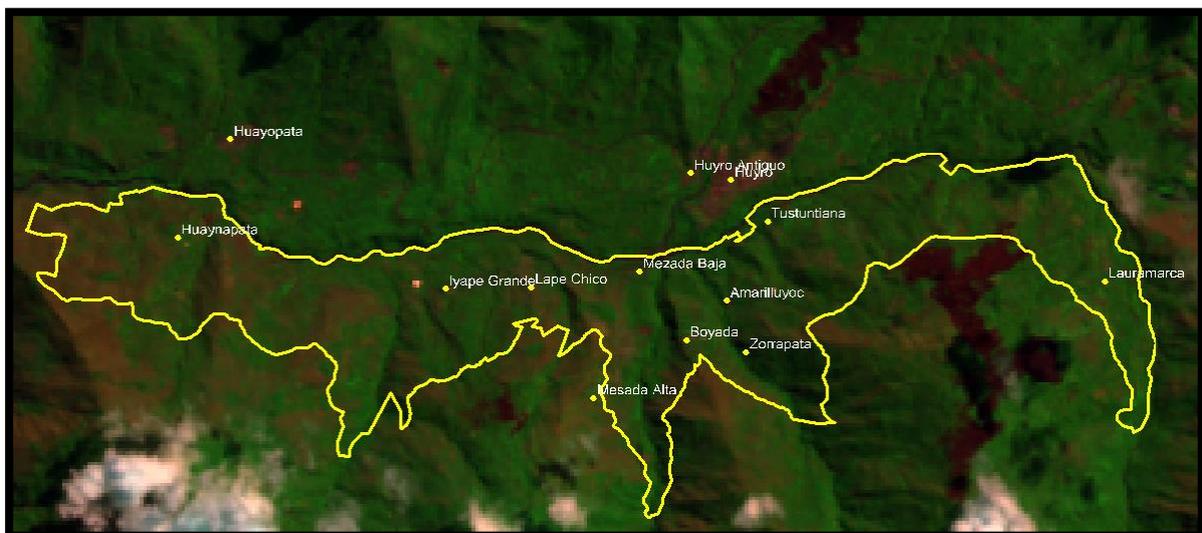
Antes de empezar con el tratamiento de las imágenes, es necesario hacer

una composición y georreferenciación de las bandas que necesitaremos, a saber: la 2, 3,4,5, 6, 7 y 10. Finalmente, se recorta un área que englobe las estaciones y el área de estudio.

Para la creación de los modelos basados en los diagramas de flujo creados en el apartado 2.2.4, se decidió realizarlo por partes. Esta decisión se tomó, en primer lugar, con el objetivo de tener un mejor control de los resultados graduales que se van generando en cada paso; en segundo lugar, por la memoria de procesamiento que se requiere en el computador; y, por último, porque algunas partes del modelo requieren iteraciones, y en cada iteración, imágenes generadas en el camino. Esto hace que las iteraciones no se puedan realizar todas al mismo tiempo, sino que se debe cargar cada una manualmente.

El resultado de cada procesamiento es otra imagen, donde el valor de cada pixel representa el valor del parámetro buscado. A continuación, se presenta una compilación de las imágenes obtenidas para la zona de estudio por el satélite LANDSAT 8 en combinación de bandas en falso color con buena penetración atmosférica: 7, 5, 3. En esta combinación de bandas, la vegetación aparece en un tono más brillante de verdes. Se observa una continuidad en las zonas de vegetación y aridez diferenciada en la zona de estudio. Posteriormente, usaremos la imagen que engloba las estaciones climáticas.

Figura 20- Combinación en falso color RGB con bandas 7, 5 y 3 para el año 2016. (Realizado en ERDAS Imagine 2014)



Con el fin de ilustrar todo el proceso, mostraremos el procedimiento realizado en el caso de Machu Picchu, lo mismo se realizó para los otros dos escenarios.

3.4.1 Flujo de radiación neta superficial

Para el cálculo de la radiación neta superficial, introducimos el modelo de la figura 12 en el Model Maker de ERDAS. Teniendo todo el diagrama de flujo del proceso y las consideraciones descritas en el capítulo 2.2.4, para la realización se dividió la tarea en 11 etapas, cada una de ellas con una imagen generada:

- Albedo de la superficie
- índice de vegetación de diferencia normalizada (NDVI)
- índice de vegetación ajustado a los efectos del suelo (SAVI)
- índice de área foliar (IAF).
- Emisividad de cada pixel en el dominio espectral de cada banda termal ε_{NB}
- Emisividad en el dominio de la banda larga ε_0 .
- Temperatura de la superficie T_s
- Radiación de onda larga saliente ($R_{L\uparrow}$)
- La radiación de onda corta entrante $R_{s\downarrow}$,
- La radiación de onda larga entrante $R_{L\downarrow}$
- Radiación neta R_n

A continuación, en la figura 21, mostramos el último modelo de este diagrama de flujo para el cálculo de R_n para cada pixel, donde se observan las imágenes de entrada requeridas. En el círculo, se ingresan las ecuaciones que relacionan a dichas imágenes y, finalmente, el resultado es generado como una nueva imagen. En la Figura 22, se muestra la imagen resultante de este procesamiento.

Figura 21--Modelo para la obtención de Rn – escenario Machu Picchu.

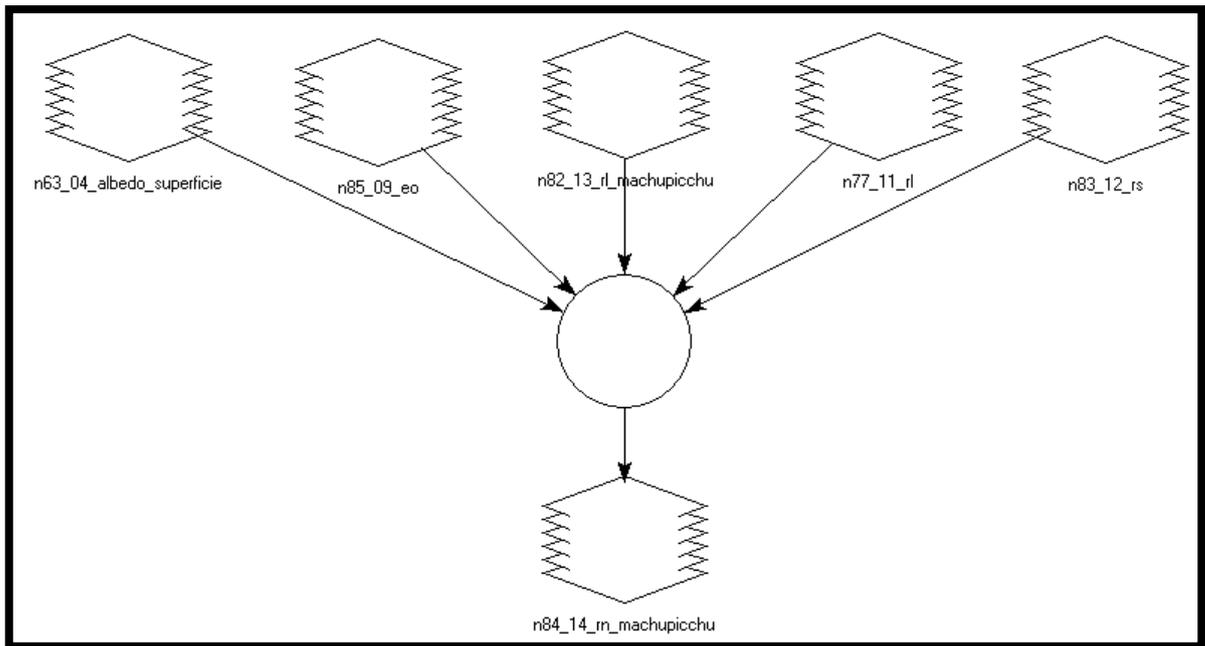
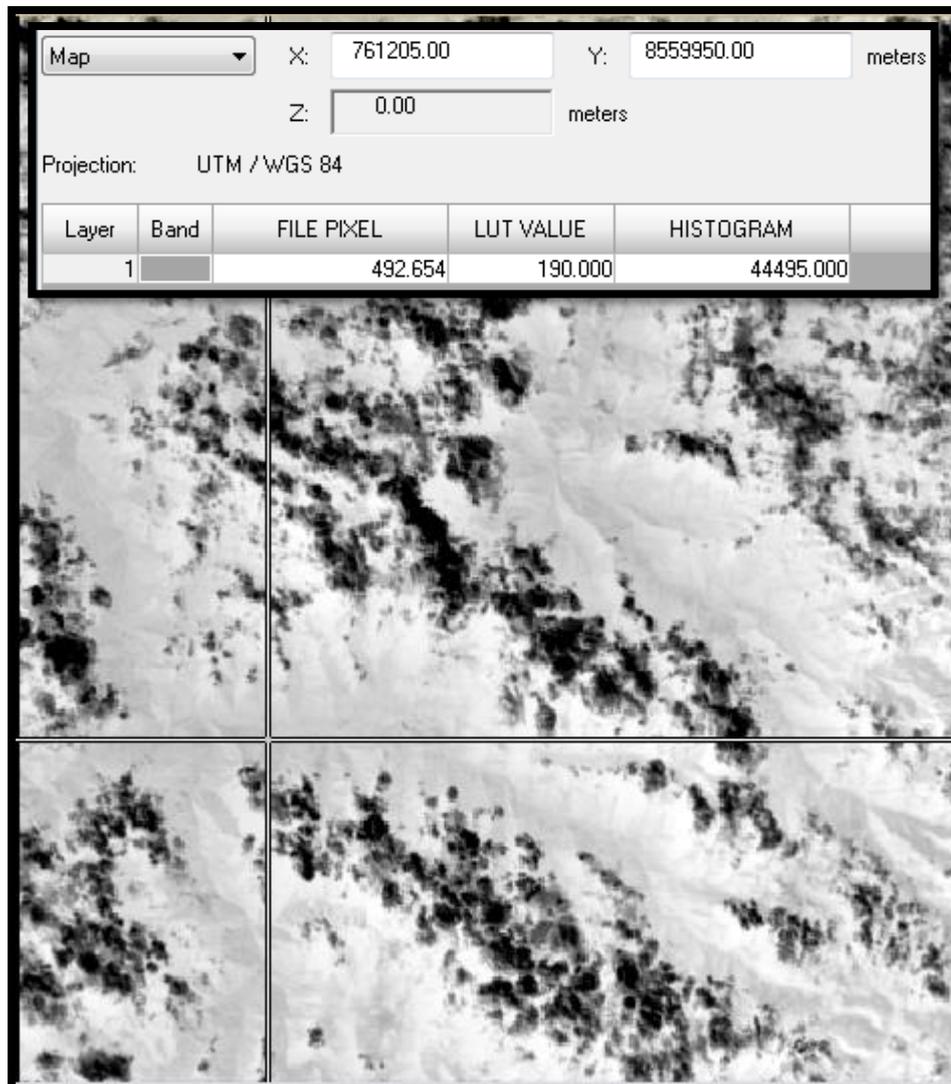


Figura 22- Radiación Neta Rn, y su valor en el pixel de referencia: 492.654 para el escenario de Machu Picchu (Realizado en ERDAS Imagine 2014)



3.4.2 Flujo de calor del suelo

La obtención de los valores de flujo de calor de suelo es directa y requiere la aplicación de la ecuación (52) y (53).

Los datos de entrada que se requieren en esta etapa fueron generados en el apartado anterior; a continuación, se muestra el modelo y la imagen generada para cada pixel del flujo de calor del suelo (G).

Figura 23- Modelo para la obtención de G. Escenario Machu Picchu

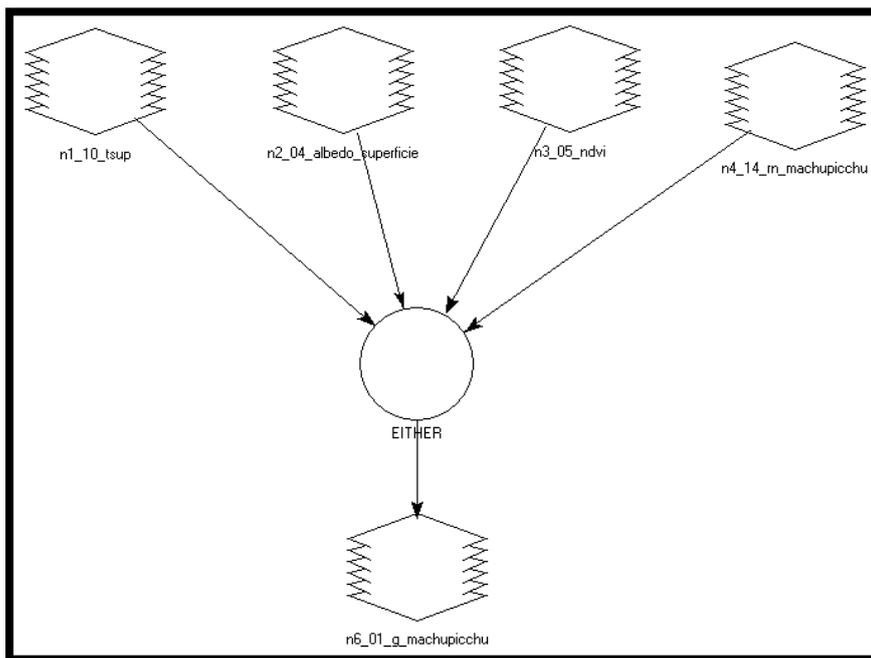
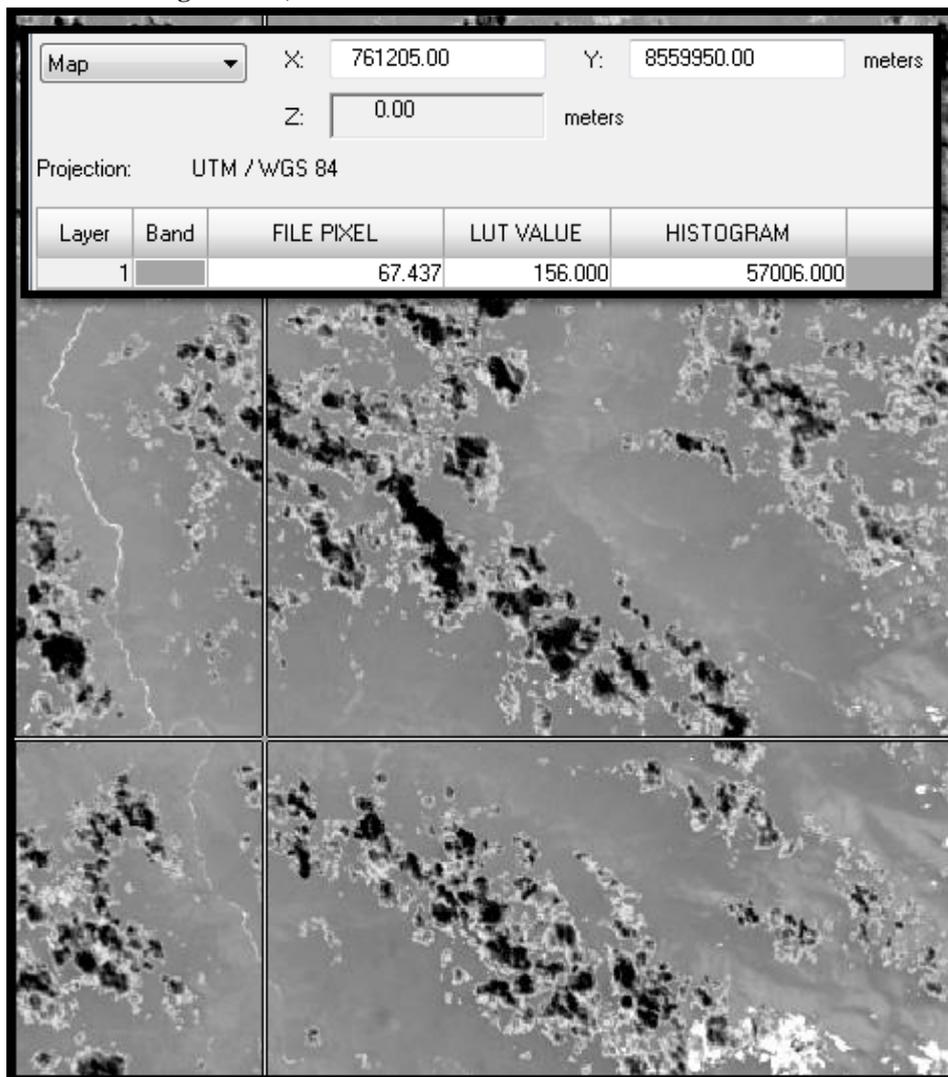


Figura 24- Flujo de calor del suelo para cada pixel (G), y el valor del pixel de referencia: 67.437 – Escenario Machu Picchu (Realizado en ERDAS Imagine 2014)



3.4.3. Flujo de calor sensible

Como se mencionó en el Capítulo II, para realizar este cálculo es necesario el conocimiento de dos pixeles. Estos pixeles son denominados *pixeles anclas*, a partir de los cuales se determinan la variación de la temperatura dt y la resistencia aerodinámica r_{ah} en el resto de los pixeles del área de estudio. Se puede afirmar que este es el procesamiento más importante dentro del modelo SEBAL ya que depende, en gran parte, de la habilidad y cuidado del investigador al seleccionar estos dos puntos cerca de la estación climática de interés. Estos son llamados Pixel caliente y frío, y deben cumplir una serie de condiciones.

El píxel frío representa un área bien irrigada y húmeda, con cobertura total de vegetación; en la zona representada por este píxel, se asume que la temperatura de la superficie y la temperatura del aire cerca de la superficie son similares a las de este píxel. Para esto, se abre el mapa de temperaturas generado en 3.4.1, y se ubica una zona verde, tupida, cerca de la estación Machu Picchu. Luego, registramos en el mapa de temperaturas las variaciones de temperatura de esta zona. Se evitan los valores extremos, ya que no serían representativos. Al mismo tiempo, abrimos el mapa de albedo de la superficie, también obtenido en el apartado 3.4.1, y buscamos en ese rango el píxel más cercano al rango de 0.22-0.24, que corresponde a la superficie de referencia con cobertura total. Para precisar aún más, abrimos el mapa de índice de área foliar (IAF), en donde los valores del píxel buscado deben estar en el rango de 4-6, que también corresponde a una superficie totalmente cubierta.

El píxel caliente se selecciona como un campo agrícola seco y desnudo donde se asume que ET es igual a cero. La elección del píxel caliente en el área de estudio se vuelve más fácil que el píxel frío, ya que no se presentan zonas de extrema aridez, zonas desérticas, o ciudades. La elección en estos puntos conllevaría a un error y, para evitar esto, hay que verificar que el albedo en el píxel caliente elegido sea similar a otras zonas secas y desnudas encontradas. Además, el valor de índice de área foliar (IAF) debe rondar entre 0 y 0.4, correspondiente a una zona con poca vegetación.

Por otro lado, la selección de un píxel caliente con una elevada temperatura puede causar que SEBAL prediga valores positivos de evapotranspiración para zonas secas. Según lo recomendado por Bastiaanssen (2000), nos mantendremos en el rango de 300K hasta 306K para la elección del píxel caliente.

Figura 25- Elección de pixel frío en el escenario Machu Picchu, con mapas de albedo, índice de área foliar y temperatura de la superficie (Realizado en ERDAS Imagine 2014)

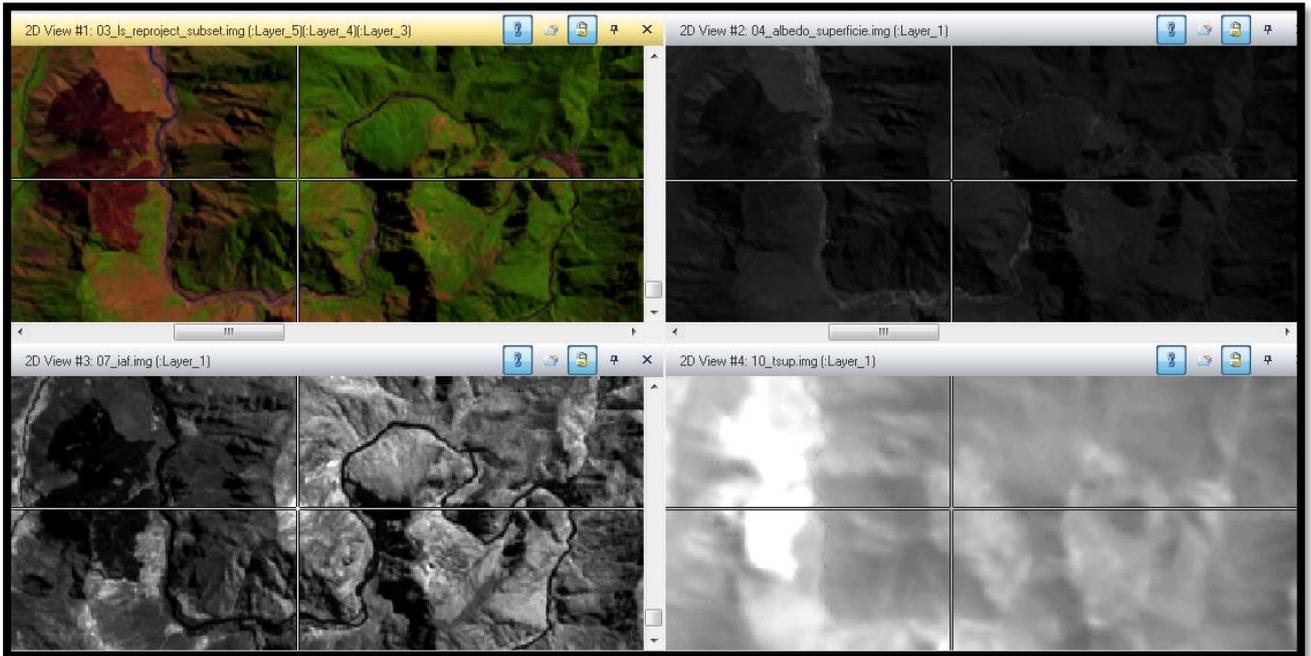
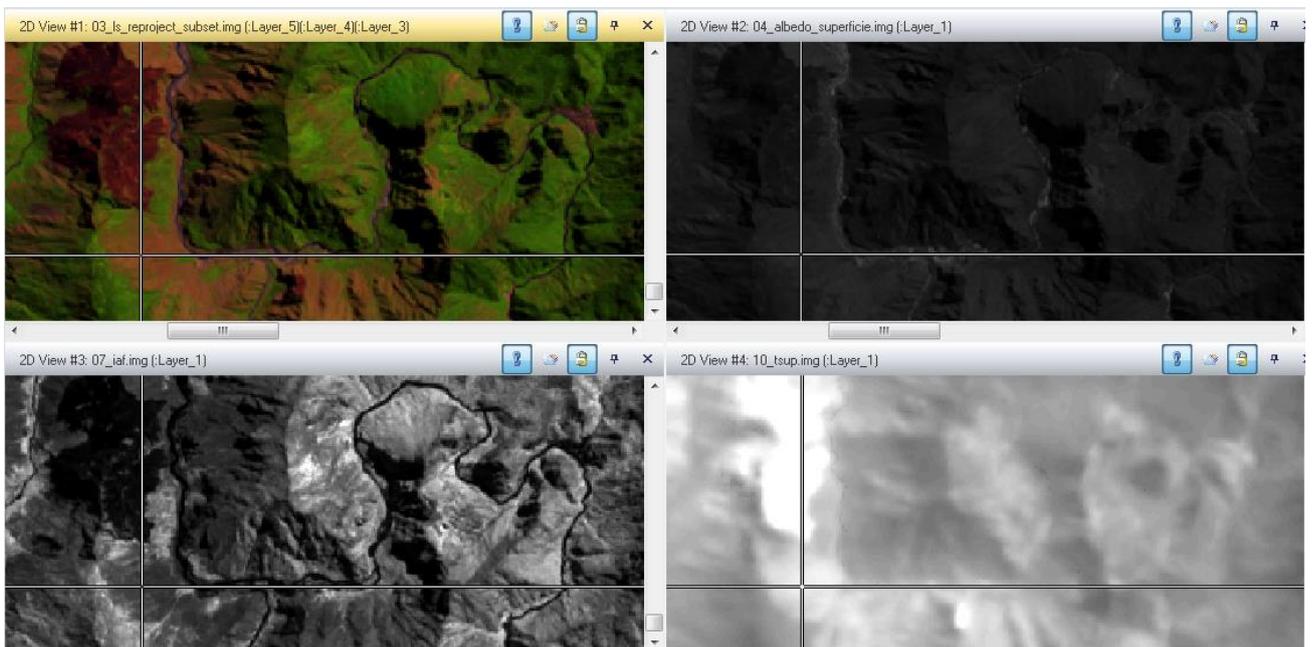


Figura 26- Elección de pixel caliente en el escenario Machu Picchu, con mapas de albedo, índice de área foliar y temperatura de la superficie. (Realizado en ERDAS Imagine 2014)



Ambos píxeles de "anclaje" deben estar ubicados en áreas grandes y homogéneas.

Una vez seleccionados, la temperatura y las coordenadas UTM para estos dos píxeles se registran para el futuro cálculo.

Tabla 7-Coordenadas y temperaturas de pixel frío para las tres estaciones

Estación	Este	Norte	Tcold	T°
Quillabamba	749751.11	8584843.15	292.923	19.773
Yanatile	793386.2	8595055.64	295.237	22.087
Machu Picchu	767949.67	8542441.09	294.822	21.672

Tabla 8- Coordenadas y temperaturas de píxel caliente para las tres estaciones

Estación	Este	Norte	Thot	T°
Quillabamba	749991.77	8582077.27	297.638	24.488
Yanatile	792094.94	8597146.42	301.619	28.469
Machu Picchu	762618.19	8541665.04	301.339	28.189

Una vez obtenido los valores de los píxeles fríos y calientes, se procede a calcular el valor de H, según el procedimiento mostrado en el capítulo 2.2.2.3; en donde es necesario realizar un proceso iterativo hasta que el valor de la resistencia aerodinámica (r_{ah}) y la diferencia de temperaturas próxima a la superficie dT (°C) se conviertan en constantes.

Para el caso del valor correspondiente a la estación de Machu Picchu, se requirió de 4 iteraciones. Esto también se realiza en el píxel de referencia para comprobar los resultados obtenidos en la imagen generada.

A continuación, se muestra el proceso iterativo realizado para el píxel de referencia de forma manual, y el valor del píxel de la imagen generada en ERDAS.

Figura 27- Flujo de Calor sensible (H) y valor del pixel de referencia: 300.67 – Escenario Machu Picchu (Realizado n ERDAS Imagine 2014)

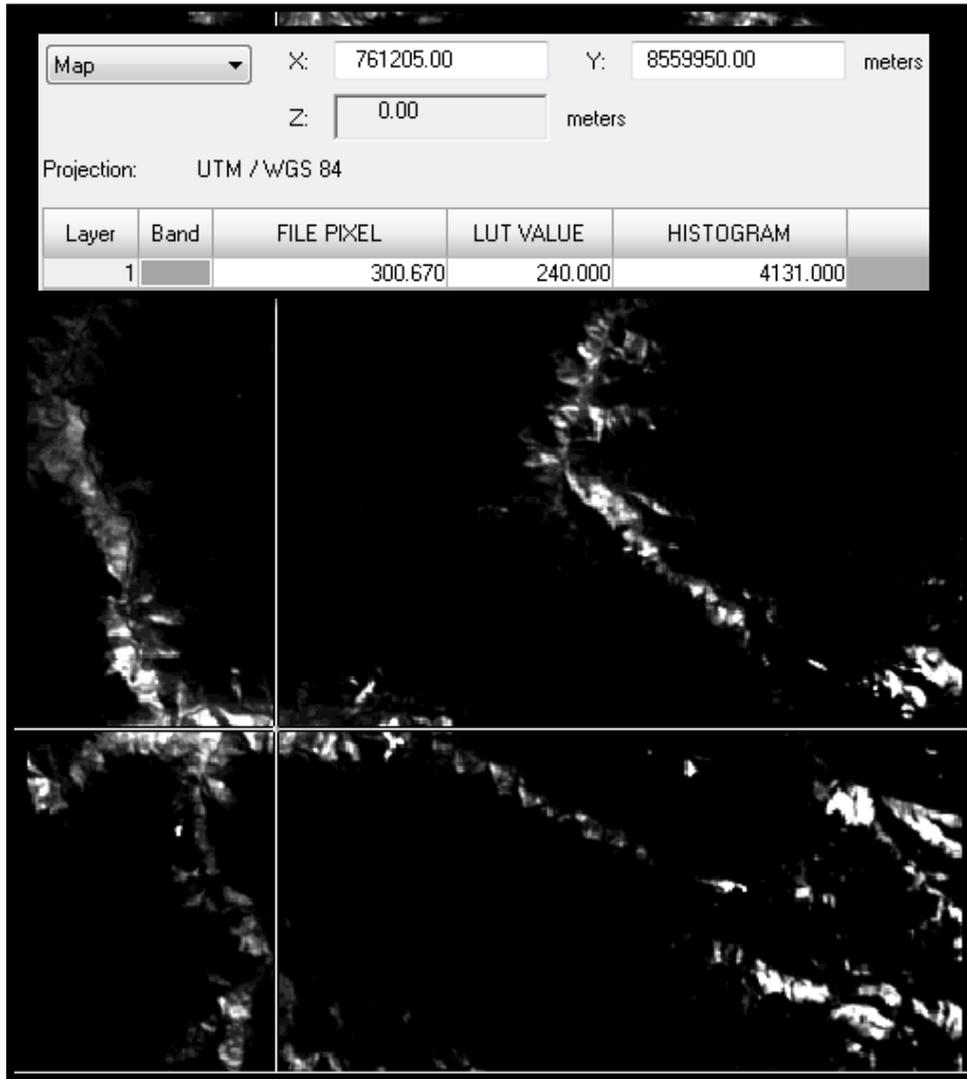


Tabla 9- Iteración 1 y 2 para calcular H en el pixel de referencia – Escenario Machu Picchu (Realizado en MS Excel 2016)

Iteración 1											
Ecuación		a	b	=	Coeficientes						
$a + bT_{sup-hot}$		1	28.1890	14.462	a	-48.092					
$a + bT_{sup-cold}$		1	21.67	0	b	2.21911					
dt	Ta	ρ	H	L	$\Psi_m(200m)$	$\Psi_h(2m)$	$\Psi_{h0.1m}$	U_s	$r_{ah(ref)}$	r_{ahhot}	
13.6706	287.312	1.01299	338.77747	-1.268	4.748	2.238	0.450	0.35967	8.189	8.369	
Iteración 2											
Ecuación		a	b	=	Coeficientes						
$a + bT_{sup-hot}$		1	28.1890	2.697	a	-8.9696					
$a + bT_{sup-cold}$		1	21.67	0	b	0.41388					
dt	Ta	ρ	H	L	$\Psi_m(200m)$	$\Psi_h(2m)$	$\Psi_{h0.1m}$	U_s	r_{ah}	r_{ahhot}	
2.550	298.433	0.982	306.991	-1.356	4.690	2.184	0.427	0.355	8.510	8.581	

**Tabla 10 - Iteración 3 y 4 para calcular H en el pixel de referencia – Escenario Machu Picchu
(Realizado en Ms Excel 2016)**

Iteración 3											
Ecuación		a	b	=	Coeficientes						
a + bT _{sup-hot}		1	28.1890	2.766	a	-9.1968					
a + bT _{sup-cold}		1	21.67	0	b	0.42437					
dt	Ta	ρ	H	L	Ψ _{m(200m)}	Ψ _{h(2m)}	Ψ _{h0.1m)}	U _*	r _{ah}	r _{ahhot}	
2.614	298.368	0.982	302.953	-1.375	4.678	2.173	0.423	0.354	8.574	8.581	

Iteración 4											
Ecuación		a	b	=	Coeficientes						
a + bT _{sup-hot}		1	28.1890	2.766	a	-9.1968					
a + bT _{sup-cold}		1	21.67	0	b	0.42437					
dt	Ta	ρ	H	L	Ψ _{m(200m)}	Ψ _{h(2m)}	Ψ _{h0.1m)}	U _*	r _{ah}	r _{ahhot}	
2.614	298.368	0.982	300.670	-1.385	4.672	2.167	0.421	0.354	8.611	8.581	

3.4.4 Evapotranspiración real diaria

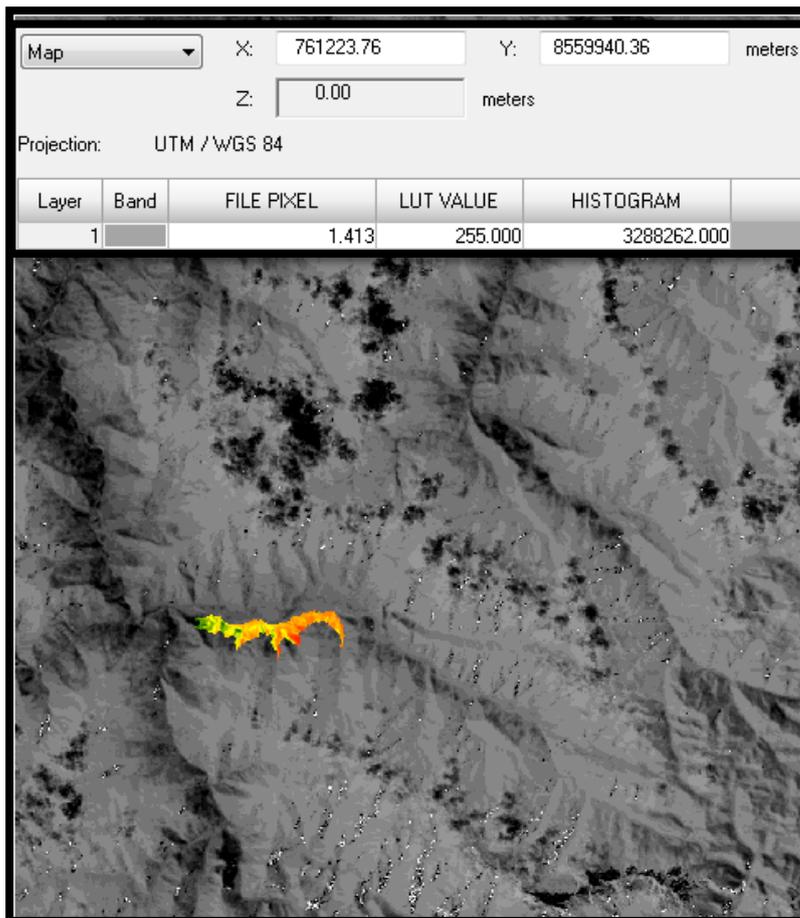
Con las imágenes obtenidas anteriormente, es posible ahora calcular la evapotranspiración real diaria siguiendo la ecuación (90). Para ello, seguimos el diagrama de flujo de la figura 14 construido para ejecutar el modelo en el Model Maker.

El primer paso es crear la imagen de flujo de calor latente mediante la ecuación (79). Este valor es la cantidad de energía que contribuye a la evapotranspiración, y corresponde a una evapotranspiración instantánea, es decir, al tiempo de paso del satélite. Para realizar una extrapolación a valores diarios, usaremos los datos climáticos de la estación Machu Picchu.

Aplicamos las fórmulas descritas en la figura 14 para la obtención final del valor de evapotranspiración real diaria.

A continuación, se muestra el mapa de evapotranspiración real obtenido, el valor del pixel de referencia, que se calculó manualmente y que ha servido para validar todo el proceso, y la zona de muestreo estudiada.

Figura 28- Mapa de evapotranspiración real de la zona de estudio para la estación Machu Picchu y valor en el pixel de referencia (Realizado en ERDAS Imagine 2014)



3.5 Procesamiento, comparación y validación de resultados

Para el procesamiento, comparación y validación de resultados, se utilizó el Software MS Excel, donde se ordenaron las 54 muestras, con sus respectivos valores de evapotranspiración obtenidos, identificando cada coordenada geográfica de cada sitio muestreado. Con ese dato, se extrajo el valor de evapotranspiración real del mapa de evapotranspiración real obtenido con SEBAL y se lo enfrentó con los datos de evapotranspiración real de cada muestra obtenida con el método FAO Penman Monteith. Se aplicaron las ecuaciones (92) y (93) para evaluar el tipo de error que presenta cada escenario estudiado y se sometieron los resultados a la prueba estadística T-Student que evalúa la distribución de los valores promedios de ambos métodos con un 95% de confianza para aceptar a hipótesis nula. Finalmente, con los valores generamos un diagrama de Evapotranspiración real estimada con SEBAL y FAO Penman Monteith distribuido espacialmente para cada estación estudiada. El análisis estadístico se realizó con el software IBM SPSS Statistics.

CAPÍTULO IV: ANÁLISIS Y DISCUSIÓN DE RESULTADOS

4.1 Evapotranspiración real diaria

Se obtuvieron 3 escenarios de evapotranspiración real mediante el modelo SEBAL, uno para cada estación, y se presentan valores para cada pixel de la imagen satelital. En este primer análisis, se vio cómo el comportamiento de los histogramas de evapotranspiración obtenida mediante el método de Penman Monteith no sigue una distribución normal, debido a que este método depende en gran medida de la elección del cultivo y no tienen en cuenta el grado de cobertura total. Por su parte el comportamiento de los resultados de SEBAL se explica por el grado de cobertura vegetal, ya que se ha encontrado que a las zonas con alto grado de vegetación le corresponden los valores de evapotranspiración más altos y en las zonas de escasa vegetación se presenta una disminución de los valores.

4.1.1. Evapotranspiración real a partir de FAO Penman Monteith

Para hacer la comparación de los resultados entre ambos métodos, fue necesario localizar la mayor cantidad de puntos posibles en el área de estudio para obtener resultados puntuales de evapotranspiración. Esto se logró gracias al análisis de 54 muestras de suelo obtenidas de las parcelas (ver figura 19) y a los datos climáticos suministrados por el servicio nacional de meteorología e hidrología presentados en el anexo 5.

La obtención de los resultados de evapotranspiración por FAO Penman Monteith dependió, en gran medida, del evento más reciente de precipitación antes de la fecha del paso del satélite por la zona de estudio, ya que se necesita empezar en una condición de suelo saturado. Esta condición fue determinante en los resultados, dado que las estaciones Quillabamba y Yanatile registraron precipitación en el día de interés; caso contrario ocurrió en la estación Machu Picchu, donde fue necesario realizar un balance de humedad en el suelo desde el 16 de julio hasta el 06 de agosto. A continuación, se muestran los resultados de evapotranspiración para cada estación, se presenta además la fecha precipitación y la fecha de interés correspondiente al paso del satélite. Los resultados corresponden a un solo día: el mismo día del paso del satélite y del cual se obtiene la evapotranspiración mediante teledetección expresada en milímetros por día.

Tabla 11-Resultados de evapotranspiración real o bajo condiciones no estándar para el año 2016 - FAO Penman Monteith

AÑO 2016									
Método de obtención de Evapotranspiración real diaria							: FAO PENMAN MONTEITH		
Fecha de interés							: 06 de agosto		
Fecha de precipitación de estación quillabamba anterior a la fecha de interés							: 06 de agosto		
Fecha de precipitación de estación Machu Picchu anterior a la fecha de interés							: 16 de julio		
Fecha de precipitación de estación Yanatile anterior a la fecha de interés							: 06 de agosto		
LOTE	NORTE	ESTE	ALTURA	Capacidad de Campo (%)	Punto de Marchitez Permanente (%)	CULTIVO	E. QUILLABAMBA	E. MACHU PICCHU	E. YANATILE
							ETcaj (mm día ⁻¹)	ETcaj (mm día ⁻¹)	ETcaj (mm día ⁻¹)
1	8558803	768776	1902	8.5	2.3	Café	4.243	3.614	5.836
2	8559054	768892	1883	11.3	3.4	Plátano	4.203	3.706	5.849
3	8559258	768854	1845	8.5	2.3	Café	4.243	3.614	5.836
4	8559434	768859	1832	11.3	3.4	Café	4.243	3.738	5.836
5	8559093	768724	1919	19.8	7.9	Café	4.243	4.003	5.836
6	8559283	768762	1882	19.8	7.9	Yuca	4.325	3.709	5.809
7	8559404	768649	1891	19.8	7.9	Piña	4.348	1.533	5.802
8	8559598	768497	1890	19.8	7.9	Yuca	4.325	3.709	5.809
9	8559834	768432	1864	19.8	7.9	Yuca	4.325	3.709	5.809
10	8559987	768544	1822	19.8	7.9	Plátano	4.203	3.866	5.849
11	8560071	768633	1774	19.8	7.9	Café	4.243	4.003	5.836
12	8560400	768420	1757	18.1	6.8	Uncucha	4.410	3.463	5.781
13	8560235	768463	1796	21.5	10.3	Té	4.293	4.119	5.820
14	8560231	768232	1823	19.8	7.9	Café	4.243	4.003	5.836
15	8560229	768122	1818	19.8	7.9	Plátano	4.203	3.866	5.849
16	8560376	768081	1822	21.5	10.3	Café	4.243	3.984	5.836
17	8560513	768276	1772	22.6	14.7	Piña	4.348	1.437	5.802
18	8560653	768035	1771	22.6	14.7	Maiz	4.293	4.110	5.820
19	8560552	767822	1808	21.5	10.2	Piña	4.348	1.533	5.802
20	8560626	767552	1759	22.6	14.7	Café	4.243	3.821	5.836
21	8560783	767161	1675	19.8	7.9	Caña	4.539	4.149	6.040
22	8560437	767207	1872	19.8	7.9	Plátano	4.203	3.866	5.849
23	8560330	766787	1891	19.8	7.9	Yuca	4.325	3.709	5.809
24	8560704	766577	1634	19.8	7.9	Pasto	4.380	3.932	5.791
25	8560215	766384	1836	19.8	7.9	Té	4.293	4.119	5.820
26	8560098	765922	1770	19.8	7.9	Té	4.293	4.119	5.820
27	8560394	765676	1571	21.5	10.3	Té	4.293	4.119	5.820
28	8560533	765911	1562	22.6	14.7	Plátano	4.203	3.706	5.849
29	8560116	765340	1553	21.5	10.3	Plátano	4.203	3.840	5.849
30	8560187	764866	1466	19.8	7.9	Café	4.243	4.003	5.836
31	8559968	764840	1548	11.3	3.4	Café	4.243	3.738	5.836
32	8560123	764421	1447	19.8	7.9	Café	4.243	4.003	5.836
33	8559879	764084	1570	11.3	3.4	Café	4.243	3.738	5.836
34	8560045	763783	1497	19.8	7.9	Café	4.243	4.003	5.836
35	8560030	763381	1504	19.8	7.9	Café	4.243	4.003	5.836
36	8559983	762970	1463	19.8	7.9	Plátano	4.203	3.866	5.849
37	8559751	762665	1465	22.6	14.7	Café	4.243	3.821	5.836
38	8559597	762390	1458	19.8	7.9	Café	4.243	4.003	5.836
39	8560009	762040	1390	19.8	7.9	Plátano	4.203	3.866	5.849
40	8559730	761647	1561	19.8	7.9	Plátano	4.203	3.866	5.849
41	8559871	761324	1547	19.8	7.9	Café	4.243	4.003	5.836
42	8559996	761652	1418	21.5	10.3	Café	4.243	3.984	5.836
43	8560165	761190	1385	21.5	10.3	Plátano	4.203	3.840	5.849
44	8560183	760861	1470	19.8	7.9	Café	4.243	4.003	5.836
45	8560040	760627	1468	19.8	7.9	Pino	4.093	3.375	5.885
46	8560274	760618	1442	19.8	7.9	Plátano	4.203	3.866	5.849
47	8560413	760476	1464	19.8	7.9	Plátano	4.203	3.866	5.849
48	8560362	760217	1420	22.6	14.7	Té	4.293	3.987	5.820
49	8560350	759829	1462	21.5	10.3	Café	4.243	3.984	5.836
50	8560387	767586	1911	19.8	7.9	Plátano	4.203	3.866	5.849
51	8559349	765109	1716	19.8	7.9	Café	4.243	4.003	5.836
52	8559714	765705	1770	22.6	14.7	Té	4.293	3.987	5.820
53	8559774	763252	1560	11.3	3.4	Café	4.243	3.738	5.836
54	8560854	767860	1687	19.8	7.9	Yuca	4.325	3.709	5.809

4.1.2 Evapotranspiración real a partir del algoritmo SEBAL

Para obtener los mapas de evapotranspiración real mediante el algoritmo SEBAL, se siguió la metodología presentada en el capítulo anterior mediante la implementación de los submodelos en el software ERDAS Imagine 2014. El éxito de la aplicación de este algoritmo dependió en gran medida de la elección de los píxeles fríos y calientes y, se requiere de una metodología muy cuidadosa. El resultado de la elección de las coordenadas de estos píxeles se presenta en las figuras 25 y 26 y en las tablas 07 y 08, donde se seleccionaron los píxeles calientes y fríos para cada estación climática, es decir, que para cada imagen satelital se obtuvieron tres escenarios de evapotranspiración mediante el algoritmo SEBAL: cada uno de los escenarios depende de la ubicación de cada estación.

Un primer acercamiento, antes de extraer los valores de evapotranspiración real de los píxeles correspondientes a las coordenadas de las muestras, se corresponde a un proceso visual donde se comparan los mapas de evapotranspiración obtenidos con las imágenes en composición de falso color, mostrada en la figura 20. Así, se registra que las zonas en las que se concentra la mayor vegetación arrojan valores más altos de evapotranspiración, en contraposición a las zonas desérticas y áridas que arrojan los valores más bajos. Como se observa en la figura 29, la zona de Huaynapata, que posee muchos descubrimientos sin cobertura vegetal y erosión, es la que presenta los menores valores de evapotranspiración y la zona de Lauramarca, que tiene una densa vegetación, presenta los valores más altos.

A continuación, se exhiben los tres escenarios de evapotranspiración real reflejados en un mapa de evapotranspiración espacial clasificado. Los valores más altos de evapotranspiración real se corresponden a un color rojo, que se degrada hasta un color verde que representa los valores más pequeños de evapotranspiración. Así, se observa que los escenarios de Quillabamba y Yanatile tienen los valores más altos, presentando una sobre estimación en el escenario de Yanatile mientras que el escenario de Machu Picchu presenta una disminución tanto en los valores máximos como en la apreciación visual.

Figura 29- Mapas de evapotranspiración real correspondiente al 06 de agosto del 2016 para los escenarios Quillabamba, Yanatile y Machu Picchu. (Realizado en ArcMap 10.1)

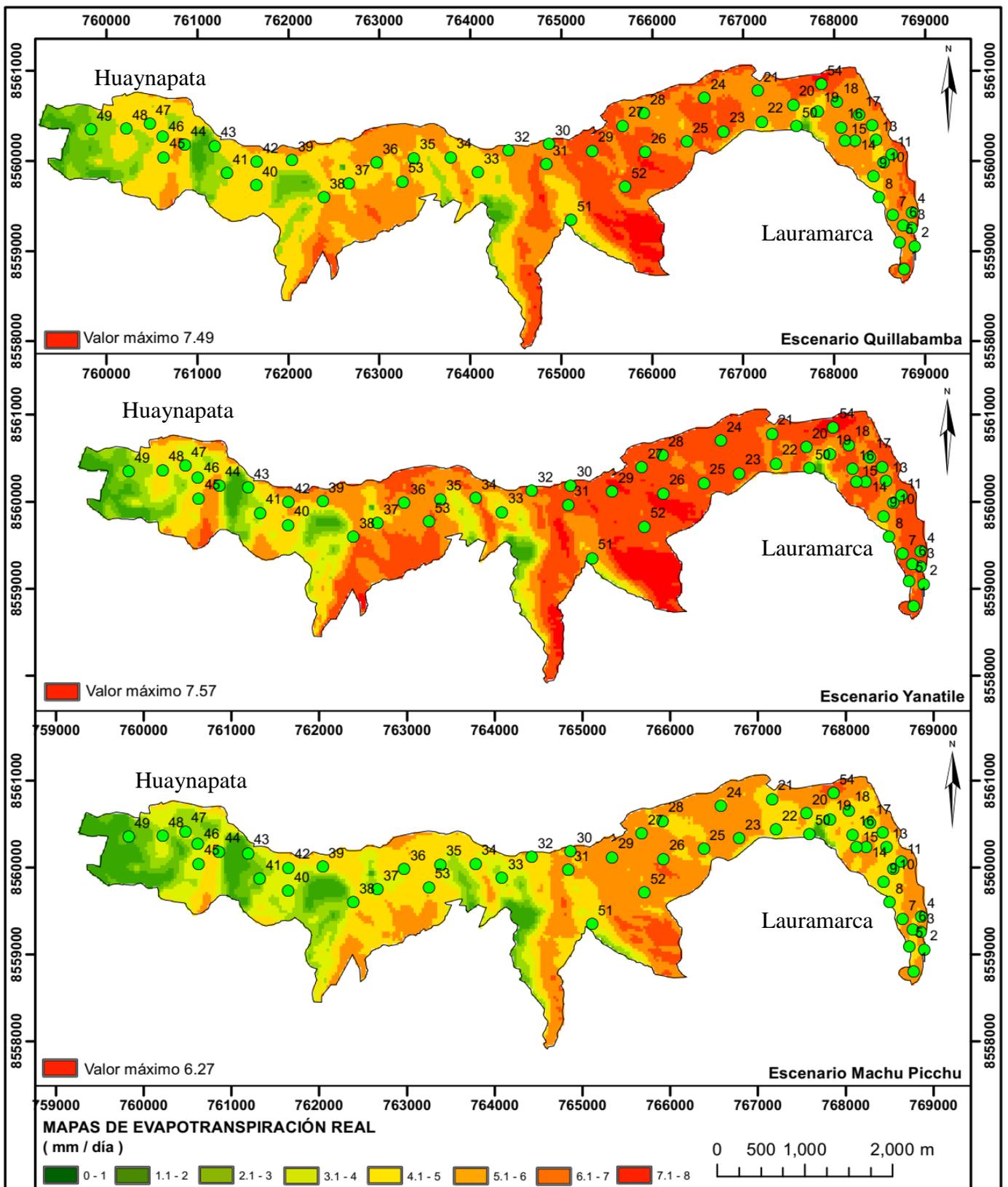


Tabla 12- Resultados de evapotranspiración real mediante Penman Monteith y SEBAL para cada escenario.

LOTE	NORTE	ESTE	ALTURA	E. Quillabamba		E. Yanatile		E. Machu Picchu	
				ETcaj (penman)	ETcaj (Sebal)	ETcaj (penman)	ETcaj (Sebal)	ETcaj (penman)	ETcaj (Sebal)
1	8558803	768776	1902	4.243	6.314	5.836	6.684	3.614	5.530
2	8559054	768892	1883	4.203	6.195	5.849	6.580	3.706	5.440
3	8559258	768854	1845	4.243	5.933	5.836	6.445	3.614	5.255
4	8559434	768859	1832	4.243	5.787	5.836	6.284	3.738	5.126
5	8559093	768724	1919	4.243	5.539	5.836	6.070	4.003	4.922
6	8559283	768762	1882	4.325	5.308	5.809	5.852	3.709	4.725
7	8559404	768649	1891	4.348	5.696	5.802	6.191	1.533	5.049
8	8559598	768497	1890	4.325	4.089	5.809	4.656	3.709	3.490
9	8559834	768432	1864	4.325	4.697	5.809	5.271	3.709	4.121
10	8559987	768544	1822	4.203	5.303	5.849	5.871	3.866	4.700
11	8560071	768633	1774	4.243	5.777	5.836	6.294	4.003	5.121
12	8560400	768420	1757	4.410	5.456	5.781	6.031	3.463	4.849
13	8560235	768463	1796	4.293	4.676	5.820	5.272	4.119	4.107
14	8560231	768232	1823	4.243	5.948	5.836	6.466	4.003	5.264
15	8560229	768122	1818	4.203	5.817	5.849	6.340	3.866	5.158
16	8560376	768081	1822	4.243	5.192	5.836	5.753	3.984	4.604
17	8560513	768276	1772	4.348	4.700	5.802	5.286	1.437	4.150
18	8560653	768035	1771	4.293	5.746	5.820	6.292	4.110	5.086
19	8560552	767822	1808	4.348	4.147	5.802	4.701	1.533	3.511
20	8560626	767552	1759	4.243	5.190	5.836	5.773	3.821	4.584
21	8560783	767161	1675	4.539	5.474	6.040	6.060	4.149	4.855
22	8560437	767207	1872	4.203	4.534	5.849	5.135	3.866	3.921
23	8560330	766787	1891	4.325	6.221	5.809	6.684	3.709	5.484
24	8560704	766577	1634	4.380	5.871	5.791	6.418	3.932	5.191
25	8560215	766384	1836	4.293	5.764	5.820	6.305	4.119	5.102
26	8560098	765922	1770	4.293	6.095	5.820	6.535	4.119	5.366
27	8560394	765676	1571	4.293	5.561	5.820	6.097	4.119	4.945
28	8560533	765911	1562	4.203	5.722	5.849	6.299	3.706	5.081
29	8560116	765340	1553	4.203	6.160	5.849	6.651	3.840	5.444
30	8560187	764866	1466	4.243	5.838	5.836	6.369	4.003	5.177
31	8559968	764840	1548	4.243	5.952	5.836	6.491	3.738	5.282
32	8560123	764421	1447	4.243	5.676	5.836	6.244	4.003	5.038
33	8559879	764084	1570	4.243	3.699	5.836	4.255	3.738	3.020
34	8560045	763783	1497	4.243	5.119	5.836	5.731	4.003	4.502
35	8560030	763381	1504	4.243	4.795	5.836	5.400	4.003	4.141
36	8559983	762970	1463	4.203	5.093	5.849	5.722	3.866	4.493
37	8559751	762665	1465	4.243	4.361	5.836	4.928	3.821	3.634
38	8559597	762390	1458	4.243	4.882	5.836	5.522	4.003	4.308
39	8560009	762040	1390	4.203	4.619	5.849	5.259	3.866	4.029
40	8559730	761647	1561	4.203	4.178	5.849	4.752	3.866	3.487
41	8559871	761324	1547	4.243	2.378	5.836	2.584	4.003	1.375
42	8559996	761652	1418	4.243	4.334	5.836	4.954	3.984	3.702
43	8560165	761190	1385	4.203	2.100	5.849	2.136	3.840	0.909
44	8560183	760861	1470	4.243	4.099	5.836	4.642	4.003	3.377
45	8560040	760627	1468	4.093	3.930	5.885	4.476	3.375	3.379
46	8560274	760618	1442	4.203	2.884	5.849	3.417	3.866	2.329
47	8560413	760476	1464	4.203	4.008	5.849	4.546	3.866	3.260
48	8560362	760217	1420	4.293	3.853	5.820	4.402	3.987	3.118
49	8560350	759829	1462	4.243	2.148	5.836	2.211	3.984	1.020
50	8560387	767586	1911	4.203	2.458	5.849	2.152	3.866	0.941
51	8559349	765109	1716	4.243	4.777	5.836	5.382	4.003	4.193
52	8559714	765705	1770	4.293	5.918	5.820	6.441	3.987	5.240
53	8559774	763252	1560	4.243	5.355	5.836	5.958	3.738	4.759
54	8560854	767860	1687	4.325	6.941	5.809	7.373	3.709	6.058

4.2 Validación de resultados de evapotranspiración real

Con el fin de validar los resultados de evapotranspiración obtenidos para cada escenario, los datos fueron sometidos a la prueba estadística T de Student para muestras independientes con el fin de comparar la diferencia de los promedios de ambos métodos y evaluar si dicha diferencia es significativa.

Con las hipótesis establecidas y con el grado de significancia del 95%, evaluamos los resultados obtenidos para cada escenario mediante el software IBM SPSS Statistics.

H_0 : No existen diferencias significativas en los valores promedio de evapotranspiración entre los resultados obtenidos mediante el método de FAO Penman Monteith y SEBAL

H_1 : Existen diferencias significativas en los valores promedio de evapotranspiración entre los resultados obtenidos mediante el método de FAO Penman Monteith y SEBAL

En primera instancia, se analizó la normalidad de cada grupo muestral y a continuación se sometieron a la prueba de Kolmogorov – Smirnov y se identificó si existe una diferencia en las varianzas, para poder observar si el valor P es menor o mayor a 0.05 y, así, aceptar o rechazar la hipótesis nula.

4.2.1 Escenario Quillabamba

Los resultados de la media para el escenario Quillabamba son numéricamente muy similares; sin embargo, notamos que la desviación estándar obtenida para el método de Penman es muy bajo en comparación con el de SEBAL. Además, al someter los datos a la prueba de normalidad, los resultados del método Penman Monteith no cumplen con una distribución normal, debido a que presentan valores con tendencia constante a lo largo de toda la zona de estudio. Por otro lado, SEBAL se comporta de forma óptima pasando la prueba de normalidad. Esto, debido a que SEBAL obtiene valores más altos en zonas con densa vegetación y valores mínimos en zonas desérticas o con escasa vegetación.

Tabla 13-Resultados estadísticos descriptivos para Penman Monteith y SEBAL para el escenario de Quillabamba. (Realizado en IBM SPSS Statistics 25)

METODO		Estadístico	Desv. Error		
EVAPOTRANSPIRACION	PENMAN	Media	4.2613	.00921	
		95% de intervalo de confianza para la media	Límite inferior	4.2429	
			Límite superior	4.2798	
		Media recortada al 5%	4.2564		
		Mediana	4.2425		
		Varianza	.005		
		Desv. Desviación	.06768		
		Mínimo	4.09		
		Máximo	4.54		
		Rango	.45		
		Rango intercuartil	.09		
		Asimetría	1,403	,325	
		Curtosis	4,690	,639	
	SEBAL	Media	4.9686	.15182	
		95% de intervalo de confianza para la media	Límite inferior	4.6641	
			Límite superior	5.2732	
		Media recortada al 5%	5.0367		
		Mediana	5.2475		
		Varianza	1,245		
		Desv. Desviación	1.11567		
Mínimo	2.10				
Máximo	6.94				
Rango	4.84				
Rango intercuartil	1.50				
Asimetría	-.990	,325			
Curtosis	,616	,639			

Tabla 14- Prueba de Normalidad mediante Kolmogorov-Smirnov para el escenario de Quillabamba (Realizado en IBM SPSS Statistics 25)

	METODO	Kolmogorov-Smirnov ^a		
		Estadístico	gl	Sig.
EVAPOTRANSPIRACION	PENMAN	,276	54	,000
	SEBAL	,118	54	,057

a. Corrección de significación de Lilliefors

Los resultados obtenidos mediante SEBAL pasan la prueba de normalidad; sin embargo, como el estudio es correlacional, se sometieron los datos a la prueba T de Student para muestras independientes y como muestran los estadísticos descriptivos. No se asume la igualdad de varianzas en la prueba de Levene. Luego, se toma la segunda fila de la tabla 15 para rechazar la hipótesis nula.

Tabla 15- Prueba T de Student para muestras independientes – Caso Quillabamba (Realizado en IBM SPSS Statistics 25)

prueba t para la igualdad de medias						
t	gl	Sig. (bilateral)	Diferencia de medias	Diferencia de error estándar	95% de intervalo de confianza de la diferencia	
					Inferior	Superior
-4,650	106	,000	-.70730	.15210	-1.00886	-.40574
-4,650	53,390	,000	-.70730	.15210	-1.01233	-.40227

A pesar de que los valores promedios de evapotranspiración real son muy cercanos entre ambos métodos, existen diferencias significativas debido al método empleado para la obtención de los valores. Esto sucede porque los valores obtenidos mediante Penman tienden a ser constantes y no tienen un parámetro que diferencie las zonas con más capacidad evapotranspirativa. También se debe a que los valores dependieron en gran medida de la elección de los cultivos de referencia y sus características. El coeficiente basal del cultivo no describe de manera completa la zona de estudio, ya que se obtiene a través de tablas y es representativo para cualquier parte del planeta y las correcciones a las que es sometido, según la estación climática, tienen una relación lineal, por lo que los valores tienden a ser muy similares en toda el área de estudio.

4.2.2 Escenario Yanatile

Los promedios de los resultados de evapotranspiración real de la estación Yanatile son numéricamente más cercanos que en el escenario de Quillabamba. Sin embargo, la diferencia entre las desviaciones estándar sigue siendo notable. Se presenta el mismo comportamiento en los valores obtenidos mediante Penman Monteith, que tienden a ser constantes. Esto se explica porque ambas estaciones comparten similitudes tanto en altitud como en registro de precipitaciones y valores de humedad. Si bien es cierto que mediante el Método Penman Monteith después de realizar una transformación logarítmica tenemos un comportamiento normal en los datos, en realidad estos están sobreestimados y presentan los valores más altos obtenidos en los tres escenarios. Esto se pudo analizar cuando mostramos los mapas de evapotranspiración en la figura 28.

Tabla 16-Resultados estadísticos descriptivos para Penman Monteith y SEBAL para el escenario de Yanatile. (Realizado en IBM SPSS Statistics 25)

METODO		Estadístico	Desv. Error		
EVAPOTRANSPIRACION	PENMAN	Media	5.8355	.00458	
		95% de intervalo de confianza para la media	Límite inferior	5.8263	
			Límite superior	5.8447	
		Media recortada al 5%	5.8326		
		Mediana	5.8360		
		Varianza	,001		
		Desv. Desviación	.03369		
		Mínimo	5.78		
		Máximo	6.04		
		Rango	.26		
		Rango intercuartil	.03		
		Asimetría	4,214	,325	
		Curtosis	25,933	,639	
		SEBAL	Media	5.4749	.16355
	95% de intervalo de confianza para la media		Límite inferior	5.1468	
			Límite superior	5.8029	
	Media recortada al 5%		5.5776		
	Mediana		5.8125		
	Varianza		1,444		
	Desv. Desviación		1.20183		
Mínimo	2.14				
Máximo	7.37				
Rango	5.24				
Rango intercuartil	1.43				
Asimetría	-1,393	,325			
Curtosis	1,741	,639			

Tabla 17- Prueba de Normalidad mediante Kolmorov-Smirnov para el escenario de Quillabamba (Realizado en IBM SPSS Statistics 25)

METODO	Kolmogorov-Smirnov ^a		
	Estadístico	gl	Sig.
EVAPOTRANSPIRACION			
PENMAN	,307	54	,000
SEBAL	,156	54	,002

a. Corrección de significación de Lilliefors

Como sucedió en la estación de Quillabamba, en la prueba de T de Student, al someter los datos a la prueba de igualdad de varianzas se encuentra que no hay igualdad de varianzas, por lo tanto, tomamos la fila 2 de la tabla 18. Y llegamos a la misma conclusión, se rechaza la hipótesis nula en favor de la hipótesis alternativa; esto quiere decir que se encuentran diferencias significativas en las medias debido al tipo de método empleado.

Tabla 18- Prueba T de Student para muestras independientes – Caso Yanatile
(Realizado en IBM SPSS Statistics 25)

prueba t para la igualdad de medias						
t	gl	Sig. (bilateral)	Diferencia de medias	Diferencia de error estándar	95% de intervalo de confianza de la diferencia	
					Inferior	Superior
2,204	106	,030	.36063	.16361	.03625	.68501
2,204	53,083	,032	.36063	.16361	.03247	.68878

Los resultados de la estación Yanatile son muy importantes, debido a que, al igual que la estación Quillabamba, se encontraba a capacidad de campo en el día de paso de satélite, y, ya que las características vegetativas fueron las mismas para ambos escenarios, los indicadores climáticos fueron determinantes para la sobreestimación de la evapotranspiración real. Como se mencionó en el apartado teórico, la evapotranspiración del cultivo bajo condiciones estándar es un indicador climático más y expresa el poder evaporante de la atmósfera. Este mismo comportamiento se presenta en las estaciones Quillabamba y Yanatile, con la diferencia de que las características climáticas de Yanatile presentan un mayor poder evaporante por encontrarse en una cuenca de zona de Selva con un mayor valor de temperaturas y humedad.

4.2.3 Escenario Machu Picchu

Las medias obtenidas mediante Penman y SEBAL para este escenario, presentan más disparidad que las de la estación Yanatile, pero menos que las de Quillabamba. En cuanto a la desviación estándar del método Penman Monteith, aumentó en comparación con los otros dos escenarios con una ligera tendencia a la constancia, que se refleja en la prueba de normalidad, ya que tampoco se ajusta a un modelo normal. En cuanto al método Penman, los valores promedio disminuyeron en comparación con los otros escenarios, lo que se puede constatar en el mapa de evapotranspiración obtenidos; los resultados de SEBAL se ajustan satisfactoriamente a la prueba de normalidad

Tabla 19-Resultados estadísticos descriptivos para Penman Monteith y SEBAL para el escenario de Machu Picchu. (Realizado en IBM SPSS Statistics 25)

METODO		Estadístico	Dev. Error		
EVAPOTRANSPIRACION	PENMAN	Media	3.7448	.07808	
		95% de intervalo de confianza para la media	Límite inferior	3.5882	
			Límite superior	3.9014	
		Media recortada al 5%	3.8483		
		Mediana	3.8660		
		Varianza	,329		
		Dev. Desviación	.57374		
		Mínimo	1.44		
		Máximo	4.15		
		Rango	2.71		
		Rango intercuartil	.29		
		Asimetría	-3,465	,325	
		Curtosis	11,731	,639	
		SEBAL	Media	4.2769	.16418
	95% de intervalo de confianza para la media	Límite inferior	3.9476		
Límite superior		4.6062			
Media recortada al 5%	4.3819				
Mediana	4.6520				
Varianza	1,456				
Dev. Desviación	1.20644				
Mínimo	.91				
Máximo	6.06				
Rango	5.15				
Rango intercuartil	1.53				
Asimetría	-1,393	,325			
Curtosis	1,686	,639			

Tabla 20- Prueba de Normalidad mediante Kolmorov-Smirnov para el escenario de Machu Picchu (Realizado en IBM SPSS Statistics 25)

METODO	Kolmogorov-Smirnov ^a			Shapiro-Wilk			
	Estadístico	gl	Sig.	Estadístico	gl	Sig.	
EVAPOTRANSPIRACION							
	PENMAN	,343	54	,000	,502	54	,000
	SEBAL	,145	54	,006	,857	54	,000

a. Corrección de significación de Lilliefors

Como sucedió con los casos anteriores, las varianzas son diferentes entre los resultados obtenidos mediante Penman y SEBAL por lo que hay que usar la fila 2 de la tabla 20, en donde vemos que la prueba es pasada con un valor de P de 0.05 en favor de la hipótesis nula, por lo que podemos afirmar que la diferencia de las medias para la estación Quillabamba no es significativa y se deben al azar.

Tabla 21- Prueba T de Student para muestras independientes – Caso Machu Picchu
(Realizado en IBM SPSS Statistics 25)

prueba t para la igualdad de medias						
t	gl	Sig. (bilateral)	Diferencia de medias	Diferencia de error estándar	95% de intervalo de confianza de la diferencia	
					Inferior	Superior
-2,927	106	,004	-.53207	.18180	-.89250	-.17165
-2,927	75,806	,005	-.53207	.18180	-.89417	-.16998

Los resultados obtenidos para este escenario son entendibles debido a que los datos de la estación Machu Picchu se diferencian de los anteriores, presentando distintos registros de precipitación y humedades, y la altitud de la estación Machu Picchu está a 2548 m.s.n.m., a diferencia de la altitud de la estación de Quillabamba, a 990 m.s.n.m. y de Yanatile, a 1050 m.s.n.m. El balance de humedad en el suelo realizado en el método de Penman Monteith normaliza los datos, pero no lo suficiente como para pasar la prueba de normalidad. Sin embargo, el comportamiento de los datos es el mismo que el de SEBAL, del que se puede verificar que tiene valores más óptimos en los mapas de evapotranspiración. Los resultados de la evapotranspiración distribuida espacialmente complementan este análisis de por qué la estimación de la evapotranspiración real en el escenario de la estación Machu Picchu resultó satisfactoria.

4.3 Estimación de errores de evapotranspiración real

Se eligieron los dos indicadores estadísticos de comparación más utilizados en el campo de la meteorología: error de la raíz cuadrada de la media (RMSE) y error medio absoluto (MAE).

Se evalúa en qué escenario se presentan los valores más óptimos de error mediante las ecuaciones 92 y 93.

Se observa, en general, una buena correspondencia de distribución de datos de evapotranspiración real mediante ambos métodos, tal y como el análisis de validación mostró. Se tienen valores de RSME pequeños, es decir, no se presentan valores atípicos en la distribución que serían castigados con el método de estimación de error RSME.

Se puede observar que la estación Machu Picchu, presenta los mayores

valores de error promedio, mientras que la estación Yanatile es la que exhibe la mejor correlación de promedios entre ambos métodos, ya que presenta los valores más pequeños de error; es decir, los resultados obtenidos mediante el método FAO Penman Monteith y los valores de evapotranspiración se corresponden mejor numéricamente. El escenario de Machu Picchu presenta el comportamiento más óptimo comparando ambos métodos, a la vez es quien tiene los valores promedios con mayor error, esto se debe principalmente a que, en las zonas con escasa cubierta vegetal, Penman no lo registra con valores menores de evapotranspiración. Y no obtiene valores mínimos de evapotranspiración a menos que se registren cultivos con bajos requerimientos de agua.

Tabla 22- Error de la raíz cuadrada media y error medio absoluto de los resultados promedio de evapotranspiración real

Escenario	RMSE	MSE
Quillabamba	1.299	1.117
Yanatile	1.247	0.871
Machu Picchu	1.429	1.157

4.4 Comparación de resultados de ET_{caj} distribuido espacialmente

Una vez confirmando la validación estadística de los resultados, se realiza una comparación de estos, distribuyéndolos espacialmente, donde se muestra la diferencia de los valores obtenidos mediante ambos métodos para cada escenario y para cada punto muestreado. Dado que uno de los objetivos de la investigación es determinar qué estación climática se corresponde mejor con el método SEBAL, se presentan y analizan los resultados para cada estación.

En las figuras 30, 31 y 32, se observa una tendencia constante en el método de Penman Monteith, esto es inherente al método FAO Penman Monteith el cual depende de la elección del cultivo y de los parámetros climáticos de las estaciones. En el caso de SEBAL, los valores decrecen a partir del punto de muestreo 30. Esto resulta esperable debido a que la vegetación es tupida en la zona de Lauramarca y los valores de evapotranspiración decaen conforme la vegetación decrece hacia la zona de Huaynapata.

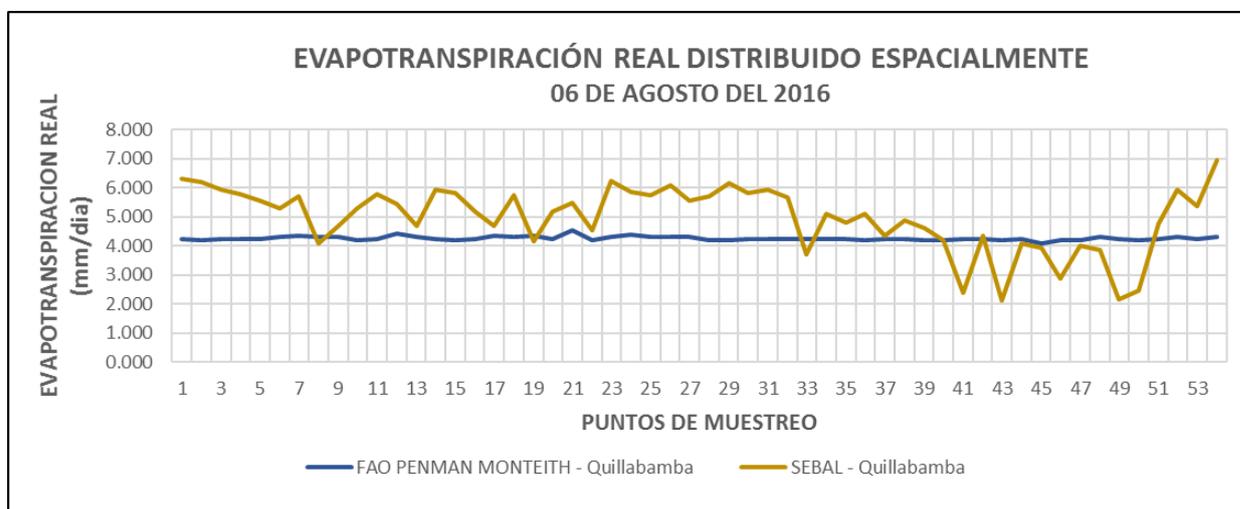
4.4.1 Resultados correspondientes al escenario de la estación Quillabamba

Los resultados de evapotranspiración mediante el método de SEBAL para escenario Quillabamba muestran una buena correlación espacial con los resultados obtenidos por el método de FAO Penman Monteith.

Se evidencia en la figura 30 el comportamiento no normalizado que tiene el método Penman Monteith obtenido en el análisis estadístico. Los valores constantes se deben principalmente a que el método Penman no contempla las características vegetativas en las cuales crecerá un determinado cultivo.

Sebal, por otro lado, sobreestima los datos de evapotranspiración que se obtiene con Penman en las zonas con mayor vegetación y, por el contrario, obtiene valores mínimos en las zonas con poca vegetación. Este comportamiento es más acorde con la realidad dado que en una zona tan extensa con presencia de microclimas, un único parámetro no es suficiente para describir las condiciones de la superficie.

Figura 30- Diagrama de Evapotranspiración real estimada con SEBAL y FAO Penman Monteith distribuido espacialmente para la estación Machu Picchu en el año 2016. (Realizado en MS Excel 2016)



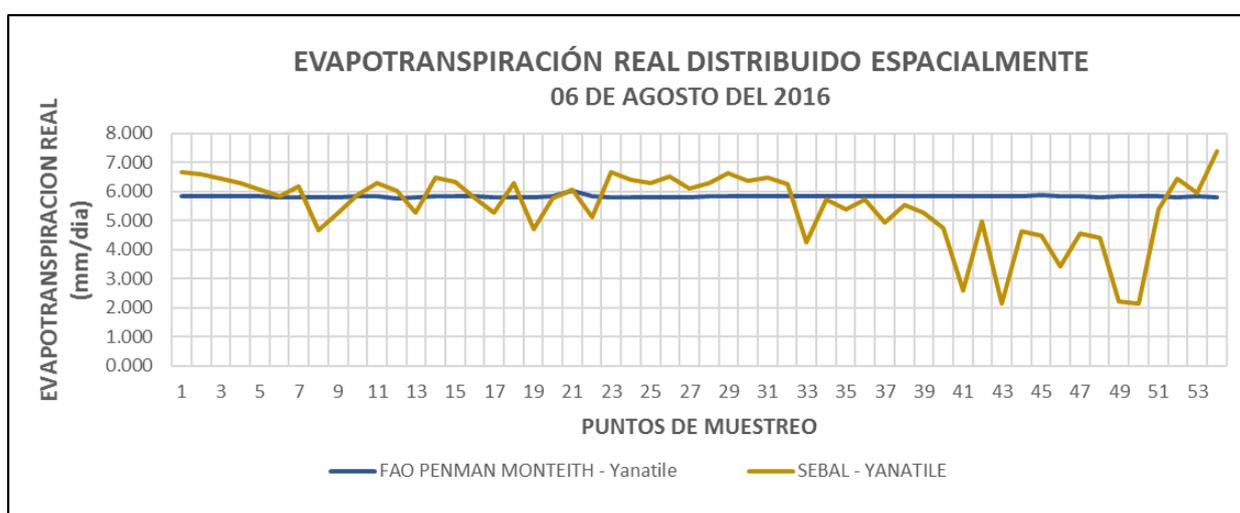
4.4.3 Resultados correspondientes al escenario de la estación Yanatile

A pesar de que los valores promedios sean los más óptimos para este escenario, vemos cómo en las zonas con poca vegetación SEBAL subestima los valores de evapotranspiración en comparación con Penman Monteith. Tal y como se observaba en los mapas de evapotranspiración, los valores de SEBAL y Penman para las zonas con una densa cobertura vegetal están

sobreestimados.

Se observa, además, que, para las zonas con menor vegetación, a partir de la muestra 30, los valores de evapotranspiración mediante SEBAL disminuyen; sin embargo, los valores mediante FAO Penman Monteith se mantienen constantes. Ambos métodos presentaron valores altos de evapotranspiración debido a las características de la estación Yanatile ubicada en selva, a una baja altitud en comparación con la zona de estudio.

Figura 31- Diagrama de Evapotranspiración real estimada con SEBAL y FAO Penman Monteith distribuido espacialmente para la estación Yanatile en el año 2016.
(Realizado en MS Excel 2016)



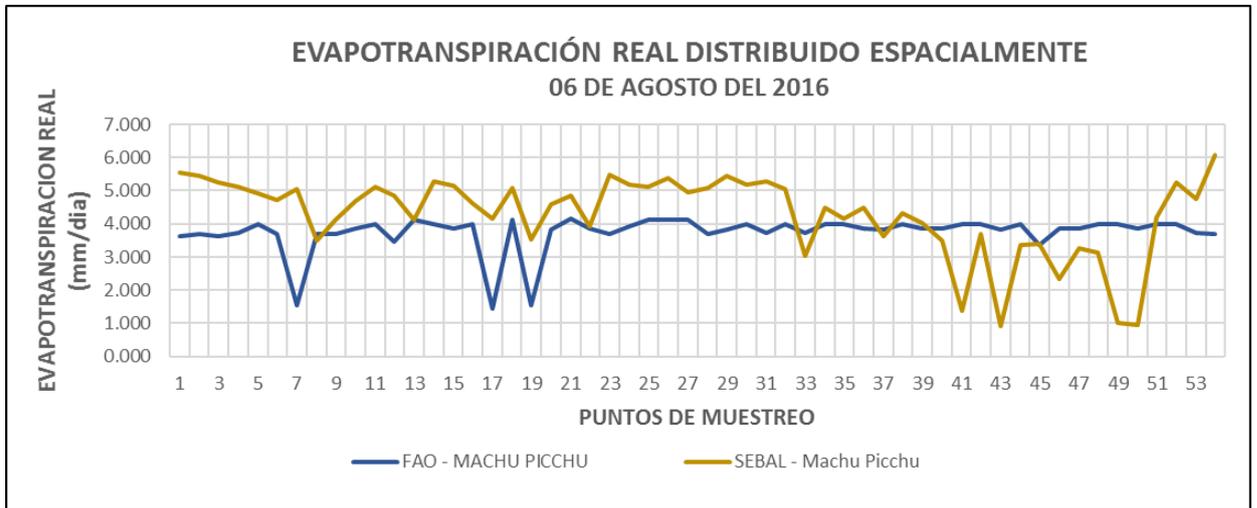
4.4.2 Resultados correspondientes al escenario de la estación Machu Picchu.

Los resultados correspondientes a este escenario tienen una importante diferencia con los otros dos escenarios. El método de Penman Monteith presenta valores picos mínimos en algunas muestras, esto se debe a la presencia del cultivo de piña, el cual tiene un coeficiente de cultivo bajo en comparación con el resto de vegetación. El comportamiento de los resultados de ambos métodos es óptimo para las zonas vegetativas, teniendo limitaciones en las zonas con poca vegetación ya que Penman Monteith no registra esa información en el cálculo.

Al haber pasado la prueba de normalidad y la prueba T de Student, se puede decir que los valores mínimos y máximos del método SEBAL se equilibran en favor del método de Penman, por lo que los valores promedios son representativos para el área de estudio. Altitudinalmente, la estación de Machu Picchu se corresponde mejor con la zona de estudio y el registro de

precipitaciones, diferente al de las otras dos estaciones, fue determinante para que sea el escenario que más se ajuste a SEBAL.

Figura 32- diagrama de Evapotranspiración real estimada con SEBAL y FAO Penman Monteith distribuido espacialmente para la estación Machu Picchu en el año 2016. (Realizado en MS Excel 2016)



CAPÍTULO V: CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

5.1. Conclusiones

- La presente investigación permitió estimar la Evapotranspiración real de tres microcuencas con extensa vegetación (Lauramarca, Boyada y Tunquimayo), mediante el método FAO Penman-Monteith, valiéndose de datos meteorológicos de las estaciones Quillabamba, Quebrada Yanatile y Machu Picchu, análisis de suelos distribuidos espacialmente para diferentes zonas, el uso actual de la tierra con diversos cultivos y características de terreno representativas.
- Se implementó el modelo SEBAL, utilizando el Software ERDAS Imagine 2014 mediante la herramienta Model Maker, la cual se puede utilizar para evaluar nuevos escenarios en diferentes proyectos en los que se necesite importar datos de otras cuencas y determinar las estaciones climáticas más adecuadas.
- El modelo SEBAL y FAO Penman Monteith, permitieron entender mejor el comportamiento de la evapotranspiración real en función del terreno y del método elegido para su estimación, el análisis comparativo señaló que la estación Machu Picchu es la que se ajusta estadísticamente de forma óptima a las características del área de estudio con un 95% de confiabilidad con un error de raíz cuadrada media de 1.429 y un error medio absoluto de 1.157. En contraposición el escenario de Quillabamba y Yanatile no se ajustan a la prueba T de Student y existen diferencias significativas en los promedios debido al método empleado.
- El método SEBAL permitió analizar el comportamiento espacial de la evapotranspiración, obteniendo valores máximos en zonas con alta cobertura vegetal y mínimos en zonas áridas o con poca vegetación. El método FAO Penman Monteith, utilizado tradicionalmente en los estudios hidrológicos, no registra de forma óptima las características de cobertura vegetal de la superficie y se obtienen valores con tendencia constante.

5.2 Recomendaciones

Una de las principales limitaciones para la aplicación del algoritmo SEBAL es la presencia de nubes en la imagen y el período entre imágenes que se pueden obtener del mismo lugar geográfico. Por ello, se recomienda elegir imágenes con la menor cantidad de nubes posible, ya que los valores de los píxeles varían considerablemente.

El presente estudio se enfocó de modo correlacional debido a la ausencia de datos históricos del suelo. Se estudió la evapotranspiración real únicamente para el 06 de agosto de 2016. Se recomienda a quienes estén interesados en estimar la precisión del método SEBAL u otro método de teledetección, obtener muestras durante un año y realizar balance de humedad diarios, también colocar lisímetros en la zona de estudio para analizar las limitaciones de las técnicas de teledetección a profundidad.

La implementación del método SEBAL requiere una elección precisa y correcta de los píxeles fríos y calientes cercanos a la estación de estudio. Esto es decisivo y requiere destreza de parte del investigador. Para profundizar en la investigación se recomienda realizar análisis de sensibilidad e incertidumbre para estudiar el factor del error humano en la elección de estos parámetros.

Se recomienda registrar responsablemente la información de la superficie y elaborar una cédula de cultivo detallada y precisa; esto determinante en el resultado de la evapotranspiración real cuando se usa el método FAO Penman Monteith. La destreza en la recopilación de datos de campo disminuye los posibles errores humanos que pudieran existir cuando se estima la evapotranspiración.

BIBLIOGRAFÍA

Allen, R; Tasumi, M; Trezza, R. 2002. SEBAL Surface Energy Balance Algorithms for Land: Advanced Training and User's Manual. Idaho, Estados Unidos, Universidad de Idaho.

Allen, R; Pereira, L; Raes, D; Smith, M. 2006. Evapotranspiración del cultivo: guías para la determinación de los requerimientos de agua de los cultivos. Roma, Italia, FAO Food & Agriculture Org. Volumen 56.

Barbosa da Silva, B. 2017. Balanço de radiação e energia com imagens LANDSAT. Campina Grande, Brasil, Universidad Federal de Campina Grande.

Bastiaanssen, W. 1994. Regionalization of surface flux densities and moisture indicators in composite terrain. Tesis. Wageningen, Países Bajos, Wageningen Agricultural University.

Bastiaanssen, W; Menenti, M; Feddes, R; Holtslag, A. 1998. A remote sensing surface energy balance algorithm for land (SEBAL): 1. Formulation. Ámsterdam, Países Bajos, Elsevier. Journal of hydrology n° 212, pp. 198-212.

Bastiaanssen, W. 2000. SEBAL-based sensible and latent heat fluxes in the irrigated Gediz Basin, Turkey. Journal of hydrology 229(1): 87-100

Brasa Ramos, A. 1997. Determinación mediante teledetección de la evapotranspiración en regadíos extensivos. Cuenca, España, Ediciones de la Universidad de Castilla - La Mancha.

Castaño Fernández, S; Ruiz Gallardo, J.R; Vela Mayorga, A. 1994. La teledetección: Cuenca, España, Ediciones de la Universidad de Castilla - La Mancha.

Chuvieco, E. 1995. Fundamentos de teledetección espacial. Madrid, España, Rialp.

Doorenbos, J; Pruitt, W.O. 1977. Las necesidades de agua de los cultivos. FAO. Serie Riego y Drenaje. Tomo n° 24.

Hargreaves, G.H.; Samani, Z. 1982. Estimating potential evapotranspiration. Journal of Irrigation and Drainage Engineering, ASCE, 108(IR3), pp. 223-230.

Huamán Gutiérrez, H.A. 2015. Estimación espacial de la evapotranspiración real usando imágenes de satélite mediante algoritmo SEBAL caso: Irrigación Majes I – Arequipa. Tesis de maestría. Lima, Perú, Universidad Nacional Agraria La Molina.

López, M.J; Caselles, V. 1991. La teledetección en el seguimiento de los fenómenos naturales. Valencia, España, Universidad de Valencia, Departamento de Termodinámica.

Martín de Santa Olalla Mañas, F; López Fuster, P; Calera Belmonte, A. 2005. Agua y agronomía. Madrid, España, Mundi-prensa.

Morse, A; Tasumi, M; Allen, R; Kramber, W. 2000. Application of the SEBAL Methodology for Estimating Consumptive Use of Water and Streamflow Depletion in the Bear River Basin of Idaho through Remote Sensing. Idaho, Estados Unidos, Universidad de Idaho. Departamento de Recursos Hídricos. Reporte final.

Nuñez Juliá, C.M. 2009. Modelación del flujo de calor del suelo y aplicación de algoritmo de cálculo de evapotranspiración mediante teledetección. Tesis de maestría. Santiago de Chile, Chile, Universidad Católica de Chile.

Rodríguez Chávez, O. 2005. Manual para el manejo y procesamiento de imágenes satelitales obtenidas del sensor remoto Modis de la NASA, aplicado en Estudios de ingeniería civil. Trabajo de grado. Bogotá, Colombia, Pontificia Universidad Javeriana.

Sánchez San Román, F.J. 2010. Evapotranspiración. Salamanca, España, Universidad de Salamanca.

Sánchez Toribio, M. 1992. Métodos para el estudio de la evaporación y evapotranspiración. Logroño, España, Geoforma Ediciones. Cuadernos Técnicos de la SEG nº 3.

Santos Rufo, C; Lorite Torres, I; Allen, R; Masahiro, T; Gavilán Zafra, P; Fereres Castiel, E. 2007. Mejora de la gestión de los recursos hídricos por medio de la integración de técnicas de teledetección y modelos de simulación (accésit) . Andalucía, España, Analistas Económicos Andalucía.

Valverde J.C. 2007. Riego y drenaje, segunda reimpresión. San José, Costa Rica, Universidad Estatal a Distancia.

Villaorduña Vergara, L. 2014. Estimación de la evapotranspiración espacial en el Valle del Mantaro mediante el algoritmo SEBAL. Tesis de grado. Lima, Perú, Universidad Nacional Agraria La Molina.

Zhongping, S; Bin, W; Wenming, S; Changzuo, W; Daian, Y; Zheng, L. 2010. Evapotranspiration estimation based on the SEBAL model in the Nansi Lake Wetland of China: Mathematical and Computer Modelling. Pekín, China, Universidad de Geociencias.

ANEXOS